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

ESTUDO PALEOMAGNÉTICO DE UNIDADES PALEOPROTEROZÓICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO

Franklin Bispo dos Santos

Orientador: Prof. Dr. Manoel Souza D'Agrella Filho

São Paulo

Fevereiro de 2012

Franklin Bispo dos Santos

**ESTUDO PALEOMAGNÉTICO DE UNIDADES
PALEOPROTEROZÓICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP), para a obtenção do título de Doutor em Geofísica.

Versão corrigida – O original encontra-se disponível na unidade.

Orientador: Prof. Dr. Manoel Souza D'Agrella Filho

São Paulo

Fevereiro de 2012

Dedico a Deus, aos meus pais
Florisvaldo e Zânia e aos meus
irmãos Joseane e Lyvan pela
confiança e pelo apoio.

AGRADECIMENTOS

A Deus por tudo na minha vida, pois Tua presença e força foram o meu suporte para concluir este trabalho.

Ao meu orientador Prof. Dr. Manoel Souza D'Agrella Filho pela orientação, paciência, dedicação, incentivo e confiança.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pela bolsa de doutorado e pelo financiamento da Pesquisa (projeto 2007/53177-4).

Ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) pelo suporte técnico.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelos primeiros meses de bolsa de doutorado.

A Daniele Brandt, técnica do Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP, pela paciência que teve comigo nas inúmeras dúvidas paleomagnéticas que foram geradas durante estes quatro anos de doutorado.

Ao Prof. Dr. Ricardo Trindade por me auxiliar nas dúvidas sobre o paleomagnetismo.

A geóloga Liliane Janikian, pós-doutoranda do IAG-USP, pela importante colaboração neste trabalho de pesquisa.

Ao geólogo Nelson Joaquim Reis da CPRM (Manaus) pela colaboração na realização das pesquisas de campo realizadas no Estado do Roraima.

Ao Josué Antonio da Silva (o Poconé) e a Companhia Matogrossense de Mineração (METAMAT) pela colaboração na realização das pesquisas de campo realizadas no Estado do Mato Grosso.

Ao GEOCIAM (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia).

Aos colegas do laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP.

A Maria Anna Abreu de Almeida dos Reis pelas determinações dos parâmetros de histerese no Laboratório de Paleomagnetismo do *National Oceanography Centre* (NOC) da Universidade de Southampton (Inglaterra).

A minha namorada Alexandra pela compreensão e a paciência de suportar e apoiar as inúmeras madrugadas e finais de semanas dedicados a este trabalho. Seu amor, carinho, dedicação e confiança foram muito importantes para eu suportar a distância e a saudade da minha família e concluir este trabalho.

Um agradecimento muito especial a minha maravilhosa família, meu pai Florisvaldo, a minha mãe Zânia, a minha irmã Joseane e o meu irmão Lyvan que sempre me apoiaram, incentivaram e confiaram que eu seria capaz de concluir esta Tese de Doutorado. Família, muito obrigado, pelas orações e por tudo, sem ajuda de vocês, eu não conseguiria. Lembrem-se vocês são muito importantes na minha vida.

Aos amigos, Alanna Dutra, Eduardo Rocha, Danillo Oliveira, Manuelle Góes, Everton Bomfim, Marquinhos (Brasília), Marcelo Guarido, Henrique Bueno e Cleiton Kefrof.

A todos os colegas e funcionários do IAG-USP que de maneira direta ou indireta participaram desse trabalho.

RESUMO

Na América do Sul, o Cráton Amazônico representa um componente essencial nas reconstruções de supercontinentes, entretanto, há uma grande escassez de dados paleomagnéticos de qualidade para esta unidade geotectônica, principalmente, para o Proterozóico. Com o intuito de esclarecer a participação do Cráton Amazônico na evolução do ciclo continental, este trabalho apresenta um estudo paleomagnético realizado em quatro unidades geológicas Paleo- a Mesoproterozóicas pertencentes ao Cráton Amazônico. As unidades escolhidas para este estudo foram às rochas vulcânicas do Grupo Surumu (1980-1960 Ma, U-Pb), as soleiras máficas Avanavero (~1780 Ma, U-Pb) ambas situadas no norte do Estado de Roraima (Escudo das Guianas), os enxames de diques Nova Guarita e a intrusiva máfica Guadalupe ambas localizadas no norte do Estado do Mato Grosso (Escudo Brasil-Central). Determinações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizadas em biotitas de quatro diques de Nova Guarita mostraram resultados coerentes, fornecendo uma idade média de $1418,5 \pm 3,5$ Ma para a época de intrusão dos diques. Idades U-Pb obtidas em rochas da intrusiva máfica Guadalupe indicam uma idade mínima de 1530 Ma para estas amostras.

As análises paleomagnéticas realizadas em mais de 1100 espécimes de rocha através dos tratamentos térmicos e por campos magnéticos alternados revelaram direções características coerentes para as quatro unidades de rochas estudadas: (1) as rochas do Grupo Surumu apresentaram direções noroeste com inclinações positivas. Foi calculada uma direção média $D_m=298,6^\circ$, $I_m=39,4^\circ$ ($N=20$, $\alpha_{95}=10,1^\circ$, $K=11,4$), a qual foi interpretada como sendo de origem primária; (2) as rochas máficas Avanavero apresentaram direções sudeste com inclinações positivas/negativas baixas, sendo determinada uma direção média $D_m=135,6^\circ$, $I_m=-2,1^\circ$ ($N=10$, $\alpha_{95}=15,9^\circ$, $K=10,2^\circ$). Um teste de contato cozido realizado para um dos sítios amostrados atesta o caráter primário da magnetização remanente isolada, a qual foi adquirida pelas rochas há ~1780 Ma atrás; (3) os diques máficos Nova

Guarita apresentaram polaridades reversas e normais, tendo sido isoladas direções sul/sudoeste com inclinações positivas e nordeste com inclinações negativas. Um teste de contato cozido positivo foi obtido para um dique que intrude o Granito Matupá, o qual confirma que a magnetização remanente ($D_m=220,5^\circ$, $I_m=45,9^\circ$, $N=19$, $\alpha_{95}=6,5^\circ$, $K=27,7$) isolada para estas rochas corresponde a uma magnetização termoremanente adquirida durante a formação da rocha há ~ 1419 Ma atrás; (4) rochas pertencentes a Intrusiva Máfica Guadalupe também apresentaram polaridades reversas e normais. Direções noroeste/nordeste com inclinações positivas ou sul/sudeste com inclinações negativas foram isoladas para estas rochas, para as quais foi calculada a direção média $D_m=356,6^\circ$, $I_m=59,4^\circ$, ($N=10$, $\alpha_{95}=10,2^\circ$, $K=23,2$). A idade desta componente, entretanto, ainda não está bem estabelecida, podendo representar uma remagnetização adquirida durante o evento Brasileiro, já que ela é similar às magnetizações adquiridas há 520 Ma, presentes em formações geológicas do Cráton Amazônico e do Cráton do São Francisco. A caracterização da mineralogia magnética de todas as amostras investigadas foi obtida através de curvas termomagnéticas, curvas de histerese e curvas de magnetização remanente isotérmica.

Quatro pólos paleomagnéticos para o Cráton Amazônico foram determinados para estas componentes, os quais estão localizados em $234,8^\circ E$, $27,4^\circ N$ ($A_{95}=9,8^\circ$) (pólo GS, Grupo Surumu), $27,5^\circ E$, $-45,8^\circ N$ ($A_{95}=11,5^\circ$) (pólo AV, Avanavero), $245,9^\circ E$, $-47,9^\circ N$ ($A_{95}=7,0^\circ$) (pólo NG, Nova Guarita) e $306,2^\circ E$, $38,9^\circ N$ ($A_{95}=13,7^\circ$) (pólo GUA, Guadalupe). Os resultados paleomagnéticos obtidos para as rochas do Grupo Surumu (pólo GS) contribuíram para um melhor ajuste da curva de deriva polar aparente (CDPA) para o Escudo das Guianas durante o Paleoproterozóico (2070-1960 Ma). A comparação desta CDPA com a construída para o Cráton Oeste-África para o mesmo período de tempo sugere que estes blocos cratônicos estavam unidos há 1960-2000 Ma atrás, em uma paleogeografia em que as zonas de cisalhamento Guri, no Escudo das Guianas, e Sassandra, no Cráton Oeste-África estavam alinhadas como sugerido em modelos anteriores.

O pólo Avanavero de 1780 Ma é consistente com a paleogeografia do Supercontinente Columbia em que o proto-Cráton Amazônico e a Báltica estavam unidos como no modelo SAMBA (*South America-Baltica*) proposto anteriormente com base em evidências geológicas. No cenário proposto aqui para o Supercontinente Columbia há 1780 Ma atrás, o Cráton Oeste-África estava unido ao proto-Cráton Amazônico na mesma configuração sugerida pelos dados paleomagnéticos de 1960-2000 Ma. O atual lado leste da Laurentia estava unido ao norte (atual) da Báltica. A Sibéria estava unida com a atual costa Ártica da Laurentia e a proto-Austrália, com a atual costa oeste da Laurentia, em posição similar ao modelo SWEAT. Embora os dados paleomagnéticos disponíveis para o Cráton Norte da China e Índia indiquem paleolatitudes equatoriais para estes dois blocos, nesta época, suas posições no supercontinente Columbia são ainda incertas. No modelo do Columbia apresentado neste trabalho, o Norte da China foi colocado ao lado da Sibéria e a Índia, ao lado da proto-Austrália, em decorrência de evidências geológicas. Outros blocos cratônicos, tais como, Congo-São Francisco, Kalahari e Rio de La Plata não foram incluídos, pela ausência de pólos paleomagnéticos desta idade.

Os dados paleomagnéticos atualmente existentes para a Báltica e a Laurentia mostram que estes dois blocos continentais permaneceram unidos desde 1830 Ma até, pelo menos, 1270 Ma atrás. Já o pólo paleomagnético obtido para os diques Nova Guarita de 1419 Ma e o pólo de mesma idade, recentemente obtido para a Intrusiva Indiavaí, quando comparados com pólos de mesma idade da Báltica e da Laurentia, sugerem que o proto-Cráton Amazônico já havia iniciado sua ruptura no Supercontinente Columbia nessa época. De modo alternativo, porém, essa diferença na posição dos pólos do proto-Cráton Amazônico e da Báltica/Laurentia, pode ser explicada por movimentos transcorrentes dextrais que teriam ocorrido entre o Escudo das Guianas e a parte sul do Cráton Amazônico em tempos posteriores a 1420 Ma. Neste caso, esta grande massa continental do Supercontinente Columbia, composta pelo proto-Cráton Amazônico, Báltica e Laurentia, pode ter permanecida unida por, pelo menos, 400 Ma.

ABSTRACT

The Amazonian Craton is an important component in Paleoproterozoic reconstructions, however, paleomagnetic data for this craton are yet scarce. Aiming to decipher the involvement of the Amazonian Craton in the Continental cycle evolution, paleomagnetic studies were carried out in four Paleoproterozoic to Mesoproterozoic geological units. The chosen units are the volcanic rocks from the Surumu Group (1,980-1,960 Ma, U-Pb), the Avanavero mafic sills (ca. 1,780 Ma, U-Pb), both from the northern Roraima State (Guyana Shield), and the Nova Guarita dyke swarm and Guadalupe mafic intrusive, both from the northern Mato Grosso State (Central-Brazil Shield). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ determinations on biotites from samples belonging to four Nova Guarita dykes yielded well-defined plateau ages whose mean $1,418.5 \pm 3.5$ Ma is interpreted as the age of dyke intrusion. U-Pb (SHRIMP) determinations on rocks from the Guadalupe mafic Intrusive indicate a minimum age of 1,530 Ma for this unit.

Paleomagnetic analysis performed on more than 1,100 specimens by thermal and alternating magnetic field (AF) treatments revealed stable characteristic remanent magnetizations (ChRM) for all geological units: (1) northwestern directions with positive inclinations were isolated for samples from the Surumu Group (mean: $D_m=298.6^\circ$, $I_m=39.4^\circ$, $N=20$, $\alpha_{95}=10.1^\circ$, $K=11.4$), which were interpreted to be primary. (2) Southeastern directions with low downward/upward inclinations were isolated for the Avanavero rocks, for which a mean direction was calculated: $D_m=135.6^\circ$, $I_m=-2.1^\circ$ ($N=10$, $\alpha_{95}=15.9^\circ$, $K=10.2^\circ$). A positive baked contact test attests for the primary origin of this ChRM direction, which was probably acquired at about 1,780 Ma ago; (3) both south/southwestern directions with downward inclinations or northeastern directions with upward inclinations were isolated for the Nova Guarita dykes. A positive baked contact test attests for the primary nature of the ChRM directions ($D_m=220.5^\circ$, $I_m=45.9^\circ$, $N=19$, $\alpha_{95}=6.5^\circ$, $K=27.7$) which most probably correspond to a thermo-remanent magnetization (TRM) acquired at ca. 1,419 Ma ago;

(4) both northwest/northeastern directions with downward inclinations or south-southeastern directions with upward inclinations were isolated for rocks from the Guadalupe intrusive, whose mean direction is: $D_m=356.6^\circ$, $I_m=59.4^\circ$, ($N=10$, $\alpha_{95}=10.2^\circ$, $K=23.2$). The age of this component is yet uncertain. U-Pb geochronology suggests an age of (or older than) 1,530 Ma for these rocks, however, a remagnetization effect at Cambrian times (520 Ma) cannot be rolled out as these directions are very similar to those found for younger geological units in the Amazonian Craton and São Francisco Craton. Four new paleomagnetic poles for the Amazonian Craton were obtained from these magnetic components, which are located at: 234.8°E , 27.4°N ($A_{95}=9.8^\circ$) (GS pole, Surumu Group), 27.5°E , 45.8°S ($A_{95}=11.5^\circ$) (AV pole, Avanavero), 245.9°E , 47.9°S ($A_{95}=7.0^\circ$) (NG pole, Nova Guarita) and 306.2°E , 38.9°N ($A_{95}=13.7^\circ$) (GUA pole, Guadalupe). The 1,960 Ma Surumu pole contributes to better define the APW path traced for the Guyana Shield in the time interval between 2,070 Ma and 1,960 Ma. Comparison of this APW path with that traced for West-Africa Craton for the same time interval suggests that these two cratonic blocks were linked together, in a paleogeography where the Guri (Guyana Shield) and Sassandra (West-Africa Craton) shear zones are aligned, as suggested by previous models.

The Avanavero pole is consistent with the proto-Amazonian Craton and Baltica link as in the SAMBA (South America-Baltica) model at ca. 1,780 Ma ago, as previously proposed based on geological evidence. In the scenario proposed here for the Columbia Supercontinent at 1,780 Ma ago, the West-Africa Craton was linked to the proto-Amazonian Craton in the same configuration as suggested by Paleoproterozoic (1,960-2,000 Ma) paleomagnetic data (see above). Actual eastern Laurentia was linked to northern Baltica. Siberia was located at the actual Arctic Coast of Laurentia, and proto-Australia at the western coast of Laurentia, in a position similar to that of SWEAT model. Although available 1,780 Ma paleomagnetic data from North China and India indicate low paleolatitudes for these two blocks, their positions in the supercontinent Columbia are yet uncertain. In our model, North China is located beside Siberia, and India beside proto-

Australia, based on geological evidences. Other cratonic blocks, such as Congo-São Francisco, Kalahari and Rio de la Plata were not included as no 1,780 Ma paleomagnetic poles are presently available for them.

The paleomagnetic poles presently available for Baltica and Laurentia, show that these two blocks remained as a single continental mass since 1,830 Ma up to at least 1,270 Ma. However, the 1,419 Ma Nova Guarita pole and the recently published 1,416 Ma Indiavaí pole from the Amazonian Craton, when compared with poles of similar age from Baltica and Laurentia suggest that the proto-Amazonian Craton had already broke-up from the Columbia Supercontinent at that time. Alternatively, the difference in the position of the 1,420 Ma poles from the proto-Amazonian Craton and those from Baltica/Laurentia, may be explained by dextral transcurrent movements between the Guyana Shield and the southern part of the Amazonian Craton at times later than 1,420 Ma. If so, this great continental mass, formed by proto-Amazonian Craton, Baltica and Laurentia may have remained as a single continental block for at least 400 Ma.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1	Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com modelo de Tassinari & Macambira (1999) (Figura extraída de Tassinari & Macambira, 1999).	35
Figura 2.2	Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com modelo de Santos et al. (2000) (Figura extraída de Santos et al., 2008).	37
Figura 2.3	Mapa geológico da área de estudo com a localização dos sítios amostrados para a coleção FR referentes às rochas do evento Avanavero e do Grupo Surumu (modificado de Schobbenhaus et al., 2004).	47
Figura 2.4	Mapa geológico da área de estudo com a localização dos sítios paleomagnéticos amostrados na soleira Avanavero.	49
Figura 2.5	Mapa geológico simplificado da área com a localização dos sítios amostrados nos enxames de diques Nova Guarita (modificado de Lacerda-Filho et al., 2004). Inserção – Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas (modificado de Tassinari et al., 2000).	51
Figura 2.6	Mapa geológico simplificado da área estudada com a localização dos sítios de amostragem na intrusiva Guadalupe (Modificado de Lacerda-Filho et al., 2004). Inserção – Cráton Amazônico e suas Províncias geocronológicas (Modificado de Tassinari et al., 2000).	53
Figura 3.1	Fotos mostrando elementos de uma amostragem paleomagnética (a) Perfuratriz portátil com broca diamantada, (b) medidas de bússola solar e magnética sendo realizadas, (c) testemunhos cilíndricos retirados da rocha estudada e (d) espécimes de rochas cortados e remarcados prontos para a análise paleomagnética.	55
Figura 3.2	Diagrama da lineação magnética (L) <i>versus</i> foliação magnética (F) indicando a forma do elipsóide que pode ser oblata ($T>0$) ou prolata ($T<0$) (Modificado de Lanza & Meloni, 2006).	60
Figura 3.3	Processo de aplicação de campos magnéticos alternados – a intensidade do campo aumenta, permanece poucos segundos no valor máximo (H_{peak}) e então decai linearmente a zero desmagnetizando a amostra de rocha (Lanza & Meloni, 2006).	64

Figura 3.4	(a) Representação do vetor na esfera de raio unitário e sua projeção no plano equatorial, (b) projeção estereográfica (plano equatorial da esfera).	67
Figura 3.5	(a) Esquema mostrando a projeção da MRN em três planos ortogonais para cada estágio de desmagnetização (pontos de 1 a 6); (b) projeção de Zijderveld para amostras de calcários (Figura extraída de Morris, 2003).	68
Figura 3.6	Espectros de desmagnetização e projeções ortogonais representando duas componentes com espectros distintos (a, b) e com espectros que se sobrepõem parcialmente (c, d). (Figura extraída de Butler, 1992).	68
Figura 3.7	Curvas termomagnéticas (a) reversíveis: característica de titanomagnetita pobre em titânio e rica em ferro; (b) irreversíveis: presença de titanomagnetita pouco oxidada formada durante o aquecimento de titanomaghemita (Carvallo et al., 2004).	70
Figura 3.8	Representação de um ciclo de histerese típico de partículas SD: (a) Curva de histere; (b) momentos magnéticos dos grãos começam a se alinhar na direção do campo (ponto 1); (c) ponto de saturação, todos os momentos magnéticos dos grãos totalmente alinhados com o campo aplicado (ponto 2); (d) mesmo após a retirada do campo aplicado, parte da magnetização induzida é retida pela substância (ponto 3), (e) magnetização volta a ser nula, momentos magnéticos dos grãos orientados aleatoriamente (ponto 4). Onde M (magnetização), M_s (magnetização de saturação), M_{rs} (magnetização remanescente de saturação, H (campo magnético aplicado), H_{cr} (campo de coercividade de remanescência) e H_c (campo de coercividade). Figura modificada de Butler (1992).	73
Figura 3.9	Teste de contato positivo indicando um vetor paleomagnético estável.	78
Figura 3.10	A hipótese do dipolo geocêntrico axial prevê a relação $tg I = 2 tg \lambda$ entre a inclinação I de um campo dipolar e a latitude geográfica λ ; p é a colatitude (Lowrie, 2007).	79
Figura 3.11	Localização do Pólo Paleomagnético $P(\lambda_p, \Phi_p)$ com declinação média (D_m) e inclinação média (I_m) calculada para uma formação geológica. A localização média dos sítios amostrados é representada por $S(\lambda_s, \Phi_s)$, p é a colatitude do ponto S em relação ao pólo paleomagnético (Butler, 1992).	80
Figura 3.12	Posição do pólo paleomagnético obtido (λ_p , ϕ_p) com os	82

respectivos parâmetros (dp , dm) da elipse de confiança em relação ao sítio amostrado (λ_s , ϕ_s) (Figura extraída de Butler, 1992).

Figura 3.13	Demonstração esquemática da técnica paleomagnética de reconstrução continental: A e B são blocos continentais plotados a partir dos respectivos pólos paleomagnéticos. As posições de (a) a (d) indicam possíveis posições do continente B no hemisfério norte; da mesma forma, as posições de (e) a (h) indicam possíveis posições do continente B no hemisfério sul. Estas ambiguidades nas localizações dos continentes advêm das indefinições na paleolongitude e na polaridade de pólo, a qual é desconhecida para épocas mais antigas (Figura extraída de Pesonen et al., 2003).	86
Figura 3.14	Curva de deriva polar aparente traçada para um bloco continental: (a) com pólos médios calculados para determinados intervalos de tempo, utilizando todos os pólos disponíveis; (b) apenas com pólos paleomagnéticos de referência (alta confiabilidade) (Figura modificada de Tauxe, 2009).	88
Figura 3.15	(a) CDPA: pólo fixo e continente derivando e (b) DPV: continente fixo e pólo derivando (Figura modificada de Tauxe, 2009).	89
Figura 4.1	(a) grau de anisotropia (P) <i>versus</i> susceptibilidade magnética média ($K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ SI); (b) Lineação <i>versus</i> Foliação caracterizando o parâmetro de forma do elipsóide.	91
Figura 4.2	Projeções de igual-área dos eixos principais de ASM mostrando: (a) trama linear, (b) trama planar.	91
Figura 4.3	(a) Curvas de intensidade de magnetização normalizada em função do: (a) campo magnético alternado, (b) temperatura, representativas das rochas vulcânicas do Grupo Surumu.	95
Figura 4.4	Curvas termomagnéticas (susceptibilidade magnética <i>versus</i> temperatura) para os espécimes de rochas ácidas a intermediárias do Grupo Surumu. As linhas vermelhas e azuis indicam aquecimento e resfriamento, respectivamente.	97
Figura 4.5	Curvas de histerese para as amostras de rochas vulcânicas analisadas.	99
Figura 4.6	Diagrama de Day (1977) modificado por Dunlop (2002) indicando a estrutura de domínios magnéticos das amostras analisadas.	101
Figura 4.7	Exemplos de curvas de aquisição de MRI obtidas para rochas do	102

Grupo Surumu.

Figura 4.8a	Exemplos de projeções ortogonais e estereográficas mostrando a direções magnéticas estáveis encontradas na maioria das amostras de rochas do Grupo Surumu.	104
Figura 4.8b	Exemplos de projeções ortogonais e estereográficas mostrando a direções magnéticas estáveis encontradas na maioria das amostras de rochas do Grupo Surumu.	105
Figura 4.9	Direções médias por sítio obtidas para o Grupo Surumu (componente GS). Símbolos cheios (vazios) representam inclinações positivas (negativas). A direção média e o respectivo círculo de confiança ($\alpha_{95}=10,1^{\circ}$) estão representados em vermelho na figura.	106
Figura 4.10	Projeção estereográfica e projeção ortogonal para uma amostra do dique (FR95-A1) e para amostras de rochas vulcânicas do Grupo Surumu coletadas a ~5 m (FR95-J1), a ~33 m (FR96-A1), a ~70 m (FR97-B1) do contato.	110
Figura 5.1	Dados escalares da ASM: (a) diagrama de P versus Km, (b) diagrama da lineação versus foliação.	114
Figura 5.2	Projeções de igual-área das tramas magnéticas encontradas na maioria dos sítios.	114
Figura 5.3	Projeções de igual-área dos eixos principais de ASM distribuídas no mapa de localização da Soleira de Diabásio Avanavero.	117
Figura 5.4	Curvas de intensidade de magnetização normalizada em função da temperatura representativas do Evento Avanavero.	118
Figura 5.5	Curvas de intensidade de magnetização normalizada (M/Mo) em função do campo alternado (H) representativas para amostras das soleiras de diabásio Avanavero.	119
Figura 5.6	Curvas de histerese típicas obtidas para as amostras das soleiras de diabásio Avanavero.	120
Figura 5.7	Diagrama de Day (1977) modificado por Dunlop (2002) indicando a estrutura de domínios magnéticos das amostras analisadas.	121
Figura 5.8	Curvas termomagnéticas para os espécimes de rochas das soleiras Avanavero. As linhas vermelhas e azuis indicam aquecimento e resfriamento, respectivamente.	124

Figura 5.9	Exemplos de curvas de aquisição de MRI obtidas para rochas do evento Avanavero.	125
Figura 5.10a	Exemplo de desmagnetização por CA em que a componente Avanavero com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada em função do campo alternado aplicado.	127
Figura 5.10b	Exemplo de desmagnetização térmica em que a componente Avanavero com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada em função do campo alternado aplicado.	128
Figura 5.10c	Exemplo de desmagnetização por CA em que a componente Avanavero com inclinação negativa foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada em função do campo alternado aplicado.	129
Figura 5.11	Direções médias por sítio para a Componente AV. Símbolos cheios (vazios) representam inclinações positivas (negativas). Os símbolos $\oplus$ e $\otimes$ indicam o campo dipolar e o campo geomagnético atual, respectivamente. O símbolo + e o círculo em azul representam a direção média para o grupo de direções obtidas, com seu respectivo círculo de confiança; componente AV ($\alpha_{95}=15.9^\circ$).	130
Figura 5.12	Projeção estereográfica, projeções ortogonais e curva de intensidade normalizada, para uma amostra da <i>soleira</i> (FR11-A2) e para amostras de rochas sedimentares coletadas a 326 cm (FR11-J1) e a 516 cm (FR11-L1 e FR11-M1) do contato.	134
Figura 5.13	Direções médias para a soleira Avanavero (círculos em preto) e para as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima (círculos em cinza) obtidas para o teste do contato cozido. Os círculos em torno das médias calculadas (representadas pelo símbolo +) representam os cones de confiança de 95% de probabilidade da estatística de Fisher (α_{95}).	135
Figura 6.1	(a) grau de anisotropia (P) <i>versus</i> susceptibilidade magnética média ($K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ SI); (b) $T = [2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)] - 1$ – parâmetro de forma (Jelinek, 1981) <i>versus</i> grau de anisotropia ($P = K_1 / K_3$).	138
Figura 6.2	Esteriogramas mostrando exemplos típicos de tramas magnéticas encontrada para os diques da Suíte Intrusiva Nova Guarita. De acordo com a orientação da direção do dique	141

observada no campo, as tramas magnéticas foram classificadas em trama "normal" (a), trama "intermediária" (b) e trama "inversa" (c). Os símbolos K_1 (quadrados), K_2 (triângulos) e K_3 (círculos) são eixos da ASM máximos, intermediários e mínimos, respectivamente. A linha tracejada indica a orientação do plano de dique.

Figura 6.3	Curvas de intensidade de magnetização normalizada em função do campo alternado (a), e em função da temperatura (b) para amostras do Enxame de diques Nova Guarita.	143
Figura 6.4a	Exemplo de desmagnetização por CA em que a componente Nova Guarita com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada (M/M_0) em função do campo alternado aplicado (H).	144
Figura 6.4b	Exemplo de desmagnetização por CA em que a componente Nova Guarita com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada (M/M_0) em função do campo alternado aplicado (H).	145
Figura 6.4c	Exemplo de desmagnetização por CA em que a componente Nova Guarita com inclinação negativa foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada (M/M_0) em função do campo alternado aplicado (H).	146
Figura 6.5	Exemplos de desmagnetização térmica. A Figura mostra a projeção estereográfica (símbolos cheios representam inclinações positivas), as projeções ortogonais e as curva de intensidades normalizadas (M/M_0 versus temperatura T) para cada amostra.	147
Figura 6.6	(a) Direções médias por sítio (círculos cheios e vazios) para o enxame de diques Nova Guarita (Componente NG): Símbolos cheios (vazios) representam inclinações positivas (negativas), respectivamente; (b) as direções com inclinações negativas foram invertidas, com a finalidade de calcular a direção média para a componente NG: símbolo + com o respectivo círculos de confiança α_{95} (6.5°). Os símbolos $\oplus$ e $\otimes$ representam, respectivamente, o campo geomagnético atual e o campo dipolar atual.	148
Figura 6.7	Projeção estereográfica, projeção ortogonal e diagrama de intensidade de magnetização normalizada versus campo magnético aplicado para uma amostra do dique máfico (SD74-	151

	J1) e para amostras de rochas graníticas coletadas a 1.90 m (SD74-K2), a 2.17 m (SD74-L1) e a 55.0 m (SD91-E) do contato.	
Figura 6.8	Direções médias por amostra (círculos e quadrados cheios) e por sítio (representada pelo símbolo +) obtidas para o teste do contato cozido. Os círculos em torno das médias calculadas representam os cones de confiança de 95% de probabilidade da estatística de Fisher ($\alpha 95$). Os símbolos $\oplus$ e $\otimes$ representam, respectivamente, o campo geomagnético atual e o campo dipolar atual.	152
Figura 6.9	Curvas termomagnéticas (susceptibilidade (SI) versus temperatura T) para amostras de rochas máficas do Enxame de diques Nova Guarita. As setas para a direita e para a esquerda indicam aquecimento e resfriamento, respectivamente.	155
Figura 6.10	Curvas de histerese típicas obtidas para as amostras de rochas máficas analisadas.	156
Figura 6.11	Diagrama de Day (1977) (modificado por Dunlop, 2002) indicando a estrutura de domínios magnéticos das amostras analisadas.	158
Figura 6.12	Exemplos de curvas de aquisição de MRI obtidas para rochas do Enxame de diques Nova Guarita.	159
Figura 6.13	Idades aparentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas para biotitas de amostras dos diques máficos Nova Guarita. (a) amostra SD75-E1, (b) amostra SD77-G1, (c) amostra SD78-A5, (d) amostra SD83-A2. As idades-platô (indicadas pelas setas), como definidas por Fleck et al. (1977), refletem cinco ou mais etapas consecutivas representando pelo menos 50% do total de gás liberado e cujas idades se sobrepõem dentro do erro (2σ).	161
Figura 7.1	(a) grau de anisotropia (P) versus susceptibilidade média ($K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ SI) para os três grupos de amostras medidas; (b) Lineação ($L = K_1 / K_2$) versus foliação ($F = K_2 / K_3$). A linha diagonal na figura b mostra o limite (Prolato/Oblato) entre a lineação magnética e a foliação magnética.	167
Figura 7.2	Estereogramas mostrando os eixos de susceptibilidade magnética máxima (k_1), intermediária (k_2) e mínima (k_3) para amostras dos sítios amostrados ao longo do corpo máfico da intrusiva Guadalupe e para amostras dos sítios 11 (SD61) a 19 (SD69), coletadas nos arredores do corpo. Os pontos no mapa representam os sítios amostrados.	168
Figura 7.3	Estereogramas mostrando exemplos típicos da trama magnética encontrada para os diques máficos associados ao	169

evento Guadalupe. (a), (b) trama normal; (c) trama inversa. Símbolos: As linhas pontilhadas representam a direção (*strike*) do plano do dique; k_1 (quadrados), k_2 (triângulos) e k_3 (círculos) são os eixos de suscetibilidade magnética máxima, intermediária e mínima, respectivamente.

Figura 7.4	Representação do azimuth médio e da inclinação média do eixo k_1 para cada dique máfico analisado.	170
Figura 7.5a	Desmagnetização por campos magnéticos alternados de um espécime em que a componente-A com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais, e o gráfico da intensidade da magnetização normalizada em função do campo alternado aplicado ($M/M_0 \times H$).	172
Figura 7.5b	Desmagnetização por campos magnéticos alternados de um espécime em que a componente-A com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais e o gráfico da intensidade da magnetização normalizada em função do campo alternado aplicado ($M/M_0 \times H$).	173
Figura 7.5c	Desmagnetização por campos magnéticos alternados de um espécime em que a componente-A com inclinação negativa foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais e o gráfico da intensidade da magnetização normalizada em função do campo alternado aplicado ($M/M_0 \times H$).	174
Figura 7.5d,e	Exemplos de desmagnetizações em que a componente-B com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra projeções ortogonais (com ampliação para campos magnéticos alternados mais altos), estereográficas e o gráfico da intensidade da magnetização normalizada em função do campo alternado aplicado ($M/M_0 \times H$).	175
Figura 7.6	Direções médias por sítio obtidas para a Componente A (a) direções 'normais' e 'reversas'; (b) direções médias após a inversão das direções com polaridade 'normal'. Símbolos cheios (vazios) representam inclinações positivas (negativas). O símbolo + e o círculo representam a direção média e seu respectivo círculo de confiança ($\alpha_{95}=10.2^\circ$).	176
Figura 7.7	Curvas de intensidade de magnetização normalizada em função do campo alternado (a) e em função da temperatura (b), para amostras da intrusiva máfica Guadalupe.	178
Figura 7.8	Curvas termomagnéticas mostrando as variações na	181

susceptibilidade magnética (SI) em função da baixa e da alta temperatura para amostras de rochas máficas Guadalupe. As setas para a direita e para a esquerda indicam aquecimento e resfriamento, respectivamente.

Figura 7.9	Curvas de histerese obtidas para as amostras analisadas.	182
Figura 7.10	Diagrama de Day (1977) indicando as estruturas de domínios magnéticos das amostras analisadas. Os limites dos campos PSD e MD são os definidos por Dunlop (2002). Azul - amostras da componente A; vermelho - amostras da componente B.	184
Figura 7.11	Exemplos de curvas de aquisição de MRI obtidas para: (a) os diques máficos associados ao evento Guadalupe que apresentaram a componente A; (b) as rochas máficas Guadalupe que apresentaram a componente A (SD2-D1) e B (SD65-E1; SD66-B2) e para as amostras com direções magnéticas inconsistentes (rochas da encaixante) (SD61-A1; SD68-C2).	185
Figura 7.12	Exemplos da análise CLG (<i>Cumulative Log-Gaussian</i>) de Kruiver et al. (2001) para algumas amostras: (a) direções magnéticas inconsistentes; (b) componente B e (c) componente A. Linha em negrito é a curva total (soma das duas componentes magnéticas).	187
Figura 7.13	Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas para biotitas separadas da amostra SD2 indicando idades platôs de 1435 ± 3 Ma e 1429 ± 3 Ma. Setas indicam o intervalo de frações de ^{39}Ar (f39) utilizados no cálculo da idade platô. (a) primeira análise (b) réplica.	189
Figura 7.14	Grãos de zircão (cinza claro) e de titanitas (cinza escuro) separados da amostra GUA-1.	191
Figura 7.15	Diagrama Concórdia obtido para o gabro GUA-1. Razões U-Pb da análise de 4 zircões indicam uma idade SHRIMP Arqueana de 2732 ± 36 Ma.	191
Figura 7.16	Grãos de zircão (cinza claro) e rutilo (cinza escuro) separados da amostra GUA-2.	192
Figura 8.1	Representação da Curva de deriva polar aparente para o intervalo entre 2070-1960 Ma: (a) para o Cráton Amazônico (Escudo das Guianas); (b) para o Cráton Oeste-África, ambos em sua posição geográfica atual.	201

- Figura 8.2 (a) Configuração paleogeográfica entre o Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) e Cráton Oeste-África em torno de 2.000-1970 Ma atrás. O Cráton Amazônico está em sua posição atual e o Cráton Oeste-África foi rotacionado de acordo com o pólo de Euler (43,3°N; 330,5°E, -71,5°). Amazônia (CA – Amazonia Central, MI – Maroni-Itacaiunas; VT – Ventuari-Tapajós; RNJ – Rio Negro-Juruena, GU – lineamento Guri) e Oeste-África (LB – Leo Shield, KD – Kenemanan Domain, RB – Requibat Shield, SSA – lineamento Sassandra). (b) Comparação das CDPAs definidas para os Crátos Amazônico e do Oeste-África entre 1960 a 2070 Ma atrás. Os pólos que definem a CDPA do Cráton Oeste-África foram rotacionados usando o pólo de Euler citado acima. 206
- Figura 8.3 Reconstrução paleogeográfica para a Laurentia, a Báltica, o proto-Cráton Amazônico e o Cráton Oeste-África no Supercontinente Columbia. Pólos de Euler utilizados: Laurentia (19,1°; 350,0°; -88,6°), Báltica (1,4°; 306,6°; -45,8°), Cráton Amazônico (56,6°; 157,5°; 95,3°) e Oeste-África (15,5°; 188,5°; 103,0°). Os pólos paleomagnéticos existentes para estes blocos, entre 1.880 Ma e 1.750 Ma, são também mostrados após rotação utilizando os pólos de Euler atribuídos para cada continente. Em azul - Laurentia (LA); em vermelho - Báltica (B); em amarelo - Cráton Amazônico (CA). Laurentia (S – Slave; C – Churchill; SU – Superior; N – Nain, NQ – New Quebec; T – Torngat; W – Wopmay; P – Penokean; K – Kefilidian; NA – Nagssugtoqidian; FR – Foxe-Rinklan), Báltica (KO – Kola; KA – Karelia, LK – Lapland-Kola; SD – *Svecofennian Domain*; G – *Gothian Province*), Amazônia (CA – Amazonia Central, MI – Maroni-Itacaiunas; VT – Ventuari-Tapajós; RNJ – Rio Negro-Juruena, GU – lineamento Guri) e Oeste-África (LB – Leo Shield, KD – Kenemanan Domain, RB – Requibat Shield, SSA – lineamento Sassandra). 209
- Figura 8.4 Reconstrução paleogeográfica do supercontinente Columbia para 1800-1780 Ma atrás. Os pólos paleomagnéticos mostrados nesta figura foram rotacionados com os mesmos pólos de Euler usados para os respectivos continentes (Tabela 8.2). Laurentia (S – Slave; C – Churchill; SU – Superior; N – Nain, NQ – New Quebec; T – Torngat; W – Wopmay; P – Penokean; K – Kefilidian; NA – Nagssugtoqidian; FR – Foxe-Rinklan), Báltica (KO – Kola; KA – Karelia, LK – Lapland-Kola; SD – *Svecofennian Domain*; G – *Gothian Province*), Amazônia (CA – Amazônia Central, MI – Maroni-Itacaiunas; VT – Ventuari-Tapajós; RNJ – Rio Negro-Juruena, GU – lineamento Guri), Oeste-África (LB – Leo Shield, KD – Kenemanan Domain, RB – Requibat Shield, SSA – lineamento Sassandra), Sibéria (ALD – Aldan Shield, ANB – Anabar, AKT – Akitkan, ANG – Angara), Cráton do Norte da China (Trans-North China), Proto- 218

Austrália (YG – Yilgarn, PB – Pilbara CP – Capricorn, NA – Norte da Austrália), Continente Molson (Sul da Austrália e leste da Antártida) e Índia (DH – Dharwan, BC - Bastar).

- Figura 8.5 (a) Pólos Paleomagnéticos da Laurentia, da Báltica e do Cráton Amazônico (pólo NG) com idades entre 1880 Ma e 1265 Ma, tais paleopólos foram rotacionados utilizando os pólos de Euler determinados para cada continente na reconstrução do Columbia proposta na figura 8.3: Laurentia (19.1°; 350°; -88.6°), Báltica (1.4°; 306.6°; -45.8°) e Cráton Amazônico (56.6°; 157.5°; 95.3°). 222
- Figura 8.6 (a) Reconstrução do Columbia proposta por Bispo-Santos et al. (2012) mostrando que o Cráton Amazônico já havia se separado do Supercontinente Columbia há 1420 Ma (Cráton Amazônico foi rotacionado com o pólo de Euler (70.3°N, 167.5°E, 126°)); (b) Nesta reconstrução, os pólos paleomagnéticos para a Laurentia, Báltica e Cráton Amazônico com idades entre 1460-1420 Ma coincidem; (c) Modelo do Supercontinente Columbia proposta por D'Agrella et al. (2012). 225
- Figura 8.7 Comparação do pólo paleomagnético da componente Avanavero com o pólo de referência do Suíte Colíder e o pólo de Euler que rotaciona o pólo Colíder até o pólo Avanavero. 228

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1	Número do sítio, localização, identificação e litologia da amostragem paleomagnética para as rochas do Grupo Surumu realizada no Estado de Roraima.	45
Tabela 2.2	Número do sítio, localização, identificação das amostras e afloramentos da amostragem paleomagnética realizada no Estado de Roraima da coleção FR relativas ao Evento Avanavero.	48
Tabela 2.3	Número do sítio, localização, identificação e litologia da amostragem paleomagnética da coleção SD (diques Nova Guarita) realizada no Estado do Mato Grosso.	50
Tabela 2.4	Número do sítio, localização, identificação e litologia da amostragem paleomagnética da coleção SD pertencente as Maficas Guadalupe realizada no Estado do Mato Grosso.	52
Tabela 4.1	Dados da anisotropia de susceptibilidade magnética para amostras dos sítios FR correspondentes ao Grupo Surumu.	92
Tabela 4.2	Valores dos parâmetros obtidos das curvas de histerese, bem como, as razões Mrs/Ms e Hcr/Hc e os respectivos campos de domínio magnético para os sítios analisados.	100
Tabela 4.3	Direções médias por sítio e respectivos pólos geomagnéticos virtuais obtidos para o Grupo Surumu.	107
Tabela 4.4	Distâncias do teste de estabilidade magnética para as amostras do Grupo Surumu.	108
Tabela 5.1	Dados da anisotropia de susceptibilidade magnética para a coleção FR (Avanavero).	116
Tabela 5.2	Valores dos parâmetros obtidos das curvas de histerese, bem como, as razões Mrs/Ms e Hcr/Hc e os respectivos campos de domínio magnético para os sítios analisados.	122
Tabela 5.3	Direções médias por sítio e pólos geomagnéticos virtuais referentes a amostras do Evento Avanavero.	131
Tabela 5.4	Dados do teste de contato cozido: amostras coletadas, tipo de rocha e distância da amostra até o contato.	132
Tabela 6.1	Dados de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM).	140

Tabela 6.2	Direções médias por sítio e pólos geomagnéticos virtuais (PGV) referentes às amostras dos diques Nova Guarita.	149
Tabela 6.3	Valores dos parâmetros obtidos das curvas de histerese, bem como, as razões Mrs/Ms e Hcr/Hc.	157
Tabela 7.1	Dados de anisotropia de susceptibilidade magnética das rochas máficas Guadalupe.	166
Tabela 7.2	Direções médias por sítio e pólos geomagnéticos virtuais (PGV) referentes às Intrusivas Máficas Guadalupe.	177
Tabela 7.3	Valores dos parâmetros obtidos das curvas de histerese, bem como, as razões Mrs/Ms e Hcr/Hc.	183
Tabela 7.4	Parâmetros estatísticos da análise CLG (<i>Cumulative Log-Gaussian</i>) de Kruiver <i>et al.</i> , (2001).	188
Tabela 7.5	Amostragem para datação U-Pb dos gabros Guadalupe.	190
Tabela 8.1	Pólos paleomagnéticos selecionados ou existentes entre 1900-2070 Ma para os blocos continentais da Cráton Amazônico e Cráton Oeste-África.	202
Tabela 8.2	Pólos paleomagnéticos selecionados para Laurentia, Báltica, Cráton Amazônico, Cráton Oeste-África, Austrália, Cráton do Norte da China e Índia para o intervalo entre 1880-1750 Ma atrás.	213
Tabela 8.3	Pólos paleomagnéticos selecionados para a Laurentia, a Báltica e o Cráton Amazônico entre 1590-1260 Ma.	223

SUMÁRIO

Resumo	6
Abstract	9
Lista de Figuras	12
Lista de Tabelas	23
Sumário	25
1. Introdução	29
2. Contexto Geológico	33
2.1. O Cráton Amazônico	33
2.2. Contexto Geológico Regional	38
2.2.1. Área Norte do Estado de Roraima	38
2.2.1.1. Rochas Vulcânicas do Grupo Surumu	38
2.2.1.2. Evento Avanavero	40
2.2.2. Área Norte do Estado de Mato Grosso	42
2.2.2.1. Enxame de Diques Máficos Nova Guarita	43
2.2.2.2. Intrusivas Máficas Guadalupe	44
2.3. Localização da Amostragem Paleomagnética	44
2.3.1. Rochas vulcânicas do Grupo Surumu	44
2.3.2. Soleiras Avanavero	48
2.3.3. Enxames de diques Nova Guarita	49
2.3.4. Intrusiva Máfica Guadalupe	51
3. Metodologia	54
3.1. Amostragem Paleomagnética	54
3.2. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)	56
3.2.1. Medidas da ASM	59
3.3. Magnetização Remanente Natural (MRN)	61
3.3.1. Desmagnetização por Campos Magnéticos Alternados (CA)	63
3.3.2. Desmagnetização Térmica	65
3.4. Análise das Componentes de Magnetização	66
3.5. Estudo da Mineralogia Magnética	69

3.5.1. Identificação dos Minerais “Ferromagnéticos”	69
3.5.2. Curvas Termomagnéticas	70
3.5.3. Curvas de Histerese	71
3.5.4.. Curvas de Aquisição de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI)	74
3.6. Análise Estatística das Direções	75
3.7. Testes de Campo da Estabilidade da Magnetização	77
3.7.1. Teste do Contato Cozido	77
3.8. Pólo Paleomagnético	78
3.8.1. A Determinação de Pólos Paleomagnéticos	79
3.8.2. Pólos Paleomagnéticos de Referência (PPR)	82
3.9. Reconstruções Paleogeográficas	84
3.10. Curva de Deriva Polar Aparente (CDPA)	87
4. Grupo Surumu	90
4.1. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)	90
4.2. Resultados Paleomagnéticos	94
4.2.1. Mineralogia magnética	94
4.2.1.1. Curvas Termomagnéticas	96
4.2.1.2. Curvas de Histerese	97
4.2.1.3. Curvas de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI)	101
4.3. Componentes de Magnetização	102
4.3.1. Direções Médias e o Pólo Paleomagnético	106
4.4. Teste de Estabilidade Magnética	107
4.5. Confiabilidade do pólo paleomagnético GS (Grupo Surumu)	111
5. Soleiras Avanavero	113
5.1. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)	113
5.2. Resultados Paleomagnéticos	117
5.2.1. Mineralogia Magnética	117
5.2.1.1. Tratamentos Térmicos e por Campos Magnéticos Alternados	117
5.2.1.2. Curvas de Histerese	119
5.2.1.3. Curvas Termomagnéticas	122
5.2.1.4. Curvas de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI)	123

5.2.2. Componentes de Magnetização	125
5.2.3. Direções Médias e Pólo Paleomagnético	130
5.3. Testes de Estabilidade Magnética	131
5.3.1. Teste de Contato Cozido	131
5.4. Confiabilidade do pólo Avanavero	135
6. Diques Nova Guarita	138
6.1 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)	138
6.2. Resultados Paleomagnéticos	142
6.2.1. Componentes de Magnetização	142
6.2.2. Direções Médias e o Pólo Paleomagnético	147
6.3. Estabilidade Direcional: Teste de Contato Cozido	150
6.4. Portadores Magnéticos	152
6.4.1. Curvas Termomagnéticas	153
6.4.2. Curvas de Histerese	153
6.4.3. Curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI)	158
6.5. Datação Geocronológica ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)	159
6.6. A confiabilidade do pólo paleomagnético Nova Guarita	162
7. Intrusiva Guadalupe	164
7.1. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)	164
7.2. Resultados Paleomagnéticos	170
7.2.1. Componentes de Magnetização	170
7.2.2. Direções médias de Magnetização e Pólo Paleomagnético	176
7.2.3. Portadores magnéticos	177
7.2.3.1. Curvas Termomagnéticas	179
7.2.3.2. Curvas de Histerese	180
7.2.3.3. Curvas de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI)	184
7.3. Idades das componentes A e B	188
7.3.1. Resultados das datações U-Pb	190
7.3.1.1. Amostra GUA-1	190
7.3.1.2. Amostra GUA-2	192
7.3.1.3. Amostra GUA-3	193

7.4. Confiabilidade do pólo paleomagnético Guadalupe - componente A.	193
8. Discussões Gerais	195
8.1. Paleoproterozóico: 2070-1960 Ma.	197
8.1.1. A CDPA para o Escudo das Guianas (Cráton Amazônico)	198
8.1.2. CDPA para o Cráton Oeste-África	204
8.1.3. Comparando CDPAs: Escudo das Guianas-Cráton Oeste África	205
8.2. Cráton Amazônico, Cráton Oeste-África, Báltica e Laurentia no Supercontinente Columbia há 1780 Ma atrás.	207
8.3. Outros blocos continentais no Supercontinente Columbia há 1780 Ma atrás.	217
8.4. A longevidade do Supercontinente Columbia	220
8.5. Movimentos transcorrentes dextrais E-W no interior do Cráton Amazônico – evidências paleomagnéticas.	227
9. Considerações Finais	232
Referências Bibliográficas	237

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

Definir a paleogeografia de supercontinentes em períodos mais antigos, como o Proterozóico, é ainda conflitante, pois pouco se conhece sobre a duração e a configuração destas grandes massas continentais (Condie, 2002). Entretanto, acredita-se que durante o Proterozóico, pelo menos em duas ocasiões, houve a aglutinação de massas continentais formando supercontinentes (Hossain et al., 2007; Phillips & Bunge, 2007): o Supercontinente Columbia formado durante o Paleoproterozóico (Rogers, 1996; Rogers & Santosh, 2002; Meert, 2002; Pesonen et al., 2003; Kusky et al., 2007; Zhao et al., 2002, 2003, 2004, 2006, 2008; Hou et al., 2008a,b) e o Supercontinente Rodínia do final do Mesoproterozóico (Hoffman, 1991; Dalziel, 1997; Li et al., 2008).

A maioria das informações sobre a evolução de supercontinentes advém de estudos dos crátons individuais em diversas partes do mundo (Rogers & Santosh, 2003). Destacando-se como uma das maiores áreas cratônicas do mundo, o Cráton Amazônico torna-se um componente fundamental nas reconstruções supercontinentais (Geraldes et al., 2001). A evolução do Cráton Amazônico, entretanto, guarda pouca semelhança com aquela registrada nas outras unidades cratônicas da América do Sul. Ela tem maiores semelhanças com a evolução dos crátons Oeste-África, Laurentia e Báltica, atualmente parte da África, América do Norte e Escandinávia (*e.g.*, Geraldes et al., 2001; Pesonen et al., 2003). As diversas reconstruções paleogeográficas propostas para o Proterozóico baseiam-se na similaridade em idade dos eventos registrados nestes diferentes blocos cratônicos (Hoffman, 1991; Buchan et al., 2000; Meert, 2002; Zhao et al., 2004; Pesonen et al., 2003; Cordani et al., 2003, 2009; Li et al., 2008; Hou et al., 2008a; Johansson, 2009; entre outros).

Para se ter uma configuração confiável de um supercontinente, torna-se necessário obter com precisão, uma grande quantidade de informações geológicas, geocronológicas e paleomagnéticas dos fragmentos continentais hoje separados, visando fornecer meios de estabelecer estas ligações. O estudo paleomagnético, em particular, torna-se uma ferramenta de estudo essencial para determinar a paleogeografia das diversas unidades cratônicas que participaram da formação e fragmentação destas grandes massas continentais (supercontinentes), principalmente porque não existiam mais evidências de litosfera oceânica formadas nessa época (Buchan et al., 2000; Pesonen et al., 2003).

Entretanto, a quantidade e a qualidade dos dados paleomagnéticos diminuem quanto mais antigas são as unidades geológicas a serem investigadas. Isto decorre, em grande parte, da maior imprecisão nas idades das rochas e da maior possibilidade de a rocha ter sofrido remagnetizações durante a sua história geológica (Buchan et al., 2000). Além disso, o pequeno número de sítios e de amostras coletadas, desmagnetizações inadequadas e a falta de testes de campo que comprovem o caráter primário das magnetizações remanentes características isoladas, fazem com que boa parte dos dados paleomagnéticos disponíveis seja inadequada para a construção de curvas de deriva polar aparente (CDPAs) confiáveis para os vários blocos cratônicos (Pesonen et al., 2003; Théveniaut et al., 2006). Com isto, muitas reconstruções paleogeográficas têm sido definidas somente através de pólos de referência, os quais passam por critérios de confiabilidade (Van der Voo, 1990) e que apresentam idades radiométricas precisas, tais como, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb (Buchan et al., 2000). Entretanto, as indefinições na paleolongitude, associada à simetria do modelo de dipolo geocêntrico e axial (DGA) usado no paleomagnetismo, e na polaridade do campo geomagnético, dificultam ainda mais as reconstruções paleogeográficas do Pré-Cambriano.

Como decorrência destes fatos, a posição de boa parte das unidades cratônicas, e em especial a do Cráton Amazônico, é mal estabelecida tornando a reconstrução da paleogeografia do Proterozóico um exercício altamente subjetivo (ver revisão de Pesonen et al., 2003). Quando comparado com a Laurentia e a

Báltica, o Cráton Amazônico é aquele que ainda apresenta o pior conjunto de dados paleomagnéticos (vide Meert & Powell, 2001 e Pesonen et al., 2003). Até pouco tempo havia somente registro de pólos paleoproterozóicos obtidos na Venezuela e Guianas na década de 80 pelo grupo de Princeton (Onstott & Hargraves, 1981, Onstott et al., 1984a,b). Estes dados paleoproterozóicos indicam que os núcleos mais antigos da Amazônia constituíram uma extensa área cratonizada junto com o Cráton Oeste-África a partir de 2000 Ma. Mais recentemente, pólos paleoproterozóicos foram determinados pelo grupo do BRGM nas Guianas (Nomade et al., 2001, 2003; Théveniaut et al., 2006), o que permitiu a construção da curva de deriva polar aparente para o Craton Amazônico para o intervalo de tempo entre 2150 e 1960 Ma (Nomade et al., 2003, Théveniaut et al., 2006). Recentemente, Bispo-Santos et al. (2008) determinou um pólo paleomagnético de referência para a Suíte Félsica Colíder de idade paleoproterozóica (1780 Ma), situada no norte do Mato Grosso, com implicações importantes para o Supercontinente Columbia. O resultado mais importante obtido deste trabalho é a configuração paleogeográfica proposta para a época de colocação destas rochas, a qual sugere que a Laurentia, a Báltica, o Cráton Norte da China e o Cráton Amazônico estavam dispostos lateralmente, formando o Supercontinente Columbia. As evidências geológicas são favoráveis à hipótese de que o Cráton Amazônico se dispunha lateralmente ao Cráton Norte da China há 1780 Ma atrás. Um processo de subducção se desenvolvia ao longo da parte oeste do Bloco Leste do Cráton Norte da China e ao longo do sudoeste do Cráton Amazônico. Tal processo culminou com a colisão do Bloco Oeste do Cráton Norte da China, ao longo do Cinturão Trans-Norte China, há 1850 Ma atrás, estabelecendo a configuração final do Cráton Norte da China, enquanto a Província Ventuari/Tapajós se desenvolvia ao longo do Cráton Amazônico nesta época. Embora, a Laurentia e a Báltica pareçam ter permanecido unidas por quase todo o Mesoproterozóico (Salminen & Pesonen, 2007; Lubnina et al., 2010), o mesmo parece não ter ocorrido com outras áreas cratônicas, tais como o Norte da China e o Cráton Amazônico (Kusky et al., 2007).

Outro importante pólo de referência foi obtido por Tohver et al. (2002) para rochas vulcânicas de Nova Floresta (Rondônia), com idade de 1200 Ma, bem estabelecida pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Estes autores sugerem uma colisão entre o Cráton Amazônico e a Laurentia nesta época, ao longo dos cinturões Sunsás (Cráton Amazônico) e Llano (região do Texas, Laurentia). Após uma colisão oblíqua entre estas duas unidades há 1200 Ma atrás, um movimento transpressivo entre o Cráton Amazônico e a Laurentia foi também sugerido, com base em dados geológicos/geocronológicos (e.g., Tohver et al., 2004a, b, 2005, 2006; Cordani et al., 2009). Outros dois pólos obtidos em sedimentos (Grupo Aguapeí) e soleiras Neoproterozóicas aflorantes no Mato Grosso apoiam esta hipótese (D'Agrella-Filho et al., 2008, Elming et al., 2009). Entretanto, apesar dos dados obtidos nestes últimos anos e de sua relevância para a compreensão da evolução geodinâmica Proterozóica, fica evidente a necessidade de se obter novos resultados para o Cráton Amazônico, de modo a cobrir toda a sua evolução Proterozóica.

O objetivo principal deste trabalho é determinar pólos paleomagnéticos de referência (Buchan et al., 2000) para o Cráton Amazônico durante o Paleoproterozóico, para tentar elucidar a paleogeografia desta unidade cratônica na configuração do Supercontinente Columbia. Para isto, foram selecionadas as vulcânicas félsicas do Grupo Surumu (1980-1960 Ma) e soleiras máficas dos doleritos Avanavero (~1780 Ma), situados no norte do Estado de Roraima (Brasil). Rochas máficas da Intrusiva Guadalupe e do enxame de diques Nova Guarita, situadas ao norte do Estado de Mato Grosso (Brasil) foram também objeto de estudos paleomagnéticos. Devido à inexistência de idades radiométricas destas rochas, foram selecionadas amostras relacionadas aos dois eventos para análises geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb.

Capítulo 2

CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1. O Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico é uma das maiores áreas cratônicas do mundo. Está exposto em duas extensas áreas, uma ao norte e a outra a sudoeste, tendo a Bacia Sedimentar Amazônica interpondo-se entre essas duas áreas pré-cambrianas (Lacerda-Filho et al., 2004). A porção norte do cráton é denominada de Escudo da Guiana e a porção sul de Escudo Brasil-Central (Schobbenhaus et al., 1984).

Vários trabalhos surgiram com o intuito de esclarecer a evolução geológica/geotectônica do Cráton Amazônico (e.g., Amaral, 1974; Basei, 1977; Cordani et al., 1979; Hasui et al., 1984; Teixeira et al., 1989; Tassinari, 1996; Costa & Hasui, 1997; Tassinari et al., 1996, 2000; Santos et al., 2000, Schobbenhaus & Brito-Neves, 2003; Tassinari & Macambira, 1999, 2004; Cordani & Teixeira, 2007; Cordani et al., 2009) e, diante das inúmeras contribuições apresentadas na literatura, o conhecimento sobre a sua evolução tectônica tem aumentado gradativamente.

Modelos geotectônicos elaborados para o Cráton Amazônico seguem duas linhas de abordagem distintas: (i) os modelos que propõem que após a colagem de blocos crustais no Arqueano e Paleoproterozóico, a evolução do escudo foi dominada por processos de tafrogênese (Hasui et al., 1984; Costa & Hasui, 1997) e (ii) os que dividem o Cráton Amazônico em províncias geocronológicas/geotectônicas, propondo uma evolução através da acresção de cinturões orogênicos desde o Paleoproterozóico até o Neoproterozóico em torno de blocos arqueanos, sendo alguns cinturões relacionados a reciclagem de crosta mais antiga (Cordani & Brito-Neves, 1982; Teixeira et al., 1989; Tassinari & Macambira, 1999; Tassinari et al., 1996, 2000; Santos et al., 2000; Cordani & Teixeira, 2007; Cordani et al., 1979, 2009).

Nos últimos anos, os modelos que dividem o Cráton Amazônico em províncias geocronológicas/geotectônicas ganharam força. Entretanto, dois modelos evolutivos dividem o cráton em províncias geológicas/geocronológicas distintas.

O modelo proposto por Tassinari et al. (1996) (Figura 2.1), e seguido por Tassinari & Macambira (1999); Tassinari et al. (2000, 2004); Tassinari & Macambira (2004); Cordani & Teixeira (2007); Cordani et al. (2009); entre outros, é baseado na idéia de que durante o Arqueano, Paleoproterozóico e Mesoproterozóico teria ocorrido uma sucessão de arcos magmáticos formando grandes quantidades de materiais juvenis derivados do manto, seguidos por processos que retrabalharam a crosta. Neste modelo, o Cráton Amazônico é dividido em seis províncias geocronológicas: Amazônia Central (>2600 Ma), Maroni-Itacaiúnas (2250-2050 Ma), Ventuari-Tapajós (1980-1810 Ma), Rio Negro-Juruena (1780-1550 Ma), Rondoniano-San Ignácio (1550-1300 Ma) e Sunsás (1280-950 Ma) (Cordani et al., 2009).

Por outro lado, o modelo de Santos et al. (2000) (Figura 2.2), com base em estudos geocronológicos através dos métodos U-Pb e Sm-Nd, propõe modificações nas províncias anteriormente citadas. Neste modelo foram consideradas as características geológicas, estruturais, magmáticas e isotópicas de cada uma das províncias. A combinação dos dados U-Pb e Sm-Nd indicaram que algumas províncias representam crosta juvenil, enquanto outras estão relacionadas a processos colisionais e apenas uma província é produto do retrabalhamento da crosta arqueana. Assim, de acordo com Santos et al. (2000) o Cráton Amazônico está dividido nas seguintes províncias: Carajás-Imataca (3100-2530 Ma), Transamazônica (2250-2000 Ma), Tapajós-Parima (2210-1870 Ma), Amazônia Central (1880-1700 Ma), Rio Negro (1860-1520 Ma), Rondônia-Juruena (1760-1470 Ma) e Sunsás (1330-1100 Ma).

Figura 2.1: Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com modelo de Tassinari & Macambira (1999) (Figura extraída de Tassinari & Macambira, 1999).

Seguindo os dois principais modelos evolutivos estabelecidos para o Cráton Amazônico, descritos anteriormente, as áreas de estudo deste trabalho (norte de Roraima e norte do Mato Grosso) estão localizadas, respectivamente, nas províncias geocronológicas Amazônia Central e Ventuari-Tapajós de Tassinari & Macambira (1999) ou nas províncias Amazônia Central e Rondônia-Juruena de Santos et al. (2000).

Figura 2.2: Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico de acordo com modelo de Santos et al. (2000) (Figura extraída de Santos et al., 2008).

2.2. Contexto Geológico Regional

2.2.1. Área Norte do Estado de Roraima

Uma das áreas de estudo situa-se no norte do Estado de Roraima (Brasil) e está inserida na Província Amazônia Central (Figura 2.1). A Província Amazônia Central (PAC) é composta pela crosta continental mais antiga do Cráton Amazônico (> 2300 Ma) que foi preservada de deformação/metamorfismo associados à Orogenia Transamazônica (2200-1900 Ma). Durante o Paleoproterozóico, entretanto, foi afetada por eventos magmáticos e sedimentares significativos. A área de estudo é parte de um domínio do PAC conhecido como Bloco Roraima. Este bloco localiza-se na parte norte do Cráton Amazônico e está completamente coberto por rochas vulcânicas ácidas do Grupo Surumu e seqüências sedimentares do Supergrupo Roraima que se sobrepõe ao vulcanismo Surumu (Teixeira et al. 1989; Macambira & Tassinari, 1999). Intrudida nas formações vulcânicas e sedimentares emergem as Soleiras Máficas do Avanavero, um dos eventos magmáticos mais significativos na América do Sul, representado por uma série de diques, soleiras espessas e pequenos *plugs* de composição basáltica a gabróica (Brito-Neves, 2011).

2.2.1.1. Rochas Vulcânicas do Grupo Surumu

O Grupo Surumu pertence ao magmatismo Uatumã, o qual representa o registro do mais expressivo evento de formações vulcânicas e subvulcânicas do mundo (com sedimentos subordinados), que excedeu originalmente 100.000 km² em área, tendo sido formado entre 2000 e 1860 Ma (Pinho et al., 2001), ou mesmo, entre 2000 e 1780 Ma se considerarmos a Suite Intrusiva félsica Colíder de idade de 1780 Ma (Lacerda-Filho et al., 2004), como sendo parte do evento Uatumã. Segundo Schobbenhaus & Brito-Neves (2003), o desenvolvimento desta grande província ígnea foi antecedido, acompanhado e sucedido por um plutonismo anorogênico.

Ramgrab & Santos (1974) já incluíam a então Formação Surumu no Grupo Uatumã, admitindo a correlação deste com os Grupos Kuyuwini e Burro-Burro da Guiana e Cuchivero da Venezuela. Granitóides associados à Formação Surumu foram denominados como granodiorito Serra do Mel por Montalvão et al. (1975). Porém, Melo et al. (1978) redefiniram o granodiorito Serra do Mel como Suíte Intrusiva Saracura.

Segundo Schobbenhaus et al. (1984), o Grupo Surumu é um nome regional definido para a fase vulcânica do Supergrupo Uatumã que ocorreu na parte norte do Cráton Amazônico, a qual foi sucedida por uma fase plutônica correspondente as Suítes intrusivas Saracura (Roraima) e Mapuera (Amazonas e Pará). Com desenvolvimento na direção WNW-ESE, o Grupo Surumu é composto essencialmente por derrames vulcânicos associados a estratos de natureza piroclática, estes subordinados em seqüência. Correspondendo à fase extrusiva do Supergrupo Uatumã, os derrames são constituídos por rochas ácidas a intermediárias e piroclásticas, tais como riodacitos, riolitos, dacitos, traquitos, latitos, andesitos e tufos. Encaixado nestas rochas, encontra-se o corpo básico da unidade Cotingo pertencente ao Evento Avanavero (Schobbenhaus et al., 1984; D'Antona, 2000).

Por outro lado, Costa & Hasui (1992) enfatizam que o Grupo Surumu é composto por granitos e rochas vulcânicas félsicas associadas aos sedimentos do Supergrupo Roraima. Particularmente, no Estado de Roraima, é constituído de rochas vulcânicas piroclásticas (tufos e brechas), cujos clastos ocorrem nos níveis mais inferiores da seqüência sedimentar do Bloco Pacaraima. Assim, as vulcânicas representam o embasamento do Supergrupo Roraima.

Datações geocronológicas U-Pb em rochas do Grupo Surumu forneceram idades concordantes de 1966 ± 9 Ma (Schobbenhaus et al., 1994), e de 1.96 Ga (Reis & Carvalho, 1996). Além disso, uma datação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ forneceu uma idade um pouco mais antiga, de 1984 ± 9 Ma (Santos et al., 2003).

2.2.1.2. Evento Avanavero

O magmatismo básico Proterozóico, correspondente as soleiras e diques encaixados na Formação Roraima foi registrado (ou descrito) pela primeira vez por Snelling (1963) através de determinações radiogênicas. Entretanto, Groeneweg & Bosma (1969) foram os pioneiros a empregar a denominação dolerito Avanavero para designar os grandes diques e corpos irregulares em forma de lençóis na área de Avanavero e em outras localidades do Suriname. Mais tarde, Ramgrab et al. (1972) propuseram o termo vulcanismo Roraima para caracterizar o conjunto de soleiras concentradas na Formação Roraima, juntamente com os diques de rochas básicas não metamorfizados encaixados em rochas pré-cambrianas.

Em seguida, o chamado vulcanismo Roraima foi substituído pela denominação diabásio Pedra Preta por Montalvão et al. (1975) que estenderam esta designação para todos os corpos intrusivos básicos expostos em forma de soleiras, diques e corpos aproximadamente circulares, supostamente resultantes da atividade magmática que ocorreu no território de Roraima.

Melo et al. (1978) abandonaram a designação de Montalvão et al. (1975) e revalidaram o nome diabásio Avanavero devido à prioridade cronológica do Avanavero sobre o Pedra Preta. Os diabásios Avanavero que afloram no Suriname, na Guiana, em Roraima e na Venezuela, também se correlacionam com o dolerito Quarenta Ilhas que aflora no nordeste do Estado do Amazonas e com as básicas Crepori que afloram no sudeste do Estado do Amazonas e no sudoeste do Estado do Pará, mostrando que este episódio vulcânico se estende por mais de 300.000 km² correspondendo a uma grande província ígnea, isto é, um LIP (*Large Igneous Province*) (D'Antona, 2000; Reis et al., 2012, *no prelo*). Pessoa et al. (1977) acreditam que o evento (LIP) Avanavero e a fase de cobertura sedimentar pós-Uatumã (tipo Roraima, Beneficente, Gorotire) foi encerrada por um extenso magmatismo básico toleítico, fato este atestado pela ocorrência de soleiras básicas (Crepori) encaixadas na cobertura sedimentar Paleoproterozóica na parte mais ao sul do Cráton Amazônico (Escudo Brasil-Central).

Segundo Reis & Carvalho (1996), os diques de diabásio alimentam as soleiras básicas pouco diferenciadas e ocorrem associados às falhas (NE e NW) maiores do Supergrupo Roraima. Eles apresentam dezenas de quilômetros de extensão, algumas vezes exibindo ramificações e mudanças de direção (Gibbs, 1987). Quatro níveis de soleiras de rochas básicas (diabásios) da unidade Avanavero são identificadas no Estado de Roraima (Brasil), as quais se estendem para os países vizinhos e são intrusivas nas rochas sedimentares do Supergrupo Roraima e em rochas do embasamento, algumas com 400 m de espessura (Santos & D'Antona, 1984). Pinheiro et al. (1990) denominaram informalmente estes quatro níveis como soleira Cotingo, soleira Pedra Preta, soleira Cipó e soleira Monte Roraima, as quais recebem nomes diferentes em outros países.

A soleira Pedra Preta que se apresenta como um corpo básico encaixado em rochas sedimentares do Supergrupo Roraima apresenta uma espessura aproximada de 150m, cerca de 80 km de extensão, direção WNW-ESE e aflora no Brasil, na Venezuela e na Guiana (D'Antona, 2000). A soleira Cotingo está encaixada em rochas vulcânicas do Grupo Surumu, o qual serve de substrato para a cobertura sedimentar do Supergrupo Roraima. Sua extensão é de aproximadamente 140 km (só no Brasil) e apresenta orientação NW-SE (D'Antona, 2000).

As rochas Avanavero são de cor verde-escuro e apresentam granulação média a grossa. São representadas, de modo geral, por doleritos e gabros e subordinadamente por microdioritos e micro-quartzo-dioritos (Reis et al., 2012, *no prelo*). Ao microscópio, as rochas Avanavero são compostas por plagioclásio, piroxênio, anfibólio e, como minerais acessórios, por magnetita e ilmenita. Processos hidrotermais tardios são comuns, tais como a alteração de plagioclásios para minerais argilosos e/ou albita (Pinheiro et al., 1990). Os diques de dolerito mostram, geralmente, textura subofítica e são compostos por plagioclásio (labradorita), piroxênio (augita e ocasionalmente pigeonita), hornblenda e clorita. Sericita e epidoto aparecem como minerais acessórios (Reis et al., 2012, *no prelo*).

Várias tentativas de datar os doleritos Avanavero através dos métodos K-Ar e Rb-Sr produziram um intervalo grande de idades, entre 2070 e 1490 Ma (Reis et al.,

2012, *no prelo*). As determinações mais precisas publicadas na literatura são as obtidas por Norcross et al. (2000) e por Santos et al. (2003), através do método U-Pb, os quais obtiveram idades concordantes de 1794 ± 4 Ma (dolerito intrusivo no depósito de ouro de Omai, Guiana), 1787 ± 14 Ma (dolerito Cipó) e 1782 ± 3 Ma (dolerito Cotingo). Idades similares (U-Pb em badeleita) foram obtidas para a soleira Crepori (1780 ± 7 Ma) situada no sudoeste do Estado do Pará e para a soleira Quarenta Ilhas (1780 ± 3 Ma) situada no nordeste do Estado do Amazonas (Santos et al., 2002). Estas idades similares obtidas para soleiras mais para o sul do Craton Amazônico confirmam a grande extensão do evento Avanavero.

Recentemente, Reis et al. (2012, *no prelo*) publicaram mais duas determinações U-Pb em badeleítas: uma amostra da soleira Pedra Preta cortando o Supergrupo Roraima próximo a divisa do Brasil com a Venezuela forneceu idade de 1795 ± 2 Ma; outra amostra de uma soleira de dolerito que corta a Formação Urupi, cujas rochas vem sendo correlacionadas com as do Supergrupo Roraima (Escudo Brasil-Central), forneceu idade similar de 1793 ± 2 Ma. Além disso, Onstott et al. (1984) apresenta uma determinação ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita de dolerito situado na Guiana, a qual forneceu uma idade integrada de 1798 ± 2 Ma.

Todas estas determinações geocronológicas mostram dois grupos de idades: um em torno de 1795 Ma e outro em torno de 1780 Ma, sugerindo dois pulsos de magmatismo associados ao evento Avanavero (Reis et al., 2012, *no prelo*).

2.2.2. Área Norte do Estado de Mato Grosso

A área de estudo está localizada no norte do Mato Grosso, e geotectonicamente inserida na Província Ventuari-Tapajós (Figura 2.1). Esta província é predominantemente composta por rochas graníticas-gnáissicas metamorizadas em fácies anfibolito. Estas rochas apresentam idades entre 1980 e 1810 Ma, obtidas pelos métodos Rb-Sr e U-Pb. Estas idades coincidem ou são ligeiramente mais jovens do que as respectivas idades modelo Sm-Nd (Cordani & Teixeira, 2007), as quais, associadas aos valores positivos de $\xi_{\text{ND(T)}}$, sugerem uma

natureza juvenil para estas rochas. O sudoeste da província Ventuari-Tapajós faz fronteira com o cinturão móvel juvenil Rio Negro-Juruena de 1780-1550 Ma, composto por gnaisses, granodioritos, tonalitos, migmatitos, granitos e anfibolitos (Figura 2.1).

2.2.2.1. Enxame de Diques Máficos Nova Guarita

Um enxame de diques máficos aflora, principalmente, ao longo na rodovia (MT-308), entre o povoado de Nova Guarita e a cidade de Terra Nova (norte do estado de Mato Grosso, Brasil), o qual adotamos a denominação de enxame de diques Nova Guarita. Esses diques são representados por gabros, microgabros e diabásios encaixados nos granitos da Suíte intrusiva Matupá, no Granito Teles Pires, no Granito São Pedro e na Suíte vulcânica Colíder, unidades estas com idades em torno de 1700-1800 Ma (Moreton & Martins, 2005). Alguns afloramentos ocorrem em forma de blocos e em pequenos lajedos. A direção (*strike*) dos diques é predominantemente NW (alguns com *direção* NE), e variam de metros até dezenas de metros de espessura. Silva et al. (1980) obtiveram uma idade K-Ar em rocha total de 1416 ± 14 Ma para um diabásio localizado no extremo-noroeste da Folha Ilha 24 de Maio (PROMIN ALTA FLORESTA-CPRM), que provavelmente está associado ao evento básico que gerou o enxame de diques Nova Guarita.

Na área de Peixoto de Azevedo e Matupá afloram rochas máficas pertencentes a Suíte intrusiva Flor da Serra. Esta suíte é composta por gabros, gabros porfiríticos, olivina gabros, microgabros, monzogabros, diabásios porfiríticos, dioritos, gabro-dioritos e monzodioritos, além de andesitos e traquiandesitos subordinados, os quais são considerados de idade Paleoproterozóica, com base em relações geológicas (Lacerda-Filho et al., 2004; Moreton & Martins, 2005). Nesta área, diques com textura fina e cristais centimétricos de plagioclásio foram observados intrudindo os granitos da Suíte intrusiva Matupá (1848 ± 17 , U-Pb) e, estritamente, as próprias rochas da Suíte Flor da Serra, as quais são interpretadas como uma manifestação tardia do mesmo evento (Lacerda Filho et al., 2004).

Entretanto, pelo menos parte destes diques, pode pertencer ao enxame de diques Nova Guarita como mostram os dados paleomagnéticos descritos neste trabalho.

2.2.2.2. Intrusivas Máficas Guadalupe

A designação Intrusiva Máfica Guadalupe foi proposta por Oliveira & Albuquerque (2004) para caracterizar um clã de corpos básicos representados por gabro, microgabro, diabásio e diorito pórfiro, aflorantes nas cercanias da comunidade de Nossa Senhora de Guadalupe, sudoeste de Alta Floresta. Lacerda-Filho et al. (2001, 2004) destacam que estes litotipos ocorrem sob a forma de diques ou *stocks* intrudindo os granitos da Suíte Intrusiva Paranaíta e também como megaenclaves. Por isso, os autores consideram que as Intrusivas Máficas Guadalupe e Paranaíta são contemporâneas. Embora não existam ainda datações geocronológicas das máficas Guadalupe, idades entre 1810-1790 Ma (U-Pb) foram obtidas para rochas associadas a Suíte Intrusiva Paranaíta, sugerindo o Paleoproterozóico como sendo a provável idade do evento Guadalupe (Lacerda-Filho et al., 2004).

Os gabros desta unidade possuem cor cinza-escuro com tonalidades esverdeadas, textura granular e estrutura maciça. Os dioritos possuem cor verde com tons acinzentados e textura inequigranular média. Observam-se também diques de diabásio porfirítico que intrudem rochas do Granito Nhandu, da Suíte Colíder e da Intrusiva Paranaíta (Lacerda-Filho et al., 2004).

2.3. Localização da Amostragem Paleomagnética

2.3.1. Rochas vulcânicas do Grupo Surumu

No norte do Estado de Roraima, a amostragem paleomagnética foi realizada nas vizinhanças da cidade de Amajari, da Vila do Uiramutã e do Morro do Tepequém. Devido à boa exposição das rochas foram coletados 225 cilindros e 2

blocos orientados de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias do Grupo Surumu, num total de 39 sítios denominados de coleção FR (Tabela 2.1). À beira do Rio Cotingo localizado nas redondezas da Vila Uiramutã, rochas do Grupo Surumu são cortadas por um dique (direção N45E) máfico Mesozóico com espessura superior a 20 m. Nesta localidade foi realizada uma amostragem detalhada para verificar a estabilidade da magnetização do Grupo Surumu e do dique Mesozóico (vide Capítulo 4). O mapa geológico da Figura 2.3 apresenta as localizações dos sítios paleomagnéticos amostrados.

Tabela 2.1: Número do sítio, localização, identificação e litologia da amostragem paleomagnética para as rochas do Grupo Surumu realizada no Estado de Roraima.

Sítios	Localização	Amostras	Litologias
1	04.53°N / 60.20°W	FR15A a FR15E	<i>Rocha Surumu</i>
2	04.54°N / 60.18°W	FR18A a FR18F	<i>Andesito Surumu</i>
3	04.49°N / 60.26°W	FR19A a FR19F	<i>Andesito Surumu</i>
4	03.74°N / 61.73°W	FR22A a FR22F	<i>Andesito Surumu</i>
5	03.74°N / 61.53°W	FR24A a FR24F	<i>Andesito Surumu</i>
6	03.75°N / 61.54°W	FR25A a FR25F	<i>Andesito Surumu</i>
7	03.80°N / 61.76°W	FR29A a FR29G	<i>Andesito Surumu</i>
8	04.48°N / 60.24°W	FR50A a FR50F	<i>Andesito Surumu</i>
9	04.47°N / 60.17°W	FR52A a FR52F	<i>Rocha Surumu</i>
10	04.48°N / 60.20°W	FR53A a FR53E	<i>Andesito Surumu</i>
11	04.49°N / 60.21°W	FR54 a FR55	<i>Riolito Surumu</i>
12	04.43°N / 60.14°W	FR80A a FR80D	<i>Rocha Surumu</i>
13	04.52°N / 60.21°W	FR81A a FR81G	<i>Andesito Surumu</i>
14	04.44°N / 60.11°W	FR82A a FR82F	<i>Riolito Surumu</i>
15	04.43°N / 60.13°W	FR83A a FR83F	<i>Riolito Surumu</i>
16	04.39°N / 60.10°W	FR84A a FR84G	<i>Andesito Surumu</i>
17	04.52°N / 60.21°W	FR89A a FR89F	<i>Andesito Surumu</i>
18	04.52°N / 60.21°W	FR90A a FR90F	<i>Andesito Surumu</i>
19	04.52°N / 60.21°W	FR91A a FR91D	<i>Andesito Surumu</i>
20	04.63°N / 60.47°W	FR93A a FR93D	<i>Andesito Surumu</i>
21	04.46°N / 60.61°W	FR94A a FR94G	<i>Andesito Surumu</i>
22	04.52°N / 60.27°W	FR95A a FR95D	<i>Basalto (Mesozóico)</i>
22	04.52°N / 60.27°W	FR95E a FR95L	<i>Andesito Surumu</i>
23	04.49°N / 60.27°W	FR96A a FR96F	<i>Vulcânica Surumu</i>
24	04.49°N / 60.27°W	FR97A a FR97F	<i>Vulcânica Surumu</i>
25	04.49°N / 60.27°W	FR98A a FR98F	<i>Vulcânica Surumu</i>
26	04.50°N / 60.33°W	FR99A a FR99H	<i>Vulcânica Surumu</i>
27	04.50°N / 60.33°W	FR100A a FR100F	<i>Vulcânica Surumu</i>
28	04.51°N / 60.33°W	FR101A a FR101F	<i>Vulcânica Surumu</i>
29	04.51°N / 60.33°W	FR102A a FR102F	<i>Vulcânica Surumu</i>
30	04.51°N / 60.33°W	FR103A a FR103F	<i>Vulcânica Surumu</i>
31	04.28°N / 61.07°W	FR146A a FR146F	<i>Vulcânica Surumu</i>

32	04.29°N / 61.07°W	FR147A a FR147F	<i>Vulcânica Surumu</i>
33	04.31°N / 61.08°W	FR148A a FR148E	<i>Vulcânica Surumu</i>
34	04.33°N / 61.12°W	FR149A a FR149E	<i>Vulcânica Surumu</i>
35	04.20°N / 60.83°W	FR150A a FR150F	<i>Vulcânica Surumu</i>
36	04.21°N / 60.85°W	FR151A a FR151E	<i>Vulcânica Surumu</i>
37	04.21°N / 60.88°W	FR152A a FR152E	<i>Vulcânica Surumu</i>
38	04.22°N / 60.92°W	FR153A a FR153E	<i>Vulcânica Surumu</i>
39	04.23°N / 60.93°W	FR154A a FR154F	<i>Vulcânica Surumu</i>

Figura 2.3: Mapa geológico da área de estudo com a localização dos sítios amostrados para a coleção FR referentes às rochas do evento Avanavero e do Grupo Surumu (modificado de Schobbenhaus et al., 2004).

2.3.2. Soleiras Avanavero

A amostragem para as investigações paleomagnéticas e de anisotropias de susceptibilidade magnética ocorreu no Estado de Roraima (Brasil), parte norte do Cráton Amazônico (Figura 2.4), nas redondezas do povoado de Vila Uiramutã. A boa exposição das rochas permitiu a coleta de 98 cilindros orientados de soleiras do Evento Avanavero, num total de 16 sítios denominados de coleção FR (Tabela 2.2). As localizações dos sítios amostrados estão representadas na figura 2.4.

Tabela 2.2: Número do sítio, localização, identificação das amostras e afloramentos da amostragem paleomagnética realizada no Estado de Roraima da coleção FR relativas ao Evento Avanavero.

Sítios	Localização	Amostras	Litologias
1	04.63°N / 60.16°W	FR1A a FR1F	Soleira Avanavero
2	04.63°N / 60.16°W	FR2A a FR2F	Soleira Avanavero
3	04.62°N / 60.16°W	FR3A a FR3I	Soleira Avanavero
4	04.62°N / 60.17°W	FR4A a FR4H	Soleira Avanavero
5	04.61°N / 60.17°W	FR5A a FR5H	Soleira Avanavero
6	04.57°N / 60.19°W	FR11A a FR11H	Soleira Avanavero
7	04.57°N / 60.19°W	FR12A a FR12E	Soleira Avanavero
8	04.57°N / 60.19°W	FR13A a FR13E	Soleira Avanavero
9	04.53°N / 60.16°W	FR85A a FR85H	Soleira Camararem
10	04.53°N / 60.16°W	FR86A a FR86H	Soleira Camararem
11	04.53°N / 60.16°W	FR87A a FR87H	Soleira Camararem
12	04.52°N / 60.21°W	FR88A a FR88N	Soleira Camararem
13	04.60°N / 60.51°W	FR92A a FR92D	Soleira Cotíngo
14	04.54°N / 60.33°W	FR143A a FR143E	Soleira Avanavero
15	04.54°N / 60.33°W	FR144A a FR144E	Soleira Avanavero
16	04.54°N / 60.33°W	FR145A a FR145E	Soleira Avanavero

Figura 2.4: Mapa geológico da área de estudo com a localização dos sítios paleomagnéticos amostrados na soleira Avanavero.

2.3.3. Enxames de diques Nova Guarita

No Estado do Mato Grosso, as amostragens paleomagnéticas foram realizadas na região norte, nas redondezas das cidades de Peixoto de Azevedo e Matupá e nas proximidades da rodovia MT-208 entre as cidades de Nova Guarita e Terra Nova do Norte. Um total de 172 cilindros orientados, representados por diabásios, gabros e microgabros foram coletados de 20 sítios do enxame de diques Nova Guarita (Figura

2.5, Tabela 2.3). Para investigar a estabilidade magnética das direções de magnetização remanente característica (MRC) destas amostras, e suas origens, um teste de contato cozido foi realizado para o sítio 5 (amostras SD74, Tabela 2.3), onde o dique máfico corta rochas graníticas da Suíte Intrusiva Matupá. A exposição deste dique em particular sugeria uma espessura de mais de 20 m, embora o contato com o dique não fosse visível. Para este teste, além dos 10 cilindros amostrados da intrusão (SD74A-J), o granito foi coletado a 1.90 m (amostra SD74K), a 2.17 m (amostra SD74L) e a aproximadamente 55 m do contato, onde cinco cilindros orientados foram coletados de um grande afloramento granítico (SD91A-E). Ao todo foram preparados cerca de 700 espécimes que foram utilizados nos tratamentos de laboratório.

Tabela 2.3: Número do sítio, localização, identificação e litologia da amostragem paleomagnética da coleção SD (diques Nova Guarita) realizada no Estado do Mato Grosso.

Sítios	Localização	Amostras	Litologias
1	10,35°S / 55,36°W	SD12A a SD12H	Microgabro
2	10,48°S / 55,22°W	SD13A a SD13J	Diabásio
3	10,49°S / 55,20°W	SD14A a SD14D	Diabásio
4	09,12°S / 59,10°W	SD58-60	Riolito
5	10,44°S / 55,31°W	SD74A a SD74J	Gabro
6	10,42°S / 55,29°W	SD75A a SD75K	Gabro
7	10,42°S / 55,29°W	SD77A a SD77I	Gabro
8	10,42°S / 55,29°W	SD78A a SD78H	Gabro
9	10,42°S / 55,30°W	SD83A a SD83J	Gabro
10	10,42°S / 55,30°W	SD84A a SD84J	Gabro
11	10,42°S / 55,30°W	SD85A a SD85J	Gabro
12	10,42°S / 55,30°W	SD86A a SD86M	Gabro
13	10,32°S / 55,41°W	SD87A a SD87H	Gabro
14	10,32°S / 55,42°W	SD89A a SD89K	Gabro
15	10,43°S / 55,30°W	SD91A a SD91E	Granito
16	10,24°S / 54,84°W	SD107A a SD107I	Gabro
17	10,08°S / 55,12°W	SD113A a SD113I	Gabro
18	10,09°S / 55,13°W	SD116A a SD116H	Diabásio
19	10,11°S / 55,11°W	SD117A a SD117J	Gabro
20	10,13°S / 55,12°W	SD118A a SD118J	Gabro

Figura 2.5: Mapa geológico simplificado da área com a localização dos sítios amostrados nos enxames de diques Nova Guarita (modificado de Lacerda-Filho et al., 2004). Inserção – Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas (modificado de Tassinari et al., 2000).

2.3.4. Intrusiva Máfica Guadalupe

As amostragens paleomagnéticas foram realizadas na região norte do Estado do Mato Grosso, nos arredores das cidades de Alta Floresta, Terra Nova do Norte e Matupá. No total, 117 cilindros orientados foram coletados de 13 sítios associados a Intrusiva máfica Guadalupe (Figura 2.6, Tabela 2.4). Quatro sítios pertencem ao corpo básico e os nove sítios restantes pertencem a diques doleríticos relacionados ao

evento Guadalupe. Cinquenta e cinco (55) cilindros orientados da rocha encaixante (tonalitos) foram também coletados de seis sítios situados nas proximidades do corpo Guadalupe, com o intuito de determinar sua magnetização característica. No laboratório as amostras foram cortadas em espécimes de 2,2 cm de altura e remarcadas para conservar a orientação de campo. Ao todo foram preparados 610 espécimes no laboratório sendo que, 250 espécimes foram submetidos aos tratamentos paleomagnéticos.

Tabela 2.4: Número do sítio, localização, identificação e litologia da amostragem paleomagnética da coleção SD pertencente as Maficas Guadalupe realizada no Estado do Mato Grosso.

Sítios	Localização	Amostras	Litologias
1	09.89°S / 56.15°W	SD2A a SD2E	Gabro
2	10.26°S / 56.42°W	SD7A a SD7M	Diabásio
3	10.10°S / 54.97°W	SD40A a SD40F	Microgabro
4	10.62°S / 55.18°W	SD79A a SD79L	Gabro
5	10.62°S / 55.18°W	SD80A a SD80J	Gabro
6	10.62°S / 55.18°W	SD81A a SD81I	Gabro
7	10.62°S / 56.19°W	SD93A a SD93H	Gabro
8	10.62°S / 56.19°W	SD104A a SD104L	Gabro
9	10.62°S / 56.19°W	SD105A a SD105J	Gabro
10	10.08°S / 55.11°W	SD110A a SD110I	Gabro
11	09.89°S / 56.14°W	SD64A a SD64H	Gabro
12	09.90°S / 56.16°W	SD65A a SD65I	Gabro
13	09.90°S / 56.16°W	SD66A a SD66I	Gabro
14	09.87°S / 56.16°W	SD61A a SD61N	Tonalito
15	09.87°S / 56.16°W	SD62A a SD62H	Tonalito
16	09.87°S / 56.16°W	SD63A a SD63H	Tonalito
17	09.91°S / 56.15°W	SD67A a SD67J	Tonalito
18	09.91°S / 56.16°W	SD68A a SD68H	Tonalito
19	09.92°S / 56.14°W	SD69A a SD69H	Tonalito

Figura 2.6: Mapa geológico simplificado da área estudada com a localização dos sítios de amostragem na intrusiva Guadalupe (Modificado de Lacerda-Filho et al., 2004). Inserção – Cráton Amazônico e suas Províncias geocronológicas (Modificado de Tassinari et al., 2000).

Capítulo 3

METODOLOGIA

3.1. Amostragem Paleomagnética

Denomina-se sítio paleomagnético o afloramento de rocha escolhido para amostragem. Esta rocha deve estar necessariamente “*in situ*”, ou seja, não sofreu nenhum tipo de deslocamento após a sua formação, estando a rocha em seu local natural (McElhinny, 1973). Esta escolha deve ser realizada corretamente e de maneira muito criteriosa para que erros inerentes não afetem diretamente a obtenção dos resultados, por isso, uma boa amostragem é crucial para o sucesso da investigação paleomagnética.

A coleta das amostras pode ser feita de duas formas distintas, sendo que a escolha depende das condições do afloramento. A primeira é a coleta de cilindros orientados através de uma perfuratriz portátil, movida a gasolina, que possui uma broca diamantada (Figura 3.1a). O diâmetro dos testemunhos cilíndricos é de 2.5 cm e o comprimento depende da dureza da rocha, das condições da broca e do operador da perfuratriz. A segunda é a coleta de blocos orientados que no laboratório são perfurados para a retirada de testemunhos cilíndricos, também de 2.5 cm de diâmetro. Embora este método de amostragem seja mais rápido e simples, o número menor de amostras coletadas (três a quatro blocos) e a maior imprecisão na orientação dos blocos acarretam em um erro estatístico maior. Além disto, o uso da perfuratriz para a coleta de cilindros orientados (em geral, de 6 a 10 cilindros) permite a amostragem de rochas mais frescas do afloramento.

Após perfurar a rocha, antes da retirada dos testemunhos cilíndricos do afloramento, utiliza-se um aparato especial composto de uma bússola magnética, uma bússola solar e um inclinômetro para a orientação dos cilindros. Através deste aparato, são obtidos os valores do ângulo entre uma marca de referência na amostra

e o norte geográfico (*strike*) e do ângulo que o eixo do cilindro faz com o eixo vertical local (*dip*) (Figura 3.1b).

Figura 3.1: Fotos mostrando elementos de uma amostragem paleomagnética (a) Perfuratriz portátil com broca diamantada, (b) medidas de bússola solar e magnética sendo realizadas, (c) testemunhos cilíndricos retirados da rocha estudada e (d) espécimes de rochas cortados e remarcados prontos para a análise paleomagnética.

O ideal é obter o *strike* através da bússola magnética e da bússola solar para que ambas as leituras possam ser comparadas, entretanto, isso nem sempre é possível já que depende da presença da luz solar. Quando não é possível obter a medida da bússola solar utiliza-se somente a medida da bússola magnética. Entretanto, há casos em que a alta intensidade de magnetização da rocha (por exemplo, rochas máficas) afeta a medida da bússola magnética; quando isto ocorre, o uso da bússola solar para a orientação da amostra é fundamental.

Depois de anotadas as medidas de orientação da amostra em uma caderneta, os testemunhos cilíndricos são retirados dos locais perfurados, marcados e identificados: uma sigla identifica a coleção (por exemplo, SD, FR,...), um número (1, 2, 3, 4,...) identifica o sítio amostrado e uma letra (A, B, C,...) identifica cada cilindro perfurado naquele sítio. Em seguida, os cilindros são embalados e encaminhados para o laboratório (Figura 3.1c). Ao chegar no laboratório os testemunhos cilíndricos são cortados em espécimes de 2,2 cm de altura e novamente remarcados com a identificação original, assim, estão prontos para os procedimentos de investigação paleomagnética (Figura 3.1d).

Segundo Lowrie (2007), uma amostragem deve conter um número adequado de amostras por sítio para eliminar erros de amostragem e experimentais. Comumente coleta-se de 5 a 10 testemunhos cilíndricos para definir satisfatoriamente uma direção média para o sítio. Além disso, a quantidade de sítios da amostragem deve cobrir um intervalo de tempo suficiente para eliminar a variação secular do campo geomagnético e produzir um pólo paleomagnético que represente o campo de um dipolo geocêntrico axial (DGA).

3.2. Anisotropia de Suscetibilidade Magnética (ASM)

Graham (1954) foi o primeiro a utilizar a anisotropia de susceptibilidade magnética para resolver problemas estruturais e de petrotrama. Ele observou que a anisotropia de suscetibilidade magnética era consequência do alinhamento preferencial de partículas ferromagnéticas e que poderia ser representada pelos três eixos de um elipsóide, onde o eixo mais longo seria paralelo à orientação preferencial dos eixos maiores dos grãos ferromagnéticos.

Atualmente, sabe-se que dois mecanismos principais determinam a trama magnética de uma rocha: a anisotropia magnetocristalina e a de forma (Hargraves et al., 1991; Tarling & Hrouda, 1993; Borradaile & Henry, 1997). A anisotropia magnética pode ser originada pela ação da rede cristalina na orientação dos spins dos elétrons, conduzindo-os a uma orientação preferencial em determinadas direções

chamadas de “eixos fáceis” de magnetização (anisotropia magnetocristalina). A anisotropia pode também decorrer da orientação preferencial da magnetização, determinada pela forma dos grãos ferromagnéticos (anisotropia de forma). Há também casos em que a anisotropia magnética está relacionada à orientação dos domínios magnéticos, que são a anisotropia de distribuição e a de remanência (Lanza & Meloni, 2006).

A anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) é uma propriedade física das rochas e tem sua origem na orientação preferencial dos minerais anisotrópicos contidos nas mesmas, minerais estes que podem ser ferromagnéticos, paramagnéticos e/ou diamagnéticos. A susceptibilidade magnética volumétrica, assim como sua anisotropia, representa uma somatória das susceptibilidades magnéticas de todos os minerais que estão presentes numa amostra de rocha. A susceptibilidade magnética $\mathbf{K}$ é definida por meio da expressão $\mathbf{M}=\mathbf{KH}$, onde $\mathbf{M}$ e $\mathbf{H}$ representam, respectivamente, a magnetização induzida e o campo indutor aplicado a um material. $\mathbf{K}$ pode variar de acordo com os valores de $\mathbf{H}$, de temperatura e com a direção na qual o material é aferido. Para materiais isotrópicos, $\mathbf{K}$ é constante. Entretanto, para materiais anisotrópicos, $\mathbf{K}$ varia de acordo com a direção na qual o material é medido, visto que a intensidade da magnetização induzida por um campo de intensidade constante depende da orientação da amostra dentro deste campo. Assim, a ASM expressa a variação da susceptibilidade magnética com a direção dentro de um material.

Matematicamente, a ASM pode ser representada por um tensor simétrico de segunda ordem (K_{ij}), que reflete uma combinação de todos os efeitos dos grãos magnéticos dentro de um espécime de rocha. Os três componentes principais do tensor (autovalores) são os eixos K_1 , K_2 e K_3 que representam, respectivamente, a direção de susceptibilidade máxima, intermediária e mínima ($K_1 > K_2 > K_3$), os quais definem aproximadamente um elipsóide triaxial. A orientação destes eixos (K_1 , K_2 , K_3) fornece a trama magnética nas rochas. Estudos foram realizados para verificar qual dos eixos do elipsóide de ASM (K_1 , K_2 ou K_3) pode estar relacionado com o fluxo de magma. Através de dados de ASM e análises microscópicas, Khan (1962) mostrou

que as orientações dos eixos maior, intermediário e menor de grãos de magnetita aproximam-se fortemente das orientações dos eixos K_1 , K_2 e K_3 , respectivamente, do elipsóide de ASM.

Esses tensores magnéticos são usados no estudo de tramas magnéticas decorrentes de uma variedade de processos geológicos envolvendo rochas sedimentares, ígneas e metamórficas. Tais dados têm aplicações na determinação de parâmetros, tais como, fluxos em rochas ígneas, paleocorrentes em sedimentos e tensões em rochas que sofreram deformação (Jackson & Tauxe, 1991; Rochette et al., 1992; Tarling & Hrouda, 1993; Borradaile & Henry, 1997; Parés et al., 2007; Veloso et al., 2007; Bradák, 2009). Além disso, os estudos da trama magnética são importantes para determinar possíveis desvios da magnetização remanente natural e contribuem para uma melhor interpretação de dados paleomagnéticos, principalmente, em rochas deformadas (Cogné, 1988; Jelenska & Kadzialko-Hofmokr, 1990; Raposo et al., 2003).

Esses desvios podem ocorrer devido à rotação de partículas ferromagnéticas durante uma deformação, afetando significativamente a anisotropia magnética e a reorientação do vetor remanência, induzindo a interpretações errôneas (Jackson & Tauxe, 1991).

A ASM é freqüentemente empregada em estudos de petrotrama e estruturais (Jelenska & Werner, 1997; Borradaile, 2001; Archanjo et al., 2006). Em rochas ígneas, pode ser usada para investigar o fluxo de magma (Khan, 1962; Ellwood, 1978; Knight & Walker, 1988; Cânon-Tapia & Pinkerton, 2000; Anchuela et al., 2006; Clemente et al., 2007), contração termal devido ao resfriamento ou deformação após a colocação da rocha (Ellwood, 1979). Em rochas intrusivas, pode ser utilizada para estudar problemas tectônicos (Park et al., 1988) e o fluxo de magma no preenchimento de fraturas (Knight & Walker, 1988; Ernst, 1990). Em conjunto com dados paleomagnéticos, a ASM é usada para entender a trama magnética e suas relações com a mineralogia magnética e a remanência (Herrero-Bervera et al., 1990; Parés et al., 2007; Veloso et al., 2007).

3.2.1. Medidas da ASM

As medidas de anisotropia de susceptibilidade magnética das rochas são realizadas usando o instrumento KLY-4S “Kappabridge” fabricado pela Agico. Neste aparato, quatro medidas são necessárias para obter o tensor da ASM.

As três primeiras delas são realizadas a partir da rotação da amostra em torno de três eixos distintos perpendiculares entre si, no interior de uma bobina (indutora) percorrida por uma corrente elétrica fraca responsável pela geração de um campo magnético também fraco em seu interior. Este campo induz em sua direção diferentes magnetizações na amostra enquanto a amostra gira. Estas diferentes magnetizações da amostra geram, então, correntes elétricas de intensidades distintas na bobina vizinha (receptora). Um computador ligado ao aparelho, por fim, calcula a partir das intensidades destas correntes elétricas as susceptibilidades magnéticas da amostra nestas direções distintas. Cada uma destas medições é marcada por uma volta completa da amostra em torno de um destes eixos ortogonais e por 64 aferições de susceptibilidade magnética tomadas para diferentes posições assumidas pela mesma. A quarta medida determina a suscetibilidade volumétrica da amostra. Todas estas medidas fornecem o conjunto dos dados que levarão à composição dos tensores de susceptibilidade magnética e de anisotropia de susceptibilidade pelo programa de medidas instalado no computador.

Com estes dados obtém-se a orientação e a magnitude dos três eixos principais do elipsóide de suscetibilidade magnética ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$). A lineação magnética é atribuída ao eixo K_1 e o pólo da foliação magnética (plano K_1 - K_2) ao eixo K_3 . As magnitudes destas direções principais são usadas para calcular os seguintes parâmetros: a susceptibilidade média,

$$K_m = \frac{(K_1 + K_2 + K_3)}{3} ; \quad (3.1)$$

o grau de anisotropia magnética, o qual é uma medida da excentricidade do elipsóide de suscetibilidade magnética,

$$P' = \frac{K_1}{K_3} ; \quad (3.2)$$

a magnitude da lineação magnética,

$$L = \frac{K_1}{K_2} ; \quad (3.3)$$

a magnitude de foliação magnética,

$$F = \frac{K_2}{K_3} ; \quad (3.4)$$

e o parâmetro de forma (Jelinek, 1981),

$$T = \left[\frac{2 \ln(K_2 / K_3)}{\ln(K_1 / K_3)} \right] - 1 \quad (3.5)$$

o qual descreve a forma do elipsóide de suscetibilidade magnética: oblata para $T > 0$ e prolata para $T < 0$ (Figura 3.2).

Figura 3.2: Diagrama da lineação magnética (L) *versus* foliação magnética (F) indicando a forma do elipsóide que pode ser oblata ($T > 0$) ou prolata ($T < 0$) (Modificado de Lanza & Meloni, 2006).

3.3. Magnetização Remanente Natural (MRN)

O magnetismo fóssil natural presente nas rochas é chamado de magnetização remanente natural (MRN), o qual pode ser entendido como um vetor de magnetização ou como a soma de todas as componentes das remanências magnéticas adquiridas ao longo do tempo por diferentes processos naturais.

A componente adquirida quando a rocha se forma é denominada de magnetização remanente primária (MRP). A magnetização primária em rochas ígneas é representada pela magnetização termoremanente (MTR) adquirida durante o resfriamento da rocha, e em rochas sedimentares é representada pela magnetização remanente detritica (MRD), adquirida durante a deposição dos sedimentos (Cox & Doell, 1960). Qualquer magnetização adquirida posteriormente a formação de uma rocha é chamada de magnetização remanente secundária (MRS) e pode ser adicionada por diversos processos físicos e químicos ao longo do tempo geológico. Por exemplo, a MRN de uma lava vulcânica pode conter uma magnetização termoremanente (MTR) primária, uma magnetização secundária adquirida durante um metamorfismo de baixo grau (magnetização remanente química - MRQ) e uma magnetização remanente viscosa (MRV) adquirida do campo geomagnético atual.

A magnetização da rocha está associada aos grãos de minerais ‘ferromagnéticos’ que ela contém e sua estabilidade magnética depende das características destes grãos (tipo de mineral magnético, tamanho dos grãos, anisotropias magnéticas associadas). A magnetização inicial (M_0) de uma rocha que contém um conjunto de grãos de domínio simples (SD), com volume (V), decai exponencialmente com o tempo (t), obedecendo a equação 3.6.

$$Mr = M_0 \cdot \exp\left(\frac{-t}{\tau}\right) \quad (3.6),$$

onde τ é o tempo de relaxação dos grãos magnéticos. Este parâmetro depende das propriedades dos grãos magnéticos (Eq. 3.7), tais como, a energia magnética anisotrópica KV (K representa as anisotropias magnéticas associadas aos grãos e V é

o volume dos grãos) e a energia térmica kT (k é a constante de Boltzman e T é a temperatura).

$$\tau = \frac{1}{C} \cdot \exp\left(\frac{KV}{kT}\right) \quad (3.7),$$

onde, C é a constante vibracional da rede cristalina ($C \cong 10^9 \text{ s}^{-1}$).

Assim, quanto maior for o tempo de relaxação, maior será a estabilidade da magnetização e vice-versa. Note que τ depende da temperatura; um grão magnético que é estável à temperatura ambiente, pode tornar-se instável em temperaturas mais elevadas, já que τ decresce exponencialmente com a temperatura. Esta é a base fundamental para entendermos a magnetização termo-remanente e a magnetização remanente viscosa.

Uma **Magnetização termoremanente (MTR)** é adquirida quando os minerais magnéticos de uma rocha esfriam na presença de um campo magnético (H) fraco. Acima da temperatura de Curie, os minerais magnéticos apresentam comportamento paramagnético. Quando a rocha atinge a temperatura de Curie, estes minerais tornam-se “ferromagnéticos”, entretanto, o tempo de relaxação dos grãos magnéticos (equação 3.7) é muito baixo nestas temperaturas altas e a magnetização associada a estes grãos tende a se alinhar na direção mais próxima do campo aplicado (Lowrie, 2007). Quando a temperatura da rocha passa pela temperatura de bloqueio (temperatura em que o tempo de relaxação aumenta rapidamente) dos grãos magnéticos, as suas respectivas magnetizações tornam-se bloqueadas e não variam mais com uma eventual mudança do campo aplicado. É interessante notar que um resfriamento rápido da rocha resulta em minerais magnéticos com tamanhos de grãos com estruturas de domínio simples (SD) ou pseudo-domínios simples (PSD), tornando a MTR altamente estável. Podemos citar como exemplo, os basaltos de fundo oceânico que apresentam resfriamento rápido em decorrência do contato da lava com a água do mar.

A **Magnetização remanente viscosa (MRV)** é uma magnetização remanescente gradualmente adquirida pela rocha durante a sua exposição a campos magnéticos fracos. A aquisição da MRV envolve o alinhamento dos momentos magnéticos dos

grãos com tempo de relaxação (τ) pequeno (equação 3.7). A exposição de um conjunto de grãos ao campo geomagnético durante um tempo (t) irá resultar na reorientação de todos os grãos com tempo de relaxação ($\tau < t$), ou seja, os momentos magnéticos dos grãos nestas condições se alinham na direção do campo geomagnético. A MRV adquirida em temperaturas mais altas é chamada de magnetização remanente termoviscosa (MRTV).

Um dos maiores desafios das investigações paleomagnéticas é identificar e separar as componentes magnéticas presentes nas rochas. A componente de magnetização mais estável (com coercividades e/ou temperaturas de bloqueio mais altas) que é observada na maioria das amostras analisadas chama-se magnetização remanescente característica (MRC). Para analisar a composição vetorial da MRN e separar as componentes magnéticas, principalmente, a MRC, processos de desmagnetizações são realizados de forma detalhada para possibilitar que as componentes de magnetização da rocha sejam removidas progressivamente (Irving, 1964; McElhinny, 1973; Tarling, 1983).

Dois processos de desmagnetizações progressivas são normalmente utilizados: a desmagnetização por campos magnéticos alternados (CA) e a térmica.

3.3.1. Desmagnetização por Campos Magnéticos Alternados (CA)

A desmagnetização por campos magnéticos alternados (CA) é realizada quando um espécime de rocha é submetido a um campo magnético alternado com valor de pico H , o qual diminui linearmente com o tempo até zero, na ausência de um campo magnético (Figura 3.3). O campo alternado é produzido pela passagem de uma corrente alternada através de uma bobina, sendo que o campo máximo obtido geralmente varia entre 100 e 200 mT, dependendo do tipo de desmagnetizador utilizado. Deste modo, os grãos magnéticos com coercividades (H_c) menores ou iguais a H são sucessivamente reorientados na direção do campo magnético alternado aplicado, fazendo com que a magnetização total associada a estes grãos seja nula. Assim, o resultado é a desmagnetização eficaz de todos os grãos magnéticos com

coercividade menor que o pico do campo magnético aplicado, ou seja, tais grãos não contribuem mais para a medida da magnetização da amostra (Tarling, 1983).

Para a análise da remanência magnética das rochas, dois tipos de desmagnetizadores por campos magnéticos alternados são normalmente utilizados: o de eixo fixo e o de eixo rotativo. No primeiro, a amostra é desmagnetizada ao longo de três eixos ortogonais fixos na amostra. Estes aparelhos atingem campos alternados de até 200 mT. No segundo, a amostra gira em torno de dois eixos durante a desmagnetização, de forma que o campo alternado é aplicado em todas as direções da amostra. Este procedimento garante uma maior eficiência na desmagnetização das amostras. Por outro lado, aparelhos deste tipo atingem campos de, no máximo, 100 mT (por exemplo, desmagnetizador por campos alternados da Molspin).

Figura 3.3: Processo de aplicação de campos magnéticos alternados – a intensidade do campo aumenta, permanece poucos segundos no valor máximo (H_{peak}) e então decai linearmente a zero desmagnetizando a amostra de rocha (Lanza & Meloni, 2006).

Campos magnéticos alternados crescentes são sucessivamente aplicados na rocha, visando eliminar componentes com coercividades sucessivamente maiores. Normalmente, para uma amostra piloto, utilizam-se passos de 2.5 mT até o campo de 15 mT e passos de 5 mT (ou 10 mT) até atingir o limite máximo do aparelho. Após cada etapa de desmagnetização, a magnetização da amostra é medida. Este detalhamento permite investigar os espectros de coercividades associados às componentes de magnetização da rocha.

A eficiência do processo de desmagnetização por campos alternados na separação de componentes é limitada, pois depende dos minerais magnéticos que ela contém e de suas propriedades (espectro de coercividades e estabilidade magnética). O processo não altera quimicamente os minerais magnéticos do material, afetando apenas a direção e a intensidade da magnetização remanente.

Geralmente, este processo é muito eficiente para rochas contendo titanomagnetitas como principal portador magnético, entretanto, para rochas contendo minerais magnéticos com coercividades muito altas (por exemplo, hematita, goetita, pirrotita) o tratamento térmico mostra-se mais eficaz.

3.3.2. Desmagnetização Térmica

O procedimento envolve o aquecimento de espécimes de rochas a certa temperatura (T) e então, o resfriamento até a temperatura ambiente na ausência de campo magnético. Assim, todos os grãos magnéticos com temperaturas de bloqueio (T_B) menores ou iguais a essa temperatura (T) serão termicamente afetados e seus momentos magnéticos terão orientações aleatórias produzindo uma magnetização total nula. Na ausência de um campo magnético, a magnetização retém essa distribuição aleatória após o resfriamento e apenas a parte da MRN que não foi afetada permanece.

Os processos de aquecimento, resfriamento e medida são repetidos para etapas crescentes de temperaturas até atingir a temperatura de Curie (T_C) dos minerais magnéticos presentes nas rochas. Com esse procedimento, frações de temperaturas de bloqueio são desmagnetizadas sucessivamente durante os aumentos progressivos de temperatura possibilitando a separação das componentes de magnetização com diferentes temperaturas de bloqueio (T_B).

Para a realização desse tratamento o Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP possui o desmagnetizador térmico modelo Magnetic Measurements MMTD-60, o qual atinge a temperatura máxima de 700°C e comporta sessenta espécimes de rocha.

Neste procedimento realiza-se uma desmagnetização detalhada com o objetivo de investigar o espectro de temperaturas de bloqueio associado às componentes de magnetização das rochas e identificar os portadores magnéticos da rocha (McElhinny, 1973; D'Agrella-Filho, 1984). Esse detalhamento consiste em aquecer os espécimes a 100°C e, depois, em etapas sucessivas com incrementos de 50°C até atingir 500°C e, em seguida, com incrementos de 20°C até atingir 700°C.

Um dos problemas da desmagnetização térmica é o surgimento de alterações termoquímicas dos minerais presentes na rocha, em altas temperaturas, resultando na produção de novas fases minerais magnéticas. Para monitorar essas mudanças, a susceptibilidade magnética do espécime é medida após cada etapa de aquecimento para verificar possíveis transformações químicas, pois qualquer mudança na susceptibilidade indica a destruição ou criação de minerais magnéticos. No Laboratório de Paleomagnetismo esse monitoramento é realizado através de um susceptibilímetro de dupla frequência fabricado pela Bartington.

3.4. Análise das Componentes de Magnetização

Após a desmagnetização progressiva das amostras, a estabilidade de uma magnetização remanente é investigada através de dois tipos de projeções vetoriais: a projeção estereográfica ou de Wulff e a projeção ortogonal ou de Zijderveld.

Na projeção estereográfica as direções de magnetização medidas são consideradas como vetores unitários sobre uma esfera de raio unitário. Projeta-se então o vetor no plano equatorial da esfera, unindo a ponta do vetor ao pólo sul da esfera, no caso de inclinações negativas, ou ao pólo norte da esfera para inclinações positivas (Figura 3.4a). No plano do equador (Figura 3.4b), a declinação do vetor varia de 0° a 360° e a inclinação varia de 0° (na borda do círculo) até 90° (no centro do círculo). Por convenção, inclinações positivas são representadas por símbolos cheios e inclinações negativas por símbolos vazios.

Assim, nesta projeção podemos acompanhar a estabilidade direcional após cada etapa do processo de desmagnetização. Entretanto, este método considera

somente a direção do vetor de magnetização não apresentando informação sobre sua intensidade (D'Agrella-Filho, 1984). A intensidade de magnetização (geralmente normalizada pela intensidade da MRN) é representada por um gráfico em função do campo alternado ou da temperatura. Este gráfico fornece o espectro de coercividades ou de temperaturas de bloqueio dos minerais magnéticos presentes nas rochas.

Figura 3.4: (a) Representação do vetor na esfera de raio unitário e sua projeção no plano equatorial, (b) projeção estereográfica (plano equatorial da esfera).

O método de projeções ortogonais, desenvolvido por Zijderveld (1967) é considerado mais eficaz na identificação das componentes de magnetização presentes na rocha. Nesta projeção, a ponta do vetor resultante, é projetada nos planos vertical e horizontal do sistema de referência ortogonal. O plano horizontal é então rebatido para o plano vertical ao longo do eixo N-S ou, mais comumente, ao longo do eixo E-W, sendo assim, possível representar as duas projeções no mesmo plano (Figura 3.5). Projeções horizontais são representadas por círculos cheios e projeções verticais por círculos vazios (Morris, 2003; Lowrie, 2007).

Os componentes da MRN que tem espectros distintos de coercividades ou de temperaturas de bloqueio são visualizados no diagrama de desmagnetização vetorial como retas (3.5a,b). Quando os espectros de coercividades ou de temperaturas de bloqueio são parcialmente superpostos, as projeções ortogonais definem uma curva

neste intervalo superposto (Figura 3.6c, d). Portanto, este método não permite separar componentes que apresentam espectros de coercividades ou de temperaturas de bloqueio que se superpõem totalmente.

Figura 3.5: (a) Esquema mostrando a projeção da MRN em três planos ortogonais para cada estágio de desmagnetização (pontos de 1 a 6); (b) projeção de Zijderveld para amostras de calcários (Figura extraída de Morris, 2003).

Figura 3.6: Espectros de desmagnetização e projeções ortogonais representando duas componentes com espectros distintos (a, b) e com espectros que se sobrepõem parcialmente (c, d). (Figura extraída de Butler, 1992).

Utilizando o método de Zijdeveld, Kirschvink (1980) aplicou a técnica de análise dos componentes principais (ACP) para estimar a colinearidade e coplanariedade dos pontos ao longo da trajetória de desmagnetização do espécime. A direção de magnetização é determinada pelo método de ajuste por mínimos quadrados. Determina-se a reta que melhor se ajusta aos pontos sucessivos, cuja precisão é estimada pelo desvio angular máximo (*mean angular deviation* - MAD).

Embora não exista uma regra geral, quando analisamos as direções através da análise dos componentes principais, descartamos o ajuste do componente principal que produz um $MAD \geq 8^\circ$. Todavia, na literatura costuma-se considerar um $MAD \leq 10^\circ$ como sendo o mais aceitável para os resultados paleomagnéticos (Tauxe, 2002, 2009).

3.5. Estudo da Mineralogia Magnética

3.5.1. Identificação dos Minerais “Ferromagnéticos”

A identificação dos minerais magnéticos portadores das direções de magnetização nas rochas é feita através da análise dos experimentos de desmagnetização, do estudo das propriedades magnéticas da rocha e de observações petrográficas. Este procedimento é importante para os resultados paleomagnéticos, porque quando associados às suas origens, se primárias ou secundárias, estes minerais podem indicar as idades relativas das magnetizações presentes na rocha (D’Agrella-Filho, 1992).

Os minerais magnéticos podem ser identificados através de curvas termomagnéticas que fornecem a temperatura de Curie e/ou de Néel dos mesmos, curvas de aquisição de magnetização remanescente isotérmica (MRI) e curvas de histerese.

É importante conhecer as características dos portadores magnéticos dos espécimes, visto que, minerais associados com intemperismo ou metamorfismo, por exemplo, são portadores de uma magnetização secundária, geralmente, de origem

química e que, muitas vezes, apresenta estabilidade magnética igual a da magnetização primária (Tarling, 1983).

3.5.2. Curvas Termomagnéticas

Para a obtenção das curvas termomagnéticas as amostras são transformadas em pó, medindo-se a susceptibilidade magnética em baixo campo em função da temperatura, para cada uma delas. A amostra é aquecida progressivamente até 700°C e, logo em seguida, resfriada até a temperatura ambiente.

As curvas termomagnéticas são realizadas com o auxílio do aparato CS-3 acoplado ao instrumento KLY-4S (“KappaBridge”) fabricado pela Agico e pertencente ao Laboratório de Paleomagnetismo do IAG-USP. O Kappabridge também dispõe de um sistema que permite realizar as medidas em atmosfera de Argônio que ajuda a evitar que ocorram processos de oxidação dos minerais presentes na rocha durante o aquecimento.

Figura 3.7: Curvas termomagnéticas (a) reversíveis: característica de titanomagnetita pobre em titânio e rica em ferro; (b) irreversíveis: presença de titanomagnetita pouco oxidada formada durante o aquecimento de titanomaghemita (Carvallo et al., 2004).

Com as curvas termomagnéticas é possível identificar os minerais magnéticos das rochas através de suas temperaturas de Curie (T_c) indicadas pelos pontos de inflexões nas curvas durante o aquecimento e resfriamento. Se as curvas

apresentam a mesma trajetória no aquecimento e no resfriamento, elas são consideradas reversíveis (Figura 3.7a) e indicam que o mineral magnético não sofreu nenhuma transformação durante o ciclo. Por outro lado, se estas apresentam uma trajetória diferente, são consideradas irreversíveis (Figura 3.7b) e indicam que ocorreu uma transformação mineralógica durante o ciclo ou que existe uma combinação complexa de minerais ferromagnéticos, que pode dificultar a interpretação.

Para as análises de curvas em baixas temperaturas, as amostras são resfriadas com nitrogênio líquido e depois aquecidas progressivamente até a temperatura ambiente. Com essas curvas é possível identificar minerais magnéticos através do comportamento de suas transições magnéticas. Como por exemplo, a magnetita que em baixas temperaturas exibe uma fase de transição estrutural/cristalográfica em $T=-153^{\circ}\text{C}$, chamada de transição de Verwey (T_v). O mineral hematita apresenta esse mesmo comportamento de mudança estrutural em baixas temperaturas ($T=-15^{\circ}\text{C}$), chamado de temperatura de Morin. Assim, as curvas termomagnéticas em baixas temperaturas caracterizam a presença da transição de Verwey (magnetita) e de Morin (hematita) facilitando a identificação dos minerais magnéticos (Moskowitz et al., 1998; Bohnel et al., 2002).

3.5.3. Curvas de Histerese

As curvas de histerese são obtidas através do aparato *MicroMag Vibrating Sample Magnetometer* (Model 3900) fabricado pela *Princeton Measurements Corporation*, instrumento que pertence ao Laboratório de Paleomagnetismo do *National Oceanography Centre* (NOC) da Universidade de Southampton, Inglaterra. Para tais medidas as amostras são transformadas em pó para serem usadas no porta-amostras do equipamento.

O procedimento consiste em medir a magnetização induzida na amostra por um campo magnético que varia até 1000 mT, podendo ser revertido para produzir um ciclo de histerese completo. O efeito de histerese ocorre porque a magnetização

de um mineral ferromagnético não cai a zero quando o campo magnético externo que foi aplicado é retirado.

Podemos observar o ciclo de histerese na figura 3.8, onde no ponto 0 a magnetização do material e o campo externo são nulos. Quando o campo é aplicado de forma crescente a magnetização M também se eleva; isso faz com que os momentos magnéticos dos grãos se alinhem na direção do campo que está sendo aplicado (ponto 1). Quando o campo atinge um valor crítico para a substância, todos os momentos magnéticos dos grãos estarão alinhados na direção desse campo e a substância atinge o que chamamos de magnetização de saturação (M_s , ponto 2). Se o campo aplicado agora, decresce até um valor nulo, a magnetização não cai para zero, porque alguns grãos permanecem com seus momentos magnéticos orientados preferencialmente na direção mais próxima da direção do campo de saturação (ponto 3), indicando que parte da magnetização induzida foi retida pela substância, apresentando o que chamamos de magnetização remanescente de saturação (M_{rs}). Quando se aplica um campo magnético contrário (reverso), a magnetização volta a ser nula e os momentos magnéticos dos grãos também voltam a ficar orientados aleatoriamente (ponto 4). Chamamos esse campo contrário que é capaz de trazer a magnetização novamente para zero de campo de coercividade ou coercividade (H_c).

Entretanto, nessa fase se o campo reverso for retirado, a substância permanece com uma remanência residual e para reduzi-la realmente a zero é necessário aplicar um campo reverso mais forte (H_{cr} na Figura 3.8), o qual é denominado de coercividade de remanência. Para maiores detalhes sobre os ciclos de histerese veja Tarling (1983), Butler (1992), McElhinny & McFadden (2000), Tauxe (2002) e Lanza & Meloni (2006).

Figura 3.8: Representação de um ciclo de histerese típico de partículas SD: (a) Curva de histerese; (b) momentos magnéticos dos grãos começam a se alinhar na direção do campo (ponto 1); (c) ponto de saturação, todos os momentos magnéticos dos grãos totalmente alinhados com o campo aplicado (ponto 2); (d) mesmo após a retirada do campo aplicado, parte da magnetização induzida é retida pela substância (ponto 3), (e) magnetização volta a ser nula, momentos magnéticos dos grãos orientados aleatoriamente (ponto 4). Onde M (magnetização), M_s (magnetização de saturação), M_{rs} (magnetização remanescente de saturação, H (campo magnético aplicado), H_{cr} (campo de coercividade de remanescência) e H_c (campo de coercividade). Figura modificada de Butler (1992).

Além de minerais ferromagnéticos, as rochas apresentam minerais paramagnéticos e diamagnéticos, cuja influência nas curvas de histerese dependerá das quantidades relativas destes minerais. Assim, depois de obter a curva de histerese, o componente relativo aos minerais paramagnéticos e diamagnéticos pode ser subtraído, resultando em uma curva de histerese corrigida que evidencia apenas o comportamento dos minerais ferromagnéticos. Com o ciclo de histerese obtemos parâmetros que contribuem para a identificação de minerais magnéticos e para a caracterização de seus domínios magnéticos.

3.5.4.. Curvas de Aquisição de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI)

A magnetização remanescente isotérmica (MRI) é obtida quando uma amostra de rocha fica exposta a um campo magnético em uma temperatura constante. O laboratório do IAG-USP dispõe do magnetizador de pulso (MMPM10) fabricado pela Magnetic Measurements para a obtenção de curvas de magnetização remanescente isotérmica (MRI).

O procedimento consiste em induzir uma MRI no espécime através de um campo magnético que aumenta progressivamente em cada etapa. No magnetizador de pulso, o espécime é colocado em um compartimento circundado por bobinas que liberam a energia armazenada em seus capacitores (Robertson & France, 1994) através de pulsos magnéticos que podem alcançar nas etapas finais até 2.8 T. Esses pulsos provocam o alinhamento parcial dos momentos magnéticos dos grãos do espécime com o campo que está sendo aplicado.

Em seguida, retira-se o espécime do magnetizador de pulso e mede-se a magnetização adquirida (MRI) através do magnetômetro Minispin fabricado pela MOLSPIN. Ao expor o espécime a campos cada vez mais altos, a MRI também aumentará e alcançará um valor máximo denominado magnetização remanescente isotérmica de saturação (MRIS).

A forma das curvas de aquisição da MRI e o campo necessário para atingir a saturação (MRIS) dependem das coercividades dos grãos magnéticos que a rocha

possui (Lowrie, 2007). Assim, esse procedimento fornece informações sobre os tipos de minerais magnéticos presentes na rocha. É importante ressaltar que para realizar este procedimento é necessário que o espécime já tenha sido desmagnetizado por campos alternados.

3.6. Análise Estatística das Direções

As direções paleomagnéticas estão sujeitas a um grande número de fatores que levam a dispersão dos dados direcionais. Alguns dos fatores são:

1. Incerteza na medida causada por ruídos em instrumentos ou erro no posicionamento das amostras no magnetômetro;
2. Incerteza na orientação da amostra no campo;
3. Variações nas direções de magnetização das amostras devido à remoção incompleta (inadequada) de componentes secundárias;
4. Incertezas causadas pelos processos de aquisição das magnetizações das rochas;
5. A variação secular do campo magnético da Terra.

Diante de tantas incertezas, torna-se necessária uma análise estatística das direções paleomagnéticas de uma coleção de amostras com o objetivo de minimizar essas incertezas, melhorando de forma adequada os resultados dos dados paleomagnéticos.

A estatística utilizada no paleomagnetismo é a desenvolvida por Fisher (1953). Neste método, cada direção é considerada como um vetor unitário, cuja ponta é representada sobre uma esfera de raio unitário. Assim, um conjunto de direções será representado como uma distribuição de pontos sobre a esfera.

Nesta estatística, a melhor estimativa da direção média de uma população de N vetores unitários é a soma vetorial destes N vetores, de módulo $R \leq N$. Por exemplo, se consideramos cinco direções paleomagnéticas, cada uma representando um vetor unitário, quando estes são adicionados vetorialmente sua resultante tem

comprimento $R \leq 5$. Somente quando todos os vetores são paralelos, a direção média resulta em um vetor cujo módulo R é igual ao número de vetores N (Butler, 1992).

Fisher (1953) descreve dois parâmetros estatísticos para definir o agrupamento dos pontos e a confiabilidade da direção média obtida.

O parâmetro de precisão k define a dispersão das direções sobre a esfera. A melhor estimativa para o valor de k (para $N > 3$) é dada pela equação (3.8):

$$K = \frac{N-1}{N-R} \quad (3.8)$$

Para valores de K muito baixos, os pontos tendem a uma distribuição uniforme sobre a esfera. Quando K tende a um número infinito, os pontos estão fortemente agrupados.

Outro parâmetro definido por Fisher (1953) é o limite de confiança de uma determinada direção média. Ele determina a probabilidade de a direção verdadeira estar dentro de um cone em torno da direção média. Para os dados paleomagnéticos, o nível de probabilidade utilizado é de 95%. Assim, o cone de confiança de 95% de probabilidade (α_{95}) é dado pelo semi-ângulo do cone em torno da direção média e indica que a direção verdadeira tem 95% de probabilidade de estar situada dentro deste cone.

No paleomagnetismo, uma aproximação para determinar o semi-ângulo do cone de confiança é dada pela expressão da equação (3.9):

$$\alpha_{95} = \frac{140^\circ}{\sqrt{kN}} \quad (3.9)$$

O valor do limite de confiança (α_{95}) depende do número de direções (N) e do parâmetro de precisão (K), ou seja, quanto maior o número de direções e maior o parâmetro de precisão (menor dispersão das direções), menor será o valor do limite de confiança (α_{95}).

3.7. Testes de Campo da Estabilidade da Magnetização

O estudo das propriedades magnéticas das rochas e a análise petrográfica podem trazer indícios importantes sobre a origem da magnetização encontrada nas rochas. Entretanto, testes de campo representam o melhor modo de demonstrar a estabilidade da magnetização remanente ao longo do tempo geológico. Todavia, testes de campo nem sempre são possíveis de serem realizados, pois dependem de situações geológicas adequadas.

Os testes de campo geralmente usados são: da dobra, do conglomerado, do contato cozido e o de reversão. O teste de contato cozido é um dos mais importantes e tem sido usado no estudo de intrusões ígneas (Tauxe, 2002, 2009).

3.7.1. Teste do Contato Cozido

Durante a intrusão do magma, as bordas adjacentes da rocha encaixante são cozidas no contato e durante o resfriamento ela adquire uma magnetização remanente térmica (MRT). Com isso, o teste verifica se o dique e as bordas adjacentes (contato) possuem a mesma direção de magnetização e se a rocha hospedeira longe do contato possui uma direção distinta da apresentada pela intrusão (Figura 3.9). Um teste do contato cozido positivo significa que a intrusão possui uma direção paleomagnética estável desde a formação da rocha indicando uma magnetização remanescente primária (MRP). Entretanto, se a rocha encaixante apresenta a mesma direção da intrusão, significa que o teste de contato é negativo, ou seja, a intrusão e a rocha encaixante sofreram algum tipo de remagnetização.

Figura 3.9: Teste de contato positivo indicando um vetor paleomagnético estável.

3.8. Pólo Paleomagnético

A premissa básica do paleomagnetismo é a de que o campo geomagnético, na média, pode ser representado pelo campo de um dipolo geocêntrico axial. Nestas circunstâncias, quando obtemos a direção média de magnetização para um conjunto de sítios amostrados, ela deve representar a direção média do campo geomagnético na época em que as rochas adquiriram suas magnetizações.

Entretanto, cada sítio amostrado (derrame de lavas, dique, camada sedimentar, etc.) pode representar um instante do tempo geológico e assim, o registro magnético estará afetado pela variação secular do campo geomagnético. O pólo geomagnético determinado para cada direção média por sítio é denominado de Pólo Geomagnético Virtual (PGV) (Tauxe, 2002, 2009). A média dos PGVs determinada para cada sítio amostrado representa o pólo paleomagnético para a formação em estudo e, se a variação do campo geomagnético foi eliminada, ele deve coincidir com o pólo geográfico.

Pela própria simetria do modelo de dipolo geocêntrico axial, a direção de magnetização média apresenta declinação 0° para o campo atual ou 180° se considerarmos um campo reverso. A paleolatitude (λ) pode ser obtida através da seguinte relação:

$$\text{tg} I = 2 \text{tg} \lambda \quad (3.10),$$

onde, I é a inclinação média (ver Figura 3.10).

Figura 3.10: A hipótese do dipolo geocêntrico axial prevê a relação $\tan I = 2 \tan \lambda$ entre a inclinação I de um campo dipolar e a latitude geográfica λ ; p é a colatitude (Lowrie, 2007).

3.8.1. A Determinação de Pólos Paleomagnéticos

A inclinação e a declinação de um campo magnético dipolar mudam dependendo da posição do globo. Mas a posição do pólo magnético de um dipolo geocêntrico é independente do local observado. A determinação da posição de pólos facilita comparações de resultados entre vários locais observados. Esses pólos são simplesmente as localizações geográficas da projeção da extremidade do dipolo na superfície da Terra.

O cálculo da posição de um pólo é realizado com o auxílio da trigonometria esférica para determinar a distância entre o local de observação até a posição do pólo. A figura 3.11 abaixo ilustra como a posição do pólo $P(\lambda_p, \varphi_p)$ é calculada de uma direção média (I_m, D_m) para um conjunto de sítios cuja localização média é representada pelo ponto $S(\lambda_s, \varphi_s)$.

Figura 3.11: Localização do Pólo Paleomagnético $P(\lambda_p, \Phi_p)$ com declinação média (D_m) e inclinação média (I_m) calculada para uma formação geológica. A localização média dos sítios amostrados é representada por $S(\lambda_s, \Phi_s)$, p é a colatitude do ponto S em relação ao pólo paleomagnético (Butler, 1992).

Para calcular as coordenadas do pólo, primeiro determina-se o raio do círculo mínimo representado pela distância do sítio ao pólo, ou seja, a colatitude (p).

$$p = \cot^{-1}\left(\frac{\tan I_m}{2}\right) = \tan^{-1}\left(\frac{2}{\tan I_m}\right) \quad 3.11$$

A latitude do pólo é dada por:

$$\lambda_p = \sin^{-1}(\sin \lambda_s \cdot \cos p + \cos \lambda_s \cdot \sin p \cdot \cos D_m) \quad 3.12$$

A diferença entre as longitudes dos pontos P e S é denotada pelo ângulo β (positivo na direção leste), o qual é dado por:

$$\beta = \text{sen}^{-1} \left(\frac{\text{sen} p \cdot \text{sen} D_m}{\cos \lambda_p} \right) \quad 3.13$$

Existem duas possibilidades para a longitude do pólo. Para

$$\cos p \geq \text{sen} \lambda_s \cdot \text{sen} \lambda_p, \quad 3.14$$

$$\phi_p = \phi_s + \beta \quad 3.15$$

mas, se

$$\cos p < \text{sen} \lambda_s \cdot \text{sen} \lambda_p \quad 3.16$$

então,

$$\phi_p = \phi_s + 180^\circ - \beta \quad 3.17$$

Toda direção média por sítio (I_m , D_m) tem um limite de confiança (α_{95}) associado. Este limite de confiança sobre a direção média é transformado em uma elipse de confiança sobre a posição do pólo calculado (Figura 3.12).

$$dp = \alpha_{95} \left(\frac{1 + 3 \cos^2 p}{2} \right) = 2 \alpha_{95} \left(\frac{1}{1 + 3 \cos^2 I_m} \right) \quad 3.18$$

O semi-eixo perpendicular ao círculo máximo é dado por:

$$dm = \alpha_{95} \left(\frac{\text{sen} p}{\cos I_m} \right) \quad 3.19$$

Desta forma, a posição de um pólo paleomagnético é identificada pelo par (λ_p , ϕ_p) que são a latitude e a longitude do pólo, associado a uma elipse de confiança dada pelo par (dp , dm) como descrito na figura 3.12.

Figura 3.12: Posição do pólo paleomagnético obtido (λ_p, ϕ_p) com os respectivos parâmetros (d_p, d_m) da elipse de confiança em relação ao sítio amostrado (λ_s, ϕ_s) (Figura extraída de Butler, 1992).

3.8.2. Pólos Paleomagnéticos de Referência (PPR)

Na década de 90 surgiram critérios para classificar pólos paleomagnéticos, os quais são essenciais para a definição de curvas de deriva polar aparente (CDPA) (vide tópico 3.10) ou para reconstruções continentais confiáveis: paleopólos que passam por estes critérios são denominados de pólos paleomagnéticos de referência (Buchan & Halls, 1990; Buchan et al., 1994).

Os critérios básicos que um pólo paleomagnético de referência deve atender (Buchan et al., 2000, 2001) são:

- (i) Idade do paleopólo – Deve-se demonstrar que o paleopolo é representado por uma direção de origem primária e a rocha deve ser datada com precisão de $\pm 4\%$;

- (ii) Qualidade do paleopólo - A componente de remanência primária do paleopólo deve ser devidamente isolada através de subtrações vetoriais e a variação secular, eliminada.

Além destes critérios, testes de campo são necessários para demonstrar que a remanência adquirida pela unidade de rocha investigada é primária. O critério da idade não pode ser desconsiderado: apenas paleopólos bem datados podem ser considerados como pólos de referência. Para isso, a idade de um paleopólo deve ser obtida através de métodos geocronológicos de grande precisão, tais como, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e/ou U-Pb, principalmente se estivermos estudando unidades geológicas do Pré-Cambriano (Buchan et al., 2001).

Sempre que possível, os estudos geocronológicos e paleomagnéticos devem ser integrados, isto é, a datação geocronológica deve ser efetuada nas mesmas amostras em que os dados paleomagnéticos foram obtidos. Isto garantirá que a idade obtida para a unidade geológica estudada representa a remanência paleomagnética encontrada (Buchan et al., 1994).

Van der Voo (1990) estabeleceu alguns critérios de confiabilidade para qualificar pólos paleomagnéticos, os quais vêm sendo utilizados com frequência na literatura para a classificação de pólos paleomagnéticos. A quantidade de critérios satisfeitos é representada pelo fator Q , que possui valor mínimo de zero e máximo de sete, ou seja, $0 \leq Q \leq 7$. O fator Q indica a confiabilidade do pólo, assim, quanto maior o número de critérios atendidos, mais confiável será o pólo paleomagnético a ser usado na construção de CDPAs (vide tópico 3.10) e nas reconstruções paleogeográficas (vide tópico 3.9). Os sete critérios de confiabilidade definidos por este autor são:

1) A idade da unidade estudada deve apresentar um erro inferior a $\pm 4\%$, além de demonstrar que esta idade equivale à idade de aquisição da magnetização remanescente;

2) Possuir parâmetros estatísticos satisfatórios: número de amostras (N) superior a 24, parâmetro K maior que 10,0 e α_{95} inferior a 16° ;

3) Apresentar desmagnetização adequada, a qual deve ser demonstrada a partir da subtração de componentes secundárias em diagramas vetoriais e direções determinadas através de análise por componentes principais;

4) Apresentar testes de campo (testes da dobra, do contato cozido ou do conglomerado) positivos e estatisticamente significativos, que confirmem o caráter primário da magnetização;

5) Apresentar controle estrutural e tectônico coerentes para a unidade estudada;

6) Presença de reversões, indicando um intervalo de tempo significativo durante a aquisição da remanência e necessário para eliminar a variação secular do campo geomagnético;

7) O paleopólo obtido não deve coincidir com a posição de pólos paleomagnéticos mais jovens.

Entre estes, os critérios 1 (referente a idade do pólo), 3 (aplicação de análise vetorial para a separação de componentes) e 5 (referente aos testes de campo) são essenciais para que o pólo paleomagnético possa ser considerado de referência.

3.9. Reconstruções Paleogeográficas

De acordo com o modelo do dipolo geocêntrico axial (DGA) os pólos paleomagnéticos de unidades geológicas com idades mais recentes estão agrupados próximos ao pólo geográfico. Por outro lado, quando pólos paleomagnéticos são calculados para rochas mais antigas de um continente, eles situam-se, geralmente, distantes do pólo geográfico. Se o modelo de dipolo geocêntrico axial é válido para rochas de todas as idades e o pólo geográfico não mudou de posição no tempo geológico, conclui-se então, que é o continente que se move em relação ao pólo geográfico.

Diante dessa hipótese, pólos paleomagnéticos podem ser usados para determinar a paleogeografia dos continentes no passado. A reconstrução paleogeográfica pode ser feita através da rotação do pólo paleomagnético fazendo-o

coincidir com o pólo geográfico, realizando a mesma rotação para o continente. Podemos também determinar a posição antiga do continente através da direção média obtida para a formação em estudo. Nesta reconstrução, a declinação média (D_m) representa a rotação do corpo em torno do sítio de amostragem e a paleolatidade, determinada através da inclinação média (I_m) (equação 3.10), define a latitude do sítio de amostragem na época em que a rocha adquiriu sua magnetização remanente. A paleolongitude do continente é indeterminada devido à simetria do campo de dipolo geocêntrico axial.

A técnica de reconstruções paleogeográficas a partir de pólos paleomagnéticos de referência está destacada na figura 3.13. Considere dois continentes A e B: seus respectivos pólos paleomagnéticos para um determinado tempo t localizam os continentes A e B em paleolatitudes definidas pela equação 3.10 e suas orientações são definidas pela declinação magnética média. Nestas reconstruções duas ambiguidades devem ser ressaltadas:

(i) ambiguidade na paleolongitude: os continentes A ou B podem se mover em qualquer posição ao longo de um círculo de latitude, já que a paleolongitude é indeterminada devido à simetria axial do campo dipolar;

(ii) ambiguidade na polaridade magnética: o continente pode ser colocado em ambos os hemisférios, norte ou sul, porém rotacionado de 180° um em relação ao outro. Isso advém do fato de que o campo geomagnético tem dois possíveis estados, normal e reverso, gerando duas posições possíveis do paleopólo, isto é, direções idênticas podem ser registradas pela rocha para o continente situado no hemisfério norte e polaridade normal e para o mesmo continente situado no hemisfério sul e girado de 180° , mas com polaridade reversa.

Para períodos recentes a ambigüidade na polaridade não existe, pois podemos identificar a trajetória aparente do pólo sul ou do pólo norte magnético para o bloco continental, através do tempo geológico. Entretanto, para o Pré-Cambriano e início do Paleozóico, em que blocos continentais não apresentam pólos paleomagnéticos para intervalos grandes de tempo (por exemplo, 100 Ma), a ambiguidade na polaridade gera mais uma incerteza, o que dificulta ainda mais as reconstruções

paleocontinentais. Considere-se ainda a contextualização geológica muito mais complexa dos blocos continentais durante esta época, o que contribui para aumentar as incertezas nas configurações de supercontinentes Proterozóicos.

Figura 3.13: Demonstração esquemática da técnica paleomagnética de reconstrução continental: A e B são blocos continentais plotados a partir dos respectivos pólos paleomagnéticos. As posições de (a) a (d) indicam possíveis posições do continente B no hemisfério norte; da mesma forma, as posições de (e) a (h) indicam possíveis posições do continente B no hemisfério sul. Estas ambiguidades nas localizações dos continentes advêm das indefinições na paleolatitude e na polaridade de pólo, a qual é desconhecida para épocas mais antigas (Figura extraída de Pesonen et al., 2003).

Por outro lado, a indefinição na paleolatitude e a ambiguidade na polaridade fazem aumentar o grau de liberdade no posicionamento dos vários blocos continentais nas reconstruções paleogeográficas, como mostra a Figura 3.13. Assim, tentativas podem ser feitas de aproximação de blocos continentais analisando possíveis correlações geológicas e estruturais similares entre estes blocos, tendo como base, cinturões orogênicos, *rifts*, lineamentos tectônicos, enxames de diques, províncias geotectônicas/geocronológicas, províncias magmáticas, sequências

litoestratigráficas, entre outras atividades geológicas que caracterizam a crosta continental (Dalziel, 1997; Pesonen et al., 2003).

Este tipo de análise tem sido feito com relativo sucesso na configuração do supercontinente Columbia durante o Paleoproterozóico (*e.g.*, Buchan et al., 2000; Pesonen et al., 2003; Salminen & Pesonen, 2007; Bispo-Santos et al., 2008, 2012) e do supercontinente Rodínia durante o Mesoproterozóico (*e.g.*, Weil et al., 1998; Pesonen et al., 2003; D'Agrella-Filho et al., 1998, 2008).

3.10. Curva de Deriva Polar Aparente (CDPA)

A curva de deriva polar aparente (CDPA) é uma técnica introduzida por Creer et al. (1954), que se tornou o método padrão de apresentação dos dados paleomagnéticos cobrindo intervalos de tempo geológico significativos.

Com pólos paleomagnéticos de diferentes idades, obtidos para uma mesma unidade geológica, é possível construir uma trajetória polar aparente para um continente ao longo do tempo; esse movimento ‘aparente’ dos pólos é o que denominamos de curva de deriva polar aparente (CDPA).

Tais curvas traçadas para diferentes continentes para um mesmo intervalo de tempo são usadas para determinar movimentos relativos entre eles. O nome “aparente” advém do fato que uma CDPA representa o movimento aparente do eixo de rotação com relação ao continente de observação, de acordo com a hipótese da DGA.

Para construir uma CDPA coloca-se um conjunto de pólos paleomagnéticos de idades geológicas variadas em um único diagrama, com o bloco continental mantido em suas coordenadas atuais. Esse diagrama descreve a trajetória do pólo paleomagnético em relação à placa tectônica (Figura 3.14a).

Figura 3.14: Curva de deriva polar aparente traçada para um bloco continental: (a) com pólos médios calculados para determinados intervalos de tempo, utilizando todos os pólos disponíveis; (b) apenas com pólos paleomagnéticos de referência (alta confiabilidade) (Figura modificada de Tauxe, 2009).

Entretanto, cabe ressaltar que, para a construção de CDPAs para os diversos blocos continentais e, assim, estabelecer a paleogeografia destes diversos fragmentos nas reconstruções continentais, é de fundamental importância que sejam obtidos pólos paleomagnéticos de referência (Buchan et al., 2000) (Figura 3.14b).

A deriva polar, entretanto, pode ser interpretada de duas maneiras (Tauxe, 2009):

(i) a deriva do continente cuja direção paleomagnética reflete a mudança na sua orientação e na sua distância ao pólo fixo; a curva resultante desta observação é uma CDPA (Figura 3.15a);

(ii) o próprio pólo deriva enquanto que o continente permanece fixo num processo conhecido como deriva polar verdadeira (DPV) (Figura 3.15b).

A divergência entre curvas de deriva polar traçadas para blocos continentais distintos fornece evidência incisiva de que os continentes têm mudado suas posições no globo, independente se houve ou não deriva polar verdadeira. A comparação de curvas construídas para diferentes blocos continentais representa um método para a determinação da movimentação relativa entre estes continentes.

Em geral, pólos paleomagnéticos de mesma idade obtidos para regiões diferentes de um mesmo bloco continental devem concordar para que a hipótese DGA seja válida. Existem duas possíveis explicações para a eventual discordância destes pólos:

(i) Componentes não-dipolares foram significativas na época da aquisição da magnetização, de tal forma que, o campo paleomagnético não representava exatamente o campo de um dipolo axial;

(ii) movimentos relativos aconteceram entre os locais amostrados, levando à discordância na posição dos polos.

Figura 3.15: (a) CDPA: pólo fixo e continente derivando e (b) DPV: continente fixo e pólo derivando (Figura modificada de Tauxe, 2009).

Capítulo 4

GRUPO SURUMU

4.1. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)

As medidas de anisotropia de susceptibilidade magnética foram realizadas em 818 espécimes de 38 sítios correspondentes às rochas vulcânicas do Grupo Surumu. A susceptibilidade volumétrica média ($K_m = [K_1 + K_2 + K_3] / 3$) obtida para cada sítio varia entre 9.48×10^{-4} e 1.07×10^{-2} (SI) e possui média aritmética de 1.04×10^{-2} (SI) para todos os sítios medidos (Tabela 4.1), indicando que estas rochas possuem uma contribuição ferromagnética significativa (Rochette, 1987). O grau de anisotropia ($P = K_1/K_3$) que caracteriza a excentricidade do elipsóide de susceptibilidade tem média aritmética baixa, de 1.085, embora amostras pertencentes a alguns poucos sítios apresentem valores altos de P , de até 1.282 (Tabela 4.1, Figura 4.1a). O gráfico de P versus K_m (Figura 4.1a) mostra uma grande variação de P para valores baixos de susceptibilidade. O mesmo não se observa para valores altos de susceptibilidade, para os quais o grau de anisotropia é menor do que 1.070. A maioria das amostras é preferencialmente dominada por elipsóides oblatos de revolução, isto é, apresentam predominância de foliação magnética (F) como pode ser observado na figura 4.1b. O parâmetro de forma do elipsóide de Jelinek (1981) também expressa essa tendência oblata ($T > 0$) para a maioria dos sítios analisados (Tabela 4.1).

A trama magnética da rocha é bem definida para a maioria dos sítios e tende a ser mais de foliação do que de lineação magnética. Dois tipos de tramas magnéticas são identificados: a linear, onde o eixo k_1 é bem agrupado e a lineação bem desenvolvida (Figura 4.2a); e a planar, na qual existe um bom agrupamento do eixo k_3 e os eixos k_1 e k_2 relativamente dispersos dentro de um plano indicando uma foliação bem desenvolvida (Figura 4.2b).

Figura 4.1: (a) grau de anisotropia (P) *versus* susceptibilidade magnética média ($K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ SI); (b) Lineação *versus* Foliação caracterizando o parâmetro de forma do elipsóide.

Figura 4.2: Projeções de igual-área dos eixos principais de ASM mostrando: (a) trama linear, (b) trama planar.

Sugere-se que a foliação magnética destes derrames seja paralela a base do fluxo, visto que, 85% dos sítios analisados possuem trama magnética planar e baixo grau de anisotropia (Herrero-Bervera et al., 2002). Entre os sítios que apresentam trama linear, existem pequenas diferenças na orientação das lineações que provavelmente estão ligadas a viscosidade e a taxa de colocação do fluxo ao longo do tempo. As medidas das inclinações de k_1 indicam que 29% delas são maiores que 60° e que 42% são menores que 30° , indicando que a maioria dos “derrames” foram provenientes de uma fonte magmática horizontal (Raposo & Ernesto, 1995; Tamrat & Ernesto, 1999).

Tabela 4.1: Dados da anisotropia de susceptibilidade magnética para amostras dos sítios FR correspondentes ao Grupo Surumu.

Sítios	Amostras	N	K_m	L	F	P	T	K_1			K_2			K_3		
								Dec (°)	Inc (°)	e/z	Dec (°)	Inc (°)	e/z	Dec (°)	Inc (°)	e/z
1	FR15	19	2.82E-04	1.004	1.014	1.018	0.603	126	89	20/9	275	0.7	19/6	5	0.4	11/5
2	FR18	25	4.44E-04	1.024	1.048	1.074	0.329	215	69	13/4	114	4		22	21	
3	FR19	25	7.48E-03	1.062	1.046	1.110	-0.121	335.	5	44/13	244	20	43/12	78	70	17/11
4	FR22	22	3.41E-03	1.008	1.018	1.026	0.254	54	32	55/10	261	55	55/12	152	12	14/10
5	FR24	19	1.92E-03	1.067	1.079	1.152	0.053	198	15	11/5	89	49	12/5	299	37	6/5
6	FR25	18	5.12E-03	1.031	1.099	1.133	0.516	128	57	12/2	38	0.3	12/6	308	33	7/2
7	FR29	29	6.38E-03	1.065	1.028	1.095	-0.422	255	69	9/5	138	10	17/9	45	19	17/6
8	FR50	25	9.43E-04	1.011	1.019	1.030	0.240	177	75	8/4	276	3	12/5	7	15	11/4
9	FR52	21	3.70E-04	1.012	1.020	1.032	0.300	155	50	51/14	268	18	46/11	11	35	36/10
10	FR53	19	4.74E-03	1.013	1.031	1.044	0.427	251	28	17/6	116	54	35/11	353	21	34/6
11	FR54-55	15	1.05E-03	1.036	1.043	1.081	0.117	137	77	11/4	252	6	20/6	343	12	19/4
12	FR80	14	1.70E-02	1.031	1.054	1.087	0.263	61	6	2/1	152	5	3/2	278	82	3/1
13	FR81	28	5.36E-04	1.004	1.007	1.011	0.247	274	64	32/8	101	26	33/8	10	3	13/8
14	FR82	19	1.74E-02	1.021	1.040	1.062	0.369	277	16	16/5	158	59	16/7	15	26	8/5
15	FR83	22	1.14E-02	1.044	1.098	1.146	0.358	144	69	17/6	257	9	17/9	350	20	12/4
16	FR84	25	1.62E-02	1.017	1.024	1.041	0.178	259	22	56/17	75	68	57/17	168	2	28/20
17	FR89	25	1.27E-02	1.026	1.025	1.051	-0.014	294	5	18/10	24	5	25/17	161	83	25/9
18	FR90	27	8.26E-03	1.008	1.018	1.026	0.348	310	8	23/11	218	14	23/12	69	73	21/5
19	FR91	15	2.24E-03	1.024	1.008	1.033	-0.482	107	4	8/4	198	21	52/7	5	69	52/5
20	FR93	11	1.64E-03	1.007	1.011	1.018	0.204	120	6	15/10	223	65	38/11	27	24	38/9
21	FR94	28	7.23E-03	1.035	1.077	1.115	0.361	131	77	8/5	286	12	9/6	17	5	8/5
23	FR96	22	5.21E-03	1.042	1.023	1.066	-0.297	131	19	8/4	239	41	12/6	22	43	12/6
24	FR97	21	6.09E-03	1.033	1.034	1.067	0.009	126	34	17/3	260	46	16/10	18	24	10/6
25	FR98	23	1.67E-02	1.015	1.055	1.071	0.567	60	86	9/2	288	3	9/6	198	3	6/2
26	FR99	30	3.03E-02	1.015	1.056	1.072	0.563	107	70	32/4	283	20	32/7	13	1	9/3
27	FR100	21	2.85E-02	1.023	1.040	1.064	0.275	112	46	10/4	274	42	10/8	13	9	8/4

28	FR101	16	2.20E-02	1.020	1.045	1.065	0.377	117	3	41/8	10	80	41/2	207	10	8/5
29	FR102	21	1.89E-02	1.020	1.037	1.057	0.226	102	53	14/5	296	36	14/7	201	7	7/5
30	FR103	26	3.22E-02	1.035	1.028	1.064	-0.089	108	10	9/6	251	78	10/6	17	7	9/5
31	FR146	23	1.42E-02	1.087	1.129	1.227	0.190	177	17	11/7	86	2	7/5	348	73	12/3
32	FR147	22	9.10E-03	1.053	1.076	1.132	0.201	234	50	12/4	114	23	12/6	9	31	7/4
33	FR148	20	5.58E-03	1.026	1.050	1.077	0.397	190	57	13/5	282	1	13/3	13	33	5/3
34	FR149	18	6.50E-03	1.068	1.032	1.102	-0.370	224	50	5/3	90	30	11/4	345	24	11/2
35	FR150	26	1.40E-02	1.022	1.086	1.110	0.571	288	37	21/5	83	50	21/3	188	13	6/3
36	FR151	23	7.24E-03	1.024	1.103	1.130	0.603	336	58	9/2	89	13	9/7	186	27	7/2
37	FR152	20	2.34E-02	1.068	1.202	1.283	0.473	88	17	8/4	311	68	5/2	182	14	8/2
38	FR153	19	1.07E-02	1.153	1.079	1.244	-0.298	295	76	3/2	72	10	11/2	164	9	11/3
Média			818	1.04E-02	1.033	1.050	1.085	0.197								

N – número de espécimes medidos, $k_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ – susceptibilidade magnética média, $L = K_1 / K_2$ - lineação magnética, $F = K_2 / K_3$ - foliação magnética, $P = K_1 / K_3$ – grau de anisotropia, $T = [2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)]-1$ – parâmetro de forma de Jelinek (1981), Dec=declinação, Inc=inclinação; k_1 , k_2 e k_3 são os eixos de suscetibilidade máxima, intermediária e mínima, respectivamente. e/z – semi-ângulos dos eixos máximo e mínimo da elipse de confiança de 95%, respectivamente, calculados pelo método *bootstrap*.

4.2. Resultados Paleomagnéticos

4.2.1. Mineralogia magnética

445 espécimes pertencentes aos 39 sítios amostrados do Grupo Surumu foram submetidos aos tratamentos por campos magnéticos alternados e térmico. A Figura 4.3a mostra exemplos de curvas de intensidade em função do campo magnético alternado aplicado, típicas da presença de titamagnetitas nas rochas investigadas. Para algumas amostras estes minerais apresentam baixas coercividades ($< 20\text{-}25$ mT), entretanto, coercividades de até 100 mT, ou superiores, estão associadas aos minerais magnéticos de algumas rochas (Figura 4.3a). Estas amostras com coercividades maiores podem estar associadas, também, com a presença de hematita.

A Figura 4.3b mostra exemplos de intensidades de magnetização normalizadas após desmagnetizações térmicas para amostras do Grupo Surumu. Para algumas amostras (FR19-A2, FR53-E2, FR81-E4 e FR84-B4, Figura 4.3b) a magnetização é totalmente eliminada somente para temperatura de 580°C . Em alguns casos (FR19-A2, FR81-E4), as amostras preservam cerca de 70% de sua magnetização inicial em temperaturas de 540°C indicando a presença de minerais com temperaturas de bloqueio entre 540°C e 580°C , sugerindo a presença, em grande porcentagem, de titanomagnetitas pobre em titânio nestas amostras. Para outras amostras (FR53-E2 e FR84-B4, Figura 4.3b) este percentual é bem menor, de 15 a 20%. O restante dos minerais magnéticos presentes nestas rochas apresenta temperaturas de bloqueio distribuídas entre 0°C - 200°C e 540°C . Por outro lado, amostras de alguns sítios contêm minerais magnéticos com temperaturas de bloqueio acima de 580°C , sendo totalmente desmagnetizadas somente em temperaturas de 680°C indicando também a presença de hematita com portador magnético (amostras FR22-C2 e FR91-C3, Figura 4.3b).

Figura 4.3: (a) Curvas de intensidade de magnetização normalizada em função do: (a) campo magnético alternado, (b) temperatura, representativas das rochas vulcânicas do Grupo Surumu.

4.2.1.1. Curvas Termomagnéticas

Curvas termomagnéticas de altas e baixas temperaturas foram obtidas para as amostras investigadas. As curvas termomagnéticas de altas temperaturas mostram, durante o aquecimento e o resfriamento, mudanças mineralógicas em algumas amostras. Exemplos deste tipo de comportamento irreversível são mostrados através das amostras FR19-B e FR 50-B, para as quais ocorre aumento da susceptibilidade durante o resfriamento (Figuras 4.4a e 4.4b).

Para muitas amostras, entretanto, um comportamento praticamente reversível foi obtido, com quedas em torno de 580°C e a presença do pico de Hopkinson, indicando a presença de titanomagnetita pobre em titânio nas amostras investigadas (FR96-C, FR100-D, FR103-C e FR153-C, Figura 4.4). Além disso, a presença da titanomagnetita pobre em titânio é evidenciada pelas curvas termomagnéticas de baixas temperaturas para estas amostras, as quais apresentam a transição de Verwey em torno de -153°C.

A presença do mineral hematita, como sugerida através das curvas de intensidades relativas obtidas durante o tratamento por campos alternados e térmico, é também claramente observada nas curvas termomagnéticas de altas temperaturas para a maioria dos exemplos apresentados na Figura 4.4, como pode ser observado pela queda da suscetibilidade magnética em temperaturas acima de 600°C (amostras FR19-B, FR50-B, FR100-D, FR103-C e FR153-C).

Figura 4.4: Curvas termomagnéticas (suscetibilidade magnética *versus* temperatura) para os espécimes de rochas ácidas a intermediárias do Grupo Surumu. As linhas vermelhas e azuis indicam aquecimento e resfriamento, respectivamente.

4.2.1.2. Curvas de Histerese

A Figura 4.5 mostra exemplos típicos de curvas de histerese obtidas para as amostras vulcânicas do Grupo Surumu. Estas apresentam curvas de histerese do tipo cintura estreita para a maioria das amostras, indicando coercividades baixas (2.7 mT, 7.9 mT e 11.2 mT), que caracterizam o comportamento magnético do

mineral titanomagnetita. A Figura 4.6 mostra que a maioria das amostras localiza-se no campo de estrutura de pseudo-domínio simples (PSD), coerente com a boa estabilidade encontrada durante os tratamentos por CA e térmico (vide tópico 4.2.1). Entretanto, algumas amostras apresentam grãos magnéticos com estruturas de multi-domínio (MD), de acordo com a Tabela 4.2 e a Figura 4.6. Esse comportamento pode explicar a instabilidade magnética de alguns sítios analisados. A presença da hematita observada nos tratamentos CA e térmico e nas curvas termomagnéticas é evidenciada na curva de histerese obtida para a amostra FR91-B, a qual mostra coercividade maior ($H_c=40.6$ mT, Tabela 4.2) para esta amostra (cintura larga).

Figura 4.5: Curvas de histerese para as amostras de rochas vulcânicas analisadas.

Tabela 4.2: Valores dos parâmetros obtidos das curvas de histerese, bem como, as razões Mrs/Ms e Hcr/Hc e os respectivos campos de domínio magnético para os sítios analisados.

Sítios	Amostra	Hcr	Hc	Mrs	Ms	Hcr/Hc	Mrs/Ms	Domínio
1	FR15-A	33.5	14.4	172.4	1679.0	2.3	0.10	PSD
2	FR18-B	34.4	6.9	92.2	843.3	4.9	0.11	PSD
3	FR19-B	43.6	8.5	16.9	219.4	5.1	0.08	PSD
4	FR22-F	19.6	4.5	6.5	147.3	4.4	0.04	PSD
5	FR29-G	25.0	7.9	248.2	3159.0	3.2	0.08	PSD
8	FR50-B	47.4	14.6	1.1	7.7	3.2	0.14	PSD
12	FR80-B	68.0	20.3	27.2	197.0	3.3	0.18	PSD
13	FR81-C	51.9	20.9	275.9	1364.0	2.5	0.20	PSD
14	FR82-A	21.6	3.8	15.1	424.4	5.6	0.04	SP-SD
15	FR83-B	22.7	3.3	7.1	269.1	6.9	0.03	SP-SD
16	FR84-A	22.9	4.2	15.9	433.9	5.4	0.04	SP-SD
17	FR89-C	21.9	4.5	20.5	551.5	4.9	0.04	PSD
18	FR90-D	52.2	21.9	58.6	284.5	2.4	0.21	PSD
19	FR91-B	96.8	40.6	5.8	15.8	2.4	0.37	PSD
21	FR94-G	25.1	3.5	2.6	97.7	7.2	0.03	SP-SD
22	FR95-D	28.1	11.2	71.9	590.2	2.5	0.12	PSD
23	FR96-C	17.7	3.4	4.2	122.2	5.2	0.03	SP-SD
24	FR97-C	20.5	3.9	6.4	177.9	5.3	0.04	SP-SD
25	FR98-D	18.2	3.7	14.5	433.5	4.9	0.03	PSD
26	FR99-D	21.2	5.1	44.6	994.8	4.2	0.05	PSD
27	FR100-D	23.9	5.6	34.3	743.2	4.3	0.05	PSD
28	FR101-E	20.2	4.8	23.2	540.8	4.2	0.04	PSD
29	FR102-C	21.6	5.3	28.5	606.5	4.1	0.05	PSD
30	FR103-C	24.0	6.1	46.1	863.2	3.9	0.05	PSD
31	FR146-A	32.8	6.4	14.9	299.9	5.1	0.05	PSD
32	FR147-B	22.6	3.0	4.1	166.0	7.5	0.02	MD
33	FR148-A	60.3	15.0	13.3	123.5	4.0	0.11	PSD
34	FR149-D	19.9	4.5	6.2	152.3	4.4	0.04	PSD
35	FR150-E	19.7	2.7	8.7	365.0	7.3	0.02	MD
36	FR151-A	21.3	2.6	4.5	205.7	8.2	0.02	MD
37	FR152-A	39.5	8.7	33.9	526.4	4.5	0.06	PSD
38	FR153-C	20.1	2.9	5.3	212.7	6.9	0.02	MD
39	FR154-F	20.2	2.7	8.4	362.8	7.5	0.02	MD

Mrs=magnetização remanente de saturação; Ms= magnetização de saturação; Hcr=coercividade de remanência; Hc=coercividade volumétrica; SD=domínio simples; PSD=pseudo-domínio simples e SP=superparamagnético e MD=multi domínio.

Figura 4.6: Diagrama de Day (1977) modificado por Dunlop (2002) indicando a estrutura de domínios magnéticos das amostras analisadas.

4.2.1.3. Curvas de Magnetização Remanescente Induzida (MRI)

Amostras do Grupo Surumu mostram curvas de MRI com acentuado aumento da magnetização em campos inferiores a 300 mT (Figura 4.7) ressaltando a presença marcante de titanomagnetitas nestas rochas. Para algumas amostras do Grupo Surumu, entretanto, a magnetização satura somente em campos superiores a 1800 mT (1,8 T). Tal comportamento sugere também a presença de hematita nestas rochas, como já evidenciado no tratamento térmico, nas curvas termomagnéticas e nas curvas de histerese.

Figura 4.7: Exemplos de curvas de aquisição de MRI obtidas para rochas do Grupo Surumu.

4.3. Componentes de Magnetização

Das 445 amostras analisadas dos 39 sítios, 369 produziram direções magnéticas estáveis bem definidas nas projeções ortogonais, as quais são coerentes para 30 sítios. A desmagnetização por campos alternados foi eficiente para isolar a magnetização remanescente característica (MRC) para a maioria das amostras. Entretanto, para alguns sítios do Grupo Surumu foi necessária a desmagnetização térmica para isolar a componente da MRC, devido a contribuição de minerais mais coercivos, provavelmente hematita, como mostram os experimentos de mineralogia magnética descritos acima.

Direções noroeste com inclinações positivas foram encontradas para as amostras de 22 sítios, as quais foram denominadas de componente Surumu. Estas

direções apresentam boa estabilidade direcional com eliminação de componentes secundárias em campos alternados de até 15 mT e em temperaturas inferiores a 300°C. A figura 4.8 apresenta exemplos de desmagnetizações para as amostras em que essa componente foi isolada.

Amostras pertencentes aos outros 9 sítios que não apresentaram a componente Surumu descrita acima (Tabela 4.3), mostram grupos de direções variadas, algumas das quais podem decorrer de remagnetizações associadas a eventos mais recentes. Este é o caso das amostras pertencentes aos sítios 5 (FR24), 18 (FR90) e 22 (FR95) que apresentaram direções norte com inclinações positivas baixas, semelhantes às obtidas para diques Mesozóicos (Théveniaut et al., 2006), os quais afloram na área em estudo. Também, amostras pertencentes ao sítio 31 (FR146) (Tabela 4.3) apresentaram direções sudeste com inclinações positivas baixas ($D_m=154.5^\circ$, $I_m=24,8^\circ$), muito parecidas com as direções obtidas para rochas das soleiras Avanavero (vide Capítulo 5).

Direções sudoeste com inclinações positivas de média a moderada foram encontradas para amostras do sítio 4 (FR22) e direções com inclinações altas (negativa e positiva) foram encontradas para amostras dos sítios 34 (FR149) e 36 (FR151). Estas direções, entretanto, não foram encontradas para nenhuma unidade geológica da área em estudo.

Os demais 10 sítios do Grupo Surumu apresentaram instabilidade magnética e/ou incoerência entre as direções isoladas para amostras do mesmo sítio. Pode ser que esses sítios tenham sido afetados pelo Episódio K'Mudku de 1200 Ma, visto que a região estudada está localizada na zona de influência do evento tectônico K'Mudku, o qual produziu metamorfismo dinâmico superposto, estiramento das estruturas primárias das rochas locais e milonitização (com direção NE-SW) (Reis & Carvalho, 1996; Santos et al., 2003, 2008; Cordani et al., 2009).

Figura 4.8a: Exemplos de projeções ortogonais e estereográficas mostrando a direções magnéticas estáveis encontradas na maioria das amostras de rochas do Grupo Surumu.

Figura 4.8b: Exemplos de projeções ortogonais e estereográficas mostrando a direções magnéticas estáveis encontradas na maioria das amostras de rochas do Grupo Surumu.

4.3.1. Direções Médias e o Pólo Paleomagnético

Para a determinação das direções médias de magnetização utilizou-se à estatística de Fisher (1953) baseada na hipótese de que estas obedecem à distribuição da função de densidade de probabilidade de Fisher. Para melhorar a estatística das direções, os sítios 12 (FR80) e 33 (FR148) foram excluídos do cálculo das direções médias por sitio da componente Surumu, segundo o método de Vandamme (1994). As direções médias, bem como, os pólos geomagnéticos virtuais (PGV), correspondentes aos sítios do Grupo Surumu estão apresentados na Tabela 4.3.

As direções médias por sítio calculadas para a componente Surumu são apresentas na Figura 4.9, as quais se agrupam em torno da direção média: $D_m=298,6^\circ$; $I_m=39,4^\circ$ ($N=20$; $K=11,4$; $\alpha_{95}=10,1^\circ$). O pólo paleomagnético (GS) calculado para o Grupo Surumu, através da média dos PGVs, está localizado em $234,8^\circ E$; $27,4^\circ N$ ($K=12,1$; $A_{95}=9,8^\circ$), o qual apresenta um desvio angular $S=23,6$.

Figura 4.9: Direções médias por sítio obtidas para o Grupo Surumu (componente GS). Símbolos cheios (vazios) representam inclinações positivas (negativas). A direção média e o respectivo círculo de confiança ($\alpha_{95}=10,1^\circ$) estão representados em vermelho na figura.

Tabela 4.3: Direções médias por sítio e respectivos pólos geomagnéticos virtuais obtidos para o Grupo Surumu.

Sítio	Amostra	Direção Média por Sítio				PGV		
		N/n	Dec (°)	Inc (°)	α_{95} (°)	K	Plong(°E)	Plat(°N)
1	FR15	12/10	277.5	44.3	11.7	18.1	235.5	8.7
2	FR18	16/11	298.1	62.3	13.9	11.8	255.8	23.2
3	FR19	13/11	320.4	28.0	12.7	13.9	227.5	49.7
4	FR22	10/7	240.4	25.2	13.6	20.7		
5	FR24	10/9	19.4	4.3	9.8	28.8		
8	FR50	12/12	335.8	13.6	6.8	41.5	216.6	65.8
9	FR52	12/12	311.7	36.4	3.2	189.0	232.7	40.5
12	FR80	12/11	297.7	-12.5	7.7	36.5	20.5	-26.9
13	FR81	12/10	336.9	38.8	11.5	18.6	249.7	61.7
14	FR82	12/12	282.0	37.7	9.6	21.4	230.6	12.8
15	FR83	12/7	299.0	8.0	10.9	31.8	212.0	29.2
17	FR89	12/7	311.2	47.3	14.7	17.7	242.8	37.9
18	FR90	6/6	12.9	1.1	4.2	256.8		
19	FR91	12/12	282.8	67.6	4.2	106.5	260.5	11.6
22	FR95	18/15	11.7	11.4	4.4	77.3		
23	FR96	14/12	273.5	11.3	4.8	83.7	215.2	3.9
24	FR97	12/12	278.3	21.0	3.3	175.2	220.1	9.0
25	FR98	14/14	305.7	23.7	7.1	32.7	221.8	35.8
26	FR99	10/5	291.0	17.9	23.4	11.7	217.8	21.4
27	FR100	12/8	295.5	44.3	11.1	25.9	236.3	24.8
29	FR102	12/12	259.1	66.7	9.6	21.6	259.7	-3.6
30	FR103	12/8	301.5	37.9	14.9	14.8	231.8	30.9
31	FR146	8/6	154.5	24.8	14.5	22.2		
32	FR147	11/11	310.9	54.9	9.6	23.7	250.1	35.1
33	FR148	13/12	327.9	-3.0	8.0	30.1	19.3	-57.4
34	FR149	10/5	346.6	-75.0	10.1	58.8		
36	FR151	10/5	106.3	59.1	17.3	20.6		
37	FR152	13/10	301.7	51.3	11.5	18.6	246.3	36.2
38	FR153	13/11	268.3	38.2	6.8	46.5	230.6	0.0
Média		20	298.6	39.4	10.1	11.4		
					9.8	12.1	234.8	27.4

Dec (declinação magnética), Inc (inclinação magnética), α_{95} (limite de confiança), N (número de espécimes analisados), n (número de espécimes utilizados no cálculo da média), K (parâmetro de precisão), Plong (longitude do Pólo), Plat (latitude do Pólo), GS (pólo Surumu) Os sítios em cor azul, verde e vermelho foram excluídos da média.

4.4. Teste de Estabilidade Magnética

Um teste de estabilidade magnética foi realizado ao longo do Rio Cotingo, onde um dique Mesozóico corta rochas do Grupo Surumu. Quatro amostras pertencentes ao sítio 22 (FR95-A a D) foram coletadas no dique máfico e 25 amostras

da rocha encaixante do Grupo Surumu, sítios 22 (FR95-E a L), 23 (FR96-A a F), 24 (FR97-A a F) e 25 (FR98-A a F) (Tabela 4.4) foram coletadas a várias distâncias em relação ao dique, desde 1.70 m até 100 metros de distância. O contato com a rocha encaixante não era visível, entretanto, a exposição do dique sugere que ele tenha mais de 20 m de largura. Em uma primeira amostragem, além das 4 amostras do dique foram coletadas 8 amostras da rocha vulcânica, desde o 1.70 m (posição mais próxima do contato que pôde ser amostrada) até a distância de 21.7 m em relação ao contato (Tabela 4.4). Em outra etapa de campo, foram amostrados mais três sítios da vulcânica: o sítio FR96 (6 amostras) situado à ~33 m do contato, o sítio 24 (FR97, 6 amostras) situado à ~70 m do contato e o sítio 25 (FR98, 6 amostras) situado à ~100 m do contato (Tabela 4.4).

Tabela 4.4: Distâncias do teste de estabilidade magnética para as amostras do Grupo Surumu.

Amostras	Rochas	Distância do Contato
FR95-A a D	Dique de gabro	-----
FR95-E	Rocha vulcânica	1.70 m
FR95-F	Rocha vulcânica	2.50 m
FR95-G	Rocha vulcânica	4.40 m
FR95-H	Rocha vulcânica	6.40 m
FR95-I	Rocha vulcânica	1.00 m
FR95-J	Rocha vulcânica	15.00 m
FR95-K	Rocha vulcânica	19.00 m
FR95-L	Rocha vulcânica	21.70 m
FR96-A a F	Rocha vulcânica	~33.00 m
FR97-A a F	Rocha vulcânica	~70.00 m
FR98-A a F	Rocha vulcânica	~100.00 m

Após os tratamentos de laboratório, a maior parte dos espécimes analisados apresentou direções de magnetização estáveis. Todas as amostras coletadas do sítio 22 (FR95), incluindo amostras de rochas do dique e da rocha vulcânica apresentaram direções norte-nordeste com inclinações positivas baixas. A Figura 4.10 apresenta exemplos de uma amostra do dique (FR95-A1) e de uma amostra da rocha vulcânica (FR95-J1) situada a 15 m do contato. As amostras pertencentes aos sítios 23 (FR96), 24 (FR97) e 25 (FR98), mais distantes do contato, apresentaram direções oeste/noroeste, com inclinações positivas, típicas da componente do Grupo

Surumu (Figura 4.10). Este teste de estabilidade magnética demonstra o caráter primário da magnetização associada ao dique Mesozóico. Embora não possamos dizer o mesmo em relação à magnetização (componente GS) da rocha encaixante, o teste demonstra que nenhum evento recente de remagnetização afetou a maioria das amostras investigadas. O fato de a componente GS ser bem diferente da magnetização encontrada para as soleiras Avanavero, para as quais foi obtido um teste de contato cozido positivo (Capítulo 5), demonstra que a componente GS é, pelo menos, mais antiga do que 1780 Ma, podendo assim, representar a magnetização de origem do evento Surumu, datado em 1980-1960 Ma.

Figura 4.10: Projeção estereográfica e projeção ortogonal para uma amostra do dique (FR95-A1) e para amostras de rochas vulcânicas do Grupo Surumu coletadas a ~5 m (FR95-J1), a ~33 m (FR96-A1), a ~70 m (FR97-B1) do contato.

4.5. Confiabilidade do pólo paleomagnético GS (Grupo Surumu)

Segundo os critérios de confiabilidade de Van der Voo (1990) que qualificam pólos paleomagnéticos, podemos associar a componente Surumu (pólo GS) a um fator de confiabilidade $Q=5$, já que este cumpre 5 dos 7 critérios: (1) A idade das rochas vulcânicas do Grupo Surumu pode ser considerada bem determinada: segundo as datações U-Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ realizadas por Schobbenhaus et al. (1994), Reis & Carvalho (1996) e Santos et al. (2003), descritas na Seção 2.2.1.1, elas possuem idades entre 1980 Ma e 1960 Ma, as quais podem corresponder à época de aquisição da magnetização característica (componente GS) encontrada para as amostras analisadas (vide discussão acima); (2) Para a determinação do pólo paleomagnético foram utilizados um número adequado de amostras ($N=344$, 20 sítios); também encontrou-se parâmetros estatísticos adequados ($\alpha_{95}=10,1^\circ$ e $K=11,4$) na determinação da direção média; (3) As amostras foram submetidas a desmagnetizações por CA e térmica detalhadas para isolar as componentes de magnetização, as quais foram obtidas vetorialmente (Seção 4.2); (4) Controle estrutural e tectônico: os sítios paleomagnéticos amostrados nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu (norte do Cráton Amazônico) não apresentam evidências de que esta região sofreu movimentos tectônicos posteriores. A área em que essas rochas foram coletadas é considerada geologicamente estável. Além disso, a amostragem foi realizada em uma ampla região dentro deste derrame vulcânico de grandes proporções (Figura 2.3). Direções coerentes foram obtidas para a maioria dos sítios analisados, o que mostra que, pelo menos, não houve movimentos tectônicos intra-sítios, após a aquisição da magnetização; (7) As direções paleomagnéticas encontradas para as amostras do Grupo Surumu são diferentes de direções obtidas para rochas mais recentes da área em estudo (Evento Avanavero e diques Mesozóicos). Os dois critérios não satisfeitos são: 5 - pois somente uma polaridade foi encontrada para as amostras investigadas; e 6 - embora o teste de estabilidade magnética mostre que magnetização característica (componente GS) encontrada para as rochas do Grupo Surumu sejam mais antigas do que a encontrada para o

dique Mesozóico, ele não prova o caráter primário da componente GS. Todavia, o fato desta componente ser bem diferente da magnetização obtida para as soleiras Avanavero que são intrusivas nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu, sugere que ela pode ser mais antiga que 1780 Ma. Também, o pólo paleomagnético (pólo GS) que representa as vulcânicas do Grupo Surumu é coerente com outros paleopólos de mesma idade obtidos para a região norte do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas) (vide Capítulo 8).

Capítulo 5

SOLEIRAS AVANAVERO

5.1. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)

A susceptibilidade volumétrica média (K_m) obtida para cada sítio varia entre 1.03×10^{-3} e 9.56×10^{-2} (SI) e um valor médio de 1.14×10^{-2} (SI) foi calculado considerando todos os sítios medidos (Tabela 5.1). Estes valores altos de suscetibilidade magnética indicam que estas rochas possuem uma contribuição ferromagnética significativa (Rochette, 1987). O grau de anisotropia (P) que caracteriza a excentricidade do elipsóide de susceptibilidade varia de 1.018 a 1.152 (Tabela 5.1), com média aritmética de 1.066. Através da análise do gráfico de P versus K_m (Figura 5.1a), observa-se uma grande variação de K_m para valores baixos de P, não existindo uma relação bem definida entre esses dois parâmetros.

O grau de anisotropia (P) é inferior a 6% para a maioria dos espécimes dos sítios que apresentaram direções magnéticas estáveis sugerindo que a direção da magnetização remanescente característica não foi afetada pela anisotropia magnética (Hrouda, 1982; Cogne, 1988; Raposo et al., 2003; Salminen & Pesonen, 2007).

A maioria dos sítios é preferencialmente dominada por elipsóides de revolução oblatos, isto é, apresentam foliação magnética (F) predominante como mostra a figura 5.1b. Dos sítios analisados, 85.7% apresentam os eixos de susceptibilidade magnética coerentes entre si. Apenas um sítio apresentou grande dispersão dos eixos. Exemplos representativos dos eixos de ASM obtidos para os sítios analisados estão apresentados na figura 5.2 através da projeção de igual-área.

Figura 5.1: Dados escalares da ASM: (a) diagrama de P versus Km, (b) diagrama da lineação versus foliação.

Figura 5.2: Projeções de igual-área das tramas magnéticas encontradas na maioria dos sítios.

A análise dos sítios em escala individual define tramas magnéticas que tendem a ser mais de foliação do que de lineação magnética, como mostra a figura 5.2a onde o agrupamento de eixo k_3 indica forte foliação com os eixos k_1 e k_2 distribuídos ao longo do plano horizontal. Essa trama planar é coerente com a intrusão horizontal de soleiras e é muito semelhante àquelas encontradas também para rochas sedimentares. Na figura 5.2b observa-se um tipo de trama planar caracterizada pelo eixo k_3 bem definido, e os eixos k_1 e k_2 relativamente dispersos ao longo de um cinturão ‘*girdle*’, indicando uma foliação bem desenvolvida. A inclinação do plano de foliação denota a possível presença de imbricação, onde a lineação magnética tende a ser perpendicular a direção do fluxo (Tarling & Hrouda, 1993).

Observou-se também que as tramas magnéticas e as posições dos sítios em relação ao corpo da soleira de diabásio Avanavero possuem uma mudança no agrupamento e na dispersão dos eixos de ASM, como observado na figura 5.3. Esse comportamento é interpretado como efeito do estado do fluxo de magma por Tarling & Hrouda (1993). De acordo com estes autores, as tramas magnéticas pobremente definidas (Sítios 1 (FR1) e 2 (FR2), Figura 5.3) podem indicar que o sítio está mais distante da fonte do fluxo, teoricamente na borda do corpo, sugerindo um fluxo irregular ou menos alinhado, por causa da menor velocidade e da grande viscosidade. Por outro lado, quanto mais próximo a rocha estiver da fonte do fluxo, a trama magnética é mais bem definida. Isto é o que se observa na trama magnética obtida para amostras do sítio 5 (FR5) (Figura 5.3), situado no centro do corpo, o que pode indicar que ele estava situado mais próximo da fonte onde o fluxo foi mais rápido e possivelmente menos viscoso.

Tabela 5.1: Dados da anisotropia de susceptibilidade magnética para a coleção FR (Avanavero).

Sítios	Amostras	N	K _m	L	F	P	T	K ₁			K ₂			K ₃		
								Dec (°)	Inc (°)	e/z	Dec (°)	Inc (°)	e/z	Dec (°)	Inc (°)	e/z
1	FR1	30	1.34E-03	1.018	1.017	1.035	-0.061	169.9	1.5	20/9	260.1	8.1	26/18	69.7	81.8	26/11
2	FR2	26	1.05E-03	1.014	1.016	1.030	0.055	186.2	4.1	69/24	95.8	5.8	68/23	311	82.9	30/18
3	FR3	40	1.16E-03	1.015	1.045	1.061	0.491	25.2	6.0	23/5	115.2	0.2	23/6	207.1	84	6/5
4	FR4	24	4.67E-03	1.013	1.015	1.027	0.073	278.2	30.6	34/27	179.5	14.3	48/33	67.7	55.6	49/24
5	FR5	39	6.41E-03	1.012	1.028	1.040	0.397	215.8	5.2	80/9	125.4	4.0	80/10	357.6	83.4	10/9
6	FR11	38	1.30E-02	1.017	1.053	1.071	0.511	1.6	24.9	53/4	296.2	4.4	53/2	170.2	64.6	4/2
6	FR11TC	15	1.11E-02	1.017	1.016	1.033	-0.052	2.6	28.1	19/14	103.8	20.0	48/16	224.3	54.5	48/14
7	FR12	23	2.88E-02	1.032	1.037	1.070	0.074	98.2	11.9	64/54	190.7	12	77/63	324.6	73.0	77/53
8	FR13	24	2.44E-02	1.036	1.028	1.065	-0.077	102.3	5.4	28/17	193.4	11.7	42/27	42.1	17.2	42/18
9	FR85	34	3.75E-02	1.019	1.026	1.045	0.182	20.9	10.8	17/6	112.1	6.2	17/8	231.7	77.5	8/6
10	FR86	36	5.26E-02	1.027	1.024	1.051	-0.060	80.1	2.1	43/19	348.8	30.6	43/33	173.7	59.3	34/19
11	FR87	33	9.56E-02	1.014	1.020	1.034	0.160	307.0	9.0	30/10	37.7	4.6	30/17	154.4	79.8	17/9
12	FR88	35	5.21E-02	1.016	1.014	1.030	-0.149	282.4	6.2	20/8	14.0	14.3	24/18	169.7	74.4	22/6
12	FR88TC	26	3.00E-02	1.015	1.017	1.032	-0.113	75.9	16.7	54/10	339.2	21.3	54/16	201.0	62.4	16/6
13	FR92	16	2.21E-03	1.021	1.010	1.031	-0.372	217.1	16.2	7/6	126.7	1.1	7/4	33.0	73.7	6/4
14	FR143	33	7.60E-03	1.030	1.038	1.068	0.125	67.0	14.5	28/10	333.8	11.8	29/20	206.1	71.1	21/10
15	FR144	23	1.44E-02	1.028	1.033	1.062	0.089	144.0	24.3	69/17	50.5	7.7	69/23	304.0	64.4	25/16
Média			1.14E-02	1.027	1.038	1.066	0.194									

N – número de espécimes medidos, $k_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ – susceptibilidade magnética média, $L = K_1 / K_2$ - lineação magnética, $F = K_2 / K_3$ - foliação magnética, $P = K_1 / K_3$ – grau de anisotropia, $T = [2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)]-1$ – parâmetro de forma de Jelinek (1981), Dec=declinação, Inc=inclinação; k_1 , k_2 e k_3 são os eixos de suscetibilidade máxima, intermediária e mínima, respectivamente. e/z – semi-ângulos dos eixos máximo e mínimo da elipse de confiança de 95%, respectivamente, calculados pelo método *bootstrap*.

Figura 5.3: Projeções de igual-área dos eixos principais de ASM distribuídas no mapa de localização da Soleira de Diabásio Avanavero.

5.2. Resultados Paleomagnéticos

5.2.1. Mineralogia Magnética

5.2.1.1. Tratamentos Térmicos e por Campos Magnéticos Alternados

As desmagnetizações térmicas efetuadas em amostras do evento Avanavero evidenciaram, em geral, dois tipos de espectros de temperaturas de bloqueio (Figura 5.4): (i) espectro discreto, em que as temperaturas de bloqueio limitam-se ao intervalo entre 500-550°C e 600°C (amostras FR2-B5, FR3-D2 e FR88-E1 na Figura 5.4) e (ii) espectro distribuído, em que é possível distinguir dois intervalos de temperaturas de bloqueio, entre 0°C e 450°-500°C e entre 500° e 600°C (amostra

FR85-C4 na Figura 5.4). As curvas de intensidades de magnetização durante o tratamento térmico mostram, portanto, que os principais portadores magnéticos são representados por titanomagnetitas pobre em titânio.

Figura 5.4: Curvas de intensidade de magnetização normalizada em função da temperatura representativas do Evento Avanavero.

O tratamento por campos magnéticos alternados também evidenciou tipos distintos de espectros de coercividades: (i) espectros em que a intensidade da magnetização cai para valores menores do que 10% da intensidade total (MRN) em campos de 100 mT (Figura 5.5) e (ii) espectros em que a amostra preserva de 10% a 25-30% da intensidade total em campos de 100 mT (Figura 5.5). Os grãos magnéticos com coercividades mais baixas estão normalmente associadas a magnetizações secundárias, enquanto que os grãos com coercividades mais altas

representam os portadores da magnetização característica isolada nas rochas (vide Seção 5.2.2).

Figura 5.5: Curvas de intensidade de magnetização normalizada (M/M_o) em função do campo alternado (H) representativas para amostras das soleiras de diabásio Avanavero.

5.2.1.2. Curvas de Histerese

Praticamente todas as amostras apresentam curvas de histerese do tipo cintura fina (Figura 5.6), com coercidades entre 4.3 mT e 24.9 mT (Tabela 5.2), típicas do mineral (titano)magnetita. Através das curvas de histereses obteve-se os seguintes parâmetros: coercividade de remanência (H_{cr}), coercividade volumétrica (H_c), magnetização remanente de saturação (M_{rs}) e a magnetização de saturação

(Ms) (Tabela 5.2). A Figura 5.7 mostra o diagrama de Day et al. (1977) (Mrs/Ms *versus* Hcr/Hc) modificado por Dunlop (2002). Observa-se que a maioria das amostras localiza-se no campo de estrutura de pseudo-domínio simples (PSD), resultado muito coerente com a boa estabilidade magnética obtida durante os tratamentos paleomagnéticos.

Duas amostras caem no campo de domínio SP-SD indicando uma mistura de grãos SD estáveis e grãos finos superparamagnéticos (SP) com tamanhos entre 9 e 12 nm (Dunlop, 2002).

Figura 5.6: Curvas de histerese típicas obtidas para as amostras das soleiras de diabásio Avanavero.

Figura 5.7: Diagrama de Day (1977) modificado por Dunlop (2002) indicando a estrutura de domínios magnéticos das amostras analisadas.

Tabela 5.2: Valores dos parâmetros obtidos das curvas de histerese, bem como, as razões Mrs/Ms e Hcr/Hc e os respectivos campos de domínio magnético para os sítios analisados.

Amostra	Hcr	Hc	Mrs	Ms	Hcr/Hc	Mrs/Ms	Domínio
FR1-F	35.6	16.4	4.6	23.2	2.2	0.20	PSD
FR2-E	54.2	24.9	4.5	17.0	2.2	0.27	PSD
FR3-F	37.6	17.5	3.1	14.3	2.1	0.22	PSD
FR4-B	34.2	10.9	6.7	47.0	3.1	0.14	PSD
FR5-G	16.5	6.1	11.6	192.0	2.7	0.06	PSD
FR11-F	27.2	4.3	13.1	314.3	6.3	0.04	SP-SD
FR12-C	22.8	7.6	11.1	134.3	3.0	0.08	PSD
FR80-B	68.0	20.3	27.2	197.0	3.3	0.18	PSD
FR85-A	22.2	8.0	61.8	707.2	2.7	0.09	PSD
FR86-A	24.5	10.2	92.1	878.9	2.4	0.10	PSD
FR87-C	22.0	5.3	10.9	198.3	4.1	0.05	PSD
FR88-F	23.8	6.3	49.2	854.4	3.8	0.06	PSD
FR92-D	12.9	6.1	6.2	67.1	2.1	0.09	PSD
FR143-F	24.9	4.8	8.6	182.9	5.2	0.05	SP-SD
FR144-E	22.3	5.4	11.3	215.5	4.2	0.05	PSD
FR145-C	30.4	7.9	2.4	30.2	3.8	0.08	PSD

Mrs=magnetização remanente de saturação; Ms= magnetização de saturação; Hcr=coercividade de remanência; Hc=coercividade volumétrica; SD=domínio simples; PSD=pseudo-domínio simples e SP=superparamagnético.

5.2.1.3. Curvas Termomagnéticas

As curvas termomagnéticas obtidas em altas temperaturas (Figura 5.8) mostram a presença do pico de Hopkinson e quedas em torno de $\sim 580^{\circ}\text{C}$ indicando a presença de titanomagnetita pobre em Ti nas amostras destes sítios. Uma parte das amostras analisadas apresenta curvas termomagnéticas que podem ser consideradas reversíveis, como é o caso das amostras FR11-F (Sítio 6) e FR86-A (Sítio 10) (Figura 5.8). Percebe-se que as curvas da intensidade da susceptibilidade dos espécimes durante os processos de aquecimento e resfriamento são bastante

semelhantes. Isto indica que não houve a formação de novos minerais e, conseqüentemente, alterações de minerais pré-existent (Figura 5.8).

Porém, muitas amostras são caracterizadas por curvas irreversíveis, em que ocorre variação da intensidade da susceptibilidade dos espécimes durante os processos de aquecimento e resfriamento. Nestes casos, observam-se pequenas alterações mineralógicas devido a formação de novos minerais com susceptibilidades mais altas, provavelmente magnetitas (Figura 5.8).

Em relação às curvas termomagnéticas de baixas temperaturas para amostras do Avanavero visualiza-se um salto da susceptibilidade em torno de -150°C (transição de Verwey), comportamento típico da presença de magnetita.

5.2.1.4. Curvas de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI)

As curvas de magnetização remanente isotérmica (MRI) apresentam um comportamento muito semelhante, ressaltando a presença de minerais magnéticos com baixas coercividades. A maioria dos espécimes Avanavero atingiu a saturação em campos inferiores a 400 mT sugerindo a presença de magnetita ou titanomagnetita nestas rochas (Figura 5.9). Esses minerais são dominantes e provavelmente são os portadores magnéticos de magnetização característica como corroborado pelos tratamentos térmicos e CA, pelas curvas de histereses e pelas curvas termomagnéticas.

Figura 5.8: Curvas termomagnéticas para os espécimes de rochas das soleiras Avanavero. As linhas vermelhas e azuis indicam aquecimento e resfriamento, respectivamente.

Figura 5.9: Exemplos de curvas de aquisição de MRI obtidas para rochas do evento Avanavero.

5.2.2. Componentes de Magnetização

As amostras do diabásio Avanavero apresentaram boa estabilidade direcional ao serem desmagnetizadas termicamente e por campos magnéticos alternados, existindo coerência direcional nos dois tratamentos utilizados. Observa-se que a intensidade da magnetização remanente natural (NRM) varia de 9.75×10^{-1} A/m até valores tão altos quanto 459 A/m. Após a eliminação de componentes secundárias com coercividades de até 20 mT, nos tratamentos por CA e de temperaturas de bloqueios de até 540°C nos tratamentos térmicos, estas amostras revelaram direções características sudeste com inclinações baixas (componente Avanavero), para

amostras pertencentes a 10 dos 16 sítios analisados (Figuras 5.10a-c). Inclinações positivas e negativas, de baixa a moderada, foram isoladas para estes sítios (Tabela 5.3).

Outros sítios amostrados como pertencentes ao Evento Avanavero apresentaram direções magnéticas diferentes daquelas descritas anteriormente para esta unidade indicando que tais direções encontradas, provavelmente, referem-se à remagnetizações ou a unidades geológicas com idades mais recentes. Como exemplos, os sítios 7 (FR12), 8 (FR13) e 12 (FR88) revelaram uma direção norte com inclinações positivas moderadas e o sítio 10 (FR86) apresenta direções norte com inclinações negativas. Essas direções são muito semelhantes a encontradas para doleritos de 227 Ma (Permo-Triássico) coletados no Suriname (América do Sul) por Veldkamp et al. (1971). Apenas os sítios 11 (FR87) e 13 (FR92) não apresentaram estabilidade direcional após os tratamentos paleomagnéticos. Sendo assim, estes seis sítios do Avanavero foram excluídos do cálculo das médias direcionais, as quais estão apresentadas na Tabela 5.3.

(a)

Figura 5.10a: Exemplo de desmagnetização por CA em que a componente Avanavero com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada em função do campo alternado aplicado.

Figura 5.10b: Exemplo de desmagnetização térmica em que a componente Avanavero com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada em função do campo alternado aplicado.

Figura 5.10c: Exemplo de desmagnetização por CA em que a componente Avanavero com inclinação negativa foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada em função do campo alternado aplicado.

5.2.3. Direções Médias e Pólo Paleomagnético

Para a determinação das direções médias utilizou-se a estatística de Fisher (1953) baseada na hipótese de que estas obedecem a distribuição da função de densidade de probabilidade de Fisher. A partir disso, calculamos as direções médias das MRCs de cada sítio, bem como, os pólos geomagnéticos virtuais (PGV) correspondentes aos sítios da soleira de diabásio Avanavero que estão apresentados na tabela 5.3.

As direções médias por sítio calculadas para as soleiras Avanavero (Figura 5.11) agrupam-se em torno da direção média $D_m=135.6^\circ$, $I_m=-2.1^\circ$ ($\alpha_{95}=15.9^\circ$), a qual forneceu um pólo paleomagnético localizado em 27.5°E , -45.8°N ($N=10$, $\alpha_{95}=11.5^\circ$, $K=18.7^\circ$) (pólo AV), com desvio padrão angular (dispersão angular) estimado ($S = 19.4^\circ$) consistente com uma adequada amostragem da variação secular geomagnética.

Figura 5.11: Direções médias por sítio para a Componente AV. Símbolos cheios (vazios) representam inclinações positivas (negativas). Os símbolos $\otimes$ e $\oplus$ indicam o campo dipolar e o campo geomagnético atual, respectivamente. O símbolo + e o círculo em azul representam a direção média para o grupo de direções obtidas, com seu respectivo círculo de confiança; componente AV ($\alpha_{95}=15.9^\circ$).

Tabela 5.3: Direções médias por sítio e pólos geomagnéticos virtuais referentes a amostras do Evento Avanavero.

Sítio	Amostra	Direção Média por Sítio				PGV		
		N/n	Dec (°)	Inc (°)	α_{95} (°)	K	Plong(°E)	Plat(°N)
1	FR1	15/15	140.6	12.5	4.0	92.9	14.6	-49.2
2	FR2	16/16	139.8	12.4	3.7	102.2	15.0	-48.4
3	FR3	13/12	135.8	12.7	4.6	89.8	16.1	-44.5
4	FR4	12/12	140.2	-6.9	3.4	164.7	29.7	-50.3
5	FR5	17/12	103.4	-13.9	2.8	249.2	36.0	-13.8
6	FR11	18/13	151.4	26.6	4.7	79.0	3.9	-56.1
7	FR12	11/5	351.4	28.1	11.8	42.7	-	-
8	FR13	13/5	9.2	34.9	10.2	56.9	-	-
9	FR85	18/12	128.9	-17.2	6.6	44.6	37.5	-39.1
10	FR86	14/14	348.8	-33.7	4.8	69.1	-	-
11	FR87	10/0*	-	-	-	-	-	-
12	FR88	14/13	8.8	2.8	4.1	103.5	-	-
13	FR92	10/0*	-	-	-	-	-	-
14	FR143	12/12	157.2	-37.3	3.3	174.5	68.0	-62.5
15	FR144	14/14	147.0	-21.7	2.1	366.2	43.3	-56.7
16	FR145	13/5	115.8	11.3	8.8	76.9	21.2	-25.1
	Média	16/10	135.6	-2.1	15.9	10.2		
	AV				11.5	18.7	27.5	-45.8

Dec (declinação magnética), Inc (inclinação magnética), α_{95} (limite de confiança), N (número de espécimes analisados), n (número de espécimes utilizados no cálculo da média), K (parâmetro de precisão), Plong (longitude do Pólo) e Plat (latitude do Pólo), e AV (pólo Avanavero). Sítios paleomagnéticos em cor vermelha foram excluídos da média das direções.

5.3. Testes de Estabilidade Magnética

5.3.1. Teste de Contato Cozido

O teste de contato cozido foi realizado no sítio 6 (FR11), onde a soleira de diabásio tinha aproximadamente três metros de espessura e cortava rochas

sedimentares do Supergrupo Roraima. As amostras coletadas e suas posições relativas em relação à soleira estão representadas na tabela 5.4.

As amostras deste sítio apresentaram um comportamento estável no tratamento por CA, principalmente os espécimes da soleira Avanavero. A figura 5.12 apresenta os resultados direcionais obtidos para uma amostra da soleira (FR11-A2) e para amostras da rocha sedimentar situadas, respectivamente, a 326 cm (FR11-J1), a 366 cm (FR11-K1) e a 516 cm (FR11-L1 e FR11-M1) do contato.

As amostras da soleira apresentam direção sudeste com inclinação positiva (componente Avanavero). As amostras das rochas sedimentares situadas mais próximas ao contato (326 cm e 366 cm) apresentam direções muito semelhantes àquela encontrada na soleira. Porém, as direções obtidas para as amostras situadas a distâncias maiores (> 5 m) apresentam na média, direções norte com inclinações positivas baixas (Figura 5.12).

Tabela 5.4: Dados do teste de contato cozido: amostras coletadas, tipo de rocha e distância da amostra até o contato.

Amostras	Rocha	Distância do Contato
FR11-A a H	Soleira de diabásio	-----
FR11-I	Rocha Sedimentar	300 cm
FR11-J	Rocha Sedimentar	326 cm
FR11-K	Rocha Sedimentar	366 cm
FR11-L	Rocha Sedimentar	516 cm
FR11-M	Rocha Sedimentar	516 cm
FR11-N	Rocha Sedimentar	516 cm

Percebe-se claramente que, as direções obtidas para a rocha sedimentar distante da soleira são muito diferentes daquelas pertencentes a soleira de diabásio Avanavero. Assim, este teste de estabilidade magnética pode ser considerado positivo, o que indica a natureza primária das direções do Evento Avanavero (Figura 5.13).

A Figura 5.13 mostra as direções médias por amostra obtidas para a soleira e para as rochas sedimentares. Visualiza-se que cinco (5) amostras coletadas a ~516 cm de distância da soleira apresentaram uma direção média $D_m=3.6^\circ$, $I_m=12.9^\circ$ ($\alpha_{95}=20.4^\circ$), a qual é totalmente distinta da direção média determinada para a soleira Avanavero ($D_m=151.4^\circ$, $I_m=26.6^\circ$, $\alpha_{95}=4.7^\circ$). Entretanto, dois argumentos podem confrontar a confiabilidade deste teste de contato positivo: (i) a direção obtida para as rochas sedimentares distantes da soleira é semelhante a dos diques Mesozóicos, (ii) as direções das soleiras são parecidas com direções mais recentes como as obtidas para o Cretáceo (Font et al., 2009). Contudo, descartamos essas hipóteses, visto que, fica difícil imaginar a remagnetização dos sedimentos à 500 cm de distância da soleira por um evento Mesozóico que tenha deixado preservada a magnetização da soleira e dos sedimentos à menos de 360 cm de distância.

Outro fato que reforça a natureza primária das direções obtidas nas soleiras de diabásio do Evento Avanavero, descritas acima, é que estas direções são bastante distintas do campo geomagnético atual. Alguns sítios analisados (*e.g.*, Sítios 8 e 12) apresentaram direções muito próximas daquela encontrada para os diques Mesozóicos que intrudem, no norte do Estado de Roraima, as soleiras Avanavero e, principalmente, as rochas vulcânicas do Grupo Surumu mostrando que, nestes casos, eles foram afetados pelo evento mais recente.

Figura 5.12: Projeção estereográfica, projeções ortogonais e curva de intensidade normalizada, para uma amostra da *soleira* (FR11-A2) e para amostras de rochas sedimentares coletadas a 326 cm (FR11-J1) e a 516 cm (FR11-L1 e FR11-M1) do contato.

Figura 5.13: Direções médias para a soleira Avanavero (círculos em preto) e para as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima (círculos em cinza) obtidas para o teste do contato cozido. Os círculos em torno das médias calculadas (representadas pelo símbolo +) representam os cones de confiança de 95% de probabilidade da estatística de Fisher (α_{95}).

5.4. Confiabilidade do pólo Avanavero

O pólo AV determinado para as soleiras de diabásio Avanavero satisfaz cinco dos sete critérios de Van der Voo (1990): (1) Várias determinações geocronológicas U-Pb obtidas para o evento Avanavero sugerem dois pulsos de magmatismo: um em torno de 1795 Ma e outro em torno de 1780 Ma (vide Capítulo 2). As amostras coletadas neste trabalho devem pertencer ao segundo pulso, considerando que a soleira Cotingo situada na região de amostragem, apresenta idade de 1782 ± 3 Ma; (2) Das 200 amostras analisadas de 14 sítios, 123 amostras de 10 sítios definiram o pólo AV com parâmetros estatísticos de Fisher adequados ($A_{95} = 11.5^\circ$, $K = 18.7$); (3) Todas as componentes de magnetização foram calculadas pelo ajuste por mínimos

quadrados a partir de diagramas ortogonais (método de componentes principais de Kirshvink, 1980), após desmagnetização térmica e por campos magnéticos alternados; (5) Um teste de contato positivo foi obtido para o diabásio Avanavero no contato com rochas sedimentares do Supergrupo Roraima indicando que o pólo AV, muito provavelmente, corresponde a uma magnetização termo-remanescente adquirida durante o resfriamento da rocha em torno de 1780 Ma atrás; (6) o evento Avanavero na área investigada está situada na Província Arqueana Amazônia Central, a qual permaneceu estável durante a evolução dos cinturões Ventuari-Tapajós (1980-1810 Ma) e Rio Negro-Juruena (1780-1550 Ma). Entretanto, a área de estudo foi, em parte, afetada pelo evento tectônico K'Mudku (1200 Ma), o qual é interpretado como sendo um evento intracratônico em decorrência do evento de colisão entre o Cráton Amazônico e a Laurentia ao longo dos cinturões Sunsás e Grenville, respectivamente (*e.g.*, Cordani et al., 2010). Além disso, eventos tectônicos associados à abertura do Atlântico deram origem aos diques Mesozóicos (200 Ma) encontrados na área de estudo. Todavia, os dados paleomagnéticos obtidos neste trabalho para as soleiras Avanavero são bem diferentes dos obtidos para diques Mesozóicos (este trabalho, Théveniaut et al., 2006), o que sugere que eles não afetaram as rochas analisadas. Além disso, direções não muito diferentes foram encontradas para enxames de diques Rio Aro e Rio Guaniamo e para doleritos que afloram na Guiana (Onstott et al., 1984), o que sugere que não houve movimentos relativos (“*tilting*”) significativos entre estas áreas. O pólo paleomagnético obtido por Onstott e colegas, muito provavelmente, corresponde ao pulso mais antigo do evento Avanavero (vide discussão), tendo em vista a idade integrada ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de 1898 ± 2 Ma obtida em biotita separada de uma amostra de dolerito que aflora na Guiana. Os dois critérios não satisfeitos são: (4) somente uma polaridade representa as direções utilizadas para o cálculo do pólo AV, embora a dispersão ($S = 19.4^\circ$) determinada para os PGVs que deram origem ao pólo AV sugere que a variação secular do Campo geomagnético foi eliminada na média, e (7) a componente AV é similar a obtida para rochas do Cretáceo (Font et al., 2009). Entretanto, ela é bem diferente da apresentada pelos diques Mesozóicos que afloram na região estudada.

Sendo assim, o pólo Avanavero (AV: 27.5°E , -45.8°N , $N = 10$, $A_{95} = 11.5^{\circ}$, $K = 18.7$) pode ser considerado um pólo paleomagnético de referência para representar a paleogeografia do Cráton Amazônico em torno de 1780 Ma (vide Capítulo 8).

Capítulo 6

DIQUES NOVA GUARITA*

6.1 Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)

As medidas de anisotropia de susceptibilidade magnética foram realizadas em 567 espécimes de 19 sítios pertencentes ao enxame de diques Nova Guarita. Os dados direcionais e escalares estão apresentados na Tabela 6.1. A susceptibilidade magnética média dos sítios varia de 2.96×10^{-3} a 1.38×10^{-1} , com média de 7.11×10^{-2} (SI). Os altos valores de susceptibilidade magnética medidos nestas rochas são típicos de rochas basálticas não metamorfizadas com uma significativa contribuição ferromagnética (Rochette, 1987).

Figura 6.1: (a) grau de anisotropia (P) versus susceptibilidade magnética média ($K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ SI); (b) $T = [2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)] - 1$ – parâmetro de forma (Jelinek, 1981) versus grau de anisotropia ($P = K_1 / K_3$).

*Os resultados paleomagnéticos obtidos para estas amostras já foram publicados (Bispo-Santos et al., 2012).

Excluindo os valores discrepantes apresentados pelas amostras do sítio 4 (SD58-60) (Tabela 6.1), o grau de anisotropia ($P=K_1/K_3$) é menor que 10% (valor médio de 1.043) sugerindo que a MRC não foi significativamente afetada pela anisotropia (Hrouda, 1982; Cogné, 1988; Raposo et al., 2003; Salminen & Pesonen, 2007). Em geral, os dados do parâmetro de forma (Jelinek, 1981) mostram uma distribuição uniforme (Figura 6.1), a foliação e a lineação apresentam o mesmo valor médio de 1.021 (Tabela 6.1).

Os eixos de ASM (k_1 , k_2 e k_3) para a maioria dos diques são bem agrupados e três tipos de tramas magnéticas podem ser definidas, de acordo com as direções dos diques no local da amostragem (Rochette et al., 1992): trama ‘normal’, trama ‘intermediária’ e trama ‘inversa’ (Figura 6.2).

Tabela 6.1: Dados de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM).

Direção do dique	Sítios	N	K _m	L	F	P	T	K ₁			K ₂			K ₃		
								Dec (°)	Inc (°)	e/z	Dec (°)	Inc (°)	e/z	Dec (°)	Inc (°)	e/z
N20E	SD12	17	3.74E-02	1.053	1.040	1.096	-0.338	56	64	13/3	207	23	13/6	302	11	6/3
N40W	SD13	15	9.22E-02	1.025	1.012	1.037	-0.365	37	37	18/4	138	13	49/14	244	50	49/12
N40W	SD14	06	8.88E-02	1.023	1.021	1.045	0.003	251	9	23/4	139	66	20/17	345	21	19/16
----	SD58-60	13	5.37E-03	1.132	1.172	1.326	0.160	276	36	11/4	171	20	11/4	58	48	10/6
N20E	SD74	62	6.92E-02	1.033	1.020	1.054	-0.311	65	44	26/12	191	34	26/22	305.5	27	24/11
N40W	SD75	47	8.81E-02	1.028	1.030	1.058	0.023	108	7	23/7	17	7	27/14	244.8	80	25/8
N40W	SD77	29	8.78E-02	1.011	1.014	1.025	0.056	62	25	24/20	156	8	33/24	263.0	63	34/18
N30W	SD78	25	8.77E-02	1.010	1.008	1.019	-0.096	302	60	39/17	198	8	76/17	103.2	28	76/31
----	SD83	27	8.49E-02	1.012	1.023	1.036	0.254	145	45	20/18	35	19	19/12	288.6	39	21/5
----	SD84	43	8.80E-02	1.015	1.011	1.011	-0.145	1	7	11/7	260	57	53/10	95.8	32	53/7
----	SD85	27	8.48E-02	1.009	1.012	1.022	0.129	218	5	18/7	125	25	19/11	319	64	11/7
E-W	SD86	36	7.94E-02	1.011	1.017	1.028	0.202	165	9	35/10	257	10	35/7	33	76	10/8
----	SD87	24	5.50E-02	1.023	1.018	1.041	-0.122	307.2	3	17/12	208.8	71.5	58/15	38.1	18.3	58/12
----	SD89	21	5.89E-02	1.013	1.017	1.030	0.042	336	17	26/9	77	31	26/19	221	53	20/9
----	SD107	35	3.18E-02	1.007	1.013	1.020	0.201	54	49	27/9	243	41	27/9	150	4	10/8
N15W	SD113	35	7.15E-02	1.010	1.007	1.018	-0.218	196	9	18/12	105	5	29/18	348	80	29/11
N5W	SD116	19	6.27E-02	1.020	1.023	1.043	0.065	173	53	6/3	5	36	7/5	271	6	7/3
N5W	SD117	22	8.08E-02	1.012	1.015	1.027	0.105	358	3	9/5	88	13	20/5	257	76	19/5
N45E	SD118	08	4.43E-02	1.007	1.045	1.053	0.713	236	20	47/3	351	49	47/4	132	35	4/4
	Mean	567	7.11E-02	1.021	1.021	1.043	-0.029									

N – número de espécimes medidos, $k_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ – susceptibilidade magnética média, $L = K_1 / K_2$ - lineação magnética, $F = K_2 / K_3$ - foliação magnética, $P = K_1 / K_3$ – grau de anisotropia, $T = [2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)] - 1$ – parâmetro de forma de Jelinek (1981), Dec=declinação, Inc=inclinação; k_1 , k_2 e k_3 são os eixos de suscetibilidade máxima, intermediária e mínima, respectivamente. e/z – semi-ângulos dos eixos máximo e mínimo da elipse de confiança de 95%, respectivamente, calculados pelo método *bootstrap*.

Figura 6.2: Estereogramas mostrando exemplos típicos de tramas magnéticas encontrada para os diques da Suíte Intrusiva Nova Guarita. De acordo com a orientação da direção do dique observada no campo, as tramas magnéticas foram classificadas em trama "normal" (a), trama "intermediária" (b) e trama "inversa" (c). Os símbolos K₁ (quadrados), K₂ (triângulos) e K₃ (círculos) são eixos da ASM máximos, intermediários e mínimos, respectivamente. A linha tracejada indica a orientação do plano de dique.

Infelizmente, a direção de intrusão não pode ser identificada no campo para 7 diques, o que representa 37% do total analisado. Dos 12 diques restantes, a trama normal foi encontrada em sete diques (58%), intermediária em dois diques (17%) e a inversa foi observada em três diques (25%).

De acordo com Rochette et al. (1992), a trama 'intermediária' pode ser explicada pela presença de grãos finos, particularmente grãos PSD. Entretanto, experimentos de mineralogia magnética mostram que a magnetita-PSD é o principal portador magnético de quase todos os diques, ou seja, ela é praticamente responsável por todas as três tramas magnéticas encontradas nos diques analisados. Alternativamente, a trama intermediária encontrada em alguns diques pode ser atribuída à compactação vertical de uma coluna de magma estática com mínimo esforço (*stress*) ao longo da direção do dique (Park et al., 1988; Raposo & D'Agrella, 2000) ou causada por um esforço (*stress*) termicamente controlado (Ellwood, 1979).

A trama inversa é normalmente interpretada como resultado de processos secundários, tais como, alterações hidrotermais, modificação pós-colocação, ou a presença de grãos SD nos diques investigados (Rochette et al., 1992). Diques com tramas 'normais' são geralmente interpretados como indicadores da direção do fluxo do magma, inferido através do eixo de máxima suscetibilidade magnética (k_1) (Knight & Walker, 1988). A inclinação do eixo K₁ indica que 58% dos diques foram

alimentados por um fluxo de magma horizontal ou sub-horizontal ($I_1 < 30^\circ$), 37% por um fluxo de magma inclinado ($30^\circ < I_1 < 60^\circ$), e apenas 5% por um fluxo de magma vertical ($I_1 > 60^\circ$). Deste modo, os resultados indicam que a maioria dos diques (58%) foi alimentada por uma fonte distante (Knight & Walker, 1988; Raposo & Ernesto, 1995; Raposo & D'Agrella, 2000; Raposo & Berquó, 2008).

6.2. Resultados Paleomagnéticos

6.2.1. Componentes de Magnetização

A intensidade da magnetização remanente natural (MRN) varia de 0.2 A/m até valores tão altos quanto 761 A/m. Estas intensidades são típicas de rochas basálticas com alta contribuição de minerais ferromagnéticos. A desmagnetização por campos magnéticos alternados (CA) elimina quase que totalmente a magnetização remanente natural (MRN) das amostras em campos de 100 mT (Figura 6.3a) mostrando que estas rochas estão associadas a grãos minerais com coercividades baixas. Este tratamento foi eficiente para isolar a magnetização remanente característica (MRC) dos espécimes analisados. Normalmente, componentes magnéticas secundárias aleatórias associadas a baixas coercividades foram removidas em campos até 30-50 mT, revelando direções características sul/sudoeste com inclinações positivas (Figuras 6.4a, b) ou nordeste com inclinações negativas (Figuras 6.4c).

A desmagnetização térmica efetuada para amostras piloto forneceu a magnetização remanente característica para somente 33% das amostras (Figura 6.4). Este tratamento mostra que grãos magnéticos com alta temperatura de bloqueio são os portadores magnéticos desta componente (Figuras 6.3b e 6.5), a qual foi denominada de componente Nova Guarita (componente NG). A componente NG foi bem caracterizada em dezenove (19) sítios amostrados, sendo que cinco (5) destes diques, pertencem ao estudo paleomagnético da Suíte Intrusiva Flor da Serra, referente ao trabalho de graduação de Perillo (2009), os quais foram acrescentados a

componente Nova Guarita, pois provavelmente, devem representar diques pertencentes ao mesmo evento (Tabela 6.2). Cabe ressaltar, também, que alguns sítios apresentaram instabilidade direcional (sítios SD76, SD82 e SD88), os quais foram descartados do cálculo da direção média.

Figura 6.3: Curvas de intensidade de magnetização normalizada em função do campo alternado (a), e em função da temperatura (b) para amostras do Enxame de diques Nova Guarita.

a)

SD12-B1

Figura 6.4a: Exemplo de desmagnetização por CA em que a componente Nova Guarita com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada (M/M_0) em função do campo alternado aplicado (H).

Figura 6.4b: Exemplo de desmagnetização por CA em que a componente Nova Guarita com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada (M/M_o) em função do campo alternado aplicado (H).

Figura 6.4c: Exemplo de desmagnetização por CA em que a componente Nova Guarita com inclinação negativa foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais (ou diagrama de Zijderveld) e o gráfico da intensidade normalizada (M/M_0) em função do campo alternado aplicado (H).

Figura 6.5: Exemplos de desmagnetização térmica. A Figura mostra a projeção estereográfica (símbolos cheios representam inclinações positivas), as projeções ortogonais e as curva de intensidades normalizadas (M/M_0 versus temperatura T) para cada amostra.

6.2.2. Direções Médias e o Pólo Paleomagnético

Para a determinação das direções médias utilizou-se a estatística de Fisher (1953) com base na hipótese de que estas obedecem à distribuição da função de densidade de probabilidade de Fisher. As direções médias das MRCs calculadas para cada sítio (Figura 6.6) são apresentadas na Tabela 6.2, juntamente com os parâmetros estatísticos associados e os correspondentes pólos geomagnéticos virtuais (PGVs).

Estas direções se agrupam em torno da direção média (componente NG - Nova Guarita) $D_m=220.5^\circ$, $I_m=45.9^\circ$, $N=19$, $\alpha_{95}=6.5^\circ$, $K=27.7$, a qual é representada pelo símbolo (+), juntamente com o círculo de confiança α_{95} , na Figura 6.6. O

correspondente pólo paleomagnético (pólo **NG**) está localizado em 245.9°E, 47.9°S (N=19, α_{95} =7.0°, K=23.7°).

Figura 6.6: (a) Direções médias por sítio (círculos cheios e vazios) para o enxame de diques Nova Guarita (Componente NG): Símbolos cheios (vazios) representam inclinações positivas (negativas), respectivamente; (b) as direções com inclinações negativas foram invertidas, com a finalidade de calcular a direção média para a componente NG: símbolo + com o respectivo círculos de confiança α_{95} (6.5°). Os símbolos $\oplus$ e $\otimes$ representam, respectivamente, o campo geomagnético atual e o campo dipolar atual.

Tabela 6.2: Direções médias por sítio e pólos geomagnéticos virtuais (PGV) referentes às amostras dos diques Nova Guarita.

Sítios	Amostras	Direção Média Por Sítio					PGV	
		N/n	Dec (°)	Inc (°)	α_{95} (°)	K	Plong(°E)	Plat(°N)
1	SD12	17/17	201.4	30.5	4.8	55.6	233.2	-68.3
2	SD13	13/12	231.9	42.6	10.0	19.6	238.1	-38.8
3	SD14	11/11	232.7	52.2	6.6	48.4	248.1	-36.7
4	SD58-60	13/9	41.3	-34.8	17.1	9.9	50.2	49.1
5	SD74	17/12	239.5	37.3	8.8	25.3	232.9	-32.1
6	SD75	12/10	228.5	47.7	10.6	21.6	244.0	-41.2
7	SD77	11/10	232.8	42.9	8.6	32.5	238.3	-38.0
8	SD78	14/13	231.3	57.7	7.2	33.9	255.2	-36.5
9	SD83	16/12	230.0	44.1	8.3	28.4	239.9	-40.4
10	SD84	14/13	220.8	37.3	9.2	21.4	234.6	-49.5
11	SD85	13/12	203.1	50.9	4.2	109.0	262.8	-59.9
12	SD86	13/12	214.8	39.5	5.9	55.9	238.9	-54.7
13	SD87	15/12	214.2	23.8	7.3	36.7	221.5	-56.5
14	SD89	12/11	218.9	29.4	10.2	20.9	226.9	-51.7
15	SD91**	14/10	63.8	64.9	9.7	39.8	343.2	9.5
16	SD107*	12/9	208.1	50.0	5.6	84.4	257.5	-56.8
17	SD113*	16/12	17.2	-46.6	7.9	31.2	84.9	66.0
18	SD116*	16/12	201.8	67.9	6.6	43.7	285.4	-45.4
19	SD117*	16/9	259.2	62.2	5.7	81.9	257.4	-14.7
20	SD118*	17/10	208.6	56.7	6.5	56.1	266.1	-52.6
Média		19	220.5	45.9	6.5	27.7		
Pólo NG					7.0	23.7	245.9	-47.9

Dec (declinação magnética), Inc (inclinação magnética), N (número de espécimes analisados), n (número de espécimes utilizados no cálculo da média), α_{95} (limite de 95% de confiança), K (parâmetro de precisão), Plong (longitude do Pólo) e Plat (latitude do Pólo) e NG (pólo paleomagnético para a componente Nova Guarita). * sítios analisados por Perillo (2009). ** sítio representado por granitos no teste de contato cozido.

6.3. Estabilidade Direcional: Teste de Contato Cozido

O teste de contato cozido foi realizado para o dique máfico representado pelo sítio 5 (SD74), o qual intrude as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Matupá (vide Capítulo 2). As amostras foram submetidas aos tratamentos de laboratório (CA), sendo obtidas direções de magnetização estáveis para a maior parte dos espécimes analisados.

A Figura 6.7 apresenta os resultados obtidos para uma amostra do dique (SD74-J1) e para amostras do granito situadas a 1.90 m (SD74-K2, sítio 5), a 2.17 m (SD74-L1, sítio 5) e a 55.0 m (SD91-E1, sítio 15) do contato, respectivamente. Após a eliminação de magnetizações secundárias em campos de 15 mT, uma direção sudoeste com inclinação positiva foi isolada para as amostras coletadas próximas ao dique (Figuras 6.7b, c), a qual é similar a componente de alta coercividade isolada para as amostras do próprio dique (Figura 6.7a). Entretanto, as amostras mais distantes da intrusão, apresentaram uma direção de magnetização nordeste com inclinação positiva, após a eliminação de componentes secundárias em campos de 15-20 mT (Figura 6.7d).

A Figura 6.8 mostra as direções médias por amostra deste sítio. As cinco amostras coletadas a 55 m de distância do dique apresentaram uma direção média $D_m=63,8^\circ$, $I_m=64,9^\circ$ ($\alpha_{95}=9,7^\circ$), a qual é totalmente distinta da direção média determinada para o dique ($D_m=239,5$, $I_m=37,3$, $\alpha_{95}=8,8^\circ$), caracterizando, assim, o teste de contato cozido como sendo positivo. Deste modo, podemos afirmar que a magnetização remanente característica, com altas temperaturas de bloqueio e altas coercividades, isoladas para os diques de Nova Guarita (componente NG) representa uma magnetização termo-remanente (MTR) adquirida durante a o resfriamento das rochas.

Figura 6.7: Projeção estereográfica, projeção ortogonal e diagrama de intensidade de magnetização normalizada versus campo magnético aplicado para uma amostra do dique máfico (SD74-J1) e para amostras de rochas graníticas coletadas a 1.90 m (SD74-K2), a 2.17 m (SD74-L1) e a 55.0 m (SD91-E) do contato.

Figura 6.8: Direções médias por amostra (círculos e quadrados cheios) e por sítio (representada pelo símbolo +) obtidas para o teste do contato cozido. Os círculos em torno das médias calculadas representam os cones de confiança de 95% de probabilidade da estatística de Fisher (α_{95}). Os símbolos $\oplus$ e $\otimes$ representam, respectivamente, o campo geomagnético atual e o campo dipolar atual.

6.4. Portadores Magnéticos

As desmagnetizações térmicas e por campos magnéticos alternados (Tópico 6.2.1) mostram que o provável portador magnético da magnetização característica (componente NG) corresponde uma titanomagnetita pobre em titânio. A seguir serão descritos outros experimentos realizados nestas amostras que corroboram esta afirmação e mostram as propriedades magnéticas destes minerais.

6.4.1. Curvas Termomagnéticas

As curvas termomagnéticas de alta temperatura obtidas para espécimes de rochas representativas do Enxame de diques Nova Guarita podem ser consideradas, na maioria, como sendo reversíveis (Figura 6.9). Durante o aquecimento, estas curvas evidenciam um pico de Hopkinson acentuado e temperaturas de Curie próximas de 580°C, as quais são típicas de grãos SD/PSD de titanomagnetitas pobres em Ti, termicamente estáveis (Dunlop & Ozdemir, 1997). Apenas a curva obtida para a amostra SD75-D pode ser considerada uma curva irreversível caracterizada por trajetórias diferentes no aquecimento e no resfriamento, em decorrência de mudanças mineralógicas que ocorreram durante o ciclo térmico de aquecimento. A queda ocorrida na intensidade da susceptibilidade em torno de 350°-400°C sugere a presença de maghemita em pequenas quantidades nesta rocha (Figura 6.9b).

A transição de Verwey foi bem caracterizada em -153°C nas curvas termomagnéticas de baixa temperatura, mais uma vez confirmando a magnetita como sendo o principal portador magnético (Figuras 6.9e, 6.9f).

6.4.2. Curvas de Histerese

As curvas de histerese obtidas para estas amostras apresentam comportamentos do tipo cintura fina (Figura 6.10) indicando minerais de baixas coercividades e campos de saturação em torno de 300 mT, típicos de titanomagnetita ou magnetita. Os parâmetros obtidos das curvas de histerese, representados pela coercividade volumétrica (H_c), a coercividade de remanência (H_{cr}), a magnetização de saturação (M_s) e a magnetização remanescente de saturação (M_{rs}) são apresentados na Tabela 6.3 juntamente com as razões M_{rs}/M_s e H_{cr}/H_c . Estes parâmetros foram calculados depois da correção da contribuição paramagnética, considerando-se que as amostras alcançaram a saturação em 1 Tesla.

As informações sobre a estrutura de domínio magnético das amostras foram obtidas a partir da representação das razões M_{rs}/M_s e H_{cr}/H_c no diagrama de Day (Day et al., 1977) e modificado por Dunlop (2002) (Figura 6.11). Esta figura mostra que a maior parte destas amostras localiza-se no campo de estrutura de pseudo-domínio simples (PSD), o que é coerente com a boa estabilidade encontrada durante os tratamentos por CA e térmico, efetuados para estas amostras (Tópico 6.2).

Figura 6.9: Curvas termomagnéticas (susceptibilidade (SI) versus temperatura T) para amostras de rochas máficas do Enxame de diques Nova Guarita. As setas para a direita e para a esquerda indicam aquecimento e resfriamento, respectivamente.

Figura 6.10: Curvas de histerese típicas obtidas para as amostras de rochas máficas analisadas.

Tabela 6.3: Valores dos parâmetros obtidos das curvas de histerese, bem como, as razões Mrs/Ms e Hcr/Hc.

Amostras	Hcr	Hc	Mr	Ms	Hcr/Hc	Mrs/Ms	Domínio
SD12-D	22.71	3.6	21.83	579.47	6.31	0.03767	SP-SD
SD13-J	25.83	7.18	95.29	1124.14	3.60	0.08477	PSD
SD14-B	18.31	5.02	77.44	1265.83	3.65	0.06118	PSD
SD74-C	19.61	6.395	37.78	478.5	3.07	0.07896	PSD
SD75-D	20.42	5.768	44.79	654.4	3.54	0.06844	PSD
SD76-C	15.33	4.735	43.73	751.9	3.24	0.05816	PSD
SD77-B	18.41	5.212	54.7	947.4	3.53	0.05774	PSD
SD78-H	18.19	5.175	43.52	758.6	3.51	0.05737	PSD
SD82-B	19.53	4.905	26.03	443.6	3.98	0.05868	PSD
SD83-H	22.53	5.897	63.77	1038	3.82	0.06144	PSD
SD84-D	17.95	5.115	47.63	827	3.51	0.05759	PSD
SD85-B	22.14	5.849	43.51	684.7	3.79	0.06355	PSD
SD86-A	19.99	5.57	48.66	809.4	3.59	0.06012	PSD
SD87-F	20.72	6.813	55.26	701.6	3.04	0.07876	PSD
SD88-C	21.29	6.836	47.98	553.9	3.11	0.08662	PSD
SD107-I	24.7	10.85	42.1	351.4	2.28	0.11981	PSD
SD113-E	23.94	10.5	82.49	710.6	2.28	0.11608	PSD
SD116-H	23.47	10.72	122.9	1014	2.19	0.1212	PSD
SD117-C	23.23	10.76	130.2	1028	2.16	0.12665	PSD
SD118-D	22.62	9.735	57.23	523.5	2.32	0.10932	PSD

Mrs=magnetização remanente de saturação, Ms=magnetização de saturação, Hcr=coercividade remanescência,Hc= coercividade volumétrica, PSD=pseudo simples domínio, SD=simples domínio. SP=superparamagnético.

Figura 6.11: Diagrama de Day (1977) (modificado por Dunlop, 2002) indicando a estrutura de domínios magnéticos das amostras analisadas.

6.4.3. Curvas de Magnetização Remanescente Isotérmica (MRI)

Os experimentos de aquisição da magnetização remanescente isotérmica (MRI) efetuados para as amostras do Enxame de diques Nova Guarita resultaram em comportamentos similares, com curvas praticamente idênticas e homogêneas, alcançando a magnetização remanescente de saturação em campos inferiores a 300 mT, indicando uma distribuição de grãos de baixas coercividades (Figura 6.12). Este comportamento é típico da magnetita e titanomagnetita, corroborando as evidências

da presença destes minerais como já observado nos experimentos mineralógicos anteriores, através dos tratamentos térmico e por campos alternados, das curvas de histerese e das curvas termomagnéticas obtidas para estas amostras.

Figura 6.12: Exemplos de curvas de aquisição de MRI obtidas para rochas do Enxame de diques Nova Guarita.

6.5. Datação Geocronológica ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$)

Foram selecionadas amostras de quatro sítios (6 (SD75), 7 (SD77), 8 (SD78) e 9 (SD83) dos diques Nova Guarita que apresentavam baixo grau de alteração para a separação dos minerais, biotita e plagioclásio para a datação geocronológica

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Os resultados obtidos foram descritos em detalhe por Bispo-Santos et al (2012). Aqui faremos um breve resumo das idades obtidas.

Os melhores resultados foram obtidos para os grãos de biotita (Figura 6.13). Com exceção de uma análise, todas as demais definiram idades-platô muito bem definidas (de acordo com Fleck et al., 1977), entre 1407 ± 8 Ma e 1430 ± 8 Ma. Ideogramas (diagrama idades *versus* probabilidades) foram construídos para todas as amostras analisadas (Bispo-Santos et al., 2012), os quais forneceram uma idade média ponderada de 1416 ± 13 Ma para a amostra SD75-E1, 1406 ± 5 Ma para a amostra SD77-G1, 1418 ± 16 Ma para a amostra SD78-A5, e 1424 ± 16 Ma para a amostra SD83-A2, as quais são interpretadas como as estimativas mais corretas para as idades das biotitas nestas amostras.

A datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em grãos de plagioclásio apresentaram resultados piores (Bispo-Santos et al., 2012). Nenhuma das alíquotas das amostras SD75-E2 e SD83-A2 produziu idades-platô de acordo com a definição de Fleck et al. (1977). A informação geocronológico mais útil é que estas amostras ou foram parcialmente afetadas por um evento de aquecimento há cerca de 1000 Ma ou foram resfriadas abaixo da temperatura de fechamento do plagioclásio nessa época. Somente uma alíquota da amostra SD77-A2 produziu idade platô, de 1380 ± 17 Ma. Os passos de temperaturas mais altas para esta amostra indicaram idades de 1392 ± 11 Ma, 1412 ± 23 Ma, 1397 ± 23 Ma, 1403 ± 30 Ma, as são consistentes com as idades obtidas para biotitas da mesma amostra. Para a amostra SD78-A3, ambas as alíquotas de plagioclásio definiram idades-platô de acordo com a definição de Fleck et al. (1977). Entretanto, as idades definidas são bem distintas (1421 ± 13 Ma, 1202 ± 14 Ma), sendo a idade mais alta bastante similar às obtidas para biotitas de amostra do mesmo sítio.

Os resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mais consistentes descritos acima indicam uma idade Mesoproterozóica para este evento magmático. Levando em conta apenas as idades-platô $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita (Figura 6.13), a idade média de 1418.5 ± 3.5 Ma pode ser calculada, que é interpretada como a melhor estimativa da idade das rochas máficas da componente Nova Guarita.

a) SD75-E1 (biotite)

b) SD77-G1 (biotite)

c) SD78-A5 (biotite)

d) SD83-A2 (biotite)

Figura 6.13: Idades aparentes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas para biotitas de amostras dos diques máficos Nova Guarita. (a) amostra SD75-E1, (b) amostra SD77-G1, (c) amostra SD78-A5, (d) amostra SD83-A2. As idades-platô (indicadas pelas setas), como definidas por Fleck et al. (1977), refletem cinco ou mais etapas consecutivas representando pelo menos 50% do total de gás liberado e cujas idades se sobrepõem dentro do erro (2σ).

6.6. A confiabilidade do pólo paleomagnético Nova Guarita

O pólo Nova Guarita (NG: 245.9°E , -47.9°N , $N = 19$, $A_{95} = 7.0^\circ$, $K = 23,7$) satisfaz 6 dos 7 critérios de qualidade propostos por Van der Voo (1990) como segue:

(1) As idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotitas de quatro diques forneceram platôs bem definidos e concordantes com uma média de 1418.5 ± 3.5 Ma, o que provavelmente representa a idade de aquisição de magnetização;

(2) O pólo NG foi determinado para um conjunto de 218 amostras (19 sítios) e parâmetros estatísticos de Fisher adequados ($A_{95} = 7.0^\circ$, $K = 24$);

(3) As componentes de magnetização foram isoladas por mínimos quadrados a partir de diagramas ortogonais pelo método de Kirshvink (1980) após desmagnetização por campos magnéticos alternados e térmico;

(4) Polaridades normais e reversas foram observadas nos sítios, atestando que um longo tempo decorreu durante as intrusões de diques, o suficiente para eliminar a variação secular do campo geomagnético;

(5) Teste de contato cozido positivo realizado em um dique confirma a natureza primária da magnetização remanente característica, sendo esta,

representada por uma magnetização termoremanescente adquirida durante o resfriamento da rocha em torno de 1418-1420 Ma atrás.

(6) Os diques máficos intrudem granitos Paleoproterozóicos da parte sul da Província Ventuari-Tapajós (1950-1800 Ma), e não há evidência geológica de eventos tectônicos posteriores na área de estudo;

(7) Este é o único critério que não foi satisfeito, pois direções semelhantes foram encontradas para soleiras máficas (980 Ma) da área de Rio Branco e sedimentos do Grupo Aguapeí datados em 1150 Ma (D'Agrella-Filho et al., 2008; Elming et al., 2009). No entanto, esta área está situada a aproximadamente 600 km para sudoeste da área de Nova Guarita, sendo quase improvável que as soleiras máficas tenham remagnetizado a área dos diques estudados. Vale ressaltar que as temperaturas baixas associadas com o fechamento de plagioclásio ($\sim 200^{\circ}\text{C}$), não são suficientes para afetar completamente as altas temperaturas de bloqueio associadas com a magnetização nos diques de Nova Guarita (Pullaiah et al., 1975). Além disso, o teste de contato cozido positivo, obtido para um dos diques Nova Guarita demonstra o caráter primário da magnetização remanente adquirida pelas rochas.

Assim, o pólo paleomagnético de Nova Guarita (NG) é considerado como um pólo de referência ($Q = 6$) de acordo com os critérios de confiabilidade de Van der Voo (1990) pode ser usado para inferir a posição paleogeográfica do Cráton Amazônico em torno de 1419 Ma.

Capítulo 7

INTRUSIVA GUADALUPE

7.1. Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)

As medições de anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) em baixo campo foram realizadas em 610 espécimes de 19 sítios que compreendem as rochas da intrusiva Guadalupe (sítios 1 (SD2), 14 a 16 (SD64 a SD66)), os diques máficos associados (sítios 2 (SD7), 3 (SD40), 4 (SD79) a 6 (SD81), 7 (SD93), 8 (SD104), 9 (SD105) e 10 (SD110)) e as rochas da encaixante representada por tonalitos (sítios 11 (SD61) a 13 (SD63) e 17 (SD67) a 19 (SD69)). Os dados de ASM escalares e direcionais são apresentados na Tabela 7.1. Computando todos os dados, o grau de anisotropia (P) é inferior a 11%, embora para os sítios que apresentaram direções paleomagnéticas estáveis (intrusiva Guadalupe e diques associados, vide discussão abaixo), os valores de P são inferiores a 6%, sugerindo que a direção da magnetização remanente característica não foi significativamente afetada pela anisotropia magnética (Hrouda, 1982; Cogne, 1988; Raposo et al., 2003; Salminen & Pesonen, 2007).

A susceptibilidade magnética média, expressa por $k_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ (em unidades SI), mostra uma forte variação de 10^{-4} a 10^{-1} SI (Figura 7.1a) sendo possível separarmos os sítios medidos em três grupos: o grupo I (G1) é representado pelos sítios 11, 12, 13, 17, 18 e 19 dos tonalitos, coletados próximo ao corpo máfico Guadalupe, os quais são caracterizados por suscetibilidades em torno 10^{-4} - 10^{-3} SI, e grau de anisotropia médio de 1.057 (Tabela 7.1, média G1). Estas baixas suscetibilidades são efetivamente controladas por minerais ferromagnéticos e paramagnéticos (Hrouda, 2007; Maes et al., 2007), e concordam com as observações petrográficas que mostram uma baixa quantidade de minerais ferromagnéticos nestas rochas.

Por outro lado, o grupo II (G2), representado pelos sítios 1, 14, 15 e 16 (Tabela 7.1, média G2), que pertencem ao corpo Guadalupe, apresentam as maiores susceptibilidades magnéticas, com valores entre 10^{-2} e 10^{-1} SI, os quais concordam com as observações petrográficas que sugerem uma proporção elevada (~15%) de minerais opacos nestas rochas.

O grupo III (G3) corresponde aos diques coletados longe do corpo máfico Guadalupe (sítios 2 ao 10, Tabela 7.1). Estes diques possuem susceptibilidades magnéticas intermediárias, com valores entre 2×10^{-2} e 7×10^{-2} SI (Tabela 7.1), as quais são controladas, principalmente, por minerais ferromagnéticos (Rochette, 1987; Hrouda, 2007; Maes et al., 2007) representados, provavelmente, pela magnetita, como sugerem as análises da mineralogia magnética e petrográfica (vide abaixo). O gráfico que representa os parâmetros de lineação magnética (L) *versus* foliação magnética (F) (Figura 7.1b) mostra predomínio de elipsóides oblatos ($T > 0$) os quais definem foliação magnética para as tramas magnéticas em boa parte das amostras.

Tabela 7.1: Dados de anisotropia de susceptibilidade magnética das rochas máficas Guadalupe.

Sítios	Amostras	N	K _m	L	F	P	T	K ₁			K ₂			K ₃		
								Dec (°)	Inc (°)	e/z	Dec (°)	Inc (°)	e/z	Dec (°)	Inc (°)	e/z
11	SD61	52	5.61E-04	1.004	1.005	1.009	0.044	316.7	72.5	63/32	127.8	17.3	63/61	218.6	2.5	62/30
12	SD62	32	2.37E-03	1.036	1.055	1.093	0.207	319.3	60.7	71/41	182.5	22.3	70/57	84.8	18.1	59/39
13	SD63	33	1.03E-03	1.043	1.064	1.110	0.175	200.2	67.2	30/10	341.2	18.1	29/16	75.7	13.4	16/10
17	SD67	48	6.00E-04	1.006	1.011	1.017	0.179	150.1	29.6	74/18	287	52.1	74/28	47.3	21.4	29/21
18	SD68	33	6.94E-04	1.018	1.020	1.038	0.002	134.6	50.5	43/17	224.8	0.2	60/37	315	39.5	60/30
19	SD69	35	8.97E-04	1.045	1.031	1.077	-0.177	342	9.5	16/8	72.6	3.6	23/15	183	79.8	23/9
	Média G1		1.03E-03	1.025	1.031	1.057	0.071									
14	SD64	30	7.53E-02	1.027	1.083	1.113	0.496	93.2	9.4	9/3	360	19.0	9/3	208.3	68.6	3/3
15	SD65	39	9.60E-02	1.012	1.058	1.070	0.663	150.2	16.7	50/5	52.6	23.6	50/7	272.2	60.5	8/5
16	SD66	41	9.34E-02	1.014	1.079	1.095	0.683	110.7	16.9	14/2	18.8	6.2	14/3	269.4	72.0	3/3
1	SD2	5	6.17E-02	1.043	1.018	1.062	-0.432	98.2	5.6	12/10	6.6	16.8	19/8	205.9	72.2	20/9
	Média G2		8.44E-02	1.020	1.068	1.082	0.579									
2	SD7	12	2.71E-02	1.012	1.054	1.067	0.615	294.2	3.3	9/6	39.1	77.5	13/9	203.5	12.1	13/5
3	SD40	8	6.17E-02	1.015	1.016	1.031	-0.014	189.8	6.7	20/15	85.8	63.8	17/11	282.9	25.2	20/12
4	SD79	35	3.48E-02	1.018	1.024	1.042	0.144	125.9	1.1	11/5	28.8	81.2	11/6	6.7	4.8	7/5
5	SD80	24	3.21E-02	1.015	1.042	1.058	0.454	125	1.9	10/4	219.1	65.1	10/6	34.2	24.8	7/4
6	SD81	28	3.76E-02	1.006	1.021	1.027	0.637	118.8	0.4	16/8	211.4	80.5	17/7	28.7	9.5	10/4
7	SD93	16	3.02E-02	1.007	1.024	1.031	0.563	140.8	1.3	9/4	47.6	67.1	9/6	231.3	22.9	7/5
8	SD104	58	6.95E-02	1.016	1.018	1.034	0.005	17.3	32.3	32/10	141.6	41.7	38/21	264.6	31.4	31/9
9	SD105	42	3.13E-02	1.015	1.025	1.041	0.212	322.1	4.9	8/6	206.0	78.9	10/6	52.9	9.9	9/5
10	SD110	39	3.85E-02	1.014	1.023	1.037	0.209	177.3	6.1	26/10	287.4	72.7	26/10	85.6	16.1	12/10
	Média G3		3.48E-02	1.015	1.024	1.037	0.212									
	Total	610														

N – número de espécimes medidos, $k_m = (K_1 + K_2 + K_3)/3$ – susceptibilidade magnética média, $L = K_1 / K_2$ - lineação magnética, $F = K_2 / K_3$ - foliação magnética, $P = K_1 / K_3$ – grau de anisotropia, $T = [2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3)]-1$ – parâmetro de forma de Jelinek (1981), Dec=declinação, Inc=inclinação; k_1 , k_2 and k_3 são os eixos de suscetibilidade máxima, intermediária e mínima, respectivamente. e/z – semi-ângulos dos eixos máximo, intermediário e mínimo da elipse de confiança de 95%, respectivamente, calculada pelo método *bootstrap*. As médias G1, G2 e G3 são valores médios para três grupos de sítios separados de acordo com os valores de susceptibilidade.

Figura 7.1: (a) grau de anisotropia (P) versus susceptibilidade média ($K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$ SI) para os três grupos de amostras medidas; (b) Lineação ($L = K_1 / K_2$) versus foliação ($F = K_2 / K_3$). A linha diagonal na figura b mostra o limite (Prolato/Oblato) entre a lineação magnética e a foliação magnética.

A Figura 7.2 mostra esquematicamente estereogramas com os eixos de suscetibilidade magnética máxima (k_1), intermediária (k_2) e mínima (k_3) obtidas para amostras dos sítios coletados ao longo do corpo máfico Guadalupe e para amostras dos sítios 11 (SD61) a 13 (SD63) e 17 (SD67) a 19 (SD69) (tonalitos), coletadas nos arredores do corpo Guadalupe. Pode-se observar que as tramas magnéticas bem definidas foram obtidas apenas para os sítios do corpo intrusivo (ex. sítios 14 (SD64), 15 (SD65) e 16 (SD66)). Os resultados de AMS destes três sítios caracterizam uma foliação magnética bem desenvolvida, quase horizontal, onde o eixo k_3 bem agrupado e quase vertical define o eixo desta trama magnética planar.

Para os tonalitos, as tramas magnéticas tendem a ser pior definidas (Figura 7.2). Estas tramas magnéticas aleatórias podem ser resultado de movimentos de turbulência que ocorreu durante a injeção de magma ao longo de fraturas dos granitos do Domínio Juruena; ou como consequência de tensões simultâneas durante a intrusão (contração, como resultado do resfriamento); ou ainda devido a reorientações dos grãos como resultado de circulação ou de ejeção de líquidos (Lanza & Meloni, 2006). A análise petrográfica favorece esta terceira hipótese, já que sugere fortes alterações hidrotermais devido a percolação de fluidos nestas rochas.

Figura 7.2: Estereogramas mostrando os eixos de suscetibilidade magnética máxima (k_1), intermediária (k_2) e mínima (k_3) para amostras dos sítios amostrados ao longo do corpo máfico da intrusiva Guadalupe e para amostras dos sítios 11 (SD61) a 19 (SD69), coletadas nos arredores do corpo. Os pontos no mapa representam os sítios amostrados.

Por outro lado, os eixos K_1 , K_2 e K_3 estão bem agrupados para a maioria dos diques coletados longe do corpo máfico Guadalupe (sítios 1 (SD2) ao 10 (SD110)). Exemplos representativos dessas tramas magnéticas são mostrados na Figura 7.3. Para 33.3% dos diques amostrados não foi possível identificar a sua direção (*strike*) no campo. Para os demais diques, dois tipos de tramas magnéticas foram encontrados de acordo com a orientação dos eixos de ASM e a direção do plano do dique (Rochette et al., 1992). A trama normal foi encontrada em 55.5% dos diques investigados, a qual se caracteriza pelos eixos k_1 e k_2 no plano do dique, e o eixo k_3 perpendicular a este plano (Figuras 7.3a, b). A trama inversa foi observada em 11.1% dos diques investigados, a qual se caracteriza pelos eixos k_2 e k_3 no plano do dique, e o eixo k_1 perpendicular a este plano (Figura 7.3c).

Figura 7.3: Estereogramas mostrando exemplos típicos da trama magnética encontrada para os diques máficos associados ao evento Guadalupe. (a), (b) trama normal; (c) trama inversa. Símbolos: As linhas pontilhadas representam a direção (*strike*) do plano do dique; k_1 (quadrados), k_2 (triângulos) e k_3 (círculos) são os eixos de suscetibilidade magnética máxima, intermediária e mínima, respectivamente.

Assim, considerando apenas os diques com direções (*strike*) conhecidas, a trama magnética normal é dominante. Essa trama magnética é geralmente interpretada como um indicativo de fluxo de magma, com o eixo k_1 definindo sua direção (Knight & Walker, 1988). A Figura 7.4 mostra o azimuth médio e a inclinação média do eixo k_1 de cada dique analisado. Para a maioria dos diques (89%) a inclinação é menor que 10° e para apenas um dique a inclinação é de $\sim 30^\circ$. Estes resultados indicam que os diques foram alimentados por fluxos de magmas horizontais ou sub-horizontais ($I_1 < 30^\circ$), provenientes de uma fonte magmática

distal (Knight & Walker, 1988; Raposo & Ernesto, 1995; Raposo & D'Agrella-Filho, 2000; Berquó & Raposo, 2008).

Figura 7.4: Representação do azimute médio e da inclinação média do eixo k_1 para cada dique máfico analisado.

7.2. Resultados Paleomagnéticos

7.2.1. Componentes de Magnetização

As rochas máficas Guadalupe apresentam intensidades de magnetização remanente natural (MRN) variando de 2.0 A/m a 200 A/m, valores estes que são típicos de rochas máficas com alta contribuição de minerais ferromagnéticos. Os tratamentos térmicos e por campos magnéticos alternados revelaram dois grupos de direções características, após a eliminação de componentes secundárias de baixas coercividades ou temperaturas de bloqueio. Um grupo de direções noroeste/nordeste com inclinações positivas ou sul/sudeste com inclinações negativas, denominado de

componente-A, foi identificado em amostras de dez (10) sítios. As figuras 7.5a, 7.5b e 7.5c mostram exemplos representativos desta componente.

O outro grupo com direções sudoeste com inclinações positivas foi encontrado para amostras de três (3) sítios, o qual foi denominado de componente-B. As figuras 7.5d e 7.5e apresentam exemplos de desmagnetizações por campos alternados durante as quais essa componente foi isolada. Note que esta componente é muito parecida com a obtida para o enxame de diques máficos Nova Guarita (componente NG) descrita no capítulo 6.

Inicialmente, somente seis sítios apresentaram a componente A, a qual foi bem caracterizada nos corpos máficos Guadalupe e em alguns diques amostrados nas regiões vizinhas a estes corpos. Outros quatro sítios (na forma de diques máficos) que apresentaram esta componente foram acrescentados do trabalho paleomagnético de Perillo (2009) realizado nas amostras da coleção Suíte Flor da Serra e que, provavelmente, pertencem ao evento da Intrusiva Máfica Guadalupe. Amostras pertencentes a dois destes quatro sítios registraram uma inversão de polaridade, como mostrado na Figura 7.5c e Tabela 7.2.

Infelizmente, direções magnéticas inconsistentes foram determinadas para amostras dos seis (6) sítios (tonalitos) coletados nas proximidades do corpo Guadalupe (ex., Sítios 11, 12, 13, 17, 18, 19). Estes sítios apresentaram instabilidade magnética ou incoerência direcional entre os espécimes do mesmo sítio. Consequentemente, não foi possível determinar a magnetização característica da rocha encaixante e estas amostras foram então descartadas no cálculo de direções médias (Tabela 7.2).

Figura 7.5a: Desmagnetização por campos magnéticos alternados de um espécime em que a componente-A com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais, e o gráfico da intensidade da magnetização normalizada em função do campo alternado aplicado ($M/M_o \times H$).

Figura 7.5b: Desmagnetização por campos magnéticos alternados de um espécime em que a componente-A com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais e o gráfico da intensidade da magnetização normalizada em função do campo alternado aplicado ($M/M_o \times H$).

Figura 7.5c: Desmagnetização por campos magnéticos alternados de um espécime em que a componente-A com inclinação negativa foi isolada. A figura mostra a projeção estereográfica, as projeções ortogonais e o gráfico da intensidade da magnetização normalizada em função do campo alternado aplicado ($M/M_o \times H$).

Figuras 7.5d, e: Exemplos de desmagnetizações em que a componente-B com inclinação positiva foi isolada. A figura mostra projeções ortogonais (com ampliação para campos magnéticos alternados mais altos), estereográficas e o gráfico da intensidade da magnetização normalizada em função do campo alternado aplicado ($M/M_o \times H$).

7.2.2. Direções médias de Magnetização e Pólo Paleomagnético

Para a determinação de direções de magnetização médias utilizou-se a estatística de Fisher (1953) baseada na hipótese de que estas obedecem à distribuição da função de densidade de probabilidade de Fisher. A partir desta suposição, foram calculadas as direções médias e os respectivos pólos geomagnéticos virtuais (PGV) correspondentes aos sítios analisados, os quais estão apresentados na Tabela 7.2.

As direções médias por sítio correspondentes à componente-A (Guadalupe) estão representadas na Figura 7.6. Estas direções se distribuem em torno da direção média $D_m=356.6^\circ$, $I_m=59.4^\circ$, ($N=10$, $\alpha_{95}=10.2^\circ$, $K=23.2$) e o respectivo pólo paleomagnético (pólo GUA) está localizado em $306.2^\circ E$, $38.9^\circ N$ ($N=10$, $\alpha_{95}=13.7^\circ$, $K=13.4^\circ$).

Figura 7.6: Direções médias por sítio obtidas para a Componente A (a) direções ‘normais’ e ‘reversas’; (b) direções médias após a inversão das direções com polaridade ‘normal’. Símbolos cheios (vazios) representam inclinações positivas (negativas). O símbolo + e o círculo representam a direção média e seu respectivo círculo de confiança ($\alpha_{95}=10.2^\circ$).

Tabela 7.2: Direções médias por sítio e pólos geomagnéticos virtuais (PGV) referentes às Intrusivas Máficas Guadalupe.

Sítios	Amostras	Direção Média por Sítio					PGV	
		N/n	Dec (°)	Inc (°)	α_{95} (°)	K	Plong(°E)	Plat(°N)
1	SD2	9/7	2.8	39.0	8.9	47.2	308.7	57.9
2	SD7	21/17	14.3	53.3	6.5	31.4	320.1	43.8
3	SD40	13/5	352.4	55.9	17.9	19.2	296.7	42.9
4	SD79	16/12	354.0	57.9	8.8	25.0	298.9	40.6
5	SD80	20/13	31.2	56.4	9.2	21.4	334.8	34.1
6	SD81	14/12	27.7	57.3	10.2	19.2	331.4	35.0
7	SD93	18/8	120.2	-67.5	10.8	27.2	90.7	-10.0
8	SD104	24/15	321.1	63.1	7.8	25.1	275.4	24.5
9	SD105	16/9	11.3	60.5	4.5	131.6	315.4	36.8
10	SD110	20/13	161.6	-54.1	7.5	31.6	104.5	-42.1
	Média	10	356.6	59.4	10.2	23.2		
	Pólo GUA				13.7	13.4	306.2	38.9
11	SD61	14/0	-	-	-	-	-	-
12	SD62	8/0	-	-	-	-	-	-
13	SD63	9/0	-	-	-	-	-	-
14	SD64	7/5	192.2	63.2	14.9	27.5	289.2	-53.6
15	SD65	7/6	208.5	40.3	9.8	48.1	243.0	-59.8
16	SD66	7/6	196.7	40.8	5.0	179.1	256.1	-69.1
17	SD67	11/0	-	-	-	-	-	-
18	SD68	8/0	-	-	-	-	-	-
19	SD69	8/0	-	-	-	-	-	-

Dec (declinação magnética), Inc (inclinação magnética), N (número de espécimes analisados), n (número de espécimes utilizados no cálculo da média), α_{95} (limite de 95% de confiança), K (parâmetro de precisão), Plong (longitude do Pólo) e Plat (latitude do Pólo) e GUA (pólo paleomagnético para o componente Guadalupe). **Em azul:** sítios com a componente-B que foram descartados do cálculo do pólo GUA; **Em vermelho:** sítios com direções inconsistentes que foram descartados da estatística paleomagnética.

7.2.3. Portadores magnéticos

Para as amostras pertencentes a Intrusiva Guadalupe em que a componente A foi isolada, o tratamento por campos alternados (CA) mostra curvas de intensidade típicas de magnetita ou titanomagnetita, onde uma diminuição significativa da intensidade da magnetização (> 95%) é observada em campos até 20 mT e, depois, um decrescimento mais suave até valores próximos de zero, para campos até 100 mT (amostras SD79-H1, SD80-E1 e SD81-C1 na Figura 7.7a).

Figura 7.7: Curvas de intensidade de magnetização normalizada em função do campo alternado (a) e em função da temperatura (b), para amostras da intrusiva máfica Guadalupe.

Por outro lado, para a maioria das amostras em que foi isolada a componente B, o tratamento CA não foi eficiente para eliminar completamente a magnetização remanente natural (MRN) das rochas sugerindo uma pequena proporção de minerais magnéticos com coercividade maiores, provavelmente, hematita (SD66-D1 na Figura 7.7a).

O tratamento térmico mostra a presença de minerais formando amplo espectro de temperaturas de bloqueio onde praticamente toda a magnetização remanente é eliminada em temperaturas de 500°C até 540°C, como mostra a Figura 7.7b.

7.2.3.1. Curvas Termomagnéticas

As curvas termomagnéticas de alta temperatura (susceptibilidade *versus* temperatura) mostram comportamento reversível para quase todas as amostras que adquiriram a componente A, evidenciada por trajetórias semelhantes de susceptibilidade magnética durante o aquecimento e arrefecimento (Figuras 7.8a, 7.8b). Esse comportamento decorre da pouca ou nenhuma alteração química que ocorre durante o aquecimento. As curvas apresentam um pico de Hopkinson pronunciado e temperaturas de Curie em torno de 580°C (Figuras 7.8a, 7.8b), típicos de grãos SD/PSD de titanomagnetita pobre em titânio (Ti), termicamente estáveis (Dunlop & Ozdemir, 1997). Da mesma forma, as curvas termomagnéticas de baixa temperatura evidenciam a transição de Verwey em torno de -150°C confirmando a titanomagnetita pobre em Ti como a principal portadora magnética (Figuras 7.8a, 7.8b).

As curvas termomagnéticas de alta temperatura para as amostras que forneceram a componente B, por outro lado, mostram um comportamento irreversível indicando a ocorrência de transformações mineralógicas durante o ciclo de aquecimento/resfriamento (Figura 7.8c). Esta Figura mostra inflexões na curva de suscetibilidade em torno de 350°C e 580°C durante o aquecimento, sugerindo a presença de maghemita e magnetita nesta rocha. A susceptibilidade mais baixa

evidenciada após o resfriamento indica que hematita foi gerada a partir da transformação do mineral meta-estável maghemita. Da mesma forma, as curvas termomagnéticas obtidas para as amostras da rocha encaixante, com direções paleomagnéticas incoerentes, revelaram um comportamento irreversível caracterizado por inflexões em torno de 320°C e 580°C e um aumento na suscetibilidade durante o resfriamento, sugerindo a presença de pirrotita e magnetita (em pequenas proporções) nesta rocha (Figura 7.8d). Durante o aquecimento, muito provavelmente, pirrotita se transforma em magnetita, o que produz o aumento de suscetibilidade observada. Também, pequenas porcentagens de hematita podem estar presentes nesta rocha, como indicado pelas medidas de suscetibilidade em temperaturas acima de 580°C (Figura 7.8d).

7.2.3.2. Curvas de Histerese

As curvas de histerese obtidas para estas amostras apresentam comportamentos do tipo cintura fina (Figura 7.9) indicando minerais de baixas coercividades ($H_c < 15$ mT) e campos de saturação em torno de 300 mT, típicos de titanomagnetita. Os parâmetros magnetização de saturação (J_s), magnetização remanente de saturação (J_{rs}), coercividade (H_c) e coercividade de remanência (H_{cr}) são apresentados na Tabela 7.3 para todas as amostras. Estas amostras caem no campo pseudo-domínio simples (PSD), quando representadas no gráfico de Day (J_{rs}/J_s versus H_{cr}/H_c ; Day et al., 1977), o que é consistente com a boa estabilidade magnética encontrada após as desmagnetizações CA e térmica.

Figura 7.8: Curvas termomagnéticas mostrando as variações na susceptibilidade magnética (SI) em função da baixa e da alta temperatura para amostras de rochas máficas Guadalupe. As setas para a direita e para a esquerda indicam aquecimento e resfriamento, respectivamente.

Figura 7.9: Curvas de histerese obtidas para as amostras analisadas.

Tabela 7.3: Valores dos parâmetros obtidos das curvas de histerese, bem como, as razões M_{rs}/M_s e H_{cr}/H_c .

Amostras	Hcr	Hc	Mrs	Ms	Hcr/Hc	Mrs/Mr	Domínio	Componente
SD2-C	27.07	7.06	20.4	272.4	3.83	0.07	PSD	A
SD7-F3	32.88	15.36	97.9	504.8	2.14	0.19	PSD	A
SD40-C1	21.69	8.24	108.4	1117.9	2.63	0.09	PSD	A
SD64-B	19.97	6.96	72.1	940.6	2.87	0.08	PSD	B
SD65-G	18.03	6.333	69.6	902.9	2.85	0.08	PSD	B
SD66-E	18.35	6.788	76.6	913.1	2.71	0.08	PSD	B
SD79-E	30.48	16.63	160.3	730.2	1.83	0.22		A
SD80-E	23.71	12.04	85.5	474.2	1.97	0.18	PSD	A
SD81-I	17.9	7.871	69.7	566.0	2.27	0.12	PSD	A
SD104-J	22.01	8.838	58.8	634.6	2.49	0.09	PSD	A
SD105-A	24.3	11.15	52.4	302.2	2.18	0.17	PSD	A
SD110-D	24.2	11.32	47.1	381.2	2.14	0.12	PSD	A

M_{rs} =magnetização remanente de saturação, M_s =magnetização de saturação, H_{cr} =coercividade remanencia, H_c = coercividade volumétrica e PSD=pseudo simples domínio. Em vermelho, amostras da componente B.

Figura 7.10: Diagrama de Day (1977) indicando as estruturas de domínios magnéticos das amostras analisadas. Os limites dos campos PSD e MD são os definidos por Dunlop (2002). Azul - amostras da componente A; vermelho - amostras da componente B.

7.2.3.3. Curvas de Magnetização Remanente Isotérmica (MRI)

As curvas de aquisição da Magnetização Remanente Isotérmica (MRI) obtidas para os diques máficos associados ao evento Guadalupe (componente A) mostram-se quase idênticas e homogêneas (Figura 7.11a). A magnetização remanente atinge a saturação em campos inferiores a 300 mT indicando a distribuição de grãos de baixas coercividades magnéticas, típicas dos minerais magnetita ou titanomagnetita corroborando as evidências da presença destes minerais, como relatado nos experimentos mineralógicos anteriores, através dos tratamentos térmico e por campos alternados, das curvas de histerese e das curvas termomagnéticas obtidas para estas amostras.

Figura 7.11: Exemplos de curvas de aquisição de MRI obtidas para: (a) os diques máficos associados ao evento Guadalupe que apresentaram a componente A; (b) as rochas máficas Guadalupe que apresentaram a componente A (SD2-D1) e B (SD65-E1; SD66-B2) e para as amostras com direções magnéticas inconsistentes (rochas da encaixante) (SD61-A1; SD68-C2).

A Figura 7.11b mostra exemplos de curvas de MRI obtidas para as amostras do gabro Guadalupe que apresentaram as componentes A e B e para rochas da encaixante, as quais não apresentaram resultados paleomagnéticos consistentes. Para amostras pertencentes à rocha encaixante (ex., 11 (SD61) e 18 (SD68)), as curvas de aquisição da MRI mostram a presença de dois minerais magnéticos: um com coercividades baixas (<200 mT) e outro, com altas coercividades, alguns com campos de saturação acima de 2T (amostra SD61-A1), sugerindo a presença de magnetita e pirrotita e/ou hematita nestas rochas (Figura 7.11b).

Através da análise CLG (*Cumulative Log-Gaussian*) de Kruiver et al. (2001), dois componentes magnéticos foram ajustados para as curvas de MRI (Figura 7.12, Tabela 7.4). De acordo com os parâmetros encontrados a primeira componente está associada à magnetita ($DP = 0.3-0.4$), e a segunda componente, provavelmente, está relacionada com a pirrotita e ou hematita ($B_{1/2} > 400$ mT).

Para os sítios instáveis (ex., 11 (SD61) e 18 (SD68)), a contribuição da segunda componente magnética é muito significativa ($> 13\%$ da magnetização total) (Figura 7.12a), porém, em sítios estáveis (componentes A e B), esta contribuição é pequena (Figuras 7.12b, 7.12c). As direções magnéticas inconsistentes obtidas para as amostras da encaixante podem estar relacionadas ao maior grau de alteração destas amostras, com a formação de minerais secundários (pirrotita ou hematita), como mostra a análise CLG (Figura 7.12, Tabela 7.4).

Figura 7.12: Exemplos da análise CLG (*Cumulative Log-Gaussian*) de Kruiver et al. (2001) para algumas amostras: (a) direções magnéticas inconsistentes; (b) componente B e (c) componente A. Linha em negrito é a curva total (soma das duas componentes magnéticas).

Tabela 7.4: Parâmetros estatísticos da análise CLG (*Cumulative Log-Gaussian*) de Kruiver *et al.*, (2001).

Amostras	Componente 1				Componente 2				Componente Magnética
	MIRS (kA/m)	B _{1/2} (mT)	PD	Contr. (%)	MIRS (kA/m)	B _{1/2} (mT)	PD	Contr. (%)	
SD2-D	45	24.5	0.40	99.0	0.5	3162.3	0.40	1.0	A
SD7-A	90	52.5	0.20	99.0	1.0	3981.1	0.40	1.0	A
SD40-E	75	31.6	0.27	97.4	2.0	3162.3	0.38	2.6	A
SD79-C	92	44.7	0.25	95.8	4.0	3981.1	0.30	4.2	A
SD80-A	60	30.2	0.30	92.3	5.0	3981.1	0.20	7.7	A
SD81-I	58	31.6	0.25	93.5	4.0	3162.3	0.15	6.5	A
SD93-A	65	26.9	0.25	95.6	3.0	3162.3	0.35	4.4	A
SD104-	70000	33.9	0.25	100.0	-	-	-	-	A
SD105-	55000	31.6	0.25	100.0	-	-	-	-	A
SD110-	63000	33.9	0.25	100.0	-	-	-	-	A
SD64-A	53	25.1	0.40	97.6	1.3	3162.3	0.40	2.4	B
SD65-E	680	22.4	0.39	98.6	10.0	794.3	0.10	1.4	B
SD66-B	70	24.5	0.41	97.5	1.8	501.2	0.25	2.5	B
SD61-A	0.008	63.1	0.40	66.1	0.004	1122.0	0.30	33.9	*
SD67-E	0.135	31.6	0.40	69.0	0.060	251.2	0.40	31.0	*
SD68-C	0.115	35.5	0.35	87.1	0.017	398.1	0.35	12.9	*
SD69-C	0.820	34.7	0.40	98.0	0.010	631.0	0.40	2.0	*

MIRS= magnetização remanente isotérmica de saturação; B_{1/2}= campo magnético no qual metade da MIRS é alcançada; PD= parâmetro de dispersão; Contr.= contribuição da componente magnética.

7.3. Idades das componentes A e B

Nenhuma idade havia sido obtida, até o momento, para o Gabro Guadalupe e sua idade era inferida através de evidências geológicas que sugerem a sua contemporaneidade com a Suíte Intrusiva Paranaíta, datada em 1810-1790 Ma (U-Pb) (vide capítulo 2). Assim, biotitas da amostra SD2C1 (componente A) foram separadas e enviadas para análise ⁴⁰Ar-³⁹Ar na Universidade de Michigan (Estados Unidos da América), sob a supervisão de Mike Hamilton. O método forneceu idades platôs muito bem definidas e concordantes, 1435 ± 3 Ma e 1429 ± 3 Ma, para as duas análises efetuadas (Figura 7.13). Esta idade poderia ser atribuída à componente A (vide acima) isolada para as amostras deste sítio. Entretanto, esta componente foi encontrada somente para as amostras deste sítio. Amostras dos outros três sítios do Gabro Guadalupe (sítios 14 (SD64) a 16 (SD66)) forneceram direções sudoeste com

inclinações positivas (componente B), a qual é semelhante à obtida para o enxame de diques Nova Guarita e para as quais determinações ^{40}Ar - ^{39}Ar para quatro dos diques analisados forneceram uma idade média de 1418.5 ± 3.5 Ma (vide capítulo 6). Esta idade média não é muito diferente da idade obtida para a biotita da amostra SD2C1 (Sítio 1). Assim, se a componente obtida para os diques Nova Guarita tem a idade de 1419 Ma, o que é muito provável, a idade obtida para a amostra SD2C1 deve corresponder à idade da componente B, isolada para os sítios 14 (SD64) a 16 (SD66).

Figura 7.13: Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas para biotitas separadas da amostra SD2 indicando idades platôs de 1435 ± 3 Ma e 1429 ± 3 Ma. Setas indicam o intervalo de frações de ^{39}Ar (f_{39}) utilizados no cálculo da idade platô. (a) primeira análise (b) réplica.

Observações petrográficas mostram que o Gabro Guadalupe foi afetado por alterações hidrotermais, as quais podem ter produzido a biotita da amostra SD2 datada em 1430-1435 Ma. Uma possível interpretação seria a de que o enxame de diques Nova Guarita afetou o Gabro Guadalupe, tendo remagnetizado as amostras dos sítios SD64 a SD66 e deixado a magnetização da amostra SD2 preservada. A análise petrográfica mostra que os minerais presentes no gabro do sítio 1 (SD2)

estão mais preservados de alterações hidrotermais, quando comparado aos dos outros sítios 14 (SD64)-16 (SD66).

Em uma tentativa de datar a componente A obtida para o sítio SD2 e para os nove diques associados ao evento Guadalupe que apresentam a mesma componente, coletamos amostras de três locais (Tabela 7.5) para datação U-Pb, dois deles correspondentes aos sítios 1 (GUA-2) e 14 (GUA-3), os quais apresentaram as componentes A e B, respectivamente. Estas análises foram realizadas no *Centre for Exploration Targeting, School of Earth & Environment*, na Universidade Western Australia (Austrália) sob a supervisão de João Orestes Schneider Santos.

Tabela 7.5: Amostragem para datação U-Pb dos gabros Guadalupe.

Amostras	Localização	
	Longitude	Latitude
GUA-1	09° 54' 26,1" S	56° 06' 49,7" W
GUA-2 – SD2	09° 53' 49,9" S	56° 08' 27,1" W
GUA-3 – SD64	09° 53' 48,2" S	56° 08' 26,1" W

7.3.1. Resultados das datações U-Pb

7.3.1.1. Amostra GUA-1

Oito grãos de zircão foram obtidos na separação, sendo 4 deles de bom tamanho (mais de 100 micrômetros e outros 4 menores que 50 micrômetros). Alguns grãos de titanita também foram recuperados (Figura 7.14). Infelizmente, a titanita é muito pobre em U (teores estimados abaixo de 10ppm) e não pôde ser datada.

Figura 7.14: Grãos de zircão (cinza claro) e de titanitas (cinza escuro) separados da amostra GUA-1.

Foram feitas cinco análises nos zircões maiores, sendo que três resultados são arqueanos, todos por volta de 2732 Ma. Há uma idade de 2267 Ma que é bastante discordante (47% de discordância), mas que se alinha na mesma regressão dos dados arqueanos, como se pode ver na Figura 7.15.

Figura 7.15: Diagrama Concórdia obtido para o gabro GUA-1. Razões U-Pb da análise de 4 zircões indicam uma idade SHRIMP Arqueana de 2732 ± 36 Ma.

Portanto, 80% dos zircões possuem idades equivalentes indicando uma importante fonte Arqueana (rochas presentes no caminho do magma e que foram parcialmente assimiladas) que aparentemente é desconhecida nas imediações da região de coleta da amostra, podendo, talvez, indicar a existência de um bloco Arqueano em profundidade.

Apenas um grão mostrou ser Mesoproterozóico, com a idade de 1531 ± 16 Ma. Essa é uma idade típica do orógeno Cachoeirinha, mas não se sabe se o gabro foi gerado nessa época ou se pode ser ainda mais jovem.

7.3.1.2. Amostra GUA-2

O concentrado final dessa amostra revelou apenas dois zircões e alguns grãos de rutilo. O rutilo foi testado e possui muito pouco U, inferior a 10ppm e não pôde ser datado. O zircão k.2z possui idade comparável aos zircões Arqueanos de GUA-1, ou seja, 2731 ± 12 Ma, mais uma vez indicando a existência de rochas Arqueanas na região durante o magmatismo que gerou os gabros GUA-1 e GUA-2. O outro grão (k.3z) é Paleoproterozóico (1883 ± 9 Ma).

Figura 7.16: Grãos de zircão (cinza claro) e rutilo (cinza escuro) separados da amostra GUA-2.

Essa idade se correlaciona temporalmente com o Gabro Ingarana da Província Tapajós-Parima (que inclui o Anortosito Jutaí). Entretanto, é provável que este grão seja herdado e a idade do magmatismo pode ser mais jovem, como indica a idade da amostra GUA-1.

7.3.1.3. Amostra GUA-3

Essa amostra foi preparada três vezes, na tentativa de se obter algum mineral datável. Um único grão de zircão foi separado na terceira tentativa. Este grão é rico em U (2351 ppm), o que é uma característica de zircões magmáticos de rochas máficas. Devido às inclusões e fraturas no spot analítico, a idade obtida é discordante (62%), correspondendo ao valor de 1557 ± 18 Ma. Essa pode ser considerada preliminarmente a idade do magmatismo (orógeno Cachoeirinha).

Deste modo, as análises U-Pb realizadas para as amostras GUA-1 e GUA-3 sugerem as idades de 1531 ± 16 Ma e 1557 ± 18 Ma como sendo as possíveis idades do Gabro Guadalupe, a qual pode corresponder à idade da componente A obtida para amostras do sítio SD2 e nove diques máficos que apresentaram a mesma componente.

7.4. Confiabilidade do pólo paleomagnético Guadalupe - componente A.

O pólo Guadalupe obtido para a componente A (GUA: 306.2°E , 38.9°N , $N=10$, $\alpha_{95}=13.7^\circ$, $K=13.4^\circ$) satisfaz 4 dos 7 critérios de qualidade propostos por Van der Voo (1990):

(2) O pólo GUA foi determinado para um conjunto de 111 amostras (10 sítios) e apresenta parâmetros estatísticos de Fisher adequados ($A_{95} = 13.7^\circ$, $K = 13$);

(3) As componentes de magnetização foram isoladas por mínimos quadrados a partir de diagramas ortogonais pelo método de Kirshvink (1980) após desmagnetização por campos magnéticos alternados e térmico;

(4) Polaridades normais e reversas foram isoladas para os sítios investigados, atestando um longo tempo decorrido durante as intrusões, o suficiente para eliminar a variação secular do campo geomagnético;

(6) O Gabro Guadalupe e os diques máficos intrudem granitos Paleoproterozóicos da parte sul da Província Ventuari-Tapajós (1950-1800 Ma), e não há evidência geológica de eventos tectônicos posteriores na área de estudo;

Os critérios não satisfeitos são:

(1) A idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotita obtida para amostra do sítio SD2 forneceu idades platôs bem definidas de 1435 ± 3 Ma e 1429 ± 3 Ma. Todavia, estas idades, muito provavelmente, correspondem à época de aquisição da componente B isolada para três sítios do Gabro Guadalupe, a qual é muito parecida com a componente obtida para os diques Nova Guarita, cuja idade é muito bem definida em 1418.5 ± 3.5 Ma. As determinações U-Pb realizadas em três amostras do Gabro Guadalupe (GUA-1, GUA-2 e GUA-3), sugerem a idade de 1531 ± 16 Ma como sendo a mais provável do evento Guadalupe e da componente A, obtida para amostras do sítio SD2 e nove diques que apresentaram a mesma componente. (5) Nenhum teste de campo foi realizado para as amostras investigadas. (7) A componente A é bem diferente do campo atual e de direções obtidas para rochas mais recentes do Cráton Amazônico. Entretanto, é semelhante às obtidas para rochas sedimentares do Grupo Araras (Trindade et al., 2003), do Grupo Bambuí e da Formação Salitre (D'Agrella-Filho et al., 2000; Trindade et al., 2004) e para os diques máficos Itabaiana (Trindade et al., 2006) datados em torno de 525 Ma.

Capítulo 8

DISCUSSÕES GERAIS

Desde o trabalho publicado por Wilson (1966), acredita-se que os supercontinentes desempenharam um papel potencial no entendimento dos processos superficiais e dinâmicos ao longo da história da Terra. Apesar da importância para o ciclo continental, pouco é conhecido sobre a configuração de supercontinentes anteriores a 1000 Ma (Condie, 2002). Os supercontinentes são reuniões de todos ou quase todos os blocos continentais da Terra durante certo período de tempo. Meert (2012) propõe que para considerarmos a existência de um supercontinente em determinada época, pelo menos 75% de crosta preservada da Terra deve fazer parte dessa massa continental. Neste sentido, considera-se ter existido supercontinentes por, pelo menos, duas vezes em tempos Proterozóicos (Rogers & Santosh, 2002, 2003). Hoffman (1989) especulou que um supercontinente Paleo-Mesoproterozóico poderia ter existido e usou o termo Nuna para designar a amálgama Paleoproterozóica que ocorreu nos terrenos da América do Norte.

Hoje em dia, acredita-se que o Rodinia (~1000 Ma) (MacNemanin & MacNemanin, 1990; Hoffman, 1991) foi formado pela acreção e colisão de fragmentos advindos da ruptura desse supercontinente mais antigo. Dalziel (1997) também destaca que os blocos cratônicos que formaram o Rodinia podem ter suas origens de uma grande massa continental que existiu entre aproximadamente 1800 Ma e 1500 Ma. Vários nomes têm sido atribuídos a esse supercontinente Paleoproterozóico, tais como, Nena, Nuna, Paleopangea, Columbia, entre outros (Gower et al., 1990, Hoffman, 1997, Piper, 2000, Rogers & Santosh, 2002). Reddy & Evans (2009) sugerem que o nome Nuna (Hoffman, 1997) deveria prevalecer sobre os demais, em decorrência de sua precedência histórica. Entretanto, Meert (2012) apresenta razões convincentes para que o nome deste supercontinente seja Columbia.

Rogers & Santosh (2002) acreditam que o Columbia foi talvez o primeiro supercontinente da história da Terra. Nos últimos anos, várias reconstruções paleogeográficas têm sido propostas para este supercontinente ou para parte dele (Zhao et al., 2002, 2004, 2006; Hou et al., 2008a,b; Kusky & Santosh, 2009; Rogers & Santosh, 2009; Johansson, 2009; Goldberg, 2010; Evans & Mitchell, 2011; Bispo-Santos et al., 2008, 2012, D'Agrella-Filho et al., 2012). Alguns autores acreditam que o supercontinente Columbia teve o ápice da amalgamação em torno de 1900-1850 Ma e perdurou até que grandes eventos extensionais provocassem a sua ruptura, em torno de 1300 Ma atrás (Hou et al., 2008a, b). Entretanto, a formação, a duração e a ruptura dessa grande massa continental continuam sendo um dos grandes desafios da geologia do Pré-Cambriano (Veselovskiy et al., 2006).

Definir a paleogeografia crustal para épocas anteriores à formação do Columbia é ainda mais complicado, visto que, alguns blocos continentais da Terra ainda estavam se formando nesse período, como é o caso da Laurentia, Báltica e a Escudo das Guianas (Cráton Amazônico). Diante desse fato, paleogeografias construídas para essa época são muito mais especulativas.

O paleomagnetismo pode ajudar nesta tarefa, pois representa a única ferramenta que pode estabelecer a paleolatitude e a paleoorientação de blocos continentais. Entretanto, algumas dificuldades são inerentes, pois a maioria dos dados paleomagnéticos para este período (Paleoproterozóico) é de baixa qualidade e/ou possui uma baixa precisão na idade geocronológica. Assim, poucos pólos paleomagnéticos podem ser considerados como de referência e curvas de deriva polar aparente (CDPA) das várias unidades cratônicas existentes nessa época são mais difíceis de serem definidas.

Neste trabalho, foram obtidos pólos paleomagnéticos para quatro unidades geológicas: o Grupo Surumu de idade 1980-1960 Ma (Capítulo 4), as Soleiras Avanavero, com idade de 1780 Ma (Capítulo 5), o enxame de diques Nova Guarita, cujas datações ^{40}Ar - ^{39}Ar forneceram uma idade de 1418.5 ± 3.5 Ma para estas rochas (Capítulo 6), as intrusivas Guadalupe com idade menos precisa, de 1530 Ma (Capítulo 7).

Nos próximos tópicos, serão discutidas as implicações do pólo paleomagnético obtido para o Grupo Surumu na construção da curva de deriva polar traçada para o Escudo das Guianas (Théveniaut et al., 2006) e possíveis comparações com CDPAs contruídas para outros blocos continentais (Oeste-África, Laurentia e Báltica). A seguir, o pólo paleomagnético obtido para as Soleiras Avanavero (~1780 Ma) será usado para testar o modelo de reconstrução do supercontinente Columbia proposto por Johansson (2009), o qual teve como base, evidências geológicas. A última parte da discussão envolverá a longevidade do supercontinente Columbia. Para isto, serão utilizados os pólos mais novos obtidos para as Intrusivas Guadalupe e para o enxame de diques Nova Guarita.

8.1. Paleoproterozóico: 2070-1960 Ma.

Não é possível traçar uma curva de deriva polar aparente única para toda a Laurentia para tempos anteriores a 1850 Ma, pois esta unidade cratônica ainda não estava formada nessa época. Um grande oceano (*Manikewan*) de mais de 5.000 km de extensão separava as províncias Superior, Slave, Rae e Hearne (Halls & Hanes, 1999; Meert, 2002). Além disso, interpretações ambíguas têm sido propostas para a paleolatidade da Laurentia em tempos Paleoproterozóicos e para a geodinâmica da sua formação ao longo do cinturão móvel Trans-Hudson entre 1900 e 1800 Ma (vide Pesonen et al., 2003). Os pólos paleomagnéticos entre 1880 Ma e 1830 Ma determinados para a Província orogênica Trans-Hudson (THO) e para o Cráton Superior indicam paleolatitudes altas para a Laurentia (vide Symons & Harris, 2005 e referências citadas nesse artigo), enquanto que unidades geológicas sin-Hudsonianas (1880-1830 Ma) localizadas no Cráton Slave-Rae-Hearne forneceram pólos paleomagnéticos que indicam paleolatitudes moderadas para a Laurentia (vide Irving et al., 2004 e referências citadas neste artigo). Além disso, muitos destes pólos estão afetados por rotações ao longo de eixos verticais locais, como verificam Irving e colaboradores (2004), ou mesmo podem estar afetados por deriva polar verdadeira (DPV) (Mitchell et al., 2010).

O continente Báltico (Plataforma do Leste Europeu) é dividido em três escudos com histórias geológicas distintas: Fenoscândia, Volgo-Uralia e Sarmatia (Escudo Ucrâniano) (Bogdanova et al., 2001). A época em que estes três blocos cratônicos colidiram para formar o continente Báltico ainda não é bem estabelecida. Entretanto, dados paleomagnéticos Paleoproterozóicos obtidos recentemente mostram que a Sarmatia não estava na posição em que se encontra atualmente em relação a Fenoscândia há 1800 Ma atrás, mas estava rotacionada de 43° no sentido anti-horário em torno do pólo de Euler situado em 48°N; 42.2°E (Elming et al., 2010). Há dúvidas ainda se Volgo-Uralia fazia parte da Sarmatia, todavia, Bogadnova et al. (2008) sugerem que a Sarmácia e Volgo-Uralia colidiram em torno de 2050-2020 Ma atrás. Não há, entretanto, dados paleomagnéticos que testem esta hipótese. Diante do exposto, não é possível construir uma curva de deriva polar para o continente Báltico como um todo, para épocas anteriores a 1800 Ma.

Deste modo, mostraremos a seguir as curvas de deriva polar aparente traçadas para o Escudo das Guianas e para o Cráton Oeste-África e, com isto, fazer uma tentativa de construir a paleogeografia destas unidades no Paleoproterozóico (~2000 Ma).

8.1.1. A CDPA para o Escudo das Guianas (Cráton Amazônico)

Duas curvas de deriva polar aparente foram propostas para o Escudo das Guianas (Cráton Amazônico): a primeira foi proposta por Nomade et al. (2003) para o intervalo de tempo entre 2040 e 1990 Ma e a segunda foi proposta por Théveniaut et al. (2006) para o intervalo entre 2155 e 1970 Ma. A CDPA de Nomade et al. (2003) teve como base dois pólos paleomagnéticos obtidos por eles - GUI1 (2014±27 Ma) e GUI2 (1993±25 Ma) - e a seleção de pólos paleomagnéticos obtidos em estudos anteriores para o Escudo das Guianas (Onstott & Hargraves, 1981; Onstott et al., 1984a; Nomade et al., 2001). Dentre os sete pólos usados na definição desta CDPA (Tabela 8.1), apenas três são considerados pólos de referência pelos autores: os pólos GUI1 e GUI2 (Nomade et al., 2003) e o pólo OYA (Nomade et al., 2001). Os outros

quatro paleopólos foram determinados por Onstott et al. (1984a) e Onstott & Hargraves (1981), os quais são de menor qualidade e confiabilidade, o que tornam os pólos GUI1, GUI2 e OYA, âncoras para esta CDPA.

Théveniaut et al. (2006) apresentaram novos dados paleomagnéticos obtidos para rochas plutônicas e metamórficas relacionadas ao evento que formou a Província Maroni-Itacaiunas (e.g., Tassinari et al., 2000), as quais afloram na Guiana Francesa e propuseram uma nova CDPA para o Escudo das Guianas, para o intervalo de idades entre 2155 Ma e 1970 Ma. Para a construção desta CDPA, Théveniaut e seus colaboradores privilegiaram os paleopólos com idades Ar/Ar obtidas em anfibólio, visto que, estas apresentam temperaturas de fechamento muito similares às temperaturas de bloqueio da magnetita. Deste modo, novas idades geocronológicas foram atribuídas para os paleopólos que definiram a CDPA de Nomade et al. (2003). Os pólos GUY1 e GUY2 foram considerados mais antigos do que 2100 Ma com base em determinações geocronológicas das rochas investigadas e também usando o critério de escolha de anti-pólo. Já para o pólo obtido para os granitóides Oyapok (pólo OYA) os autores atribuem uma idade de 2020 ± 4 Ma com base na datação Ar-Ar em anfibólio desta rocha (Nomade et al., 2001).

Seguindo a linha de raciocínio de Théveniaut et al. (2006), a Figura 8.1a apresenta uma curva de deriva polar aparente para o Escudo das Guianas para o intervalo de tempo entre 2070 Ma e 1960 Ma. Uma série de pólos (Tabela 8.1) cai sobre o norte da América do Sul, os quais foram associados ao evento de deformação Orosiriana (2070-2050 Ma) que afetou a Guiana Francesa (Théveniaut et al., 2006). A Figura 8.1a mostra o pólo médio determinado para este conjunto de pólos, o qual foi designado de GF1 (de acordo com D'Agrella-Filho et al., 2011). Depois disso, a curva segue para leste passando pelos pólos ARMO e OYA (Tabela 8.1), cuja idade Ar-Ar em anfibólio é de 2020 ± 4 Ma. A parte mais jovem da curva é definida pelos pólos determinados para o Complexo Imataca (IM1, IM2 - Onstott e Hargraves, 1981), para os Granitos *La encruzijada* (EN1, EN2 - Onstott et al., 1984 a) e para um conjunto de quatro pólos determinados para rochas do norte da Guiana Francesa (Théveniaut et al., 2006), cuja média é representada por GF2 (de acordo com

D'Agrella-Filho et al., 2011) na Figura 8.1a. O pólo CA1 (Figura 8.1a) representa a média dos pólos IM1, IM2, EN1 e EN2 (Tabela 8.1). Théveniaut et al. (2006) estabelece a idade desta parte da curva com base na idade de 1972 ± 4 Ma obtida através do método ^{40}Ar - ^{39}Ar em anfibólio extraído do granito La Encruzijada (Onstott et al., 1984a). Uma idade similar (ca. de 1970 Ma) é sugerida para o Complexo Imataca, com base em sua história térmica, determinada através de datações em hornblenda, biotita e feldspato (Onstott et al., 1984).

O pólo determinado para as vulcânicas do Grupo Surumu (GS) é também mostrado na Figura 8.1a. O pólo GS pode ter uma idade de 1960 Ma, de acordo com as datações geocronológicas U-Pb (idades entre 1980 e 1960 Ma) obtidas para rochas destas vulcânicas e, assim, pode representar uma extensão da curva de deriva polar aparente traçada para o Escudo das Guianas, para idades mais recentes, como mostrado na Figura 8.1a.

Figura 8.1: Representação da Curva de deriva polar aparente para o intervalo entre 2070-1960 Ma: (a) para o Cráton Amazônico (Escudo das Guianas); (b) para o Cráton Oeste-África, ambos em sua posição geográfica atual.

Tabela 8.1: Pólos paleomagnéticos selecionados ou existentes entre 1900-2070 Ma para os blocos continentais da Cráton Amazônico e Cráton Oeste-África.

Continente/Formação	Sigla	Plat (°N)	Plong (°E)	Dp/Dm A95 (°)	Pólo de Euler	RPlat (°N)	RPlong (°E)	Idade (Ma)	Referências
Cráton Amazônico									
Grupo Surumu	GS	-37.5	51.0	16.9				1960	Este trabalho
<i>Costal Late Granite</i>	PESA	-56.7	25.1	6.2/12.4				~1970	Théveniaut et al. (2006)
<i>Costal Late Granite</i>	ROCO	-58.0	26.4	7.9/15.8				~1970	Théveniaut et al. (2006)
<i>Costal Late Granite</i>	MATI	-58.6	25.5	9.7/19.4				~1970	Théveniaut et al. (2006)
<i>Costal Late Granite</i>	ORGA	-59.7	44.7	10.1/19.5				~1970	Théveniaut et al. (2006)
Média	GF2	-58.5	30.2	5.8				~1970	D'Agrella et al. (2011)
<i>Imataca Complex</i>	IM1	-49.0	18.0	18.0				1960-2050	Onstott & Hargraves (1981)
<i>Imataca Complex</i>	IM2	-29.0	21.0	18.0				1960-2050	Onstott & Hargraves (1981)
<i>Encrucijada Pluton</i>	EN1	-55.0	8.0	6.0				1969-1972	Onstott et al. (1984)
<i>Encrucijada Pluton</i>	EN2	-37.0	36.0	18.0				1969-1972	Onstott et al. (1984)
Média	CA1	-42.9	21.9	16.5				~2000	Este trabalho
<i>Armontabo River Granite</i>	ARMO	-2.7	346.3	14.2				~2030	Théveniaut et al. (2006)
<i>Oyapok granitoids</i>	OYA	-28.0	346.0	13.8				2036±14	Nomade et al. (2001)
<i>Tumuc Humac Mountains Granite</i>	TUMU	18.9	273.7	19.2/22.3				2050-2070	Théveniaut et al. (2006)
<i>Tampok River Granite</i>	TAMP03	-6.9	300.1	15.9/16.1				2050-2070	Théveniaut et al. (2006)
<i>Mataroni River Granite</i>	MATA02	14.9	289.2	40.6/42.7				2050-2070	Théveniaut et al. (2006)
<i>Approuague River Granite</i>	APPR2	4.5	298.9	19.1/19.2				2050-2070	Théveniaut et al. (2006)
<i>Approuague River Granite</i>	APPR5	-5.9	296.9	34.3/35.1				2050-2070	Théveniaut et al. (2006)
<i>Approuague River Granodiorite</i>	APPR6	-18.5	294.3	21.3/23.0				2050-2070	Théveniaut et al. (2006)

<i>Approuague River Granite</i>	APPR8	5.3	293.4	16.8/17.2	2050-2070	Théveniaut et al. (2006)
Média	GF1	1.8	292.5	11.2	2050-2070	D'Agrella et al. (2011)
Cráton Oeste-África					43,3°N; 330,5°E (-71,5°)	
Gabbro Aftout Algeria	SL	29.0	55.0	6.0	1940-1900	Sabaté & Lomax (1975), Piper (1983)
Amphibolite Harper Liberia	AH	-10.0	73.0	7.0	1983±34	Onstott et al. (1984a)
<i>Granite Aftout</i>	GAF	-6.0	90.0	8.0	1950-1982	Lomax (1975)
<i>Granite Ferke Ivory Coast</i>	IC2	-25.0	83.0	16.0	~2000	Nomade et al. (2003)
<i>Granulite Liberia</i>	OD	-18.0	89.0	13.0	2044-2056	Onstott & Dorbor (1987)
<i>Dolerite Abouasi</i>	PL2	-50.0	102.0	11.0	2000-2200	Piper & Lomax (1973)
<i>Amphibolite Abouasi</i>	PL1	-56.0	36.0	14.0	2100-2200	Piper & Lomax (1973)
<i>Granite Ivory Coast</i>	IC1	-82.0	292.0	13.0	2100-2070	Nomade et al. (2003)

8.1.2. CDPA para o Cráton Oeste-África

Os pólos paleomagnéticos utilizados para construir a CDPA para o Cráton Oeste-África entre 2080-1900 Ma são os mesmos compilados por Nomade et al. (2003) (Tabela 8.1; Figura 8.1b). Devido à carência de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb, a maioria das idades dos pólos paleomagnéticos que definem a CDPA para o Cráton Oeste-África, foi estimada através de correlações litoestratigráficas (Nomade et al., 2003). Nomade et al. (2003) sugerem uma idade de 2085 ± 15 Ma para o pólo IC1 determinado para metassedimentos coletados ao longo do Rio Oyapok (Nomade et al., 2001) com base em evento térmico que afetou a área e que foi responsável pelo encurtamento crustal (D1) de direção NW-SE. A CDPA traçada para o Cráton Oeste-África segue em direção norte passando pelos pólos PL1 e PL2 determinados para doleritos (PL2) e anfibolitos (PL1) Obouasi (Piper & Lomax, 1973). A ausência de datações geocronológicas para estas rochas torna as idades destes pólos indefinidas, podendo estar entre 2000 e 2200 Ma (Nomade et al., 2003). Mais para norte, os pólos OD, IC2, GAF e AH (Tabela 8.1) formam um grupo de pólos, para os quais são associadas idades entre 1960 Ma e 2000 Ma (Nomade et al., 2003). O pólo OD foi obtido para granulitos da Libéria (Onstott & Dorbor, 1987), sendo que o mineral hornblenda de uma das rochas estudadas apresentou idade Ar-Ar de 1964 ± 4 Ma e o mineral biotita apresentou idade de 1894 ± 2 Ma. O pólo IC2 foi obtido para granitos coletados na Ivory Coast (Nomade et al., 2003). Estes autores atribuem uma idade de ~ 2000 Ma para este pólo com base em comparação com outros pólos de idades similares. O pólo GAF foi obtido para os granitos Aftout (Lomax, 1975), para o qual Nomade et al. (2003) atribuem uma idade por volta de 1950-1982 Ma, com base em evidências estratigráficas. O pólo AH corresponde a anfibolitos coletados nas proximidades de Harper (Libéria) (Onstott et al., 1984a). Determinações Rb-Sr forneceram uma idade isocrônica de 1983 ± 34 Ma (Hurley et al., 1971) para gnaisses correlacionados ao anfibolito estudado, a qual é similar à idade de 1964 ± 2 Ma, obtida para hornblenda da rocha investigada.

Finalmente, a parte mais ao norte da curva, é definida pelo pólo determinado para os gabbros Aftout, para o qual Piper (1983) atribui uma idade de 1900-1940 Ma.

8.1.3. Comparando CDPAs: Escudo das Guianas-Cráton Oeste África

Vários trabalhos têm sugerido que o Escudo das Guianas (Cráton Amazônico) e o Cráton Oeste-África estavam unidos no final do evento Maroni-Itacauinas (Transamazônico)/Eburniano por volta de 2050-2000 Ma (Onstott & Hargraves, 1981; Ledru et al., 1994; Nomade et al., 2003; Pesonen et al., 2003; Johansson, 2009; Evans & Mitchell, 2011). Onstott & Hargraves (1981) foram os primeiros a sugerir uma paleogeografia do Escudo das Guianas e do Cráton Oeste África em que as zonas de cisalhamento Guri (no Escudo das Guianas) e Sassandra (no Cráton Oeste-África) ficam alinhadas nesta configuração. Na sua reconstrução, pólos paleomagnéticos Paleoproterozóicos de mesma idade, determinados para as duas unidades cratônicas, se ajustam melhor nesta nova configuração, quando comparada com a configuração do Gondwana. Posteriormente, Nomade et al. (2003) determinam novos pólos paleomagnéticos para rochas graníticas e metamórficas da Guiana Francesa (Escudo das Guianas) e da Ivory Coast (Cráton Oeste-África). Estes autores mostram que as curvas de deriva polar aparente construídas para o Escudo das Guianas e para o Cráton Oeste África diferem para idades em torno de 2080-2040 Ma, mas coincidem para idades em torno de 2000-2020 Ma, utilizando uma reconstrução parecida com a sugerida por Onstott et al. (1984). Em 2006, Théveniaut e colaboradores determinaram vários novos pólos paleomagnéticos para rochas plutônicas e metamórficas da Guiana Francesa e modificaram a curva de deriva polar proposta por Nomade et al. (2003). Porém, estes autores não fazem nenhuma comparação com pólos do Cráton Oeste-África.

A Figura 8.2a mostra a configuração do Cráton Amazônico (posição atual) e do Cráton Oeste África, após a rotação deste Cráton de $-71,5^\circ$ em torno do pólo de Euler localizado em: $43,3^\circ\text{N}$; $330,5^\circ\text{E}$. Além de ajustar unidades geológicas similares em

ambos os Crátons (Johansson, 2009), nesta configuração, as zonas de cisalhamentos Guri e Sassandra ficam alinhadas.

Figura 8.2: (a) Configuração paleogeográfica entre o Crátón Amazônico (Escudo das Guianas) e Crátón Oeste-África em torno de 2.000-1970 Ma atrás. O Crátón Amazônico está em sua posição atual e o Crátón Oeste-África foi rotacionado de acordo com o pólo de Euler (43,3°N; 330,5°E, -71,5°). Amazônia (CA – Amazonia Central, MI – Maroni-Itacaiunas; VT – Ventuari-Tapajós; RNJ – Rio Negro-Juruena, GU – lineamento Guri) e Oeste-África (LB – Leo Shield, KD – Kenemmanan Domain. RB – Requibat Shield, SSA- lineamento Sassandra). (b) Comparação das CDPAs definidas para os Crátons Amazônico e do Oeste-África entre 1960 a 2070 Ma atrás. Os pólos que definem a CDPA do Crátón Oeste-África foram rotacionados usando o pólo de Euler citado acima.

A Figura 8.2b mostra a curva de deriva polar aparente do Cráton Oeste-África (Figura 8.1b), após rotação utilizando o mesmo pólo de Euler, comparada com a curva de deriva polar aparente traçada para o Escudo das Guianas (Figura 8.1a). Apesar da baixa qualidade dos pólos paleomagnéticos que definem as duas curvas, observa-se que elas são bem distintas para pólos mais antigos do que 2.000 Ma e coincidem relativamente bem, para idades em torno de 2000-1960 Ma, sugerindo que a configuração apresentada na Figura 8.2a, muito provavelmente, era a que existia há cerca de 2000-1960 Ma atrás.

8.2. Cráton Amazônico, Cráton Oeste-África, Báltica e Laurentia no Supercontinente Columbia há 1780 Ma atrás.

Recentemente, a posição paleogeográfica do Cráton Amazônico há ~1780 Ma atrás foi determinada através do pólo paleomagnético obtido para as rochas vulcânicas da Suíte Colíder (pólo SC), com idade U-Pb de 1780 ± 7 Ma (Bispo-Santos et al., 2008) atenuando, assim, a escassez de dados paleomagnéticos para a Amazônia, neste período, como destacado por Pesonen et al. (2003) em suas reconstruções paleográficas do supercontinente Columbia. Com base neste novo dado paleomagnético, Bispo-Santos et al. (2008) apresentam uma configuração em que a Laurentia, a Báltica, o Cráton Norte da China e o Cráton Amazônico estavam dispostos lateralmente, formando o Supercontinente Columbia (vide Figura 9 de Bispo-Santos et al., 2008). Kusky et al. (2007), já haviam proposto um modelo do Columbia semelhante, com base no ajuste de cinturões orogênicos, ao qual o Norte da China estava conectado a Báltica e ao Cráton Amazônico por volta de 2000-1800 Ma atrás.

Bispo-Santos et al. (2008) apresentam evidências geológicas que são favoráveis à hipótese de que o Cráton Amazônico se dispunha lateralmente ao Cráton Norte da China há 1780 Ma atrás. Um processo de subducção se desenvolvia ao longo da parte oeste do Bloco Leste do Cráton Norte da China e ao longo do sudoeste do Cráton Amazônico. Tal processo culminou com a colisão do Bloco Oeste

do Cráton Norte da China, ao longo do Cinturão Trans-Norte China, há 1850 Ma atrás, estabelecendo a configuração final do Cráton Norte da China, enquanto a Província Ventuari/Tapajós se desenvolvia ao longo do Cráton Amazônico nesta época. Recentemente, D'Agrella-Filho et al. (2012), interpretando dados paleomagnéticos obtidos para a Intrusiva máfica Indiavaí datada em 1415.9 ± 6.9 Ma, apresentam uma configuração bastante similar à apresentada por Bispo-Santos et al. (2008).

Embora o dado paleomagnético obtido para a Suíte Vulcânica Colíder sugira uma união entre o Cráton Norte da China e o Cráton Amazônico durante o Mesoproterozóico, a maioria dos artigos que tratam do supercontinente Columbia, colocam o Cráton Amazônico unido à Báltica, com base em dados geológicos (Geraldes et al., 2001; Zhao et al., 2002, 2004, 2006; Hou et al., 2008a; Johansson, 2009, entre outros). Johansson (2009) propõe a configuração de um supercontinente Paleo-Mesoproterozóico (ao qual ele designou de *Midgardia*), o qual sugere que os blocos continentais Laurentia, Báltica, Cráton Amazônico e Cráton Oeste-África estavam unidos, respectivamente, nesta sequência, formando uma grande massa continental durante 1800-1300 Ma atrás. De acordo com estes autores, a conexão entre a Amazônia e a Báltica é denominada de *SAMBA* (*South America + Baltica*) sugerindo que esta configuração permaneceu intacta durante, pelo menos, 1 bilhão de anos (1800-800 Ma).

Como o pólo paleomagnético obtido neste trabalho para as soleiras Avanavero (pólo AV) também pode representar a posição do Cráton Amazônico durante o Paleoproterozóico, especificamente, em torno de 1780 Ma atrás, decidimos testar a configuração da conexão SAMBA e do Supercontinente Columbia. Para isso, selecionamos pólos paleomagnéticos de referência disponíveis no intervalo de 1880-1750 Ma para a Laurentia (LA), Báltica (B) e Cráton Amazônico (CA), os quais estão apresentados na tabela 8.2. Para a construção do Supercontinente Columbia da Figura 8.3, foram utilizados os seguintes pólos de Euler: (19.1°N; 350.0°E; -88.6°) para a Laurentia, (4°N; 306.6°E; -45.8°) para a Báltica, (56.6°N; 157.5°E; 95.3°) para o Cráton Amazônico e (15.5°N; 188.5°E; 103.0°) para o Cráton Oeste-África.

Figura 8.3: Reconstrução paleogeográfica para a Laurentia, a Báltica, o proto-Cráton Amazônico e o Cráton Oeste-África no Supercontinente Columbia. Pólos de Euler utilizados: Laurentia (19,1°; 350,0°; -88,6°), Báltica (1,4°; 306,6°; -45,8°), Cráton Amazônico (56,6°; 157,5°; 95,3°) e Oeste-África (15,5°; 188,5°; 103,0°). Os pólos paleomagnéticos existentes para estes blocos, entre 1.880 Ma e 1.750 Ma, são também mostrados após rotação utilizando os pólos de Euler atribuídos para cada continente. Em azul - Laurentia (LA); em vermelho - Báltica (B); em amarelo - Cráton Amazônico (CA). Laurentia (S - Slave; C - Churchill; SU - Superior; N - Nain, NQ - New Quebec; T - Torngat; W - Wopmay; P - Penokean; K - Keweenaw; NA - Nagssugtoqiidian; FR - Foxe-Rinklan), Báltica (KO - Kola; KA - Karelia, LK - Lapland-Kola; SD - *Svecofennian Domain*; G - *Gothian Province*), Amazônia (CA - Amazonia Central, MI - Maroni-Itacaiunas; VT - Ventuari-Tapajós; RNJ - Rio Negro-Juruena, GU - lineamento Guri) e Oeste-África (LB - Leo Shield, KD - Kenemmanan Domain, RB - Requibat Shield, SSA- lineamento Sassandra).

Nesta reconstrução, províncias geológicas similares se ajustam de acordo com o modelo de Johansson (2009). Além disso, as zonas de cisalhamento Guri (no Escudo das Guaianas) e Sassandra (Cráton Oeste-África) ficam alinhadas de acordo com o modelo mostrado no tópico 8.1.3. (vide também Onstott et al., 1984b; Nomade et al., 2003; Evans & Mitchell, 2011).

A Figura 8.3 mostra pólos paleomagnéticos selecionados para o Cráton Amazônico, a Báltica e a Laurentia, após rotação usando os pólos de rotação de Euler atribuídos para cada continente (Tabela 8.2). Para a Amazônia, além do pólo Avanavero (CA-1780), Onstott et al. (1984b) publicou resultados paleomagnéticos (componente II) para os diques Rio Aro e Guaniamo da Venezuela, os quais, eles combinaram com resultados paleomagnéticos similares obtidos por Hargraves (1968) e Onstott & Hargraves (1981) para doleritos de outras partes da Venezuela e Guiana. Um pólo médio (42°S, 0°E, $A_{95}=6.0^\circ$) foi calculado, cuja idade de ~1800 Ma é sugerida com base em idade ^{40}Ar - ^{39}Ar em biotita determinado para um dolerito situado na Guiana (Onstott et al., 1984b; Reis et al., 2012, *no prelo*). Este pólo (CA-1800) também é mostrado na Figura 8.3, após rotação de acordo com o mesmo pólo de Euler utilizado para a Amazônia.

A Báltica é o bloco continental que dispõe do maior número de paleopólos para este período, sua posição foi estabelecida a partir da média (utilizando o método *combining*) de quatro pólos paleomagnéticos de referência: o primeiro deles foi obtido para a soleira *Ropruchey* de idade U-Pb de 1770 ± 12 Ma, cuja componente de magnetização é considerada como de origem primária (Fedotova et al., 1999); o segundo foi obtido para a Formação *Shosksha* para cuja sedimentação foi atribuída uma idade entre 1790 e 1770 Ma. Sua remanência estável é portada por hematita de domínio simples (SD), de origem diagenética (Pisarevsky & Sokolov, 2001); o terceiro é o paleopólo obtido para o gabro *Hoting* com idade U-Pb de 1786 ± 10 Ma, o qual foi interpretado como decorrente de uma magnetização termorremanente de origem primária. Apesar de não dispor de nenhum teste de estabilidade magnética, este paleopólo atende a maioria dos critérios de confiabilidade de Buchan et al. (2000) e pode ser considerado como um pólo de referência (Elming et al., 2009); o quarto pólo

paleomagnético com idade U-Pb (zircão) entre 1785-1770 Ma foi determinado nas intrusões máficas *Småland*. A natureza primária de sua magnetização é confirmada por um teste de contato cozido positivo (Pisarevsky & Bylund, 2010). Como pode ser observado na Figura 8.3, o pólo médio determinado para a Báltica (B-1780) coincide, dentro do erro, com o pólo determinado para as soleiras Avanavero (CA-1780).

Para idades mais antigas, optamos em usar somente pólos paleomagnéticos pertencentes a Fenoscândia, já que, muito provavelmente, a Báltica ainda não estava formada nesta época (Elming et al., 2010). Em torno de 1835 Ma, a posição da proto-Báltica é baseada no pólo HL (B-1835) obtido para os Lamprófiros Haurivesi da Finlândia, bem datados pelo método U-Pb (zircão) entre 1837-1840 Ma (Neuvonen et al., 1981). Quatro pólos paleomagnéticos de intrusões gabróicas com diferentes idades que variam entre 1880-1870 Ma foram determinados por Pesonen & Stigzelius (1972), Neuvonen et al. (1981), Elming (1985) e Mertanen & Pesonen (1992). Com estes paleopólos foi determinado um pólo médio (B-1880) que representa a posição da proto-Báltica neste período. Todos esses pólos foram calculados através de magnetizações estáveis, interpretadas como termoremanentes primárias. Entretanto, não existem testes de contato disponíveis para estas intrusões que mostrem que a direção remanente difere das rochas do embasamento Svecofeniano (Mertanen & Pesonen, 1997).

Com os três paleopólos (B-1780, B-1835 e B-1880) discutidos acima, uma pequena CDPA foi traçada para a proto-Báltica entre 1880 Ma e 1780 Ma na configuração do Columbia da Figura 8.3.

Embora, o maior número de dados paleomagnéticos para o intervalo de idades entre 1880 Ma e 1750 Ma é representado pela Laurentia, inexitem pólos de referência com idades de 1790-1770 Ma (Irving et al., 2004). Além disso, paleolatitudes distintas são propostas para diferentes áreas da Laurentia durante o Paleoproterozóico (vide Tópico 8.1).

Analizando um grande número de pólos paleomagnéticos para o oeste da Laurentia (e.g., Crátons Slave-Rae-Hearne), Irving et al. (2004) classificou estes pólos em dois grupos: os paleopólos pós-Hudsonianos com idades entre 1740-1760

Ma, e os paleopólos sin-Hudsonianos com idades em torno de 1835 Ma, embora alguns destes paleopólos possuam idades mais antigas, de até 1963 Ma atrás. Boa parte dos pólos pós-Hudsonianos são interpretados como remagnetizações (*overprintings*) em unidades de rochas sin-sedimentares que foram sujeitas ao metamorfismo de alto grau durante a Orogenia Hudsoniana. Uma diferença peculiar entre esses dois grupos é que os 19 pólos mais jovens são caracterizados por uma única polaridade, enquanto que os 18 pólos mais antigos são caracterizados por possuírem ambas as polaridades. Irving et al. (2004) calculou a média dos pólos mais jovens (1760-1740 Ma), o qual está situado em 20.2°N, 267.7°E (N= 19, K=42, A95=5.7°), Esta média inclui o paleopólo obtido para os diques Cleaver, com idade bem estabelecida em 1740+5/-4 Ma, cuja magnetização remanente característica é interpretada como sendo de origem primária. Esse pólo médio é mostrado na Figura 8.3 como LA-1750, após a rotação para a configuração proposta para o Supercontinente Columbia.

De acordo com Irving et al. (2004), a determinação de um pólo médio sin-Hudsoniano de 1835 Ma é mais complexa devido aos efeitos tectônicos, tais como rotações ao longo do eixos verticais locais, e eliminações incompletas de componentes secundárias que afetaram muitas das rochas investigadas. Esses autores selecionaram seis paleopólos (Tabela 8.2) para calcular um pólo médio que representasse a posição do Oeste da Laurentia em 1835 Ma atrás. Este pólo está localizado em 1.1°S, 288.3°E (A₉₅=12.1°) e engloba duas unidades geológicas não afetadas tectonicamente, segundo Irving et al. (2004): os pólos obtidos para os diques Sparrow de 1827±4 Ma e para o Batólito Wathaman de 1854±11 Ma, os quais estão localizados próximos um do outro. Um número aproximadamente igual de inclinações positivas e negativas associadas aos seis paleopólos ajuda a eliminar a presença de eventuais componentes secundárias que não foram eliminadas totalmente, segundo Irving e colaboradores (2004).

Tabela 8.2: Pólos paleomagnéticos selecionados para Laurentia, Báltica, Cráton Amazônico, Cráton Oeste-África, Austrália, Cráton do Norte da China e Índia para o intervalo entre 1880-1750 Ma atrás.

Continente/Formação	N	Plat (°N)	Plong (°E)	A95 (°)	Pólo de Euler	RPlat (°N)	RPlong (°E)	Idade (Ma)	Referências
Laurentia					19.1°N; 350.0°E (-88.6°)				
<i>Kilohigok sill</i>		-27	268	---				1870±4	Mitchell et al. (2010)
<i>Peacock Hills</i>		-15	270	11				1882±4	Mitchell et al. (2010)
<i>Mara</i>		-07	253	07				1885±5	Mitchell et al. (2010)
<i>Peninsula sill</i>		-22	263	07				1870±4	Mitchell et al. (2010)
<i>Takiyuak</i>		-13	249	08				1885-1870	Mitchell et al. (2010)
<i>Douglas Peninsular</i>		-17	258	16				1885-1870	Mitchell et al. (2010)
<i>Akaitcho River</i>		-04	268	07				1885±5	Mitchell et al. (2010)
<i>Seton (C)</i>		02	267	06				1885±5	Mitchell et al. (2010)
<i>Pearson (A)</i>		-19	283	09				1870±4	Mitchell et al. (2010)
<i>Kahochella (K)</i>		-07	298	09				1882±4	Mitchell et al. (2010)
Média (LA-1880)		-14	265	10		65.2	211.8	1880	
<i>Sparrow dykes</i>		12	291	08				1827±4	McGlynn et al. (1974); Bostock & van Breemen (1992);
<i>Wathaman Batholith</i>		09	293	04				1854±11	Symons (1991)
<i>Dubawnt group</i>		07	277	08				1785±4	Park et al. (1973)
<i>Martin</i>		-09	287	09				1818±4	Mitchell et al. (2010)
Média (LA-1835)		05	287	13		80.5	318.2	1835	Bispo-Santos et al. (2012)
(LA-1750)#	16	20.8	265.5	5.2		72.2	102.7	1760-1740	Irving et al. (2004)
Báltica					1.41°N; 306.6°E (-45.8°)				
<i>Vittangi Gabbro</i>		43.0	228.0	5.0				1886±14	Elming (1985)
<i>Kiuruvesi Gabbro-Diorite</i>		41.0	231.0	4.0				1886±5	Neuvonen et al. (1981)
<i>Pohjanmaa Gabbro-Diorite</i>		38.0	239.0	11.0				1879±5	Pesonen & Stigzelius (1972)
<i>Jalokoski Gabbro</i>		43.0	234.0	7.0				1871±4	Mertanen & Pesonen (1992)
Média (B-1880)		41.3	233.1	4.8		86.9	274.2	1880	Mertanen & Pesonen (1997)
<i>Haurivesi Lamprophyres</i>		48.0	225.0	3.0		83.4	343.8	1837-1840	Neuvonen et al. (1981)
(B-1835)									

<i>Ropruchey Sills</i>	4	40.5	229.8	8.1			1770±12	Fedotova et al. (1999)	
<i>Shosksha Formation</i>	36	42.0	221.0	7.0			1790-1770	Pisarevsky & Sokolov (2001)	
<i>Hoting Gabbro</i>	5	43.0	233.3	12.1			1786±10	Elming et al. (2009)	
<i>Smaland Intrusions</i>	11	45.7	182.7	8.0			1784-1769	Pisarevsky & Bylund (2010)	
Média (B-1780)	56	43.9	215.9	12.2		89.0	144.2	1780	Este trabalho
Cráton Amazônico				56.6°N; 157.5°E (95.3°)					
Diques Rio Aro-Guaniamo (CA-1800)		-42.0	0.0	6.0		71.5	191.5	1820	Onstott et al., (1984b)
Suíte Colíder	10	-63.3	298.8	10.2				1789±7	Bispo-Santos et al. (2008)
Soleiras Avanavero (CA-1780)	10	-45.8	27.5	11.5		85.6	86.8	1782±3	Este trabalho
Cráton Oeste-África				15.5°N; 188.5°E (103.0°)		Este trabalho			
Austrália				17.1°N; 288.4°E (-132.1°)					
Doleritos Hart		29.0	46.0	24.0		84.2	48.2	~1800	McElhinny & Evans (1976)
Norte China				20°N; 319.5°E (-62.2°)					
Diques Taihang		36.0	247.0	3.0		83.7	349.5	1769±2.5	Halls et al. (2000)
A1 dykes		38.7	244.6	3.0				1769±3	Piper et al. (2011)
A2 dykes		51.3	281.0	6.5				~1760	Piper et al. (2011)
India				12.1°N; 275.9°E (94.1°)					
Gwalior Traps		15.4	173.2	11.0		76.0	18.6		Pradhan et al. (2010)

*A média dos pólos paleomagnéticos foi determinada pelo programa *combining* de Mcfadden & McElhinny (1995). # Esta média foi calculada usando 19 pólos pós-Hudsonianos de Irving et al. (2004).

Dentre estes pólos, está também o pólo determinado por Park et al. (1973) para rochas sedimentares (*red beds* da Formação *Kazan*) e vulcânicas (Formação *Christopher Island*) pertencentes ao Grupo *Dubawnt* (Província *Churchill*). Os dados paleomagnéticos apresentados são consistentes e passam nos testes de contato cozido e de reversão, os quais indicam que as magnetizações nestas rochas podem ser consideradas de origem primária. Entretanto, a idade deste pólo não está muito bem definida: datações K-Ar em biotita e flogopita das rochas ígneas forneceram uma idade média de 1716 Ma. Entretanto, idades mais antigas, entre 1830 e 1760 Ma, são atribuídas para as formações que constituem o Grupo *Dubawnt* (Rainbird & Hadlari, 2000).

Na interpretação de Irving e colaboradores (2004), o *loop 'Coronation'*, inicialmente considerado como decorrente de remagnetizações produzidas pela Orogênese Wopmay (McGlynn & Irving, 1978), é agora atribuída a diferentes rotações tectônicas ao longo de eixos verticais locais que afetaram os diversos pólos. Entretanto, Mitchell et al. (2010) argumentam que as posições de muitos pólos sin-Hudsonianos não podem ser completamente explicadas por rotações ao longo do eixos verticais locais. Usando modelos tectônicos regionais, eles corrigem estruturalmente os pólos paleomagnéticos associados às diferentes unidades geológicas. Estas correções fazem com que alguns pólos fiquem mais agrupados, entretanto, não elimina totalmente a variação na localização de direção leste-oeste que estes pólos apresentam, sugerindo que estes pólos foram afetados por deriva polar verdadeira - DPV (vide Figura 7c de Mitchell et al., 2010).

Um grupo de pólos consistentes (corrigidos tectonicamente de acordo com as interpretações de Mitchell et al., 2010), datados entre 1885-1870 Ma, foram utilizados aqui para calcular um pólo médio (13.7°S; 265.4°E; N=10; $\alpha_{95}=9.9^\circ$) para o oeste da Laurentia (Tabela 8.2). Em princípio, este pólo (LA-1880 na figura 8.3, depois da rotação para a configuração do Columbia) não foi afetado pela DPV e pode representar a posição do oeste da Laurentia naquele período.

Irving et al. (2004) usou dois destes pólos mais antigos para calcular seu pólo médio de 1835 Ma para o oeste da Laurentia. Excluindo estes dois pólos um novo

pólo médio de 1835 Ma (4.8°N; 287.0°E; $\alpha_{95}=13.4^\circ$) foi aqui calculado para o oeste da Laurentia usando os seguintes pólos: diques Sparrow de 1827 $\pm$ 4 Ma, Batólito Wathaman de 1854 $\pm$ 11 Ma, Dubawnt Group de 1830-1760 Ma e Martin Formation de 1818 $\pm$ 4 Ma. Este pólo médio é apresentado na tabela 8.2 e na figura 8.3 como LA-1835. Ele está situado próximo ao pólo médio de 1835 MA de Irving et al. (2004), citado anteriormente.

Desta forma, foi possível traçar uma CDPA confiável entre 1880 Ma e 1750 Ma para o oeste da Laurentia, a qual passa próxima ao pólo geográfico no intervalo de tempo entre 1835 Ma e 1750 Ma para a Laurentia na configuração do Columbia da Figura 8.3. Com base em evidências de direções de paleocorrentes durante a sedimentação sin-Hudsoniana (Hildebrand, 1988, Hoffman & Grotzinger, 1993), Irving et al. (2004) concluíram que a Laurentia, situava-se, muito provavelmente, no hemisfério norte como é mostrado na Figura 8.3.

A discussão acima mostra que os pólos paleomagnéticos existentes para estes três blocos continentais reforçam a configuração paleogeográfica apresentada na Figura 8.3. Embora não existam pólos paleomagnéticos desta idade para Cráton Oeste-África, os dados paleomagnéticos Paleoproterozóicos (2000-1960 Ma) para este bloco continental e para o Cráton Amazônico, além das próprias evidências geológicas, apóiam a reconstrução paleogeográfica mostrada na Figura 8.3. Esta grande massa continental, provavelmente, representava o núcleo do Supercontinente Columbia (Salminen & Pesonen, 2007). As posições da Laurentia, da Báltica e do proto-Cráton Amazônico são lateralmente contíguas entre si, ou seja, indicam uma continuidade lateral coerente com a hipótese de que ocorreu um processo de subducção do tipo-Andino (acresção de arcos magmáticos) na margem oeste dessa grande massa continental, onde foram acrescidos cinturões orogênicos Paleo-Mesoproterozóicos coevos: Yavapai-Mazatzal-Labradoriano (1800-1400 Ma) na Laurentia; a Trans-Escandinava-Kongsbergiana (1800-1700 Ma) na Báltica; Ventuari-Tapajós (1950-1800 Ma) e Rio Negro-Juruena (1850-1550 Ma) ambos no Cráton Amazônico (Hoffman, 1988; Bettencourt et al., 1996; Geraldès et al., 2001; Sadowski, 2002; Mertanen & Pesonen, 2005).

. 8.3. Outros blocos continentais no Supercontinente Columbia há 1780 Ma atrás.

A maioria das reconstruções paleogeográficas do Supercontinente Columbia propostas na literatura tem como base os dados geológicos/geocronológicos/geotectônicos obtidos para os vários blocos continentais que o compõe (Rogers & Santosh, 2002; Pesonen et al., 2003; Zhao et al., 2004; Evans & Mitchell, 2011; Piper et al., 2011; Meert, 2012). Infelizmente, a ausência de dados paleomagnéticos para rochas de 1790-1780 Ma para muitos blocos continentais, impede que modelos geológicos sejam testados. A Figura 8.4 mostra uma configuração do Columbia em que a Sibéria, a proto-Austrália (Evans & Mitchell, 2011), o Norte da China e a Índia foram incluídas com base em dados paleomagnéticos (Tabela 8.2). As posições da Sibéria e da proto-Austrália são as mesmas apresentadas por Evans & Mitchell (2011). Embora não haja pólos de 1790-1780 Ma para a Sibéria, os autores justapõem a atual margem sul e leste da Sibéria à atual margem Ártica da Laurentia (Figura 8.4 – pólo de Euler usado para a Sibéria: 31,3°N, 93,9°E, 136°) com base em dados paleomagnéticos de 1470 Ma obtidos para a Sibéria (intrusões Olenëk, Wingate et al., 2009) e para a Laurentia (Província ígnea St. Francois Mountain, Meert & Stuckey, 2002). Esta reconstrução se opõe às de Sears & Price (2002, 2003) e Evans (2009), as quais colocam a Sibéria adjacente à margem oeste da Laurentia e o Cráton do Congo-São Francisco ao longo da margem Ártica da Laurentia, respectivamente.

Figura 8.4: Reconstrução paleogeografica do supercontinente Columbia para 1800-1780 Ma atrás. Os pólos paleomagnéticos mostrados nesta figura foram rotacionados com os mesmos pólos de Euler usados para os respectivos continentes (Tabela 8.2). Laurentia (S – Slave; C – Churchill; SU – Superior; N – Nain, NQ – New Quebec; T – Torngat; W – Wopmay; P – Penokean; K – Keweenaw; NA – Nagssugtoquidian; FR – Foxe-Rinklan), Báltica (KO – Kola; KA – Karelia, LK – Lapland-Kola; SD – *Svecofennian Domain*; G – *Gothian Province*), Amazônia (CA – Amazônia Central, MI – Maroni-Itacaiunas; VT – Ventuari-Tapajós; RNJ – Rio Negro-Juruena, GU – lineamento Guri), Oeste-África (LB – Leo Shield, KD – Kenemman Domain, RB – Requirat Shield, SSA – lineamento Sassandra), Sibéria (ALD – Aldan Shield, ANB – Anabar, AKT – Akitkan, ANG – Angara), Cráton do Norte da China (Trans-North China), Proto-Austrália (YG – Yilgarn, PB – Pilbara CP – Capricorn, NA – Norte da Austrália), Continente Molson (Sul da Austrália e leste da Antártida) e Índia (DH – Dharwan, BC – Bastar).

Recentemente, Li & Evans (2011) sugeriram que durante o final do Proterozóico, ocorreram movimentos transcorrentes (pólo de Euler: 2°S, 135°E, 43°) entre o Cráton Norte da Austrália e os crátons oeste (blocos Pilbara e Yilgarn) e sul (bloco Gawler e parte do continente Antártico, os quais formam o continente Mawson, vide Payne et al., 2009) da Austrália. Assim, uma proto-Austrália existia há 1790-1780 Ma atrás, a qual Evans & Mitchell (2011) sugerem que estaria em uma posição similar à apresentada no modelo SWEAT (“Southwestern United States and East Antarctica”) em que o continente Mawson estaria unido ao Oeste da Laurentia (Moore, 1991). Após rotação do Cráton Oeste da Austrália e do continente Mawson em relação ao Cráton Norte da Austrália, de acordo com Li & Evans (2011), a proto-Austrália foi rotacionada para a costa Oeste da Laurentia (Figura 8.4), utilizando o pólo de Euler localizado em 17,1°N, 288,4° (-132,1°). Esta configuração é a mesma apresentada por Evans & Mitchell (2011).

Um pólo paleomagnético foi determinado para os doleritos Hart situados no Bloco Kimberley (Cráton Norte da Austrália) (McElhinny & Evans, 1976), cuja idade é de cerca de 1760 Ma (Parker et al., 1987). Este pólo foi rotacionado com o mesmo pólo de Euler usado para o Cráton Norte da Austrália (Figura 8.4). Apesar da baixa qualidade deste pólo ($A_{95}=24^\circ$), ele coincide dentro do erro com os pólos de 1780-1790 Ma obtidos para a Laurentia, Báltica e Cráton Amazônico.

Os dados paleomagnéticos de 1780-1790 Ma atualmente existentes para o Cráton do Norte da China (pólo obtido para diques Taihang com idade U-Pb de 1769 ± 3 Ma, Halls et al., 2000, Piper et al., 2011) e para a Índia (unidade *Gwalior Traps*, a qual possui idades K-Ar entre 1775 e 1790 Ma e uma idade Rb-Sr de 1798 ± 120 Ma, Pradhan et al., 2010), indicam que estes blocos continentais estavam situados próximos ao equador nessa época. A conexão entre os blocos continentais da Índia e Austrália durante o Paleoproterozóico foi proposta por Mohanty (2011). Os dados litoestratigráficos, tectonotermais e geocronológicos relacionados à evolução do cráton Dharwar no sul da Índia e do Cráton Yilgarn no oeste da Austrália apresentam muitas similaridades e os dados paleomagnéticos corroboram esta conexão (Mohanty, 2011). Também, a proximidade da Sibéria e o Norte da China

tem sido proposta por Halls et al. (2000) para a época de 1770 Ma e por Wu et al. (2005), os quais sugerem que estes blocos continentais permaneceram unidos durante o intervalo de tempo entre 1800 Ma e 1350 Ma. Evans & Mitchell (2011) também colocam o Cráton Norte da China em posição similar, próximo à Sibéria e do Cráton Norte da Austrália em sua reconstrução do Supercontinente Columbia.

A colocação de outros blocos cratônicos, tais como, Congo-São Francisco, Kalahari e Rio de La Plata, no Supercontinente Columbia, fica dificultada pela ausência de pólos paleomagnéticos com idades entre 1790 Ma e 1770 Ma. Entretanto, muito provavelmente, estes blocos devem ter sido componentes desta grande massa continental (Rogers & Santosh, 2002; Pesonen et al., 2003; Zhao et al., 2004; Evans & Mitchell, 2011), cuja maior parte se formou ao longo do equador. O refinamento da paleogeografia do Supercontinente Columbia depende ainda de novos pólos paleomagnéticos de referência para todos os blocos cratônicos que o compuseram.

8.4. A longevidade do Supercontinente Columbia

Um teste paleomagnético da longevidade do Supercontinente Columbia é limitado a muito poucos períodos onde pólos paleomagnéticos de referência estão disponíveis para dois ou mais blocos continentais que formavam este supercontinente. Recentemente, Salminen & Pesonen (2007), e Lubnina et al. (2010) mostraram que a Laurentia e a Báltica mantiveram suas posições relativas desde 1780 Ma até ~1270 Ma atrás, com base nas comparações dos pólos paleomagnéticos de referência de ambos os continentes, em 1770-1750 Ma, 1460 Ma e em 1270 Ma. Hamilton & Buchan (2010) apresentaram novo pólo de referência para a Laurentia para o diabásio Western Channel com idade de 1590 Ma e também mostram que a Laurentia e a Báltica estavam unidas nessa época. A Figura 8.5 mostra pólos médios (Tabelas 8.2.e 8.3) calculados para estes dois crátons em 1830 Ma, 1780 Ma (neste caso, a CDPA entre 1835 Ma e 1750 Ma para a Laurentia), 1600 Ma, 1460 Ma e 1270 Ma, respectivamente, após rotacioná-los de acordo com a configuração de

Columbia da Figura 8.3. Note que os círculos de confiança dos pólos se sobrepõem em todas as idades comparadas indicando que estes dois continentes, muito provavelmente, estavam juntos desde 1830 Ma até, pelo menos, 1270 Ma atrás.

Até agora, a ausência de pólos paleomagnéticos de referência de idades similares para o Cráton Amazônico não permitiam testar a longevidade do Supercontinente Columbia em relação a este cráton. Agora, temos três pólos Mesoproterozóicos que podem ser utilizados para este teste. O pólo obtido para as Intrusivas Guadalupe (GUA), o pólo obtido para os diques Nova Guarita (NG) e o pólo determinado para a Intrusiva Indiavaí (ID) (D'Agrella-Filho et al., 2012). Estes pólos são comparados com os pólos da Laurentia e Báltica na Figura 8.5.

Figura 8.5: Pólos Paleomagnéticos da Laurentia, da Báltica e do Cráton Amazônico (pólo NG) com idades entre 1880 Ma e 1265 Ma, tais paleopólos foram rotacionados utilizando os pólos de Euler determinados para cada continente na reconstrução do Columbia proposta na figura 8.3: Laurentia (19.1°; 350°; -88.6°), Báltica (1.4°; 306.6°; -45.8°) e Cráton Amazônico (56.6°; 157.5°; 95.3°).

Tabela 8.3: Pólos paleomagnéticos selecionados para a Laurentia, a Báltica e o Cráton Amazônico entre 1590-1260 Ma.

Continente/Formação	Plat (°N)	Plong (°E)	A ₉₅ (°) dp/dm	Pólo de Euler*	RPlat (°E)	RLong (°E)	Idade (Ma)	Referências.
Laurentia				19.1°N; 350.0°E (-88.6°)				
Diabásio Western Channel (LA-1600)	09	245	06		57.6	147.2	1590±4	Hamilton & Buchan (2010)
Formação Spokane	-16	226	05				1460	Vitorello & Van der Voo (1977)
Intrusivas Michikamau	-02	218	3/7				1460±5	Emslie et al. (1976)
Harp Lake Complex	02	206	3/6				1450±5	Irving et al. (1977)
St. Francois Mountains	-13	219	07				1476±16	Meert & Stukey (2002)
Tobacco Root Mountains	09	216	10				1448±49	Harlan et al. (2008)
Média (LA-1460)	-04	217	12		28.4	161.0	1460	
Anartosito Laramie (LA-1429)	-07	215	04		25.8	163.8	1429±9	Harlan et al. (1994);
Gabros Electra Lake (LA-1433)	-21	221	03		27.5	180.7	1433±2	Harlan & Geissman (1998);
Diques MacKenzie (LA-1270)	04	190	05		2.8	148.6	1267±7/-3	Buchan & Halls (1990); LeCheminant & Heaman (1989);
Báltica				1.41°N; 306.6°E (-45.8°)				
Diques Subjotnian (B-1600)	29	177	06		54.3	137.9	1639-1617	Hamilton & Buchan (2010)
Diques Tuna	21	180	07				1461-1462	Salminen & Pesonen (2007)
Rochas vulc. Salmi Form.	06	200	11				1460	Salminen & Pesonen (2007)
Doleritos Lake Ladoga	16	177	04				1457±2	Salminen & Pesonen (2007)
Monzodiorito Valaam – pólo A	14	166	02				1458±4	Salminen & Pesonen (2007)
Rochas máficas Lake Ladoga	15	177	6				1452±12	Lubnina et al. (2010)
Média (B-1460)	15	180	13		47.1	157.1	1460	
Doleritos Märket (B-1265)	-06	146	09		9.1	143.6	1265±6	Salminen & Pesonen (2007)
Cráton Amazônico				56.6°N; 157.5°E (95.3°)				
Intrusiva Guadalupe (CA-1530)	39	306	13		18.0	56.7	1530	Este trabalho
Diques Nova Guarita (CA-1419)	-48	246	07		7.0	136.2	1419±4	Este trabalho
Intrusiva Indaiavá (CA-1417)	-57	250	09		15.8	133.5	1416±7	D'Agrella et al. (2012)

Plat, paleolatITUDE; Plong, paleolongITUDE; A₉₅, dp, dm – Parâmetros estatísticos de Fisher (1953). *Pólos de rotação de Euler usados para rotacionar os pólos e os continentes de acordo com a configuração do Columbia. RPlat/RPlong – latitude / longitude do pólo rotacionado.

Infelizmente, a idade do pólo GUA não é ainda bem definida, tendo sido sugerida uma idade de 1530 Ma, com base em idades U-Pb (vide Capítulo 7). Este pólo não coincide com outros pólos da Laurentia e da Báltica, embora, não existam pólos paleomagnéticos de referência desta idade para estes continentes. Entretanto, a idade do pólo GUA é ainda incerta, podendo corresponder também a uma remagnetização ocorrida durante o evento Brasileiro, já que estas direções são semelhantes às encontradas para as rochas sedimentares do Grupo Araras (componente B de Trindade et al., 2003) e às encontradas para os diques de Itabaiana, os quais forneceram um pólo de referência de 525 Ma (Trindade et al., 2003).

Por outro lado, os círculos de confiança representando os pólos NG (CA-1419), de 1419 Ma e ID (CA-1417), de 1417 Ma (Figura 8.5), interceptam-se indicando que eles podem representar a posição do proto-Cráton Amazônico nesta época. Entretanto, estes pólos estão localizados para oeste ($\sim 30^\circ$) dos pólos entre 1460-1420 Ma que representam a Laurentia e a Báltica (Figura 8.5). Pode-se observar nessa Figura que os pólos NG e ID estão situados próximos dos pólos de 1270 Ma obtidos para a Báltica e Laurentia, o que sugere idades mais jovens para os pólos NG e ID. Todavia, esta é uma possibilidade remota já que, o teste de contato cozido positivo obtido para os diques Nova Guarita indicam que a magnetização remanente isolada para estas amostras representa, muito provavelmente, uma magnetização termoremanente adquirida há 1418.5 ± 3.5 Ma atrás, como demonstram as idades platôs ^{40}Ar - ^{39}Ar bem definidas obtidas em biotitas separadas de amostras pertencentes a quatro diques do Enxame Nova Guarita (vide Capítulo 6). Assim, os pólos NG e ID indicam que a configuração do Columbia apresentada na Figura 8.3 já não existia há 1420 Ma atrás.

Figura 8.6: (a) Reconstrução do Columbia proposta por Bispo-Santos et al (2012) mostrando que o Cráton Amazônico já havia se separado do Supercontinente Columbia há 1420 Ma (Cráton Amazônico foi rotacionado com o pólo de Euler (70.3°N, 167.5°E, 126°)); (b) Nesta reconstrução, os pólos paleomagnéticos para a Laurentia, Báltica e Cráton Amazônico com idades entre 1460-1420 Ma coincidem; (c) Modelo do Supercontinente Columbia proposta por D'Agrella et al. (2012).

A Figura 8.6a mostra uma configuração alternativa para a paleogeografia do Mesoproterozóico, em que o Cráton Amazônico aparece mais afastado da Báltica, indicando que o Cráton Amazônico já havia começado a se separar do Supercontinente Columbia nessa época. Uma configuração similar foi apresentada por D'Agrella-Filho et al. (2012) para esta época, a qual foi reproduzida na Figura 8.6c para comparação. Entretanto, estes autores sugerem que a configuração do Columbia era similar à apresentada por Bispo-Santos et al. (2008), em que o Cráton Norte da China situava-se entre o proto-Cráton Amazônico e a Báltica. Este modelo do Supercontinente Columbia é compatível com a rotação da Sarmatia (Escudo Ucrâniano) de 43° no sentido anti-horário em relação ao bloco Fenoscândia/Volgo-Uralia (vide Figura 8.6c), em torno do pólo de Euler em 48°N, 42.2°E, a qual é sugerida através da comparação de dados paleomagnéticos Paleoproterozóicos obtidos para a Sarmatia e para a Fenoscândia (Elming et al., 2010). Segundo estes autores, a rotação da Sarmatia teria ocorrido somente após 1770 Ma. D'Agrella-Filho et al. (2012) sugerem também que o Supercontinente Columbia teria quebrado logo após a sua formação, há 1780 Ma atrás, quando o Norte da China teria se afastado da Báltica e do Cráton Amazônico ao longo de falhas transcorrentes. Esta ruptura teria originado os enxames de diques de 1780 Ma no Norte da China (Kusky et al., 2007, Piper et al., 2011), o intenso magmatismo intrusivo Avanavero no norte do Cráton Amazônico (aflorante no norte do Brasil, Venezuela e Guiana) (Reis et al., 2012, *no prelo*), além do enxame de diques Småland com idade também de 1770 Ma e que afiora no sul da Fenoscândia (Pisarevsky & Bylund, 2010). D'Agrella-Filho et al. (2012) mostram também que os pólos de 1780 Ma disponíveis para a Báltica, Cráton Amazônico e Norte da China apóiam a reconstrução do Columbia, como apresentada na Figura 8.6c. O pólo que estes autores usam para o Cráton Amazônico é o pólo obtido para a Suíte Intrusiva Colíder (Bispo-Santos et al., 2008). Se esta configuração estiver correta, então o pólo paleomagnético apresentado neste trabalho para o evento Avanavero não corresponde à idade de 1780 Ma. Entretanto, este pólo foi obtido para rochas intrusivas situadas em área mais antiga do Cráton (Província Amazônia Central), quando comparada com a área mais jovem e mais ao

sul do cráton (Província Ventuari-Tapajós), em que afloram as rochas ácidas da Suíte Colíder. Além disso, um teste de contato cozido foi estabelecido para as intrusivas Avanavero (vide Capítulo 5), o que sugere que a magnetização característica obtida para estas rochas, muito provavelmente, corresponde a uma magnetização termoremanente, adquirida durante a formação da rocha. No tópico seguinte, será apresentada uma interpretação alternativa que pode justificar tanto a diferença nas posições dos pólos de 1780 Ma obtidos para os pólos Avanavero e Colíder, quanto a diferença entre os pólos de 1420-1460 Ma obtidos para os pólos Nova Guarita e Indiavaí (Cráton Amazônico) e os pólos de mesma idade obtidos para a Báltica e a Laurentia.

Antecipadamente, nós podemos dizer que o modelo do Supercontinente Columbia apresentado na Figura 8.3 é admitido como o existente há 1780 Ma atrás e que movimentos transcorrentes dextrais, de direção E-W podem ter ocorrido entre a parte norte do Cráton Amazônico (em que afloram as rochas intrusivas Avanavero) e a parte mais ao sul do cráton (em que afloram as vulcânicas ácidas da Suíte Colíder, os diques máficos do enxame Nova Guarita e rochas gabróicas da Intrusiva Indiavaí), os quais produziram a separação dos pólos citados acima.

8.5. Movimentos transcorrentes dextrais E-W no interior do Cráton Amazônico – evidências paleomagnéticas.

Como ressaltado acima, as rochas das soleiras Avanavero (pólo AV) são oriundas da porção norte do Cráton Amazônico conhecida como Escudo das Guianas, diferentemente das rochas vulcânicas da Suíte Colíder, as quais são provenientes do Escudo Brasil-Central ou Guaporé (cinturão Ventuari-Tapajós), porção mais ao sul do Cráton Amazônico. A Figura 8.7 mostra as localizações geográficas das soleiras Avanavero e das vulcânicas da Suíte Colíder no Cráton Amazônico na sua posição atual. Esta Figura mostra também as posições dos pólos paleomagnéticos determinados para estas duas unidades geológicas (Avanavero e Colíder). Note que o pólo Colíder (parte sul do cráton) está situado à oeste do pólo Avanavero (parte norte

do cráton). Podemos calcular um pólo de rotação de Euler que leve o pólo Colíder a coincidir com o pólo Avanavero. Este pólo de rotação está situado em 24,5°N; 325,4°E (ângulo de rotação de 49,8°), como é mostrado na Figura 8.7. Note que movimentos transcorrentes dextrais, aproximadamente E-W, entre as duas áreas estudadas podem explicar a diferença observada entre os pólos AV e SC.

Supondo-se que os pólos de 1460-1420 Ma obtidos para a Báltica e Laurentia (Figura 8.5), representam o bloco continental formado pela Báltica, Laurentia e Escudo das Guianas e que os pólos de 1420 Ma, obtidos para os diques Nova Guarita e a Intrusiva Indiavaí, representam a parte sul do Cráton Amazônico, podemos verificar a mesma situação, em que os pólos da parte sul do Cráton estão situados a oeste dos pólos que representam a parte norte (Figura 8.5), sugerindo que estes movimentos dextrais ocorreram, pelo menos em parte, depois de 1420 Ma.

Figura 8.7: Comparação do pólo paleomagnético da componente Avanavero com o pólo de referência do Suíte Colíder e o pólo de Euler que rotaciona o pólo Colíder até o pólo Avanavero.

Estes movimentos transcorrentes dextrais podem ter ocorrido ao longo de falhas mais antigas em decorrência dos vários eventos geológicos/geotectônicos que afetaram o Cráton Amazônico durante a sua formação ou mesmo em decorrência da quebra do Gondwana, com a formação do Oceano Atlântico e o deslocamento da placa de Nazca sob a plataforma Sulamericana. Dentre os eventos Meso- a Neoproterozóicos, podemos citar os eventos de acreções sucessivas de arcos magmáticos: Orogêneses Cachoeirinha (1560-1520 Ma), Santa Helena (1480-1420 Ma) e Rio Alegre (1510-1380 Ma). Este processo evolutivo termina com a colisão do bloco Paraguá, originando a Província Rondoniano-San Ignacio (Bettencourt et al., 2010).

Um evento mais novo corresponde a Orogênese Sunsás-Aguapeí, decorrente da colisão do Cráton Amazônico com a Laurentia por volta de 1200 Ma (Tohver et al., 2002). Este evento colisional causou reativações internas ao Cráton Amazônico com a formação dos cinturões Aguapeí e Nova Brasilândia na parte sudoeste do cráton (Teixeira et al., 2010, Cordani et al., 2010). Reativações da parte norte do cráton estão relacionadas ao evento metamórfico Nickerie (EMN, Hebeda et al., 1973). O EMN é considerado como um domínio tectônico NE-SW que ocorre no Brasil setentrional e em áreas da Guiana e do Suriname (Hasui et al., 1984; Gibbs & Barron, 1993).

Na área brasileira, o EMN é renomeado como cinturão de cisalhamento milonítico ou província K'Mudku, sendo também considerado como a mais importante feição estrutural no centro oeste do Escudo da Guiana que ocorreu em torno de 1200 Ma (Hasui et al., 1984; Gibbs & Barron, 1993; Reis & Fraga, 2000; Reis et al., 2003; Santos et al., 2000, 2003, 2006; Almeida et al., 2008; Cordani et al., 2010). Almeida et al. (2008) sugerem a possibilidade da existência de outro evento tectônico ocorrido nesta região em torno de 1720 Ma (Evento Itã), provavelmente, relacionado à evolução do Supercontinente Columbia.

Episódios recentes podem também estar relacionados a estes movimentos transcorrentes dextrais. Um dos possíveis eventos tectônicos é apresentado por Campos & Teixeira (1988). De acordo com estes autores, o Escudo das Guianas

sofreu uma rototranslação anti-hóraria em relação ao Escudo Brasil-Central. Este mecanismo ocorreu provavelmente no Eoceno Superior e teria ligação com um processo transformante dextral onde interagiram as Placas Sul Americana, do Caribe e de Nazca. Para Campos & Teixeira (1988) estes esforços de compressão regional E-W atuariam sobre planos de fraturas (superfícies de fraqueza) pré-existent, e estão relacionados à abertura do Atlântico Equatorial a leste e a zona de subducção Andina do Cretáceo a oeste da Placa Sul Americana. Alguns autores (e.g., Mendiguren & Richter, 1978; Luschen, 1986; Eiras & Kinoshita, 1988; Costa, 2002; Bahia, 2007) já especulavam a ocorrência de esforços intraplaca na América do Sul, resultantes das forças relacionadas à expansão na cadeia meso-oceânica do Atlântico Sul como sendo um resultado da interação das placas Sul-americana, de Nazca, de Cocos e do Caribe.

Os dois escudos, Brasil-Central ou Guaporé e o da Guiana constituíam a Placa Amazônica antes da Sinéclise do Amazonas, sendo a Bacia Amazônica resultado da desagregação dessa Placa (Loczy, 1970; DNPM, 1975). Essa separação física dos escudos da Guiana e do Brasil-Central, possivelmente, continua nos dias de hoje, porém em escala muito menor seguindo o mecanismo da deriva continental (Berrocal et al., 1972). Segundo o modelo de Berrocal et al. (1972) o rompimento da Placa Amazônica, provocou o deslocamento dos escudos da Guiana e do Brasil Central na direção W-E em consequência do sistema de falhas Romanche-Galápagos-Chain (zonas de fraturas das cadeias meso-oceânicas), além do deslocamento na direção N-S do escudo das Guianas e do Brasil Central com a formação da Bacia Amazônica. Esse episódio dinâmico está ligado ao início da geofratura equatorial que começou a romper a Placa Amazônica provocando zonas de falhamentos transcorrentes, vulcanismo e plutonismo anorogênico (DNPM, 1975).

De acordo com Souza-Filho et al. (1999) a tectônica atuante na parte oeste do Cráton Amazônico é resultante da colisão da Placa sul-americana com a Placa de Nazca com instalação de um vetor compressivo E-W. Na parte leste, o regime tectônico está associado à separação da Placa Sul-americana da Placa Africana, o qual controla a atividade neotectônica na borda leste do Continente Sul-americano.

Embora a maioria dos trabalhos existentes apresente modelos em escalas regionais, diversos autores caracterizam o quadro neotectônico Amazônico, como sendo decorrente da movimentação translacional e rotacional do continente da América do Sul, relacionando-a a um binário dextral E-W, incrementado pelo posicionamento da Placa Sul-americana situada entre uma margem continental ativa a oeste e uma margem continental passiva a leste (Campos & Teixeira, 1988; Hasui, 1990; Saadi, 1993; Costa et al., 1996; Costa & Hasui, 1997). Segundo Costa et al. (1996), desde o Paleoceno a borda da placa Sul-americana é marcada por um cinturão transcorrente dextral.

Deste modo, no Supercontinente Columbia apresentado na Figura 8.3, a configuração existente do proto-Cráton Amazônico em relação ao Continente Báltico pode ter sido a que realmente existiu. As diferenças encontradas entre os pólos paleomagnéticos de mesma idade desse supercontinente e da parte sul do Cráton Amazônico podem ser decorrentes de movimentos transcorrentes dextrais que ocorreram entre estas áreas. Entretanto, somente com a obtenção de novos pólos paleomagnéticos para o Cráton Amazônico, será possível comprovar ou não esta hipótese.

Capítulo 9

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho apresenta o estudo paleomagnético realizado em unidades Paleo a Mesoproterozóicas do Cráton Amazônico: rochas vulcânicas do Grupo Surumu, soleiras máficas do evento Avanavero, ambas situadas no Escudo das Guianas (parte norte do Cráton Amazônico), rochas máficas pertencentes ao enxame de diques Nova Guarita e à Intrusiva máfica Guadalupe, ambas situadas no Escudo Brasil-Central (parte sul do Cráton Amazônico). Datações U-Pb indicam para as rochas do Grupo Surumu e para as soleiras Avanavero idades de 1980-1960 Ma e de ~1780 Ma, respectivamente. Datações Ar/Ar fornecem para os diques Nova Guarita e para a Intrusiva Guadalupe idades de 1419 Ma e 1435 Ma, respectivamente. Entretanto, datações U-Pb em rochas da Intrusiva Guadalupe indicam uma idade de 1530 Ma como sendo a idade máxima da intrusão.

Quatro pólos paleomagnéticos foram determinados para as unidades geológicas analisadas:

(I) o pólo GS (Grupo Surumu) está localizado em 234,8°E, 27,4°N ($N=20$, $\alpha_{95}=8,9^\circ$ $K=12.1^\circ$), ao qual foi associada uma idade de 1960 Ma. Um teste de estabilidade magnética realizado entre as rochas vulcânicas Surumu e um dique Mesozóico mostra que as direções obtidas para a componente Surumu não sofreram remagnetizações recentes. De acordo com os critérios de confiabilidade de Van der Voo (1990), o pólo GS apresenta fator de confiabilidade $Q=5$, sendo considerado um pólo paleomagnético de referência para o Cráton Amazônico;

(II) o pólo AV (Avanavero), associado a uma idade U-Pb de 1780 Ma (vide Seção 2.2.1.2.), está localizado em 27.5°E, -45.8°N ($N=10$, $\alpha_{95}=11.5^\circ$, $K=18.7^\circ$). Um teste de contato cozido foi considerado positivo e confirma a natureza primária da componente magnética Avanavero. Esse pólo apresenta fator de confiabilidade $Q=5$ e é considerado um pólo paleomagnético de referência para o Cráton Amazônico;

(III) o pólo NG (Nova Guarita) está localizado em 245.9°E, 47.9°S (N=19, $\alpha_{95}=7.0^\circ$, K=23.7°) e possui idade média de 1418.5±3.5 Ma determinada através de datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em biotitas de amostras pertencentes a quatro diques. Um teste de contato positivo foi obtido para um dos diques do enxame Nova Guarita, o qual fazia contato com o granito Matupá, indicando que o pólo NG corresponde a uma magnetização termoremanente adquirida durante o resfriamento da rocha. Dos sete critérios de confiabilidade de Van der Voo (1990), o pólo NG possui $Q = 6$ e é considerado como um pólo de referência, podendo ser usado para inferir a posição paleogeográfica do Cráton Amazônico em torno de 1419 Ma atrás;

(IV) O pólo GUA (Guadalupe) está localizado em 306.2°E, 38.9°N (N=10, $\alpha_{95}=13.7^\circ$, K=13.4°). Apesar de atender a 4 dos 7 critérios estabelecidos por Van der Voo (1990), a idade deste pólo é ainda incerta. Datações U-Pb estabelecem uma idade máxima de 1530 Ma para a rocha analisada, entretanto, a direção de magnetização encontrada é semelhante às obtidas para rochas sedimentares do Grupo Araras, Grupo Bambuí, Formação Salitre e para os diques de Itabaiana, cujas idades são bem estabelecidas em 525 Ma.

O pólo GS de 1960 Ma determinado para as rochas do Grupo Surumu possibilitou o refinamento da curva de deriva polar aparente (CDPA) do Escudo das Guianas (parte norte do Cráton Amazônico) construída por Theveniaut et al. (2006) para o intervalo entre 2070-1900 Ma. Uma comparação desta curva com a CDPA traçada para o Cráton Oeste-África para o mesmo intervalo de tempo é favorável à hipótese de que o Escudo das Guianas estava unido ao Cráton Oeste-África há cerca de 1970-2000 Ma atrás. Nesta configuração, as zonas de cisalhamentos Guri (no Escudo das Guianas) e Sassandra (no Cráton Oeste-África) estavam alinhadas, como sugerem alguns autores (e.g., Onstott et al., 1984a; Nomade et al., 2003; Evans & Mitchell, 2011).

Somente mais dois pólos de referência existem para o Cráton Amazônico no intervalo de tempo entre 1780 Ma e 1400 Ma. O pólo obtido para as rochas vulcânicas da Suíte Colíder (SC) com idade U-Pb de 1780 Ma (Bispo-Santos et al., 2008) e o recente pólo determinado para a Intrusiva Indiavaí (ID), com idade U-Pb

bem definida de 1416 Ma (D'Agrella-Filho et al., 2012). Este pólo é parecido com o pólo Nova Guarita (NG) de mesma idade. Entretanto, o pólo SC é bem diferente do pólo Avanavero (AV) de mesma idade. Note que o pólo Avanavero está localizado na parte norte do Cráton Amazônico (Escudo das Guianas), enquanto que os outros três pólos citados acima (pólos SC, NG e ID) estão localizados na parte mais ao sul do Cráton (Escudo Brasil-Central).

Três hipóteses podem ser aventadas para explicar a diferença nas posições dos pólos de mesma idade SC (Suíte Colíder) e AV (Soleiras Avanavero):

(1) O pólo SC representa uma magnetização primária, como sugerido por Bispo-Santos et al. (2008) e o pólo AV corresponde a uma magnetização secundária adquirida após a formação da rocha em 1780 Ma. Neste caso, a paleogeografia do Supercontinente Columbia é similar à apresentada por Bispo-Santos et al. (2008) e D'Agrella-Filho et al. (2012) em que o Cráton do Norte da China está situado entre a Báltica e o proto-Cráton Amazônico. Nesta situação, os pólos de ~1420 Ma obtidos para os diques Nova Guarita e para a Intrusiva Indiavaí favorecem esta hipótese (D'Agrella-Filho et al., 2012).

(2) O pólo AV representa uma magnetização primária, como sugerido neste trabalho e o pólo SC (Bispo-Santos et al., 2008) corresponde a uma magnetização secundária adquirida após a formação da rocha em 1780 Ma. Neste caso, a paleogeografia do Supercontinente Columbia é a apresentada neste trabalho, em que o proto-Cráton Amazônico estava unido à Báltica, como no modelo SAMBA (*South America - Baltica*) de Johansson (2009). Outros blocos continentais participavam deste supercontinente, como mostra a Figura 8.4. Nesta situação, os pólos de ~1420 Ma obtidos para os diques Nova Guarita e para a Intrusiva Indiavaí sugerem que o proto-Cráton Amazônico já havia iniciado sua ruptura em tempos anteriores.

(3) Tanto o pólo SC quanto o pólo AV representam magnetizações primárias, adquiridas durante as formações das rochas em 1780 Ma. Neste caso, algum tipo de movimento relativo deve ter havido entre a parte norte (compreendendo o evento Avanavero) e a parte sul (compreendendo a Suíte Colíder) do Cráton Amazônico. A comparação dos pólos AV e SC (Cráton Amazônico na sua posição atual) sugere que

pode ter havido movimentos transcorrentes dextrais entre estas áreas. Estes movimentos transcorrentes podem também explicar a diferença na posição dos pólos de ~1420 Ma obtidos para os diques Nova Guarita e para a Intrusiva Indiavaí (situados na parte sul do Cráton Amazônico), quando comparados com a posição de pólos de mesma idade pertencentes a Báltica e a Laurentia (as quais estavam juntas com a parte norte do Cráton Amazônico - Escudo das Guianas), sugerindo ainda que boa parte destes movimentos transcorrentes ocorreram depois de 1420 Ma. Vários eventos geológicos/geotectônicos podem ser responsáveis por estes movimentos: formação da Província Rondoniano-San Ignácio ocorrido entre 1560 e 1380 Ma com a acresção de arcos magmáticos, e a consequente colisão do Terreno Paraguá (Bettencourt et al., 2010), eventos de esforços intra-placa (formação dos cinturões Nova Brasilândia e Aguapeí no sudoeste do Cráton Amazônico, além do evento K'Mudku no Escudo das Guianas) associados a colisão do Cráton Amazônico com a Laurentia ao longo do cinturão Sunsás e Grenville, respectivamente (Teixeira et al., 2010, Cordani et al., 2010). Além disso, pelo menos em parte, estes movimentos podem também estar associados a eventos neotectônicos, decorrentes da ruptura do Gondwana e formação do Oceano Atlântico.

No caso da existência destes movimentos transcorrentes, a paleogeografia existente há 1780 Ma pode ter sido a apresentada neste trabalho, em que o proto-Cráton Amazônico estava unido a Báltica (como no modelo SAMBA) e ao Cráton Oeste-África e o norte da Báltica estava unido ao leste da Laurentia. Esta grande massa continental (à qual, outros blocos cratônicos podem ter participado) deve ter permanecido unida por, pelo menos, 400 Ma, podendo este tempo ter sido ainda maior, de 500 Ma ou mais.

Uma vida longa para o Supercontinente Columbia é consistente com o estilo tectônico que predominou no Mesoproterozóico, caracterizado pelo decréscimo no fluxo de subducção e, consequentemente, no magmatismo relacionado a este processo (Silver & Behn, 2008) e, também, pela atividade em profusão de magmatismo intracratônico, evidenciada pela grande presença de granitos (Rapakivi) anorogênicos no período 1600-1300 Ma, os quais são observados em todos

os blocos continentais (e.g., Hoffman, 1989; Anderson & Morrison, 1992; Åhäll & Connelly, 1998; Bettencourt et al., 1999; Karlstrom et al., 2001; Rämö et al., 2003; Vignerresse, 2005).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Åhäll, K.-I. and Connelly, J., 1998. Intermittent 1.53-1.13 Ga magmatism in Western Baltica: age constraints and correlations within a postulated supercontinent. *Precambrian Research* 92, 1-20.

Anderson, J.L., Morrison, L., 1992. The role of anorogenic granites in the Proterozoic crustal development of North America. In: Condie, K.C. (Ed.), *Proterozoic Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, pp. 263-299.

Amaral, G., 1974. *Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212p.

Almeida, M. E., Macambira, Moacir, J.B., Valente, S. C., 2008. New geological and single-zircon Pb evaporation data from the Central Guyana Domain, southeastern Roraima, Brazil: Tectonic implications for the central region of the Guyana Shield. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 318-328.

Anchuela, Ó. P., Gil, A., Lago, M., França, Z., Galé, C., 2006. Magma flow directions in Azores basaltic dykes from AMS data: preliminary results from Corvo island, *Geogaceta*, 40, 83-86.

Archanjo, C. J., Silva, M. G., Castro, J. C., Launeau, P., Trindade, R. I. F., Macedo, J. W. P., 2006. AMS and grain shape fabric of the Late Palaeozoic diamictites of the Southeastern Parana Basin, Brazil, *Journal of the Geological Society*, 163, 95-106.

Bahia, R. B. C., 2007. *Evolução tectonosedimentar da Bacia do Parecis – Amazônia*, Tese de Doutorado. Departamento de Geologia. Universidade Federal de Ouro Preto, 163p.

Basei, M. A. S., 1977. *Idade do vulcanismo ácido a intermediário na região amazônica*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 133p.

Berrocal, J., Ladeira, E.A., Faria, A., 1972. Anomalia Tectônica na Bacia Amazônica detectada pelo SAAS. *Revista Brasileira de Geociências*, v.2, p.161-172.

Bettencourt, J. S., Onstott, T. C., Jesus, T., Teixeira, W., 1996. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on country rocks from the central sector of the Rio Negro-Juruena Province Southwest Amazonian Craton. *International Geology Review*, 38 (1), pp. 42-56.

Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr., 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, 41-67.

Bettencourt, J.S., Leite Jr., W., Payolla, B., Ruiz, A.S., Matos, R.S., Tosdal, R.M., 2010. The Rondonian-San Ignacio Province in the SW Amazonian Craton: an overview. *Journal of South American Earth Sciences* 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., and Pinho, F.E.C., 2008, Columbia revisited: Paleomagnetic results from the 1790 Ma colider volcanics (SW Amazonian Craton, Brazil): *Precambrian Research*, v. 164, p. 40-49, doi:10.1016/j.precamres.2008.03.004.

Bispo-Santos, F., D'Agrella-Filho, Trindade, R. I. F., Elming, S.-Å., Janikian, L., Vasconcelos, P.M., Perillo, Pacca, I. I. G., Silva, J. A., Barros, M. A. S., 2012. Tectonic implications of the 1419 Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole (Amazonian Craton) on the longevity of Nuna. *Precambrian Research*, 196-197, pp. 1- 22

- Bogdanova, S.V., Page, L.M., Skridlaite, G., Taran, L.N., 2001. Proterozoic tectonothermal history in the western part of the east European Craton: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints. *Tectonophysics*, 339, 39–66.
- Bogdanova, S.V., Bingen, B., Gorbatshev, R., Kheraskova, T.N., Kozlov, V.I., Puchkov, V.N., Volozh, Y.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Res.* 160, 23–45.
- Bohnel, H., McIntosh, G., Sherwood, G., 2002. A parameter characterising the irreversibility of thermomagnetic curves. *Physics and Chemistry of the Earth* 27 (2002) 1305–1309.
- Borradaile, G. J., 2001. Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies, *Journal of Structural Geology*, 23, 1581–1596.
- Borradaile, G. J., Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sci. Rev.*, 42, p. 49–93.
- Bostock, H.H., van Breemen, O., 1992. The timing of emplacement and distribution of the Sparrow diabase dyke swarm. District of Mackenzie, Northwest Territories. Radiogenic age and isotopic studies. *Geol. Surv. Can.* 92, 49–55.
- Bradák, B., 2009. Application of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) for the determination of paleo-wind directions and paleo-environment during the accumulation period of Bag Tephra, Hungary, *Quaternary International*, 198 (1–2), pp. 77–84.
- Brito Neves, B.B., 2011. The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time. *Journal of South American Earth Sciences*, v.32, 4, 270–286, doi:10.1016/j.jsames.2011.02.004.
- Buchan, K.L., Halls, H.C., 1990. Paleomagnetism of Proterozoic mafic dyke swarms of the Canadian Shield. In: Parker, A.J., Rickwood, P.C., Tucker, D.H. (Eds.), *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. Balkema, Rotterdam, pp. 209–230.
- Buchan, K.L., Mortensen, J.K., Card, K.D., 1994. Integrated paleomagnetic and U–Pb geochronologic studies of mafic intrusions in the southern Canadian Shield. *Precambrian Res.* 69, 1–10.
- Buchan, K. L., Mertanen, S., Park, R. G. Pesonen, L. J., Elming, S. A., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2000. Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles. *Tectonophysics*, vol. 319, n. 3, pg. 167–198.
- Buchan, K. L., Ernst, R. E., Hamilton, M. A., Mertanen, S., Pesonen, L. J., Elming, S. Å., 2001. Rodinia: the evidence from integrated palaeomagnetism and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 110, 9–32.
- Butler, F. R., 1992. *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell Scientific Publications, United States of America, 319 pp.
- Campos, J. N. P., Teixeira, L. B., 1988. Estilo tectônico da Bacia do Baixo Amazonas. *Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, Pará, v.5, p.2161–2172.
- Cañón-Tapia, E., Pinkerton, H., 2000. The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: an experimental approach, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 98, 219–233.
- Carvallo, C., Özdemir, Ö. Dunlop, D., 2004. Palaeointensity determinations, palaeodirections and magnetic properties of basalts from the Emperor seamounts. *Geophysical Journal International*, v. 156, (1), p. 29–38.
- Clemente, C. S., Amorós, E. B., Crespo, M. G., 2007. Dike intrusion under shear stress: Effects on magnetic and vesicle fabrics in dikes from rift zones of Tenerife (Canary Islands), *Journal of Structural Geology*, 29 1931–1942.

- Cogné, J. P., 1988. Strian-induced MAS in the granite of Flamanville and its effects upon TRM acquisition, *Geophysical Journal*, 92, p. 445-453.
- Condie, K. C., 2002. Breakup of a Paleoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Research*, 5, n. 1, pp. 41-43.
- Cordani, U. G., Tassinari, C. C. G., Teixeira, W., Basei, M. A. S., Kawashita, K., 1979. Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congr. Geol. Chileno, 2, Arica, Chile, Actas, pp. 137-48.
- Cordani, U.G., Brito Neves, B.B., 1982. The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, v.12, n.1-3, p.78-88.
- Cordani, U.G., Brito-Neves, B.B., D, Agrella-Filho, M.S., 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research* 6 (2), 275–284.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geol. Soc. Am. Mem.* 200, 297–320.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I., 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Res.* 15, 396–407.
- Cordani, U. G., Fraga, L. M., Reis, N., Tassinari, C. C. G., Brito-Neves, B. B., 2010. On the origin and tectonic significance of the intra-plate events of Grenvillian-type age in South America: A discussion. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 143–159.
- Costa, A. R. A., 2002. Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém, 238 p.
- Costa, J. B. S., Hasui, Y., 1992. Aspectos tectônicos fundamentais do proterozóico médio na Amazônia brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. 22(4), p. 487-492, Dezembro.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R. L., Hasui, Y., Borges, M.S., Júnior, C. R. P. F., Bezerra, P.É.L., Costa, M. L., Fernandes, J.M.G., 1996. Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos Tectônicos, Geomorfológicos e Depositionais. *Geonomos*, 4 (2), 23-44.
- Costa, J. B. S., Hasui, Y., 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M.L., Angélica, R.S. (Eds.), *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Belém: SBG/ FINEP, p. 15-90.
- Cox, A., Doell, R. R., 1960. Review of Paleomagnetism. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol. 71, June, pg. 645-768.
- Creer, K. M., Irving, E., Runcorn, S. K., 1954. The direction of the geomagnetic field in remote epochs in Great Britain, *J. Geomagn. Geoelectr.*, v. 6, 163–168.
- D'Antona, R. J. G., 2000. Síntese Geológica e Prospectiva das Áreas Pedra Preta e Cotingo - Roraima / Raimundo de Jesus Gato D'Antona. - Manaus: CPRM, 16p.
- D'Agrella-Filho, M. S., 1984. Estudo Paleomagnético dos Grupos Itajaí, Castro, Camaquã e Bom Jardim. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.
- D'Agrella-Filho, M. S., 1992. Paleomagnetismo de Enxames de Diques Máficos Proterozoicos e Rochas do Embasamento do Cráton do São Francisco. Tese de Doutorado, Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

D'Agrella Filho, M.S., Trindade, R.I., Siqueira, R., Ponte Neto, C.F., Pacca, I.G., 1998. Paleomagnetic constraints on the Rodinia Supercontinent: Implications for its Neoproterozoic break-up and the formation of Gondwana. *Inter. Geol. Rev.*, 40:171-188.

D'Agrella-Filho, M.S., Babinski, M., Trindade, R.I.F., Van Schmus, W.R., Ernesto, M., 2000. Simultaneous remagnetization and U-Pb isotope resetting in Neoproterozoic carbonates of the São Francisco craton, Brazil. *Precambrian Research*, 99, 179-196.

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, 188-199.

D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Tohver, E., Janikian, L., Teixeira, W., Hall, C., 2011. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the high-grade metamorphic rocks of the Jequié block, São Francisco Craton: Atlantica, Ur and beyond. *Precambrian Research*, 185, 183-201.

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 1420 Ma Indavaí Mafic Intrusion (SW Amazonian Craton): Paleomagnetic results and implications for the Columbia/Nuna supercontinent. *Gondwana Research* (*in press*).

Dalziel, I. W. D., 1997. Neoproterozoic Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 108, pp. 16-42.

Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Interiors* 13, 260-267.

DNPM (Departamento Nacional da Produção Mineral), 1975. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais, Folha NA.21 Tumucumaque e parte da Folha NB.21; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Brasil. Rio de Janeiro, v.9, 370 p.

Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.* 107 (B3), 4-1-4-22, doi:10.1029/2001JB000486.

Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 1997. *Rock Magnetism, Fundamentals and Frontiers*. Cambridge University Press, Cambridge, 573.

Dunlop, D. J., Özdemir, Ö., 1997. *Rock Magnetism: Fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, 573 pp.

Elming, S.-Å., Mattsson, H., 2001. Post Jotnian basic intrusions in the Fennoscandian Shield, and the break up of Baltica from Laurentia: a palaeomagnetic and AMS study. *Precambrian Res.* 108, 215-236.

Eiras, J. F., Kinoshita, E. M., 1988. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. *Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, Pará, v.5, p.2278-2291.

Elming, S.A., 1985. A palaeomagnetic study of Svecokarelian basic rocks from northern Sweden. *Geol. Fören. Stockholm Föreländ.* 107, 17-35.

Elming, S.-Å., Moakhar, M.O., Layer, P., Donadini, F., 2009. Uplift deduced from remanent magnetization of a proterozoic basic dyke and the baked country rock in the Hoting area, Central Sweden: a palaeomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Geophys. J. Int.*, 179, 59-78, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04265.x.

- Elming, S. A., Shumlyanskyy, L., Kravchenko, S., Layer, P., Söderlund, U., 2010. Proterozoic Basic dykes in the Ukrainian Shield: A palaeomagnetic, geochronologic and geochemical study—The accretion of the Ukrainian Shield to Fennoscandia. *Precambrian Research*, 178, 119–135.
- Ellwood, B. B., 1978. Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41, 254–264.
- Ellwood, B. B., 1979. Anisotropy of magnetic susceptibility variations in Icelandic columnar basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 42, 209–212.
- Emslie, R.F., Irving, E., Park, J.K., 1976. Further paleomagnetic results from the Michikamau Intrusion Labrador. *Can. J. Earth Sci.* 13 (8), 1052–1057.
- Ernst, R. E., 1990. Magma flow directions in two mafic Proterozoic dyke swarms of the Canadian shield, as estimated using anisotropy of magnetic susceptibility data. In: A.J. Parker, P.C. Rickwood and D.H. Tucker (Editors), *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. Balkema, Rotterdam, pp. 231–235.
- Evans, M. E., Hoyer, G. S., 1981. Paleomagnetic results from the Lower Proterozoic rocks of Great Slave Lake and Bathurst Inlet areas, Northwest Territories. *Geol.Surv.Canada*, Paper 81-10, 191–202.
- Evans, D.A.D., 2009. The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction. *Geological Society, London*, 327; 371–404.
- Evans, D. A. D., Mitchell, R. N., 2011. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic–Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology*, v. 39; no. 5; p. 443–446; doi:10.1130/G31654.1
- Fedotova, M.A., Khramov, N.A., Pisakin, B.N., Priyatkin, A.A., 1999. Early Proterozoic palaeomagnetism: new results from the intrusives and related rocks of the Karelian, Belomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian Shield. *Geophys. J. Int.* 137, 691–712.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 15–32.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. Lond.* 217, 295–305.
- Font, E., Ernesto, M., Silva, P. F., Correia, P. B., Nascimento, M. A. L., 2009. Palaeomagnetism, rock magnetism and AMS of the Cabo Magmatic Province, NE Brazil, and the opening of South Atlantic. *Geophys. J. Int.*, 179, 905–922 doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04333.x.
- Geraldes, M. C., Van Schmus, W. R., Condie, K. C., Bell, S., Teixeira, W., Babinski, M., 2001. Proterozoic geologic evolution of the SW part of the Amazonian Craton in Mato Grosso state, Brazil. *Precambrian Research*, 111, pp. 91–128.
- Gibbs, A. K., 1987. Proterozoic volcanic rocks of the northern Guyana Shield, South America. In: Pharaoh, T.C., Beckinsale, R.D., Rickard, D.ŽEds., *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*. Geological Society of London, Special Publication, vol. 33. Blackwell, Oxford, pp. 275–288.
- Gibbs, A. K., Barron, C. N., 1993. *The Geology of the Guyana Shield*. Oxford, Clarendon Press, 245 p.
- Goldberg, A. S., 2010. Dykes swarms as indicators of major extensional events in the 1.9–1.2 Ga Columbia supercontinent. *Journal Geodynamics*, 50 (3–4), pp. 176–190.
- Gower, C.F., Ryan, A.F., Rivers, T., 1990. Mid-Proterozoic Laurentia–Baltica: an overview of its geological evolution and a summary of the contributions made by this volume. In: Gower, C.F., Ryan, B., Rivers, T. (Eds.), *Mid Proterozoic Laurentia–Baltica*. Geological Association of Canada, Special paper 38, 1–22.

- Graham, J. W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 75, 1257-1258.
- Groeneweg, W., Bosma, W., 1969. Explanatory Note to the Simplified Geological Map of Suriname. *Meded. Geol. Mijnb. Dienst Sur.*, 20, p. 19-20.
- Halls, H.C., Hanes, J.A., 1999. Paleomagnetism, anisotropy of magnetic susceptibility, and argon-argon geochronology of the Clearwater anorthosite, Saskatchewan, Canada. *Tectonophysics*, 312, 235– 248.
- Halls, H.C., Li, J., Davis, D., Hou, G., Zhang, B. and Qian, X. 2000. A precisely dated Proterozoic paleomagnetic pole from the North China craton, and its relevance to paleocontinental reconstruction. *Geophys. J. Int.*, v. 143, pp. 185-203.
- Hamilton, M. A., Buchan, K. L., 2010. U–Pb geochronology of the Western Channel Diabase, northwestern Laurentia: Implications for a large 1.59 Ga magmatic province, Laurentia's APWP and paleocontinental reconstructions of Laurentia, Baltica and Gawler craton of southern Austrália. *Precambrian Research*, 183, 463–473. doi:10.1016/j.precamres.2010.06.009.
- Hargraves, R.B., 1968. Paleomagnetism of the Roraima dolerites. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 16, 147– 160.
- Hargraves, R. B., Johnson, D., Chan, C. Y., 1991. Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks? *Geophys. Res. Lett.* 18, 2193–2196.
- Harlan, S.S., Geissman, J.W., 1998. Paleomagnetism of the Middle Proterozoic Electra Lake Gabbro, Needle Mountains, southwestern Colorado. *J. Geophys. Res.* 103, 15497–15507.
- Harlan, S.S., Geissman, J.W., Snee, L.W., 2008. Paleomagnetism of Proterozoic mafic dikes from the Tobacco Root Mountains, southwest Montana. *Precambrian Res.* 163, 239–264.
- Harlan, S.S., Snee, L.W., Geissman, J.W., Brearley, A.J., 1994. Palaeomagnetism of the Middle Proterozoic Laramie anorthosite complex and Sherman Granite, South-ern Laramie Range, Wyoming and Colorado. *J. Geophys. Res.* 99, 17997–18020.
- Hasui, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop Sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, Belo Horizonte, 1990. *Anais...Belo Horizonte: SBG/MG*, p.1-31.
- Hasui, Y.; Haralyi, N. L. E.; Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Simp. Amazônico, 2. Manaus, 1984. *Anais*, Manaus, DNPM. p. 129-148.
- Hebeda, E. H., Boelrijk, N. A. I. M., Priem, H. N. A., Verdurmen, E. A. T., Verschure, R. A., 1973. Excess radiogenic argon in the precambrian Avanavero dolerite in western Surinam (South America). *Earth Planetary Science Letters*. 20 (2), p. 189-200.
- Herrero-Bervera, E., Urrutia-Fucugauchi, J., Khan, M. A., 1990. A paleomagnetic study of remagnetized Upper Jurassic red beds from Chihuahua, northern México. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 62, 307-322.
- Herrero-Bervera, E., Cañon-Tapia, E., Walker, G. P. L., Tanaka, H., 2002. Magnetic fabrics study and inferred flow directions of lavas of the Old Pali Road, O'ahu, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118, 161-171.
- Hildebrand, R.S., 1988. Implications of ash dispersal for tectonic models with an example from the Wopmay orogen. *Geology* 16, 1089–1091.

- Hoffman, P.F., 1988. United plates of America. The birth of a Craton: Early Proterozoic assembly and Growth of Laurentia. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 16, 543–603.
- Hoffman, P.F., 1989. Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga). *Geology* 17, 135–138.
- Hoffman, P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland insideout? *Science* 252, 1409–1412.
- Hoffman, P.F., 1997. Tectonic genealogy of North America. In: Van Der Pluijm, B.A., Marshak, S. (Eds.), *Earth Structure: An Introduction to Structural Geology and Tectonics*. McGraw-Hill, New York, pp. 459–464.
- Hoffman, P.F., Grotzinger, 1993. Orographic precipitation, erosional unloading, and tectonic style. *Geology* 21, 195–198.
- Hossain, I., Tsunogae, T., Rajesh, H. M., Chen, B., Arakawa, Y., 2007. Palaeoproterozoic U–Pb SHRIMP zircon age from basement rocks in Bangladesh: A possible remnant of the Columbia supercontinent, *C. R. Geoscience*, 339, 979–986.
- Hou, G., Santosh, M., Qian, X., Lister, G. S., Li, J., 2008a. Configuration of the Late Paleoproterozoic supercontinent Columbia: Insights from radiating mafic dyke swarms. *Gondwana Research*, 14, 395–409.
- Hou, G., Santosh, M., Qian, X., Lister, G. S., Li, J., 2008b. Tectonic constraints on 1.3–1.2 Ga final breakup of Columbia supercontinent from a giant radiating dyke swarm. *Gondwana Research*, 14, 561–566.
- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its applications in geology and geophysics. *Geophys. Surv.* 5, pp. 37–82.
- Hrouda, F., 2007. Anisotropy of Magnetic Susceptibility of Rocks in the Rayleigh Law Region: Modelling Errors Arising From Linear Fit to Non-Linear Data. *Stud. Geophys. Geod.*, 51, 423–438.
- Hurley, P. M., Leo, G. W., White, R. W., and Fairbairn, H. W., 1971a, Liberian age province (about 2700 m. y.) and adjacent province in Liberia and Sierra Leone: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 82, p. 3483–3490.
- Irving, E., 1964. *Paleomagnetism and Its Applications to Geological and Geophysical Problems*, John Wiley, New York, 399 pp.
- Irving, E., Emslie, R.F., Park, J.K., 1977. Paleomagnetism of the Harp Lake complex and associated rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 14(6), 1187–1201.
- Irving, E., Baker, J., Hamilton, M., and Wynne, P.J., 2004, Early Proterozoic geomagnetic field in western Laurentia: Implications for paleolatitudes, local rotations and stratigraphy: *Precambrian Research*, v. 129, p. 251–270, doi:10.1016/j.precamres.2003.10.002.
- Jackson, M., Tauxe, L., 1991. Anisotropy of magnetic susceptibility and remanence: developments in the characterization of tectonic, sedimentary and igneous fabric. *Rev. Geophys.*, Suppl., 371–376.
- Jelenska, M., Werner, T., 1997. Magnetic Anisotropy Parameters for the Ultramafic and the Gabbroic Rocks from Three Boreholes from the Sudetes, Poland, *Phys. Chem. Earth*, 22, n. 1–2, pp. 161–165.
- Jelenska, M., Kadzialko-Hofmök, M., 1990. Dependence of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks on temperature. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 62, 19–31.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79, T63–T67.

- Johansson, Å., 2009. Baltica, Amazonia and the SAMBA connection—1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Research*, v. 175, p. 221–234, doi:10.1016/j.precamres.2009.09.011.
- Karlstrom, K.E., Ahall, K.I., Harlan, S.S., Williams, M.L., McLelland, J., Geissman, J.W., 2001. Long-lived (1.8– 1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extension to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambrian Res.* 111, 5– 30.
- Khan, A. M., 1962. The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks. *J. Geophys. Res.*, 67, 2873–2885.
- Kirschvink, J. L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysics Journal Research Astronomics Societs*, 62, pg. 699-718.
- Knight, M. D., Walker, G. P. L., 1988. Magma flow direction in dikes of the Koolau Complex, Oahu, determined from magnetic fabric studies. *J. Geophys. Res.*, 93, 4301–4319.
- Kruiver, P. P., Dekkers, M. J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth and Planetary Science Letters*, 189, 269-276.
- Kusky, T.M., Li, J., Santosh, M., 2007. The Paleoproterozoic North Hebei Orogen: North China craton's collisional suture with the Columbia supercontinent. *Gondwana Res.* 12, 4–28.
- Kusky, T.M., Santosh, M., 2009. The Columbia connection in North China. *Geological Society of London Special Publication* 323, p. 49–71.
- Lacerda-Filho, J. V., 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). In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 7, Belém, Sessão Temática VII.
- Lacerda-Filho, J. V., Abreu Filho, W., Valente, C. R., Oliveira, C. C., Albuquerque, M. C., 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Mato Grosso. Texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do Estado do Mato Grosso, Escala 1:1.000.000, Convênio CPRM e SICME-MT, 235p.
- Lanza, R., Meloni, A., 2006. *The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologists*. Springer-Verlag, Berlin, 278 pp.
- LeCheminant, A.N., Heaman, L.M., 1989. MacKenzie igneous events, Canada: middle Proterozoic hotspot magmatism associated with ocean opening. *Earth Planet. Sci. Lett.* 96, 38–48.
- Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P., Tigey, M., 1994. Markers of last stages of Palaeoproterozoic collisions: evidence for a 2 Ga Continent involving circum-South Atlantic provinces, *Precambrian Res.* 69, 169-191.
- Li, Z. X., Evans, D. A. D., 2011. Late Neoproterozoic 40° intraplate rotation within Australia allows for a tighter-fitting and longer-lasting Rodinia. *Geology*, 39(1), pp. 39-42.
- 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., Vernikovsky, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Res.* 160, 179–210, doi: 10.1016/j.precamres.2007.04.021.
- Loczy, L., 1970. Role of Transcurrent Faulting in South American Tectonic Framework. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v.54, p.2111-2119. DOI: 10.1306/5D25CC73-16C1-11D7-8645000102C1865D.

Lowrie, W., 2007. Fundamentals of Geophysics, Geomagnetism and Paleomagnetism, Cap. 5, pg. 281-360, Cambridge University Press, Cambridge, 2^a ed.

Lomax, K., 1975. Paleomagnetic studies of Proterozoic rocks in Britain and West África. Phd thesis, University of the Leeds.

Lubnina, N.V., Mertanen, S., Söderlund, U., Bogdanova, S., Vasilieva, T.I., Frank-Kamenetsky, D., 2010. A new key pole for the East European Craton at 1452 Ma: Palaeomagnetic and geochronological constraints from mafic rocks in the Lake Ladoga region (Russian Karelia). *Precambrian Res.*, v. 183, Issue 3, p. 442-462, doi:10.1016/j.precamres.2010.02.014.

Luschen, E., 1986. Gravity and height changes in the ocean-continental transition zone in the western Colombia. *Tectonophysics*, 130, p.141-157.

Maes, S.M., Tikoff, B., Ferré, E.C., Brown, P.E., Miller Jr., J.D., 2007. The Sonju Lake layered intrusion, northeast Minnesota: Internal structure and emplacement history inferred from magnetic fabrics. *Precambrian Research*, 157, 269-288.

McElhinny, M. W., 1973. *Palaeomagnetism and Plate Tectonics*, Cambridge University Press.

McElhinny, M. W., Evans, M. E., 1976. Palaeomagnetic Results from the Hart Dolerite of the Kimberley Block, Australia. *Precambrian Research*, 3, 231-241.

McElhinny, M. W., McFadden, P. L., 2000. *Paleomagnetism: Continents and Oceans*. International Geophysics Series, v. 73, Academic Press.

McFadden, P. L., McElhinny, M. W., 1995. Combining groups of paleomagnetic directions or poles. *Geophysical Research Letters*, vol. 22, no. 16, pp. 2191-2194, doi:10.1029/95gl01441.

McGlynn, J.C., Hanson, G.N., Irving, E., Partk, J.K., 1974. Paleomagnetism and age of Nonacho Group sandstones and associated Sparrow dikes, District of Mackenzie. *Can. J. Earth Sci.* 11, 30-42.

McGlynn, J.C., Irving, E., 1978. Multicomponent magnetization of the Pearson Formation (Great Slave Supergroup, N. W. T.) and the Corenaton loop. *Can. J. Earth Sci.* 15, 643-654.

McMenamin, M.A.S., McMenamin, D.L.S., 1990. *The emergence of animals: the Cambrian breakthrough*. Columbia University Press, New York, 217p.

Meert, J. G., 2002. Paleomagnetic Evidence for a Paleo-Mesoproterozoic Supercontinent Columbia. *Gondwana Research*, v. 5, n. 1, pp. 207-215.

Meert, J. G., 2012. What's in a name? The Columbia (Paleopangaea/Nuna) supercontinent. *Gondwana Research*, 21(4), pp. 987-993.

Meert, J.G., Powell, C.McA., 2001. Assembly and break-up of Rodinia: Introduction to the special volume. *Precambrian Research*, 110(1-4), pp. 1-8.

Meert, J.G., Stuckey, W., 2002. Revisiting the paleomagnetism of the 1.476 Ga St. Francois Mountains igneous province. *Missouri. Tectonics* 21 (10.1029/2000TC001265).

Mendiguren, J. A., Ritcher, F. M., 1978. On the compressional intraplate stresses in South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 8 (2), p.90-102.

Melo, A. F. F., Santos, A. J., Cunha, M.T.P., Campos, M. J., D'antona, R. J. G., 1978. Projeto Molibdênio em Roraima; Relatório Final. Manaus. DNPM/CPRM, v. I-A e B.

- Mertanen, S., Pesonen, L.J., 1992. Palaeomagnetism of the Early to Middle Proterozoic mafic intrusions in northern Finland. In: International Symposium, IGCP Project 275 - Deep Geology of the Baltic (Fennoscandian) Shield and IGCP Project 257 - Precambrian Dike Swarms, Petrozavodsk, Abstracts, 57-59.
- Mertanen, S., Pesonen, L. J., 1997. Palaeomagnetic Evidence for the Drift of the Fennoscandian Shield. *Geophysica*, 33(1), 81-98.
- Mertanen, S., Pesonen, L.J., 2005. Drift History of the Shield. In: Lehtinen, M., Nurmi, EA., Rämö, O.T. (Eds.), *Precambrian Geology of Finland- Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 645-668.
- Mitchell, R.N., Hoffman, P.F., Evans, D.A.D., 2010. Coronation loop resurrected: oscillatory apparent polar wander of Orosirian (2.05–1.8 Ga) paleomagnetic poles from Slave craton. *Precambrian Res.* 179, 121–134.
- Mohanty, S., 2011. Palaeoproterozoic assembly of the Napier Complex, Southern India and Western Australia: Implications for the evolution of the Cuddapah basin. *Gondwana Research*, 20 (2-3), pp. 344-361, doi:10.1016/j.gr.2011.03.009.
- Montalvão, R. M.G., Muniz, H. B., Issler, R. S., Dall'agnol, R., Lima, M. I. C., Fernandes, P. E. C. A., Silva, G. G., 1975. Geologia da folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: BRASIL-DNPM. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. Rio de Janeiro, 1975. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- Moreton, L.C., Martins, E.G., 2005. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil – PLGB. Geologia de recursos minerais da Folha Vila Guarita – Folha SC. 21-Z-B. Estado do Mato Grosso. Escala 1:250,000, CPRM-Servic, o Geológico do Brasil/DEPAT/DIEDIG, 2003. http://www.cprm.gov.br/publique/media/vila_guarita_final.pdf.
- Moores, E.M., 1991. Southwest US–East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis. *Geology* 19, 425–428.
- Morris, A., 2003, A palaeomagnetic and rock magnetic glossary. *Tectonophysics*, 377, 211-228.
- Moskowitz, B. M., Jackson, M., Kissel, C., 1998. Low-temperature magnetic behavior of titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters* 157 (1998) 141–149.
- Neuvonen, K.J., Korsman, K., Kouvo, O., Paavola, J., 1981. Paleomagnetism and age relations of the rocks in the Main Sulphide Ore Belt in central Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland*, 53, 109-133.
- Nomade, S., Chen, Y., Féraud, G., Pouclet, A., 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. *Precambrian Research*. 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. *Geophy. J. Int.*, 154, 677-694.
- Norcross, C., Davis, D. W., Spooner, E. T. C., Rust, A., 2000. U-Pb and Pb-Pb age constraints on Paleoproterozoic magmatism, deformation and gold mineralization in the Omai area, Guyana Shield. *Precambrian Research*, 102 (1-2), pp. 69-86.
- Oliveira, C. C. O., Albuquerque, M. C., 2004. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Projeto Província de Alta Floresta (PROMIN ALTA FLORESTA). Geologia e recursos minerais da Folha Alta Floresta (SC.21-Z-X-C). Brasília, CPRM.

- Onstott, T. C., Hargraves, R. B., 1981. Proterozoic transcurrent tectonics: palaeomagnetic evidence from Venezuela and Africa. *Nature*, 289, 131-136, January.
- Onstott, T.C., Dorbor, J., 1987. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic results from Liberia and the Precambrian APW database for the West African Shield. *J. Afr. Earth Sci.* 6, 537– 552.
- Onstott, T. C., Hargraves, R. B., York, D., Hall, C., 1984a. Constraints on the motions of South American and African Shields during the Proterozoic: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic correlations between Venezuela and Liberia. *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, 1045-1054, September.
- Onstott, T. C., Hargraves, R. B., York, D., 1984b. Dating of Precambrian diabase dikes of Venezuela using Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods. *Anais II do Simpósio Amazônico, Manaus, Brasil, DNPM*, 2:513-518.
- Parés, J. M., Hassold, N. J. C., Rea, D. K., Van der Pluijm, B. A., 2007 Paleocurrent directions from paleomagnetic reorientation of magnetic fabrics in deep-sea sediments at the Antarctic Peninsula Pacific margin (ODP Sites 1095, 1101), *Marine Geology*, 242, 261–269.
- Park, J.K., Inving, E., Donaldson, J.A., 1973. Paleomagnetism of the Precambrian Dubawnt Group. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 522–537.
- Park, K., Tanczyk, E. I., Desbarats, A., 1988. Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dykes of Labrador, Canada. *J. Geophys. Res.*, 93, 13689–13704.
- Parker, A.J., Rickwood, P.C., Baillie, P.W., McClenaghan, M.P., Boyd, D.M., Freeman, M.J., Pietsch, B.A., Murray, C.G., Myers, J.S., 1987. Mafic dyke Swarms of Australia. In: Henry C. Halls & Walter F. Fahrig (eds.). *Mafic Dyke Swarms*. Geological association of Canada, Special Paper 34, pp. 401-417.
- Payne, J.L., Hand, M., Barovich, K.M., Reid, A., Evans, D.A.D., 2009, Correlations and reconstruction models for the 2500–1500 Ma evolution of the Mawson continent, *in* Reddy, S.M., et al., eds., *Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: Geological Society of London Special Publication* 323, p. 319–355, doi: 10.1144/SP323.16.
- Perillo, B. M., 2009. Estudo Paleomagnético e de Anisotropia Magnética da Suíte Flor da Serra, Cráton Amazônico. Trabalho de Graduação II, Departamento de Geofísica do IAG-USP, 38p.
- Pesonen, L.J., Stigzelius, E., 1972. On petrophysical and paleomagnetic investigations of the gabbros of the Pohjanmaa region, Middle-West Finland. *Geol. Surv. Finland, Bull.* 260, 1-27.
- Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Mertanen, S., Pisarevsky, S., D'Agrella-Filho, M.S., Meert, J. G., Schmidt, P.W., Abrahamsen, N., Bylund, G., 2003. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics*, 375, 289-324.
- Pessoa, M.R., Andrade, A.F. de, Nascimento, O.J.O. do, Santos, J.O.S., Oliveira, A.J.R. de, Lopes, R. da C., Prazeres, W.V., 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus, DNPM/CPRM, 8 v.
- Phillips, B. R., Bunge, H. P., 2007. Supercontinent cycles disrupted by strong mantle plumes, *Geology*, 35; n. 9; p. 847–850; doi: 10.1130/G23686A.
- Pinheiro, S. S., Reis, N. J., Costi, H. T., 1990. Geologia Da Região Do Caburá, Nordeste De Roraima, Texto Explicativo. Manaus, Brasil: Brasília, Brasil, Departamento Nacional da Produção Mineral, 92p.
- Pinho, M. A. S. B., Lima, E.F., Fetter, A., Van Schmus, W.R., Chemale-Jr, F. 2001. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri – porção Centro-Sul do Cráton Amazônico, Aripuanã, Mato Grosso. *Rev. Bras. Geoc.*, 31:1-5.

Piper, J.D.A., 1983. Proterozoic palaeomagnetism and single continent plate tectonics. *Geophysical Journal - Royal Astronomical Society*, 74(1), pp. 163-197.

Piper, J.D.A., 2000. The Neoproterozoic Supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? *Earth and Planetary Science Letters* 176, 131–146.

Piper, J.D.A., Lomax, G., 1973. Paleomagnetism of the Precambrian Birimian and Takwaian rocks of the West Africa. *Geophysic, J.R astro. Soc.*, 34, 435-450.

Piper, J.D.A., Jiasheng, Z., Huang, B., Roberts, A.P., 2011. Palaeomagnetism of Precambrian dyke swarms in the North China Shield: The ~1.8Ga LIP event and crustal consolidation in late Palaeoproterozoic times. *Journal of Asian Earth Sciences*. v. 41(6), p. 504-524. DOI: 10.1016/j.jseaes.2011.03.010.

Pisarevsky, S.A., Sokolov, S.J., 2001. The magnetostratigraphy and a 1780Ma paleomagnetic pole from the red sandstones of the Vazhinka River section, Karelia, Russia. *Geophys. J. Int.* 146, 531–538.

Pisarevsky, S. A., Bylund, G., 2010. Paleomagnetism of 1780–1770 Ma mafic and composite intrusions of Småland (Sweden): Implications for the Mesoproterozoic Supercontinent. *American Journal of Science*, vol. 310, p. 1168–1186, DOI 10.2475/09.2010.15.

Pradhan, V.R., Meert, J.G., Pandit, M.K., Kamenov, G., Gregorya, L.C., Malone, S.J., 2010. India's changing place in global Proterozoic reconstructions: A review of geochronologic constraints and paleomagnetic poles from the Dharwar, Bundelkhand and Marwar cratons. *Journal of Geodynamics*, 50, 224–242. doi:10.1016/j.jog.2009.11.008.

Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K.L., Dunlop, D.J., 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. *Earth Planet. Sci. Lett.* 28, 133–143.

Rainbird, R.H., Hadlari, T., 2000. Revised stratigraphy and sedimentology of the Paleoproterozoic Dubawnt Supergroup at the northern margin of Baker Lake Basin, Nunavut. *Geol. Surv. Can.* 2000-C8, 1-9.

Ramgrab, G. E., Bomfim, L. F. C., Mandetta, P., 1972. Projeto Roraima. 2a. Fase. DNPM/CPRM, Manaus, Relatório Final, 38 p.

Ramgrab, G.E., Santos, J.O.S., 1974. O Grupo Uatumã. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Resumo das Comunicações. Porto Alegre, SBG, p. 32-33.

Rämö, O.T., McLemore, V.T., Hamilton, M.A., Kosunen, P.J., Heizler, M., Haapala, I., 2003. Intermittent 1630-1220 Ma magmatism in central Mazatzal Province: new geochronologic piercing points and some tectonic implications. *Geology* 31, 335-338.

Raposo, M. I. B., Ernesto, M., 1995. Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil) and its relationship with magma flow direction. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 87, 183-196.

Raposo, M. I. B., D'Agrella-Filho, M. S., 2000. Magnetic fabrics of dike swarms from SE Bahia State, Brazil: their significance and implications for Mesoproterozoic basic magmatism in the São Francisco Craton. *Precambrian Research*, 99, 309–325.

Raposo, M. I. B., D'Agrella-Filho, M. S., Siqueira, R., 2003. The effect of magnetic anisotropy on paleomagnetic directions in high-grade metamorphic rocks from the Juiz de Fora Complex, SE Brazil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 209, p. 131-147.

- Raposo, M. I. B., Berquó, T. S., 2008. Tectonic fabric revealed by AARM of the proterozoic mafic dike swarm in the Salvador city (Bahia State): São Francisco Craton, NE Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 167, 179–194.
- Reddy, S.M., Evans, D.A.D., 2009. Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. *Geol. Soc., Lond.* 323, 1–26, doi:10.1144/SP323.1 (Special Publications).
- Reis, N.J., Carvalho, A. S., 1996. Coberturas Sedimentares do Mesoproterozóico do Estado de Roraima. Avaliação e Discussão do Modo de Ocorrência, com Especial Enfoque ao Bloco Pacaraima (Supergrupo Roraima). *Revista Brasileira de Geociências*, 26 (4), 217-226.
- Reis, N.J., Fraga, L. M. B., 2000. Geologic and tectonic framework of Roraima State – Guiana shield. In: *Int. Geo. Congr.*, 31, Rio de Janeiro, Resumo Expandido.
- Reis, N.J., Fraga, L. M. B., Faria, M. S. G., Almeida, M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In: BRGM (eds) *Geology of France and surrounding áreas – Special Guiana shield*, n.2-3-4, p.121-134.
- Reis, N.J., Teixeira, W., Hamilton, M.A., Bispo-Santos, F., Almeida, M.E., D'Agrella-Filho, M.S., 2012. The Avanavero mafic magmatism: A Paleoproterozoic LIP in the Guiana Shield, Amazonian Craton – U-Pb TIMS baddeleyite, geochemical and paleomagnetic evidence. *Lithos (no prelo)*.
- 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, 223-234.
- Rochette, P., Jackson, M., Aubourg, C., 1992. Rock magnetism in the interpretation of anisotropy magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 30, pp. 209-226.
- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.*, 9, 1015-1020,
- Rogers, J. J. W., 1996. A history of the continents in the past three billion years, *J. Geology*, 104: 91-107.
- Rogers, J. J. W., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic Supercontinent. *Gondwana Res.*, 5, 5-22.
- Rogers, J. J. W., Santosh, M., 2003. Supercontinents in Earth History. *Gondwana Research*, v. 6, n. 3, pp. 357-368.
- Rogers, J. J. W., Santosh, M., 2009. Tectonics and surface effects of the supercontinent Columbia. *Gondwana Research*, 15, 3-4, 373-380.
- Saadi, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. *Geonomos*, 1:1-15.
- Sabate, P., Lomax, K., 1975. Données stratigraphiques et paleomagnetiques de la region Yetti-Eglab (Sahara occidental algerien). *Bulletin du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres*, 4, 292-311.
- Sadowski, G. R., 2002. The Fit Between Amazonia, Baltica and Laurentia During the Mesoproterozoic Assemblage of the Supercontinent Rodinia. *Gondwana Research*, v 5, n. 1, pp. 101 -107.
- Santos, J. O. S., D'antona, R. J. G., 1984. A Formação Arai e a subdivisão do Grupo Roraima. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, Núcleo-Rj, p. 1162-1173.

- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N.J., Fletcher, I. R., 2000. A new understanding of the Provinces of Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research.*, 3, pp. 453-488.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon craton—Evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology: *J. South Am. Earth Sci.*, 15: 409-429.
- Santos, J. O. S., Potter, P. E., Reis, N. J., Hartmann, L. A., Fletcher, I. R., McNaughton, N. J., 2003a. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Bulletin of the Geological Society of America*, Issue 3, pp. 331-348.
- Santos, J.O.S., 2003b. Geotectônicas dos Escudos da Guiana e Brasil-Central. *In*: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (eds.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. CPRM, Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 692p.
- Santos, J.O.S., Faria, M.S.G. de, Riker, S.R.L., Souza, M.M. de, Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2006. A faixa colisional K'Mudku (idade Grenvilliana) no norte do Cráton Amazonas: reflexo intracontinental do Orógeno Sunsás na margem ocidental do cráton. *In*: Simpósio de Geologia da Amazônia, 9, Belém. Sociedade Brasileira de Geologia, CD-ROM.
- Santos, J. O. S., Rizzotto, G. J., Potter, P. E., McNaughton, N. J., Matos, R.S., Hartmann, L. A., Chemale Jr., F., Quadros, M.E.S., 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165, 120–152.
- Salminen, J., Pesonen, L.J., 2007. Paleomagnetic and rock magnetic study of the Meso-proterozoic sill, Valaam island, Russian Karelia. *Precambrian Res.* 159, 212–230.
- Schobbenhaus, C., Campos, D. A. Derze, G. R., Asmus, H. E., 1984. *Geologia do Brasil: Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*, escala 1:2.500.000. Brasília: DNPM, 501p.
- Schobbenhaus, C., Hoppe, A., Lork, A., Baumann, A., 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do cráton Amazônico. *Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros resultados. Anais, Congresso Brasileiro De Geologia*, 37th, 2, pp. 395-397. Camboriú, Porto Alegre, Brazil, Sociedade Brasileira de Geologia.
- Schobbenhaus, C., Brito-Neves, B. B., 2003. A geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana. *In*: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H., *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*, Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 692p.
- Schobbenhaus, C., Goncalves, J. H., Santos, J. O. S., Abram, M. B., Leão Neto, R., Matos, G. M. M.; Vidotti, R. M., Ramos, M. A. B., Jesus, J. D. A., 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folhas Boa Vista (NA20) e Roraima (NB20). Escala 1:1000000.
- Sears, J.W., Price, R.A., 2002. The Hypothetical Mesoproterozoic Supercontinent Columbia: Implications of the Siberian-West Laurentian Connection. *Gondwana Research*, V 5, No. I, pp. 35-39.
- Sears, J.W., Price, R.A., 2003. Tightening the Siberian connection to western Laurentia. *GSA Bull.*, 115, 943–953.
- Silva, G.H., Leal, J.W.L., Montalvão, R.M.G., 1980. *Geologia*: *In*: Projeto RADAMBRASIL. Folha SC. 21 – Jurueña: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasil, pp. 21–116, 456pp.
- Silver, P. G., Behn, M. D., 2008. Intermittent Plate Tectonics? *Science*, v.319, n. 5859, 85-88. doi: 10.1126/science.1148397.

- Snelling, N. J., 1963. Age of the Roraima Formation, British Guyana. *Nature*, 198, 1079-1080.
- Souza-Filho, P. W. M., Quadros, M. L. E. S., Scandolara, J. E., Silva-Filho, E. P., Reis, M. R., 1999. Compartimentação Morfoestrutural e Neotectônica do Sistema Fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia-Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4), p. 469-476.
- Symons, D.T.A., 1991. Paleomagnetism of the Proterozoic Wathaman batholith and the suturing of the Trans-Hudson orogen in Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.* 28, 1931–1938.
- Symons, D.T.A., Harris, M.J., 2005. Accretion history of the Trans-Hudson Orogen in Manitoba and Saskatchewan from paleomagnetism. *Can. J. Earth Sci.* 42, 723–740.
- Tamrat, E., Ernesto, M., 1999. Magnetic fabric and rock-magnetic character of the Mesozoic flood basalts of the Paraná Basin, Brazil. *Journal of Geodynamics*, 28, 419-437.
- Tarling, D. H., Hrouda, F., 1993. *The Magnetic Anisotropy of Rocks*, Chapman and Hall, London, 217p.
- Tarling, D. H., 1983. *Paleomagnetism: Principles and Applications in Geology, geophysics and Archaeology*. Chapman and Hall Ltda, New York.
- Tassinari, C. C. G., 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico: revisão dos dados isotópicos. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 139 p.
- Tassinari, C. C. G., Cordani, U. G., Nutman, A. P., Van Schumus, W. R., Bettencourt, J. S., Taylor, P. N., 1996. Geochronological systematics on basement rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and tectonic implications. *Int. Geol. Rev.* 38 (2), 161–175.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* 22, 174–182.
- Tassinari, C. C. G., Bettencourt, J. S., Geraldès, M. C., Macambira, M. J. B., 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 América*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 41-95.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B., 2004. A evolução do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B., *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda, São Paulo.
- Tauxe, L., 2002. *Paleomagnetic Principles and Practice*, Kluwer Academic Publishers.
- Tauxe, L., 2009. *Essentials of Paleomagnetism*. University of California Press. 512p.
- Teixeira, W., Tassinari, C. C. G., Cordani, U. G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*. 42, 213–227.
- Teixeira, W., Geraldès, M.C., Matos, R., Ruiz, A.S., Saes, G., Vargas-Mattos, G., 2010. A review of the tectonic evolution of the Sunsas belt, SW portion of the Amazonian Craton. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 47–60.
- Théveniaut, H., Delor, C., Lafon, J. M., Monié, P., Rossi, P., Lahondère, D., 2006. Paleoproterozoic (2155–1970 Ma) evolution of the Guiana Shield (Transamazonian event) in the light of new paleomagnetic data from French Guiana, *Precambrian Research*, 150, 221–256.
- Tohver, E., Van der Pluijm, B. A., Van der Voo, R., Rizzotto, G., Scandolara, 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, p. 185-200.

- Tohver, E., van der Pluijm, B.A., Mezger, K., Scandolara, J.E., Essene, E.J., 2004a. Significance of the Nova Brasilândia Metasedimentary Belt in western Brazil: redefining the Mesoproterozoic boundary of the Amazon craton. *Tectonics* 23, TC6004, doi:10.1029/2003TC001563.
- Tohver, E., Bettencourt, J.S., Tosdal, R., Mezger, K., Luis, W.B., Payolla, B., 2004b. Pb isotopes and tectonic affinities of the Grenville-deformed Amazon basement: Terrane transfer with southern Laurentia? *Earth Planet. Sci. Lett.* 228, 161–176, doi:10.1016/j.epsl.2004.09.029.
- Tohver, E., van der Pluijm, B.A., Mezger, K., Scandolara, J.E., Essene, E.J., 2005. Two stage tectonic history of the SW Amazon craton in the late Mesoproterozoic: identifying a cryptic suture zone. *Precambrian Res.* 137, 35–59.
- Tohver, E., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Res.* 147, 193–222.
- Trindade, R.I.F., Font, E., D'Agrella-Filho, M.S., Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon Craton. *Terra Nova*, 15 (6), 441–446.
- Trindade, R. I. F., D'Agrella-Filho, M. S., Babinski, M., Font E., Brito-Neves, B. B., 2004. Paleomagnetism and geochronology of the Bebedouro cap carbonate: evidence for continental-scale Cambrian remagnetization in the São Francisco craton, Brazil, 128, 1-2, 83-103.
- Trindade, R.I.F., D'Agrella-Filho, M.S., Epof, I., Brito Neves, B.B. 2006. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, 244 (1-2), 361-377.
- Vandamme, D., 1994. A new method to determine paleosecular variation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85, 131-142.
- Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184, pg. 1-9, Elsevier Science Publishers B. V. Amsterdam.
- Veldkamp, J., Mulder, F. G., Zijdeveld, D. A., 1971. Paleomagnetism of Suriname dolerites. *Phys. Earth Planet. Interiors*. 4, 370-380.
- Veloso, E. E., Anma, R., Ota, T., Komiya, T., Kagashima, S., Yamazaki, T. 2007. Paleocurrent patterns of the sedimentary sequence of the Taitao ophiolite constrained by anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic analyses, *Sedimentary Geology*, 201, 446–460.
- Veselovskiy, R. V., Petrov, P. Y., Karpenko, S. F., Kostitsyn, Y. A., Pavlov, V. E., 2006. New Paleomagnetic and Isotopic Data on the Mesoproterozoic Igneous Complex on the Northern Slope of the Anabar Uplift. *Doklady Earth Sciences*, Vol. 411, No. 8, pp. 1190–1194. DOI: 10.1134/S1028334X06080058.
- Vigneresse, J.L., 2005. The specific case of the Mid-Proterozoic rapakivi granites and associated suite within the context of the Columbia supercontinent. *Precambrian Research*, v. 137 (1-2), pp. 1-34.
- Vitarello, I., Van der Voo, R., 1977. Late Hadrynian and Helikian pole positions from the Spokane Formation, Montana. *Can. J. Earth Sci.*, 14(1), 67–73.
- Weil, A.B., Van der Voo, R., MacNiocaill, C., Meert, J.G., 1998. The Proterozoic supercontinent Rodinia: Paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. *Earth Planet. Sci. Lett.* 154, 13–24.
- Wilson, T. J., 1966. Did the Atlantic Close and then Re-Open? *Nature*, 211, 676-681, doi:10.1038/211676a0.

- Wingate, M.T.D., Pisarevsky, S.A., Gladkochub, D.P., Donskaya, T.V., Konstantinov, K.M., Mazukabzov, A.M., and Stanevich, A.M., 2009, Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography: *Precambrian Research*, v. 170, p. 256–266, doi:10.1016/j.precamres.2009.01.004.
- Wu, H., Zhang, S., Li, Z.-X., Li, H., and Dong, J., 2005, New paleomagnetic results from the Yangzhuang Formation of the Jixian System, north China, and tectonic implications: *Chinese Science Bulletin*, v. 50, p. 1483–1489, doi: 10.1360/982005-809.
- Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A., and Sun, M., 2002, Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: Implications for a pre-Rodinia supercontinent: *Earth-Science Reviews*, v. 59, p. 125–162, doi:10.1016/S0012-8252(02)00073-9.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A., Li, S., 2003. Assembly, Accretion and Breakup of the Paleo-Mesoproterozoic Columbia Supercontinent: Records in the North China Craton. *Gondwana Research*, v. 6, n. 3, pp. 417-434.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A., Li, S., 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, 67 (1-2), pp. 91-123.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A., Li, S., Zhang, J., 2006. Some key issues in reconstructions of Proterozoic supercontinentes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28 (1), pp. 3-19.
- Zhao, G., Wilde, S. A., Sun, M., Li, S., Li, X., Zhang, J., 2008. SHRIMP U–Pb zircon ages of granitoid rocks in the Luliang Complex: Implications for the accretion and evolution of the Trans-North China Orogen, *Precambrian Research*, 160, 213–226.
- Zijderveld, J. D. A., 1967. A. C. Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. In: *Methods in Paleomagnetism*; Collinson, D. W.; Creer, K. M. Runcorn, S. K., pg. 254-286.