

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

***Avaliação da distribuição de pólos
geomagnéticos virtuais para um campo não
exclusivamente dipolar***

EVERTON FRIGO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Geofísica
Orientadora: Prof^a Dra. Marcia Ernesto

São Paulo
2008

RESUMO

As variações de longo período do campo geomagnético são estudadas através de dados provenientes do registro do campo antigo nas rochas. A direção de magnetização obtida de um certo nível estratigráfico, ou de um derrame de lava, corresponde a um instante no tempo geológico e marca a posição que o pólo magnético da Terra ocupava no momento de formação da rocha em consideração. Essa direção é transformada num pólo geomagnético virtual (PGV) e uma sucessão de eventos geológicos deve fornecer uma série de PGVs que descrevem a trajetória do pólo magnético terrestre durante o intervalo de tempo correspondente.

Este trabalho visa avaliar a distribuição de dados paleomagnéticos para um campo não exclusivamente dipolar, usando-se dados obtidos de sucessões de derrames de lava e de intrusões ígneas. São abordados dois pontos principais: (1) a forma da distribuição dos dados e seus parâmetros estatísticos no caso de haver controle cronológico dos eventos geomagnéticos registrados e no caso de controle ausente; (2) possíveis efeitos de componentes não dipolares do campo geomagnético sobre as distribuições de direções e de pólos geomagnéticos virtuais.

Os dados paleomagnéticos utilizados foram obtidos em seções geológicas da Formação Serra Geral provenientes das partes sul (idades de ~133 Ma), e das partes central e norte (idades de ~132 Ma), da Bacia do Paraná. Os dados geomagnéticos utilizados foram obtidos a partir do modelo IGRF 2005. Além disso, foram utilizados dados sintéticos calculados a partir do modelo do dipolo geocêntrico axial.

Os valores da dispersão angular dos dados paleomagnéticos são, em geral, menores que aqueles previstos em modelos de variação paleossecular (modelo G) para o intervalo de 110-195 Ma e, embora também menores, aproximam-se mais dos valores previstos no modelo para o intervalo 0-5 Ma. Conclui-se que, em geral, quando os dados apresentam distribuições fisherianas, a dispersão angular é menor do que para distribuições não-fisherianas o que pode justificar a discrepância entre os valores encontrados e aqueles previstos no modelo. Os dados não-transicionais, em seções com bom controle cronológico, concentram-se em três bandas de longitude: 60-90°E, 120-150°E e 240-270°E, sendo que a segunda concorda com uma das bandas preferenciais de longitude sugeridas na literatura para PGVs transicionais dos últimos 12Ma. As distribuições dos conjuntos de PGVs não transicionais, que apresentam bandas preferenciais de longitude, são do tipo não fisherianas, sendo as demais fisherianas.

Os resultados obtidos a partir dos dados geomagnéticos indicam que, quanto maior a presença de componentes não dipolares do campo, maior serão as distorções produzidas nas distribuições de direções e de PGVs. Se uma anomalia de campo não dipolar afetar uma região por um período suficientemente longo para haver registro paleomagnético de todo, ou parte, do ciclo de variação secular, haverá distorções significativas no conjunto de dados resultante.

Palavras-chave: Geomagnetismo, Pólos Geomagnéticos Virtuais, Variação Paleossecular, Campo Não-dipolar, Distribuição Fisheriana, Longitudes Preferenciais

ABSTRACT

The long period variations of the geomagnetic field are studied through records of the ancient field in rocks. The magnetization direction obtained for a certain stratigraphic level or lava flow corresponds to an instant in the geological time, and marks the position the magnetic pole was occupying at the time the rock was formed. That direction is transformed into a virtual geomagnetic pole (VGP) and successive geologic events provide a series of VGPs that describe the trajectory of the earth's magnetic pole during the corresponding time interval.

This work intends to evaluate the distribution of paleomagnetic data for a non-exclusive dipolar field by means of data obtained from successive lava flows and intrusive rocks. Two main points will be addressed: (1) the shape distribution of data and its statistical parameters in case of existing chronological control of the recorded geomagnetic events, and in case of no control; (2) possible effects of non-dipolar components of the geomagnetic field on the direction and VGP distributions.

The paleomagnetic data used in this work come from geological sections of the Serra Geral Formation in the Paraná Basin, exposed in the south area (ages around 133Ma), and in the central and north areas (ages around 132Ma). Geomagnetic data are from the IGRF 2005 model. Synthetic data was also used, and was calculated based on the geocentric axial dipole model.

The angular dispersion values obtained from paleomagnetic data are, in general, smaller than those proposed in paleosecular variation models (model G) for the age interval 110-195 Ma, but closer to the 0-5 Ma age interval. It is concluded that when data has fisherian distribution the angular dispersion is smaller than for fisherian distributions. This may justify the discrepancy between the expected values from statistical models and those obtained for real cases. Non-transitional data concentrate in three longitude bands: 60-90°E, 120-150°E e 240-270°E, the second being in agreement with one of the proposed longitude bands in literature for transitional VGPs for the last 12Ma. Those data sets including non-transitional VGPs that show longitude band confinement corresponds to non-fisherian distributions, whereas the others are fisherian.

Results from geomagnetic data indicate that the stronger the presence of non-dipolar components the greater will be the distortion in the distributions of directions and VGPs. If an

non-dipolar field anomaly affects an area for a sufficient time interval to generate a paleomagnetic record of a secular variation cycle, or part of it, than significant distortions in the resulting data set will appear.

Key words: Geomagnetism, Virtual Geomagnetic Poles, Paleosecular Variation, Non-dipolar Field, Fisherian Distribution, Preferential Longitudes

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Prof^ª Dra. Marcia Ernesto pela sua atenção, apoio, dedicação, discussões e contribuições dadas durante o desenvolvimento desse Projeto.

Ao Prof. Dr. Igor Ivory Gil Pacca pelo acompanhamento do trabalho e discussões sobre temas relacionados ao geomagnetismo e paleomagnetismo. Aos Professores Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade e Dr. Manoel Souza D'Agrella Filho pelas sugestões e discussões.

Aos demais Professores do Departamento de Geofísica por seus ensinamentos.

Aos colegas do Laboratório de Paleomagnetismo e Magnetismo de Rochas e demais colegas da Pós-Graduação pela amizade e companheirismo no decorrer desses dois anos de convivência.

Aos funcionários do IAG-USP por sua atenção e dedicação no intuito de contribuir para o avanço deste trabalho.

Aos meus orientadores de Iniciação Científica, Dr. Nalin Babulal Trivedi e Dr. Nelson Jorge Schuch pelo incentivo e amizade desde os primeiros passos na carreira científica.

À minha família e aos amigos pelo apoio e dedicação total em todas as etapas de minha formação.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pelo aporte financeiro, sem o qual o projeto não poderia ter sido desenvolvido.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Representação dos elementos do campo geomagnético.	5
Figura 2.2: Aspectos gerais do campo geomagnético.	7
Figura 2.3: Representação das coordenadas do ponto P no sistema de coordenadas esféricas.	9
Figura 2.4: Componentes não dipolares do campo com função da posição geográfica.	12
Figura 2.5: Movimento do pólo magnético ao redor do pólo geográfico para os últimos 10 mil anos.	15
Figura 2.6: Trajetória do pólo geomagnético durante a transição de polaridade Brunhes-Matuyama (780000 anos atrás).	16
Figura 2.7: Escala temporal de inversões de polaridade do campo geomagnético.	17
Figura 3.1: Relação entre as coordenadas do local de amostragem (L) e do pólo (P) calculado a partir dos dados direcionais. O modelo utilizado é o DGA, cujo momento magnético é representado por M.	21
Figura 3.2: Modelo G para os períodos entre 110-195 Ma e 0-5 Ma.	29
Figura 4.1: Mapa geológico da Bacia do Paraná.	34
Figura 4.2: Distribuições de todas as direções com polaridade normal e reversa para os dados.	37
dos grupos 1 (esquerda) e 2 (direita).	37
Figura 4.3: Curvas de variação da declinação e inclinação das seções do Grupo 1.	40
Figura 4.4: Curvas de variação da declinação e inclinação das seções do Grupo 1.	41
Figura 5.1: Distribuições de direções para as seções do Grupo 1.	42
Figura 5.2: Distribuições de direções para as seções do Grupo 2.	43
Figura 5.3: Conjunto das direções normais e reversas para cada Grupo.	43
Figura 5.4: Distribuições PGVs para os dados do Grupo 1.	45
Figura 5.5: Continuação das distribuições PGVs para os dados do Grupo 1.	46
Figura 5.6: Distribuições PGVs para os dados do Grupo 2.	46
Figura 5.7: Continuação das distribuições PGVs para os dados do Grupo 2.	47
Figura 5.8: Gráfico de quantis para a longitude dos PGVs da seção SM.	49
Figura 5.9: Gráfico de quantis para a longitude dos PGVs da seção JS.	50
Figura 5.10: Gráfico de quantis para a colatitude dos PGVs da seção SM.	50
Figura 5.11: Gráfico de quantis para a colatitude dos PGVs da seção JS.	51
Figura 5.12: Longitudes dos PGVs do Grupo 1.	53
Figura 5.13: Longitudes dos PGVs do Grupo 1.	54

Figura 5.14: Longitudes dos PGVs do Grupo 2.....	55
Figura 5.15: Longitudes dos PGVs da seção PMN.	55
Figura 5.16: Longitudes dos PGVs da seção TS.....	56
Figura 5.17: Dispersões angulares obtidas para as seções do Grupo 1.....	57
Figura 5.18: Dispersões angulares obtidas para as seções do Grupo 2.....	58
Figura 5.19: Dispersões angulares obtidas para os conjuntos do Grupo 1.....	59
Figura 5.20: Dispersões angulares obtidas para os conjuntos do Grupo 2.....	60
Figura 5.21: Comparação de direções do campo atual, com o modelo GAD e médias do Grupo 1.....	62
Figura 5.22: Comparação de direções do campo atual, com o modelo GAD e médias do Grupo 1.....	63

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Famílias do dipolo e quadrupolo e seus respectivos coeficientes de Gauss.....	27
Tabela 3.2: Valores críticos dos parâmetros estatísticos para os níveis de confiança de 90, 95 e 99%.....	32
Tabela 4.1: Posições geográficas das seções do Grupo 1.....	35
Tabela 4.2: Posições geográficas das seções do Grupo 2.....	36
Tabela 5.1: Direções médias e parâmetros estatísticos obtidos para cada seção do Grupo 1	44
Tabela 5.2: Direções médias e parâmetros estatísticos obtidos para cada seção do Grupo 2.	44
Tabela 5.3: Pólos paleomagnéticos e parâmetros estatísticos obtidos para cada seção do Grupo 1	48
Tabela 5.4: Pólos paleomagnéticos e parâmetros estatísticos obtidos para cada seção do Grupo 2.....	48
Tabela 5.5: Parâmetros estatísticos relativos a análise de forma dos dados do Grupo 1.....	51
Tabela 5.6: Parâmetros estatísticos relativos a análise de forma dos dados do Grupo 2.....	52
Tabela 5.7: Coordenadas geográficas e geomagnéticas das posições simétricas às das seções do Grupo 1.....	61

SUMÁRIO

Resumo	i
Abstract	iii
Agradecimentos	v
1 – Introdução	1
2 – Características gerais do campo geomagnético	5
2.1 – O vetor campo geomagnético	5
2.2 – A origem do campo geomagnético	6
2.3 – A forma do campo	7
2.4 – Descrição matemática	8
2.5 – O modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field)	12
2.6 – Variações geomagnéticas de períodos longos	13
3 – Tratamento dos dados paleomagnéticos	18
3.1 – Obtenção de dados paleomagnéticos direcionais	18
3.2 – Modelo do dipolo geocêntrico axial	20
3.3 – Cálculo das posições dos pgsvs	20
3.4 – Estatística de fisher	21
3.5 – Modelos de variação paleossecular	24
3.5.1 – Evolução histórica	24
3.5.2 – O modelo G	27
3.6 – Análise da forma das distribuições	29
3.6.1 – A forma das distribuições	29
3.6.2 – Análise gráfica	30
3.6.3 – Testes estatísticos	31
4 – Dados utilizados e métodos de análise	33
4.1 – Dados paleomagnéticos da formação serra geral	33
4.1.1 – Aspectos geológicos da formação serra geral	33
4.1.2 – Conjuntos de dados utilizados	35
4.1.3 – Curvas de variação secular das seções com bom controle cronológico	37
4.2 – Dados do IGRF 2005	37
4.3 – Dados do modelo DGA	38
4.4 – Método de análise dos dados	38

5 – Resultados e discussões	42
5.1 – Distribuições de direções paleomagnéticas	42
5.2 –Distribuições de pgvs	45
5.3 – Análise da forma das distribuições e ocorrência de inversões de polaridade.....	49
5.4 – Comparação das dispersões angulares com o modelo g.....	56
5.5 – Análise do campo atual.....	60
6 –Conclusões	65
Referências	67
Anexos	70

1 – INTRODUÇÃO

O campo magnético da Terra é gerado principalmente no núcleo externo líquido e apresenta variações, tanto direcionais quanto de intensidade, que cobrem escalas temporais e espaciais bastante amplas. O campo é predominantemente dipolar, no entanto para algumas regiões existe uma importante componente não dipolar somada à componente principal.

Os dados geomagnéticos confiáveis e adquiridos de forma contínua são disponíveis a partir da época de Gauss (início do século XIX). No entanto, para se estudar variações temporais cujos períodos cobrem um tempo superior a este, como a variação secular e as inversões de polaridade, é necessária a utilização de dados paleomagnéticos (referentes ao campo geomagnético no passado geológico), obtidos a partir da magnetização remanente das rochas.

A partir de registros do campo nas rochas, pode-se obter, em laboratório, uma seqüência temporal de valores de declinação e inclinação magnéticas. Esses valores direcionais são convertidos em pólos geomangéticos virtuais (PGVs), que correspondem à posição instantânea do pólo magnético terrestre. O caminho percorrido pelo pólo magnético ao redor do eixo de rotação da Terra é a característica mais acessível da variação geomagnética secular, que pode ser obtida a partir de dados paleomagnéticos. A dispersão angular dos PGVs ao redor de seu valor médio indica a amplitude da variação secular da época. A análise das seqüências de valores direcionais ou de PGVs também permite identificar a ocorrência de inversões de polaridade. A inversão geomagnética não possui uma definição precisa, mas, genericamente, podemos dizer que tal evento ocorre quando existe uma mudança no sentido do campo, isto é, o pólo sul se torna pólo norte e vice-versa. Quando a inversão de polaridade não se completa, porém o pólo se afasta consideravelmente ($\geq 40^\circ$) do pólo geográfico, diz-se que ocorreu uma inversão geomagnética.

Os estudos paleomagnéticos são baseados na hipótese do dipolo geocêntrico axial, segundo a qual, a média das posições ocupadas pelo pólo magnético terrestre, quando tomada em um intervalo de tempo que cobre ao menos um ciclo de variação secular, coincidirá com o pólo geográfico. Porém, se a variação secular não está corretamente eliminada, a posição do pólo calculado não corresponderá à posição verdadeira. O paleomagnetismo utiliza a diferença angular existente entre o pólo calculado (desde que eliminada a variação secular) e o pólo geográfico, como medida da deriva continental. A eliminação da variação secular é avaliada a partir da análise dos parâmetros estatísticos das distribuições de PGVs.

No entanto, durante um ciclo de variação secular podem ocorrer excursões geomagnéticas e também inversões de polaridade. Estudos indicam que as inversões de polaridade do campo geomagnético ocorrem preferencialmente em duas bandas de longitudes antípodas (Laj et al., 1991; Clement, 1991), embora outros trabalhos indicam um comportamento diferente, com espalhamento em relação às longitudes durante a inversão (Coe e Prévot, 1989; Roperch e Duncan, 1990).

A relação entre os processos de inversão e de variação secular foi investigada, por Constable (1992), utilizando dados disponíveis para os últimos cinco milhões de anos. Em condições de campo magnético calmo (sem inversões de polaridade), admite-se que a distribuição de PGVs resultante de vários ciclos de variação secular é bem representada por uma gaussiana sobre a esfera, ou seja é uma distribuição fisheriana (Fisher, 1953) e o raio da distribuição não ultrapassa 40°. Portanto, a hipótese do dipolo geocêntrico axial é, em geral, confirmada. Se, entretanto, uma inversão de polaridade ocorre durante um ciclo de variação secular, a distribuição de PGVs poderá ser distorcida pelas longitudes preferenciais, e a posição do pólo paleomagnético calculado a partir da média dos PGVs será afetada de erro.

A dispersão angular de um conjunto de PGVs reflete a variação paleossecular (VPS), que é a variação secular do campo paleomagnético. Vários modelos já foram desenvolvidos para avaliar a dispersão angular e, conseqüentemente, se a média do conjunto de PGVs em análise, elimina adequadamente a VPS. Se a variação secular é corretamente eliminada, a dispersão desse conjunto deve ser compatível com aquela esperada de acordo com os modelos. Entretanto, essa avaliação estatística não é suficiente se a variação secular for anisotrópica (Love, 2000).

Os modelos de variação secular desenvolvidos com o passar dos anos podem ser classificados como paramétricos ou fenomenológicos, sendo que alguns deles englobam características de ambos. Os primeiros modelos (Irving & Ward, 1964; Creer et al., 1959; Creer, 1962a e b; Cox, 1962; Cox, 1970; Baag & Helsley, 1974; McElhinny & Merrill, 1975; McFadden & McElhinny, 1984) eram puramente paramétricos, não considerando aspectos fenomenológicos, e se baseavam em suposições bastante simplistas. Constable & Parker (1988), apresentaram uma nova geração de modelos de VPS, cujos parâmetros são obtidos a partir da análise por harmônicos esféricos de dados reais. Entretanto, foi verificado que esse modelo não descreve corretamente a dispersão angular dos PGVs como função da latitude, e, além disso, algumas de suas suposições fundamentais não condizem com o campo observado .

Posteriormente, foram sugeridas alterações a esse modelo (Kono & Tanaka, 1995; Hulot & Gallet, 1996; Quidelleur & Courtillot, 1996; Kono, 1997; Constable & Johnson, 1999; Tauxe & Kent, 2003) objetivando uma descrição mais adequada da dispersão dos PGVs como função da latitude. Entretanto, esses modelos, assim como os mais antigos, são desenvolvidos de forma a descrever a variação paleossecular nos últimos cinco milhões de anos, e não para épocas mais antigas.

O modelo de VPS mais utilizado em estudos paleomagnéticos, que cobre os últimos 195 milhões de anos, é o modelo G (McFadden et al., 1988). Este modelo é baseado na análise por harmônicos esféricos, e reúne aspectos físicos (fenomenológicos) e matemáticos (paramétricos).

Porém, a utilização dos modelos de variação paleossecular em estudos paleomagnéticos se restringe apenas à comparação dos valores calculados a partir dos modelos, com aqueles obtidos a partir da dispersão angular das distribuições de PGVs. Não existem estudos estatísticos que investiguem possíveis relações entre parâmetros estatísticos obtidos a partir das distribuições de PGVs, forma das distribuições, ocorrência de bandas preferenciais de longitudes dos PGVs e ocorrência de inversões de polaridade, e se essas possíveis relações poderiam implicar nos valores calculados a partir dos modelos de VPS. Uma investigação desse tipo, somente é possível dispondo-se de um conjunto razoavelmente grande de dados paleomagnéticos confiáveis, que cobrem vários ciclos de variação secular e registram a ocorrência de diversas inversões de polaridade.

Outro aspecto importante a respeito das distribuições de PGVs é a possível influência de componentes não dipolares do campo geomagnético sobre os parâmetros estatísticos e forma das distribuições. Esta investigação pode ser feita, por exemplo, utilizando-se dados do campo atual, para o qual é possível identificar corretamente a participação de componentes não dipolares para o campo total observado.

O objetivo deste trabalho é avaliar as distribuições de direções e de PGVs obtidas a partir de dados paleomagnéticos reais e dados geomagnéticos. As distribuições de dados paleomagnéticos serão avaliadas quanto à sua forma e parâmetros estatísticos, levando-se em consideração fatores como a ocorrência de inversões durante o ciclo de variação secular, a possível ocorrência de longitudes preferenciais dos PGVs e, comparação com modelos de variação paleossecular e taxa de inversões de polaridade. Os dados geomagnéticos serão utilizados para investigar as possíveis influências de componentes não dipolares do campo

sobre as distribuições de direções e de PGVs. Além destes, para efeito comparativo, serão utilizados dados provenientes do modelo do dipolo geocêntrico axial.

Os dados paleomagnéticos utilizados são provenientes de seqüências geológicas da Formação Serra Geral, enquanto os dados geomagnéticos são obtidos a partir do modelo IGRF 2005.

2 – CARACTERÍSTICAS GERAIS DO CAMPO GEOMAGNÉTICO

Os dados geomagnéticos, obtidos a partir de medidas diretas, disponíveis desde as grandes navegações, permitiram a observação e descrição de vários aspectos gerais do campo geomagnético. Alguns destes aspectos, importantes para o desenvolvimento do trabalho, são apresentados a seguir.

2.1 – O VETOR CAMPO GEOMAGNÉTICO

O campo magnético é um campo vetorial, representado através de um sistema de coordenadas baseado nas direções geográficas, como mostrado na Fig 2.1, permitindo a descrição do campo geomagnético em qualquer ponto P sobre a superfície da Terra.

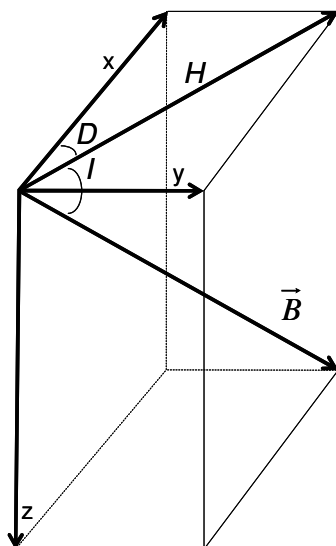


Figura 2.1: Representação dos elementos do campo geomagnético.

Na Fig 2.1, o eixo x representa o meridiano geográfico local, sendo positivo na direção norte. O eixo y (leste-oeste) é positivo na direção leste, e o eixo z (vertical), com direção positiva para baixo. O vetor campo magnético é representado por \vec{B} . A componente horizontal (no plano xy) de \vec{B} é representada por H . Verifica-se que \vec{B} faz com o plano horizontal um ângulo I , denominado inclinação magnética. O ângulo formado entre o meridiano geográfico e o meridiano magnético locais é denominado de declinação magnética, D .

As relações entre os elementos do campo geomagnético, obtidas a partir da trigonometria, são:

$$B = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (2.1)$$

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (2.2)$$

$$I = \arctan\left(\frac{Z}{H}\right) \quad (2.3)$$

$$D = \arctan\left(\frac{Y}{X}\right) \quad (2.4)$$

Os instrumentos utilizados para medidas do campo geomagnético são denominados magnetômetros. Existem diversos tipos de magnetômetros, cada um com suas características e sensibilidade, que são escolhidos de acordo com o tipo de estudo que se pretende desenvolver. Os magnetômetros podem medir os valores das três componentes do campo geomagnético (x, y, z) ou suas variações, os ângulos de declinação e inclinação, e também intensidade total do campo.

2.2 – A ORIGEM DO CAMPO GEOMAGNÉTICO

O campo geomagnético total, medido em qualquer ponto da superfície terrestre, é o resultante da soma vetorial de, principalmente, três campos constituintes. As características dessas três componentes principais, baseadas em Parkinson (1983) são apresentadas a seguir.

A principal contribuição se deve ao campo gerado no interior da Terra, cuja fonte está localizada no núcleo externo líquido. A teoria aceita atualmente diz que o campo geomagnético é gerado por um mecanismo chamado geodínamo, que funciona a partir da conversão de energia mecânica em energia magnética. A intensidade média desse campo interno é cerca de 50000 nT, podendo chegar a 70000 nT, apresentando variações espaciais bastante significativas e variações temporais de períodos longos (milhares a milhões de anos).

A segunda contribuição se deve ao campo gerado na crosta terrestre, devido à presença de materiais magnetizados. A influência deste constituinte é local, e sua intensidade média é de aproximadamente 100 nT, podendo chegar a 100000 nT, não apresentando variações temporais.

A terceira contribuição se refere ao campo de origem externa à Terra, associado à influência da interação do campo magnético interplanetário com o campo terrestre. Esta interação pode causar flutuações de intensidade que podem chegar no máximo, a cerca de 500 nT, com períodos característicos que vão desde frações de segundos a poucas décadas.

2.3 – A FORMA DO CAMPO

O campo magnético terrestre apresenta uma forma predominantemente dipolar. Suas linhas de força partem de uma região próxima ao pólo sul geográfico e convergem para outra, próxima ao pólo norte. Essas regiões são designadas como pólos sul e norte magnéticos, respectivamente, devido à proximidade aos pólos geográficos correspondentes. Por convenção, nessa configuração atual, diz-se que o campo geomagnético apresenta polaridade normal. A Fig 2.2 ilustra algumas importantes características do campo magnético terrestre.

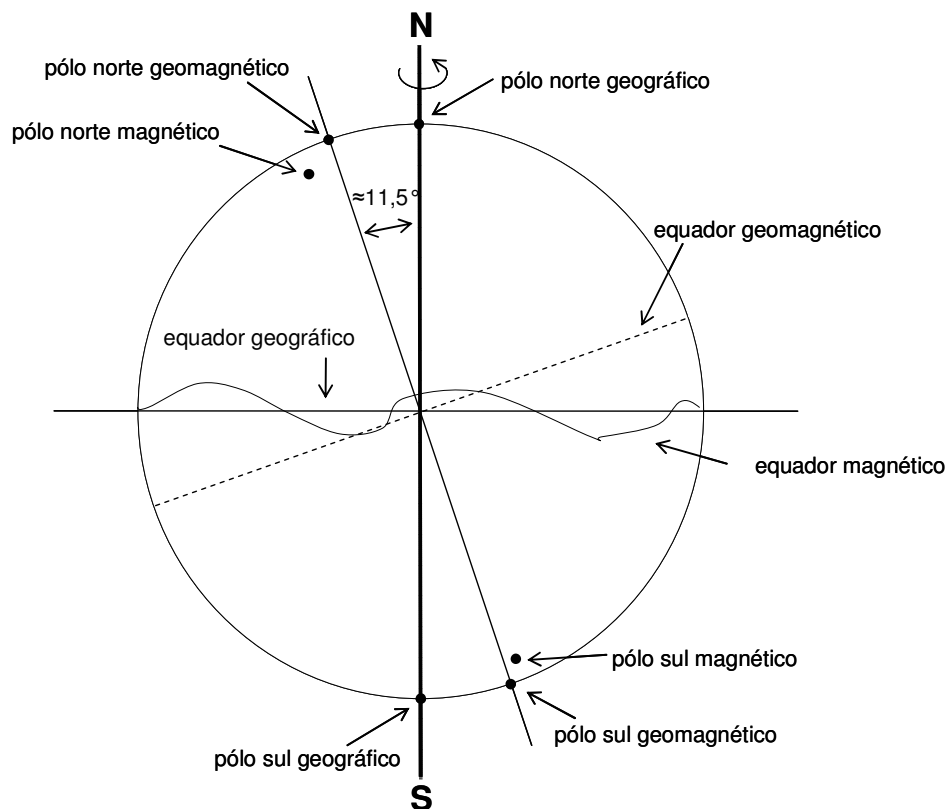


Figura 2.2: Aspectos gerais do campo geomagnético.

O dipolo geomagnético é o dipolo que melhor se ajusta aos dados observacionais do campo magnético terrestre. A posição dos pólos geomagnéticos difere da posição dos pólos magnéticos (pontos médios das regiões sobre a superfície da Terra onde a inclinação magnética é igual a 90° (pólo norte) e -90° (pólo sul)). O eixo do dipolo geomagnético não coincide com o eixo de rotação da Terra, formando um ângulo de aproximadamente $11,5^\circ$.

2.4 – DESCRIÇÃO MATEMÁTICA

O campo geomagnético pode ser aproximado ao campo gerado por um dipolo magnético, porém uma descrição mais adequada requer uma formulação mais elaborada. A descrição a seguir é baseada em Langel (1987) e Arfken (1985).

Considerando sua natureza eletromagnética, o campo geomagnético é descrito pelas equações de Maxwell, que relacionam os campos (elétrico e magnético) e suas fontes (carga elétrica e corrente elétrica), como segue

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad (2.5)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (2.6)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2.7)$$

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 \vec{J} + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.8)$$

onde ϵ_0 é a permissividade elétrica no vácuo, μ_0 é a permeabilidade magnética no vácuo, ρ é a densidade volumétrica de carga elétrica, \vec{J} é a densidade superficial de corrente elétrica, \vec{E} é o campo elétrico, \vec{B} é o campo magnético e ∇ é o operador nabla definido como

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial}{\partial z} \vec{k} \quad (2.9)$$

O campo geomagnético, \vec{B} , em qualquer ponto da superfície terrestre, pode ser representado como a soma de três contribuições distintas: o campo gerado exclusivamente por fontes internas à Terra, \vec{B}_i ; o campo produzido exclusivamente por fontes externas à região onde os dados geomagnéticos são adquiridos por satélites, \vec{B}_e ; e o campo produzido por fontes localizadas na região onde os dados geomagnéticos são adquiridos por satélites (a região da ionosfera terrestre), \vec{B}_j .

Se não existem correntes elétricas fluindo entre a superfície terrestre e a ionosfera a equação (2.8) torna-se

$$\nabla \times \vec{B} = 0 \quad (2.10)$$

Assim, \vec{B} pode ser representado como o gradiente de um potencial escalar V como

$$\vec{B} = -\nabla V \quad (2.11)$$

Considerando as equações (2.6), (2.10) e (2.11) pode-se escrever a equação de Laplace

$$\nabla^2 V = 0 \quad (2.12)$$

A equação (2.11) não é válida na região acima de aproximadamente 95 km de altitude, onde os dados de satélites são adquiridos. Assim, apenas as componentes $\vec{B}_i + \vec{B}_e$ podem ser representadas pelo potencial escalar V . Na prática, os dados utilizados para determinar V são selecionados de forma a minimizar \vec{B}_j , e o valor resultante de V é assumido como uma boa representação de $\vec{B}_i + \vec{B}_e$.

A partir da resolução da equação (2.12) pode-se encontrar o valor do potencial escalar V , associado ao vetor campo geomagnético \vec{B} .

Considerando que a Terra apresenta simetria esférica, deve-se representar a equação de Laplace utilizando um sistema de coordenadas esféricas como mostra a Fig 2.3.

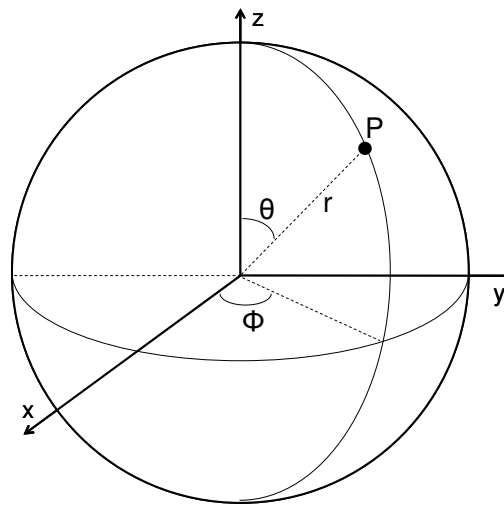


Figura 2.3: Representação das coordenadas do ponto P no sistema de coordenadas esféricas.

No sistema de coordenadas cartesianas, o ponto P tem sua posição definida por (x,y,z) , enquanto no sistema de coordenadas esféricas sua posição é definida por (r,θ,ϕ) . Nessa representação, r é a distância do ponto P à origem do sistema de coordenadas (nesse caso, o centro da Terra), θ é a co-latitude e ϕ é a longitude de P .

Temos então, a equação de Laplace em coordenadas esféricas,

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (2.13)$$

Em 1839, Gauss resolveu a equação (2.13), obtendo V como uma série de harmônicos esféricos.

Podemos resolver (2.13) utilizando o método de separação de variáveis, dizendo que $V(r, \theta, \phi)$ é dado pelo produto

$$V(r, \theta, \lambda) = R(r)\Theta(\theta)\Phi(\phi) \quad (2.14)$$

Calculando-se as derivadas parciais:

$$\frac{\partial V}{\partial r} = \Theta \Lambda \frac{dR}{dr} \quad (2.15)$$

$$\frac{\partial V}{\partial \theta} = R \Lambda \frac{d\Theta}{d\theta} \quad (2.16)$$

$$\frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = R \Theta \frac{d^2 \Phi}{d\phi^2} \quad (2.17)$$

e substituindo na equação (2.13) podemos encontrar três equações diferenciais, cada uma dependendo de uma única variável. O produto das soluções dessas três equações diferenciais fornecerá o valor procurado de $V(r, \theta, \phi)$, de acordo com (2.14), dado por

$$V(r, \theta, \phi) = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left\{ \begin{array}{l} \left[c_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + \left(1 - c_n^m \right) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] g_n^m \cos m\phi + \\ \left[s_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + \left(1 - s_n^m \right) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] h_n^m \sin m\phi \end{array} \right\} P_n^m(\theta) \quad (2.18)$$

Na equação (2.18), a corresponde ao valor médio do raio da Terra, n é o grau e m é a ordem dos harmônicos esféricos $P_n^m(\theta)$. Os coeficientes c_n^m e s_n^m são as frações do campo de origem externa, r é uma relação com o raio da Terra, utilizada para se obter a uniformidade dimensional dos coeficientes (sobre a superfície da Terra temos $r = a$). Os chamados coeficientes de Gauss, g_n^m e h_n^m , possuem dimensão de campo magnético.

Utilizando as equações (2.11) e (2.18) podemos calcular as componentes de \vec{B} em coordenadas esféricas, observadas na superfície da Terra como

$$X = B_\theta = \frac{-\partial V}{r\partial\theta} = -\sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \{g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda\} \frac{dP_n^m(\theta)}{d\theta} \quad (2.19)$$

$$Y = B_\lambda = \frac{-1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \lambda} = \frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \{m g_n^m \sin m\lambda + h_n^m \cos m\lambda\} P_n^m \quad (2.20)$$

$$Z = B_r = \frac{-\partial V}{\partial r} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left\{ \left[n c_n^m - (1 - c_n^m)(n+1) \right] g_n^m \cos m\lambda + \left[n s_n^m - (1 - s_n^m)(n+1) \right] h_n^m \sin m\lambda \right\} P_n^m(\theta) \quad (2.21)$$

A análise do campo geomagnético por harmônicos esféricos permite a separação do campo gerado no interior da Terra (obtido a partir dos coeficientes g_n^m e h_n^m) do campo gerado em seu exterior (obtido a partir dos coeficientes c_n^m e s_n^m).

A separação das componentes do campo em dipolar e não dipolar é obtida a partir dos coeficientes g_n^m e h_n^m .

Os valores dos coeficientes g_n^m e h_n^m podem ser calculados a partir do ajuste das equações (2.19) e (2.20) aos dados observacionais do campo geomagnético. Da mesma maneira, podemos obter os valores de c_n^m e s_n^m através do ajuste da equação (2.21) aos dados observacionais. Este ajuste é feito utilizando o desenvolvimento em série de Fourier e o método de mínimos quadrados.

O campo não dipolar é obtido subtraindo-se do campo geomagnético total, o campo dipolar. Os coeficientes dos harmônicos esféricos que correspondem coletivamente ao campo dipolar são aqueles que apresentam grau $n \leq 1$, ou seja, g_1^0 (corresponde ao potencial associado a um dipolo geocêntrico, orientado ao longo do eixo z da Figura 2.3), g_1^1 (corresponde ao potencial associado a um dipolo geocêntrico, orientado ao longo do eixo x da Figura 2.3) e h_1^1 (corresponde ao potencial associado a um dipolo geocêntrico, orientado ao longo do eixo y da Figura 2.3). Os coeficientes que apresentam $n \geq 2$ correspondem ao campo não dipolar. Os coeficientes que apresentam $n = 2$ têm seu potencial associado a um quadrupolo magnético, $n = 3$ a um octupolo e assim por diante. A importância relativa de cada componente (dipolar ou não dipolar) do campo geomagnético é bastante variável, e

depende tanto do local que se está analisando, quanto da época. A Fig. 2.4 (Hartmann, 2005) apresenta a razão entre o campo não dipolar e o campo total para o ano de 2003.

Podemos observar que a região do Atlântico Sul apresenta a maior contribuição de componentes não dipolares, para o campo total observado. Esta região coincide com a região da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS).

A AMAS é a região da superfície terrestre onde é observada a menor intensidade do campo geomagnético (ver Anexo H). Esta anomalia de campo não dipolar tem origem interna à Terra e apresentou, nos últimos 105 anos, uma velocidade de deriva de $0,18^\circ$ por ano para oeste, de acordo com Hartmann (2005). No período entre 1600 e 2000 o centro da AMAS se deslocou do continente africano para o americano. A análise das cartas magnéticas de intensidade total, declinação e inclinação para os anos de 1990 e 2005, apresentadas no Anexo 1 permitem uma visualização do movimento da AMAS para este período.

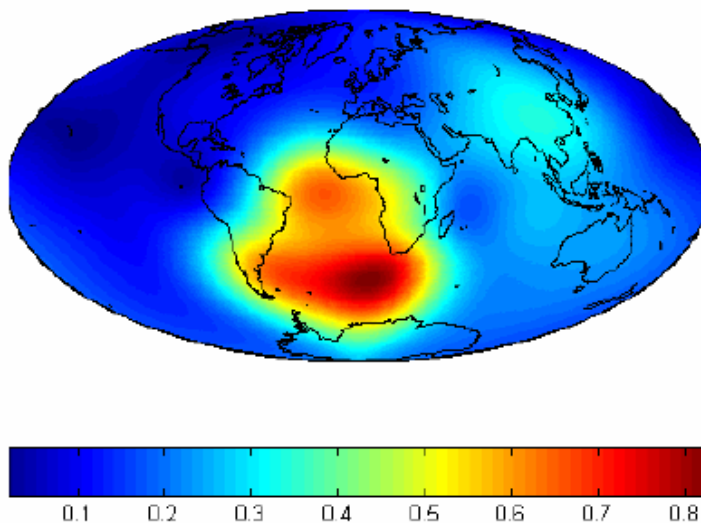


Figura 2.4: Componentes não dipolares do campo com função da posição geográfica.

2.5 – O MODELO IGRF (INTERNATIONAL GEOMAGNETIC REFERENCE FIELD)

A análise do campo geomagnético por harmônicos esféricos é a base dos modelos utilizados em vários ramos da ciência e em suas aplicações.

O modelo de campo geomagnético conhecido como IGRF (International Geomagnetic Reference Field) é o campo de referência, compilado a cada cinco anos e publicado pela

IAGA (do inglês, International Association of Geomagnetism and Aeronomy). Este modelo, baseado na análise por harmônicos esféricos, é construído a partir de dados geomagnéticos adquiridos em estações geomagnéticas fixas e móveis, além de dados de satélite. Entre 1900 e 1990 o modelo é truncado no coeficiente de grau 10, e a partir de 1995 no coeficiente de grau 13.

Os dados são interpolados de forma a cobrir espacialmente toda a Terra, e reduzidos ao mesmo instante de tempo, em virtude da não dependência temporal da equação (2.18). Porém, os coeficientes dos harmônicos esféricos variam com o tempo em decorrência das variações temporais do campo geomagnético, e, sendo assim, esse modelo deve ser periodicamente atualizado. Usualmente são construídas cartas magnéticas mundiais, de acordo com o modelo IGRF, a cada cinco anos (ver Anexo 1).

2.6 – VARIAÇÕES GEOMAGNÉTICAS DE PERÍODOS LONGOS

O espectro de variações temporais do campo geomagnético cobre períodos desde frações de segundos a milhões de anos. As variações geomagnéticas de períodos longos são caracterizadas por intervalos de tempo da ordem de anos até milhares a milhões de anos, como a variação secular, as excursões geomagnéticas e as inversões de polaridade. Essas variações se devem a processos ocorridos no núcleo externo, onde é gerado o campo geomagnético.

A variação geomagnética secular é observada como mudanças direcionais e de intensidade, que ocorrem em períodos com escala de anos a milhares de anos, sendo devidas a variações lentas do campo, apresentando efeito espacial local ou global.

A principal característica da variação geomagnética secular é a deriva para oeste das feições do campo. Estudos indicam que a velocidade dessa deriva é cerca de $0,15^\circ$ por ano, para o intervalo entre 1900 e 2005 (ver anexos F, G e H), de acordo com Wei & Xu (2003). Esta taxa de variação secular fornece o valor mínimo de 2400 anos para que se complete um ciclo de variação secular, ou seja, período no qual as feições do campo percorrem os 360° de longitude da Terra). É importante ressaltar que essa taxa de variação secular também é variável.

Além da deriva para oeste, a variação secular apresenta outras características, como as mudanças da intensidade total e alteração na forma das feições do campo.

Outra feição característica da variação secular foi observada por Winch & Slautajns (1966), que monitoraram as regiões ocupadas pelos pólos do dipolo, quadrupolo e octupolo geomagnéticos para um período de 130 anos, entre 1829 e 1960. Eles verificaram que os pólos de mais alto grau (quadrupolo e octupolo) ocuparam uma região bem mais ampla relativamente à ocupada pelo dipolo, caracterizando a deriva para oeste do campo sendo principalmente devida ao campo não dipolar.

Os dados observacionais também indicam que o campo geomagnético apresenta variações na intensidade do campo dipolar. Um estudo da evolução do momento de dipolo geomagnético apresentado por Korte & Constable (2006) para o período entre 5000 AC e 1950 DC, indica que a intensidade do campo dipolar, em média, aumentou desde 5000 AC até 1840 DC. Após 1840 DC a intensidade vem diminuindo, e essa tendência prossegue entre 1950 DC e 2000 DC, como indicado por Jackson et al. (2000).

Para períodos mais recentes, os dados utilizados para a construção dos modelos de campo são obtidos a partir de observatórios, estações fixas e móveis. Igualmente, são utilizados dados obtidos a partir de sedimentos de lagos recentes, que por sua vez existem em uma quantidade e cobertura espacial e temporal razoável. Porém, para a construção de modelos de campo para épocas mais antigas, a quantidade, qualidade, cobertura espacial e temporal dos dados são bem inferiores, pois estes são obtidos basicamente a partir do magnetismo registrado pelas rochas, os quais podem apresentar diversos problemas que podem interferir nos resultados obtidos.

Macouin et al. (2004) apresentaram uma análise a respeito da evolução de longo período do momento de dipolo geomagnético, cobrindo os últimos 3 bilhões de anos, baseada nos dados de intensidade do campo disponíveis. Os resultados indicam que o momento de dipolo aumentou de 3×10^{22} A/m² obtido para o período entre 2 e 1 bilhão de anos atrás para o valor atual de 8×10^{22} A/m², e que um acréscimo significativo ocorreu entre 1 bilhão e 300 milhões de anos atrás.

Além das feições já mencionadas, observa-se a ocorrência de mudanças abruptas da variação secular, observadas em determinados locais. Estes impulsos são os chamados *jerks* geomagnéticos. De acordo com Olsen & Mandeia (2007), observa-se a ocorrência de *jerks* em 1901, 1913, 1925, 1969, 1978, 1991 e 2003. Outra característica dos *jerks* é que eles costumam ocorrer antes nas localidades do hemisfério norte e depois nas localidades do hemisfério sul.

A variação secular, para épocas antigas, em escala de tempo geológico, é chamada de variação paleossecular. O estudo da variação paleossecular é baseado principalmente em dados paleomagnéticos direcionais (cujo método de tratamento será apresentado no capítulo 3). A partir desses estudos verifica-se que o pólo geomagnético executa um movimento aleatório ao redor do pólo de rotação (pólo geográfico), como mostra o exemplo da Fig 2.5 (de acordo com Merrill et al. 1998) a seguir. Nessa figura, podemos observar que para longos intervalos de tempo, o pólo tende a se concentrar no limite de aproximadamente 20° de latitude ao redor do pólo geográfico. Porém, algumas vezes o pólo geomagnético se afasta mais, podendo chegar, e até mesmo ultrapassar, a linha do equador geográfico, sem que ocorra uma inversão completa de polaridade, o que consiste em uma excursão geomagnética.

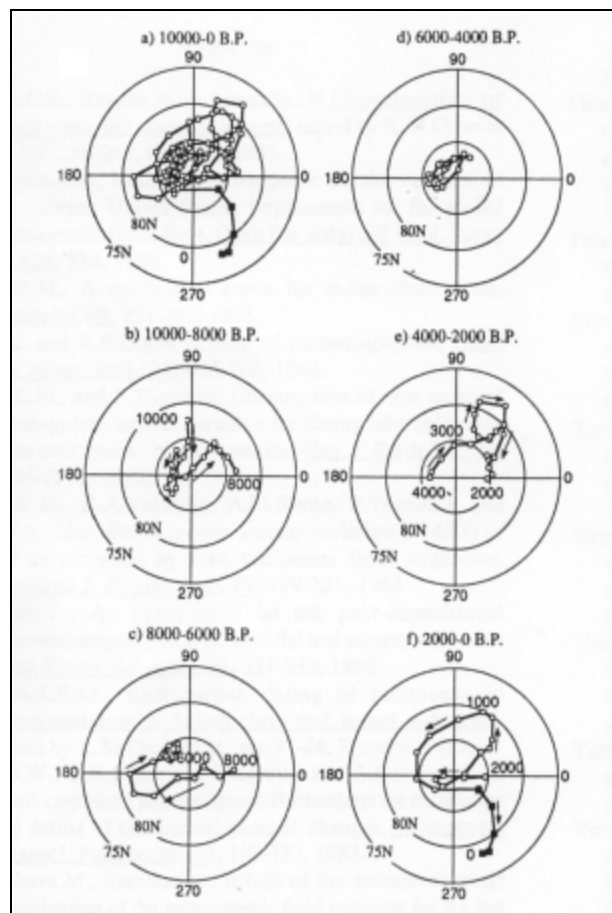


Figura 2.5: Movimento do pólo magnético ao redor do pólo geográfico para os últimos 10 mil anos.

Uma excursão geomagnética foi definida por Barbetti & McElhinny (1976) como um afastamento do pólo geomagnético em relação ao pólo geográfico em mais de 40° de latitude. Dependendo do estado de polaridade do campo geomagnético na época de excursão,

denomina-se excursão normal ou excursão reversa (Merrill e McFadden 1994). A Fig. 2.6, de acordo com Channell & Lehman (1997), apresenta as posições ocupadas pelos pólos geomagnéticos virtuais mostrando a ocorrência de excursões geomagnéticas e de inversões de polaridade.

A inversão de polaridade ocorre quando inverte o sentido do campo geomagnético (ilustrado na Fig 2.6). Antes da inversão de polaridade ocorre um decréscimo na intensidade do campo dipolar principal, e o campo total observado é dominado por componentes não dipolares (Jacobs, 1984). Os tempos característicos para a ocorrência de uma inversão de polaridade ou de uma excursão são da ordem de poucos milhares de anos (Merrill et al., 1998). Este é um intervalo muito curto em relação à escala de tempo geológico, tornando muito difícil o registro de algum desses eventos assim como a distinção entre eles, embora existam alguns métodos de análise utilizados para tal (Gubbins, 1999). Estudos de paleointensidade indicam que a intensidade do campo, a meio caminho da inversão completa, atinge apenas aproximadamente 25% do seu valor normal (Merrill et al., 1998).

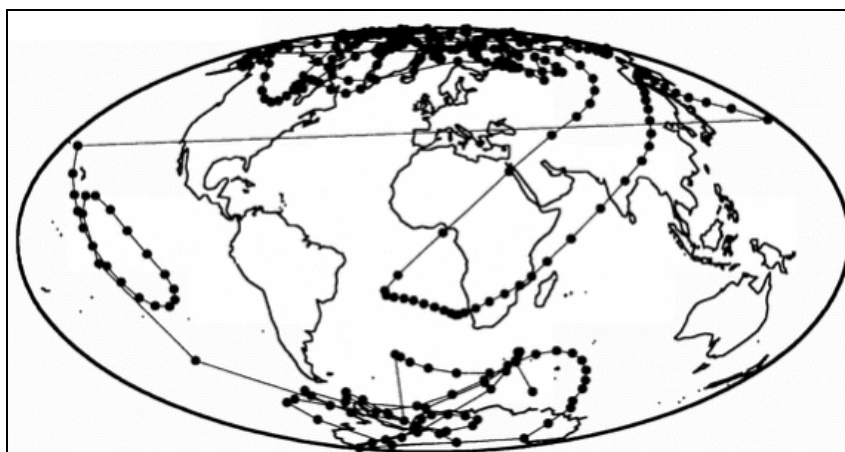


Figura 2.6: Trajetória do pólo geomagnético durante a transição de polaridade Brunhes-Matuyama (780000 anos atrás).

De acordo com Jacobs (1994), os registros geomagnéticos indicam a ocorrência de, em média, duas a três inversões de polaridade a cada 1 milhão de anos. Porém, a taxa de inversões tem variado irregularmente, e algumas inversões de polaridade são espaçadas por mais de 10 milhões de anos. Os dois principais eventos registrados, nos quais o campo permaneceu por longo período na mesma polaridade são, o Superchron de Polaridade Normal do Cretáceo (entre 120 e 83 milhões de anos atrás) e o Superchron de Polaridade Reversa do Paleozóico (entre 316 e 262 milhões de anos atrás). Em média, observa-se que ao longo da escala de tempo geológica, o campo permaneceu metade do tempo em polaridade normal e

metade do tempo em polaridade reversa. A Fig. 2.7, de acordo com Lowrie (1997), mostra a escala temporal de inversões de polaridade do campo geomagnético para os últimos 160 milhões de anos.

Pode-se verificar que em alguns períodos o campo permaneceu um longo tempo em um mesmo estado de polaridade (chamados épocas ou chrons), enquanto em outros permaneceu pouco tempo na mesma polaridade (chamados eventos ou subchrons).

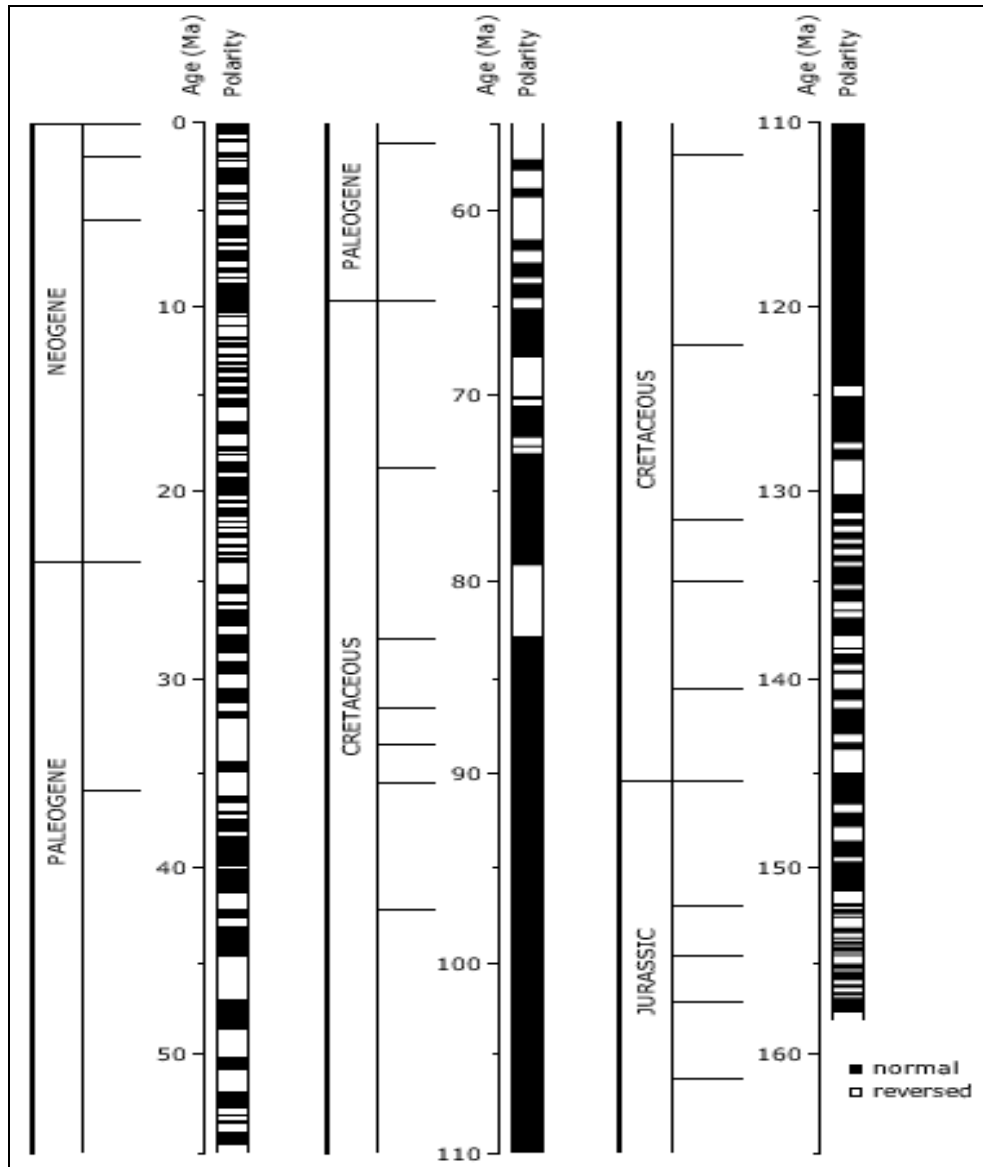


Figura 2.7: Escala temporal de inversões de polaridade do campo geomagnético.

3 – TRATAMENTO DOS DADOS PALEOMAGNÉTICOS

Neste capítulo é apresentada uma breve introdução a respeito da aquisição de magnetização pelas rochas e obtenção de dados paleomagnéticos. Posteriormente são descritos o tratamento matemático e as considerações físicas envolvidas, que serão aplicados aos dados utilizados neste trabalho.

3.1 – OBTENÇÃO DE DADOS PALEOMAGNÉTICOS DIRECIONAIS

Os estudos paleomagnéticos somente são possíveis porque as rochas possuem um conteúdo de minerais magnéticos que podem registrar a direção e a intensidade do campo geomagnético durante a formação das mesmas.

Os minerais podem ser divididos, segundo o seu comportamento magnético, em diamagnéticos (adquirem magnetização contrária à do campo indutor, e torna-se nula quando o campo indutor é removido), paramagnéticos (adquire magnetização com mesmo sentido à do campo indutor, e torna-se nula quando o campo indutor é removido) e ferromagnéticos (adquirem magnetização com mesmo sentido à do campo indutor, e mantêm-na após a remoção do campo indutor). Os minerais ferromagnéticos são aqueles que apresentam remanência magnética, isto é, guardam o registro do campo mesmo na ausência de campo magnético indutor. Entretanto, não existem minerais ferromagnéticos naturais.

Os principais minerais magnéticos responsáveis pela magnetização das rochas pertencem ao subgrupo dos ferrimagnéticos (por exemplo, a magnetita, Fe_3O_4) e antiferromagnéticos (por exemplo, a hematita, Fe_2O_3). A disposição dos momentos magnéticos atômicos constituintes dos minerais antiferromagnéticos é anti-paralela e de intensidade igual, resultando em magnetização nula. Porém, existem casos, como o da hematita, em que os momentos magnéticos podem apresentar uma inclinação, resultando no registro da magnetização induzida por um campo externo. A disposição dos momentos magnéticos constituintes dos minerais ferrimagnéticos é anti-paralela, mas de intensidades diferentes, resultando em magnetização remanescente.

No entanto, os minerais apresentam propriedades ferrimagnéticas ou antiferromagnéticas no intervalo entre a temperatura de Curie (para os minerais ferrimagnéticos) ou de Néel (para os antiferromagnéticos), e a temperatura de bloqueio. A temperatura de Curie (T_C) ou de Néel (T_N) é a temperatura na qual a energia térmica se iguala à energia de interação magnética entre os átomos que constituem o mineral, e a partir dela os

minerais ferromagnéticos passam a se comportar como paramagnéticos. A temperatura de bloqueio é a temperatura abaixo da qual os momentos magnéticos constituintes dos minerais mantêm o ordenamento imposto pelo campo indutor.

As rochas ígneas, em geral, apresentam maior conteúdo de minerais ferrimagnéticos. Essas rochas adquirem magnetização através de processos térmicos. O magma ao se resfriar passa por T_C ou T_N . Nesse instante, os momentos magnéticos iniciam o processo de ordenamento de acordo com o campo indutor, e ficarão totalmente ordenados quando for atingida a temperatura de bloqueio. Esse processo de aquisição de magnetização viabiliza a aquisição de informações a respeito do campo terrestre no passado geológico.

A amostragem paleomagnética consiste da coleta, em sítios geológicos, de amostras de rochas, as quais se pretende investigar as propriedades magnéticas. Essa amostragem é realizada com o auxílio de uma bússola e um nível, de forma a permitir a orientação da amostra, o que é necessário para as medidas no laboratório.

Através de medidas realizadas em laboratórios, utilizando magnetômetros próprios para tal, são obtidas medidas das direções de magnetização paleomagnéticas, caracterizadas pelos ângulos de declinação e inclinação. Os magnetômetros medem a magnetização no sistema de referência da amostra, sendo necessária a conversão para o sistema de referência geográfico local.

Baseando-se na Fig. 2.1, onde o eixo x é positivo para o norte, y é positivo para o leste e z é positivo para baixo, e considerando que o campo magnético F é um vetor unitário (com intensidade igual a 1), temos:

$$x = \cos I \cos D \quad (3.1)$$

$$y = \cos I \sin D \quad (3.2)$$

$$z = \sin I \quad (3.3)$$

Os procedimentos de laboratório permitem a separação entre as componentes de magnetização primária e secundária.

3.2 – MODELO DO DIPOLO GEOCÊNTRICO AXIAL

Cada direção de magnetização correspondente a um instante no tempo, pode ser convertida em um pólo geomagnético virtual (PGV), que é definido como a posição instantânea do pólo geomagnético.

Os estudos paleomagnéticos têm como premissa a hipótese do dipolo geocêntrico axial (DGA), isto é, o campo geomagnético corresponde a um dipolo, localizado no centro da Terra e alinhado ao eixo de rotação.

Concordando com o modelo do DGA, um pólo paleomagnético, é definido como a média das posições ocupadas pelo pólo magnético (PGVs), quando a variação geomagnética secular é corretamente eliminada e a deriva continental é corrigida.

Na configuração atual do campo (com polaridade normal), o hemisfério norte é caracterizado por inclinações positivas, enquanto o hemisfério sul é caracterizado por inclinações negativas. Observa-se que a inclinação varia apenas com a latitude. A declinação apresenta valor nulo em toda a superfície da Terra.

A dependência da inclinação (I) com a latitude (λ) é dada pela equação

$$\tan(I) = 2 \tan(\lambda) \quad (3.4)$$

Utilizando a equação (3.4) pode-se obter a latitude de determinado bloco continental no passado, a partir do valor da inclinação paleomagnética.

3.3 – CÁLCULO DAS POSIÇÕES DOS PGVs

Uma direção paleomagnética pode ser transformada em um pólo geomagnético virtual, cuja posição (latitude, λ_p e longitude, ϕ_p) podem ser obtidas a partir das relações matemáticas (3.5 a 3.8), que envolvem as coordenadas geográficas do local de amostragem (latitude do local, λ_L e longitude do local ϕ_L) conforme ilustra a Fig. 3.1.

A latitude do pólo é calculada a partir da seguinte equação

$$\lambda_p = \arcsin(\sin \lambda_L \cos \theta + \cos \lambda_L \sin \theta \cos D) \quad (3.5)$$

e a longitude do pólo é obtida através de

$$\phi_p = \phi_L + \beta \quad (3.6)$$

quando $\cos \theta \geq \sin \lambda_L \sin \lambda_p$, ou

$$\phi_p = \phi_L + 180 - \beta \quad (3.7)$$

quando $\cos \theta < \sin \lambda_L \sin \lambda_p$.

onde a paleocolatitude, θ , é definida como

$$\theta = \arccos(\sin \lambda_L \sin \lambda_p + \cos \lambda_L \cos \lambda_p \cos(\phi_p - \phi_L)) \quad (3.8)$$

e β é a diferença em longitude entre o pólo magnético e o local de amostragem.

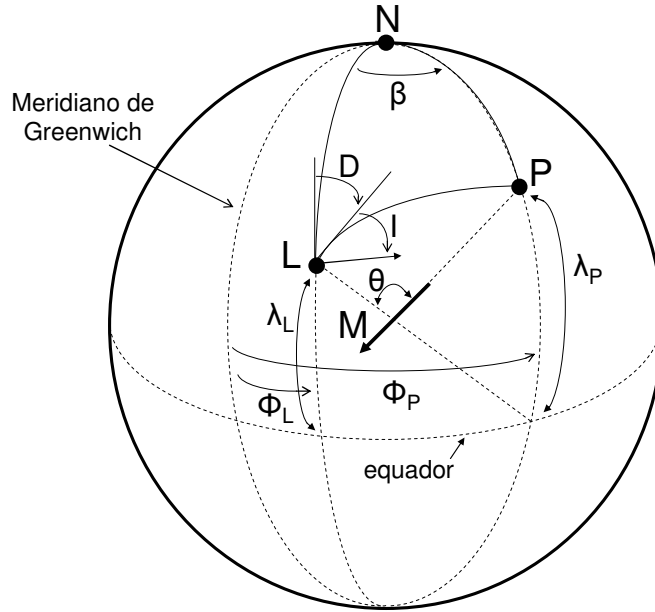


Figura 3.1: Relação entre as coordenadas do local de amostragem (L) e do pólo (P) calculado a partir dos dados direcionais. O modelo utilizado é o DGA, cujo momento magnético é representado por M.

Igualmente, a partir das coordenadas do local de amostragem (λ_L, ϕ_L) e da posição do pólo (λ_p, ϕ_p), pode-se obter as direções que seriam esperadas para determinado local, de acordo com as equações (3.9) e (3.10) para a declinação magnética (D) e inclinação magnética (I).

$$D = \arccos\left(\frac{\sin \lambda_p - \sin \lambda_L \cos \theta}{\cos \lambda_L \sin \theta}\right) \quad (3.9)$$

$$I = \arctan(2 \cot \theta) \quad (3.10)$$

3.4 – ESTATÍSTICA DE FISHER

A estatística utilizada para avaliar os dados paleomagnéticos é a estatística de Fisher (1953), que pressupõe que um conjunto de direções paleomagnéticas obedece à distribuição

de Fisher. A distribuição de Fisher é o análogo esférico da distribuição gaussiana (distribuição normal). Cada direção tem tamanho unitário e é representada por um ponto sobre uma esfera de raio unitário. A descrição da análise estatística, apresentada a seguir, é baseada em Butler (1998). A função distribuição de Fisher $P_{dA}(\theta)$ fornece a probabilidade, por unidade de área angular, de encontrar uma direção dentro de uma área angular dA , centrada em um ângulo θ a partir da direção verdadeira. As direções são distribuídas de acordo com a função densidade de probabilidade

$$P_{dA}(\theta) = \frac{\kappa}{4\pi \sinh \kappa} \exp(\kappa \cos \theta) \quad (3.11)$$

onde θ é o ângulo a partir da direção média verdadeira (=0 na média verdadeira) e k é o parâmetro de precisão (medida da concentração da distribuição em torno da direção média verdadeira; quanto maior o valor de k maior a probabilidade de encontrar a direção verdadeira). Essa distribuição de direções é azimutalmente simétrica em torno da média verdadeira.

A probabilidade $P_{d\theta}(\theta)$ de encontrar uma direção em uma banda de tamanho $d\theta$ entre θ e $\theta + d\theta$ é dada por

$$P_{d\theta}(\theta) = \frac{\kappa}{2 \sinh(\kappa)} \exp(\kappa \cos \theta) \sin \theta d\theta \quad (3.12)$$

O ângulo a partir da média verdadeira dentro do qual está localizada uma percentagem de direções escolhida, pode também ser calculada a partir da distribuição de Fisher.

O vetor resultante de tamanho R calculado a partir das componentes x , y e z (eqs. 3.1 a 3.3.), e considerando que o número total de direções (N), onde i varia de 1 a N , é:

$$R^2 = \left(\sum_i x_i \right)^2 + \left(\sum_i y_i \right)^2 + \left(\sum_i z_i \right)^2 \quad (3.13)$$

e as coordenadas cartesianas da direção média são dadas por

$$\bar{x} = \frac{1}{R} \left(\sum_i x_i \right); \bar{y} = \frac{1}{R} \left(\sum_i y_i \right); \bar{z} = \frac{1}{R} \left(\sum_i z_i \right) \quad (3.14)$$

sendo que a declinação média, D_m , e inclinação média, I_m , podem ser obtidas a partir das relações

$$D_m = \arctan\left(\frac{y}{x}\right); I_m = \arcsin(z) \quad (3.15)$$

Como trabalhamos sempre com um número finito de direções paleomagnéticas, o valor de κ não é conhecido, mas a melhor estimativa para seu valor é

$$\kappa \approx k = \frac{N-1}{N-R} \quad (3.16)$$

e seu valor aumenta quando R aproxima-se de N , para um número muito grande de direções.

Em analogia com a estatística gaussiana, a variância angular de um conjunto de amostras de direções é dada por

$$s^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \Delta_i^2 \quad (3.17)$$

onde Δ_i é o ângulo entre a i -ésima direção e a direção média calculada. A estimativa do desvio angular padrão (dispersão angular) é dada por

$$s \approx \frac{81^\circ}{\sqrt{k}} \quad (3.18)$$

Para valores de $k > 10$ e $N > 10$ podemos estimar o erro padrão por

$$\alpha_{63} = \frac{81^\circ}{\sqrt{kN}} \quad (3.19)$$

e o limite de 95% de confiança é

$$\alpha_{95} = \frac{140}{\sqrt{kN}} \quad (3.20).$$

É importante salientar que a função densidade de probabilidade de Fisher descreve um conjunto hipotético de infinitas direções paleomagnéticas, e, na realidade os estudos paleomagnéticos dispõem de um número finito de direções. Entretanto não conhecemos o valor de κ , e os parâmetros estatísticos não conhecidos podem ser apenas estimados. Porém, a direção média calculada é a melhor estimativa da média verdadeira, assim como k é a melhor estimativa para o valor de κ . Devido à utilização de um número finito de direções, o valor verdadeiro da direção média tem 5% de chance de estar localizado fora do limite de confiança α_{95} (é a medida da precisão com a qual a direção verdadeira está sendo estimada).

Quando a distribuição de direções (que apresenta simetria circular) é convertida em distribuição de PGVs, essa nova distribuição passa a apresentar simetria elíptica. O limite de confiança de 95% passa a ser considerado como uma elipse de confiança. O limite associado ao semi-eixo da elipse em relação ao grande círculo que liga o local de amostragem ao pólo definido será

$$dp = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + \sin^2 \theta) \quad (3.21)$$

onde θ é a colatitude. O segundo limite de confiança é relacionado ao semi-eixo da elipse de confiança perpendicular ao grande círculo, sendo este definido como

$$dm = \alpha_{95} \frac{\cos \theta}{\cos I} \quad (3.22)$$

onde I_m é a inclinação magnética média.

Igualmente pode-se calcular os parâmetros estatísticos k , α_{95} e s para a distribuição de PGVs, sendo que para isso basta substituir os valores da inclinação magnética pela latitude do PGV e da declinação magnética, pela longitude do PGV, nas equações 3.1 a 3.20.

A dispersão angular (ou desvio angular padrão) da estatística de Fisher é utilizada como principal parâmetro para a construção de modelos de variação paleossecular, como será discutido a seguir. Esses modelos procuram avaliar, através da dispersão angular obtida a partir de um conjunto de dados paleomagnéticos, se a variação secular foi corretamente eliminada.

3.5 – MODELOS DE VARIAÇÃO PALEOSSECULAR

3.5.1 – Evolução histórica

As variações direcionais do campo geomagnético são satisfatoriamente descritas através de modelos que cobrem o intervalo de tempo desde a atualidade até períodos de pelo menos 10 mil anos atrás, sendo os dados mais atuais obtidos a partir de observatórios geomagnéticos e através de cartas de navegadores. Os mais antigos são obtidos a partir da magnetização de sedimentos de lagos recentes lentamente depositados. No entanto, quando o objetivo é estudar o comportamento do campo geomagnético em épocas anteriores a esta, necessita-se de modelos de variação paleossecular (variação geomagnética secular no passado geológico).

O objetivo dos modelos de variação paleossecular é descrever, com o máximo de exatidão possível, a dependência da dispersão angular de um conjunto de PGVs como função da latitude.

O desvio angular padrão de um conjunto de PGVs, s , foi definido de acordo com Cox (1969), como a raiz quadrada da variância s^2 desse conjunto de PGVs, onde

$$s^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\Delta_i)^2 \quad (3.23),$$

N é o número de observações e Δ é o ângulo entre o i -ésimo VGP e o pólo de rotação da Terra. Os limites de confiança da dispersão angular, obtidos através das eqs. (3.17) e (3.23) podem ser obtidos utilizando-se os resultados do trabalho de Cox (1969).

Com o passar dos anos, muitos modelos foram sugeridos para descrever a variação paleossecular, sendo que estes diferem por suas suposições específicas e também quanto ao período ao qual o modelo se aplica. Esses modelos, em geral, atribuem a variação secular a três fontes: variações na intensidade da parte dipolar do campo, variações na direção da parte dipolar e, variações nas componentes não dipolares do campo.

O primeiro modelo foi desenvolvido por Irving & Ward (1964) e foi chamado de modelo A. Ele considera um dipolo geocêntrico axial de momento fixo perturbado por um dipolo central de magnitude fixa com direção aleatória. O modelo B (Creer et al., 1959; Creer, 1962a, b) assume um movimento do dipolo principal que segue a distribuição de Fisher (1953). As componentes não dipolares não são utilizadas. O modelo C (Cox, 1962) combina o movimento do dipolo com componentes não dipolares baseadas em parâmetros obtidos a partir do campo atual. O modelo D (Cox, 1970) segue o modelo C e, além disso, combina o movimento do dipolo com componentes não dipolares, mas utiliza modelos estatísticos generalizados para especificar o campo não dipolar. O modelo E (Baag & Helsley, 1974) propõe que as fontes da dispersão não são independentes e tenta explicar as variações observadas na dispersão utilizando uma função de correlação. O modelo M (McElhinny & Merrill, 1975) segue o modelo D, porém utiliza uma diferente variação latitudinal para a intensidade média de componentes não dipolares do campo. As contribuições não dipolares para a dispersão surgem a partir de duas fontes, uma produzindo componentes tendo distribuições de direções de campo simétricas e a outra produzindo componentes tendo distribuições de PGVs simétricas. No entanto, um erro em suas análises foi subsequente mostrado (Harrison, 1980) e o modelo foi considerado falho. O modelo F (McFadden & McElhinny, 1984) segue os modelos prévios, porém indica que se a distribuição de probabilidade dos PGVs tem simetria circular em torno do eixo de rotação, então a geometria da distribuição de direções do campo é dependente da latitude. As partes dipolares e não dipolares do campo não são artificialmente separadas, mas são intimamente ligadas através de uma relação determinada observacionalmente. Essa ligação ocorre porque a média temporal

da intensidade do campo não dipolar é dependente da intensidade do campo dipolar, e como consequência disso é mostrado que não é necessário conhecer a distribuição de momento de dipolo geomagnético.

Os modelos até aqui citados, são do tipo paramétricos, e os parâmetros são obtidos a partir de relações puramente matemáticas, não levando em conta aspectos físicos, e utilizando suposições incorretas ou muito simplistas. Esses fatos fizeram com que tais modelos fossem gradativamente descartados, à medida em que novos estudos de variação paleossecular foram sendo realizados. Surge então, uma nova classe de modelos, baseados na análise por harmônicos esféricos do campo geomagnético.

Constable & Parker (1988), diferente dos modelos prévios, fornecem uma função densidade de probabilidade geral, obtida da análise por harmônicos esféricos de dados que cobrem os últimos 5 milhões de anos. A distribuição estatística de um conjunto de medidas paleomagnéticas pode ser então deduzida e comparada com dados paleomagnéticos reais. Esse modelo é baseado na constatação de que o espectro de potência espacial do campo não dipolar é consistente com uma fonte branca (fonte com energia constante), localizada próxima à fronteira manto-núcleo, com distribuição gaussiana. Neste modelo os coeficientes de Gauss obedecem, de forma independente, a uma distribuição normal de probabilidades com média zero (seguindo um “Processo Gaussiano Gigante”). Tal processo não se aplica ao dipolo e quadrupolo axiais, que apresentam uma distribuição bimodal e simétrica, assemelhando-se a uma combinação de duas distribuições normais com centros próximos ao valor atual desses coeficientes. Os desvios padrão dos termos do dipolo não axial e a magnitude do dipolo axial equivalem a aproximadamente 10% dos valores atuais obtidos para o dipolo axial e, o quadrupolo axial tem sinal contrário e apresenta uma magnitude média de 6% em relação ao dipolo axial.

Estudos posteriores indicaram que modelo de Constable & Parker (1988) descreve apenas a dispersão angular das direções como função da latitude, e não a dispersão angular dos PGVs, conforme apontado por Kono & Tanaka (1995) e Johnson e Constable (1995). Além disso, algumas suposições desse modelo não condizem com o campo observado, como mostrado por (Harrison, 1994; Hulot & Gallet, 1996 e Quidelleur e Courtillout, 1996). Conseqüentemente, surgiram vários trabalhos (Kono & Tanaka (1995), Hulot & Gallet (1996), Quidelleur & Courtillout (1996), Kono (1997), Constable & Johnson (1999), Tauxe & Kent (2003) que sugerem modificações nos parâmetros ou nas premissas do modelo de

Constable & Parker (1988), objetivando ajustar melhor os valores de dispersão calculados aos dados observados.

Entre os modelos até agora desenvolvidos, o único baseado na análise por harmônicos esféricos que alia aspectos físicos (fenomenológicos) e matemáticos (paramétricos), é o modelo G (McFadden et al., 1988), que será utilizado em nossas análises e está detalhado no item a seguir. Esse modelo cobre os últimos 195 milhões de anos, período no qual estão temporalmente situados os dados utilizados nesse trabalho, e é utilizado para efeito de comparação, em vários estudos de variação paleossecular.

3.5.2 – O modelo G

O modelo G, apresentado por McFadden et al. (1988), é um modelo simples, no entanto efetivo, para a variação paleossecular obtida a partir de estudos de lavas. O ponto de partida para sua construção foi o trabalho de Roberts & Stix (1972), que mostraram que sob certas condições, as soluções do campo magnético para um dínamo esférico podem ser separadas em duas famílias completamente independentes. As condições utilizadas são de que o campo de velocidades médio do fluido condutor seja simétrico em relação ao equador, e o efeito α da teoria do dínamo seja anti-simétrico com relação ao equador.

As duas famílias completamente independentes são denominadas de família do dipolo e família do quadrupolo. Considerando que os coeficientes dos harmônicos esféricos de Gauss, g_n^m e h_n^m , são caracterizados pelo seu grau (n) e ordem (m) temos: quando $(n - m)$ for ímpar, o coeficiente pertence à família do dipolo, e quando $(n - m)$ for par, o coeficiente pertence à família do quadrupolo. A Tab. 3.1 a seguir apresenta os coeficientes de Gauss separados de acordo com a família a que pertencem.

Tabela 3.1: Famílias do dipolo e quadrupolo e seus respectivos coeficientes de Gauss.

	Família do dipolo	Família do quadrupolo
Dipolo	g_1^0	g_1^1, h_1^1
Quadrupolo	g_2^1, h_2^1	g_2^0, g_2^2, h_2^2
Octupolo	g_3^0, g_3^2, h_3^2	$g_3^1, h_3^1, g_3^3, h_3^3$

Esse modelo visa estimar a dispersão das posições dos PGVs, devidas as contribuições das famílias do dipolo e do quadrupolo, em torno da contribuição do termo dominante g_1^0 . Assim, a dispersão angular deve ter a forma:

$$S^2 = (S_d)^2 + (S_q)^2 \quad (3.24)$$

onde S_d é a contribuição da família do dipolo, e S_q é a contribuição da família do quadrupolo.

A análise por harmônicos esféricos do campo geomagnético efetuada por Merrill et al. (1988), utilizando o modelo IGRF de 1965, indica a forma das contribuições de cada família para a dispersão angular dos PGVs, como função da latitude. Verifica-se que a contribuição da família do quadrupolo permanece constante com relação á latitude, enquanto a contribuição da família aumenta com o aumento da latitude. Agora, a equação (3.24) pode ser escrita como:

$$S = \sqrt{A^2 \lambda^2 + B^2} \quad (3.25)$$

onde $S_d = A\lambda$ e $S_q = B$, λ é a latitude, e as constantes A e B são determinadas a partir do ajuste pelo método de mínimos quadrados a dados observados, e os limites de confiança são estimados a partir da técnica “jack-knife”.

Merrill & McFadden (1988), apresentam um modelo teórico para as inversões de polaridade do campo geomagnético, chamado de modelo M^2 , o qual sugere que a contribuição relativa da família do quadrupolo para o campo é menor quando a taxa de reversões do campo é baixa, e maior quando a taxa de reversões é alta.

McFadden et al. (1991) testaram o modelo M^2 utilizando o modelo G. Os resultados indicam que os dados paleomagnéticos estão de acordo com o sugerido pelo modelo M^2 . Neste trabalho também são apresentados os parâmetros do modelo G para diversos períodos, cobrindo o intervalo entre 0 – 195 milhões de anos atrás (Ma).

Em particular, de acordo com nosso interesse, apresentamos aqui as variantes do modelo G para os períodos entre 0-5 Ma (eq. 3.26),

$$S = \sqrt{(0.23)^2 (\lambda)^2 + (12.8)^2} \quad (3.26)$$

onde os limites de confiança são $A = 0.23 \pm 0.02$ e $B = 12.8 \pm 0.4$. A equação do modelo para o período entre 110-195 Ma é

$$S = \sqrt{(0.14)^2 (\lambda)^2 + (18.2)^2} \quad (3.27)$$

cujos limites de confiança são $A = 0.14^{+0.10}_{-0.14}$ e $B = 18.2 \pm 1.7$.

A Fig. 3.2, a seguir, mostra as curvas que melhor ajustam as variantes do modelo G, para os períodos entre 110-195 Ma e 0-5 Ma.

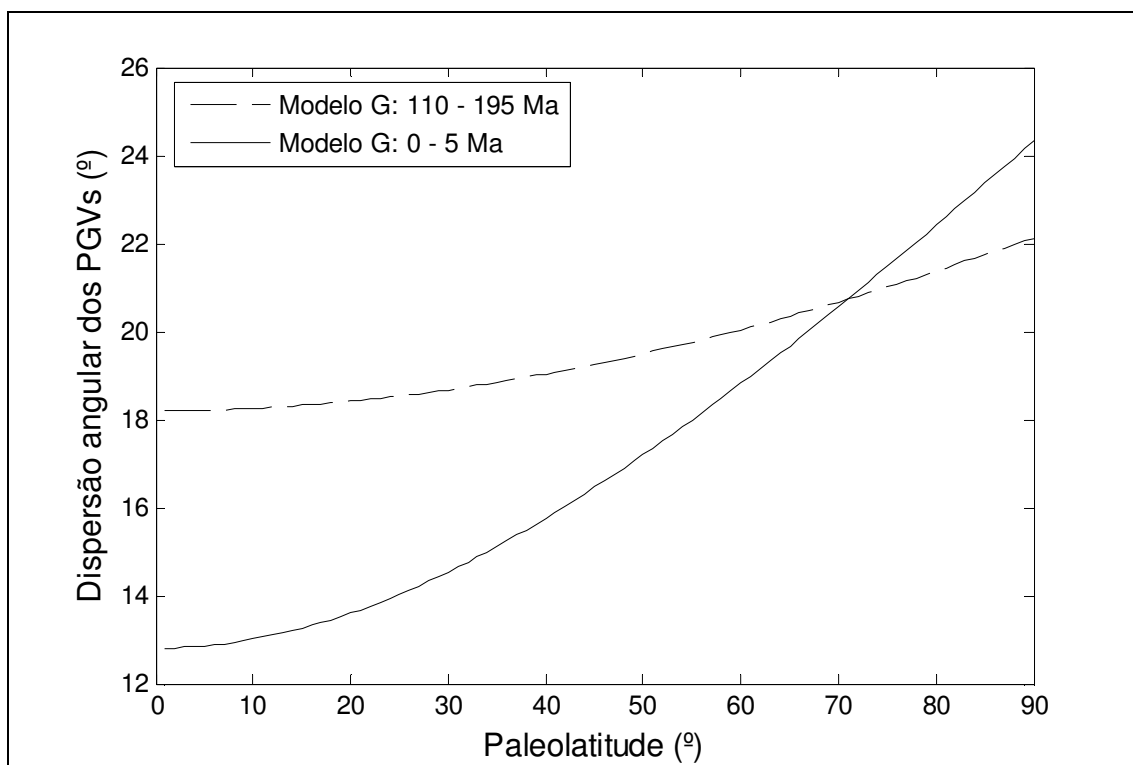


Figura 3.2: Modelo G para os períodos entre 110-195 Ma e 0-5 Ma.

Um fato importante é que a quantidade de dados paleomagnéticos utilizada para a construção do modelo para o período entre 0-5 Ma é bem maior quando comparada à utilizada para o período entre 110-195 Ma.

3.6 – ANÁLISE DA FORMA DAS DISTRIBUIÇÕES

3.6.1 – A forma das distribuições

A suposição básica utilizada na análise estatística de distribuições de dados paleomagnéticos (direções ou PGVs), é que esses seguem uma distribuição fisheriana. Os parâmetros estatísticos de tal distribuição são estimados de acordo com Fisher (1953). No entanto, se tal distribuição não for fisheriana, os parâmetros estimados estarão afetados de erro.

Existem alguns métodos utilizados com objetivo de analisar a forma das distribuições de dados paleomagnéticos, dentre as quais utilizaremos aquelas descritas por Lewis & Fisher (1982) e Fisher & Best (1984). Estes métodos são baseados no fato de que, para uma distribuição fisheriana, os valores de declinação seguem uma distribuição uniforme ao redor

do valor médio, enquanto os valores de inclinação seguem uma distribuição exponencial em torno do valor médio (para mais detalhes ver Tauxe, 2003).

Lewis & Fisher (1982) descrevem alguns métodos de análise gráfica que possibilitam investigar se uma dada distribuição esférica de dados se ajusta à distribuição de Fisher. Inicialmente o conjunto de direções paleomagnéticas, sendo cada uma caracterizada pelos ângulos de declinação e inclinação (D, I) , são representados em um sistema de coordenadas polares, em termos da co-latidade e longitude (θ, ϕ) , onde $\theta = I + 90^\circ$ e $\phi = 360^\circ - D$. Calcula-se, então, a direção média $(\bar{\theta}, \bar{\phi})$, e rotaciona-se todas as direções, considerando essa direção média como a origem do sistema de coordenadas.

A nova direção, rotacionada, caracterizada pelos ângulos (θ', ϕ') , é obtida utilizando-se a seguinte transformação de coordenadas

$$\begin{aligned} x_{m_i} &= \sin \theta'_i \cos \phi'_i = \sin \theta_i \cos \bar{\theta} \cos(\phi_i - \bar{\phi}) - \cos \theta_i \sin \bar{\theta} \\ y_{m_i} &= \sin \theta'_i \sin \phi'_i = \sin \theta_i \sin(\phi_i - \bar{\phi}) \\ z_{m_i} &= \cos \theta'_i = \sin \theta_i \sin \bar{\theta} \cos(\phi_i - \bar{\phi}) + \cos \theta_i \cos \bar{\theta} \end{aligned} \quad (3.28)$$

onde os valores de θ'_i e ϕ'_i podem ser obtidos através das relações a seguir:

$$\begin{aligned} \theta'_i &= a \cos(z_{m_i}) \\ \phi'_i &= a \tan\left(\frac{y_{m_i}}{x_{m_i}}\right) \end{aligned} \quad (3.29)$$

Considerando o atual conjunto de direções, rotacionado para a média, podemos proceder às análises gráficas e realizar testes estatísticos para verificar se as distribuições seguem uma distribuição fisheriana.

3.6.2 – Análise gráfica

O próximo passo da análise é construir os gráficos de quantis para a co-latidade e para a longitude. Inicialmente devemos converter os valores de θ'_i para $c'_i = 1 - \theta'_i$. Posteriormente, deve-se organizar os valores de c'_i e ϕ'_i em ordem crescente.

Para verificar se a distribuição dos valores de inclinação se ajusta ao que seria esperado para uma distribuição fisheriana, deve ser construído o gráfico dos valores de c'_i (com n sendo o número de dados) em função de

$$E_i = \ln\left(\frac{n}{n - i + (1/2)}\right) \quad (3.30)$$

onde um ajuste aproximadamente linear, passando pela origem, indica a plausibilidade de um modelo exponencial para os dados.

Para analisar graficamente a distribuição de declinações, devemos construir o gráfico dos valores de ϕ_i' (organizados em ordem crescente) contra

$$U_i = \frac{(i - (1/2))}{n} \quad (3.31)$$

onde um ajuste linear, com inclinação de 45°, passando pela origem indica a plausibilidade de um modelo uniforme para os dados.

A análise gráfica permite uma avaliação prévia das distribuições, necessitando ainda de um teste numérico para que a avaliação seja completa. Esta análise permite identificar aqueles pontos que se afastam do modelo exponencial, ou uniforme, e por conseqüência, não seguem uma distribuição fisheriana.

3.6.3 – Testes estatísticos

Os procedimentos utilizados para testar as distribuições são baseados em testes padrões utilizando como base a distribuição de Fisher.

O teste da distribuição exponencial é feito a partir do parâmetro estatístico de Kolgomorov-Smirnov D_n . Para testar a distribuição uniforme, utilizamos o parâmetro estatístico de Kuiper V_n . Considere que x_1, \dots, x_n são amostras dos dados, para os quais a função de distribuição da população é $F(x)$. O parâmetro D_n é definido como

$$D_n = \max(D_n^+, D_n^-) \quad (3.32)$$

onde

$$D_n^+ = \max\{(i/n) - F(x_{(i)})\} \text{ e } D_n^- = \max\{F(x_{(i)}) - ((i-1)/n)\}, \quad (3.33)$$

considerando que $1 \leq i \leq n$.

O parâmetro V_n é definido como

$$V_n = D_n^+ + D_n^- \quad (3.34)$$

Considerando a nossa análise, no caso do teste da distribuição exponencial, devemos fazer as seguintes substituições nas equações (3.32) a (3.34).

$$x_i = c_i'; \quad F(x) = 1 - \exp(-k_m x); \quad k_m = (n-1) / \sum c_i' \quad (3.35)$$

e no caso do teste da distribuição uniforme

$$x_i = \phi_i'; \quad F(x) = x / 2\pi \quad (3.36)$$

Stephens (1974), utilizando simulações computacionais, obteve uma forma modificada para o teste de Kolgomorov-Smirnov, definindo o parâmetro $M_E(V_n)$, para a distribuição exponencial, como

$$M_E(V_n) = (D_n - (0.2/n))(\sqrt{n} + 0.26 + (0.5/\sqrt{n})) \quad (3.37)$$

e da mesma forma foi obtido o parâmetro $M_U(V_n)$, para a distribuição uniforme, definido como

$$M_U(V_n) = V_n (\sqrt{n} - 0.467 + (1.623/\sqrt{n})). \quad (3.38)$$

Os valores dos parâmetros $M_E(V_n)$ e $M_U(V_n)$ calculados devem ser comparados com os valores críticos (Tab. 3.2), de acordo com Stephens (1974).

Tabela 3.2: Valores críticos dos parâmetros estatísticos para os níveis de confiança de 90, 95 e 99%.

Parâmetro	90%	95%	99%
$M_E(V_n)$	0,990	1,094	1,308
$M_U(V_n)$	1,138	1,207	1,347

A tabela indica os valores para os quais a distribuição pode ser considerada como não fisheriana, dentro de cada limite de confiança. Por exemplo, distribuições com $M_E(V_n) > 1.094$ ou $M_U(V_n) > 1.207$ podem ser consideradas não fisherianas, dentro do limite de 95% de confiança.

4 – DADOS UTILIZADOS E MÉTODOS DE ANÁLISE

Este capítulo apresenta os dados paleomagnéticos e de campo atual, reais e sintéticos, a serem utilizados neste trabalho. Os dados paleomagnéticos referem-se à Formação Serra Geral (Ernesto et al., 1990; Ernesto et al., 1999; Alva-Valdivia et al., 2003). Parte dos dados publicados por Ernesto et al.(1990) foram posteriormente re-analisados e permanecem inéditos (conjuntos de dados referentes à essas seções estão indicados por * nas Tabs. 4.1 e 4.2), assim como outro conjunto (indicado por **) ainda não foi publicado. Os dados geomagnéticos utilizados foram obtidos através do modelo IGRF 2005, enquanto os dados sintéticos foram obtidos a partir do modelo do DGA.

4.1 – DADOS PALEOMAGNÉTICOS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL

Os dados paleomagnéticos utilizados neste trabalho cobrem vários ciclos de variação secular, e foram obtidos em seções geológicas da Formação Serra Geral. A seguir, serão apresentados aspectos geológicos da Formação Serra Geral e caracterizados os conjuntos de dados paleomagnéticos.

4.1.1 – Aspectos geológicos da Formação Serra Geral

A bacia sedimentar do Paraná (Fig. 4.1) é recoberta por um espesso pacote de derrames basálticos (Formação Serra Geral), que se estende por uma área de aproximadamente 1.200.000 km², ocupando principalmente a região Sul do Brasil mas também parte do Uruguai, Paraguai e Argentina. Basaltos são as principais rochas encontradas aí, mas ocorrem também a presença de derrames ácidos na borda leste da bacia.

A Formação Serra Geral assenta-se sobre a Formação Botucatu (arenitos continentais eólicos), depositados durante o Jurássico-Cretáceo. Na região norte da bacia, o vulcanismo foi coberto por sedimentos do Cretáceo Superior, que formaram as bacias de Bauru e Caiuá. Informações geológicas estão disponíveis em vasta literatura, destacando-se a publicação de Piccirillo & Melfi (1988) e a revisão apresentada por Marques & Ernesto (2004).

As escarpas da borda sudeste da Bacia, principalmente no Estado do Rio Grande do Sul, expõem seqüências de derrames de lavas com até 1000 m de espessura e que se iniciam sobre os arenitos Botucatu. As idades radiométricas ⁴⁰Ar/³⁹Ar nessa região, concentram-se em 133 ±1Ma (Renne et al., 1992). No Estado de Santa Catarina (região central) onde também é possível encontrar exposições de basaltos da mesma espessura, as idades concentram-se em 132 Ma. Mais para o norte, as rochas encontradas em superfície também apresentam idades

concentradas em 132 Ma (Ernesto et al., 1999), entretanto já não há escarpas, embora a variação de relevo exponha pacotes espessos de lavas ácidas e básicas. A correlação lateral, entretanto, é dificultada devido ao falhamento e provável soerguimento de blocos.

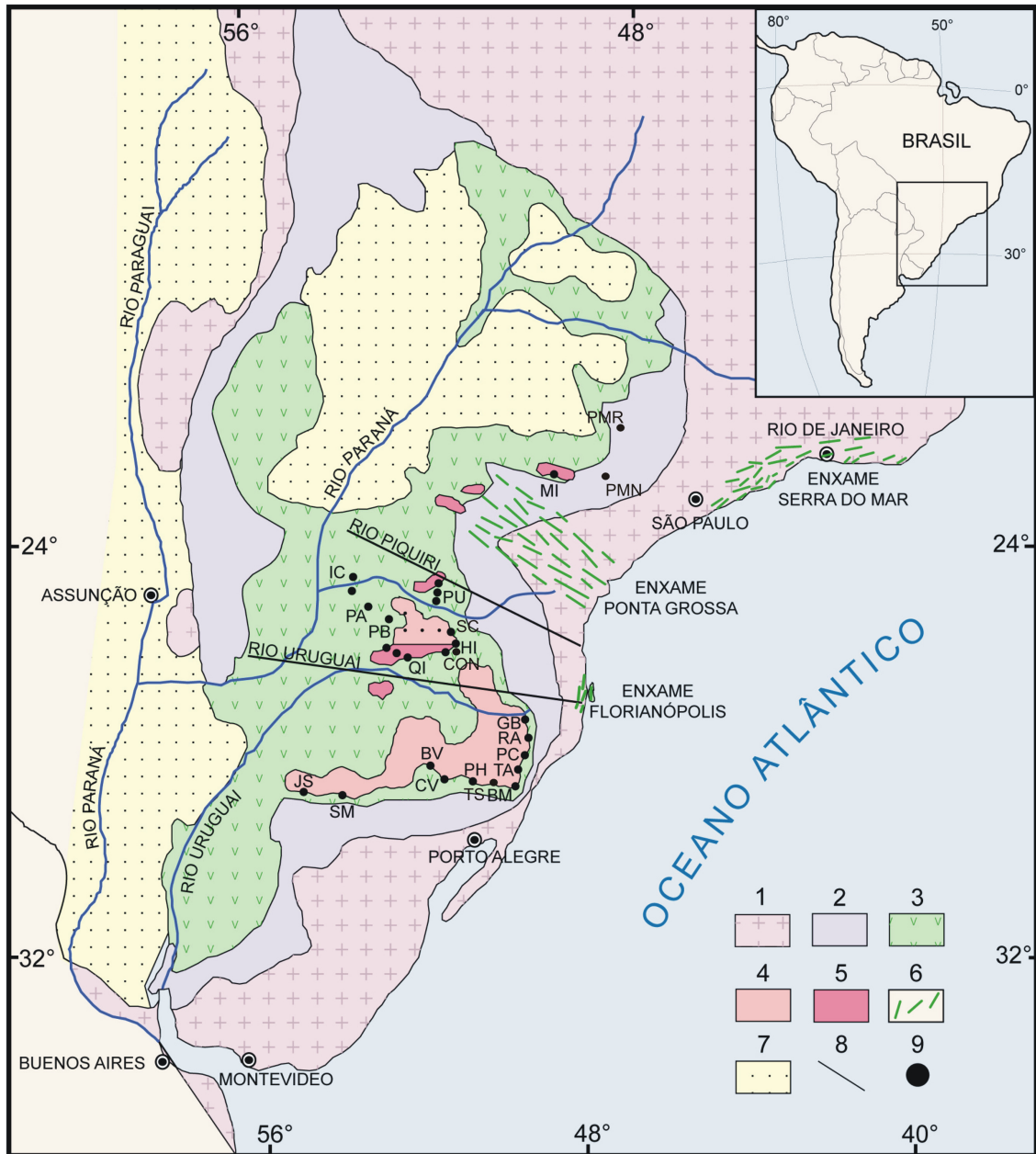


Figura 4.1: Mapa geológico da Bacia do Paraná (Bellieni et al., 1986; Nardy et al., 2001): (1) embasamento cristalino; (2) sedimentos pré-vulcânicos (principalmente paleozóicos); (3) rochas vulcânicas básicas a intermediárias da Província Magmática do Paraná; (4) rochas ácidas do tipo Palmas da Província Magmática do Paraná; (5) rochas ácidas do tipo Chapecó da Província Magmática do Paraná; (6) enxames de diques da Província Magmática do Paraná; (7) sedimentos pós-vulcânicos (principalmente do Cretáceo Superior); (8) alinhamentos tectônicos e/ou magnéticos, (9) localização das seqüências de derrames investigadas nos estudos paleomagnéticos.

Na região nordeste da Bacia, afloram diques e sills. Estes últimos predominam na parte mais ao norte e se encaixam em diferentes níveis da coluna sedimentar paleozóica e mesmo nos sedimentos mesozóicos. Uma distinção de polaridade magnética foi notada por Ernesto et al. (1999) entre os sills do extremo norte (latitudes inferiores a aproximadamente 22°S) e aqueles mais ao sul, mas as idades para ambos os conjuntos são concordantes com aquelas da parte central da Bacia (~132Ma). Na região do Arco de Ponta Grossa concentra-se uma grande quantidade de diques com direções preferenciais NW e com idades de ~130Ma (Raposo & Ernesto, 1995).

A espessura média total de uma sucessão de derrames de lavas é de 650 metros, sendo que a espessura de um derrame individual varia entre 10 e 80 metros. Estudos de magnetoestratigrafia dos derrames indicam que suas extensões laterais não passam de poucos quilômetros.

A Bacia do Paraná pode ainda ser dividida em três áreas, de acordo com suas características geoquímicas, como: região sul (ao sul do Rio Uruguai), região central (entre o Rio Uruguai e o Rio Piquiri) e norte (ao norte do Rio Piquiri).

4.1.2 – Conjuntos de dados utilizados

Os dados foram selecionados seguindo os seguintes critérios: (1) número de derrames (sítios) mínimo por seção, $N = 13$; e (2) limite de confiança de 95% (ver capítulo 3) máximo para as direções médias intra-sítio, $\alpha_{95} = 30^\circ$.

Posteriormente, os dados foram divididos em dois grupos. O Grupo 1 é constituído pelas seções geológicas com bom controle cronológico, cujas coordenadas geográficas estão apresentadas na Tab. 4.1. As seções, de acordo com as respectivas siglas, estão indicadas na Fig. 4.1.

Tabela 4.1: Posições geográficas das seções do Grupo 1.

Seção	Latitude (°)	Longitude(°)
JS(*)	-29,18	-54,45
SM(*)	-29,55	-53,47
BV(*)	-29,12	-51,55
CV(*)	-29,43	-51,50
PH	-29,40	-51,13
BM	-29,52	-50,27
TA	-29,42	-50,17
PC	-29,13	-50,08
RA	-28,83	-49,92
GB	-28,43	-49,47
TS(**)	-29,55	-50,70

O Grupo 2 é constituído pelas seções com baixo nível de, ou totalmente sem, controle cronológico. As localizações dessas seções estão apresentadas na Tab. 4.2, e no mapa geológico da Fig. 4.1.

A conjunto de dados PMR e PMN refere-se aos dados provenientes (incluindo derrames, sills e diques) da parte nordeste da Bacia (Ernesto et. al., 1999) e compreende latitudes entre aproximadamente 19°S e 22°S. O conjunto PMN refere-se aos dados relativos aos provenientes (incluindo sills e diques) da parte nordeste da Bacia (Ernesto et. al., 1999) e compreende latitudes entre aproximadamente 22°S e 24°S.

As localizações das seções SC e CON correspondem ao ponto médio dos locais de amostragem de Alva-Valdivia et al. (2003).

Tabela 4.2: Posições geográficas das seções do Grupo 2.

Seção	Latitude (°)	Longitude(°)
PA	-25,75	-53,47
QI	-26,87	-52,28
HI	-26,73	-51,77
PU	-25,73	-51,55
PMR	-21,57	-47,63
PMN	-22,43	-47,85
SC	-25,41	-53,58
CON	-27,14	-51,90

É importante ressaltar que conjuntos de dados paleomagnéticos com características similares as do Grupo 2 podem ter registrado os mesmos eventos geomagnéticos, e não uma evolução temporal de eventos, o que pode acarretar em resultados e interpretações incorretas.

Os conjuntos de dados utilizados, dos Grupos 1 e 2, estão apresentados nos Anexos A e B.

A Fig. 4.2 apresenta o diagrama estereográfico contendo todas as direções obtidas para as seções do Grupo 1 e todas as direções obtidas para as seções do Grupo 2.

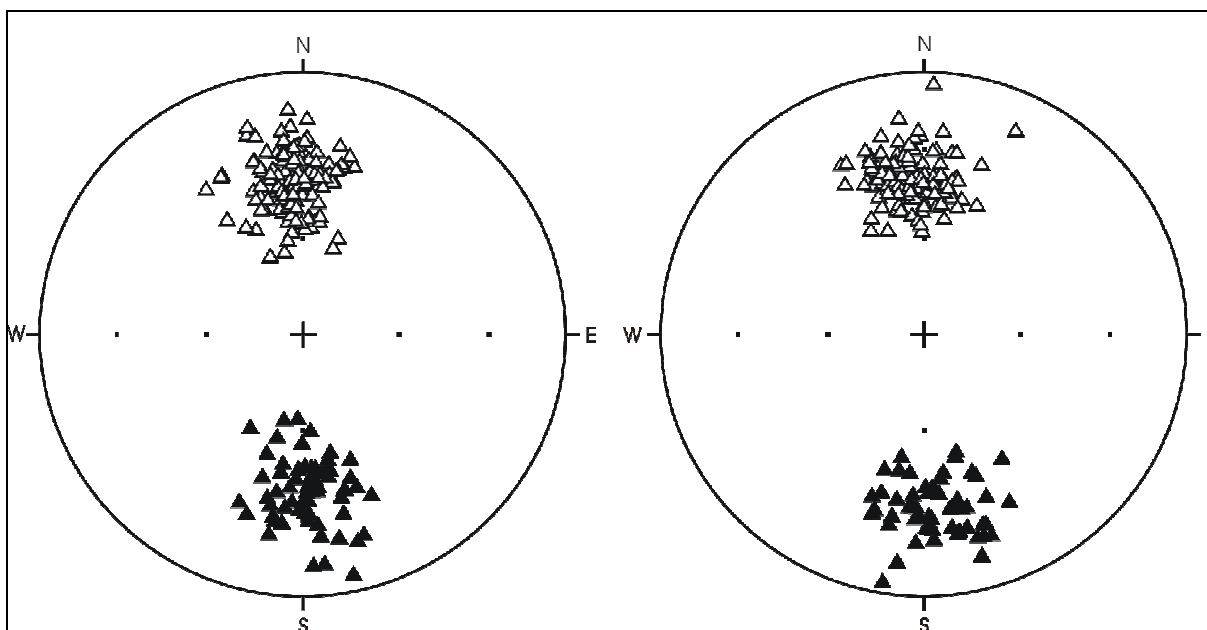


Figura 4.2: Distribuições de todas as direções com polaridade normal e reversa para os dados dos grupos 1 (esquerda) e 2 (direita).

4.1.3 – Curvas de variação secular das seções com bom controle cronológico

As curvas de variação da declinação e inclinação, das seções do Grupo 1, em função da altura estratigráfica relativa estão apresentadas nas Figs. 4.3 e 4.4.

Ernesto et al. (1990) mostraram, através de um ajuste dessas curvas de variação secular, tomando alguns pontos de referência (valores de declinação e inclinação que se repetem em varias sequências), que estas realmente amostram uma evolução temporal do campo geomagnético. As sequências de valores de elevação associados às sequências de valores de direções, em geral, não devem corresponder exatamente ao intervalo de tempo decorrido, mas servem de indício para tal, considerando-se que o intervalo de tempo entre dois eventos de vulcanismo é desconhecido.

Outra importante característica desse grupo de dados, é que eles apresentam excursões e inversões de polaridade do campo geomagnético, característica que é muito importante para uma avaliação estatística.

4.2 – DADOS DO IGRF 2005

Visando estudar as prováveis influências da presença de componentes não dipolares do campo, serão utilizados dados direcionais obtidos a partir do modelo IGRF 2005 (Anexo

D). Foram obtidos valores de declinação e inclinação que seriam observados nas mesmas posições geográficas para as quais são disponíveis dados paleomagnéticos, assim como para as posições correspondentes às longitudes geomagnéticas simétricas em relação ao meridiano zero. Os dados obtidos estão mostrados no Anexo C.

4.3 – DADOS DO MODELO DGA

Utilizando o modelo DGA foram obtidos os valores de inclinação (de acordo com esse modelo, a declinação tem valor zero para qualquer posição) esperados para cada posição geográfica para as quais estão disponíveis dados paleomagnéticos. Estes valores serão utilizados durante as análises estatísticas, objetivando uma melhor caracterização das distribuições de direções. Os dados obtidos através desse modelo estão apresentados no Anexo 3.

4.4 – MÉTODO DE ANÁLISE DOS DADOS

Os dados paleomagnéticos serão analisados seguindo os procedimentos descritos no capítulo 3, cuja seqüência de passos está apresentada a seguir.

- (a) Representação das distribuições de direções;
- (b) Cálculo das posições dos PGVs e representação das distribuições;
- (c) Identificação da ocorrência de excursões e inversões de polaridade;
- (d) Cálculo dos parâmetros estatísticos das distribuições, de acordo com Fisher (1953);
- (e) Comparação dos valores de dispersão angular obtidos, com aqueles calculados a partir do Modelo G;
- (f) Análise da forma das distribuições.

Os dados do IGRF 2005 serão analisados de acordo com as seguintes etapas.

- (a) Serão obtidas as direções esperadas nos mesmos locais para os quais se localizam as seções do Grupo 1.
- (b) As coordenadas geográficas desses locais serão convertidas em coordenadas geomagnéticas. Após serão calculadas as posições referentes às coordenadas geomagnéticas simétricas de longitude de cada local. A Fig. 2.4 permitirá uma estimativa da porcentagem de componentes não dipolares do campo para cada um dos locais em questão. Finalmente, serão obtidas as coordenadas geográficas correspondentes às simétricas geomagnéticas. Este

procedimento será realizado com o objetivo de minimizar o efeito do ângulo de aproximadamente $11,5^\circ$ entre o eixo de rotação terrestre e o eixo do dipolo geomagnético.

(c) Comparação entre a forma e parâmetros estatísticos das distribuições de direções obtidas a partir dos dados provenientes dos dois locais e com a distribuição de direções obtida pelo modelo GAD.

(d) Cálculo das posições dos PGVs.

(e) Comparação entre a forma e parâmetros estatísticos obtidos para distribuições provenientes dos dois locais, com aquelas obtidas a partir do modelo GAD.

As rotinas de programação utilizadas para realizar todos os cálculos foram desenvolvidas em linguagem MATLAB.

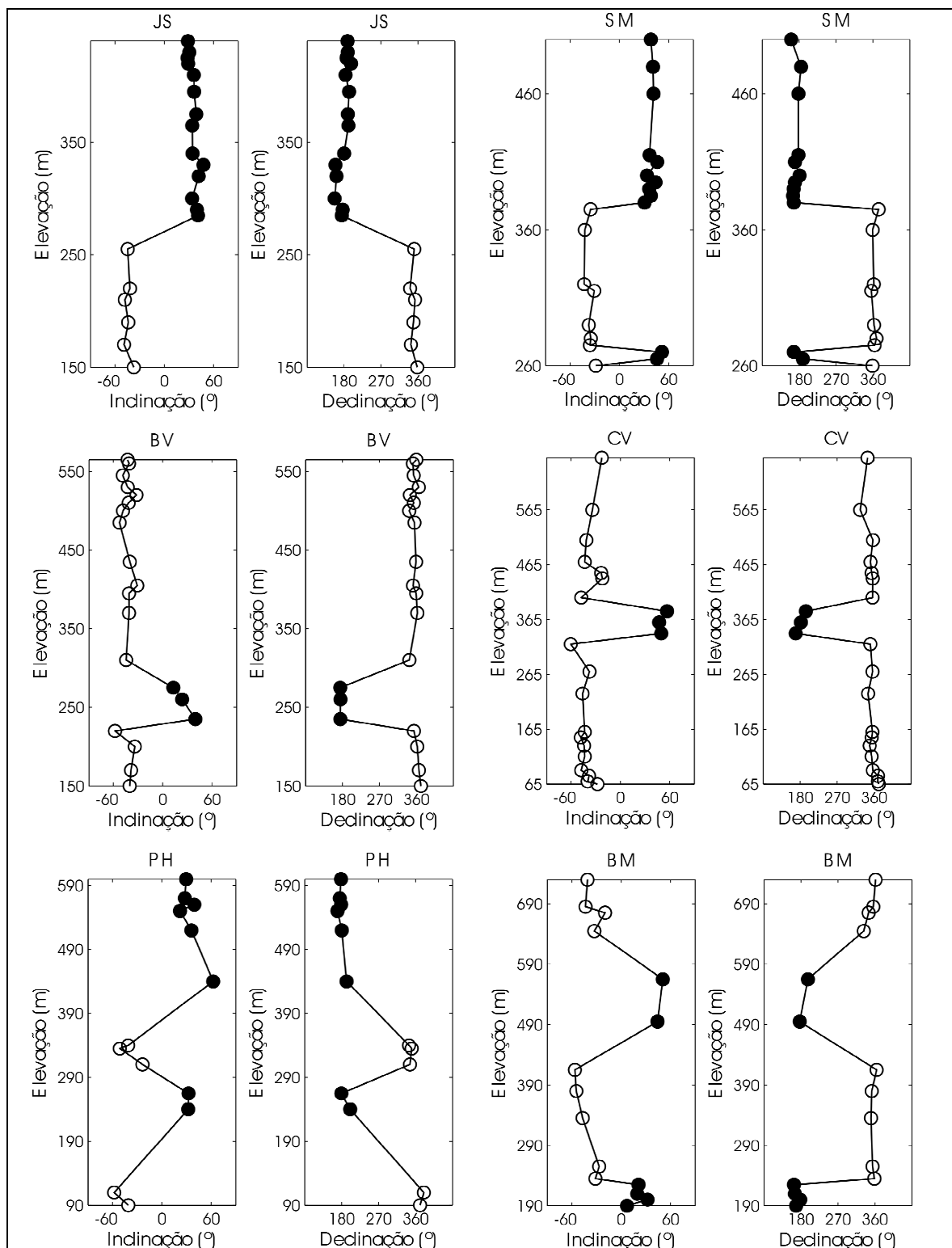


Figura 4.3: Curvas de variação da declinação e inclinação das seções do Grupo 1. A legenda segue a Fig. 4.4.

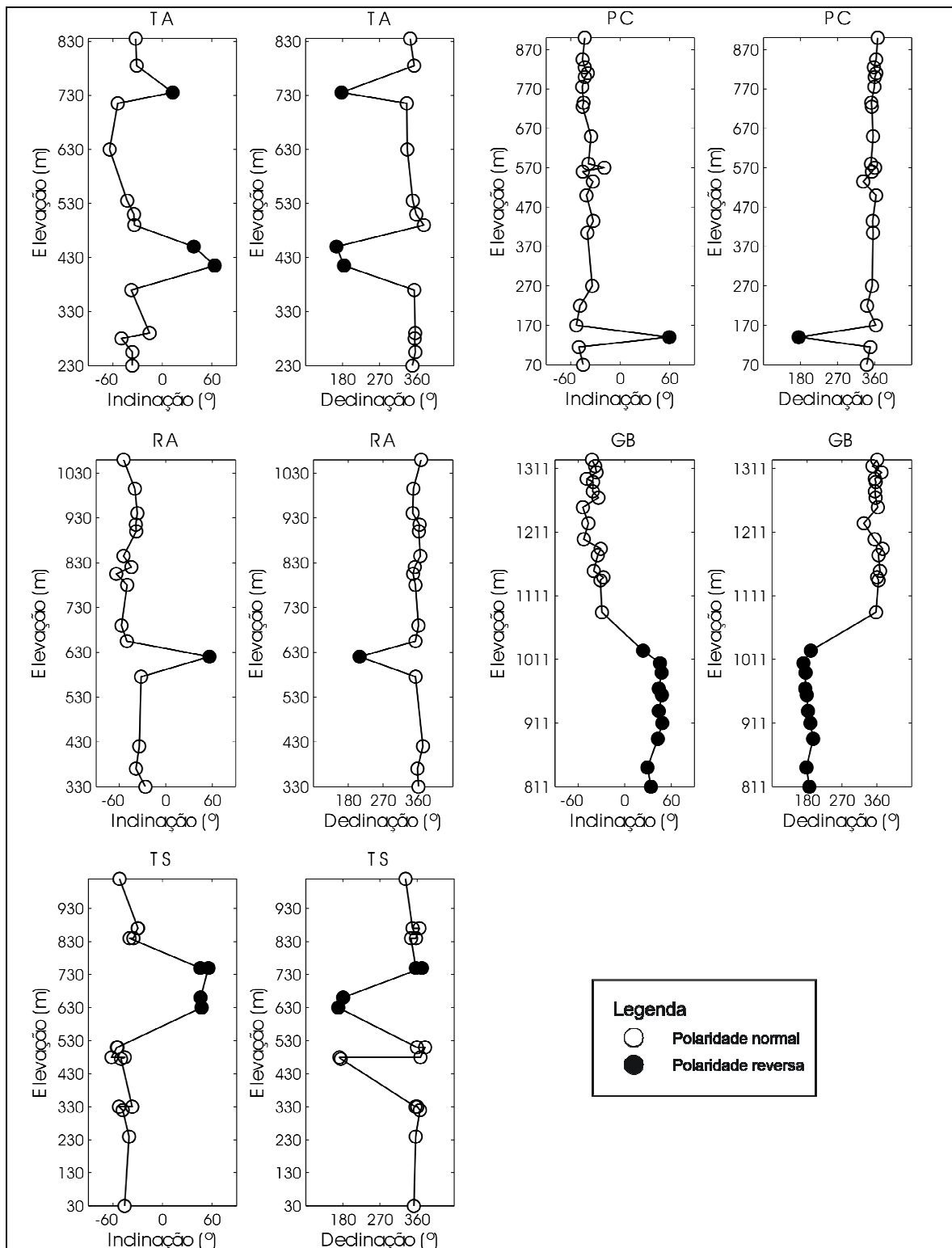


Figura 4.4: Curvas de variação da declinação e inclinação das seções do Grupo 1.

5 – RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos, de acordo com a aplicação dos métodos descritos no capítulo 3 aos dados apresentados no capítulo 4. As distribuições de direções e de PGVs são indicadas por sua sigla, de acordo com as Tabs 3.1 e 3.2.

5.1 – DISTRIBUIÇÕES DE DIREÇÕES PALEOMAGNÉTICAS

Com o objetivo de se analisar as características de forma e parâmetros estatísticos dos conjunto de dados provenientes de cada seção estudada, as distribuições de direções são representadas nos diagramas estereográficos de áreas iguais, utilizando-se a projeção de Schmidt. Para facilitar as análises, as direções normais e reversas são apresentadas no mesmo hemisfério.

As distribuições de direções obtidas para as seções do Grupo 1 estão mostradas na Fig 5.1.

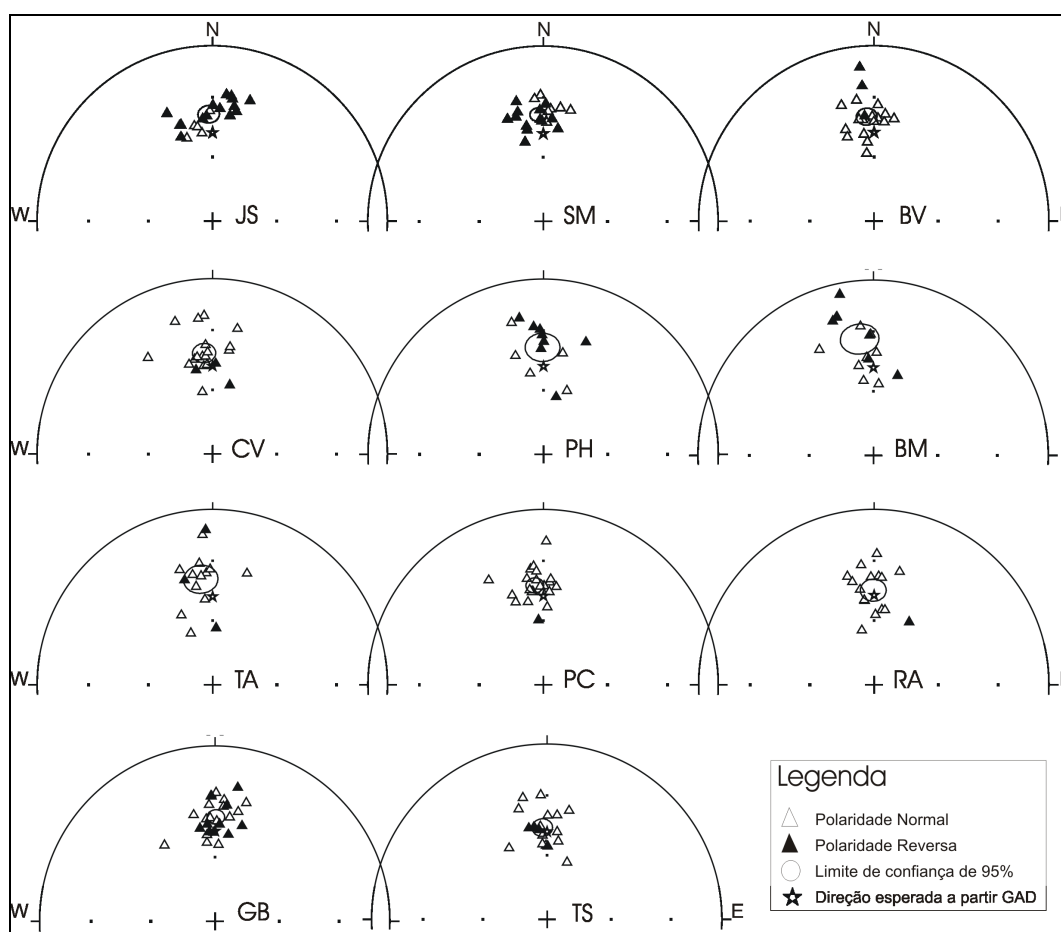


Figura 5.1: Distribuições de direções para as seções do Grupo 1.

As distribuições de direções obtidas para as seções do Grupo 2 estão apresentadas na Fig. 5.2.

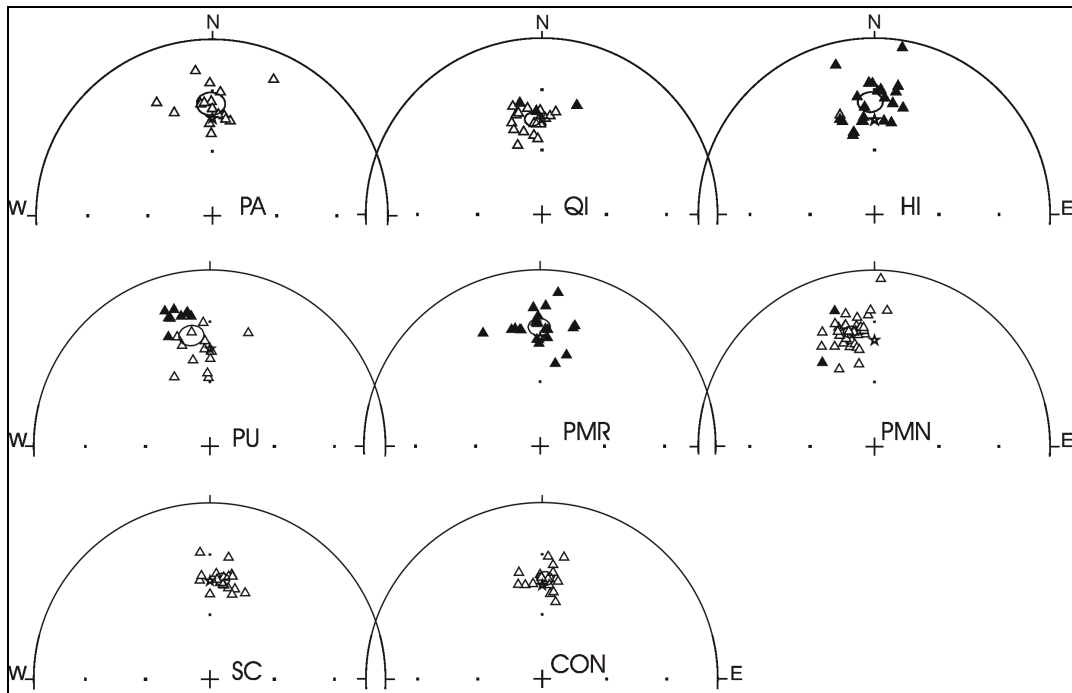


Figura 5.2: Distribuições de direções para as seções do Grupo 2. A legenda segue a Figura 5.1.

A Figura 5.3 apresenta conjuntos de dados formados por todas as direções normais (TNB para o Grupo 1 e TNS para o Grupo 2) e reversas (TRB para o Grupo 1 e TRS para o Grupo 2).

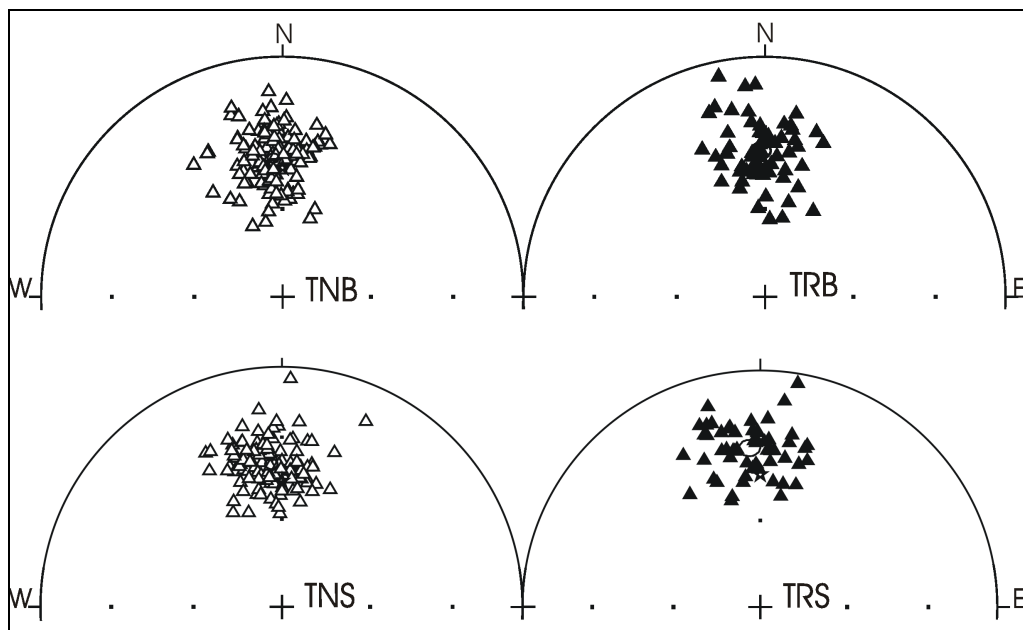


Figura 5.3: Conjunto das direções normais e reversas para cada Grupo. A legenda segue a Figura 5.1.

Os parâmetros estatísticos, de acordo com Fisher (1953) das distribuições obtidas para os dados do Grupo 1, estão apresentados na Tabela 5.1.

Tabela 5.1: Direções médias e parâmetros estatísticos obtidos para cada seção.

Local	N	D(°)	I(°)	k	α_{95} (°)	s(°)
JS	20	357,9	-38,9	48	4,52	11,70
SM	20	357,3	-38,9	79	3,52	9,12
BV	20	356,0	-40,0	51	4,39	11,37
CV	21	355,2	-41,7	38	4,94	13,10
PH	13	359,5	-38,7	27	7,41	15,46
BM	15	352,6	-35,6	24	7,40	16,58
TA	15	353,6	-39,2	25	7,29	16,34
PC	22	355,1	-42,5	61	3,82	10,38
RA	16	359,5	-45,1	39	5,61	12,99
GB	26	0,5	-40,2	54	3,72	10,98
TS	19	357,1	-46,5	52	4,48	11,19
TNB	142	356,2	-41,7	47	1,71	11,80
TRB	65	358,3	-39,0	33	3,03	14,14
TNRB	207	356,8	-40,8	41	1,52	12,63

Os parâmetros estatísticos das distribuições do Grupo 2, de acordo com Fisher (1953), estão apresentados na Tabela 5.2.

Tabela 5.2: Direções médias e parâmetros estatísticos obtidos para cada seção.

Local	N	D(°)	I(°)	k	α_{95} (°)	s(°)
PA	16	359,3	-36,6	35	5,95	13,76
QI	21	354,4	-44,8	81	3,39	8,99
HI	23	357,9	-36,4	32	5,16	14,31
PU	22	350,5	-36,4	33	5,21	14,13
PMR	21	359,6	-32,9	46	4,49	11,91
PMN	38	348,2	-34,0	60	2,92	10,42
SC	18	7,0	-42,4	109	3,16	7,77
COM	17	1,7	-42,4	93	3,52	8,39
TNS	120	355,8	-40,0	46	1,89	11,95
TRS	56	356,2	-33,1	35	3,16	13,67
TNRS	176	355,9	-37,8	40	1,68	12,86

Analisando as Figs. 5.1, 5.2 e 5.3, observa-se que existem diferenças na forma das distribuições, o que é em parte refletido nos valores dos parâmetros estatísticos calculados.

Na Fig. 5.3 verifica-se que há uma grande concentração de pontos ao redor do valor médio, e uma diminuição no número de pontos com o afastamento da média. Entretanto, para o conjunto TRS, nota-se uma dispersão um pouco maior. É evidente que para os conjuntos de dados de polaridade reversa (TRB e TRS) a concentração de pontos ao redor da média é menor relativamente aos conjuntos TNB e TNS.

5.2 –DISTRIBUIÇÕES DE PGVs

A partir das direções, são calculados os PGVs, e cujas distribuições são apresentadas em projeções estereográficas de ângulos iguais nas Figuras 5.4 a 5.7 a seguir. Os PGVs estão representados no pólo sul.

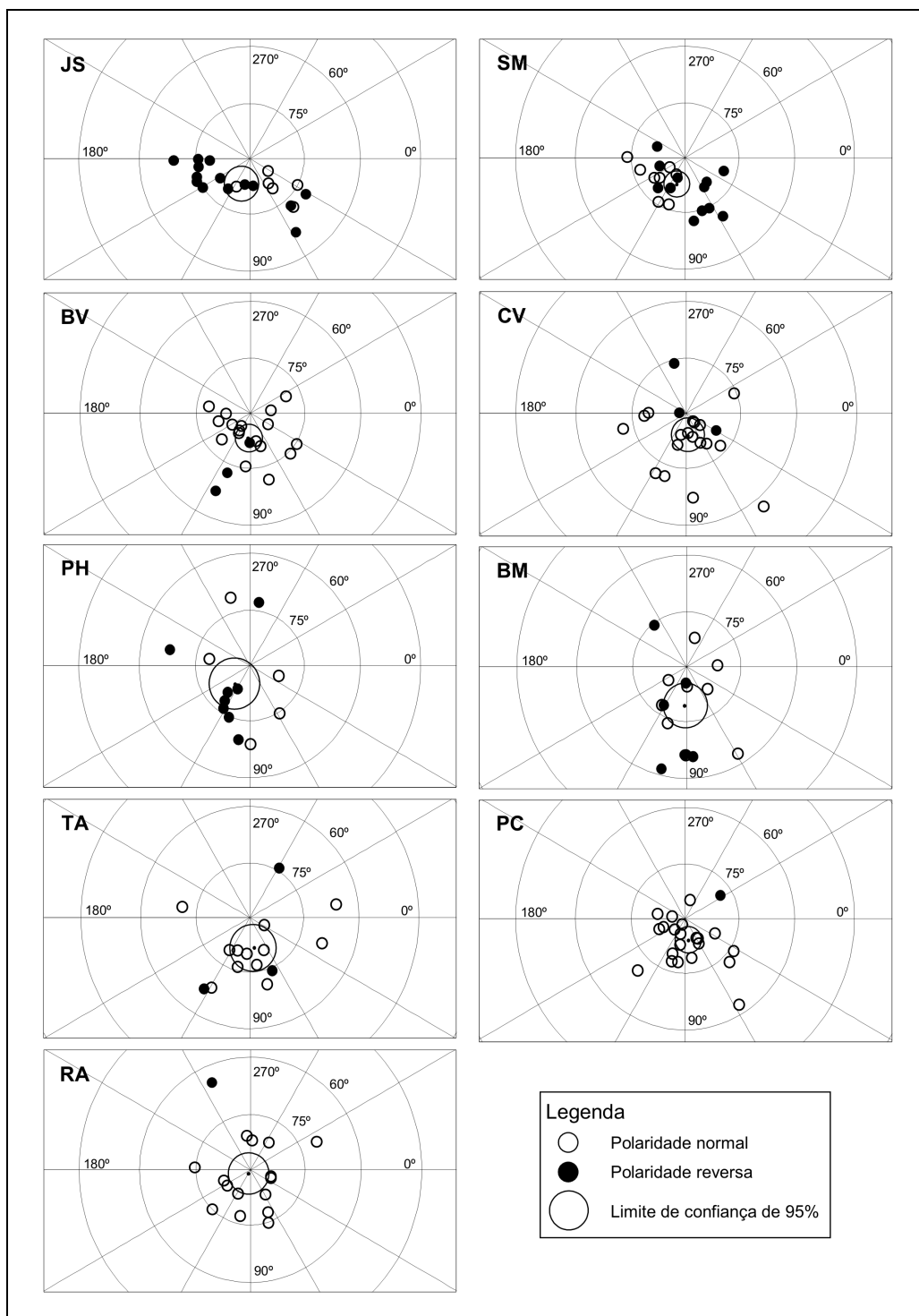


Figura 5.4: Distribuições PGVs para os dados do Grupo 1.

Os conjuntos formados por todos os PGVs com polaridade normal (TNB) e reversa (TRB) para o Grupo 1 estão apresentados na Fig 5.5.

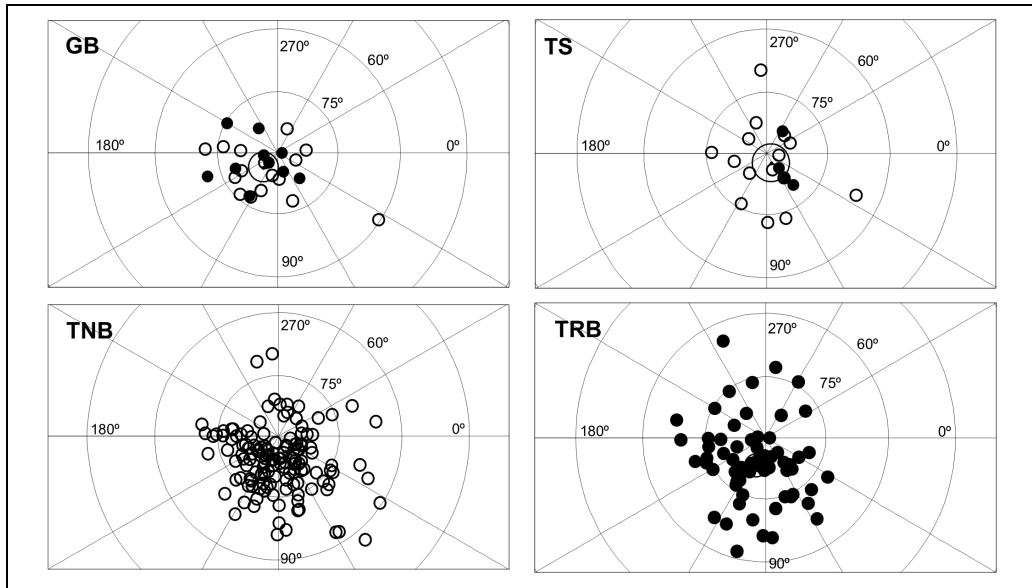


Figura 5.5: Continuação das distribuições PGVs para os dados do Grupo 1. A legenda segue a Figura 5.4.

As distribuições de PGVs para os dados do Grupo 2 estão apresentadas na Fig. 5.6.

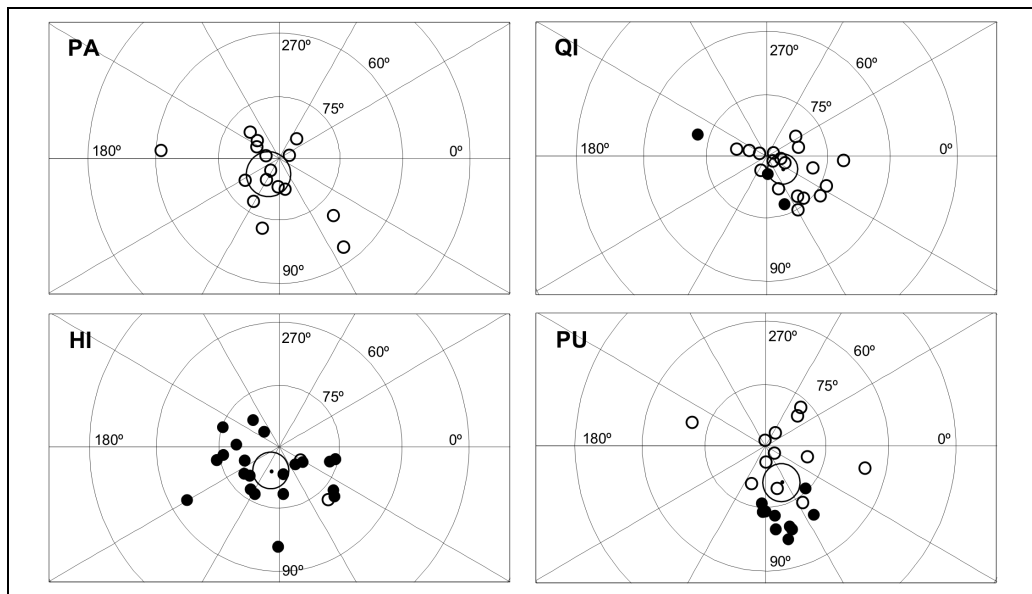


Figura 5.6: Distribuições PGVs para os dados do Grupo 2. A legenda segue a Figura 5.4.

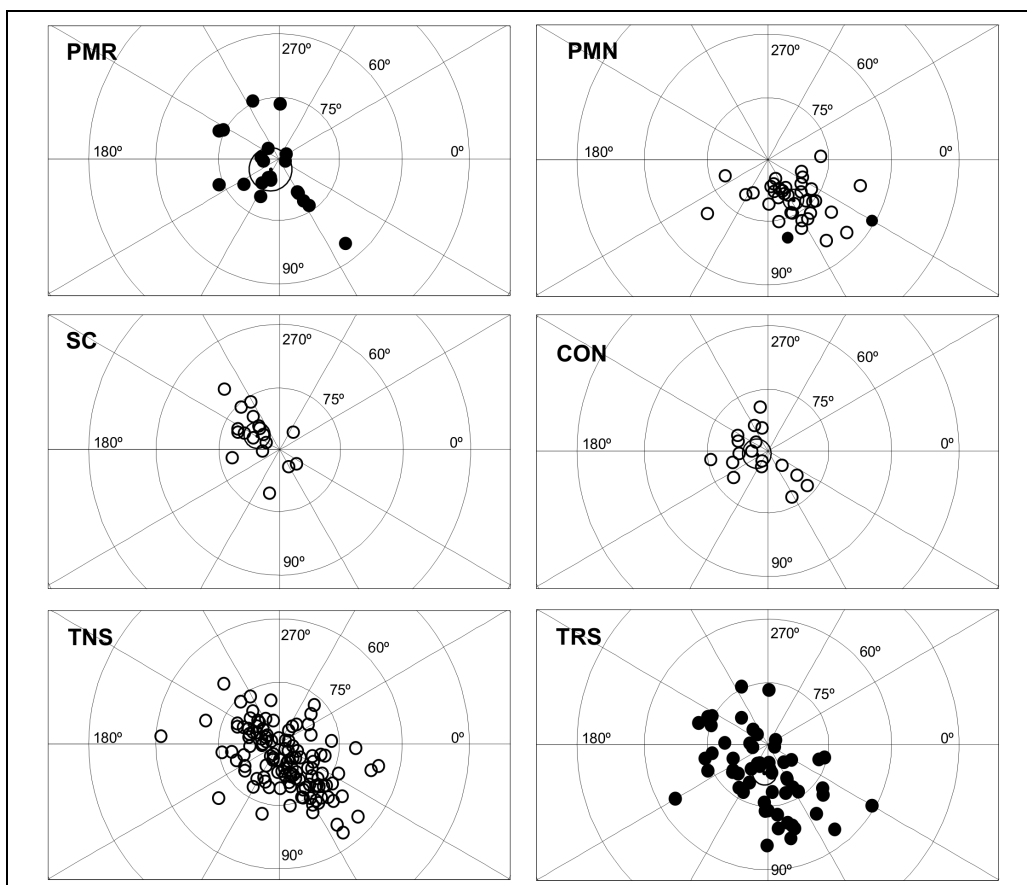


Figura 5.7: Continuação das distribuições PGVs para os dados do Grupo 2. A legenda segue a Figura 5.4.

Na Fig 5.7 também estão representados os conjuntos formados por todos os PGVs com polaridade normal (TNS) e reversa (TRS) para os dados do Grupo 2. Os parâmetros estatísticos das distribuições de PGVs para os dados do Grupo 1, de acordo com Fisher (1953), estão apresentados na Tabela 5.3. A paleolatitudes de cada seção está apresentada na coluna *Pal.*, nas Tabs. 5.3 e 5.4.

Nas tabelas 5.3 e 5.4, além dos parâmetros estatísticos, estão apresentados os limites de confiança para o parâmetro dispersão angular, onde os valores mínimos (s_{inf}) e máximos (s_{sup}) foram calculados seguindo Cox (1969).

De forma semelhante ao que ocorre com as distribuições de direções, também são observadas diferenças entre as distribuições de PGVs estudadas (Figs. 5.4 a 5.7), cujos parâmetros estatísticos estão apresentados na Tabs. 5.3 e 5.4.

Como conseqüência das diferenças entre os valores médios das inclinações (Tabs. 5.1 e 5.2) ocorre uma variação nas paleolatitudes obtidas para cada seção estudada.

Tabela 5.3: Pólos paleomagnéticos e parâmetros estatísticos obtidos para cada seção.

Local	N	P _{Lat} (°)	P _{Long} (°E)	k	α_{95} (°)	s(°)	S _{inf} (°)	S _{sup} (°)	Pal. (°)
JS	20	-82,7	106,6	43	4,79	12,40	10,22	15,79	-22,0
SM	20	-82,2	107,1	75	3,62	9,36	7,71	11,92	-22,0
BV	20	-83,2	95,7	68	3,80	9,83	8,1	12,51	-22,8
CV	21	-83,7	85,8	43	4,65	12,32	10,19	15,58	-24,0
PH	13	-83,5	129,2	30	7,07	14,75	11,71	19,94	-21,9
BM	15	-79,4	93,3	35	6,14	13,76	11,05	18,25	-19,7
TA	15	-81,5	82,0	31	6,51	14,58	11,71	19,33	-22,2
PC	22	-84,0	81,6	67	3,65	9,89	8,22	12,44	-24,6
RA	16	-88,8	116,5	39	5,63	13,04	10,54	17,13	-26,7
GB	26	-84,8	134,3	58	3,61	10,64	8,96	13,12	-22,9
TS	19	-87,3	64,5	49	4,57	11,52	9,46	14,75	-27,7
TNB	142	-84,3	91,3	50	1,66	11,41	10,55	12,43	-24,0
TRB	65	-83,4	116,4	39	2,81	13,98	12,47	15,91	-22,0
TNRB	207	-84,2	98,0	43	1,48	12,28	11,49	13,18	-23,4

Tabela 5.4: Pólos paleomagnéticos e parâmetros estatísticos obtidos para cada seção.

Local	N	P _{Lat} (°)	P _{Long} (°E)	k	α_{95} (°)	s(°)	S _{inf} (°)	S _{sup} (°)	Pal. (°)
PA	16	-85,1	118,9	40	5,51	12,75	10,30	16,75	-20,4
QI	21	-84,9	38,6	69	3,67	9,73	8,05	12,31	-26,4
HI	23	-83,7	107,4	42	4,53	12,58	10,49	15,73	-20,2
PU	22	-80,3	65,0	42	4,61	12,51	10,43	15,64	-21,8
PMR	21	-86,6	127,7	52	5,22	11,26	9,39	14,08	-17,9
PMN	38	-78,2	57,3	80	2,54	9,05	7,82	10,73	-18,6
SC	18	-83,5	212,0	106	3,21	7,87	6,42	10,18	-25,5
CON	17	-87,2	161,0	92	3,55	8,46	6,85	11,07	-24,5
TNS	120	-85,75	66,7	51	1,78	11,30	10,37	12,41	-22,8
TRS	56	-83,0	98,0	40	2,96	12,83	11,35	14,75	-18,0
TNRS	176	-85,1	80,2	46	1,55	11,92	11,1	12,87	-21,2

Os valores de dispersão angular obtidos para as distribuições do Grupo 1 variam entre 9,36 (seção SM) e 14,75 (seção PH). Para os dados do Grupo 2 a variação fica entre 7,87 (seção SC) e 12,75 (seção PA). Nos dois casos verifica-se que o valor máximo obtido para a dispersão chega a ser em torno de 1,6 vezes o valor mínimo. Tendo como base esta informação, será investigado se existe relação entre a forma das distribuições (se são fisherianas ou não) e os valores mais altos ou mais baixos de dispersão angular obtidos. Esta análise deve ser feita considerando-se as diferenças existentes entre os dois conjuntos de dados, especialmente a questão do controle cronológico dos eventos geomagnéticos. Outro importante fato a ser investigado é se a ocorrência de inversões de polaridade interfere na forma da distribuição.

5.3 – ANÁLISE DA FORMA DAS DISTRIBUIÇÕES E OCORRÊNCIA DE INVERSÕES DE POLARIDADE

Utilizando os métodos de análises gráfica e estatística descritos na seção 3.6, as distribuições de direções e de PGVs foram avaliadas quanto à sua forma, isto é, se são fisherianas ou não.

As Figuras 5.8 e 5.9 apresentam um exemplo da análise gráfica para as distribuições de PGVs das seções SM e JS, com relação a longitude, objetivando-se ilustrar de forma geral as diferenças entre distribuições fisherianas e não fisherianas.

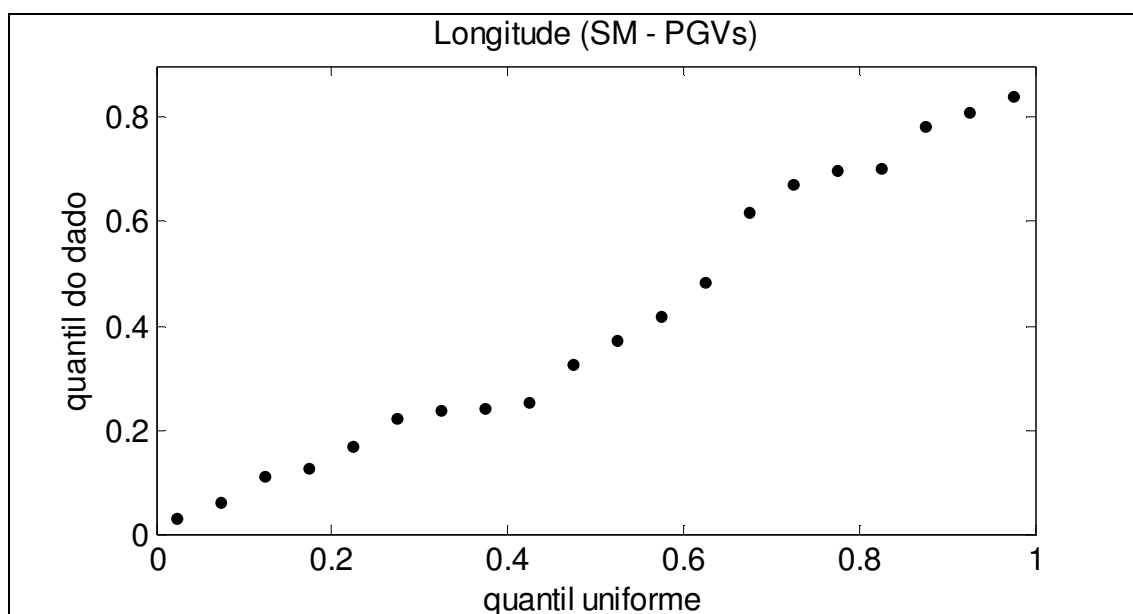


Figura 5.8: Gráfico de quantis para a longitude dos PGVs da seção SM.

Verifica-se que na Fig. 5.8 os dados se ajustam com inclinação de aproximadamente 45° , a uma distribuição linear. O parâmetro estatístico $M_U=0,990$, calculado conforme a eq. 3.38 indica que a distribuição é fisheriana. Para os dados da Fig. 5.9 foi obtido $M_U=1,526$, indicando que distribuição não é fisheriana.

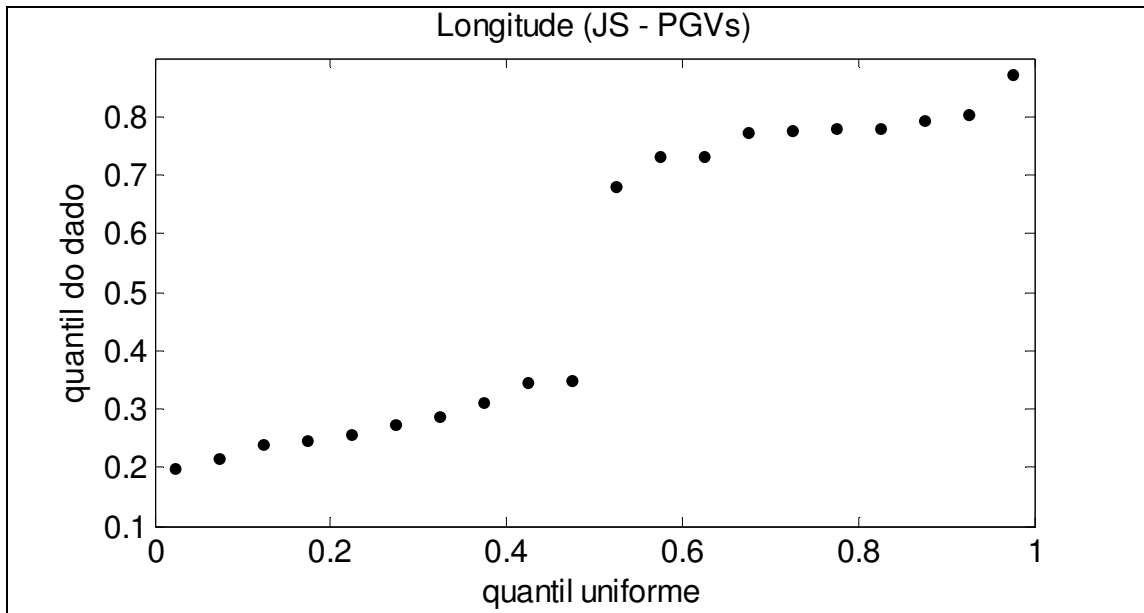


Figura 5.9: Gráfico de quantis para a longitude dos PGVs da seção JS.

As Figuras 5.10 e 5.11 apresentam um exemplo de análise gráfica para as distribuições de PGVs das seções SM e JS, com relação a co-latidade.

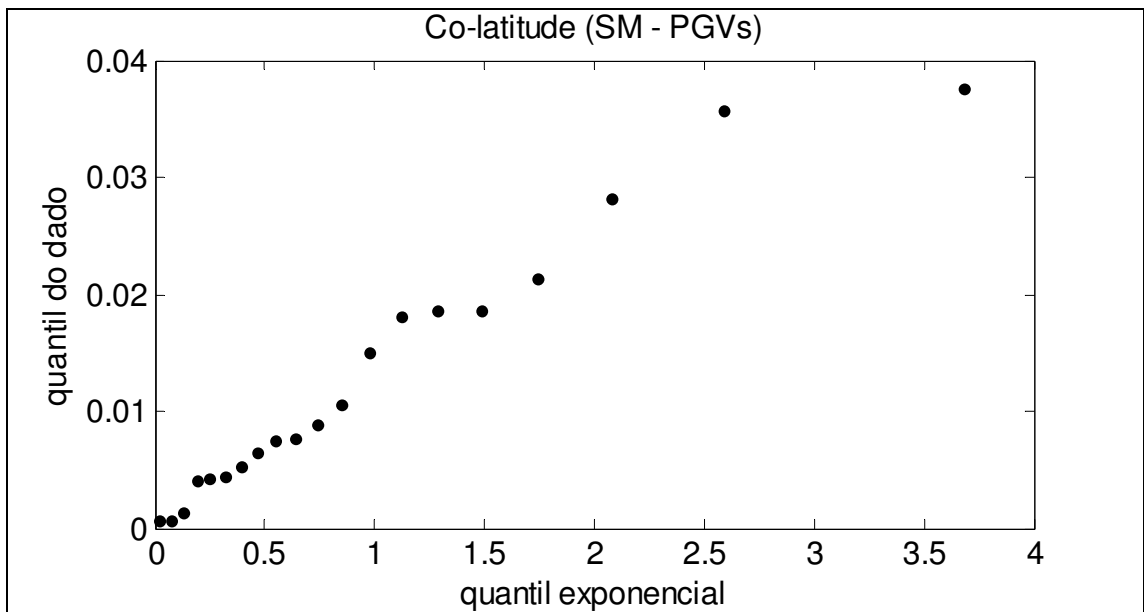


Figura 5.10: Gráfico de quantis para a colatitude dos PGVs da seção SM.

Verifica-se que na Fig. 5.10, com $M_E=0,465$ (calculado a partir da eq. 3.37), os dados se ajustam razoavelmente a uma distribuição linear. Este fato se repete com os dados da Fig. 5.11, com parâmetro estatístico $M_E=0,649$, o que caracteriza as duas distribuições como fisherianas.

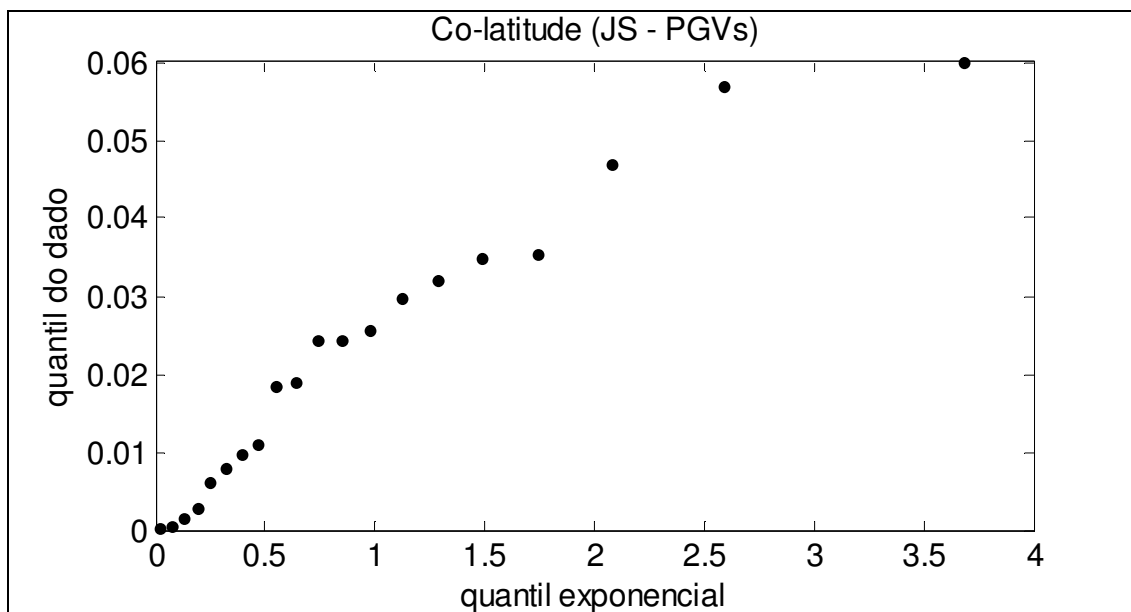


Figura 5.11: Gráfico de quantis para a colatitude dos PGVs da seção JS.

No entanto, como a distribuição dos PGVs de JS apresenta o parâmetro $M_U > 1,207$, ela é considerada não fisheriana, dentro do limite de confiança de 95%. A distribuição SM possui valores de $M_U < 1,207$ e $M_E < 1,094$ e por isso é classificada como distribuição fisheriana.

As tabelas 5.5 (dados do Grupo 1) e 5.6 (dados do Grupo 2) apresentam os valores dos parâmetros M_E e M_U , e indicam se as distribuições estudadas são fisherianas (F) ou não (NF), tomando-se como base o limite de confiança de 95% apresentado na seção 4.6. A coluna *N Inv* se refere ao numero de inversões registradas em cada seção.

Tabela 5.5: Parâmetros estatísticos relativos a análise de forma dos dados do Grupo 1.

Local	N Inv.	Direções			PGVs		
		M_E	M_U	Dist.	M_E	M_U	Dist.
JS	1	0,742	1,352	NF	0,649	1,526	NF
SM	3	0,528	0,737	F	0,465	0,990	F
BV	0	0,858	1,020	F	0,656	1,129	F
CV	2	1,030	1,314	NF	1,205	0,924	NF
PH	3	0,500	1,143	F	0,387	1,228	NF
BM	3	0,614	1,238	NF	0,621	0,979	F
TA	4	1,0820	1,095	F	1,120	1,061	NF
PC	2	0,800	0,901	F	0,732	0,842	F
RA	2	0,686	0,919	F	0,795	0,735	F
GB	1	0,493	0,957	F	0,806	0,799	F
TS	2	0,709	0,814	F	0,761	0,930	F
TNB	-	1,059	1,315	NF	1,302	1,457	NF
TRB	-	0,943	1,029	F	0,975	0,801	F
TNRB	-	1,471	1,490	NF	1,760	1,452	NF

Tabela 5.6: Parâmetros estatísticos relativos a análise de forma dos dados do Grupo 2.

Local	N Inv.	Direções			PGVs		
		M _E	M _U	Dist.	M _E	M _U	Dist.
PA	2	0,696	1,201	F	1,035	0,981	F
QI	2	0,654	0,754	F	0,528	0,842	F
HI	2	0,806	1,178	F	0,661	1,203	F
PU	0	0,521	1,282	NF	0,760	1,168	F
PMR	0	1,266	1,094	NF	1,035	1,080	F
PMN	2	1,399	0,802	NF	1,495	1,254	NF
SC	0	0,979	0,782	F	0,951	0,933	F
CON	0	0,547	0,899	F	0,549	1,158	F
TNS	-	0,468	1,551	NF	0,725	1,584	NF
TRS	-	0,871	1,068	F	0,744	1,200	F
TNRS	-	0,563	1,157	F	0,689	1,633	NF

Na Tab 5.5 a sigla TNRB se refere ao conjunto formado pela soma de todas as direções, normais e reversas, para as seções do Grupo 1. Na Tab. 5.6 a sigla TNRS se refere ao conjunto formado pela soma de todas as direções, normais e reversas, para as seções do Grupo 2.

Os resultados apresentados nas Tabs. 5.5 e 5.6 indicam que algumas distribuições de direções são fisherianas, enquanto as distribuições de PGVs, para o mesmo conjunto de dados, não são fisherianas, ou vice-versa. Este fato pode ser consequência da transformação não linear, dos dados direcionais para os PGVs. O conjunto formado por todos os dados com polaridade reversa do Grupo 1 (TRB) é classificado como fisheriano, enquanto os conjuntos TNB e TNRB para o mesmo grupo não são.

Comparando o número de inversões de polaridade com a forma das distribuições (se são fisherianas ou não), não se verifica relação entre elas. Algumas distribuições apresentam o registro de três inversões e são fisherianas, enquanto outras que não registram inversões são classificadas como não fisherianas. Isto indica que as inversões de polaridade não afetam as distribuições. Deve-se levar em consideração neste caso que os conjuntos de dados são analisados levando-se em conta um estudo paleomagnético padrão, onde os dados transicionais são excluídos.

Entretanto, existe outra questão importante, relacionada à distribuição de PGVs: a possível existência das longitudes preferenciais de inversões de polaridade e seus possíveis efeitos sobre a distribuição. O registro completo, ou mesmo parcial, de uma inversão é muito difícil de ser obtido, em virtude do curto tempo de duração de tal evento. No entanto, pode-se obter informações importantes, por exemplo, através da investigação da existência de possíveis longitudes preferenciais dos PGVs. A Fig. 5.12 apresenta um diagrama no qual

estão apresentados o número de PGVs do Grupo 1 (rotacionados em relação aos centros das distribuições) contidos na distribuição da variação secular (não-transicionais), em função da longitude.

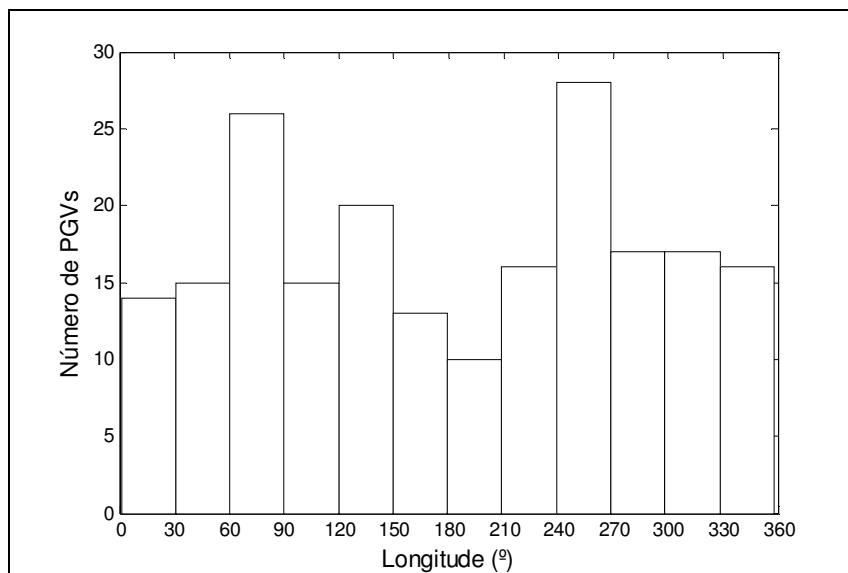


Figura 5.12: Longitudes dos PGVs do Grupo 1.

A Fig. 5.12 indica ocorrências maiores de PGVs em duas bandas, entre 60° e 90°, e entre 240° e 270°. Observamos também a ocorrência de uma terceira banda, com frequência menor de PGVs, entre 120° e 150°. Análises de campo transicional de Merrill et al. (1998) para os últimos 12Ma, indicam duas bandas de longitudes preferenciais próximas a 120° e outra entre 270 e 300°. Esses autores também observaram uma banda de longitudes de importância menor que as duas já citadas, próximo a 0°. Podemos verificar que existe uma razoável concordância entre as análises de campo transicional de Merrill et al. (1998) e as longitudes preferenciais dos PGVs não transicionais estudados neste trabalho, no que diz respeito à banda ao redor de 120°.

Consideramos em nossa análise os PGVs transicionais, conforme mostra a Fig. 5.13 e verificamos que estes tendem a se localizar em longitudes próximas a 120° e entre 210° e 330°. Os PGVs transicionais com polaridade normal estão representados pelos quadrados vazados, enquanto os reversos estão representados pelos quadrados cheios. Pode-se observar também que alguns dados que eram considerados transicionais (Fig. 5.5) antes da rotação dos PGVs pela média, agora não o são.

A Fig. 5.14 apresenta o número de PGVs não transicionais como função das bandas de longitude de 30° para os dados do Grupo 2. Verifica-se que os dados do Grupo 2 apresentam

duas faixas de longitudes preferenciais, entre 30° e 60° e entre 180° e 240°, que não é coincidente com aquela indicada pelo estudo de Merrill et al. (1998). É importante ressaltar que os resultados ilustrados na Fig. 5.14 não apresentam controle cronológico e o mesmo “evento” geomagnético pode ter sido registrado várias vezes sem que se tenha a visualização como no caso anterior. Em outras palavras, o caráter intermitente dos pulsos de lava pode super-amostrar um trecho da curva de variação secular, e produzir amostragem insipiente de outros trechos.

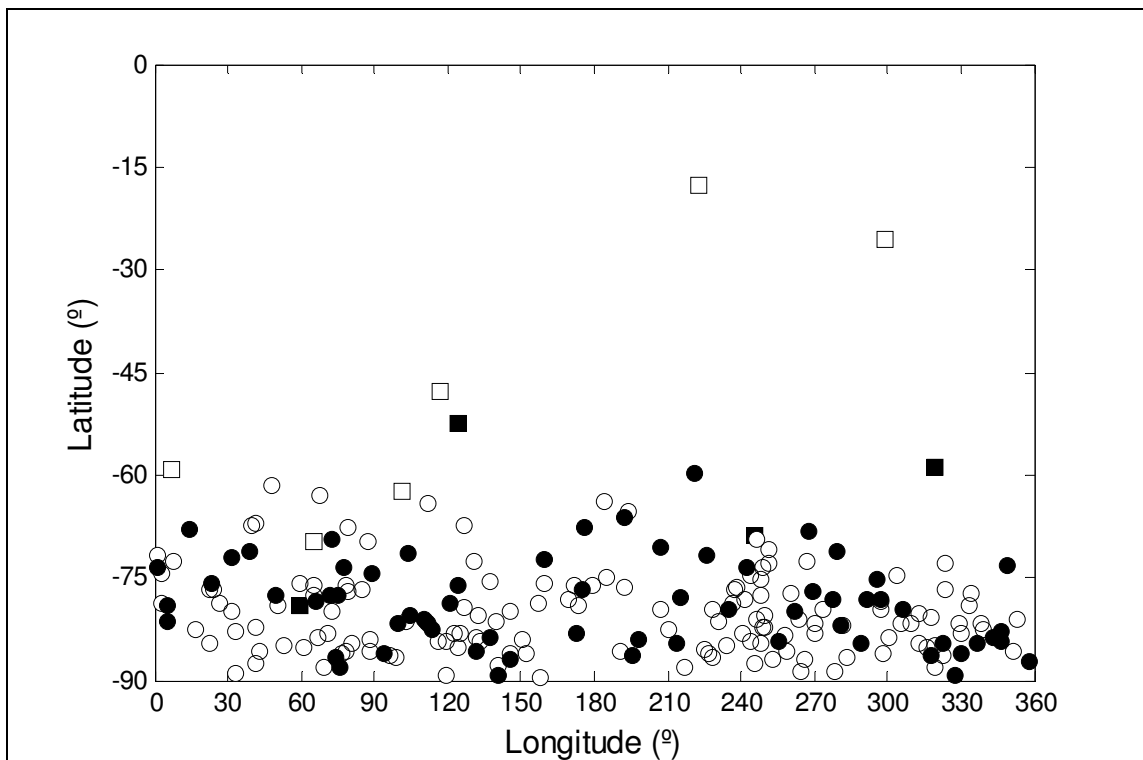


Figura 5.13: Longitudes dos PGVs do Grupo 1.

Comparando-se a ocorrência de longitudes preferenciais dos PGVs provenientes de cada seção individualmente (Figs. 5.4 a 5.7), com a forma da distribuição (F ou NF; Tabela 5.5 e 5.6) verifica-se que, os conjuntos com distribuições do tipo não fisherianas coincidem com aqueles nos quais se observa a ocorrência de longitudes preferenciais. Para as seções nas quais os PGVs se distribuem mais homoganeamente ao longo das bandas de longitudes, as distribuições são fisherianas. As Figs 5.15 (distribuição não fisheriana) e 5.16 (distribuição fisheriana) ilustram este fato.

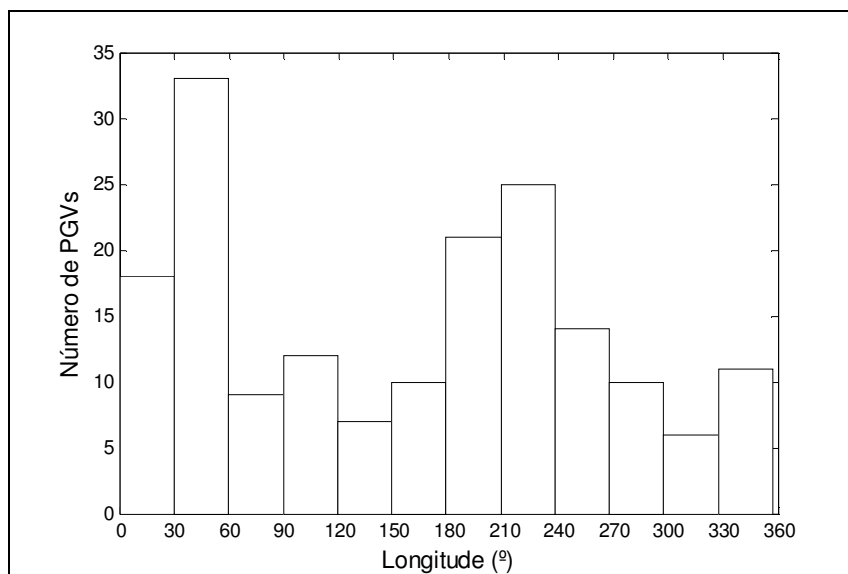


Figura 5.14: Longitudes dos PGVs do Grupo 2.

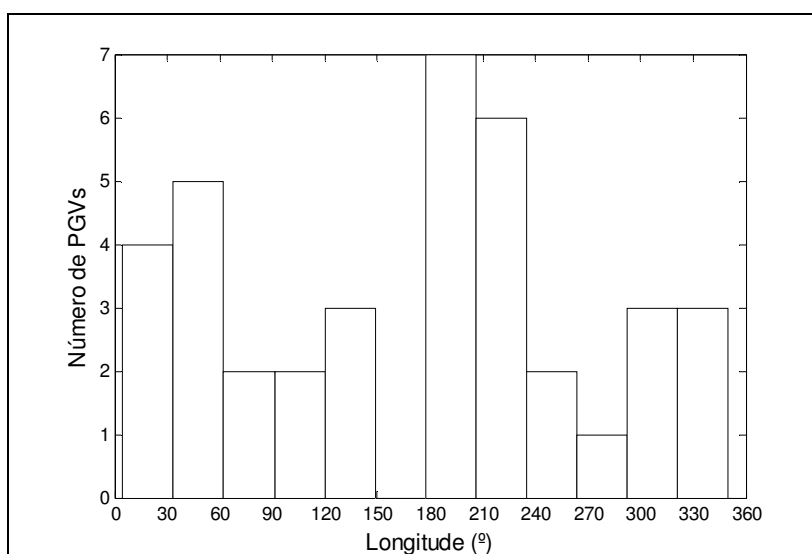


Figura 5.15: Longitudes dos PGVs da seção PMN.

Até este ponto, foram analisadas as possíveis relações entre as características de forma e parâmetros estatísticos das distribuições e a ocorrência de inversões de polaridade ou longitudes preferenciais para os PGVs não transicionais.

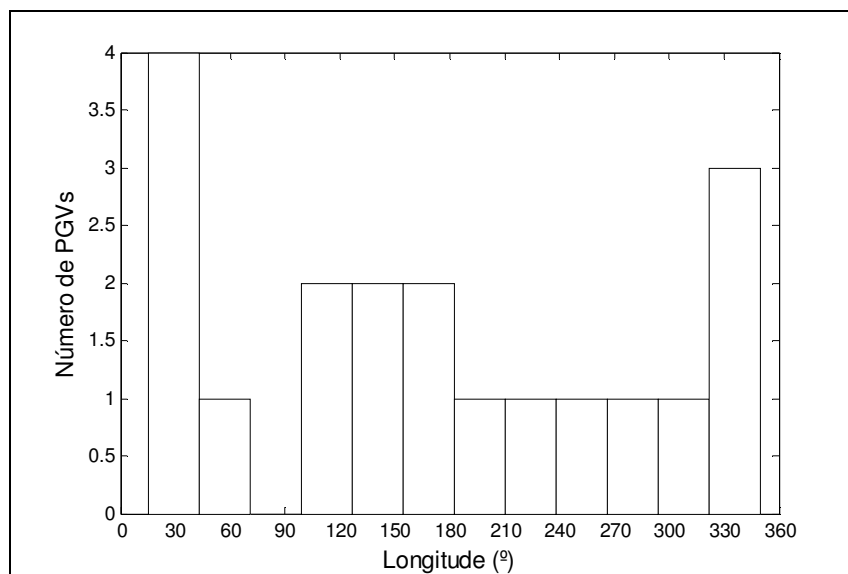


Figura 5.16: Longitudes dos PGVs da seção TS.

O próximo passo é investigar a variação paleosseccular, utilizando-se os resultados obtidos até agora e comparações com o modelo G.

5.4 – COMPARAÇÃO DAS DISPERSÕES ANGULARES COM O MODELO G

O modelo G de variação paleosseccular, conforme descrito no capítulo 3 apresenta variantes para diferentes períodos da escala de tempo geológico. Os dados paleomagnéticos estudados neste trabalho, cujas idades estão em torno de 130 Ma, devem ser comparados com o modelo G para o período entre 110-195 Ma. Este período é caracterizado pela baixa disponibilidade de dados paleomagnéticos, utilizados no desenvolvimento do modelo, o que pode prejudicar as análises comparativas. Com esse objetivo, também será utilizado o modelo G para o período entre 0-5 Ma, para o qual a quantidade de dados utilizados é bem superior. Seguindo essas considerações procede-se às comparações das dispersões angulares obtidas nos estudos paleomagnéticos com o modelo G.

Os valores da dispersão angular das distribuições de PGVs, para os dados Grupo 1 estão apresentados na Fig 5.17, como função da paleolatidade, e comparados com os valores calculados a partir de modelo G, para os períodos entre 0-5 Ma e 110-195 Ma.

A Fig 5.18 apresenta as dispersões angulares obtidas para as seções do Grupo 2. Comparando os valores de s das Figs 5.17 e 5.18 com as variantes do modelo G, verifica-se que os dados ajustam-se melhor ao modelo para o período entre 0-5 Ma.

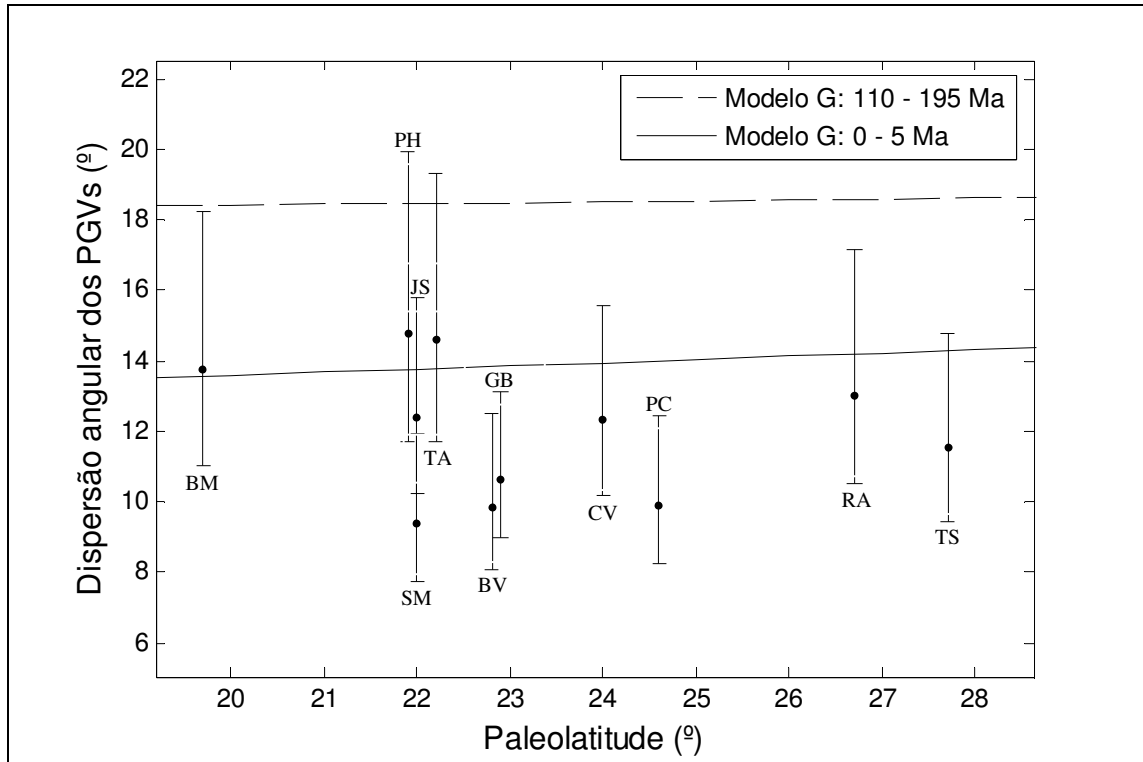


Figura 5.17: Dispersões angulares obtidas para as seções do Grupo 1.

Separando-se os grupos de dados, 1 e 2, em conjuntos menores sendo: TNB e TNS, os conjuntos formados pelos dados com polaridade normal para os grupos 1 e 2 respectivamente; TRB e TRS, os conjuntos formados pelos dados com polaridade reversa para os grupos 1 e 2 respectivamente; TNRB e TNRS, os conjuntos formados por todos os dos grupos 1 e 2 respectivamente; TFB e TFS os conjuntos formados pelos dados provenientes das seções com distribuição fisheriana, para os grupos 1 e 2 respectivamente; e TNFB e TNFS os conjuntos formados pelos dados provenientes das seções com distribuição não fisheriana, para os grupos 1 e 2 respectivamente. A comparação das dispersões angulares desses conjuntos com os valores calculados a partir dos modelos está mostrada nas Figs 5.18 e 5.19.

O conjunto TFB possui valor de $s = 11,27$, com limite inferior de 10,41 e superior de 12,28; com paleolatitudes de 23,7°. Para o conjunto TNFB foi obtido $s = 13,22$, com limite inferior de 11,83 e limite superior de 14,98; com paleolatitudes de 22,6°. O conjunto TFS possui valor de $s = 11,82$, com limite inferior de 10,92 e superior de 12,88; com paleolatitudes

de 21,9°. Para o conjunto TNFS foi obtido $s = 9,05$, com limite inferior de 7,82 e limite superior de 10,73; com paleolatitudes de 18,6°.

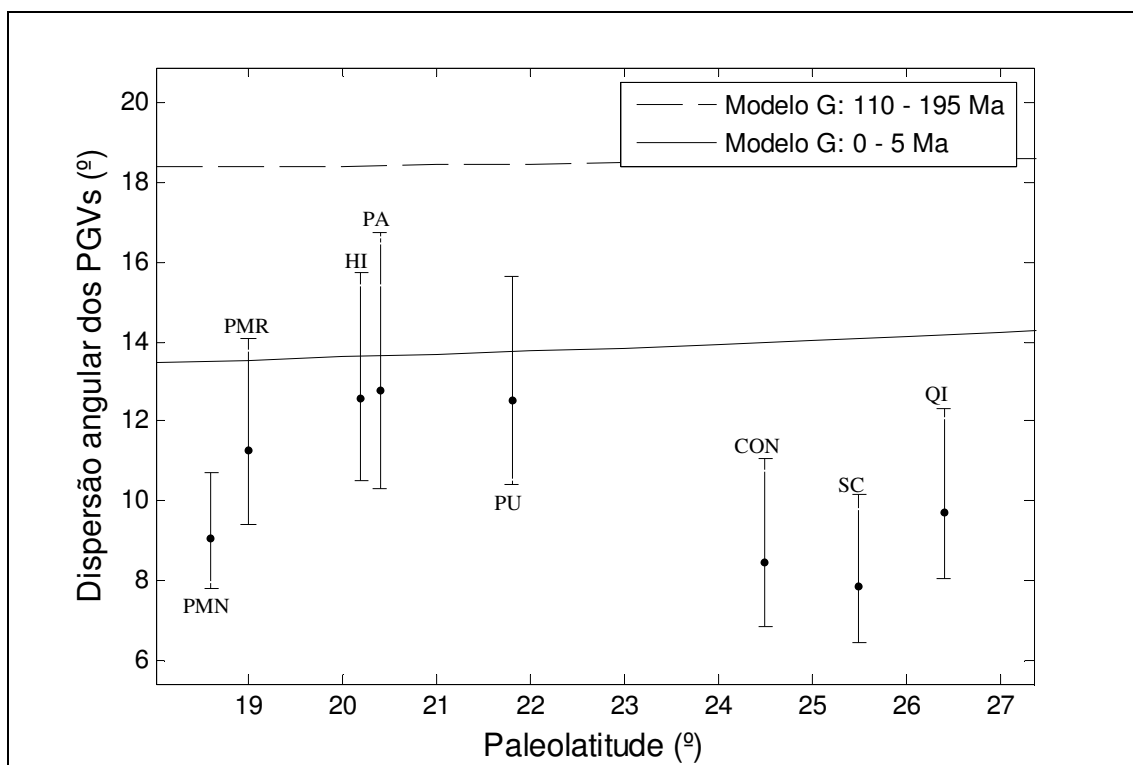


Figura 5.18: Dispersões angulares obtidas para as seções do Grupo 2.

Comparando as dispersões angulares dos conjuntos apresentados nas Figs 5.19 e 5.20 verifica-se que os mesmos seguem a mesma tendência apresentada nas Figs 5.17 e 5.18, ou seja, ajustando-se melhor ao modelo G para o período entre 0-5 Ma.

Entretanto, analisando as dispersões de cada conjunto apresentado na Fig 5.17, verifica-se que o conjunto TFB apresenta um valor de s menor que o de TNFB. Esta observação pode ter implicação na construção dos modelos de variação paleossecular, uma vez que a utilização de vários conjuntos de dados com distribuição não fisheriana pode induzir o modelo a apresentar valores de s maiores. Este fato, somado a pouca disponibilidade de dados pode fazer, por exemplo, com que o modelo G para o período entre 110-195 Ma apresente valores tão elevados de s .

De maneira geral, a análise da variação paleossecular realizada neste trabalho, indica que o modelo G para o período entre 110-195 Ma carece de um maior número de dados para que possibilite um melhor ajuste aos dados paleomagnéticos. Outro fator importante a ser levado em conta é que, se uma distribuição não é fisheriana, o valor de s obtido através de um estudo paleomagnético estará afetado de erro. Se os dados paleomagnéticos de distribuições

não fisherianas forem utilizados na construção de modelos de variação paleossecular, esses também estarão afetados de erro. Uma avaliação criteriosa dos modelos de variação paleossecular indica que esses devem ser construídos a partir de dados provenientes de distribuições fisherianas, e obtidos de seções geológicas que apresentam bom controle cronológico. Da mesma maneira, eventuais comparações de valores de s obtidos em estudos paleomagnéticos somente são recomendados se os dados obedecerem aos mesmos critérios daqueles utilizados na construção dos modelos.

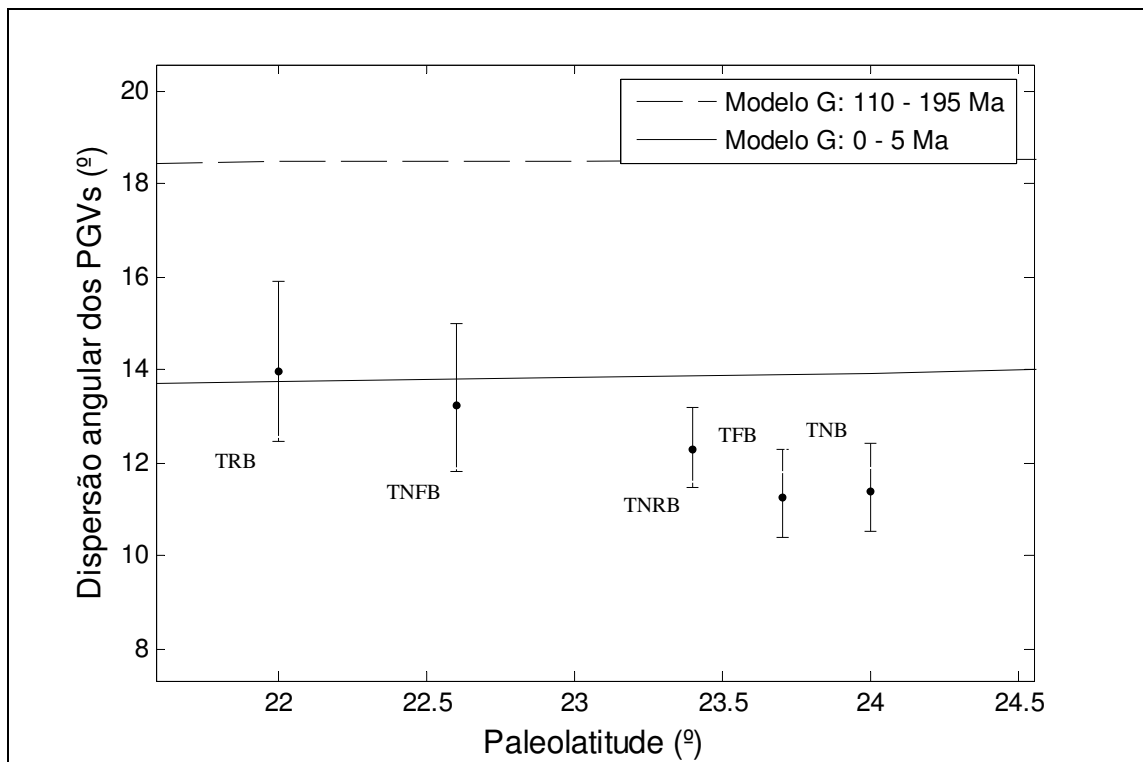


Figura 5.19: Dispersões angulares obtidas para os conjuntos do Grupo 1.

Por outro lado, se o modelo realmente for uma ferramenta confiável, os baixos valores de dispersão angular obtidos indicam que a alta taxa de inversões de polaridade registrada para esse período pode não ter influência sobre a amplitude da variação paleossecular.

No entanto, a conclusão mais plausível, é que a variação paleossecular para o período em questão realmente é baixa, tendo como base os resultados obtido para o Grupo 1, porem os valores calculados a partir do modelo G para o período entre 110-195 Ma parecem ser muito altos.

Os dados paleomagnéticos não permitem uma avaliação mais criteriosa de possíveis influências de componentes não dipolares do campo, para as distribuições de direções e de PGVs. Este tipo de investigação pode ser realizado utilizando-se dados do campo atual, para

os quais são conhecidas pontualmente as contribuições de componentes não dipolares. A análise realizada está apresentada no item a seguir.

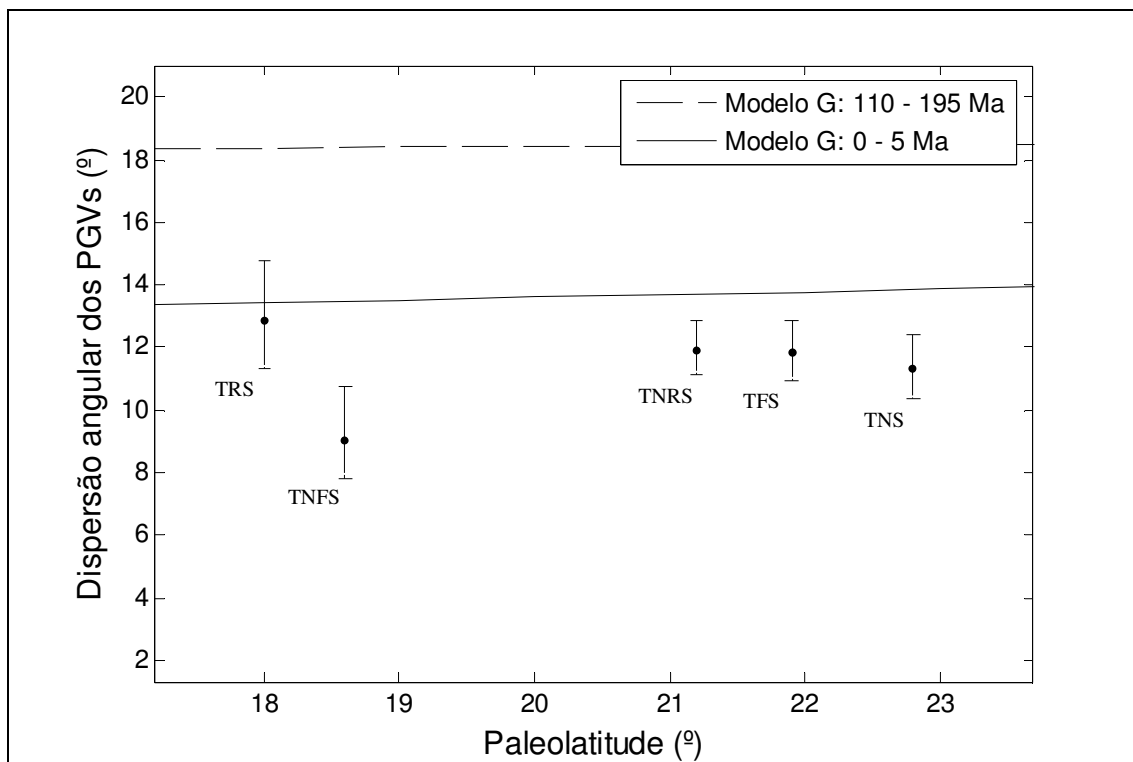


Figura 5.20: Dispersões angulares obtidas para os conjuntos do Grupo 2.

5.5 – ANÁLISE DO CAMPO ATUAL

Os dados do campo atual, por exemplo, o modelo IGRF 2005, podem ser uma importante ferramenta a ser utilizada para se avaliar a influência das componentes não dipolares do campo geomagnético sobre uma distribuição de direções, ou mesmo de PGVs. Se uma anomalia de campo não dipolar, como a AMAS, permanecer estacionária sobre uma região (ou tiver caráter permanente), durante intervalos de tempo suficiente para que haja registro paleomagnético, esta poderá afetar a distribuição dos dados.

Com o objetivo de investigar esse possível efeito, foi utilizado o modelo IGRF 2005, para se obter as direções que seriam observadas nas mesmas posições geográficas das seções do Grupo 1 (estes dados estão apresentados no Anexo D). Para efeitos de comparação foram obtidas também as direções que seriam esperadas nas mesmas latitudes, porém nas longitudes simétricas em relação ao meridiano zero. Esse procedimento foi realizado considerando-se as

longitudes geomagnéticas simétricas, onde as coordenadas geográficas do local foram transformadas em coordenadas geomagnéticas (Lat_{mag} e $Long_{mag}$) e posteriormente a obtenção das longitudes simétricas (Lat_{magA} e $Long_{magA}$) retornando-se para as coordenadas geográficas (Lat_A e $Long_A$). Este procedimento foi utilizado visando eliminar o máximo possível o efeito devido ao ângulo de $11,5^\circ$ entre o dipolo geomagnético e eixo de rotação terrestre. A Tab 5.7 apresenta também os valores das coordenadas geográficas e geomagnéticas para cada local utilizado.

Tabela 5.7: Coordenadas geográficas e geomagnéticas das posições simétricas às das seções do Grupo 1.

Local	$Lat_{mag}(^{\circ})$	$Long_{mag}(^{\circ})$	$Lat_{magA}(^{\circ})$	$Long_{magA}(^{\circ})$	$Lat_A(^{\circ})$	$Long_A(^{\circ})$
JS(*)	-19,35	16	-19,35	-16	-29,18	-89,11
SM(*)	-19,72	15,96	-19,72	-15,96	-29,55	-89,09
BV(*)	-19,45	18,69	-19,45	-18,69	-29,12	-92,02
CV(*)	-19,76	18,71	-19,76	-18,71	-29,43	-92,06
PH	-19,75	19,06	-19,75	-19,06	-29,4	-92,44
BM	-19,92	19,84	-19,92	-19,84	-29,52	-93,33
TA	-19,83	19,94	-19,83	-19,94	-29,42	-93,4
PC	-19,54	20,05	-19,54	-20,05	-29,13	-93,49
RA	-19,25	20,22	-19,25	-20,22	-28,83	-93,65
GB	-18,88	20,66	-18,88	-20,66	-28,43	-94,09
TS(*)	-19,92	19,44	-19,92	-19,44	-29,55	-92,86

A Fig 5.21 apresenta os dados direcionais obtidos para os mesmos locais de onde foram obtidos os dados do Grupo 1 (IGRFB), suas simétricas geomagnéticas (IGRFBA), as direções esperadas pelo modelo DGA (GADB) e os valores médios obtidos para as seções do Grupo 1 (MEDIASSB).

É possível verificar que existem diferenças entre a distribuição GADB (que considera um campo exclusivamente dipolar) e as demais. As diferenças em relação a distribuição MEDIASSB pode ser explicada considerando-se que esta refere-se a dados direcionais provenientes de diferentes épocas, ou seja, se refere a uma evolução temporal do campo geomagnético, sendo difícil uma avaliação de eventuais contribuições não dipolares. No entanto, as diferenças entre GADB e as distribuições IGRFB e IGRFBA, que se referem ao mesmo instante de tempo, são devidas a presenças de componentes não dipolares do campo. Enquanto a distribuição IGRFB é proveniente de uma região com grande influência de componentes não dipolares do campo (ver Fig 2.4), a distribuição IGRFBA é proveniente de uma região pouco influenciada por componentes não dipolares (ver Fig. 2.4).

A forma das distribuições IGRFB e IGRFBA é claramente influenciada pelas contribuições de componentes não dipolares, e por conseqüências os parâmetros estatísticos calculados a partir dessas distribuições também serão.

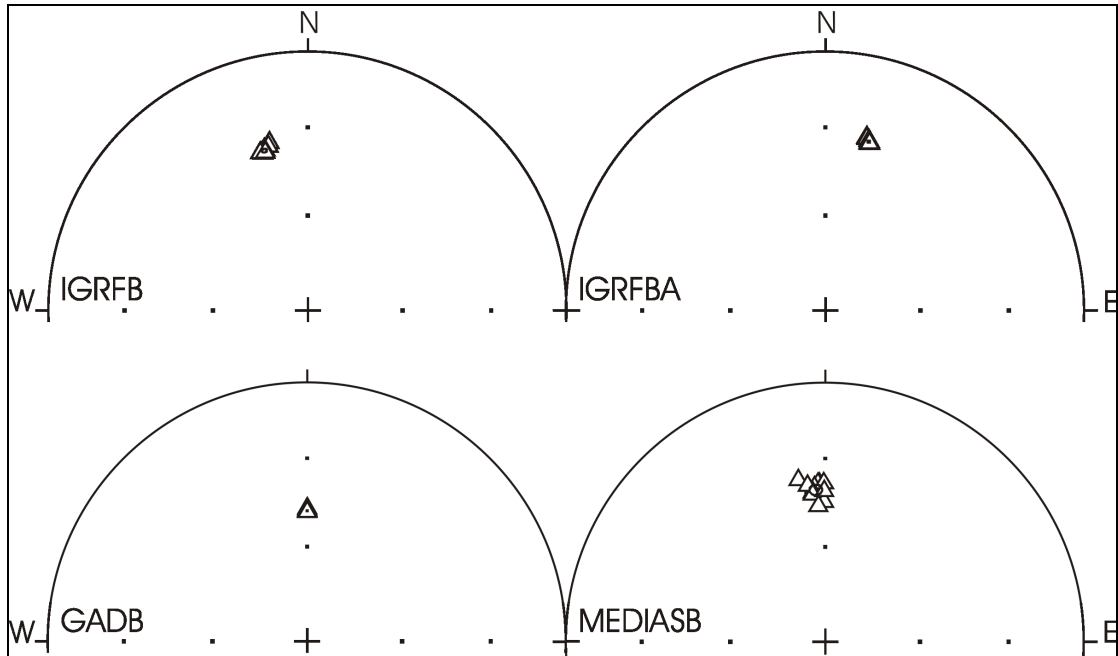


Figura 5.21: Comparação de direções do campo atual, com o modelo GAD e médias do Grupo 1.

A partir das direções cujas distribuições são apresentadas na Fig 5.21, são calculados os PGVs associados, e suas distribuições são apresentadas na Fig 5.22.

Verifica-se que os PGVs do conjunto IGRFBA apresentam-se bastante concentrados ao redor do valor médio ($s = 0,30$), enquanto o conjunto IGRFB apresenta uma dispersão ($s = 0,96$) maior ao redor do valor médio.

A média dos PGVs do conjunto IGRFB indica que a posição do pólo magnético sul da Terra teria coordenadas geográficas $Lat = -74,4^\circ$ e $Long = 68,7^\circ$. A posição para o pólo magnético sul da Terra obtida a partir do conjunto IGRFBA é $Lat = -72,8^\circ$ e $Long = 140,9^\circ$. Percebe-se que o valor de longitude obtido a partir do conjunto IGRFBA é bastante similar ao valor real, que tem $Long = 137,8$.

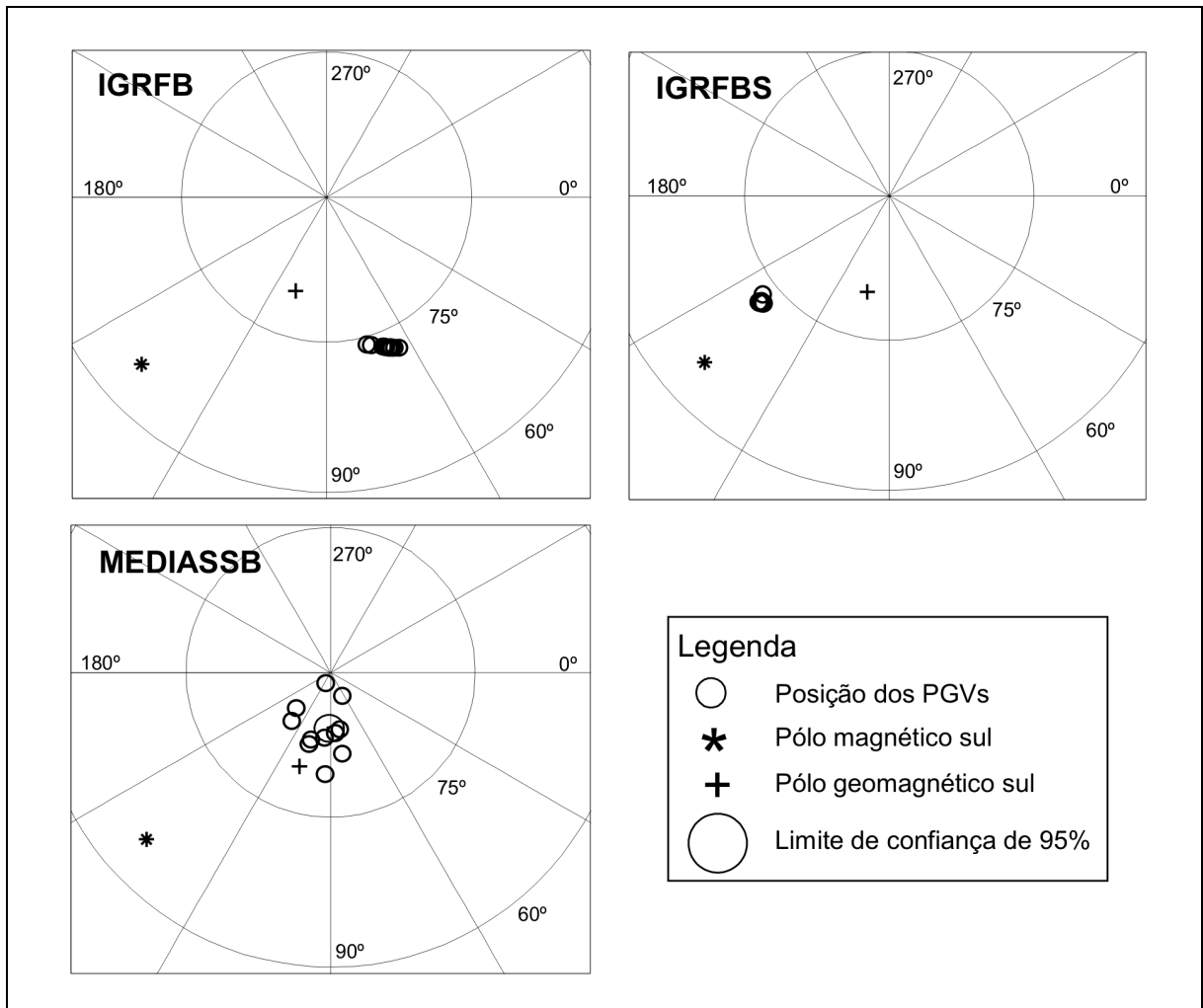


Figura 5.22: Comparação de direções do campo atual, com o modelo GAD e médias do Grupo 1.

No entanto, percebe-se uma diferença considerável entre a latitude real do pólo magnético sul ($\text{Lat} = -64,50^\circ$), e a calculada a partir da médias dos PGVs dos conjuntos IGRFB e IGRFBA. Como o conjunto IGRFBA está localizado em uma região de pouca influência de componentes não dipolares do campo, é de se esperar que a média dos PGVs obtidos coincidiria com a posição de pólo magnético sul. O fato de a latitude não coincidir pode estar relacionado ao efeito causado pelo ajuste do dipolo geomagnético, utilizado pelo modelo IGRF. A partir desse ajuste, o equador geomagnético é definido como perpendicular ao dipolo geomagnético. Assim as influências das variações de inclinações com a latitude podem não ser perceptíveis pelo modelo. Como a latitude dos PGVs é obtida a partir dos valores de inclinação, essas podem estar afetadas de erro devido ao ajuste utilizado pelo modelo.

É importante ressaltar que os efeitos causados por componentes não dipolares do campo somente deverão ocorrer no caso de uma anomalia de campo não dipolar permanecer

em uma mesma região por um longo tempo. No caso de estudos paleomagnéticos, esses efeitos serão observados apenas se a anomalia não dipolar permanecer na mesma região por um período suficiente, para que seja registrada em dados paleomagnéticos.

6 – CONCLUSÕES

Neste trabalho procurou-se avaliar as distribuições de pólos geomagnéticos virtuais para um campo não exclusivamente dipolar. Foram realizadas análises dos parâmetros estatísticos e forma das distribuições, influências de inversões de polaridade e ocorrência de longitudes preferenciais nas distribuições de PGVs estudadas. Posteriormente foram realizadas comparações das dispersões angulares obtidas para os conjuntos de dados utilizados com aquelas calculadas a partir do modelo G de variação paleossecular. Finalmente, através de dados de campo atual fornecidos pelo modelo IGRF 2005 procurou-se investigar a influência de componentes não dipolares do campo para as distribuições de direções e de PGVs.

As conclusões obtidas através das análises realizadas estão sumariadas a seguir.

- a) As dispersões angulares das distribuições de PGVs obtidas para as seções do Grupo 1 apresentam uma variação considerável, sendo que o valor máximo é aproximadamente 1,6 vezes o valor mínimo. O mesmo ocorre para as seções do Grupo 2.
- b) Para um mesmo conjunto de dados, a distribuição de direções pode ser fisheriana enquanto a distribuição de PGVs não é, ou vice-versa. Também ocorrem casos em que ambas as distribuições podem ser fisherianas ou ambas podem ser não fisherianas.
- d) Foi verificada a ocorrência três bandas de longitudes preferenciais de PGVs não transicionais: entre 60° e 90°, entre 240° e 270° e próximo a 120°. Nas proximidades de 120° está localizada uma das bandas preferenciais de longitude para as inversões de polaridade, de acordo com Merrill (1998).
- e) As seções para as quais ocorrem bandas preferenciais de longitude são, em geral, não fisherianas.
- f) A análise dos dados do Grupo 1 indica que o conjunto formado pelos dados das seções que apresentam distribuições de PGVs fisherianas, apresentam em média, valores de dispersão angular maior, quando comparados com o conjunto formado pelos dados das seções com distribuições não fisherianas.
- g) Tomando-se como base um estudo paleomagnético padrão, onde os dados transicionais são excluídos, não se observa relação entre o número de inversões registradas e a forma das distribuições.

- h) Os valores de dispersão angular obtidos são mais baixos que aqueles calculados a partir do modelo G para o período entre 110-195 Ma, se ajustando melhor ao modelo G para o período entre 0-5 Ma. Entretanto, os valores obtidos de dispersão angular são em média inferiores aos calculados pelo modelo para 0-5 Ma.
- i) Os valores de dispersão angular obtidos para os conjuntos de dados com bom controle cronológico e com distribuições fisherianas confirmam que as variantes do modelo G, para 110-195 Ma e 0-5 Ma, apresentam valores muito altos.
- j) Os baixos valores de dispersão angular obtidos indicam que a alta taxa de inversões de polaridade do período não influenciam na amplitude da variação secular direcional.
- l) Um modelo de variação paleossecular apenas será totalmente confiável se for construído a partir de dados com bom controle cronológico, e variação secular corretamente eliminada, e cujas distribuições de PGVs devam ser fisherianas. De forma semelhante, eventuais comparações de valores de dispersão angular obtidas em estudos paleomagnéticos, só podem ser comparados a esse modelo se apresentarem bom controle cronológico e distribuições de PGVs fisherianas.
- m) As análises de dados do campo atual indicam que a presença de componentes não dipolares do campo influenciam na forma das distribuições de direções e de PGVs. Se uma anomalia de campo não dipolar, como a AMAS, permanecer estacionária sobre uma região por período tal que seja registrada em dados paleoamagnéticos.

Como consideração final, é importante salientar que o número mínimo de dados por seção, $N = 13$, utilizado neste trabalho, foi escolhido no intuito de contar com conjuntos suficientes de dados. Este número pode não ter um alto nível de confiabilidade estatística, entretanto considerando-se que a grande maioria dos estudos paleomagnéticos existentes conta com números não superiores a este, esta seleção é bastante realista.

REFERÊNCIAS

- Alva-Valdivia, L. M., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Riisager, J., Riisager, P. & Lopes, O. F., 1990. Paleomagnetic poles and paleosecular variation of basalts from Paraná Magmatic Province, Brazil: geomagnetic and geodynamic implications. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 138: 183-196.
- Arfken, G., 1985. *Mathematical methods for physicists*. Academic Press. 985 pp.
- Baag, C. & Helsley, C. E., 1974. Geomagnetic secular variation model E. *J. Geophys. Res.*, 79, 4918-4922.
- Barbetti, M. F. & McElhinny, M. W., 1976. The lake Mungo geomagnetic excursion. *Philos. Trans. R. Soc. London A.*, 281, 515-542.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L. S., Melfi, A. J., Nardy, A. J. R., Papatrechas, C., Piccirillo, E. M. & Roisenberg, A., 1986. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. *J. Petrol.*, 27, 915-944.
- Clement, B.M., 1991. Geographical distribution of transicional VGP's: evidence for non-zonal equatorial symmetry during the Mutuyama-Brunhes geomagnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 45-58.
- Channell, J. E. T. & Lehman, B., 1997. The last two geomagnetic polarity reversals recorded in high-deposition-rate sediment drifts. *Nature.*, 389, 712-715.
- Coe, R. S. and Prévot, M., 1989. Evidence suggesting extremely rapid field during a geomagnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 292-298.
- Constable, C. & Parker, R.L., 1988. Statistics of the geomagnetic secular variation for the past 5 m.y. *J. Geophys. Res.*, 93, 11569-11581.
- Constable, C. G. & Johnson, C. L., 1999. Anisotropic paleosecular variation models: implications for geomagnetic field observables. *Phys. Earth Planet. Int.*, 115, 35-51.
- Constable, C. & Parker, R.L., 1988. Statistics of the geomagnetic secular variation for the past 5 m.y. *J. Geophys. Res.*, 93: 11569-11581.
- Cox, A., 1962. Analysis of present geomagnetic field for comparison with paleomagnetic results. *J. Geomagn. Geoelec.*, 13, 101-112.
- Cox, A., 1969. Confidence limits for the precision parameter k. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 18, 545-549.
- Cox, A., 1970. Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 20: 253-260.
- Creer, K. M., Irving, E. & Nairn, A. E. M., 1959. Palaeomagnetism of the Great Whin Sill. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 2, 36-323.
- Creer, K. M., 1962a. The dispersion of the geomagnetic field due to secular variation and its determination for remote times from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.*, 67, 3461-3476.
- Creer, K. M., 1962b. An analysis of the geomagnetic field using paleomagnetic methods. *J. Geomagn. Geoelect.*, 13, 113-119.
- Ernesto, M., Pacca, I. G., Hiedo, F. Y. & Nardy, A. J. R., 1990. Palaeomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brazil. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 64: 153-175.

- Ernesto, M., Raposo, M. I. B., Marques, L. S., Renne, P. R., Diogo, L. A. & de Min, A., 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *J. Geodyn.*, 28: 321-340.
- Fisher, R. A., 1953. Distribution on a sphere. *Proc. R. Soc. London A.*, 217, 295-305.
- Fisher, N. I. & Best, D. J., 1984. Goodness-of-fit tests for Fisher's distribution on the sphere. *Austral. J. Statist.*, 26, 142-150.
- Gubbins, D., 1999. The distinction between geomagnetic excursions and reversals. *Geophys. J. Int.*, 137, F1-F3.
- Harrison, C. G. A., 1980. Secular variation and excursions of the earth's magnetic field. *J. Geophys. Res.*, 85, 3511-3522.
- Hartmann, G. A., 2005. Anomalia magnética do Atlântico Sul: causas e efeitos. Dissertação de Mestrado, IAG/USP, 151pp.
- Hulot, G. & Gallet, Y., 1996. On the interpretation of virtual geomagnetic pole (VGP) scatter curves. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 95, 37-53.
- Irving, E. and Ward, M. A., 1964. A Statistical model of the geomagnetic field. *Pure appl. Geophys.*, 57, 47-52.
- Jackson, A., Jonkers, A.R.T. & Walker, M.R., 2000. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A, 358, 957-990.
- Jacobs, J. A., 1984. Reversal of the earth's magnetic field. Adam Hilger Ltd.
- Johnson, C.L. and Constable, C.G., 1995. The time averaged-field as recorded by lava flows over the past 5 Myr years. *Geophys. J. Int.*, 122, 489-519.
- Kono, M., 1997. Paleosecular variation in field directions due to randomly varying Gauss coefficients. *J. Geomagn. Geoelec.*, 49, 615-631.
- Kono, M. and Tanaka, H., 1995. Mapping the Gauss coefficients to the pole and the models of paleosecular variation. *J. Geomagn. Geoelec.*, 47, 115-130.
- Korte, M. & Constable, C. G., 2006. Centennial to millennial geomagnetic secular variation. *Geophys. J. Int.*, 167, 43-52.
- Laj, C., Mazaud, A., Weeks, R., Fuller, M. and Herrero-Bervera, E., 1991, Geomagnetic reversal paths. *Nature*, 351- 447.
- Langel, R. A., 1987. The main field. In: *Geomagnetism*, vol 1, J. A. Jacobs, ed, cap. 4, pp. 249-512, Academic Press, New York.
- Lewis, T. & Fisher, N. I., 1982. Graphical methods for investigating the fit of a Fisher distribution to spherical data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 69, 1-13.
- Love, J.J. 2000. On the anisotropy of secular variation deduced from paleomagnetic volcanic data. *J. Geophys. Res.* 105, 5799-5816.
- Lowrie, W., 1997. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press, Zurich.
- Macouin, M., Valet, J. P. & Besse, J., 2004. Long-term evolution of the geomagnetic dipole moment. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 147, 239-246.
- Marques, L. S. M. & Ernesto, M., 2004. O Magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Organizado por: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R. & Brito-Neves, B. B., pp 245-263. Beca Produções Culturais Ltda.

- McElhinny, M.W. & Merrill, R.T., 1975. Geomagnetic secular variation over the past 5 m.y. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13: 687-708.
- McFadden, P. L. & McElhinny, M. W., 1984. A physical model for palaeosecular variation. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 78, 809-830.
- McFadden, P. L., Merrill, R. T. & McElhinny, M. W., 1988. Dipole/quadrupole family of paleosecular variation. *J. Geophys. Res.*, 93, 11583-11588.
- McFadden, P. L., Merrill, R. T., McElhinny, M. W. & Lee S., 1991. Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. *J. Geophys. Res.*, 96, 3923-3933.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W. & McFadden, P. L., 1998. *The Magnetic Field of the Earth. Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle.* Academic Press. 531pp.
- Merrill, R. T. & McFadden, P. L., 1988. Secular variation and the origin of geomagnetic field reversals. *J. Geophys. Res.* 93, 11589-11597.
- Merrill, R. T., & McFadden, P. L., 1994, Geomagnetic field stability; reversal events and excursions: *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 121, 57-69.
- Nardy, A. J. R., Betancourt, R. H. & Verdugo, D. R. H., 2001. Mapa geológico das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná. <http://www.rc.unesp.br/igce/petrologia/nardy/pbgm.html> (mapa).
- Olsen, N. & Manda, M., 2007. Investigation of a secular variation impulse using satellite data: The 2003 geomagnetic jerk. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 255, 94-105.
- Parkinson, W. D., 1983. *Introduction to Geomagnetism.* Scottish Academic Press. 433 pp.
- Piccirillo, E. M. & Melfi, A. J., 1988. The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin (Brazil): petrogenetic and geophysical aspects. IAG-USP. 600 pp.
- Quidelleur, X. & Courtillot, V., 1996. On low-degree spherical models of paleosecular variation. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 95, 55-77.
- Raposo, M. I. B. & Ernesto, M., 1995. An Early Cretaceous paleomagnetic pole from Ponta Grossa dikes (Brazil): Implications for the South American Mesozoic apparent polar wander path. *J. Geophys. Res.*, 100, 20095-20109.
- Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I. I. G., Coe, R. S., Glen, J., Prevot, M. & Perrin, M., 1992. The age of Parana Flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science.*, 258, 975-979.
- Roberts, P. H. & Stix, M., 1972. α -effect dynamos, by the Bullard-Gellman formalism. *Astron. Astrophys.*, 18, 453-466, 1972.
- Roperch, P. and Duncan, R., 1990. Records of geomagnetic reversals from volcanic islands of French Polynesia – 1. Paleomagnetic study of a polarity transition in a lava sequence from the Island of Huahine. *J. Geophys. Res.*, 95: 2713-2726.
- Stephens, M. A., 1974. EDF statistics for goodness of fit and some comparisons. *J. Amer. Statist. Assoc.*, 69, 730-737.
- Tauxe, L., 2002. *Paleomagnetic Principles and Practice.* Kluwer Academic Publishers. 299 pp.
- Tauxe, L. & Kent, D. V., 2004. *Timescales of the Paleomagnetic field.* American Geophysical Union.
- Wei, Z. G. & Xu, W. Y., 2003. Westward drift in secular variation of the geomagnetic field inferred from IGRF. *Earth Planets Space.*, 55, 131-137.
- Winch, D. E. And Slauitajs, L., 1966. Geomagnetic multipoles, 1829 to 1960. *Pure and Applied Geophys.*, 63, 121-132.

ANEXOS

Anexo A: Dados paleomagnéticos provenientes das seções do Grupo 1

Seção	EI (m)	N	D(°)	I(°)	$\alpha_{95}(\text{°})$	k	Pol.	P_{lat}(°)	P_{long}(°E)
(JS)1	150	12	358,6	-37,2	5,6	60	N	-81,6	116,6
(JS)2	170	9	342,9	-49,0	3,2	263	N	-75,1	28,3
(JS)3	190	26	349,1	-44,0	1,9	218	N	-79,8	52,0
(JS)4	210	5	353,1	-48,1	5,2	216	N	-84,0	33,7
(JS)5	220	43	341,0	-41,9	4,1	29	N	-72,3	47,4
(JS)6	255	11	351,0	-44,8	6,4	52	N	-81,6	52,2
(JS)7	285	12	174,6	41,1	5,6	60	R	-82,6	83,2
(JS)8	290	10	176,8	39,7	5,2	88	R	-82,8	101,2
(JS)9	300	13	157,1	33,8	3,1	182	R	-66,6	57,4
(JS)10	320	12	161,8	41,9	1,5	833	R	-73,0	48,2
(JS)11	330	11	159,3	47,6	4,6	100	R	-71,9	31,8
(JS)12	340	20	180,2	34,4	1,4	550	R	-79,8	126,6
(JS)13	365	12	190,8	34,0	4,3	104	R	-75,6	171,2
(JS)14	375	15	189,5	38,9	2,5	235	R	-78,9	177,9
(JS)15	395	7	192,3	36,3	2,7	510	R	-75,7	179,6
(JS)16	410	14	183,8	36,0	2,3	289	R	-80,2	147,1
(JS)17	420	13	197,3	29,0	2,2	353	R	-69,0	178,8
(JS)18	425	9	186,3	28,3	2,0	653	R	-74,8	149,4
(JS)19	430	6	189,3	30,3	5,8	133	R	-74,6	161,3
(JS)20	440	8	188,6	28,7	1,4	1600	R	-74,1	157,3
(SM)21	150	18	214,1	-5,5	1,5	499	I	-44,1	177,8
(SM)22	260	18	358,7	-28,8	4,2	67	N	-75,8	121,4
(SM)23	265	17	189,1	45,6	3,2	126	R	-81,6	201,4
(SM)24	270	10	167,1	51,8	4,8	103	R	-78,6	18,7
(SM)25	275	13	3,8	-36,0	3,5	144	N	-79,8	147,2
(SM)26	280	22	8,6	-34,8	2,1	214	N	-77,0	165,4
(SM)27	290	12	2,5	-37,3	4,0	120	N	-81,0	141,7
(SM)28	315	16	355,9	-30,6	2,9	165	N	-76,4	109,6
(SM)29	320	21	2,1	-42,9	3,4	86	N	-85,0	149,0
(SM)30	360	10	359,2	-42,2	2,8	290	N	-84,8	118,5
(SM)31	375	14	13,8	-35,1	4,9	67	N	-73,9	180,5
(SM)32	380	19	167,3	30,7	1,6	447	R	-72,5	81,9
(SM)33	385	9	165,3	38,4	4,3	143	R	-74,6	64,1
(SM)34	390	5	166,8	36,2	6,7	131	R	-74,8	71,9
(SM)35	395	19	169,9	44,1	1,0	1074	R	-80,3	56,6
(SM)36	400	25	181,2	33,5	3,4	73	R	-78,7	132,4
(SM)37	410	16	170,1	46,0	2,2	274	R	-81,0	48,2
(SM)38	415	20	178,2	36,7	2,9	127	R	-80,8	116,0
(SM)39	460	9	178,2	41,5	4,1	158	R	-84,1	110,3
(SM)40	480	7	184,8	40,9	9,2	44	R	-82,5	162,7
(SM)41	500	6	160,7	38,3	5,1	173	R	-70,9	56,8
(BV)42	150	9	11,1	-40,3	4,6	127	N	-78,3	189,4
(BV)43	170	10	6,0	-38,6	9,0	30	N	-80,9	166,1
(BV)44	200	9	1,9	-34,0	4,3	143	N	-79,4	138,3
(BV)45	220	8	353,9	-58,1	3,8	209	N	-79,1	334,5
(BV)46	235	9	174,8	39,7	8,2	41	R	-81,9	91,8
(BV)47	260	6	175,0	23,7	3,9	302	R	-72,6	111,9
(BV)48	275	15	174,6	13,0	3,6	115	R	-66,9	114,7

Legenda das colunas: (1) seção; (2) elevação; (3) número de dados; (4) declinação; (5) inclinação; (6) limite de confiança de 95% para as direções; (7) parâmetro estatístico k para as direções; (8) polaridade magnética; (9) latitude do PGV; (10) Longitude do PGV. Os dados com polaridade normal estão indicados por N, os de polaridade reversa por R, e aqueles associados a campo transicional por I.

Continuação do Anexo A

Seção	EI (m)	N	D(°)	I(°)	$\alpha_{95}(\text{°})$	k	Pol.	$P_{lat}(\text{°})$	$P_{long}(\text{°E})$
(BV)49	310	11	342,7	-44,6	5,3	75	N	-74,4	45,0
(BV)50	345	6	304	10,0	7,4	83	I	-26,4	61,3
(BV)51	370	10	2,2	-41,0	2,3	428	N	-84,0	148,3
(BV)52	395	12	359,4	-41,0	4,4	100	N	-84,4	122,9
(BV)53	405	5	351,8	-31,0	9,2	71	N	-75,5	95,4
(BV)54	435	11	359,1	-40,1	4,4	106	N	-83,7	120,9
(BV)55	485	8	355,3	-52,6	5,6	100	N	-84,3	352,0
(BV)56	500	6	342,5	-48,4	3,5	375	N	-74,7	33,2
(BV)57	510	6	353,6	-41,6	5,0	232	N	-82,3	79,1
(BV)58	520	6	344,2	-32,0	7,9	73	N	-71,4	74,1
(BV)59	530	6	5,8	-42,7	6,4	110	N	-83,2	179,7
(BV)60	545	6	353,4	-48,7	7,1	90	N	-84,2	31,6
(BV)61	560	9	351,6	-41,1	5,5	89	N	-80,7	72,9
(BV)62	565	22	359,9	-42,8	2,9	112	N	-85,7	127,2
(CV)63	65	7	11,3	-28,0	4,5	184	N	-72,1	166,6
(CV)64	70	18	9,0	-40,0	2,2	242	N	-79,5	181,0
(CV)65	80	37	9,3	-38,1	1,8	176	N	-78,4	176,9
(CV)66	90	15	356,8	-47,8	1,9	404	N	-87,2	49,0
(CV)67	115	11	354,1	-43,4	4,0	134	N	-83,3	75,3
(CV)68	135	9	349,3	-44,3	3,8	188	N	-79,9	55,8
(CV)69	150	9	354,3	-48,2	2,2	552	N	-85,0	39,6
(CV)70	160	20	355,9	-43,5	2,2	214	N	-84,6	85,6
(CV)71	230	12	345,4	-46,2	2,2	389	N	-77,0	43,4
(CV)72	270	15	356,3	-37,7	3,6	116	N	-81,1	105,7
(CV)73	320	16	350,7	-60,6	4,5	68	N	-75,7	337,8
(CV)74	340	3	169,0	49,6	14,4	75	R	-80,4	29,8
(CV)75	360	19	181,9	47,1	2,4	194	R	-88,0	184,4
(CV)76	380	13	193,9	56,7	2,8	222	R	-76,0	256,3
(CV)77	405	15	356,3	-47,7	4,5	72	N	-86,7	48,8
(CV)78	440	11	356,5	-22,0	3,0	226	N	-71,7	117,5
(CV)79	450	10	354,0	-23,4	1,8	742	N	-71,9	109,3
(CV)80	470	12	351,0	-43,4	4,9	80	N	-81,0	63,7
(CV)81	510	14	357,3	-41,5	2,7	217	N	-83,9	104,5
(CV)82	545	18	309,8	58,2	10,8	111	I	-7,2	91,4
(CV)83	565	15	326,2	-34,2	5,4	52	N	-57,5	49,9
(CV)84	625	13	334,7	29,4	5,5	57	I	-38,7	96,7
(CV)85	660	6	344,2	-22,7	6,9	95	N	-67,1	85,4
(PH)86	90	3	10,8	-40,9	8,4	213	N	-78,6	189,6
(PH)87	110	3	20,2	-58,2	2,2	2985	N	-70,8	253,9
(PH)88	240	3	200,7	32,1	6,8	330	R	-67,6	191,1
(PH)89	265	3	179,4	32,5	11,3	120	R	-78,3	126,1
(PH)90	310	2	346,4	-23,7	19,9	159	N	-68,8	89,4
(PH)91	335	3	350,6	-51,3	14,2	76	N	-81,5	18,9
(PH)92	340	2	344,1	-41,1	26,1	93	N	-74,6	57,5
(PH)93	440	3	192,2	62,5	6,6	348	R	-72,6	278,3
(PH)94	520	4	180,2	35,9	6,7	186	R	-80,5	130,0
(PH)95	550	2	169,9	22,1	25,2	100	R	-69,8	99,1
(PH)96	560	3	178,6	39,5	5,5	501	R	-82,9	118,4
(PH)97	570	5	175,6	27,9	8,9	75	R	-74,9	112,4
(PH)98	600	4	178,4	29,5	9,4	95	R	-76,3	122,4
(BM)99	190	3	168,2	7,0	14	78	R	-61,7	104,2
(BM)100	200	4	178,2	32,1	10,5	77	R	-77,8	121,6
(BM)101	210	4	165,3	19,5	10,6	76	R	-66,2	91,5
(BM)102	225	3	163,1	21,1	10,9	129	R	-65,6	86,0

Continuação do Anexo A

Seção	El (m)	N	D(°)	I(°)	$\alpha_{95}(\text{°})$	k	Pol.	P _{lat} (°)	P _{long} (°E)
(BM)103	235	4	358,7	-31,5	9,3	97	N	-77,5	124,0
(BM)104	255	6	354,2	-26,9	6,6	101	N	-73,8	109,2
(BM)105	335	7	350,6	-47,0	6,9	75	N	-81,7	46,6
(BM)106	380	5	352,4	-54,6	7,8	97	N	-81,5	356,6
(BM)107	415	6	4,3	-56,4	7	91	N	-81,7	285,1
(BM)108	450	4	128,4	49,0	12,9	52	I	-45,6	25,8
(BM)109	495	3	177,1	44,2	9,5	167	R	-85,6	93,5
(BM)110	565	2	196,8	50,7	14,1	312	R	-75,4	231,4
(BM)111	645	3	333,0	-32,8	12,2	102	N	-62,8	59,0
(BM)112	675	3	344,9	-19,7	19,5	41	N	-66,0	90,6
(BM)113	685	3	356,2	-43,5	5,3	296	N	-84,7	89,7
(BM)114	730	2	1,8	-41,0	28,5	79	N	-83,8	145,1
(TA)115	230	3	349,6	-36,5	6,3	383	N	-76,9	81,5
(TA)116	255	3	356,7	-36,4	5,5	499	N	-80,3	111,1
(TA)117	280	5	354,9	-49,6	4,9	238	N	-85,5	25,6
(TA)118	290	2	356,1	-15,5	10,9	525	N	-68,2	119,4
(TA)119	370	4	353,9	-37,7	10,8	71	N	-80,1	94,8
(TA)120	415	3	183,5	63,5	5,1	571	R	-74,1	300,8
(TA)121	450	3	164,9	38,2	14,3	75	R	-74,2	66,6
(TA)122	490	3	17,2	-34,0	20,3	38	N	-71,0	189,1
(TA)123	510	3	358,7	-34,5	15,8	61	N	-79,5	123,1
(TA)124	535	3	350,5	-42,7	10,5	137	N	-80,4	66,4
(TA)125	630	5	337,2	-64,0	4,2	330	N	-65,8	351,2
(TA)126	715	3	335,7	-54,2	13,2	88	N	-68,8	19,1
(TA)127	735	3	177,4	12,6	7,7	252	R	-66,8	123,3
(TA)128	785	3	353,8	-31,1	16,6	56	N	-76,1	104,3
(TA)129	835	3	344,0	-32,4	21,4	34	N	-71,2	75,2
(PC)130	70	3	340,8	-45,1	6	419	N	-72,9	43,7
(PC)131	115	4	349,5	-50,3	4,5	403	N	-80,7	25,3
(PC)132	140	2	175,6	59,6	26,6	90	R	-78,1	326,4
(PC)133	170	4	2,8	-53,4	13,2	49	N	-84,6	284,3
(PC)134	220	3	341,5	-48,8	8,1	228	N	-73,9	33,2
(PC)135	270	3	353,6	-34,0	13,4	85	N	-78,0	99,4
(PC)136	405	4	356,2	-40,0	5,8	248	N	-82,8	100,9
(PC)137	435	3	355,2	-32,7	15	68	N	-77,9	107,7
(PC)138	500	3	3,5	-41,1	7,7	254	N	-83,6	160,1
(PC)139	535	2	332,4	-33,2	5,1	2354	N	-62,5	57,4
(PC)140	560	2	353,5	-45,5	3,3	5633	N	-83,9	59,0
(PC)141	570	3	1,1	-19,3	11,6	114	N	-70,8	133,2
(PC)142	580	2	351,1	-38,7	20,9	145	N	-79,2	80,2
(PC)143	650	5	356,4	-35,4	9,9	60	N	-79,9	110,2
(PC)144	725	3	353,0	-45,7	31,3	17	N	-83,5	56,2
(PC)145	735	2	351,9	-44,5	16,6	227	N	-82,2	60,4
(PC)146	775	3	359,6	-46,1	9,5	168	N	-88,3	118,0
(PC)147	800	3	0,4	-43,0	8	233	N	-85,9	134,9
(PC)148	810	3	4,0	-39,4	12,6	96	N	-82,3	158,7
(PC)149	825	2	358,2	-43,2	5,4	2140	N	-85,7	107,6
(PC)150	845	4	3,7	-45,9	8,7	110	N	-86,3	191,4
(PC)151	900	4	7,5	-43,1	5,3	299	N	-82,2	190,4
(RA)152	330	3	1,2	-26,3	3,7	1096	N	-75,0	134,6
(RA)153	370	3	358,4	-38,5	9,6	165	N	-82,7	118,3
(RA)154	420	3	12,8	-34,3	13,7	81	N	-74,6	182,4
(RA)155	575	7	353,9	-31,9	7,4	66	N	-77,2	102,9
(RA)156	620	3	209,2	56,3	17,4	51	R	-64,3	245,9

Continuação do Anexo A

Seção	El (m)	N	D(°)	I(°)	$\alpha_{95}(^{\circ})$	k	Pol.	P _{lat} (°)	P _{long} (°E)
(RA)157	655	4	353,6	-50,2	2,2	1664	N	-84,1	17,4
(RA)158	690	3	1,2	-57,2	17,2	52	N	-81,0	304,0
(RA)159	780	7	353,3	-49,8	5	145	N	-83,9	21,4
(RA)160	805	3	347,3	-64,0	5	586	N	-70,4	337,3
(RA)161	820	6	351,7	-44,4	8,3	66	N	-82,1	58,6
(RA)162	845	2	5,9	-54,6	29,2	75	N	-82,0	273,1
(RA)163	900	3	2,4	-38,1	15,4	65	N	-82,3	146,9
(RA)164	915	3	4,1	-38,7	18,9	44	N	-82,1	158,9
(RA)165	940	2	346,2	-36,6	23,5	115	N	-74,9	71,0
(RA)166	995	3	348,0	-39,8	6,4	369	N	-77,5	67,3
(RA)167	1060	2	8,2	-54,5	21,1	142	N	-80,7	263,9
(GB)168	811	3	185,8	33,9	5	608	R	-78,8	160,1
(GB)169	841	2	178,4	29,4	26,6	90	R	-77,2	123,6
(GB)170	886	4	195,8	42,8	8,6	114	R	-75,4	209,9
(GB)171	911	3	188,7	48,6	6,8	327	R	-82,3	231,1
(GB)172	930	2	182,6	43,9	16,4	233	R	-86,4	171,4
(GB)173	955	2	179,1	48,0	8,3	905	R	-89,0	2,4
(GB)174	965	3	175,5	43,9	6,3	384	R	-85,2	73,8
(GB)175	990	2	176,3	47,7	15,5	262	R	-86,7	132,3
(GB)176	1005	2	170,7	45,4	28,1	81	R	-81,6	49,0
(GB)177	1025	2	189,6	23,7	19,7	162	R	-71,6	161,6
(GB)178	1085	2	358,0	-29,4	5,9	1776	N	-77,2	121,8
(GB)179	1135	3	4,3	-31,2	9,3	176	N	-77,8	150,3
(GB)180	1140	3	0,5	-27,5	12,1	103	N	-76,2	132,6
(GB)181	1150	3	8,1	-39,8	9,9	154	N	-80,7	183,8
(GB)182	1175	2	4,2	-34,7	16,4	232	N	-79,9	153,8
(GB)183	1185	3	14,8	-30,8	5,7	457	N	-72,0	182,7
(GB)184	1200	3	354,1	-52,8	9,9	154	N	-82,9	354,7
(GB)185	1210	2	312,0	-66,3	9,1	745	I	-48,2	357,9
(GB)186	1225	2	326,4	-46,8	3,1	6447	N	-60,5	33,2
(GB)187	1250	2	2,6	-53,9	8,5	858	N	-83,6	290,9
(GB)188	1265	3	357,0	-33,9	11,6	113	N	-79,8	114,3
(GB)189	1275	4	355,1	-41,2	8,6	114	N	-83,5	86,8
(GB)190	1290	2	357,2	-40,7	9,3	721	N	-84,3	103,9
(GB)191	1295	4	354,7	-49,1	5,3	297	N	-85,1	20,6
(GB)192	1305	3	12,0	-36,3	7,3	280	N	-76,3	186,1
(GB)193	1315	2	348,7	-38,1	9	768	N	-77,6	72,5
(GB)194	1325	3	1,0	-42,3	7,4	274	N	-85,9	143,5
(TS)195	30	5	352,1	-46,0	5,5	195	N	-82,7	54,8
(TS)196	240	5	356,5	-54,6		13	N	-83,7	336,3
(TS)197	320	5	6,7	-48,3	4,1	343	N	-84,2	218,5
(TS)198	330	10	0,3	-40,5	4,5	118	N	-83,6	131,8
(TS)199	330	8	356,0	-45,8	2,4	531	N	-85,8	72,0
(TS)200	475	3	174,8	47,4	5,4	522	R	-85,3	50,6
(TS)201	480	7	171,7	46,1	4,0	233	R	-82,4	53,3
(TS)202	480	10	8,2	-52,9	7,5	43	N	-82,0	250,7
(TS)203	510	14	19,3	-61,8	1,8	468	N	-69,5	265,6
(TS)204	510	4	359,3	-55,3	2,1	20	N	-83,7	314,5
(TS)205	630	4	168,8	45,9	6,6	197	R	-79,9	49,5
(TS)206	660	6	180,6	55,7	3,2	441	R	-83,3	305,2
(TS)207	750	8	11,5	-36,8	9,3	37	N	-76,2	180,9
(TS)208	750	8	357,0	-50,3	6,9	66	N	-87,0	8,3
(TS)209	840	5	345,5	-35,3	3,7	424	N	-73,4	73,4
(TS)210	840	18	357,1	-29,7	3,4	201	N	-76,1	117,6

Continuação do Anexo A

Seção	EI (m)	N	D(°)	I(°)	α_{95} (°)	k	Pol.	P _{lat} (°)	P _{long} (°E)
(TS)211	870	4	5,5	-40,0	12,3	57	N	-81,6	166,6
(TS)212	870	7	348,8	-30,0	13,0	22	N	-73,1	89,4
(TS)213	1020	10	331,9	-52,0	28,6	20	N	-65,8	24,8
(TS)214	-	4	307,7	-51,3	11,9	61	I	-45,4	22,3
(TS)215	-	9	153,1	-71,6	6,0	23	I	-1,10	114,8
(TS)216	-	3	302,4	-30,8	20,6	37	I	-36,0	39,6
(TS)217	-	3	114	-15,7	16,0	61	I	-16,4	58,8

Anexo B: Dados paleomagnéticos provenientes das seções do Grupo 2

Seção	N	D(°)	I(°)	α_{95} (°)	k	Pol.	P _{lat} (°)	P _{long} (°E)
(PA)218	14	6,8	-42,4	2,5	256	N	-83,7	206,9
(PA)219	7	24,2	-16,4	3,3	333	N	-61,2	183,8
(PA)220	15	3,3	-42,1	2,8	192	N	-86,7	191,6
(PA)221	12	10,7	-44,6	3,3	179	N	-80,4	221,8
(PA)222	12	7,8	-44	2,9	224	N	-83,0	218,4
(PA)223	8	333,7	-29,3	9,8	33	N	-63,5	53,7
(PA)224	7	359,4	-35,5	4,9	153	N	-83,9	121,2
(PA)225	9	58,9	-25,7	3,8	182	N	-77,7	121,5
(PA)226	9	358,3	-46,5	1,4	1312	N	-87,5	342,9
(PA)227	11	354	-36,6	3,5	171	N	-82,3	79,6
(PA)228	4	3,8	-30,5	8,4	121	N	-80,0	148,0
(PA)229	21	355,9	-36	3	114	N	-83,1	92,6
(PA)230	9	360	-39,1	2	687	N	-86,4	126,5
(PA)231	5	339,6	-37,8	5,1	224	N	-70,8	46,0
(PA)232	6	353,3	-18,5	2,9	539	N	-72,6	104,0
(PA)233	5	359,3	-51,6	7	122	N	-83,5	311,8
(QI)234	9	359,2	-47,4	5,6	84	N	-88,2	330,6
(QI)235	4	176,9	41	19,7	23	R	-85,6	87,3
(QI)236	6	168,7	35,8	3,9	294	R	-77,5	69,5
(QI)237	3	197,8	35,3	7,6	261	R	-72,1	197,2
(QI)238	6	357,9	-45,4	5,9	130	N	-88,1	36,7
(QI)239	6	359	-40,7	2,6	659	N	-86,3	113,4
(QI)240	6	2,2	-44,7	5,5	145	N	-88,0	202,8
(QI)241	3	4,8	-43,3	11,3	119	N	-85,4	198,0
(QI)242	5	354,8	-47,1	5,8	170	N	-85,2	19,5
(QI)243	3	352,3	-39,2	17,9	48	N	-81,6	69,8
(QI)244	6	354,2	-52,8	4,4	229	N	-81,8	343,9
(QI)245	4	341,7	-44,5	9,4	96	N	-73,6	36,0
(QI)246	4	341,6	-48	5,8	249	N	-73,6	25,8
(QI)247	3	7,6	-41	16,1	60	N	-82,3	193,2
(QI)248	2	356,7	-54,6	19	174	N	-81,3	325,8
(QI)249	3	345,3	-41,2	11	125	N	-76,3	48,2
(QI)250	3	340,7	-55,8	9,9	156	N	-71,1	2,9
(QI)251	3	344,9	-36,7	16,3	58	N	-74,8	59,5
(QI)252	2	356,5	-47,4	16,2	237	N	-86,5	8,7
(QI)253	3	346,9	-40,6	6,1	409	N	-77,6	52,1
(QI)254	4	347,4	-50,3	4,8	364	N	-78,2	13,9
(HI)255	1	189,5	4,6	22,1	130	R	-63,9	150,3
(HI)256	3	171,7	33,1	18,3	46	R	-78,4	85,1

Legenda das colunas: (1) seção; (2) número de dados; (3) declinação; (4) inclinação; (5) limite de confiança de 95% para as direções; (6) parâmetro estatístico k para as direções; (7) polaridade magnética; (8) latitude do PGV; (9) Longitude do PGV. Os dados com polaridade normal estão indicados por N, os de polaridade reversa por R, e aqueles associados a campo transicional por I.

Continuação do Anexo B

Seção	N	D(°)	I(°)	α_{95} (°)	k	Pol.	P _{lat} (°)	P _{long} (°E)
(HI)257	3	195	37,6	15,5	64	R	-75,2	199,0
(HI)258	3	189,3	36,4	13,8	80	R	-79,3	182,9
(HI)259	4	185,9	45,8	8,4	120	R	-84,7	224,8
(HI)260	4	179,1	26,7	14,4	41	R	-77,4	124,2
(HI)261	6	185	34	4,1	263	R	-80,7	158,9
(HI)262	3	161	43,6	7,6	263	R	-72,9	38,2
(HI)263	3	164,8	51,5	15	68	R	-75,7	12,3
(HI)264	3	165,9	50,2	25,6	24	R	-77,0	16,0
(HI)265	3	190,4	26,9	10,5	139	R	-74,2	168,1
(HI)266	3	174,7	38,8	7,2	291	R	-83,2	82,1
(HI)267	4	173,6	43,9	15,8	24	R	-84,2	47,0
(HI)268	3	172,3	45,8	25,3	25	R	-83,1	32,5
(HI)269	3	177,6	26,3	8,6	203	R	-77,0	117,9
(HI)270	3	165,4	13,6	9,1	184	R	-65,8	90,6
(HI)271	3	190,4	46,1	9,9	155	R	-80,7	225,1
(HI)272	2	181,5	30,8	10,3	581	R	-79,8	136,4
(HI)273	3	160	42	4,8	650	R	-71,8	41,7
(HI)274	3	340,9	-40,1	25,3	25	N	-72,3	46,7
(HI)275	6	353,1	-45,9	10,5	54	N	-83,8	31,5
(HI)276	1	182,9	29,9	5,1	578	R	-79,0	143,0
(PU)277	3	356,9	-30,4	19,4	41	N	-80,2	110,7
(PU)278	3	18,7	-32,7	27,6	21	N	-70,9	197,6
(PU)279	3	1,1	-45,3	6,7	332	N	-88,5	266,2
(PU)280	3	357,3	-40	15,6	63	N	-86,1	88,2
(PU)281	7	0,2	-48,9	3,8	249	N	-85,9	306,0
(PU)282	3	356,9	-44	15,9	61	N	-87,2	36,9
(PU)283	3	170,4	23,9	18,7	44	R	-74,0	92,3
(PU)284	3	165,3	20,9	5,1	566	R	-69,6	82,8
(PU)285	3	358,8	-58	7,8	250	N	-77,0	312,6
(PU)286	3	358	-55,9	6,3	374	N	-79,2	317,0
(PU)287	3	350,9	-34,8	10,6	134	N	-79,3	74,6
(PU)288	3	159,2	34	22,2	32	R	-69,5	54,5
(PU)289	6	162	24,6	4,8	195	R	-68,8	72,2
(PU)290	2	171,8	26,4	14,4	299	R	-75,9	93,8
(PU)291	6	348,8	-48,8	3,3	398	N	-79,3	13,9
(PU)292	5	162,8	25,1	9	72	R	-69,5	73,0
(PU)293	5	167,4	25,4	11,6	44	R	-72,9	82,3
(PU)294	7	169,9	24,6	6,3	90	R	-74,0	90,0
(PU)295	3	161,5	20,3	14	78	R	-66,8	76,1
(PU)296	5	343,3	-35,6	12,3	39	N	-73,5	56,5
(PU)297	2	332,8	-53,6	28,7	77	N	-65,1	12,3
(PU)298	3	344,6	-40,4	3,4	1255	N	-75,7	46,0
(PMR)299	10	182,3	21,5	8,4	34	R	-79,3	144,6
(PMR)300	4	195,7	31,0	10,6	77	R	-74,5	207,0
(PMR)301	9	182,7	33,9	3,5	372	R	-86,1	172,7
(PMR)302	6	177,2	22,4	3,9	304	R	-79,7	116,7
(PMR)303	13	178,9	30,5	1,4	856	R	-84,7	120,4
(PMR)304	6	178,5	31,2	2,4	614	R	-85,0	115,0
(PMR)305	10	170,7	33,7	3,2	224	R	-80,7	60,5
(PMR)306	9	177,9	30,4	4,3	74	R	-84,4	111,7
(PMR)307	7	168,0	32,5	4,6	175	R	-78,1	59,4

Continuação do Anexo B

Seção	N	D(°)	I(°)	α_{95} (°)	k	Pol.	P _{lat} (°)	P _{long} (°E)
(PMR)308	9	170,3	33,5	2,5	428	R	-80,3	60,4
(PMR)309	4	153,2	29,0	4,7	386	R	-63,9	51,3
(PMR)310	8	183,7	34,2	3,3	277	R	-85,5	184,5
(PMR)311	3	186,7	13,4	3,6	1204	R	-73,9	157,1
(PMR)312	7	196,1	45,3	15,4	16	R	-74,4	245,2
(PMR)313	9	179,4	41,2	8,5	38	R	-87,8	327,5
(PMR)314	11	179,1	27,3	2,6	307	R	-82,8	125,7
(PMR)315	27	166,2	32,5	2	199	R	-76,4	56,7
(PMR)316	26	178,4	39,3	2	196	R	-88,4	16,7
(PMR)317	3	190,3	50,6	5,5	505	R	-76,6	271,3
(PMR)318	3	196,2	29,7	4,4	784	R	-73,6	204,9
(PMR)319	4	184,0	38,4	5,8	255	R	-86,3	223,6
(PMN)320	6	2,2	-5,4	9,2	53	N	-70,2	138,7
(PMN)321	9	346,1	-41,3	6	74	N	-77,1	33,7
(PMN)322	6	355,2	-36,3	6,2	119	N	-85,0	67,8
(PMN)323	3	335,4	-29,5	2,7	2015	N	-65,8	53,7
(PMN)324	6	343,2	-30,2	4,2	253	N	-73,0	60,5
(PMN)325	6	351,5	-31,5	11	38	N	-80,4	74,7
(PMN)326	6	347,8	-38,5	3,4	393	N	-78,7	43,7
(PMN)327	9	332,1	-36,1	4,6	127	N	-64,0	42,2
(PMN)328	10	343,8	-38,2	5,5	78	N	-74,9	42,8
(PMN)329	8	357,2	-26,3	4,2	177	N	-81,1	114,6
(PMN)330	9	343,3	-38,9	8,3	45	N	-74,5	40,6
(PMN)331	3	351,8	-34,6	6,4	376	N	-81,6	64,9
(PMN)332	9	345,3	-36,9	3,7	198	N	-76,2	47,0
(PMN)333	6	351,6	-36,1	2,6	683	N	-81,8	57,5
(PMN)334	15	346,3	-30,2	3,6	116	N	-75,7	65,3
(PMN)335	7	335,4	-50,2	10,6	34	N	-66,5	15,7
(PMN)336	15	350,9	-34,1	3,7	106	N	-80,7	64,1
(PMN)337	6	338,3	-38,9	5,4	157	N	-69,9	39,2
(PMN)338	16	346,6	-30,0	4	87	N	-75,9	66,4
(PMN)339	18	352,8	-34,4	2,4	200	N	-82,4	68,4
(PMN)340	9	349,9	-34,6	1,8	818	N	-80,0	60,2
(PMN)341	9	347,4	-33,6	2,5	425	N	-77,5	58,8
(PMN)342	9	342,5	-34,4	3,9	176	N	-73,3	51,1
(PMN)343	12	342,1	-27,8	2,2	401	N	-71,4	63,4
(PMN)344	11	354,7	-34,3	3,8	148	N	-83,9	77,3
(PMN)345	9	353,4	-32,4	2,4	478	N	-82,1	78,7
(PMN)346	6	349,1	-40,6	4	286	N	-79,9	35,8
(PMN)347	6	349,9	-42,5	2,5	739	N	-80,4	26,9
(PMN)348	9	354,8	-32,9	2,1	607	N	-83,3	84,0
(PMN)349	9	342,3	-32,1	3,4	234	N	-72,6	55,7
(PMN)350	10	347,7	-24,2	3,9	156	N	-74,7	79,9
(PMN)351	6	358,3	-23,8	6	126	N	-79,9	122,9
(PMN)352	3	5,3	-23,7	3,9	985	N	-78,8	159,8
(PMN)353	8	349,3	-50,7	4,8	134	N	-77,0	356,6
(PMN)354	6	148,2	-43,4	6,5	108	R	-60,8	30,1
(PMN)355	9	163,5	-21,0	4,5	133	R	-70,5	75,8
(PMN)356	9	352,3	-27,2	2,5	427	N	-79,2	88,6
(PMN)357	10	351,1	-43,8	2,5	364	N	-81,2	19,1
(SC)358	9	6,1	-44,1	3,1	339	N	-84,5	222,6
(SC)359	7	11,8	-39,2	7,1	116	N	-78,8	202,3
(SC)360	6	359,9	-50,1	6,5	82	N	-84,5	307,3

Continuação do Anexo B

Seção	N	D(°)	I(°)	α_{95} (°)	k	Pol.	P _{lat} (°)	P _{long} (°E)
(SC)361	8	7,7	-41,3	4,3	169	N	-82,8	204,6
(SC)362	8	10,4	-40,5	4,6	154	N	-80,3	205,2
(SC)363	7	11,4	-46,2	5,6	98	N	-79,6	230,9
(SC)364	8	354,1	-43,0	6,2	78	N	-84,7	39,3
(SC)365	6	3,5	-39,8	3,6	232	N	-85,8	176,2
(SC)366	7	15,6	-45,9	3,9	193	N	-75,9	227,4
(SC)367	9	4,1	-42,7	3,7	219	N	-86,2	207,6
(SC)368	4	14,6	-48,9	8,8	43	N	-76,3	238,7
(SC)369	7	8,6	-45,2	5,7	102	N	-82,2	228,2
(SC)370	7	355,4	-40,8	7,4	67	N	-85,3	61,4
(SC)371	7	22,3	-46,1	4,8	136	N	-70,0	227,3
(SC)372	7	8,7	-30,8	6,3	82	N	-78,1	170,8
(SC)373	6	12,3	-40,1	7,7	55	N	-78,5	206,2
(SC)374	7	355,6	-28,8	3,9	204	N	-79,1	103,3
(SC)375	7	7,9	-44,9	4,8	138	N	-82,8	227,0
(CON)376	8	9,9	-53,5	7,4	56	N	-79,1	259,4
(CON)377	7	5,5	-49,8	10,1	31	N	-84,1	255,5
(CON)378	6	7,5	-48,9	5,2	116	N	-82,9	241,8
(CON)379	8	358,8	-40,6	6,6	76	N	-85,9	112,5
(CON)380	7	10,3	-30,6	2,8	389	N	-75,7	172,0
(CON)381	7	8,1	-42,1	5,9	89	N	-82,2	198,6
(CON)382	8	9,2	-43,3	4,7	138	N	-81,5	206,9
(CON)383	7	3,5	-42,6	8,5	44	N	-86,0	180,9
(CON)384	8	2,8	-31,1	7,8	51	N	-79,3	142,7
(CON)385	6	5,5	-35,3	10,7	27	N	-80,8	162,7
(CON)386	7	5,8	-39,2	9,2	37	N	-82,8	176,1
(CON)387	8	4,2	-45,5	6,6	70	N	-86,3	216,6
(CON)388	7	349,7	-45,0	6,5	73	N	-80,8	39,2
(CON)389	7	345,8	-44,0	8,2	47	N	-77,2	40,9
(CON)390	6	347,6	-38,2	12,6	21	N	-77,4	62,1
(CON)391	8	354,6	-44,9	4,2	174	N	-85,1	44,6
(CON)392	7	359,6	-42,1	4,6	144	N	-87,1	121,0

Legenda das colunas: De acordo com o Anexo A.

Anexo C: Dados obtidos a partir do modelo do DGA

Local	D(°)	I(°)	P _{lat} (°)	P _{long} (°E)
JS	0	-48,2	90	0
SM	0	-48,6	90	0
BV	0	-48,1	90	0
CV	0	-48,5	90	0
PH	0	-48,4	90	0
BM	0	-48,6	90	0
TA	0	-48,4	90	0
PC	0	-48,1	90	0
RA	0	-47,8	90	0
GB	0	-47,3	90	0
TS	0	-48,6	90	0

Legenda das colunas: (1) local; (2) declinação; (3) inclinação; (4) latitude do pólo; (5) longitude do pólo.

Anexo D: Dados obtidos a partir do modelo IGRF 2005

Local	D(°)	I(°)	P_{lat}(°)	P_{long}(°E)
JS	347,2	-33,9	-74,2	74,8
SM	346,5	-35,0	-74,0	73,4
BV	344,9	-35,9	-73,5	69,1
CV	345,0	-36,2	-73,5	69,6
PH	344,7	-36,4	-73,4	68,9
BM	344,2	-37,1	-73,2	67,7
TA	344,1	-37,1	-73,2	67,3
PC	343,9	-36,9	-73,1	66,7
RA	343,7	-36,7	-73,0	66,0
GB	343,2	-36,6	-72,8	64,6
TS	344,5	-36,9	-73,3	68,5

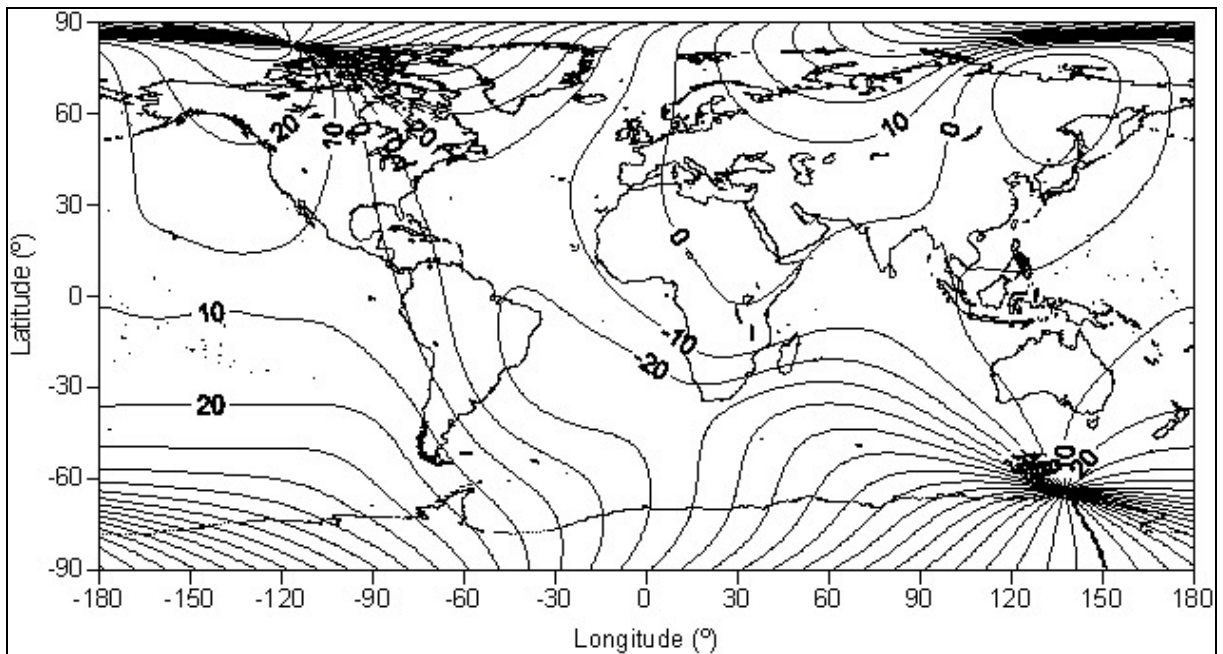
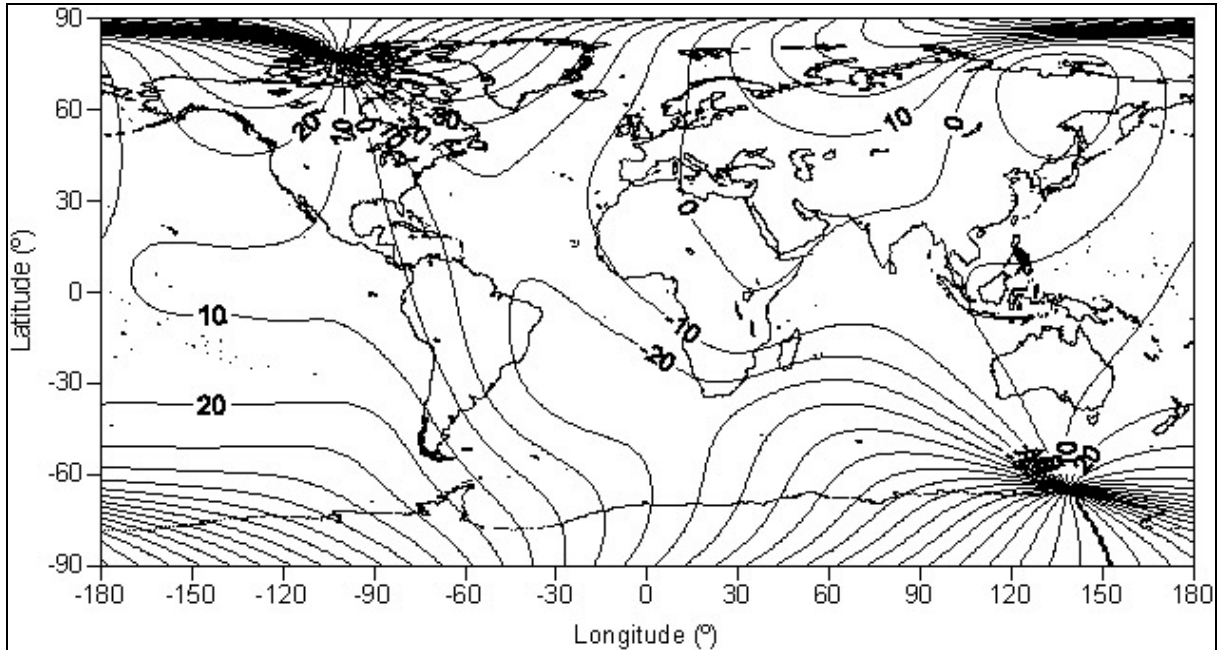
Legenda das colunas: (1) local; (2) declinação; (3) inclinação; (4) latitude do PGV; (5) longitude do PGV.

Anexo E: Dados obtidos a partir do modelo IGRF 2005 para as longitudes geomagnéticas simétricas

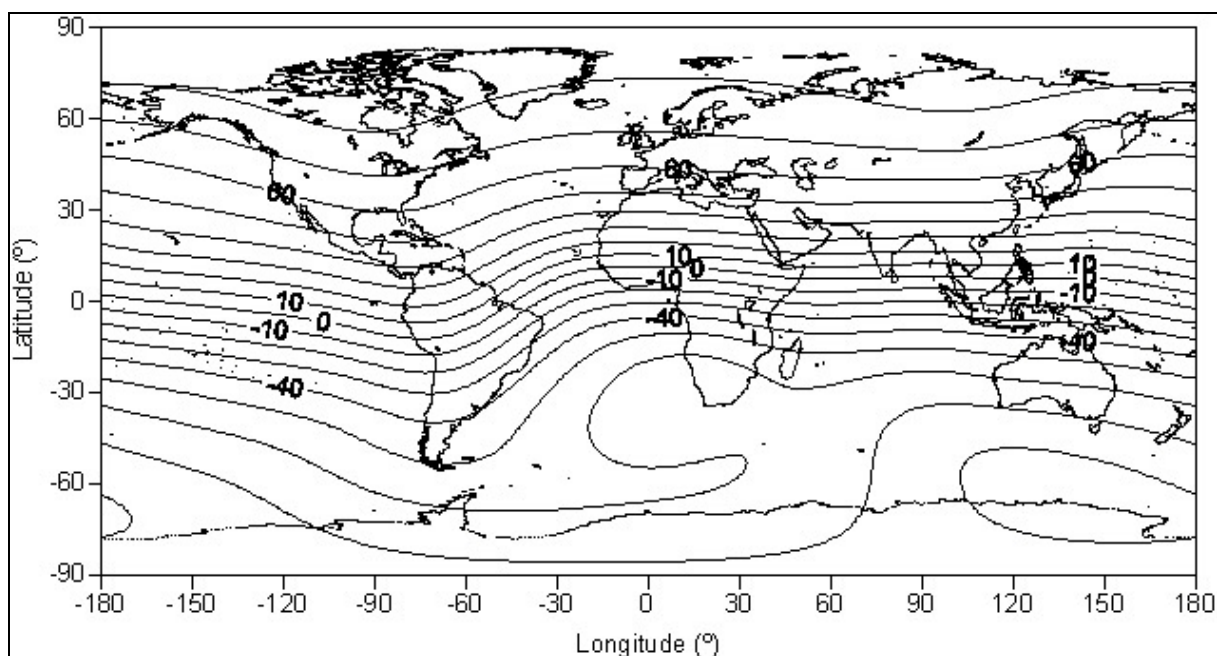
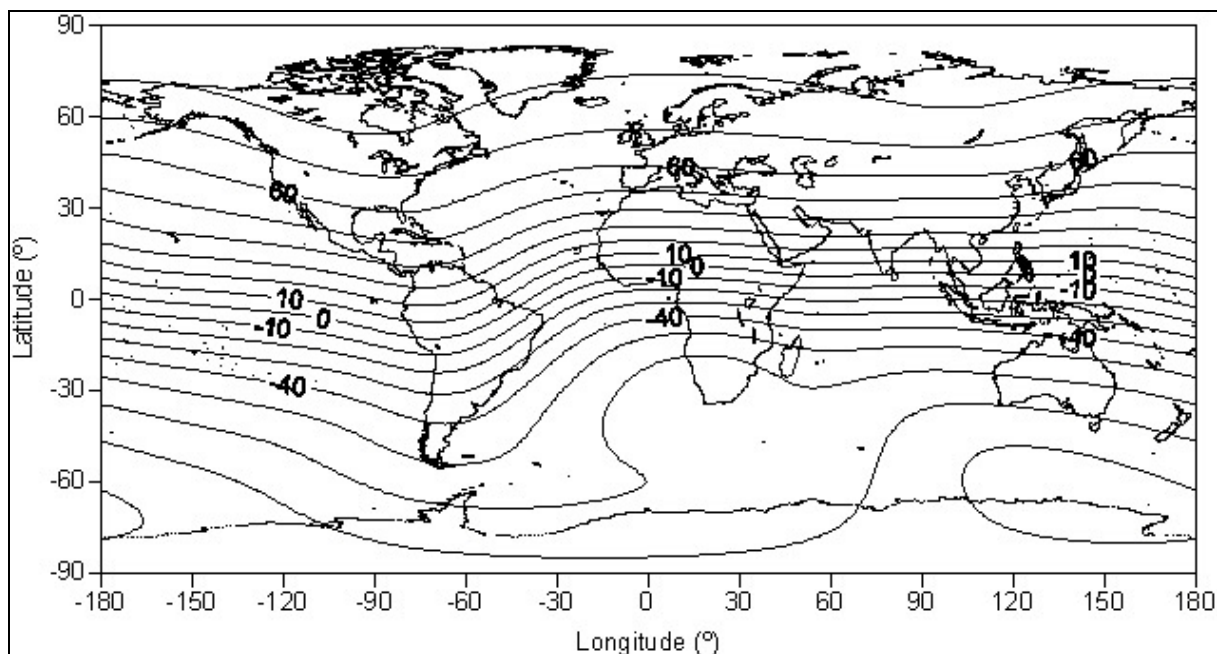
Local	D(°)	D_s(°)	I(°)	P_{lat}(°)	P_{long}(°E)
JS	13,4	346,6	-31,9	-72,9	139,6
SM	13,6	346,5	-32,3	-72,8	139,8
BV	14,3	345,7	-32,8	-72,8	140,4
CV	14,5	345,5	-33,3	-72,7	140,7
PH	14,6	345,5	-33,4	-72,7	140,7
BM	14,8	345,2	-33,9	-72,6	140,9
TA	14,8	345,2	-33,8	-72,6	140,9
PC	14,7	345,3	-33,4	-72,7	140,7
RA	14,6	345,4	-33,1	-72,8	140,6
GB	14,5	345,5	-33,7	-73,4	142,1
TS	14,7	345,3	-33,7	-72,6	140,9

Legenda das colunas: (1) local; (2) declinação; (3) declinação simétrica; (4) inclinação; (5) latitude do PGV; (6) longitude do PGV.

Anexo F: Cartas magnéticas de declinação (em graus) obtidas a partir do modelo IGRF 1990 (acima) e IGRF 2005 (abaixo).



Anexo G: Cartas magnéticas de inclinação (em graus) obtidas a partir do modelo IGRF 1990 (acima) e IGRF 2005 (abaixo).



Anexo H: Cartas magnéticas de intensidade total (em nanoteslas) obtidas a partir do modelo IGRF 1990 (acima) e IGRF 2005 (abaixo).

