

AVALIAÇÃO DA VARIABILIDADE DAS CONTRIBUIÇÕES RELATIVAS DOS
TERMOS HARMÔNICOS ZONAIS EM FUNÇÃO DA TAXA DE REVERSÃO
GEOMAGNÉTICA AO LONGO DO FANEROZOICO

Roberto Macedo Araujo

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geofísica do Observatório Nacional, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Orientador: Dr. Daniel Ribeiro Franco

Co-orientadores: Dr. Breno Raphaldini
Ferreira da Silva
Dra. Daniele Cornello de
Paiva Caldeira Brandt

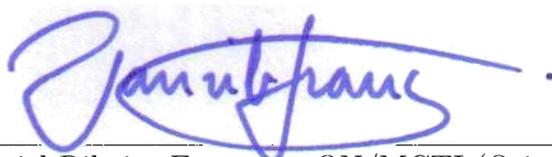
Rio de Janeiro
Dezembro de 2021

AVALIAÇÃO DA VARIABILIDADE DAS CONTRIBUIÇÕES RELATIVAS DOS
TERMOS HARMÔNICOS ZONAIS EM FUNÇÃO DA TAXA DE REVERSÃO
GEOMAGNÉTICA AO LONGO DO FANEROZOICO

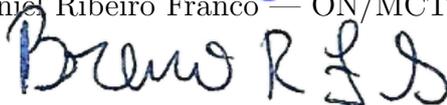
Roberto Macedo Araujo

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE
EM GEOFÍSICA.

Aprovada por:



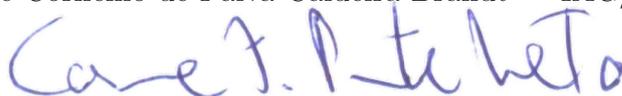
Dr. Daniel Ribeiro Franco — ON/MCTI (Orientador)



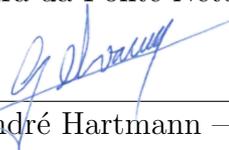
Dr. Breno Raphaldini Ferreira da Silva — Durham University (Coorientador)



Dra. Daniele Cornello de Paiva Caldeira Brandt — IAG/USP (Coorientadora)



Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto — ON/MCTI



Dr. Gelvam André Hartmann — UNICAMP

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL
DEZEMBRO DE 2021

Macedo Araujo, Roberto

Avaliação da variabilidade das contribuições relativas dos termos harmônicos zonais em função da taxa de reversão geomagnética ao longo do Fanerozoico/Roberto Macedo Araujo. – Rio de Janeiro: ON, 2021.

84pp. 29,7cm.

Orientador: Daniel Ribeiro Franco

Co-orientadores: Breno Raphaldini Ferreira da Silva
Daniele Cornello de Paiva Caldeira
Brandt

Dissertação (mestrado) – ON/Programa de Pós-graduação em Geofísica, 2021.

Referências Bibliográficas: p. 59 – 72.

1. Geomagnetismo. 2. Harmônicos Zonais. 3. Polaridade geomagnética. I. Raphaldini Ferreira da Silva, Breno; Cornello de Paiva Caldeira Brandt, Daniele. II. Observatório Nacional, Programa de Pós-graduação em Geofísica. III. Título.

*Vê! Arguta ciência altaneira,
como de altos picos examinando
o moderno, emitindo ordens
absolutas sucessivas. Porém de
novo, vê! A alma, acima de toda
ciência, por ela a história se
reuniu como palhas pelo globo,
por ela as miríades de estrelas
todas rolam pelo céu –
(Whitman, Folhas de Relva)*

Agradecimentos

Em primeiro lugar, como meu coração manda, agradeço e continuarei agradecendo à minha mãe, Eliana Macedo, por tudo que ela fez e faz até hoje por mim, sozinha. Tudo isso jamais será esquecido.

Aos meus familiares que acreditaram em mim, e também aos que não acreditaram.

Aos meus colegas que conheci logo no início e se tornaram importantes e queridos amigos até hoje: Carlos Eduardo Martins, Christofher do Vale e Valdir Rufino. Que todos sejam um doce.

Ao Hugo Gomes, Lucca Franco, Rodrigo Alberti, Antenor Júnior, Sophia Laranja, Jonatã Teixeira, Nicolás Oliveira, Roberto Menezes, Larissa Piauilino, Artur Benevides, Ítalo Borges, Razec Torres, Vitor Silveira, Filipe Monteiro e Murilo Pereira. Alguns se tornaram amigos em menor intensidade do que eu gostaria, mas todos são inestimáveis e merecem ser mencionados por toda a ajuda científica e pessoal, além dos conselhos, que me forneceram durante esses anos. Desejo que todos vocês se desenvolvam muito profissionalmente.

Agradeço ao meu orientador, Dr. Daniel Franco, pela paciência, ensinamentos, tempo investido, pela vontade de ter querido que eu me tornasse um mestre e, acima de tudo, por tudo que quis me ajudar e ajudou em momentos delicados nos quais eu precisava. Agradeço da mesma maneira aos meus co-orientadores, Dr. Breno Raphaldini e Dra. Daniele Brandt, através dos quais aprendi muito. Agradeço muito também à Dra. Natália Braun, ao Wellington Oliveira M.Sc., Ana Carolina Oliveira e Raysa Rocha pela grande ajuda no desenvolvimento deste trabalho.

Ao Observatório Nacional pelo programa de pós-graduação em Geofísica e a todos os professores, funcionários e colegas com os quais cursei disciplinas e que ensinaram muito, sem omissões intelectuais, além da ajuda para com o engrandecimento científico da minha pessoa.

Também agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado.

Por último, mas muito longe de ser menos importante, também agradeço à Tatiana Fernandez, por todo companheirismo nessa trajetória. Um sentimento puro flui disso.

Resumo da Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional como parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Geofísica.

AVALIAÇÃO DA VARIABILIDADE DAS CONTRIBUIÇÕES RELATIVAS DOS TERMOS HARMÔNICOS ZONAIS EM FUNÇÃO DA TAXA DE REVERSÃO GEOMAGNÉTICA AO LONGO DO FANEROZOICO

Roberto Macedo Araujo

Dezembro/2021

Neste trabalho temos por intuito a investigação, em ampla cobertura paleolatitudinal, da variabilidade dos principais termos zonais (com relação à componente dipolar) ao longo de quatro intervalos do tempo geológico com distintas frequências de reversão de polaridade do campo geomagnético - o *Superchron* Normal do Cretáceo (84 - 125 Ma) e o *Superchron* Reverso do Permo-Carbonífero (262 - 318 Ma), magnetozonas estas cujas frequências de reversão de polaridade do campo tendem a zero. Além dos períodos geológicos com baixa frequência de reversão de polaridade do campo, a literatura apresenta estudos sobre períodos nos quais a polaridade do campo geomagnético reverteu com frequências mais altas, e um deles de interesse especial neste trabalho: a Hiperzona de Polaridade Mista do Permo-Triássico (228 - 266 Ma). Também foi investigado como as contribuições dipolares ocorrem em uma escala temporal menor, como nos últimos 50 mil anos, incluindo a observação em uma excursão, utilizando análise de modelos de campo. A partir de seleções de dados direcionais de estudos paleomagnéticos, o desenvolvimento deste estudo possibilitou averiguar a flutuação das componentes não-dipolares em relação à componente dipolar ao longo do tempo, em intervalos de taxa de reversão de polaridade distintas, e que foram reflexo de condições geodinâmicas diferentes da história da Terra ao longo do Fanerozoico. Os resultados sugeriram que algumas feições do campo geomagnético - o quadrupolo e octupolo - e seus comportamentos contribuíram com a intensidade do campo não-dipolar nas diferentes janelas de interesse.

Abstract of the Dissertation presented to the National Observatory's Graduate Program in Geophysics as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master in Geophysics.

ASSESSMENT OF THE VARIABILITY OF THE RELATIVE
CONTRIBUTIONS OF ZONAL HARMONIC TERMS AS A FUNCTION OF
GEOMAGNETIC REVERSAL RATE THROUGHOUT THE PHANEROZOIC

Roberto Macedo Araujo

December/2021

In this work we aim to investigate, in a wide paleolatitudinal coverage, the variability of the main zonal terms (with respect to the dipolar component) over four geological time intervals with different frequencies of reversal of the polarity of the geomagnetic field - the Cretaceous Normal *Superchron* (84 - 125 Ma) and the Permo-Carboniferous Reversed *Superchron* (262 - 318 Ma), magnetozones whose field polarity reversal frequencies tend to zero. In addition to the geological period with a low frequency of reversal of the polarity of the field, the literature presents studies on periods in which the polarity of the geomagnetic field has reversed with higher frequencies, and one of them of special interest in this work: the Permo-Triassic Mixed Polarity Hyperzone (228 - 266 Ma). It was also investigated how dipole contributions occur on a smaller temporal scale, such as in the last 50 thousand years, including observation on an excursion, using field model analysis. Based on selections of directional data from paleomagnetic studies, the development of this study makes it possible to ascertain the fluctuation of non-dipolar components in relation to the dipolar component over time, in different polarity reversal rate intervals, which were a reflection of different geodynamic conditions from Earth's history throughout the Phanerozoic. The results suggested that some features of the geomagnetic field - the quadrupole and octupole - and their behavior contributed to the intensity of the non-dipole field in the different time frames of interest.

Sumário

1	Introdução	1
2	Campo Geomagnético: Aspectos gerais	3
2.1	Representação e principais feições do CG	3
2.2	Termos harmônicos zonais G2 e G3	7
2.3	Paleomagnetismo: aspectos gerais	9
2.4	Reversões e excursões do CG	11
2.5	Variação secular e paleo-secular do campo magnético da Terra	13
3	Anomalia ΔI e a hipótese do DGA	16
3.1	Anomalia delta I	16
3.2	Modelo do Dipolo Geocêntrico Axial e sua validade	17
4	Sobre os períodos geológicos de interesse	19
4.1	Últimos 50 ka	20
4.2	<i>Superchron</i> Normal do Cretáceo	20
4.3	Hiperzona de Polaridade Mista do Permo-triássico	21
4.4	<i>Superchron</i> Reverso do Permo-carbonífero	21
5	Procedimentos e Métodos	23
5.1	Emprego de modelos paleomagnéticos para os últimos 50 ka	24
5.2	Seleção e preparação do banco de dados paleomagnéticos (CNS, HPMI e SRPC)	24
5.3	Processamento de dados paleomagnéticos selecionados	26
5.3.1	Avaliação da Anomalia ΔI em função da latitude	26
5.3.2	Cálculo do TDP para a Hiperzona de Polaridade Mista <i>Il-lawarra</i> e o <i>Superchron</i> Reverso do Permo-carbonífero	27
6	Resultados e discussões	29
6.1	Os últimos 50 ka	29
6.2	<i>Superchron</i> Normal do Cretáceo	39
6.3	Hiperzona de Polaridade Mista do Permo-triássico	40

6.4	<i>Superchron</i> Reverso do Permo-carbonífero	44
7	Considerações Finais	51
7.1	Últimos 50 ka	51
7.2	<i>Superchron</i> Normal do Cretáceo	54
7.3	Hiperzona de Polaridade Mista do Permo-triássico e o <i>Superchron</i> Reverso do Permo-carbonífero	56
7.4	Conclusões	57
8	Bibliografia	59
A:	Descrição do campo geomagnético por harmônicos esféricos	73
A.1	Funções harmônicas	73
A.2	O potencial de um campo magnético	74
A.3	Polinômios de Legendre	75
A.4	Os harmônicos esféricos	76
A.5	O potencial escalar magnético	77
B:	Expansão multipolar	79
B.1	Coefficientes de Gauss	79
B.2	Os polos magnéticos	80
C:	Ajuste da anomalia ΔI	81
D:	Modelos de variação paleosecular	84

Lista de Figuras

2.1	Principais divisões da estrutura radial do planeta Terra: as gradações nos tons em cinza indicam a presença de descontinuidades nas camadas mais profundas. O diagrama mostra a representação em escala. A crosta está representada por uma fina camada. Modificado de Gubbins e Herrero-Bervera (2007).	4
2.2	Representação esquemática de padrões de propagação de ondas sísmicas no núcleo, com gradações em latitude. Ondas S diretas (SKS) na esquerda e ondas P diretas (PKP) à direita. <i>Wavelegs</i> secundárias são representadas em tons de cinza. Frentes de onda são indicadas pelas linhas tracejadas. Modificado de Gubbins e Herrero-Bervera (2007).	4
2.3	Os principais elementos do campo geomagnético decompostos em coordenadas cartesianas. Modificado de McElhinny e McFadden (2000).	6
2.4	Representação vetorial da MRN. Modificado de Oliveira (2017). . . .	9
2.5	Definição das magnetozonas denominadas de <i>chrons</i> , <i>subchrons</i> e transições de polaridade. As faixas em preto representam a polaridade do CG como normal e, as faixas brancas, a polaridade reversa. Modificado de Oliveira (2017).	12
2.6	Registro das direções do CG através de quatro séculos, em Greenwich, Inglaterra. Modificado de Butler (2004).	13
2.7	(a) Movimento do polo geomagnético ao redor do polo geográfico para os últimos 10 mil anos. (b) a (f) representação do polo paleomagnético a cada 2000 anos. Os pontos abertos representam as médias a cada século. Modificado de McElhinny e McFadden (2000).	15

3.1	Representação esquemática para o modelo DGA. Um dipolo magnético M é centralizado no interior da Terra e encontra-se alinhado com o eixo de rotação do planeta. A latitude geográfica é λ , o raio médio da terra é r , e os vetores representam a direção e o sentido do campo magnético na superfície do planeta. A inclinação I é representada em uma localização, e N é o norte geográfico. Modificado de McElhinny (1973) e Butler (2004).	17
3.2	Gráficos da diferença ΔI entre a inclinação magnética observada I_{obs} e a inclinação predita pelo modelo DGA para diferentes valores de termos zonais não dipolares. (a) $G2 = 10\%$ (linha pontilhada e $G3 = 10\%$ (linha sólida); (c) $G2 = 10\%$, $G3 = -10\%$ (linha pontilhada). Modificado de Bazhenov e Shatsillo (2010).	18
5.1	Fluxograma do método recursivo para ângulos de corte em PGVs utilizado em um dos critérios de seleção de dados paleomagnéticos neste trabalho. N é o número de PGVs, ASD é o desvio angular padrão, θ_i é o desvio angular no i -ésimo PGV, A é o ângulo de corte, θ_{max} é o desvio angular do PGV mais distante, S_l e S_u são, respectivamente, os limites de confiança inferiores e superiores de 95 por cento para o ASD . Modificado de Vandamme (1994).	25
5.2	Representação esquemática da obtenção de um TDP (estrela vermelha) através da intersecção de círculos (<i>SP-Circle</i>) que perpassam as placas (<i>Plate A, B e C</i>) e os seus polos correspondentes (círculos coloridos). Modificado de Gallo <i>et al.</i> , 2017.	28
6.1	Flutuação de $G2$ e $G3$ ao longo do tempo para os últimos 50 ka. A figura a) apresenta o intervalo de tempo que compreende os dados de $G2$ e $G3$ entre 0 e 10 ka, já a figura b) apresenta o intervalo de tempo que compreende apenas o intervalo entre 30 a 50 ka.	32
6.2	Termo $G2$ em função de $G3$ para o intervalo de 30 a 50 ka. A flutuação dos dois termos gerou o evento de variação dos termos $G2$ e $G3$ na excursão Laschamp, em destaque na figura, e durou aproximadamente 2.4 ka.	33

6.3	Termos G2 e G3 representados graficamente em função do tempo. 1 , 2 e 3 representam a duração dos eventos percorridos. (a) representa a flutuação das contribuições relativas dos termos não-dipolares com a componente dipolar do CG para o período que abrange 30 a 50 ka. (b) representa o período antes dessa encontrada variação dos termos G2 e G3 na excursão Laschamp, no qual os termos G2 e G3 não variaram muito além do zero, começando em 30 ka e que durou aproximadamente 7.6 ka. (c) representa apenas o comportamento onde pode ser observada essa flutuação dos termos G2 e G3 que variaram em conjunto e para além dos valores anteriores. A figura (d) representa o comportamento da flutuação dos termos G2 e G3 após a excursão Laschamp, e que se parece muito com o comportamento anterior à observada variação de G2 e G3. Durou por aproximadamente 9.9 ka, até os 50 ka.	34
6.4	Gráfico de valores de correlação em função dos valores de <i>lag</i> para o período 1 ($\sim 30.0-37.6$ ka)	35
6.5	Gráfico de valores de correlação em função dos valores de <i>lag</i> para o período 2 ($\sim 37.6-41.8$ ka)	36
6.6	Gráfico de valores de correlação em função dos valores de <i>lag</i> para o período 3 ($\sim 41.8-50.0$ ka).	37
6.7	Gráfico de valores de correlação em função dos valores de <i>lag</i> para os últimos 10 ka.	38
6.8	Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o CNS sem ângulo de corte aplicado, com limite de confiança de 95% calculado através do método de <i>bootstrap</i> . A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.	40
6.9	Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o CNS com ângulo de corte aplicado igual a 45 graus, com limite de confiança de 95% calculado através do método de <i>bootstrap</i> . A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.	41

6.10	Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o CNS com ângulo de corte aplicado através do método de Vandamme (1994), com limite de confiança de 95% calculado através do método de <i>bootstrap</i> . A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.	41
6.11	Valores de inclinação observada em função da paleolatidade para o CNS. A curva azul representa o GAD. A curva vermelha representa o melhor ajuste para um modelo de campo com valores de G2 = 0.081 e G3 = 0.025 para o CNS. As curvas vermelhas pontilhadas representam o limite superior e inferior para o ajuste do modelo de campo.	42
6.12	Valores de ΔI em função dos valores de paleolatidade corrigidos através do cálculo do TDP. A curva preenchida representa o melhor ajuste usando os harmônicos zonais G2 = -0.04 e G3 = -0.05 e a curva pontilhada mostra o ajuste utilizando os valores de ΔI do campo com G2 = -0.17 e G3 = -0.03. Esses valores para as curvas foram calculados através de um grupo de dados paleomagnéticos para o Pré-cambriano (VEIKKOLAINEN, 2014c). Os pontos mostram os valores de ΔI para o CNS, bem como suas respectivas incertezas. . . .	42
6.13	Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o HPMI sem ângulo de corte aplicado, com limite de confiança de 95% calculado através do método de <i>bootstrap</i> . A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.	45
6.14	Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o HPMI com ângulo de corte aplicado igual a 45 graus, com limite de confiança de 95% calculado através do método de <i>bootstrap</i> . A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.	45

6.15	Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o HPMI com ângulo de corte aplicado através do método de Vandamme (1994), com limite de confiança de 95% calculado através do método de <i>bootstrap</i> . A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.	47
6.16	Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o SRPC sem ângulo de corte aplicado, com limite de confiança de 95% calculado através do método de <i>bootstrap</i> . A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.	48
6.17	Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o SRPC com o ângulo de corte aplicado igual a 45 graus, com limite de confiança de 95% calculado através do método de <i>bootstrap</i> . A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.	48
6.18	Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o SRPC com o ângulo de corte aplicado através do método de Vandamme (1994), com limite de confiança de 95% calculado através do método de <i>bootstrap</i> . A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.	49
A.1	Representação do gradiente de uma função escalar em coordenadas esféricas.	74

Lista de Tabelas

6.1	Melhor ajuste para os termos G2 e G3 e incertezas associadas para os últimos 5 Ma. N é o número de amostras. Modificado de Schneider e Kent (1990).	30
6.2	Contribuições relativas dos coeficientes de Gauss para o quadrupolo (G2) e octupolo (G3) do CG calculados através de combinações de dados paleomagnéticos para os últimos 5 Ma. N é o número de sítios (grupos ou amostras) usados no cálculo. Modificado de McElhinny <i>et al.</i> , (1996).	31
6.3	Melhor ajuste para os termos G2 e G3 para os últimos 5 Ma. Modificado de Johnson <i>et al.</i> , (2008).	31
6.4	Valores de correlação cruzada para $lag = 0$ (r_0) para os três períodos relativos ao teste.	36
6.5	Valores de correlação cruzada durante a excursão Laschamp antes, durante e depois da variação dos termos G2 e G3 na excursão Laschamp.	36
6.6	Valores de correlação para $lag = 0$ e absoluto para os últimos 10 ka.	37
6.7	Termos G2 e G3, em média, para os intervalos de tempo antes, durante e após a variação dos termos G2 e G3 na excursão Laschamp.	38
6.8	Média dos termos G2 e G3 para os intervalos 0-10 ka, 30-50 ka, CNS, HPMI e SRPC.	39
6.9	Tabela com resultados numéricos de G2 e G3, suas respectivas incertezas e idades para o CNS.	43
6.10	Continuação da tabela 6.9 com resultados numéricos de G2 e G3, suas respectivas incertezas e idades para o CNS.	44
6.11	Tabela com resultados numéricos de G2 e G3, suas respectivas incertezas e idades para a HPMI.	46
6.12	Tabela com resultados numéricos de G2 e G3, suas respectivas incertezas e idades para o SRPC.	50
D.1	Tabela que descreve a representação das famílias primárias e secundárias, e que fazem parte da hipótese do geodínamo. Modificado de McFadden <i>et al.</i> (1988).	85

Lista de Abreviaturas

ASD	<i>Angular Standard Deviation</i> (Desvio Angular Padrão)
CG	Campo Geomagnético
DC	<i>Demagcode</i>
DGA	Dipolo Geocêntrico Axial
GPTS	<i>Geomagnetic Polarity Time Scale</i> (Escala Temporal de Polaridade Geomagnética)
HPMI	Hiperzona de Polaridade Mista <i>Illawarra</i>
IMN	Interface Manto-Núcleo
ka	Milhares de anos
Ma	Milhões de anos
MHD	Magnetohidrodinâmica
MRD	Magnetização Remanente Depositional ou Detrítica
pMRD	Magnetização Remanente Pós-Depositional
MRN	Magnetização Remanente Natural
MRQ	Magnetização Remanente Química
MRT	Magnetização Remanente Térmica
PGV	Pólo Geomagnético Virtual
PKS	Ondas P diretas
SKS	Ondas S diretas
SNC	<i>Superchron</i> Normal do Cretáceo
SRPC	<i>Superchron</i> Reverso do Permo-Carbonífero
TAF	<i>Time Averaged Field</i>
TDP	<i>True Dipole Pole</i>
VPS	Varição Paleo-Secular
VS	Varição Secular

Capítulo 1

Introdução

É de consenso entre pesquisadores da área de Geomagnetismo e Paleomagnetismo que uma interação complexa, e que ainda demanda mais subsídios para a sua plena compreensão, governa os processos geodinâmicos entre o núcleo, o manto e a crosta do planeta Terra (EIDE e TORSVIK, 1996). Certamente, um dos problemas mais fascinantes, enigmáticos e que perdura na área das Ciências da Terra são aqueles que versam sobre a forma como o geodínamo auto-sustentado se mantém contra a dissipação ôhmica ao longo da evolução da Terra (KUANG e BLOXHAM, 1997; JACKSON *et al.*, 2000; CHRISTENSEN e TILGNER, 2004).

Acredita-se que o campo geomagnético (CG) possui característica fortemente dipolar durante os *superchrons* – magnetozonas de longa duração (aproximadamente 10^7 anos), caracterizadas como períodos de polaridade geomagnética simples e, portanto, exibindo frequências de reversão de polaridade geomagnética (f_r) praticamente nulas, conforme discutido por Biggin *et al.*, (2008) para o *Superchron Normal do Cretáceo* (CNS; aproximadamente 84 – 125 Ma – OPDYKE e CHANNEL, 1996; LOWRIE e KENT, 2004) e para o *Superchron Reverso do Permo-Carbonífero* (SRPC; aproximadamente 262 – 318 Ma – OPDYKE e CHANNEL, 1996. OLIVEIRA *et al.*, 2018). Por outro lado, foi relatada uma menor contribuição dipolar para intervalos de maior frequência de reversão, como o Jurássico (*e.g.*, MCFADDEN *et al.*, 1991; BIGGIN *et al.*, 2008; FRANCO *et al.*, 2019); os últimos 5 Ma (*e.g.*, JOHNSON *et al.*, 2008) e a *Hiperzona de Polaridade Mista do Permo-Triássico* (HPMI; aproximadamente 266 – 228 Ma – NAWROCKI *et al.*, 1993; YUGAN *et al.*, 2000; HOUNSLOW e BALABANOV, 2018; FRANCO *et al.*, 2019). Essas informações podem ser adquiridas por avaliações do CG passado através de análises de variação paleo-secular (VPS), relacionadas à variabilidade espaço-temporal na direção e intensidade do CG (MERRILL *et al.*, 1996; LHUILLIER e GILDER, 2013).

Para uma janela geológica cuja polaridade do CG se manteve, seja normal ou reversa, é denominada um período de *chron* de polaridade (10^5 a 10^6 anos). Em janelas de tempo mais extensas ($\sim 10^7$ anos), esse período de polaridade estável

é denominado de *superchron* (MCFADDEN e MERRILL, 1997). Alguns autores (*e.g.*, TARDUNO *et al.*, 2002) indicam que as características inerentes ao CG, como frequência de reversões de polaridade e variação secular, são bem estudadas durante os superchrons.

O objetivo deste trabalho é o de se prover novos subsídios acerca da seguinte questão: Como se deu, ao longo do tempo de diferentes janelas geológicas, a contribuição dos principais termos zonais não-dipolares do CG? Esse estudo será feito através de intervalos de tempos geológicos que refletem condições geomagnéticas distintas. Intervalos de tempo estes que vão desde a baixa frequência de reversões exibidas pelos superchrons, até períodos como a Hiperzona de Polaridade Mista Illawarra, com valores de f_r próximos a $5,9 \text{ Ma}^{-1}$ (FRANCO *et al.*, 2019).

Considerando uma ampla cobertura paleolatitudinal da variabilidade das contribuições relativas dos principais termos zonais (com relação à componente dipolar) ao longo de quatro intervalos de tempo geológicos com taxas de reversão de polaridade geomagnética distintas – *Superchron* Reverso do Permo-Carbonífero (Kiaman) (262 - 318 Ma) (COTTRELL *et al.*, 2008; OPDYKE e CHANNEL, 1996).; *Superchron* Normal do Cretáceo (83 - 121 Ma) (GRADSTEIN *et al.*, 2008; LINDER e GILDE, 2011), todos estes com $f_r \sim 0 \text{ Ma}^{-1}$. Além dos períodos geológicos com baixa ou frequência nula de reversão de polaridade do CG, a literatura apresenta estudos sobre períodos nos quais o CG apresentou taxas mais altas de reversão – Os últimos 5 Ma (*e.g.*, OPDYKE e HENRY, 1969; MCELHINNY *et al.*, 1996; JOHNSON *et al.*, 2008), $f_r \sim 4$ a 5 Ma^{-1} ; o Jurássico (145 - 200 Ma) (BIGGIN *et al.*, 2008), $f_r \sim 4,6 \text{ Ma}^{-1}$; Hiperzona de Polaridade Mista do Permo-Triássico (228 - 266 Ma) (HAAG e HELLER, 1991; FRANCO *et al.*, 2019), $f_r \sim 5,9 \text{ Ma}^{-1}$.

Com os resultados para as componentes do CG, mais especificamente da variação dos harmônicos zonais para esses seis intervalos de tempo da história geológica, foi possível discorrer sobre um dos aspectos do CG que é debatido na literatura: a frequência de reversão de polaridade e sua associação com a evolução tectônica do planeta e o comportamento do geodínamo, a fim de compreender como esses mecanismos estão fisicamente relacionados. O desenvolvimento do trabalho possibilitou uma discussão acerca da variação das componentes não-dipolares do CG ao longo de processos de reversão de polaridade.

Capítulo 2

Campo Geomagnético: Aspectos gerais

O capítulo a seguir discorre sobre as características e geração do CG e como este varia espacial e temporalmente devido a processos de origem interna ao planeta, variações estas que também são evidenciadas e medidas através de estudos paleomagnéticos sobre as variações seculares e paleoseculares do CG.

2.1 Representação e principais feições do CG

A estrutura física do interior da Terra, modelada a partir de estudos sismológicos (FOWLER, 2005; LOWRIE, 2007; ROBERTS E KING, 2013) pode ser dividida em três partes: *crosta*, *manto* e *núcleo*, este último contando com duas subdivisões: *núcleo externo* e *núcleo interno*. A porção mais externa, sólida e que apresenta menor espessura, a crosta, é sucedida pelo manto, a região intermediária, e que conta com a interface manto-núcleo (IMN, ou Descontinuidade de Gutenberg), na intersecção com o núcleo externo (Figura 2.1). Alguns autores (*e.g.*, BUFFET, 2000; LOWRIE, 2007; OLSEN *et al.*, 2007; ROBERTS E KING, 2013) apontam que o núcleo externo apresenta viscosidade próxima a zero e composto majoritariamente por ferro (Fe) e níquel (Ni), além de traços de materiais mais leves, como enxofre (S), oxigênio (O) e silício (Si). Inicialmente, comportamento do núcleo externo foi formulado experimentalmente através de estudos sísmicos, como mostra a figura 2.2. Através de processos convectivos de seu fluido eletricamente condutor, a principal contribuição do CG é gerada, sustentada pela hipótese do geodínamo.

O campo magnético da Terra, medido à superfície do planeta, em qualquer variação latitudinal e/ou longitudinal, é resultado da composição de três fontes diferentes (OLSEN *et al.*, 2007):

- (i) O *campo gerado no núcleo*, também conhecido como *campo principal*. Este

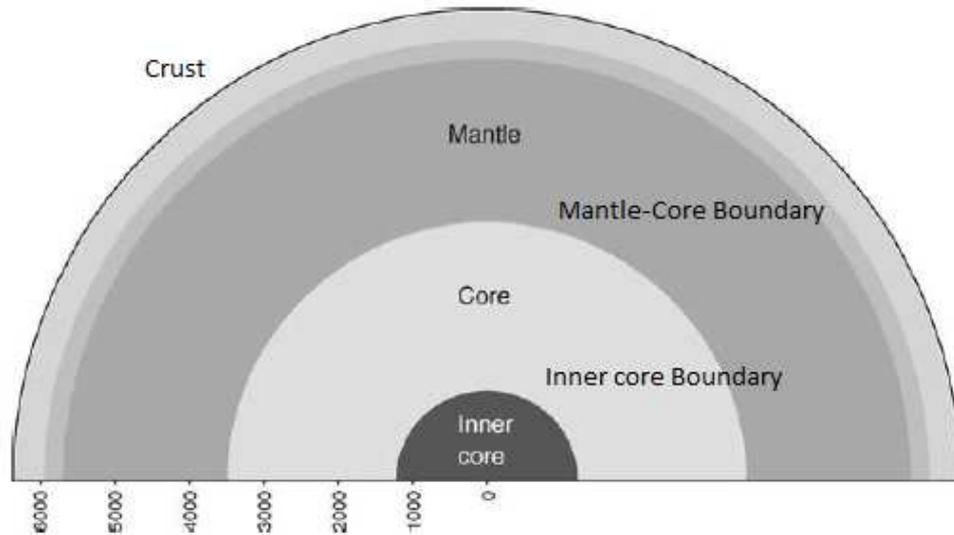


Figura 2.1: Principais divisões da estrutura radial do planeta Terra: as graduações nos tons em cinza indicam a presença de descontinuidades nas camadas mais profundas. O diagrama mostra a representação em escala. A crosta está representada por uma fina camada. Modificado de Gubbins e Herrero-Bervera (2007).

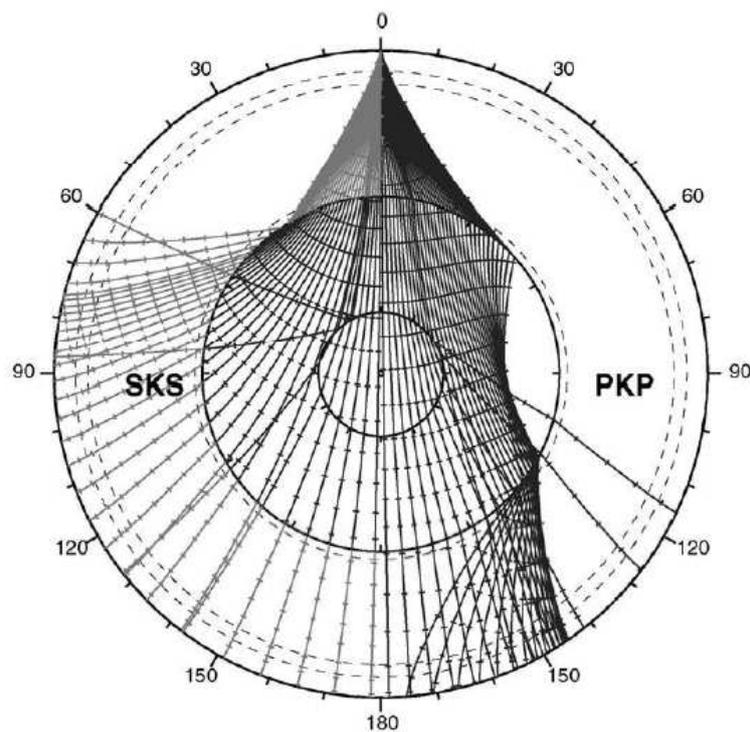


Figura 2.2: Representação esquemática de padrões de propagação de ondas sísmicas no núcleo, com graduações em latitude. Ondas S diretas (SKS) na esquerda e ondas P diretas (PKP) à direita. *Wavelegs* secundárias são representadas em tons de cinza. Frentes de onda são indicadas pelas linhas tracejadas. Modificado de Gubbins e Herrero-Bervera (2007).

campo é gerado no núcleo externo do planeta, através de processos magnetohidrodinâmicos, também interagentes com o núcleo interno, sólido. Estudos sobre o campo principal referem-se a um entendimento sobre o modelo do geodínamo;

(ii) o *campo crustal*. Campo magnético gerado, em sua maioria, por contribuições de rochas e minerais magnetizados encontrados na crosta do planeta e,

(iii) o *campo externo*. Este último está associado com a interação das fontes (i) e (ii) com o meio interplanetário, dando origem à magnetosfera terrestre.

As contribuições (i) e (ii) podem ser descritas através de métodos e modelos matemáticos, que envolvem a análise dos harmônicos esféricos do potencial escalar magnético do CG. Com a junção dessas fontes (i, ii e iii) e a aplicação de modelos físico-matemáticos, o CG medido em um local pode ser quantificado.

A hipótese de um geodínamo centrado no interior da Terra foi proposta por Joseph Larmor, no início do século XX. Foi proposto que corpos celestes possuem campos magnéticos gerados por processos de *dínamos auto-excitados* (MCELHINNY E MCFADDEN, 2000). O CG é auto-sustentado contra a dissipação ôhmica, e decorre da conversão de energia cinética em energia magnética, através do movimento do fluido que compõe o núcleo externo (CHRISTENSEN E TILGNER, 2004; GLATZMAIER E OLSON, 2005; ROBERTS E KING, 2013). A modelagem matemática do geodínamo envolve o campo conhecido como magnetohidrodinâmica (MHD). As primeiras contribuições vieram de Elsasser (1946) e Bullard (1949), através das equações de Maxwell, em associação com a mecânica dos fluidos, foi possível descrever os modelos que dão suporte à teoria do geodínamo.

A importância na compreensão dos regimes de operação do geodínamo é de grande relevância para o aprimoramento de alguns debates importantes na literatura, como o da possibilidade de uma iminente reversão de polaridade do campo geomagnético (*e.g.*, HULOT *et al.*, 2002; CONSTABLE E KORTE, 2006; TAUXE, 2006; OLSON E AMIT, 2006; DE SANTIS, 2007), além de possíveis relações entre o clima e o campo geomagnético (*e.g.*, ROBERTS *et al.*, 2007; DONADINI, 2007). Portanto, os desenvolvimentos sobre a evolução espacial e temporal do campo geomagnético podem desempenhar um papel central no tratamento desses debates.

Apesar de avanços discutidos na literatura (*e.g.*, AUBERT *et al.*, 2008; GLATZMAIER E ROBERTS, 1995, 1997; KONO E ROBERTS, 2002; KUANG E BLOXHAM, 1997; ROBERTS E GLATZMAIER, 2000), ainda existem questões em aberto acerca das limitações das simulações numéricas para a fenomenologia do geodínamo e o comportamento do núcleo externo. Dentre essas limitações, um dos desafios a serem superados atualmente é a busca por uma melhor descrição das interações existentes no interior do planeta, em especial para compreender melhor o mecanismo que explique as reversões de polaridade geomagnética e outros padrões de variações do CG.

Mesmo com as limitações existentes, é de consenso na área que a energia para que o geodínamo seja auto-sustentável pode ser dividido em três grupos: modelos associados à mudanças com respeito a rotação da Terra, modelos associados com a convecção térmica e modelos associados à convecção composicional (MERRILL *et al.*, 1996). Esses grupos elencam fenômenos físicos que contribuem para a geração de energia do geodínamo, a saber:

- (i) Fricção por marés;
- (ii) Convecção térmica;
- (iii) Calor latente de solidificação;
- (iv) Flutuação composicional.

Esses modelos de auto-sustentação da atividade energética do geodínamo compõem outros modelos matemáticos para possibilitar a descrição do comportamento do geodínamo ao longo da história geológica da Terra (MERRILL *et al.*, 1996).

O CG medido na superfície do planeta e suas componentes direcionais podem ser descritos através de modelos matemáticos. Em coordenadas cartesianas, o CG pode ser descomposto vetorialmente em relação a um conjunto de eixos, mostrado na figura 2.3, como o vetor de intensidade total F (decomposto nos eixos H e Z), declinação (D) e inclinação (I).

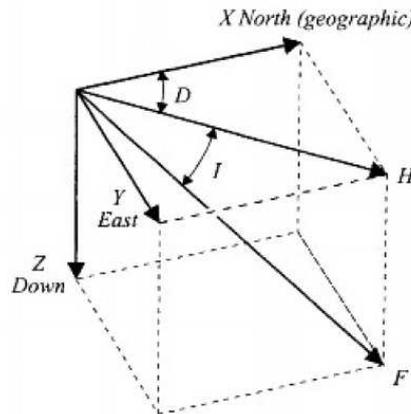


Figura 2.3: Os principais elementos do campo geomagnético decompostos em coordenadas cartesianas. Modificado de McElhinny e McFadden (2000).

As componentes horizontal e vertical do vetor F se apresentam como H e Z , respectivamente. A componente horizontal é representada como X (norte geográfico) e Y . As relações matemáticas que descrevem a relação entre tais elementos são: (MCELHINNY E MCFADDEN, 2000):

$$H = F \cos(I), Z = F \sin(I), \operatorname{tg}(I) = \frac{Z}{H}; \quad (2.1)$$

$$X = H \cos(D), Y = H \sin(D), \tan(D) = \frac{Y}{X}; \quad (2.2)$$

$$F^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2. \quad (2.3)$$

O CG também pode ser descrito, convenientemente, em coordenadas esféricas. A análise harmônica é a ferramenta matemática utilizada para descrever o campo, e utiliza-se de uma série expandida dos Polinômios de Legendre que descreve o potencial escalar do CG. A partir de de um campo magnético gerado no interior do planeta, o que implica a diminuição de intensidade do campo à medida que a distância r aumenta do centro do planeta e, considerando um modelo simplificado da Terra (uma esfera cujo raio é a), o potencial escalar (V) modelado na superfície do planeta pode ser descrito como (MCELHINNY E MCFADDEN, 2000):

$$V = \frac{a}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left(\frac{a}{r}\right)^{(l+1)} P_l^m(\cos\theta) (g_l^m \cos m\phi + h_l^m \sin m\phi), \quad (2.4)$$

Onde o termo P_l^m é a forma parcialmente normalizada de Schimidt associada à função de Legendre $P_{l,m}$ de grau l e ordem m . A colatitude é representada em θ e a longitude em ϕ . Os coeficientes g_l^m e h_l^m são chamados de coeficientes de Gauss (CHAPMAN E BERTELS, 1940, 1962). Procedendo com a análise dimensional, o fator μ_0 corrige as dimensões para g e h para a unidade de medida em nanotesla (nT). Eliminando os termos não-zonais, considerando um intervalo de tempo onde a média da variação direcional do CG tende a zero, ou seja, considerando um dipolo geocêntrico axial (ordem > 0) da equação (2.4), obtemos a seguinte relação (MCELHINNY et al., 1996):

$$V = \frac{a}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} g_l^0 P_l^0(\cos\theta) \quad (2.5)$$

Uma discussão pormenorizada acerca dos harmônicos zonais é feita no Apêndice A deste trabalho.

2.2 Termos harmônicos zonais G2 e G3

Considerando o CG descrito pelos harmônicos zonais, é possível escrever a inclinação observada em função dos termos dipolares, quadrupolares e octupolares (MCELHINNY *et al.*, 1996). Pode-se definir uma proporção entre os termos não-dipolares

e o termo dipolar, a fim de avaliar uma razão que infira a contribuição de componentes não-dipolares sobre a componente dipolar. Essas razões, para as componentes quadrupolares e octupolares, são definidas por:

$$G2 = \frac{g_2^0}{g_1^0} \quad (2.6)$$

$$G3 = \frac{g_3^0}{g_1^0} \quad (2.7)$$

Podemos escrever a tangente da inclinação como:

$$tgI = \frac{A}{B}, \quad (2.8)$$

Onde,

$$A = 2\cos\theta + G2 \left(\frac{9}{2}\cos^2\theta - \frac{3}{2} \right) + G3 (10\cos^3\theta - 6\cos\theta) \quad (2.9)$$

$$B = \sin\theta + G2(3\cos\theta\sin\theta) + G3 \left(\frac{15}{2}\cos^2\theta\sin\theta - \frac{3}{2}\sin\theta \right) \quad (2.10)$$

Substituindo 2.9 e 2.10 em 2.8, obtemos:

$$tgI_0 = 2\cotg\theta \quad (2.11)$$

Onde θ é a colatitude. As equações 2.9 e 2.11 mostram que um CG pode ser modelado a partir da determinação de parâmetros de dados paleomagnéticos.

Termos harmônicos g_l^0 de ordem zero são referidos como harmônicos zonais, que descrevem contribuições dipolares (grau 1), quadrupolares (grau 2) e octupolares (grau 3) do CG, e assim sucessivamente, através do modelo de expansão multipolar de um campo magnético (ver Apêndice B).

Nos últimos 10 Ma, a contribuição mais significativa é a dipolar, atingindo até aproximadamente 95% da intensidade do campo, seguida das componentes não-dipolares, que juntas contribuem em aproximadamente 5% da intensidade total nos dias atuais (BRANDT *et al.*, 2019). Todas essas contribuições possuem variações que dependem da janela geológica estudada, partindo da taxa de frequência de reversão de polaridade do CG (MERRILL E MCELHINNY, 1977).

Dentre os assuntos que vêm sendo debatidos na literatura, alguns autores (*e.g.*,

OLSON E AMIT, 2015; BIGGIN *et al.*, 2008; OLIVEIRA *et al.*, 2018; FRANCO *et al.*, 2019) discutem que o geodínamo exibiu condições de maior estabilidade (em outras palavras, taxas mais baixas ou nulas de reversão da polaridade geomagnética) em períodos em que a principal contribuição para o CG foi dada pelo *campo dipolar axial* - que pode ser descrito pelas componentes antissimétricas do campo, como uma solução para um campo gerado por um geodínamo esférico – em relação à componente simétrica (VEIKKOLAINEN *et al.*, 2014), e que será discutido com maior profundidade dos capítulos seguintes deste trabalho.

2.3 Paleomagnetismo: aspectos gerais

O Paleomagnetismo é um ramo das Ciências da Terra que possibilita o estudo da evolução do campo geomagnético ao longo do passado geológico, através da magnetização registrada em rochas, sejam estas ígneas ou sedimentares. Também é possível estudar o registro magnético em artefatos arqueológicos, que compõe a área do Arqueomagnetismo (MCELHINNY e MCFADDEN, 2000).

A magnetização registrada em uma rocha, a partir do momento da sua formação, tende a ser um registro do campo geomagnético ambiente. (MERRILL *et al.*, 1996; BUTLER, 1998; JOHNSON E MCFADDEN, 2007; OLIVEIRA, 2017). Essa magnetização é denominada de magnetização remanente natural (MRN), e ocorre por meio de determinadas condições físicas, através da composição cristalográfica e a presença de grãos ferromagnéticos (MCELHINNY E MCFADDEN, 2000). O estudo da MRN provê informações sobre a direção e intensidade do CG, exibindo essas condições de acordo com o período de formação da rocha.

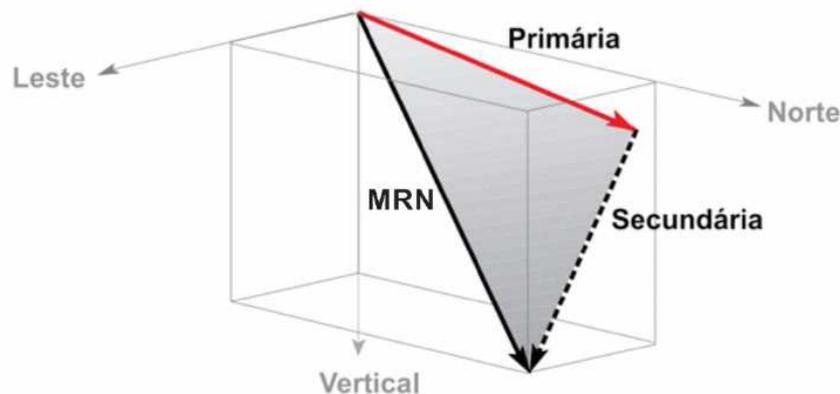


Figura 2.4: Representação vetorial da MRN. Modificado de Oliveira (2017).

Com isso, considera-se que a MRN seja a composição vetorial das componentes primárias (adquirida durante a formação da rocha no ambiente, seja ígnea ou

sedimentar) e secundárias (adquirida através de processos físicos e químicos que ocorrem ao longo do tempo) de magnetização, relacionadas ao conteúdo de portadores magnéticos (Figura 2.4). Através de métodos experimentais em laboratório, é realizada a decomposição vetorial da MRN e da componente secundária, a fim de encontrar o registro da magnetização primária da rocha a ser estudada (MCELHINNY E MCFADDEN, 2000).

Dentre os mecanismos para que a rocha registre magnetização remanente, podemos citar os quatro mais básicos (BUTLER, 2004):

(i) *Magnetização Remanente Térmica* (MRT): magnetização relacionada ao registro feito por materiais ferromagnéticos (*stricto sensu*), presentes em rochas ígneas e sedimentares. No caso das rochas ígneas, a MRT também é adquirida durante o processo de resfriamento da mesma, a partir do ponto de Curie (T_c) até a temperatura ambiente (MCELHINNY E MCFADDEN, 2000). A depender do material geológico e de como os grãos ferromagnéticos estejam dispostos em sua estrutura cristalina, estes grãos assumem diferentes volumes individuais (V_i), o que implica também em diferentes temperaturas de bloqueio (T_b). À medida em que a temperatura do material geológico cai abaixo da T_c , passando através dos respectivos valores da T_b , aumenta o tempo de relaxação da estrutura, fazendo com que a MRT seja atingida (BUTLER, 2004; MCELHINNY E MCFADDEN, 2000);

(ii) *Magnetização Remanente Química* (MRQ): adquirida através do crescimento dos grãos ferromagnéticos abaixo da T_c . Normalmente a MRQ representa um tipo de magnetização secundária, e é adquirida quando um material magnético sofre algum tipo de alteração química (BUTLER, 2004; MCELHINNY E MCFADDEN, 2000);

(iii) *Magnetização Remanente Depositional* (MRD): Esse tipo de magnetização acontece durante o processo de deposição de grãos ferromagnéticos em sedimentos, e possui influência através da mineralogia, concentração e tamanho do grão das fases magnéticas (TAUXE *et al.*, 2006), além de parâmetros físicos e magnéticos que acarretam processos de magnetização complexos (CARTER-STIGLITZ *et al.*, 2006) e,

(iv) *Magnetização Remanente Pós-deposicional* (pMRD): durante o processo de litificação dos sedimentos, a MRD pode sofrer alterações nos seus parâmetros direcionais, levando em consideração alguns fatores de realinhamento. A ação de forças hidrodinâmicas, compactação de grãos (provocando o chamado *inclination flattening* (TAUXE, 2005)), processos químicos, a precipitação de novos grãos e minerais ferromagnéticos e também a bioturbação (movimentação da fauna no leito sedimentar) formam um conjunto de fenômenos capazes de alterar os parâmetros da magnetização. Esse fatores podem alterar o arranjo dos grãos ferromagnéticos, afetando a MRD, acarretando assim em uma nova magnetização.

2.4 Reversões e excursões do CG

O CG exhibe variações de espaço e tempo, contidos em intervalos de tempo que podem variar de milissegundos até a milhões de anos (BLOXHAM *et al.*, 2002; OLSEN E MANDEA, 2007). Dentre as variações supracitadas, existe a reversão de polaridade do CG. Este fenômeno é medido através de estudos experimentais paleomagnéticos, cujo objeto de estudo são rochas que retiveram a magnetização ambiente em sua cristalografia, através da deposição (rochas sedimentares) ou do resfriamento (rochas ígneas). As informações provenientes da análise das rochas permite que seja reconstruído um modelo para o passado do CG, com ampla abrangência na escala de tempo geológica.

Devido ao comportamento do registro das reversões do CG, que ocorrem de forma aperiódica ao longo do tempo geológico, uma das formas de calibração do tempo geológico, derivado de estudos paleomagnéticos, é baseada na chamada Escala Temporal de Polaridade Geomagnética (GPTS, sigla em inglês).

Intervalos de tempo nos quais o CG se manteve com a mesma polaridade, seja normal ou reversa, são denominados *chrons* de polaridade (Figura 2.5). Entretanto, os *chrons* de polaridade podem ser interrompidos por um breve intervalo de tempo. Essas interrupções são chamadas de *subchrons de polaridade*, e constam com uma duração média de 10^5 a 10^6 anos. Quando *chrons* de polaridade duram por mais tempo, atingido uma ordem de 10^6 a 10^7 anos, esses intervalos maiores são chamados de *superchrons* de polaridade (MCELHINNY E MCFADDEN, 2000; OPDYKE E CHANNEL, 1996), estes que denotam especial atenção para o desenvolvimento deste trabalho.

Para determinadas ocasiões da história geológica, houve a ocorrência de processos de transição de polaridade aparentemente abortados, com oscilação do polo geomagnético até baixas latitudes (posições maiores que 45° em relação ao polo geográfico), mas sem reverter por completo, retornado à sua polaridade inicial. Esses eventos, na literatura, são denominados de *excursões magnéticas* (GUBBINS, 1999).

Uma das questões em aberto e que é debatida na literatura por alguns autores (*e.g.* HULOT *et al.*, 2010; LOWRIE, 2007; MERRILL E MCFADDEN, 1999) é como se dá o comportamento do CG, em especial do geodínamo, durante as transições de polaridade. É sugerido que, através de alguns estudos, a existência de um decréscimo da ordem de 10% a 20% na intensidade total do CG, com redução na contribuição da componente dipolar e, concomitante, um acréscimo na contribuição das componentes não-dipolares (BROWN *et al.*, 2007; CLEMENT, 2004; MERRILL E MCFADDEN, 1999). O tempo médio para que uma transição de polaridade finde-se por completo é da ordem de 10^3 a 10^4 anos, caso não haja uma excursão magnética (MCELHINNY E MCFADDEN, 2000).

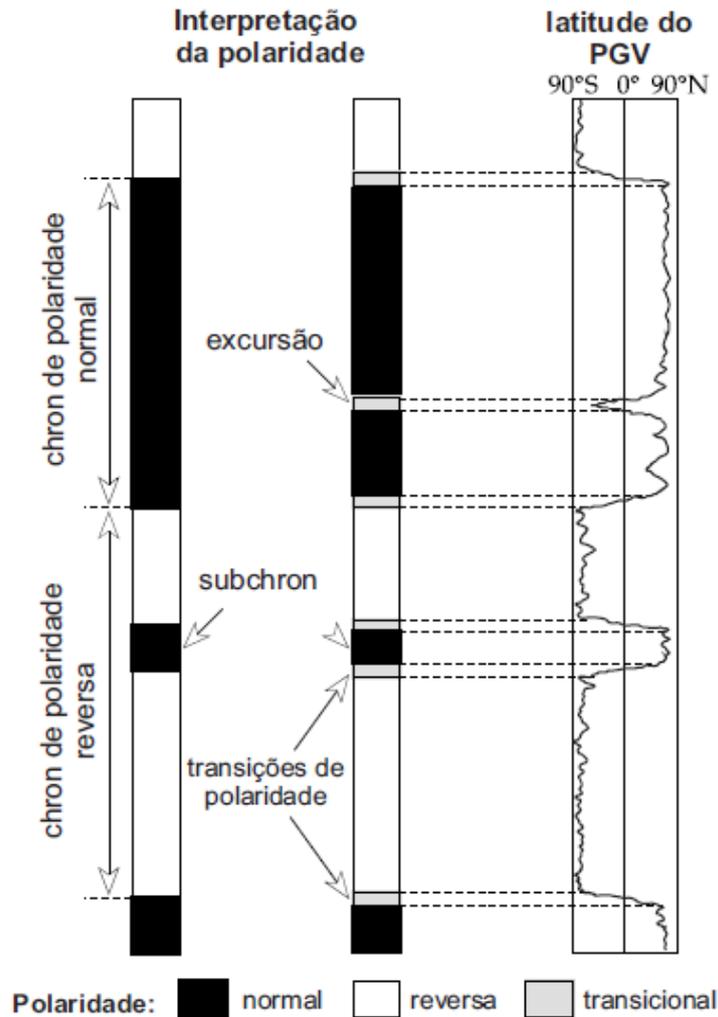


Figura 2.5: Definição das magnetozonas denominadas de *chrons*, *subchrons* e transições de polaridade. As faixas em preto representam a polaridade do CG como normal e, as faixas brancas, a polaridade reversa. Modificado de Oliveira (2017).

Na literatura, existem duas excursões bem documentadas, e ambas ocorreram durante o Brunhes: as excursões de Laschamp e *Iceland Basin*. A primeira é de grande interesse nesse trabalho. Essas excursões e os conhecimentos provenientes dos estudos das mesmas implicam que o CG, durante as excursões, perpassam por transições geométricas, ao ponto de que o dipolo axial sofre um decréscimo na sua intensidade. Entretanto, o campo não-dipolar pode passar também por um decréscimo. As excursões geomagnéticas estudadas na literatura geralmente abordam a análise a partir de caminhos de Pólos Geomagnéticos Virtuais (PGVs), e esses resultados apresentam caminhos em *loop*, sugerindo que haja possivelmente um controle repetitivo do manto inferior na geometria excursional do CG (KONO, 2007).

2.5 Variação secular e paleo-secular do campo magnético da Terra

Dentre os aspectos que residem na variação temporal do CG, existe o fenômeno observável da variação secular (VS). A VS é definida como variação temporal do CG, cuja origem é interna, e mensurável na superfície da Terra, e ocorrem em períodos cuja ordem é de 10^2 a 10^4 anos (Figura 2.5). É possível registrar a VS através de dados obtidos por observatórios magnéticos, satélites (medidas diretas) e estudos arqueomagnéticos (medidas indiretas) (HULOT *et al.*, 2010; JOHNSON e MCFADDEN, 2007; JONKERS *et al.*, 2003). A VS pode ser atribuída tanto a fatores no campo dipolar por longos períodos, tanto quanto a mudanças do campo através das contribuições não-dipolares em curtos períodos (BUTLER, 2004; OLSON e AMIT, 2006). A VS, apesar de ser uma variação temporal, resulta em mudanças direcionais do CG medido à superfície da Terra, bem como a intensidade do dipolo.

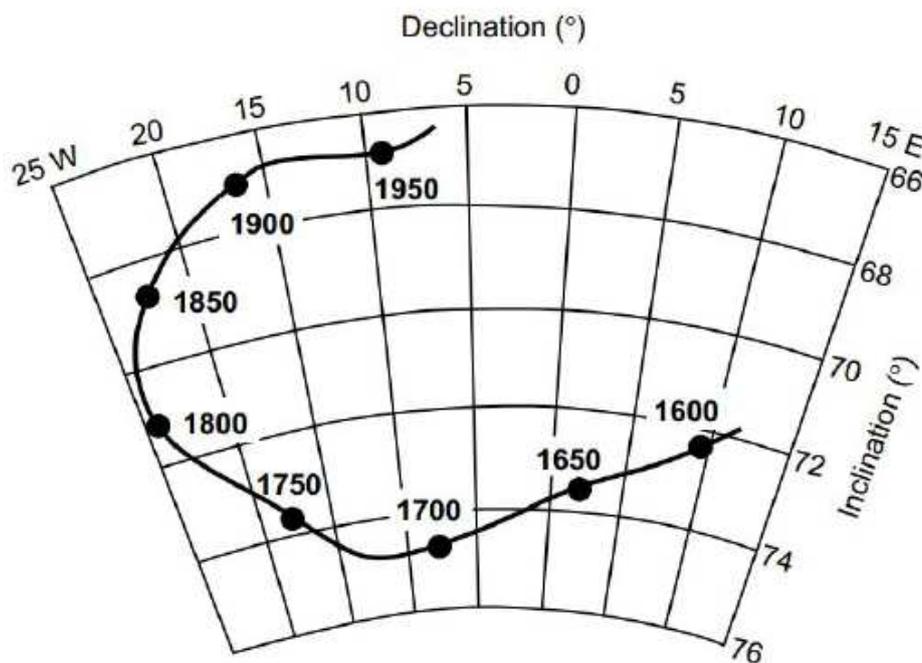


Figura 2.6: Registro das direções do CG através de quatro séculos, em Greenwich, Inglaterra. Modificado de Butler (2004).

A variação secular que abrange períodos de tempo mais longos (10^5 a 10^6 anos) é referida como variação paleo-secular (VPS). O termo VPS é utilizado na caracterização de variações direcionais do CG durante períodos geológicos nos quais a polaridade se mostrou estável (JOHNSON e MCFADDEN, 2007). A VPS pode ser estimada através de registros paleomagnéticos em rochas (medida indireta), sejam em sedimentos não consolidados ou em rochas ígneas (JOHNSON e MCFADDEN,

2007; OPDYKE e CHANNEL, 1996). Cada tipo de amostra retirada do ambiente deposicional ou vulcânico apresenta vantagens e desvantagens para serem trabalhadas em laboratório. Amostras retiradas de rochas vulcânicas possuem a característica de registrar instantes no intervalo de tempo geológico, por conta da magnetização remanente natural (MRN) ser adquirida através da magnetização remanente térmica. Porém, a desvantagem da utilização de rochas ígneas é a necessidade de uma amostragem que cubra uma região de forma a se obter um número de dados que seja capaz de abarcar um registro suficientemente longo da VPS.

Os dados obtidos de sedimentos não consolidados, que adquirem sua MRN através da magnetização remanente deposicional ou pós-deposicional (MRD/pMRD), possuem a vantagem de prover contínuos registros da VPS de longos períodos através de sítios de amostragem. A principal desvantagem associada a este tipo de objeto de estudo se dá na impossibilidade de estimativas instantâneas da VPS, devido a processos de aquisição da MRD/pMRD.

Estudos da VPS tem sido utilizados para averiguar a distribuição de direções do CG (BAZHENOV *et al.*, 2016, 2014; DEENEN *et al.*, 2011; KRIJGSMAN e TAUXE, 2006; TAUXE e KENT, 2004). A partir dos estudos feitos pelos registros, é possível apontar que o polo geomagnético realiza um movimento aleatório, com deriva para o oeste (Figura 2.6).

Uma das formas para estimar a VPS baseia-se na dispersão angular de um conjunto de polos geomagnéticos virtuais (PGVs) em função da latitude (*e.g.* BIGGIN *et al.*, 2008; HALDAN *et al.*, 2009, 2014; JOHNSON *et al.*, 2008; SMIRNOV *et al.*, 2011; VEIKKOLAINEN e PESONEN, 2014; MCFADDEN *et al.*, 1988, 1991) (Figura 2.7). Essa dispersão angular é possivelmente decorrente de mudanças de longos intervalos de tempo nas condições térmicas da IMN. Uma hipótese que emerge de estudos de VPS é de uma relação com padrões de dispersão de PGVs em função da latitude, com respeito à frequência de reversões de polaridade do CG (OLIVEIRA, 2017).

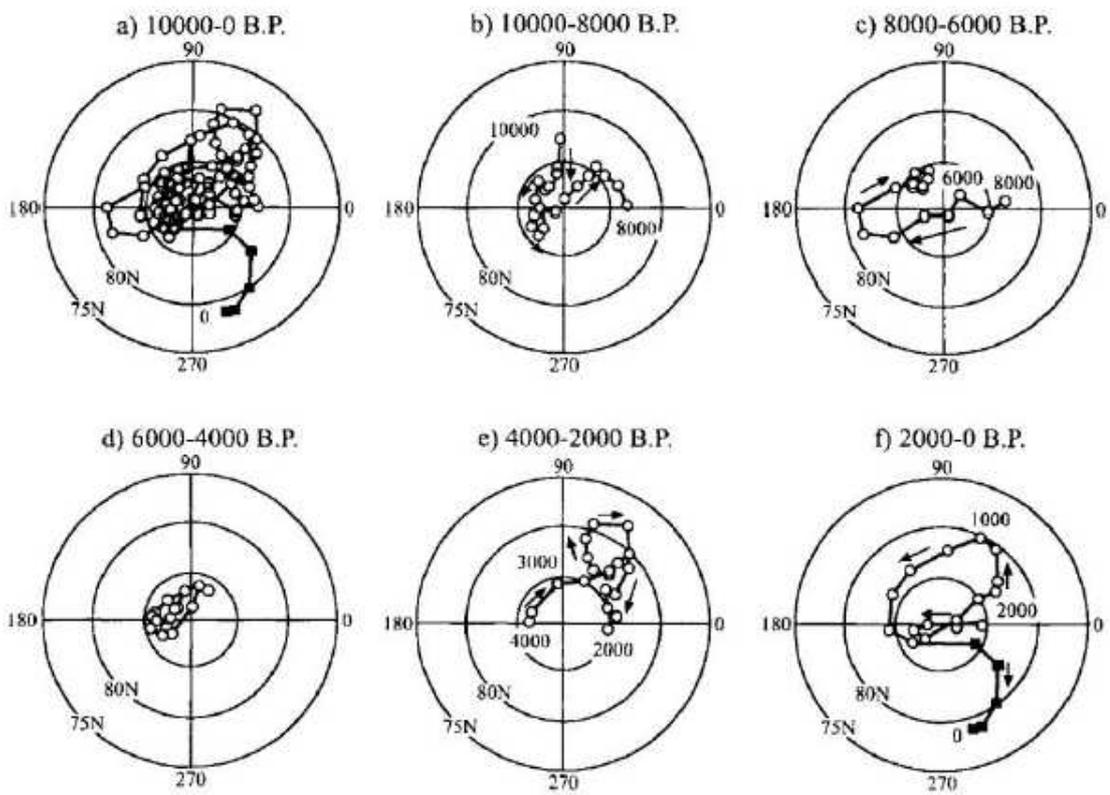


Figura 2.7: (a) Movimento do polo geomagnético ao redor do polo geográfico para os últimos 10 mil anos. (b) a (f) representação do polo paleomagnético a cada 2000 anos. Os pontos abertos representam as médias a cada século. Modificado de McElhinny e McFadden (2000).

Capítulo 3

Anomalia ΔI e a hipótese do DGA

3.1 Anomalia delta I

Um conceito que emerge dos estudos paleomagnéticos e que desempenha um papel central no estudo do CG é a hipótese do Dipolo Geocêntrico Axial (DGA) (Figura 3.1). Ao estudar o campo, é possível calcular as contribuições dipolar e não-dipolares, e mostrar que estas variam no tempo e no espaço, resultando em variações em valores de intensidade (MCELHINNY E MCFADDEN, 2000). Utilizando o harmônico zonal de grau 1 como modelo, esse conceito considera a ideia de que o CG é produzido por um único dipolo magnético, fixado no centro do planeta Terra e alinhado com o eixo de rotação do mesmo (BUTLER, 2004).

A inclinação I pode ser calculada através da seguinte expressão:

$$I = \text{tg}^{-1}[2\text{tg}(\lambda)] \quad (3.1)$$

A inclinação I varia de -90° no polo sul geográfico a $+90^\circ$ no polo norte geográfico. Considerando o modelo DGA, a declinação do campo é igual a zero, não importa aonde o ponto de observação esteja situado. A relação entre a inclinação e a latitude é fundamental para compreender aplicações tectônicas (reconstrução paleográfica) e paleomagnéticas (BUTLER, 2004).

O CG apresenta variações a longo prazo, pode-se esperar que o campo do passado mostre parâmetros diferentes do campo medido atualmente (MERRILL E MCELHINNY, 1977). Dentre esses parâmetros, a supracitada inclinação do CG também apresenta variações espaciais. Cox (1975) mostrou que existe uma diferença entre a inclinação medida do campo no passado e a inclinação observada no campo do presente. Essa diferença é denominada de *anomalia delta I*, que é descrita através da seguinte equação:

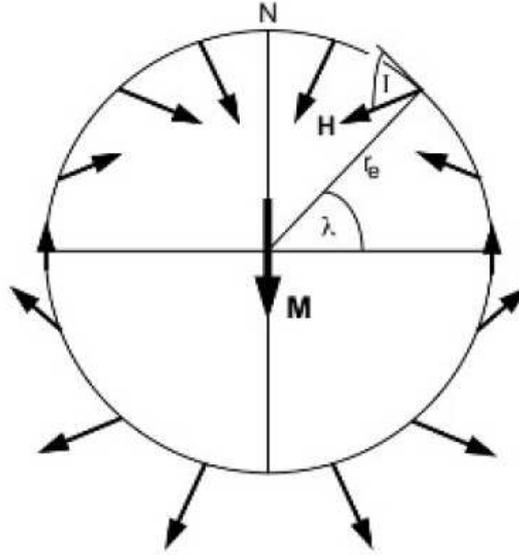


Figura 3.1: Representação esquemática para o modelo DGA. Um dipolo magnético M é centralizado no interior da Terra e encontra-se alinhado com o eixo de rotação do planeta. A latitude geográfica é λ , o raio médio da terra é r , e os vetores representam a direção e o sentido do campo magnético na superfície do planeta. A inclinação I é representada em uma localização, e N é o norte geográfico. Modificado de McElhinny (1973) e Butler (2004).

$$\Delta I = I - I_0 \quad (3.2)$$

Onde I é a inclinação observada e I_0 é a inclinação esperada para o local.

3.2 Modelo do Dipolo Geocêntrico Axial e sua validade

O campo dipolar axial é descrito pelo modelo do dipolo geocêntrico axial (DGA), que é um conceito central para a realização de estudos paleomagnéticos.

Todavia, conforme discutido por Bazhenov e Shatsillo (2010), a inclinação magnética também pode ser estimada para um campo que contém um certo conjunto de contribuições relativas entre os termos harmônicos zonais dipolar (g_1^0), quadrupolar (g_2^0) e octupolar (g_3^0). Para valores não muito grandes de $G2$ ($= g_2^0/g_1^0$) e $G3$ ($= g_3^0/g_1^0$), os desvios a partir do modelo DGA são mais pronunciados a baixas e médias latitudes, com valores mais reduzidos nos polos.

Desta forma, a inclinação magnética observada a uma determinada latitude de sítio (I_{obs}) deve ser diferente da predita pelo modelo DGA, a depender das contri-

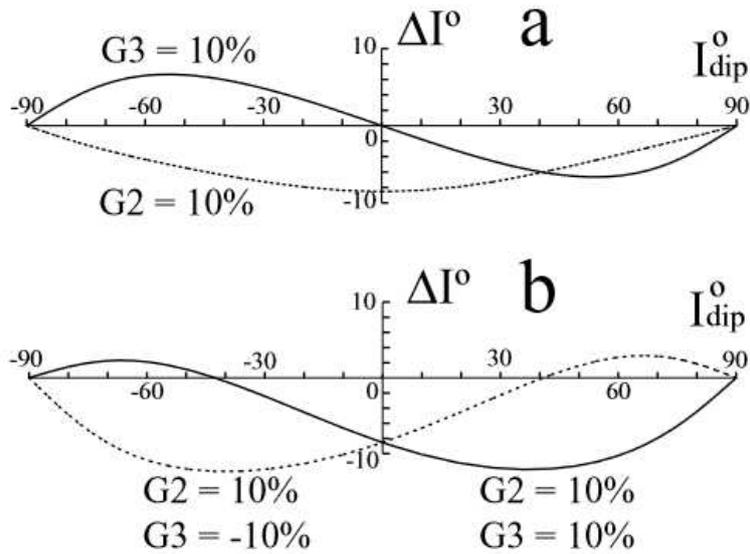


Figura 3.2: Gráficos da diferença ΔI entre a inclinação magnética observada I_{obs} e a inclinação prevista pelo modelo DGA para diferentes valores de termos zonais não dipolares. (a) $G2 = 10\%$ (linha pontilhada e $G3 = 10\%$ (linha sólida); (c) $G2 = 10\%$, $G3 = -10\%$ (linha pontilhada). Modificado de Bazhenov e Shatsillo (2010).

buições ponderadas de g_2^0 e g_3^0 frente ao termo dipolar. É possível estimar o desvio da inclinação observada do valor fornecido pelo modelo DGA pela avaliação da *anomalia delta I* (ΔI).

Um estudo sobre as reversões de polaridade do CG foi feito para o Pré-Cambriano ($\sim 4,5$ Ga - ~ 570 Ma), a fim de testar a hipótese do DGA (Veikkolainen *et al.*, 2014). Utilizando evidências fornecidas através de uma base de dados paleo-magnéticos, resultado de procedimentos experimentais com rochas selecionadas, além de análises de frequências da inclinação do CG, o estudo das reversões mostrou que a hipótese do DGA é sustentada para a janela de tempo supracitada.

Capítulo 4

Sobre os períodos geológicos de interesse

O capítulo a seguir discorre sobre os períodos geológicos estudados neste trabalho, a fim de avaliar as feições quadrupolares e octupolares e suas flutuações em diferentes condições de reversões de polaridade geomagnética.

Os dois primeiros intervalos investigados neste estudo, referentes, respectivamente, ao registro do campo geomagnético no passado recente e um dos períodos de alta taxa de reversão geomagnética, são, a saber: os últimos 50 mil anos e a Hiperzona de Polaridade Mista do Permo-triássico. Além destes, períodos com baixa taxa de reversão também receberam interesse, como o Superchron Normal do Cretáceo e o *Superchron* Reverso do Permocarbonífero.

O entendimento do CG em períodos de baixa frequência de reversão de polaridade ajudam a entender como algumas feições se comportam e variam espacialmente e temporalmente, especialmente em comparação com as mesmas feições e seus respectivos comportamentos com períodos de alta frequência de reversão de polaridade do CG (e.g. JOHNSON *et al.*, 2008; MCELHINNY AND MCFADDEN, 1997; MCFADDEN *et al.*, 1988).

Esses conhecimentos geram dados que alimentam modelos de geodínamo como o de Glatzmaier-Roberts (GLATZMAIER *et al.*, 1999) que mostra como o CG variou quando operou diante de regimes de estabilidade de polaridade diferentes. Além disso, os dados podem ser comparados com modelos para o campo mais recente, como foi feito em Biggin *et al.* (2008), comparando com o Modelo G, modelo paleomagnético que é usado para janelas geológicas mais recentes.

A importância de serem escolhidos janelas geológicas com diferentes taxas de reversão de polaridade para estudar algumas feições do campo se dá por conta da possibilidade de preencher algumas lacunas teóricas a respeito de como o CG atua a partir de diferentes cenários geodinâmicos.

4.1 Últimos 50 ka

Em um estudo para estimar o comportamento do CG para os últimos 5 Ma, McElhinny *et al.* (1996) utilizaram dados paleomagnéticos provenientes de rochas ígneas e análise de harmônicos zonais, e demonstraram que um ajuste aos parâmetros da anomalia ΔI pôde ser encontrado usando as equações 3.1 e 3.2 supradescritas. O trabalho concluiu que, para a janela de tempo avaliada, apenas a contribuição quadrupolar do CG foi bem determinada com uma precisão aceitável, e que a mesma possui o mesmo valor para as polaridades normal e reversa. Também não foi possível encontrar diferenças relevantes entre o campo médio calculado, seja qual fosse a polaridade, normal ou reversa. Esses resultados divergem de pesquisas precursoras (*e.g.*, MERRILL E MCELHINNY, 1977, 1983; SCHNEIDER E KENT, 1990; MERRILL *et al.*, 1990; JOHNSON E CONSTABLE, 1995) que indicaram a existência de diferenças entre os campos com polaridades distintas, por conta da desconsideração de fatores naturais e experimentais (*e.g.*, esforços tectônicos de segunda ordem, diferenças entre as amostras de rochas, obtenção experimental do registro magnético nas amostras de forma incorreta) (MCELHINNY *et al.*, 1996).

Posteriormente, Johnson *et al.* (2008) também fizeram uma análise do CG para os últimos 5 Ma, e encontraram diferenças entre as contribuições dos harmônicos zonais para os campos com polaridade normal e reversa. A contribuição quadrupolar e octupolar foi evidenciada, com valores diferentes para períodos distintos. Opdyke e Henry (1969) calcularam valores de inclinação média observados em sedimentos provenientes do assoalho oceânico em função da latitude. Para os últimos 5 Ma, os autores mostraram que os resultados alcançados corroboraram a hipótese do DGA, de acordo com a equação 2.6 (GUBBINS E HERRERO-BERVERA, 2007).

Dentro do tempo geológico mais recente, os últimos 50 ka receberam especial interesse nesse trabalho. Dentro dessa janela de tempo, algumas excursões magnéticas ocorrem; *Mono Lake* e *Laschamp*. A *Laschamp* foi estudada e avaliada a partir dos termos harmônicos zonais, advindos de dados provenientes de modelos encontrados na literatura, os quais serão discutidos no capítulo cinco correspondente a esta janela temporal.

4.2 *Superchron* Normal do Cretáceo

Com duração aproximada de 40 milhões de anos, o *Superchron* Normal do Cretáceo (CNS; 84 - 126 Ma) (OGG e SMITH, 2004; OGG, 2012) representa o principal intervalo de tempo em que a polaridade do CG se manteve estável (com polaridade normal) durante o Fanerozoico.

Existiram abordagens na literatura (*e.g.* BIGGIN, 2008; DOUBROVINE, 2019)

que tentaram estabelecer um melhor conhecimento científico acerca do comportamento de algumas feições do CG através da análise de PGVs para o CNS. Esses trabalhos concluíram que os resultados podem ser usados como ferramentas para determinar a variabilidade das feições do CG de primeira ordem na estabilidade do geodínamo (BIGGIN, 2008) e que o comportamento do geodínamo operou em um regime caracterizado por um alto grau de simetria, cuja energia magnética é igualmente distribuída entre as componentes harmônicas simétricas e antissimétricas do potencial geomagnético (DOUBROVINE, 2019).

4.3 Hiperzona de Polaridade Mista do Permo-triássico

Existiram também períodos nos quais as frequências de reversão de polaridade do CG foram altas e, segundo alguns autores (BIGGIN *et al.*, 2012; COURTILOT E OLSON, 2007), possivelmente foi decorrente de instabilidades relacionadas à componente dipolar do campo, através de processos físicos que ocorrem no interior do planeta e que contribuem para a geração e auto-sustentação energética do geodínamo, como discutido no capítulo 2, seção 2.1. Um desses períodos estudados é conhecido como Hiperzona de Polaridade Mista do Permo-Triássico (HPMI) (*e.g.*, GOMANKOV, 1992; HAAG E HELLER, 1991).

A HPMI conta com diversos eventos de reversão de polaridade do CG. Seu início é marcado com o surgimento de uma zona de polaridade normal, logo após o *Superchron* Reverso do Permo-Carbonífero (SRPC), transição esta discutida na literatura como Reversão *Illawarra* (SHEN *et al.*, 2010; KIRSCHVINK *et al.*, 2015), com ocorrências de reversões de polaridade de aproximadamente 5,9 por milhão de anos em média, denotando uma zona geomagnética de polaridade mista (isto é, apresenta alternância aperiódica entre as polaridades normais e reversas), compreendendo um intervalo de aproximadamente 38 Ma.

A HPMI se iniciou há aproximadamente 266,7 Ma, entre os limites do Wordiano e Capitaniano (HOUNSLOW E BALABANOV, 2016), terminado há aproximadamente 228,7 Ma (GRADSTEIN E OGG, 2004).

4.4 *Superchron* Reverso do Permo-carbonífero

Registrado ao longo de quase 56 milhões de anos durante a Era Paleozoica, o *Superchron* Reverso do Permo-carbonífero (SRPC; 262 - 318 Ma) (OPDYKE E CHANNEL, 1996; MCELHINNY E MCFADDEN, 2000; COTTRELL *et al.*, 2008) representa, até o momento, o maior intervalo de polaridade reversa conhecido de

todo o tempo geológico.

Devido a atividades geodinâmicas que ocorrem na interface manto-núcleo durante o SRPC, o fluxo de calor nesse limite é modificado, levando a processos que estabilizam a polaridade do campo e inibem reversões (MERRILL E MCFADDEN, 1994; TARDUNO, 2002; FRANCO *et al.*, 2019). Essas atividades geodinâmicas, apontadas por ocorrerem aproximadamente durante o Paleozoico Superior, possuem relação com alterações no padrão convectivo na região da IMN, através de fenômenos de subducção de uma porção de placa litosférica mais fria, que acabou por mergulhar na direção ao manto. (EIDE E TORSVIK, 1996; ISOZAKI, 2009; YIN E SONG, 2013). Por isso, a frequência de reversão de polaridade geomagnética nesta magnetozona tende a zero, e também contando com subchrons em sua duração.

O final desse *superchron* dá início à HPMI, cujo limite é denominado de *Reversão Ilawarra* (265Ma), e esse limite é alvo de discussão na literatura (*e.g.* ISOZAKI, 2009; SHEN *et al.*, 2010; STEINER, 2006).

Capítulo 5

Procedimentos e Métodos

Para a contribuição relativa de G2 e G3 ao longo dos períodos geológicos de interesse a serem avaliadas, foi conduzida uma pré-seleção de estudos paleomagnéticos disponíveis na literatura. Essa base de dados preliminar foi construída através de pesquisas em plataformas acadêmicas que dão acesso a estudos revisados por pares (e.g., *Scopus* (<https://www.scopus.com/home.uri>), *Google Scholar* (<https://scholar.google.com/>) e *Precambrian database PALEOMAGIA* (<https://paleomagia.it.helsinki.fi/>)).

A partir desse banco de dados preliminar, foi construída uma base de dados paleomagnética que atendesse a critérios de seleção bem estabelecidos pela literatura (e.g., FISHER, 1953; VANDAMME, 1994; MCELHINNY e MCFADDEN, 2000; BIGGIN *et al.*, 2008a,b; JOHNSON *et al.*, 2008). O intuito dessa seleção criteriosa foi o de se obter dados com qualidade superior e, conseqüentemente, obter resultados com a melhor qualidade possível para que seja discutido adequadamente.

Para os últimos 50 ka, partindo da seleção final de dados paleomagnéticos, foram realizados os cálculos das contribuições relativas ao dipolo do campo geomagnético G2 e G3, sendo esses resultados distribuídos ao longo do tempo. Para o CNS, HPMI e SRPC, foi realizada a interpretação da Anomalia ΔI em função da latitude de sítio que, através dos algoritmos utilizados, também forneceram valores de G2 e G3.

Tais resultados - obtidos para os intervalos de tempo de interesse, intervalos estes discutidos no capítulo 4 - foram analisados em função de suas idades correspondentes. Também foi realizada a interpretação dos resultados para as variações de G2 e G3 em todas as janelas geológicas de interesse com diferentes frequências de reversão de polaridade.

5.1 Emprego de modelos paleomagnéticos para os últimos 50 ka

Para a obtenção dos resultados de g_1^0 , g_2^0 e g_3^0 - e que possibilitaram o cálculo de G2 e G3 para esta etapa do trabalho - foram empregados bancos de dados paleomagnéticos que cobrem intervalos distintos para os últimos 100 ka:

(i) CALS10k.2 (CONSTABLE *et al.*, 2016): modelo de harmônicos esféricos ajustados a partir de dados paleomagnéticos (direcionais e de paleointensidade) dos últimos 10 ka, e que apresenta maior resolução espacial e temporal que modelos previamente propostos (*e.g.*, modelos CALS3k.x e CALS10k.1x; CALS7k.x - sendo x a versão do modelo);

(ii) LSMOD.1 (KORTE *et al.*, 2018): modelo contínuo de harmônicos esféricos globais ajustados para dados paleomagnéticos entre 30 ka e 50 ka, obtidos a partir de 68 sítios de amostragem, e que cobrem o intervalo compreendido entre as excursões *Mono Lake* (~ 33 ka) e *Laschamp* (~ 41 ka) (KORTE *et al.*, 2019).

Tais modelos permitiram o cálculo das séries de G2 e G3 em função do tempo com uma resolução temporal de 25 anos. Com os valores dos coeficientes de Gauss, foi possível o cálculo dos termos G2 e G3 através das equações 2.6 e 2.7.

5.2 Seleção e preparação do banco de dados paleomagnéticos (CNS, HPMI e SRPC)

Foi necessário a utilização de uma base de dados previamente selecionados e que passaram por critérios de avaliação (OLIVEIRA *et al.*, 2018; DOUBROVINE *et al.*, 2019; FRANCO *et al.*, 2019), para os períodos geológicos de interesse. Os dados foram selecionados por estes autores e refletem estudos paleomagnéticos desenvolvidos a partir de litologias ígneas, de acordo com os critérios de seleção apresentados as informações utilizadas foram os dados de declinação, inclinação, latitude de sítio, longitude de sítio, latitude do PGV, longitude do PGV e $\alpha 95$, provenientes destes estudos selecionados.

O banco de dados utilizado para os cálculos de G2 e G3 foi preparado segundo um novo critério adicional de escolha para a execução deste trabalho, em adicional a critérios estabelecido em trabalhos anteriores (OLIVEIRA *et al.*, 2018; DOUBROVINE *et al.*, 2019; FRANCO *et al.*, 2019). Desta forma, segue abaixo a relação de critérios de seleção:

1. Somente estudos dentro dos intervalos de tempo de interesse (CNS, HPMI e SRPC);
2. Somente dados paleomagnéticos baseados em rochas vulcânicas e intrusões,

como diques e *sills* foram considerados. Rochas plutônicas, apesar de serem ígneas, foram desconsideradas;

3. Estudos que mostram evidências de rotações de bloco entre os sítios de amostragem foram descartados;

4. Estudos que não apresentam dados direcionais (declinação e inclinação) e coordenadas de sítio (latitude e longitude) de amostragem foram descartados;

5. As direções da ChRM (magnetização remanente característica) precisam ser adquiridas por modernos processos de desmagnetização, processos esses avaliados por um código de desmagnetização Demagcode (DC) ≥ 4 (MCELHINNY e MCFADDEN, 2000). Apenas estudos com esses códigos foram considerados;

6. Dados obtidos antes de 1990 não foram considerados devido à escassez de estudos paleomagnéticos baseados em magnetômetros de alta sensibilidade (*e.g.*, *spinner* ou *SQUID*);

7. Após esses critérios de seleção terem sido utilizados, a aplicação de um ângulo de corte de 45° e também usando o método de Vandamme (1994) (Figura 5.1), baseados na latitude dos PGVs, foram utilizados para o cálculo de G2 e G3.

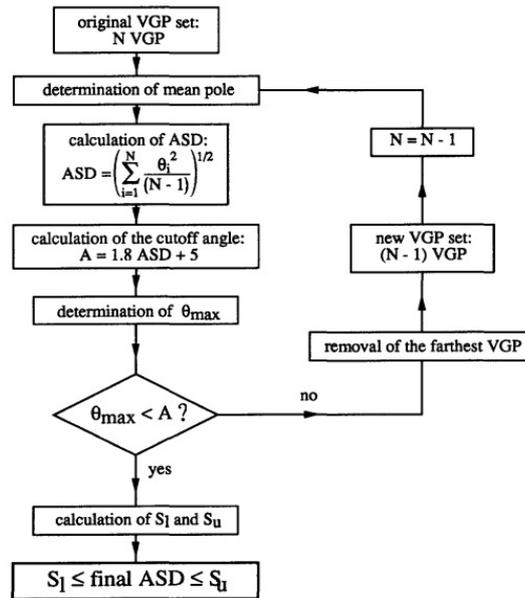


Figura 5.1: Fluxograma do método recursivo para ângulos de corte em PGVs utilizado em um dos critérios de seleção de dados paleomagnéticos neste trabalho. N é o número de PGVs, ASD é o desvio angular padrão, θ_i é o desvio angular no i -ésimo PGV, A é o ângulo de corte, θ_{max} é o desvio angular do PGV mais distante, S_l e S_u são, respectivamente, os limites de confiança inferiores e superiores de 95 por cento para o ASD. Modificado de Vandamme (1994).

Assim, um total de vinte e cinco (25) conjuntos de dados paleomagnéticos para o CNS, doze (12) para a HPMI e nove (9) para o SRPC resultaram na aplicação da relação dos critérios de seleção.

5.3 Processamento de dados paleomagnéticos selecionados

A partir dos dados paleomagnéticos devidamente selecionados e organizados, foi realizada uma etapa de processamento de dados a fim de averiguar a variação dos termos harmônicos zonais. O tratamento dos dados deu-se de forma diferente a depender do período estudado:

1. Para os últimos 50 ka, os dados de contribuição relativa G2 e G3 foram estimados a partir das equações 2.6 e 2.7 e os coeficientes de Gauss fornecidos numericamente pelos modelos CALS10k.2 e LSMOD.1, e plotados ao longo do tempo;
2. Para os outros períodos, foram utilizados algoritmos com diferentes propósitos (para averiguação da flutuação dos termos G2 e G3 ao longo do tempo e o comportamento do campo não-dipolar em relação ao dipolar em função da latitude) e representações gráficas, tais quais serão percorridos junto com os procedimentos nas subseções subsequentes.

5.3.1 Avaliação da Anomalia ΔI em função da latitude

Os dados utilizados previamente para a avaliação dos termos ao longo do tempo constaram como sendo inclinação e paleolatidade, mas para a avaliação contínua desses termos e por janela geológica de interesse, foi utilizada uma outra abordagem e outra disposição de dados, que consistiu em avaliar o comportamento do CG ao longo do planeta como um todo.

A avaliação da Anomalia ΔI em função da latitude permite encontrar, além dos valores para os termos G2 e G3 para um período como um todo, a disposição inter-hemisférica desses valores e a influência sobre tais ajustes a partir de diferentes escolhas para ângulos de corte nos dados paleomagnéticos.

Para esta etapa de análise, foram utilizadas duas rotinas de código aberto em *Python*. A primeira rotina consta da inserção de dados de declinação, inclinação, latitude e longitude de sítio e α_{95} para calcular valores de ΔI e suas respectivas incertezas. Os valores de ΔI , fornecidos pelo algoritmo, foram calculados a partir de três diferentes condições de ângulo de corte, a saber:

- (i) Nulo;
- (ii) Igual a 45° ;
- (iii) Cujo valor foi determinado pelo método de Vandamme (1994).

Entretanto, para os períodos da HPMI e o SRPC, os valores de latitude e longitude de sítio precisavam ser rotacionados antes de serem inseridos na rotina, visto que naquele período geológico, as placas estavam amalgamadas entre a Laurásia e o Gondwana, formando o supercontinente conhecido como Pangea (GALLO, 2017).

Utilizando dados de latitude, longitude e ângulo de Euler (DOMEIER *et al.*, 2012), os dados dos sítios de cada pólo foram rotacionados ao noroeste da África, utilizando o programa GMAP (TORSVIK, 1998). Esses valores, posteriormente, também foram utilizados para o cálculo do TDP nestes períodos correspondentes, seguindo o modelo proposto por Bazhenov e Shatsillo (2010). Para o CNS, esse procedimento não foi adotado, visto que para este período geológico, as placas já se encontravam separadas, mas foi realizado um teste de placa única para encontrar o TDP (BAZHENOV e SHATSILLO, 2010).

Com os valores de ΔI e seus respectivos erros calculados e utilizando, mais uma vez, os valores para latitude de sítio, foi empregada outra rotina para calcular os valores de G2 e G3 e seus respectivos valores de incerteza inferior e superior, por período, além da visualização gráfica do comportamento da função ao longo da latitude do globo. Com esse procedimento, foi possível verificar e interpretar o comportamento do campo não-dipolar dentro das janelas geológicas com frequências de reversão de polaridade do CG diferentes.

5.3.2 Cálculo do TDP para a Hiperzona de Polaridade Mista *Illawarra* e o *Superchron* Reverso do Permo-carbonífero

Com os dados de latitude e longitude para os sítios de amostragem e PGVs rotacionados para o noroeste da África, foi possível calcular o TDP para a HPMI e o SRPC. Os grupos de dados foram separados em grupos de idade, constando três: 250 Ma, 270 Ma e 290 Ma. Essa separação em grupos de idade foi utilizada porque o TDP deve coincidir com o polo geográfico (considerando um campo zonal médio) (BAZHENOV e SHATSILLO, 2010). Como os continentes se movimentam, a posição do polo geográfico em relação às placas muda ao longo dos milhões de anos. Sabendo que há movimentação entre essas placas litosféricas, o procedimento consensual na reconstrução paleogeográfica é calcularmos TDPs com intervalos de tempo entre si, visto que existem deslocamentos consideráveis entre as placas neste intervalo temporal.

Com os grupos de idade definidos, foi calculado para cada polo um plano que contém o pólo e o sítio rotacionados. A figura 5.2 apresenta uma representação esquemática para estes planos. Com isso, foi gerado um conjunto de planos para cada grupo de idade, com os valores de vetores normais ao plano. Com o conjunto de planos calculados, foi calculado um vetor normal ao plano médio que passa pelos vetores normais dos planos de cada polo. Este segundo autovetor é o TDP, e pode ser interpretado como a intersecção entre círculos que passam pelos sítios contidos nas placas e nos polos calculados a partir de cada uma. Com isso, foi calculado

o ângulo entre o TDP e o sítio rotacionado, gerando o valor de paleolatidade e, conseqüentemente, foi encontrado o valor de paleolatidade. Por fim, todos os polos foram recolocados na mesma polaridade (Norte) (BAZHENOV e SHATSILLO, 2010).

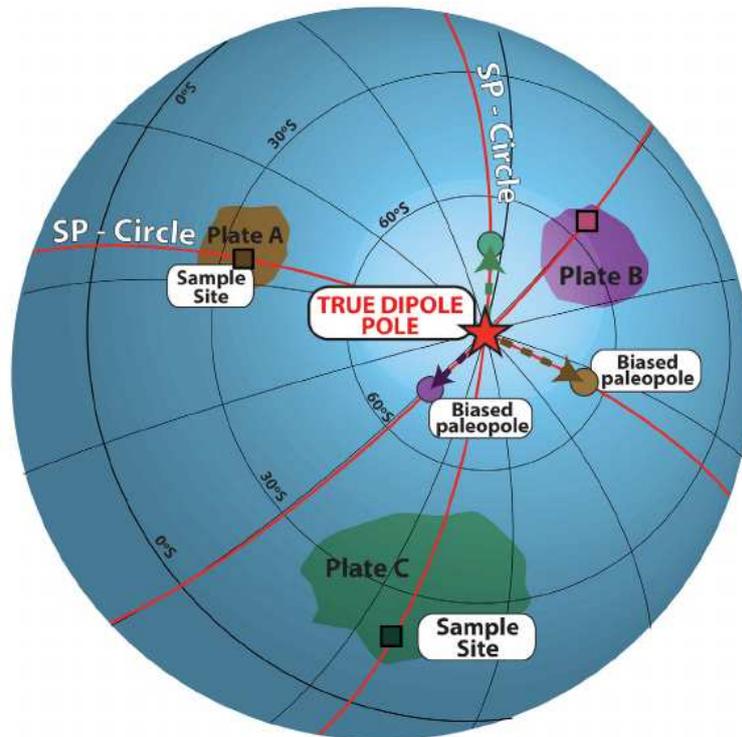


Figura 5.2: Representação esquemática da obtenção de um TDP (estrela vermelha) através da intersecção de círculos (*SP-Circle*) que perpassam as placas (*Plate A*, *B* e *C*) e os seus polos correspondentes (círculos coloridos). Modificado de Gallo *et al.*, 2017.

Para os cálculos de TDP, foram utilizadas rotinas em *Python*, mais especificamente a biblioteca *Pmagpy* (TAUXE, *et al.*, 2016). A biblioteca conta com inúmeras funções que permitem o cálculo de parâmetros e estatísticas paleomagnéticas. Dentre essas funções, foram utilizadas algumas para o cálculo do TDP. Com esses dados calculados, foi possível visualizar e interpretar o comportamento do campo não-dipolar em relação ao campo dipolar.

Capítulo 6

Resultados e discussões

Foram encontrados resultados de G2 e G3 em função do tempo e resultados de anomalia ΔI em função latitude para as janelas geológicas de interesse deste trabalho; os últimos 50 ka ($f_r \sim 4 - 5Ma^{-1}$), o CNS ($f_r \rightarrow 0$), a HPMI ($f_r \sim 5,9Ma^{-1}$) e o SRPC ($f_r \rightarrow 0$).

Para os últimos 50 ka, foram utilizados modelos disponíveis na literatura para o cálculo dos termos G2 e G3, a fim de avaliar suas respectivas flutuações ao longo do tempo. Tais dados foram obtidos através de dois modelos distintos: CALS10k.2 (CONSTABLE *et al.*, 2016) e o LSMOD.1 (KORTE *et al.*, 2018). Esses modelos gerados por séries temporais conferem um ajuste dos termos harmônicos esféricos através de dados paleomagnéticos e cobrem uma faixa temporal que compreende o CG mais recente.

Para os outros períodos foi feita uma avaliação da anomalia delta I em função da latitude, e os valores de G2 e G3 foram avaliados dentro de todas as magnetozonas que compreendem as janelas geológicas de interesse.

Após os cálculos de G2 e G3, assim como seus respectivos erros, os resultados foram reunidos e gerados em suas respectivas escalas temporais, separados nos intervalos de interesse. Também foram feitos *plots* da anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o CNS, a HPMI e o SRPC, seguindo o modelo *Time-Averaged Field model* (*TAF model*). Foi utilizado uma parte do *script* do *PALEOMATLAB*, bem como um *script* em *Python* para os cálculos e os gráficos dos termos G2 e G3 em função do tempo e da anomalia ΔI em função da latitude.

Esses resultados serão apresentados e discutidos à luz da literatura nas seções seguintes.

6.1 Os últimos 50 ka

Para análise do campo recente, resultados contidos na literatura já apresentaram estimativas para variação dos termos G2 e G3 (SCHNEIDER E KENT, 1990;

MCELHINNY *et al.*, 1996; JOHNSON *et al.*, 2008), através da representação do CG em contribuições relativas dos harmônicos esféricos em amostragens que abrangem, também, as magnetozonas do Brunhes (polaridade normal) e o Matuyama (polaridade reversa). Também foram evidenciados os resultados para a combinação dessas duas magnetozonas, abrangendo janelas geológicas de interesse mais recentes como um todo, e utilizando os resultados provenientes de dados paleomagnéticos advindos tanto de rochas ígneas como de rochas sedimentares. Os resultados para os últimos 5 Ma dos estudos citados constam nas tabelas 6.1, 6.2 e 6.3 desta seção.

Os resultados para a janela geológica de interesse foram comparados com os resultados publicados na literatura para estudos do campo recente, visto que é possível relacionar o comportamento à da frequência de reversões de polaridade. Entretanto, o método utilizado neste trabalho diferencia-se dos trabalhos citados, além também da forma de visualização da flutuação das contribuições relativas dos termos harmônicos zonais. Além disso, a janela geológica de interesse foi uma fração do que está contido dentro dos resultados para o campo recente, por conta do tipo de análise adotada precisar de uma amostragem de dados que possuíssem de valores de g_1^0 , g_2^0 e g_3^0 com intervalo de tempo bem definido entre si, que no caso do trabalho, foram avaliados em intervalos amostrais de 25 anos entre si. No paleomagnetismo, a qualidade dos modelos de campo depende da precisão e da distribuição geográfica dos dados, e uma parte da utilização desses dados se encaixam no procedimento utilizado neste trabalho. Os modelos utilizados fornecem esses valores, e com isso foi possível calcular e representar a flutuação dos termos G2 e G3 ao longo dos últimos 50 ka (CONSTABLE *et al.*, 2016; KORTE *et al.*, 2018).

Tabela 6.1: Melhor ajuste para os termos G2 e G3 e incertezas associadas para os últimos 5 Ma. N é o número de amostras. Modificado de Schneider e Kent (1990).

Chron (Polarity)	N	G2	G3
Brunhes (normal)	175	0.026 ±0.010	-0.029 ±0.015
Matuyama (reverse)	125	0.046 ±0.014	-0.021 ±0.020

Durante o desenvolvimento do procedimento, houve uma restrição da janela temporal para 50 ka, simplesmente devido à cobertura oferecida pelos modelos. Os dados também se apresentaram igualmente espaçados na janela, com resolução de 25 anos. O modelo faz uma interpolação dos dados que nos permite avaliarmos os coeficientes de harmônicos esféricos na dada janela temporal que desejarmos dentro de sua abrangência. Além disso, o motivo do modelo ter uma determinada abrangência temporal depende da disponibilidade de medidas paleomagnéticas em quantidade e distribuição espaço-tempo suficientes para que um ajuste razoável seja possível. Entretanto, como mostrado na Figura 6.1, houve uma lacuna entre 10 ka e 30 ka

Tabela 6.2: Contribuições relativas dos coeficientes de Gauss para o quadrupolo (G2) e octupolo (G3) do CG calculados através de combinações de dados paleomagnéticos para os últimos 5 Ma. N é o número de sítios (grupos ou amostras) usados no cálculo. Modificado de McElhinny *et al.*, (1996).

Grupo de dados	Polaridade	N	G2	G3
A.D.C. ¹	N	5831(442)	0.043 ±0.030	0.017 ±0.031
A.D.C. ¹	R	3659(288)	0.063 ±0.035	0.056 ±0.037
A.C.D. ²	N	4455(267)	0.041 ±0.037	0.031 ±0.035
A.C.D. ²	R	2488(163)	0.054 ±0.026	0.094 ±0.026
I.C.R. ³	N	2986(169)	0.039 ±0.028	0.029 ±0.027
I.C.R. ³	R	1422(104)	0.059 ±0.048	0.058 ±0.056
I.R. (Brunhes) ⁴	N	2045(105)	0.032 ±0.025	0.030 ±0.023
I.R. (Matuyama) ⁵	R	552(48)	N.A.*	N.A.*
O. (Com correção) ⁶	N	1376(175)	0.026 ±0.021	-0.027 ±0.019
1990 ⁷	N	(175)	0.026 ±0.010	-0.029 ±0.015
O. (Com correção) ⁶	R	1171(125)	0.035 ±0.012	-0.014 ±0.013
1990 ⁷	R	(125)	0.046 ±0.014	-0.021 ±0.020
O. (Sem correção) ⁸	N	1376(175)	0.027 ±0.021	-0.026 ±0.019
O. (Sem correção) ⁸	R	1171(125)	0.046 ±0.012	-0.011 ±0.013
I.O.C. ⁹	N	4362(344)	0.038 ±0.025	0.013 ±0.027
I.O.C. ⁹	R	2593(229)	0.049 ±0.022	0.028 ±0.024
I.O. (Brunhes) ¹⁰	N	3421(280)	0.033 ±0.019	0.010 ±0.021
I.O. (Matuyama) ¹¹	R	1723(173)	0.042 ±0.022	0.012 ±0.022
B.M.C. ¹²	N+R	5144(453)	0.038 ±0.012	0.011 ±0.012

¹Todos os dados combinados; ²Todos os dados continentais; ³Rochas ígneas continentais; ⁴Rochas ígneas (Brunhes); ⁵Rochas ígneas (Matuyama); ⁶Oceanos (correção de deslocamento); ⁷Schneider and Kent (1990); ⁸Oceanos (sem correção de deslocamento); ⁹Oceanos e ígneas continentais; ¹⁰Oceanos e ígneas do Brunhes; ¹¹Oceanos e ígneas do Matuyama; ¹²Brunhes e Matuyama combinados; *Dados disponíveis insuficientes.

Tabela 6.3: Melhor ajuste para os termos G2 e G3 para os últimos 5 Ma. Modificado de Johnson *et al.*, (2008).

Período/Magnetozone	$G_2^0 = \frac{g_2^0}{g_1^0}$	$G_3^0 = \frac{g_3^0}{g_1^0}$
Brunhes	0.02	0.01
Matuyama	0.04	0.05
0-5 Ma combined	0.03	0.03

por conta de representarem modelos diferentes, então nenhum dos modelos avaliados cobriam o período de 10-30 ka. Porém, nesse período, não há nenhum registro de excursão magnética e/ou outro tipo de comportamento do CG que pudesse ser visualizado utilizando a avaliação da flutuação dos termos G2 e G3, deixando o foco do resultado em como essa flutuação se comportou entre 0-10 ka e 30-50 ka.

Partindo dessa característica, os valores de G2 e G3 foram avaliados ao longo

do tempo, mostrando pouca variação dos valores últimos 10 ka, como mostrado na tabela 6.6. Os últimos 50 ka representam o *chron* Brunhes, com valores de G2 e G3 não muito variáveis no tempo. Johnson *et al.*, (2008) encontraram valores de G2 sendo 0.02 e G3 sendo 0.01. Esses valores são representativos para os últimos 10 ka. A contribuição relativa dos termos harmônicos zonais para a componente não-dipolar do CG para o Brunhes consta com 2-4 % do G2 e aproximadamente 1 % do G3. Também foi possível verificar a flutuação dentro do intervalo estimado outros estudos (*e.g.*, SCHNEIDER E KENT, 1990; MCELHINNY *et al*, 1996) como constam os valores apresentados para G2 e G3 nas tabelas 6.1 e 6.2.

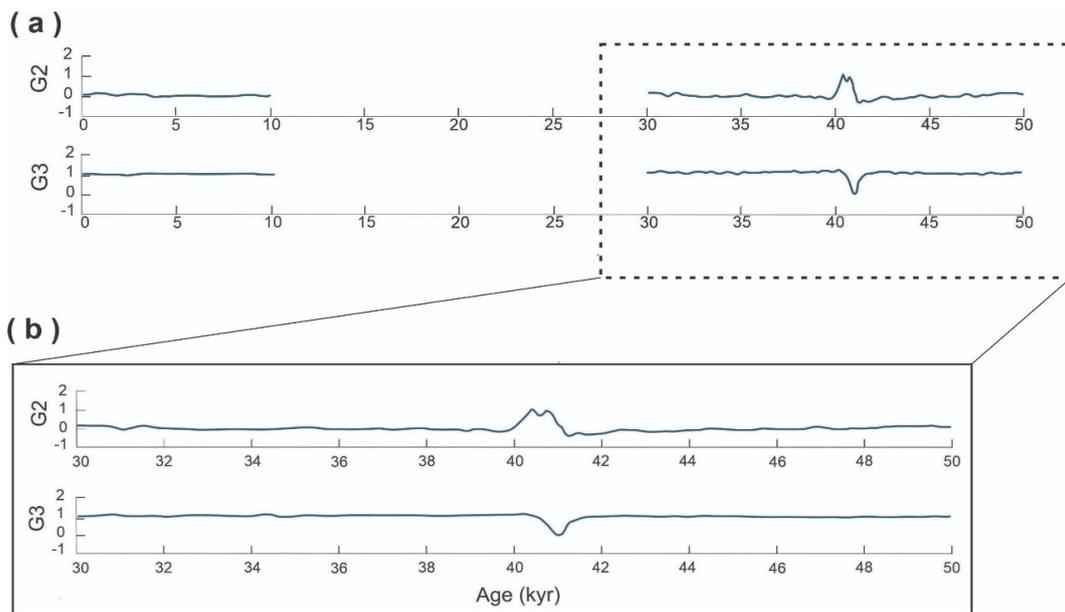


Figura 6.1: Flutuação de G2 e G3 ao longo do tempo para os últimos 50 ka. A figura a) apresenta o intervalo de tempo que compreende os dados de G2 e G3 entre 0 e 10 ka, já a figura b) apresenta o intervalo de tempo que compreende apenas o intervalo entre 30 a 50 ka.

A restrição temporal permitiu uma ênfase para as excursões de polaridade contidas na janela de 50 ka. Nesse período, como foi discutido, existiram duas excursões que são debatidas até hoje na literatura: Mono Lake (~ 33 ka) e Laschamp (~ 41 ka) (KORTE *et al.*, 2019). Essas excursões representam comportamentos do CG que refletem na flutuação das contribuições relativas dos termos não-dipolares. A vantagem da utilização de modelos para o campo recente é poder enxergar como feições do CG se comportaram ao longo do tempo, envolvendo particularmente o os dois *chrons* de polaridade mais estudados (Brunhes e Matuyama). Investigar as excursões geomagnéticas e como os termos não-dipolares se comportam frente ao termo dipolar do campo fornece uma nova frente metodológica para a discussão desses termos e como eles podem contribuir para entendermos melhor o comportamento do CG de formas mais pontuais. Além disso, utilizando os dados, de origem sedimentar e ígnea, dos

modelos para a janela temporal de interesse, foi possível fazer uma análise do CG e suas excursões de forma global, e não apenas dependentes de maneira regional o que, muitas vezes, se mostra uma análise inconsistente (KORTE *et al.*, 2019).

Essa flutuação dos termos pôde ser observada para os últimos 50 ka, com atenção especial para a excursão Laschamp, onde foi encontrado um padrão de variação dos termos G2 e G3 bem distinto de como estes termos vinham se comportando ao longo de toda essa janela geológica.

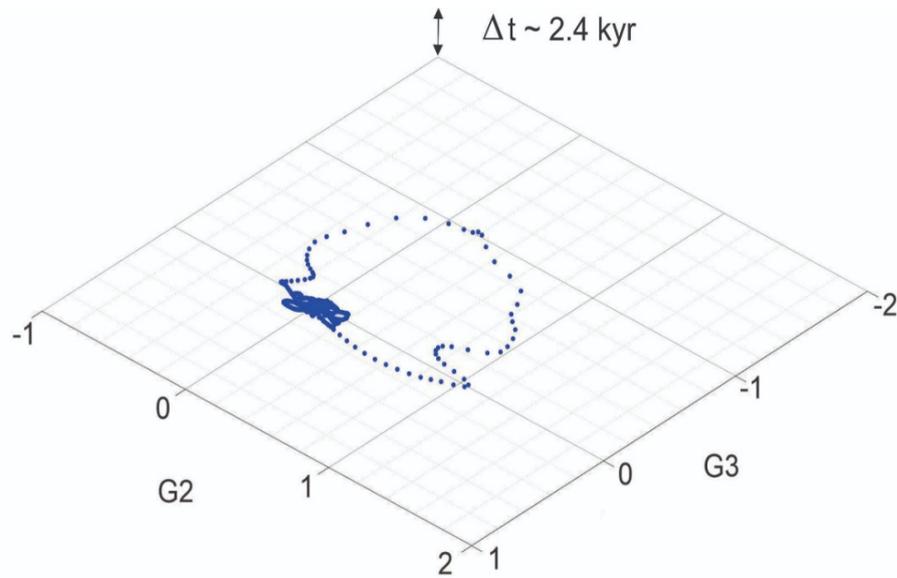


Figura 6.2: Termo G2 em função de G3 para o intervalo de 30 a 50 ka. A flutuação dos dois termos gerou o evento de variação dos termos G2 e G3 na excursão Laschamp, em destaque na figura, e durou aproximadamente 2.4 ka.

Visto apenas em duas dimensões, o termo G2 em função do termo G3, é possível enxergar uma grande concentração de dados para ambos os termos. Todavia, existe também uma distribuição desses dois termos ao longo de intervalos que compreendem valores negativos e positivos mais distribuídos, constando um padrão único nessa distribuição, mostrando uma possível anti-correlação entre os termos, como mostrado na Figura 6.3.

Para entendermos melhor o comportamento de G2 e G3 durante o período da Laschamp, fizemos o cálculo de correlação cruzada entre os termos G2 e G3. O procedimento escolhido foi o que encontra os valores do coeficiente de correlação cruzada para determinados valores de *lag* entre duas séries temporais de dados, nesse caso, G2 e G3. Isso porque verificamos o grau de coerência entre os termos investigados para os três períodos das séries temporais entre 30 e 50 ka. O valor de *lag* determina o grau de deslocamento entre duas séries temporais (KULHÁNEK, 1976; DAVIS, 1986). O coeficiente de correlação cruzada é dado pela expressão

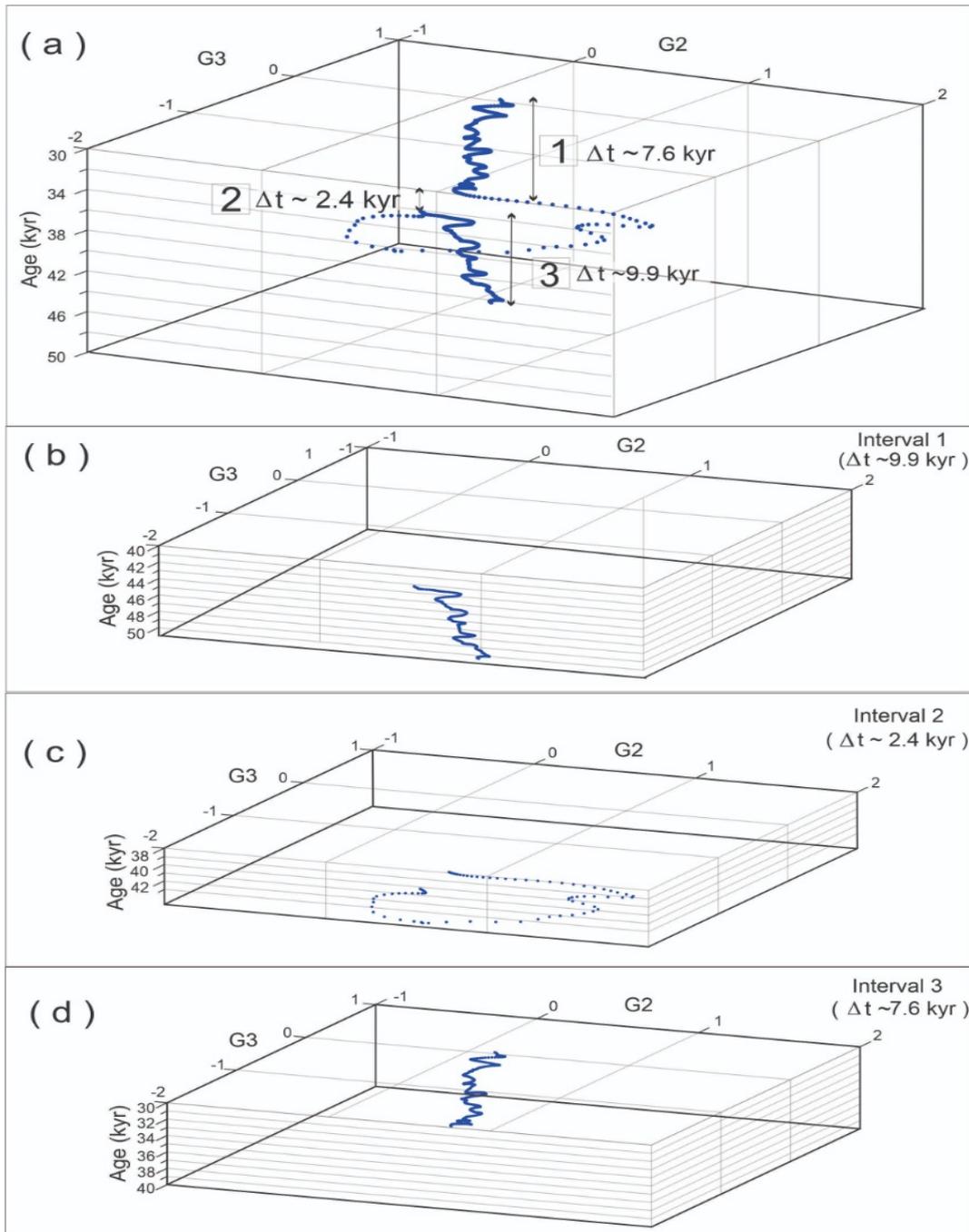


Figura 6.3: Termos G2 e G3 representados graficamente em função do tempo. **1**, **2** e **3** representam a duração dos eventos percorridos. **(a)** representa a flutuação das contribuições relativas dos termos não-dipolares com a componente dipolar do CG para o período que abrange 30 a 50 ka. **(b)** representa o período antes dessa encontrada variação dos termos G2 e G3 na excursão Laschamp, no qual os termos G2 e G3 não variaram muito além do zero, começando em 30 ka e que durou aproximadamente 7.6 ka. **(c)** representa apenas o comportamento onde pode ser observada essa flutuação dos termos G2 e G3 que variaram em conjunto e para além dos valores anteriores. A figura **(d)** representa o comportamento da flutuação dos termos G2 e G3 após a excursão Laschamp, e que se parece muito com o comportamento anterior à observada variação de G2 e G3. Durou por aproximadamente 9.9 ka, até os 50 ka.

$$r_k = \frac{n \cdot \sum_{i=1}^n [(G2)_{i+k}] \cdot (G3)_i - \sum_{i=1}^n (G2)_{i+k} \cdot \sum_{i=1}^n (G3)_i}{\sqrt{\left[n \cdot \sum_{i=1}^n (G2)_{i+k}^2 - \left[\sum_{i=1}^n (G2)_{i+k} \right]^2 \right] \cdot \left[n \cdot \sum_{i=1}^n (G3)_i^2 - \left[\sum_{i=1}^n (G3)_i \right]^2 \right]}} \quad (6.1)$$

onde n é o número de pares G2 e G3 representados por i -ésimos mais k -ésimos G2 e i -ésimos G3. Os valores de lag variam entre $-\sqrt{N} + 10$ e $\sqrt{N} + 10$. A equação acima mostra o quanto um conjunto de dados é deslocado um do outro de forma relativa, denotado pelo valor de k . Nas posições de lag nos quais as duas séries temporais apresentam similaridade, os valores de correlação serão positivos ou negativos, denotando alta correlação cruzada. Quando os valores são nulos, implicando uma soma pequena, a correlação cruzada entre as duas séries temporais será dita improvável (DAVIS, 1986; TELFORD *et al.*, 1990).

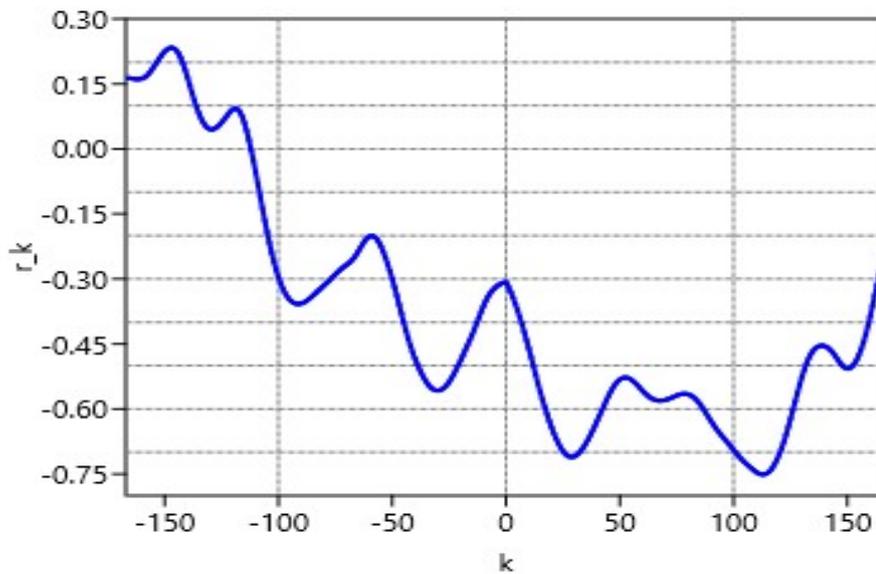


Figura 6.4: Gráfico de valores de correlação em função dos valores de lag para o período 1 ($\sim 30.0-37.6$ ka)

Os valores de correlação cruzada para $lag = 0$, ou seja, quando não há atraso entre as duas séries temporais e espera-se que o valor de correlação cruzada para $lag = 0$ seja o mais adequado para interpretar se há ou não correlação entre as duas séries foram demonstrados na tabela 6.4, para as séries temporais G2 e G3 antes, durante e depois do evento da denominada variação de G2 e G3 observada durante a excursão de Laschamp.

Para o cálculo de correlação cruzada, os valores variam entre -1, 0 e 1. O maior

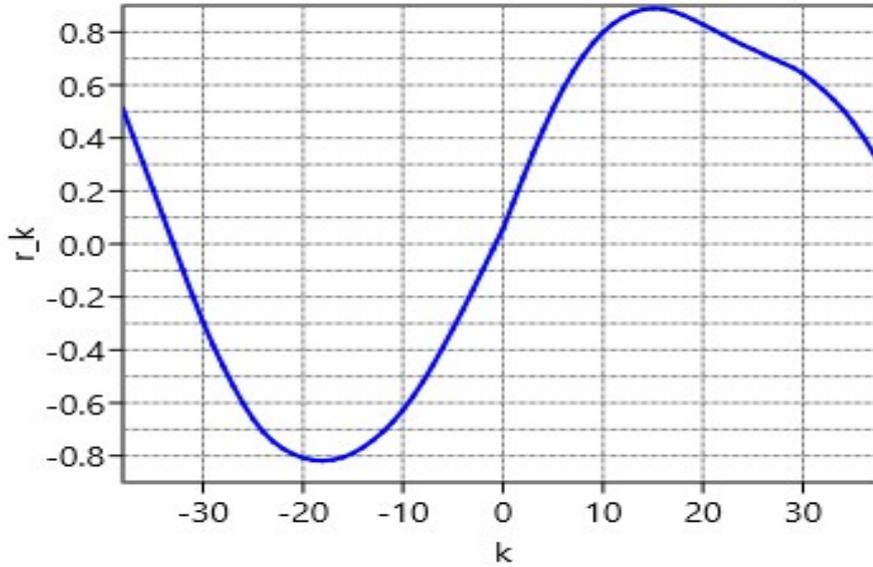


Figura 6.5: Gráfico de valores de correlação em função dos valores de *lag* para o período 2 (~37.6-41.8 ka)

Tabela 6.4: Valores de correlação cruzada para $lag = 0$ (r_0) para os três períodos relativos ao teste.

$\Delta t(\text{ka})$	r_0
~ 9.9	-0.307
~ 2.4	0.057
~ 7.6	-0.081

valor absoluto, para os três cenários das séries temporais, foram encontrados com alguns valores de *lag* distantes do zero, onde mostra quando há relação entre as duas séries. Esses valores foram representados na tabela 6.5.

Tabela 6.5: Valores de correlação cruzada durante a excursão Laschamp antes, durante e depois da variação dos termos G2 e G3 na excursão Laschamp.

Δt (ka)	r_k	<i>lag</i>
~ 9.9	-0.751	113
~ 2.4	0.889	15
~ 7.6	-0.704	-130

Para fins comparativos e de discussão de resultados, foram calculados os valores de correlação cruzada para o período de 0 a 10 ka. Esses valores constam na tabela

6.6.

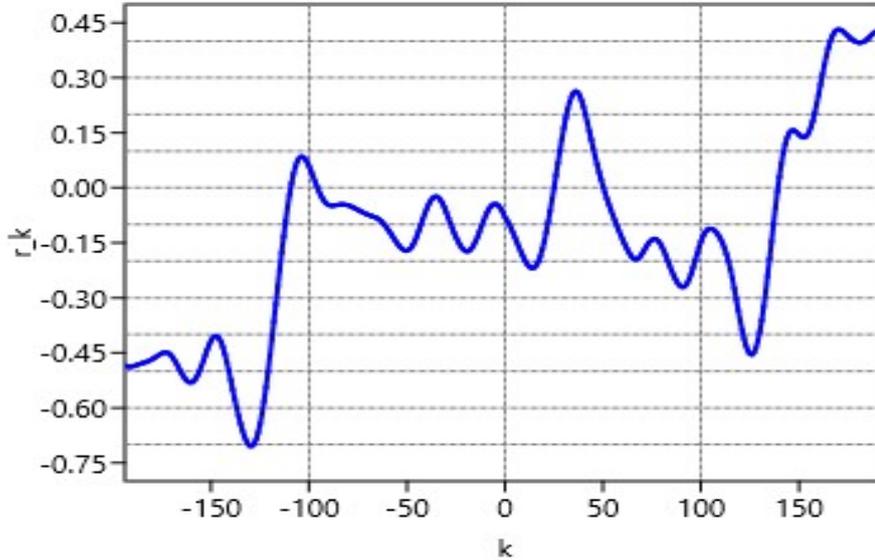


Figura 6.6: Gráfico de valores de correlação em função dos valores de *lag* para o período 3 (~41.8-50.0 ka).

Tabela 6.6: Valores de correlação para *lag* = 0 e absoluto para os últimos 10 ka.

Período	r_0	r_{-195}
0-10 ka	-0.300	0.584

Durante o período no qual houve a variação de G2 e G3 durante a excursão, a correlação cruzada para *lag* = 15 é aproximadamente 0.889, mostrando uma correlação significativa entre os termos, principalmente quando consideramos que os valores mais próximos de 1 para o período anterior e posterior ao evento descrito constam em *lags* muito mais além do valor 15, não mostrando também valores próximos de 1 tanto quanto o caso da variação constatada. Para o valor de *lag* = 0, o resultado de 0.057 mostra uma quase inexistente correlação linear. Antes e depois da variação, os valores de correlação absoluta são parecidos, e são representados em *lags* na ordem de cem. Além disso, para os últimos 10 ka, o valor de correlação para o *lag*=0 é bem próximo do valor para o período anterior à observada variação dos termos G2 e G3. Isso levanta algumas hipóteses sobre o comportamento do CG durante as excursões e que foram discutidas de maneira mais apropriada no capítulo de conclusões.

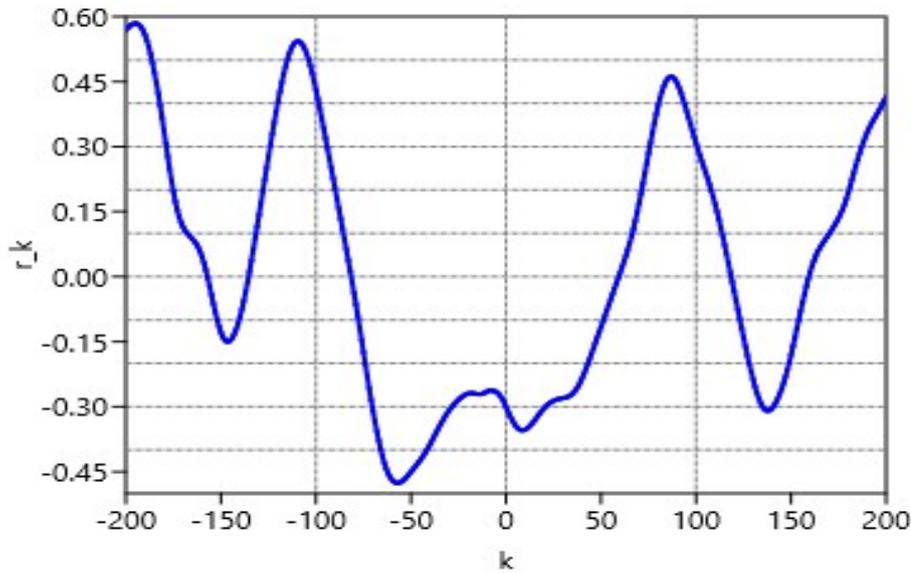


Figura 6.7: Gráfico de valores de correlação em função dos valores de *lag* para os últimos 10 ka.

Quando os valores de G2 e G3 foram representados graficamente em três dimensões, sendo a nova dimensão a do tempo, foi possível enxergar também o mesmo padrão, mas com mais detalhes de resolução. O padrão de variação dos termos G2 e G3 na excursão Laschamp contido na representação mostra que houve uma variação abrupta dos termos G2 e G3, em conjunto, durante o período que coincide com a excursão de Laschamp, como mostra a figura 6.4. Quantitativamente, os valores de G2 e G3 antes, durante e depois da excursão calculados são demonstrados na tabela 6.7.

Tabela 6.7: Termos G2 e G3, em média, para os intervalos de tempo antes, durante e após a variação dos termos G2 e G3 na excursão Laschamp.

G2xG3 (Laschamp)	G2	G3
Antes	0.024	0.040
Durante	0.293	-0.227
Depois	0.006	-0.008

Esses valores quantificados de G2 e G3 antes, durante e depois da variação dos termos G2 e G3 para o período em questão permitem avaliar a flutuação dos valores para o período excursional do CG no Laschamp, e podemos observar um incremento significativo em relação à porcentagem dos valores para essas condições separadas.

Também foi construída uma tabela comparando a média de G2 e G3 para o período de 30 a 50 ka com os demais períodos avaliados neste trabalho, constando na tabela 6.8.

Tabela 6.8: Média dos termos G2 e G3 para os intervalos 0-10 ka, 30-50 ka, CNS, HPMI e SRPC.

Intervalo	G2	G3
0-10 ka	0.047	0.001
30-50 ka	0.042	-0.005
CNS	0.081	0.025
HPMI	0.317	0.256
SRPC	0.569	0.304

Os valores destacados na tabela acima mostram como os termos G2 e G3 flutuaram de maneira distinta ao longo desses períodos. Vale ressaltar que, para janelas de tempo mais longas (CNS, HPMI e SRPC) esses valores são comumente computados como uma média, para janelas temporais mais finas, como no caso dos últimos 10 ka e 30-50 ka, esses valores geralmente são calculados discretamente a partir de alguma resolução, porém, neste estudo, foi calculada a média para que pudéssemos fazer um comparativo dos valores G2 e G3 com essas janelas mais profundas, além da comparação com os valores de G2 e G3 para as janelas geológicas mais recentes encontrados na literatura.

Para a excursão Mono Lake, não foram encontradas flutuações nos termos G2 e G3 ao longo do tempo. Os resultados encontrados para as duas excursões serão melhores debatidos no capítulo de conclusões.

6.2 *Superchron* Normal do Cretáceo

A distribuição dos dados para o CNS deu-se de forma consistente no sentido da abrangência inter-hemisférica dos dados utilizados, constando 12 dados para o hemisfério sul e 13 dados para o hemisfério norte. Isso significa que a avaliação do CG para o período de interesse foi global, não deixando lacunas latitudinais.

Para o CNS, foram notadas flutuações na anomalia ΔI no sentido negativo do eixo, denotando um alongação para baixo, nos três cenários adotados (sem ângulo de corte, com ângulo de corte igual a 45 e com o método de Vandamme (1994) para o ângulo de corte). A curva vermelha do modelo mostra a influência direta dos termos não-dipolares sobre o termo dipolar, isto é: quanto mais distante do eixo pontilhado, maior a contribuição dos termos não-dipolares frente ao termo dipolar. Além disso, foram calculados os termos G2 e G3 para o CNS, seguindo os cenários de ângulo de corte, e foram encontrados contribuições, somando os termos G2 e G3,

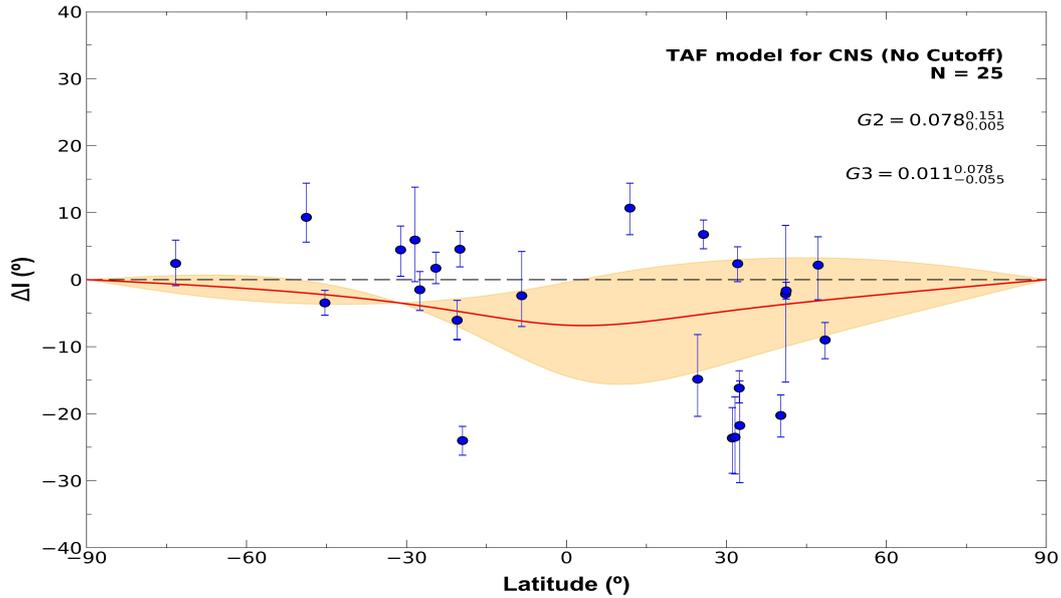


Figura 6.8: Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o CNS sem ângulo de corte aplicado, com limite de confiança de 95% calculado através do método de *bootstrap*. A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.

da ordem de 8,9% (sem ângulo de corte), 10,9% (ângulo de corte de 45) e 11,8% (método de Vandamme (1994)), como mostram as figuras 6.8, 6.9 e 6.10.

Além da ampla cobertura latitudinal, também houve uma ampla cobertura temporal, em relação à duração do *superchron* em questão. Isso também ajuda a entender melhor como as feições não-dipolares do campo apresentaram seus comportamentos ao longo de todo o CNS, e não apenas em um determinado instante no tempo. A estimativa da flutuação dos termos não-dipolares nas coberturas temporais e espaciais foi feita com a combinação da análise da anomalia ΔI e das contribuições relativas dos coeficientes e Gauss para o quadrupolo e o octupolo. O primeiro método versa sobre o quão o CG desvia de um GAD, enquanto o segundo mostra qual a influência dos termos zonais não-dipolares sobre esse desvio do GAD. Essa combinação não foi utilizada na literatura para as janelas geológicas alvo de interesse deste trabalho.

6.3 Hiperzona de Polaridade Mista do Permtriássico

Para o HPMI, os resultados apresentaram certa consistência no que se espera

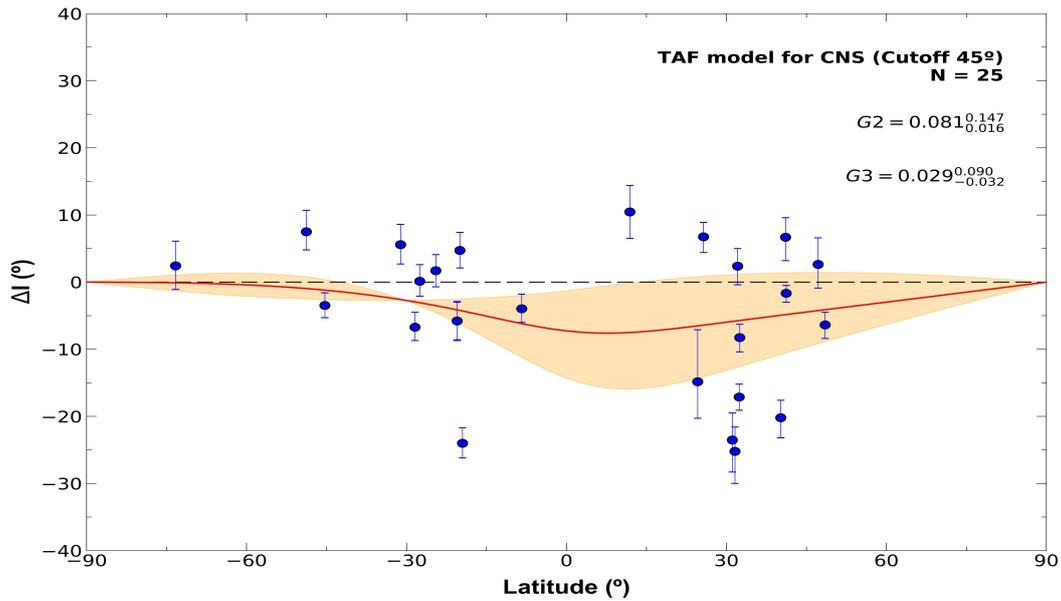


Figura 6.9: Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o CNS com ângulo de corte aplicado igual a 45 graus, com limite de confiança de 95% calculado através do método de *bootstrap*. A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.

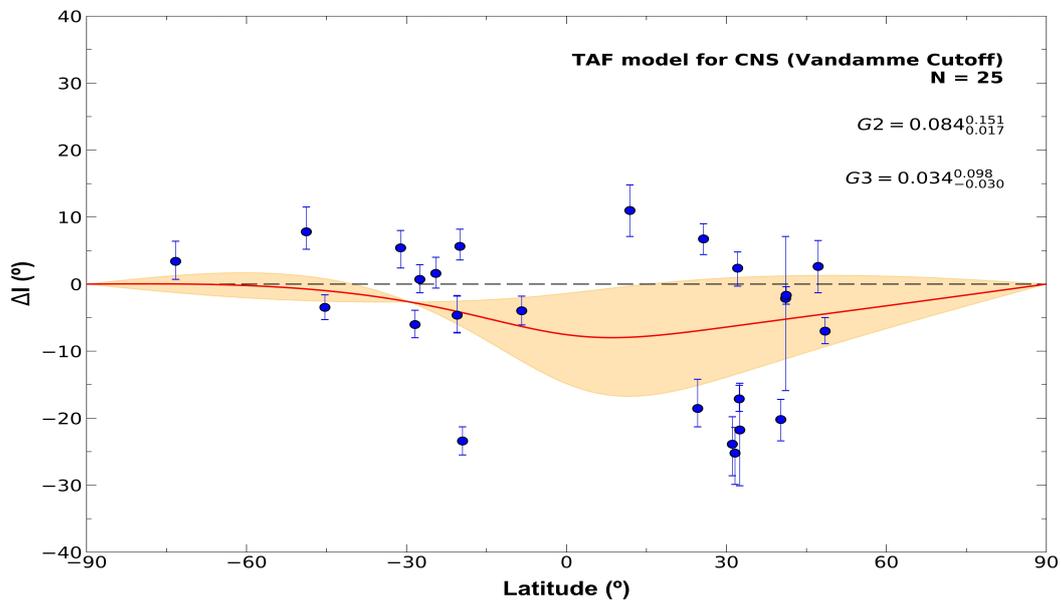


Figura 6.10: Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o CNS com ângulo de corte aplicado através do método de Vandamme (1994), com limite de confiança de 95% calculado através do método de *bootstrap*. A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.

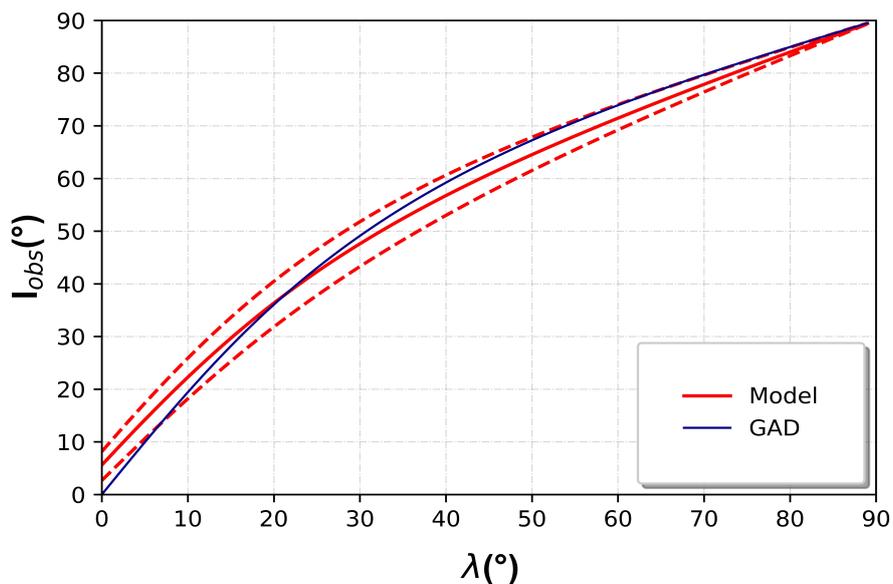


Figura 6.11: Valores de inclinação observada em função da paleolatidade para o CNS. A curva azul representa o GAD. A curva vermelha representa o melhor ajuste para um modelo de campo com valores de $G_2 = 0.081$ e $G_3 = 0.025$ para o CNS. As curvas vermelhas pontilhadas representam o limite superior e inferior para o ajuste do modelo de campo.

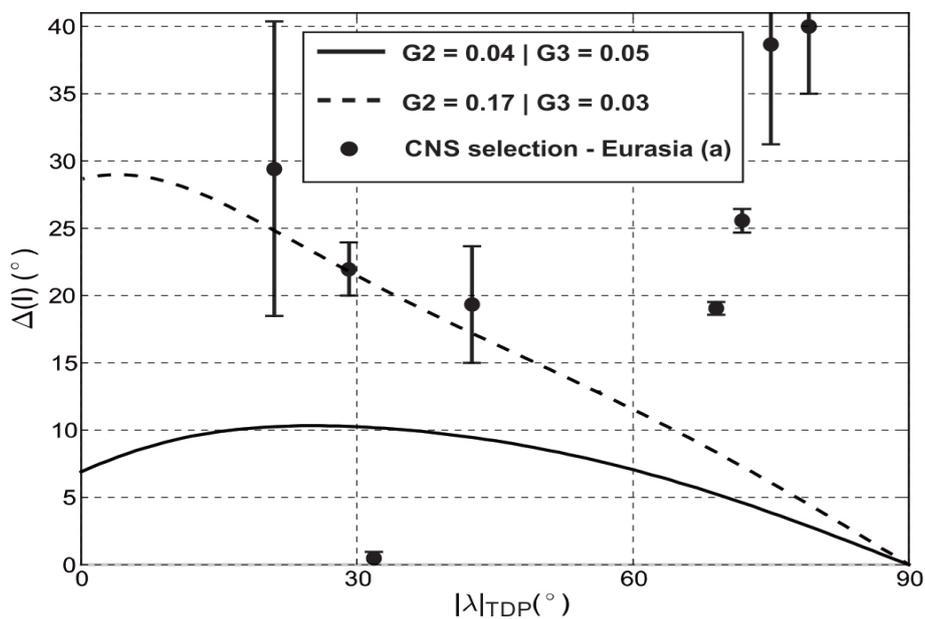


Figura 6.12: Valores de ΔI em função dos valores de paleolatidade corrigidos através do cálculo do TDP. A curva preenchida representa o melhor ajuste usando os harmônicos zonais $G_2 = -0.04$ e $G_3 = -0.05$ e a curva pontilhada mostra o ajuste utilizando os valores de ΔI do campo com $G_2 = -0.17$ e $G_3 = -0.03$. Esses valores para as curvas foram calculados através de um grupo de dados paleomagnéticos para o Pré-cambriano (VEIKKOLAINEN, 2014c). Os pontos mostram os valores de ΔI para o CNS, bem como suas respectivas incertezas.

Tabela 6.9: Tabela com resultados numéricos de G2 e G3, suas respectivas incertezas e idades para o CNS.

Referências	G2	G3	Idade (Ma)
Butler <i>et al.</i> (1991)	0.107 ± 0.031	0.410 ± 0.030	~ 74.0
Gunderson e Sheriff (1991)	-0.085 ± 0.010	0.723 ± 0.009	~ 75.0
Doh <i>et al.</i> (2002)	0.456 ± 0.042	0.201 ± 0.023	~ 78.0
Yi <i>et al.</i> (2015)	-0.840 ± 0.026	0.546 ± 0.020	~ 80.0
Huang <i>et al.</i> (2013)	-0.495 ± 0.018	-0.120 ± 0.039	~ 88.0
Riisager <i>et al.</i> (2001)	-0.164 ± 0.065	-0.162 ± 0.049	~ 90.0
Chi and Dorobek (2004)	0.432 ± 0.031	-0.110 ± 0.089	~ 100.0
Font <i>et al.</i> (2009)	-0.318 ± 0.028	0.227 ± 0.022	~ 102.0
Chen <i>et al.</i> (2017)	-0.361 ± 0.020	0.247 ± 0.010	~ 104.0
Zhu <i>et al.</i> (2008)	0.025 ± 0.010	0.296 ± 0.012	~ 112.0
Lhuillier <i>et al.</i> (2016)	0.537 ± 0.002	0.160 ± 0.002	~ 114.0
Rao e Rao (1996)	0.439 ± 0.086	0.074 ± 0.061	~ 117.5
Yang <i>et al.</i> (2015)	-0.520 ± 0.013	0.185 ± 0.012	~ 119.0
Bohnel <i>et al.</i> (2002)	-0.252 ± 0.040	-0.222 ± 0.059	~ 120.0
Ma <i>et al.</i> (2014)	-0.239 ± 0.007	-0.136 ± 0.006	~ 126.0
Raposo e Ernesto (1995)	-0.291 ± 0.023	0.003 ± 0.022	~ 132.0

Tabela 6.10: Continuação da tabela 6.9 com resultados numéricos de G2 e G3, suas respectivas incertezas e idades para o CNS.

Referências	G2	G3	Idade (Ma)
Raposo <i>et al.</i> (1998)	0.226 ± 0.035	-0.252 ± 0.014	~ 132.0
Ernesto <i>et al.</i> (1999)	-0.431 ± 0.004	0.055 ± 0.004	~ 132.0
Solano <i>et al.</i> (2010)	-0.661 ± 0.008	0.237 ± 0.004	~ 132.0
Dodd <i>et al.</i> (2015)	-0.230 ± 0.014	0.057 ± 0.019	~ 134.0
Zhao <i>et al.</i> (1990)	0.324 ± 0.013	0.374 ± 0.004	~ 154.5
Ren <i>et al.</i> (2016)	0.445 ± 0.015	0.072 ± 0.014	~ 155.0
Iglesia Llanos <i>et al.</i> (2003)	-0.465 ± 0.019	-0.263 ± 0.071	~ 156.5
Lemna <i>et al.</i> (2016)	0.385 ± 0.039	0.109 ± 0.039	~ 180.0
Kosterov e Perrin (1996)	0.134 ± 0.020	-0.187 ± 0.021	~ 183.0

para um período geológico com alta taxa de reversão de polaridade do CG. A curva que determina a anomalia ΔI ficou bem inflexionada em relação ao eixo que representa um hipotético GAD, além disso os valores de G2 e G3, que representam as componentes não-dipolares do CG, somados, apresentaram uma grande contribuição frente ao dipolo, explicitando assim um comportamento minimamente coerente para a alta taxa de reversão de polaridade do campo para o período em questão (Figuras 6.13, 6.14 e 6.15 e tabela 6.11).

A limitação da análise por esse método para o período, porém, ficou por conta das grandes incertezas para os termos G2 e G3. A área que representa esse limite de confiança cobriu quase toda a latitude sul do globo, fazendo com que os valores da anomalia ΔI serem esperados longe de uma situação GAD, mas também como muito próximos. Esse resultado levanta uma conclusão dúbia a respeito do comportamento do CG durante esse período. Essa limitação existe por conta da pouca quantidade de dados utilizados nesse período, e as possíveis soluções para esse imbróglie estatístico será discutido na seção do *Superchron* Reverso do Permo-carbonífero, visto que os dois períodos geológicos tiveram limitações parecidas nesse sentido.

6.4 *Superchron* Reverso do Permo-carbonífero

Para o SRPC, tanto os resultados para anomalia ΔI quanto os resultados de G2 e

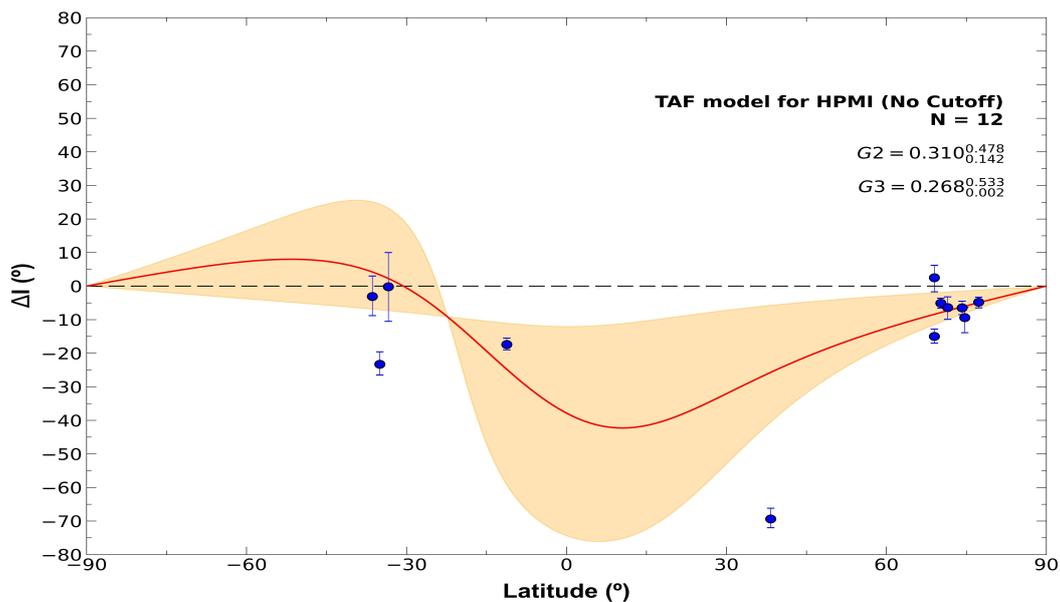


Figura 6.13: Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o HPMI sem ângulo de corte aplicado, com limite de confiança de 95% calculado através do método de *bootstrap*. A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.

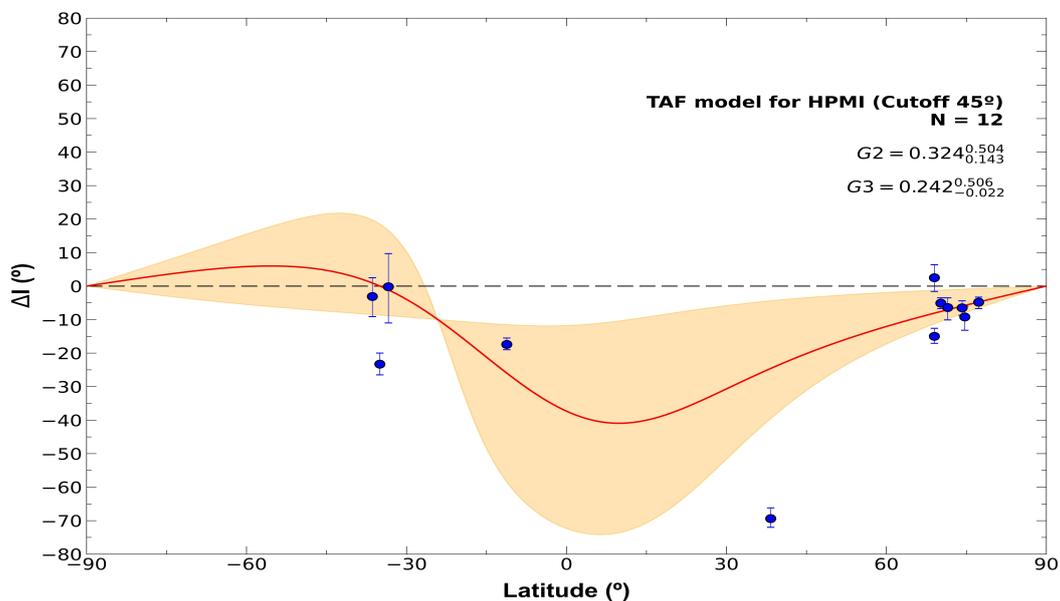


Figura 6.14: Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o HPMI com ângulo de corte aplicado igual a 45 graus, com limite de confiança de 95% calculado através do método de *bootstrap*. A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.

Tabela 6.11: Tabela com resultados numéricos de G2 e G3, suas respectivas incertezas e idades para a HPML.

Referências	G2	G3	Idade (Ma)
Heunemann <i>et al.</i> (2004)	-0.367 ± 0.034	0.055 ± 0.025	~ 250.0
Kravchinsky <i>et al.</i> (2002a)	-0.527 ± 0.013	0.201 ± 0.097	~ 250.0
Kravchinsky <i>et al.</i> (2002b)	-0.245 ± 0.177	0.482 ± 0.076	~ 250.0
Latyshev <i>et al.</i> (2018)	0.400 ± 0.012	0.046 ± 0.009	~ 250.0
Pavlov <i>et al.</i> (2011)	0.150 ± 0.041	0.010 ± 0.041	~ 250.0
Tomezzoli <i>et al.</i> (2009)	0.338 ± 0.047	0.354 ± 0.043	~ 250.0
Vaselovskiy <i>et al.</i> (2012)	-0.564 ± 0.052	0.374 ± 0.029	~ 250.0
Miguez <i>et al.</i> (2016)	0.015 ± 0.121	-0.017 ± 0.088	~ 252.5
Yokoyama <i>et al.</i> (2014)	0.450 ± 0.032	0.433 ± 0.007	254.7 ± 2.5
Gurevitch <i>et al.</i> (2004)	0.111 ± 0.050	-0.007 ± 0.037	255.3 ± 5.3
Van Der Voo <i>et al.</i> (1993)	-0.194 ± 0.086	-0.092 ± 0.058	~ 255.5
Belica <i>et al.</i> (2017)	-0.325 ± 0.057	-0.121 ± 0.072	~ 265.0

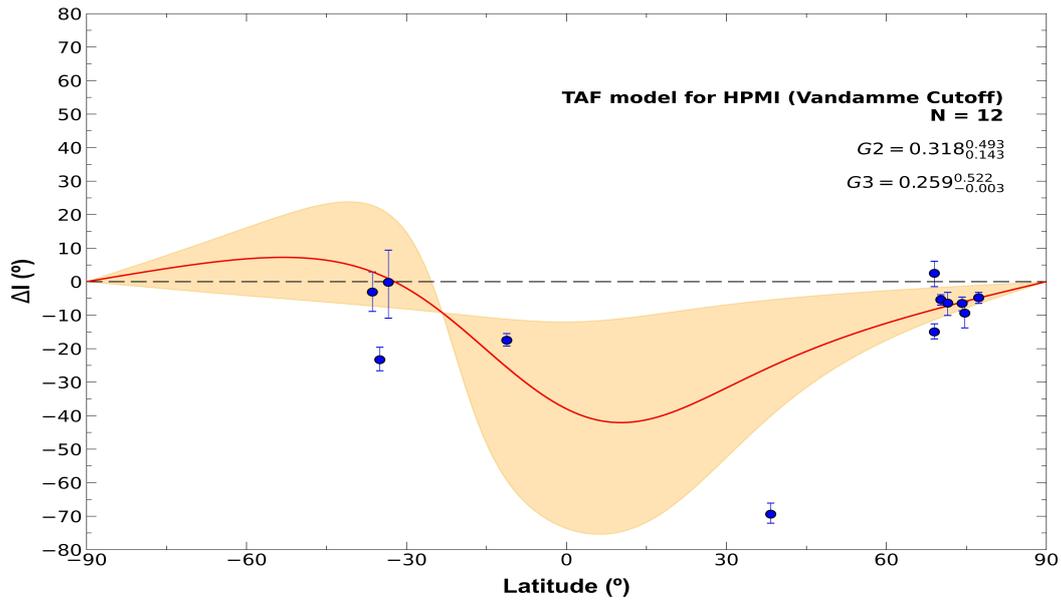


Figura 6.15: Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o HPMI com ângulo de corte aplicado através do método de Vandamme (1994), com limite de confiança de 95% calculado através do método de *bootstrap*. A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.

G3 apresentaram divergências do que seria a representação de um CG e algumas de suas feições para um período com baixa frequência de reversão de polaridade. Além da curva do modelo do TAF encontrar-se bem longe do eixo que representa um GAD, denotando uma altíssima contribuição das componentes não-dipolares frente à componente dipolar, também consta o fato de que as contribuições de G2 e G3, para os três cenários de ângulos de corte, somarem-se para muito além do esperado em um cenário de polaridade reversa em um *superchron*, como são mostradas nas figuras 6.16, 6.17 e 6.18.

Um dos motivos em hipótese para que tenha resultado nesse padrão apresentado é o da baixa quantidade de dados utilizados no modelo. Para o período em questão, os dados utilizados, de rochas ígneas, passaram pelo critério de seleção, ou seja: oferecem boa qualidade. Porém, esse mesmo critério fez com que os dados fossem reduzidos, e existe escassez na literatura a despeito de dados de rochas ígneas que passassem pelo mesmo critério para o SRPC. Uma possível solução para esta limitação ser sanada (tanto para esse período tanto quanto para a HPMI) seria a flexibilização dos critérios e/ou a inserção de dados de rochas sedimentares (em conjunto com as ígneas ou não), mas essa modificação requer que os dados passem pelo tratamento de dados adequado, visto que as rochas sedimentares sofrem de um processo conhecido por *inclination shallowing*. Outra possível solução seria reunir

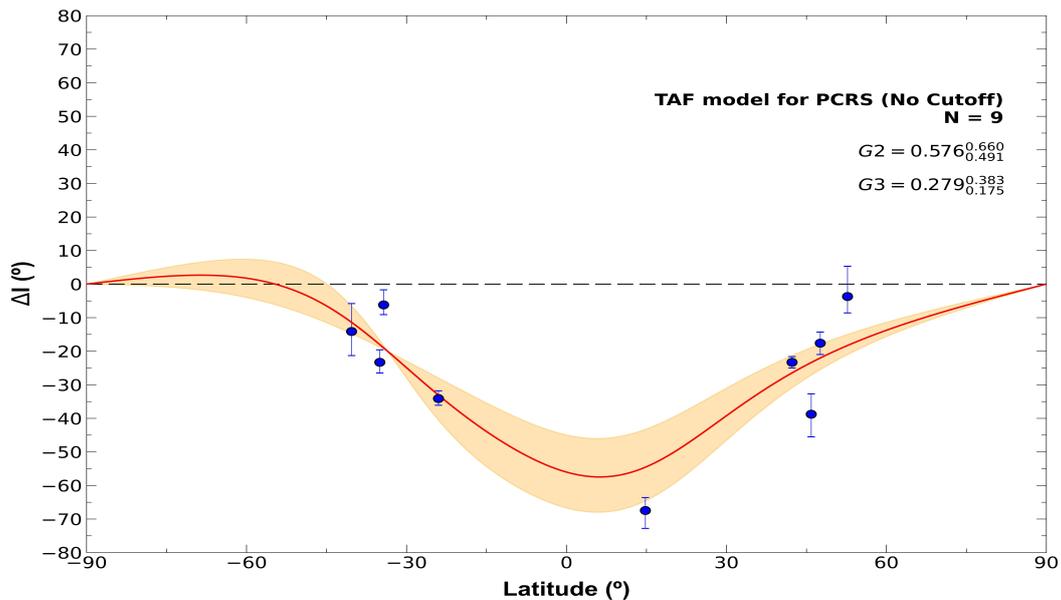


Figura 6.16: Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o SRPC sem ângulo de corte aplicado, com limite de confiança de 95% calculado através do método de *bootstrap*. A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.

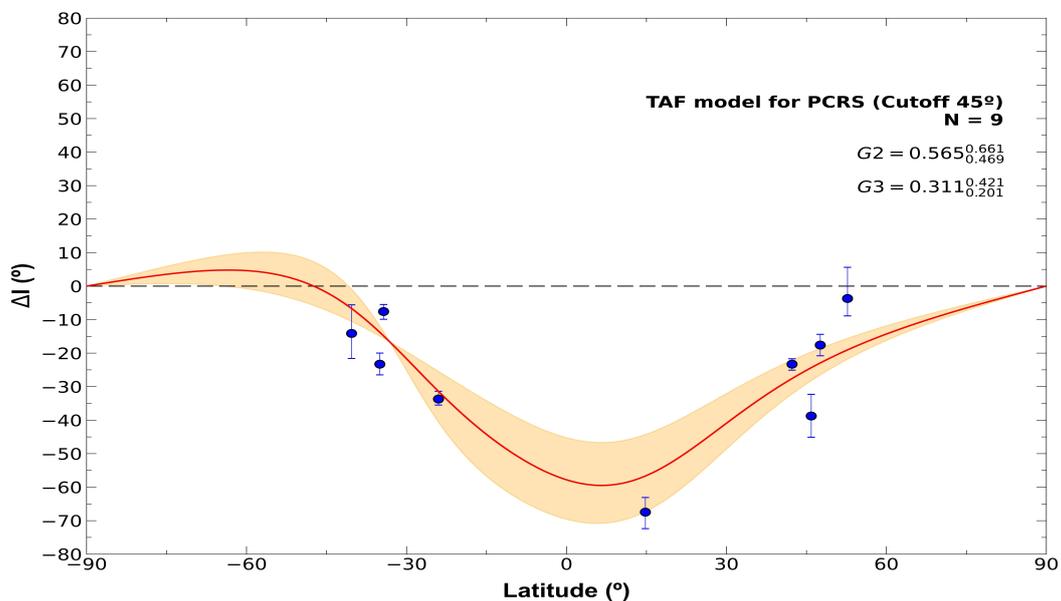


Figura 6.17: Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o SRPC com o ângulo de corte aplicado igual a 45 graus, com limite de confiança de 95% calculado através do método de *bootstrap*. A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.

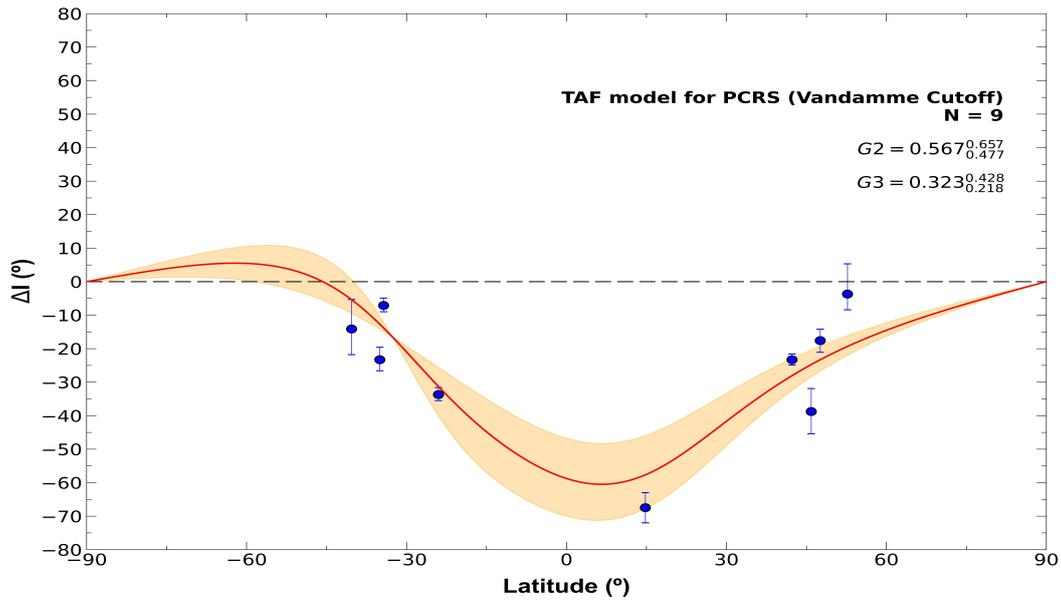


Figura 6.18: Anomalia ΔI em função da latitude de sítio para o SRPC com o ângulo de corte aplicado através do método de Vandamme (1994), com limite de confiança de 95% calculado através do método de *bootstrap*. A figura também mostra os resultados de G2 e G3 e seus respectivos limites superiores e inferiores de incerteza. A curva vermelha compreende o melhor ajuste seguindo o Modelo TAF. A área amarela corresponde ao limite de confiança de 95% associado às incertezas dos termos G2 e G3. N é o número de polos utilizados no processamento.

uma equipe para uma expedição paleomagnética a fim de retirar amostras de rochas ígneas de sítios determinados, ou até mesmo, seguindo essa linha, esperar que a literatura insira novos dados paleomagnéticos provenientes dessas eventuais expedições. Vale ressaltar que movimentos tectônicos posteriores não foram considerados, visto que não foi levada em conta a paleolatidade, e sim a latitude de sítio.

Tabela 6.12: Tabela com resultados numéricos de G2 e G3, suas respectivas incertezas e idades para o SRPC.

Referências	G2	G3	Idade (Ma)
Domeier <i>et al.</i> (2011)	-0.418 ± 0.013	0.475 ± 0.033	$263.0 +1.6/-2.0$
Belica <i>et al.</i> (2017)	-0.325 ± 0.057	-0.121 ± 0.072	265.0 ± 0.4
Levashova <i>et al.</i> (2003)	0.003 ± 0.105	-0.1393 ± 0.095	~ 267.5
Muttoni <i>et al.</i> (2003)	-0.146 ± 0.113	-0.593 ± 0.137	~ 280.0
Bachtadse <i>et al.</i> (2002)	-0.268 ± 0.130	0.190 ± 0.074	280.0 ± 2.0
Clark e Lackie (2003)	-0.334 ± 0.027	0.058 ± 0.019	288.0 ± 6.0
Haldan <i>et al.</i> (2014)	-0.496 ± 0.017	0.164 ± 0.020	288.7 ± 7.8
Huang e Opdyke (1991)	-0.130 ± 0.077	-0.436 ± 0.091	~ 308.6
Beck <i>et al.</i> (1991)	0.060 ± 0.007	-0.280 ± 0.005	~ 315.0

Capítulo 7

Considerações Finais

Aqui serão discutidos os resultados encontrados no trabalho para todas as janelas geológicas de interesse (últimos 50 ka, CNS, HPMI e SRPC).

Essas discussões serão feitas à luz do que se é discutido na literatura para o estado da arte sobre a avaliação de algumas feições do CG no passado geológico mais recente e o mais profundo. As discussões aqui feitas levam a conclusões sobre o comportamento do CG em períodos com diferentes frequências de reversões de polaridade geomagnéticas, além de excursões.

A partir dessas conclusões, hipóteses foram levantadas para que possíveis respostas sejam dadas sobre o comportamento do CG sob diferentes condições geodinâmicas e geomagnéticas, além de deixar perguntas em aberto para a literatura.

7.1 Últimos 50 ka

Os modelos que são apresentados na literatura para a investigação de excursões do CG para o passado geológico mais recente indicam que o processo de excursão que envolve o Laschamp é majoritariamente governado pelo decaimento de intensidade do dipolo axial (KORTE, *et al.*, 2019). Nos resultados obtidos neste trabalho, foi possível verificar uma variação das componentes não-dipolares do campo durante o período conhecido para a excursão em questão, onde os termos quadrupolares e octupolares flutuam de uma maneira que nos leva a concluir uma hipótese de que haja uma compensação energética entre os termos dipolares (considerando o octupolo, que desempenha um papel de simetria em relação ao dipolo (VEIKKOLAINEN *et al.*, 2014c)) e não-dipolar. Isso porque a flutuação dos termos G2 e G3 ao longo do tempo apresentaram um comportamento de variação único durante a excursão de Laschamp, denotando um padrão matemático de anti-correlação entre os termos avaliados.

Essa característica é marcada pelo mecanismo de excursão no qual a intensidade do dipolo axial na IMN é diferente da intensidade contribuída pelo campo não-

dipolar, levando a decréscimos mais relevantes na intensidade do campo dipolar axial (KORTE, *et al.*, 2019). Além disso, a literatura aponta que no período no qual foi decorrida a Laschamp, a expressão do processo de excursão na superfície terrestre durou aproximadamente dois mil anos, tempo este que foi encontrado na avaliação da flutuação dos termos G2 e G3 na referida janela temporal.

As variações de intensidade do dipolo axial do CG pode resultar em flutuações de larga escala na direção do campo, localmente falando, de maneira até similar a variações observadas durante as reversões de polaridade (LEONHARDT *et al.*, 2009). Os resultados encontrados neste trabalho para a Laschamp também indicam esta flutuação, levando em consideração as componentes dipolares e não-dipolares. No Laschamp, ambas as componentes dipolares e não-dipolares do campo decaem na mesma taxa, mesmo considerando que a contribuição dipolar medida na superfície seja dominante, as componentes não-dipolares levam a consideráveis variações (LEONHARDT *et al.*, 2009). Esse comportamento de flutuação em conjunto também pôde ser observado através do método deste trabalho, porém em relação às componentes relativas G2 e G3 ao longo do tempo.

Para o caso da Mono Lake não ter sido identificada através da avaliação da flutuação dos termos G2 e G3 utilizada nesse trabalho, três hipóteses podem ser levantadas sobre isso:

i) Excursões geomagnéticas tendem a ser a expressão de um decréscimo na intensidade do termo dipolar do campo, como discutido na literatura (*e.g.* MERRILL *et al.*, 1996; GUBBINS, 1999) e;

ii) Nem todas as excursões registradas paleomagneticamente são excursões globais, muitas podem ocorrer localmente (LANGEREIS *et al.*, 1997). Levando isso em consideração, os dados provenientes para a Mono Lake que serviram para a avaliação dos termos G2 e G3 podem ter deixado de cobrir alguma faixa latitudinal no período em questão.

iii) Métodos de datação para cinzas vulcânicas compactadas mostraram uma excursão registrada em Wilson Creek e que por algum tempo acreditou-se que se tratava da Mono Lake (LAJ *et al.*, 2000). Porém, Cox *et al.* (2012) mostraram que a datação havia sido calculada de maneira incorreta e que na verdade a excursão registrada para as amostras locais era a Laschamp. A manifestação da Mono Lake globalmente é dependente de resultados de datação precisos e também da amarração entre dados provenientes de rochas ígneas e sedimentares, fazendo com que a manifestação dessa excursão seja aproximadamente mais recente que a Laschamp em 8 ka (LAJ e CHANNEL, 2015). Essas atualizações sobre datações e reorganização das manifestações das excursões no tempo geológico podem interferir na visualização da sua variação através dos dados utilizados.

As três hipóteses, em conjunto ou não, podem apontar direções para que esse

problema da Mono Lake não ter sido identificada seja melhor compreendida. Apesar de ser confirmada, a Mono Lake ainda perpassa por imbróglis consensuais na literatura. Em trabalhos paleomagnéticos mais antigos, a utilidade limitada no horizonte magnetoestratigráfico da excursão era discutida, visto que as únicas evidências que apontavam para a existência da excursão recaíam exatamente e unicamente sobre registros paleomagnéticos provenientes de rochas sedimentares de uma região da Califórnia, nos Estados Unidos (VEROSUB, 1977). Com o passar dos anos, alguns trabalhos (*e.g.* LIDDICOAT, 1996; MANKINEN e WENTWORTH, 2004; KRAINOV *et al.*, 2018) encontraram evidências paleomagnéticas para a excursão em questão em outros locais, mas constando com alguns questionamentos em relação à duração do evento: autores conseguem identificar melhor a existência da Mono Lake através do caminho de PGVs apenas em uma determinada faixa temporal no que acredita-se que ela ocorreu de fato.

Partindo dos testes de correlação cruzada para o período de 30-50 ka, os resultados mostram que os valores de G2 e G3 quando $lag=0$ tiveram uma correlação baixa antes do evento da variação em si, aumenta durante o período no qual essa variação de G2 e G3 é melhor observada e, também após o mesmo, permanece alta. Durante a Laschamp podemos concluir que temos uma correlação cruzada significativa (igual 0.889) considerando $lag=15$, inferindo que os termos G2 e G3 variam em conjunto de forma correlata em quinze deslocamentos da série temporal, aproximadamente 280.5 anos. O fato da correlação permanecer considerável após a Laschamp faz com que conjecturemos a hipótese de que, qualquer que fosse o mecanismo que governasse uma excursão geomagnética, continuou perdurando e refletindo no comportamento de G2 e G3 após a excursão, além de ser possível levantar a hipótese de que há uma perturbação que se reflete nos coeficientes estudados antes de uma excursão. O valor de correlação cruzada para $lag=0$, para após a excursão e para os últimos 10 ka, são altamente compatíveis. Este interessante resultado sugere que, ao menos para a Laschamp, espera-se que exista uma correlação significativa entre os termos G2 e G3, tanto para janelas de 10 ka anteriores e posteriores à supracitada excursão. Maiores investigações são necessárias para verificar se há um comportamento similar e se ocorreria para outras excursões geomagnéticas em janelas geológicas próximas.

Entender e detalhar sobre os processos de excursão de polaridade do CG é crucial para o desenvolvimento da teoria do geodínamo (BUSSE e SIMITEV, 2009). Há a interpretação de que a excursão seja resultado do campo gerado no núcleo externo que, na iminência da reversão, é "freado" por uma influência do núcleo interno (GLATZMAIER e ROBERTS, 1995; GUBBINS, 1999). Os resultados encontrados nesta etapa do trabalho, onde verificamos a variabilidade temporal dos termos G2 e G3, sugerem uma hipótese para o entendimento do comportamento do geodínamo, e podem indicar um possível balanço energético entre os termos citados e, através

dessas suposições, como poderíamos medir essas flutuações nas manifestações superficiais do CG: um suposto balanço energético proveniente do interior do planeta entre as componentes do CG que faz com que uma reversão seja interrompida. O que nos deixa as seguintes dúvidas: o que poderia fazer com que esse equilíbrio fosse perdido para que de fato uma reversão acontecesse? Caso esse seja o caso, como medir esse potencial de desequilíbrio a partir da avaliação das flutuações de G2 e G3? Quais equações e modelos regem esse equilíbrio? Essas perguntas e hipóteses possuem potencial em responder algumas questões ainda em aberto sobre o funcionamento do geodínamo no interior do planeta, e as respostas podem ou não recair a partir de um melhor fornecimento de dados paleomagnéticos mais modernos e modelos mais robustos de campo.

7.2 *Superchron* Normal do Cretáceo

A análise da anomalia ΔI em função da latitude de sítio, levando em consideração que o CNS é um período geológico com frequência de reversão de polaridade do CG tendendo a zero, a anomalia ΔI mostra um comportamento esperado teoricamente, desviando-se levemente da faixa que representa o GAD (ou inexistência de anomalia de inclinação), para os três cenários de ângulo de corte aplicados. Concomitantemente, os valores para G2 e G3 também flutuaram dentro de valores aproximadamente esperados para períodos com baixa/nula reversão de polaridade, com algum incremento. Esses valores representam em torno de 8,9% do GAD (sem ângulo de corte aplicado), 10,9% do GAD (ângulo de corte igual a 45 graus) e 11,8% do GAD (ângulo de corte através do método de Vandamme (1994)). Esses incrementos nos valores de G2 e G3 provocaram um ligeiro desvio do que esperado para a curva do GAD. Todavia, esse desvio é bem baixo, refletindo a alta contribuição dipolar como se discute na literatura.

Como descrito, esses resultados representam um valor um pouco acima do esperado das contribuições dos termos não-dipolares sobre o termo dipolar do CG para períodos com baixa ou nula frequência de reversão de polaridade do CG (OLIVEIRA *et al.*, 2018), e esse incremento pode ser discutido também levando em consideração à quantidade amostral utilizada no trabalho. A estatística mostra uma faixa latitudinal que não houve representatividade entre 20°S a 12°N do globo, além da faixa de 50°N a 90°N, com baixa distribuição de dados. Os limites de confiança para os valores de G2 e G3 apresentaram maiores limites superiores e inferiores devido a esta limitação estatística.

Assim, esse trabalho provê uma primeira avaliação do comportamento da anomalia ΔI em função da paleolatidade disponível na literatura. Assim, esses resultados conseguem descrever bem o comportamento do CG e suas feições, em especial os

termos não-dipolares relativos à componente dipolar, dentro do CNS, mostrando assim que o campo dipolar oferece grande contribuição sobre os campos não-dipolares em períodos com baixa taxa de reversão de polaridade, como esperado teoricamente e através de outros estudos presentes na literatura através de outros métodos, mas uma abordagem mais completa deverá ser vista necessariamente em comparação com outros períodos em futuros trabalhos, em especial períodos com alta taxa de reversão de polaridade, e também com uma contribuição amostral de dados mais abrangente e em maior quantidade.

A análise acima descrita foi feita para amostras considerando suas respectivas latitudes de sítio. Levando em consideração que os continentes sofreram movimentação tectônica do Cretáceo até os dias atuais, que este trabalho tenha realizado o cálculo de correção para a rotação de placas através da reconstrução paleogeográfica dos continentes dos quais as amostras eram originárias. Feito isso, utilizando os dados apenas para uma única placa, da Eurásia, calculamos o TDP para esta placa, seguindo o método do Bazhenov *et al.* (2010).

Com os dados de paleolatitudes a partir do TDP, foi construído o gráfico de inclinação observada em função dessas paleolatitudes. A distribuição de dados foi representada em uma faixa latitudinal de aproximadamente 50°N até 80°N (Figura 6.11). A curva que representa o modelo para o CG, com os termos G2 e G3 após as rotações de placa e com seus respectivos limites inferiores e superiores de incerteza. Essa curva gerada apresenta um leve desvio em relação à curva do GAD, com os valores de G2 e G3 somando aproximadamente 9% do GAD. Estes resultados mostram que esse segundo método utilizado também serviu para a realização da análise do CG para o CNS, e que o leve desvio do GAD é previsto teoricamente para uma janela geológica com baixa frequência de reversão de polaridade do CG, evidenciando apenas alguma variação nos termos G2 e G3 em comparação ao método anterior utilizado (cerca de 1%). Esse resultado foi encontrado através de outra abordagem para a análise das mesmas feições do CG estudadas.

Valores calculados da anomalia ΔI a partir dos dados da Eurásia também foram representados em um gráfico em função da paleolatitude. Nesse gráfico constam duas curvas que foram geradas a partir de modelos de campo (VEIKKOLAINEN *et al.* 2014) para o Pré-cambriano. As curvas apresentam modelos de campo a partir de valores de harmônicos zonais diferentes, constando um G2 e um G3 somando 9% e 20% da contribuição para o dipolo do campo. Os valores de anomalia de inclinação ali representados encontram-se mais distantes dos valores dos modelos representados, mas isso pode ser explicado devido ao fato de que o Pré-cambriano representa uma janela geológica muito mais profunda que o CNS, constando períodos de alta frequência de reversão de polaridade do campo e também o fato de que os dados utilizados no trabalho não passaram pela correção das rotações de placa até

os tempos geológicos atuais. Porém, esse tipo de comparação serve para mostrar que os resultados obtidos a partir deste trabalho podem ser comparados com outros modelos e para diferentes períodos geológicos.

Os modelos utilizados neste trabalho que avaliaram o comportamento do campo não-dipolar e sua influência sobre o campo dipolar mostraram que é possível avaliar as flutuações dos termos G2 e G3 dentro de todo o CNS, e a avaliação da anomalia ΔI evidencia a predominância do termo dipolar sobre as demais componentes durante o período com baixa frequência de reversão de polaridade do campo. Com futuros trabalhos paleomagnéticos que não de provir novos dados de rochas ígneas para o período de interesse, os modelos podem ser realimentados com novas fontes que passem pelos critérios de escolha aqui adotados, e depois passarem também pelo cálculo de TDP. Esses métodos podem ser utilizados para outras janelas geológicas de interesse, a depender do período em questão (se há a necessidade de serem rotacionados os dados) e, principalmente, para períodos nos quais a frequência de reversão de polaridade foi alta.

7.3 Hiperzona de Polaridade Mista do Permotriássico e o *Superchron* Reverso do Permocarbonífero

Para as referidas magnetozonas, uma com alta taxa de reversão de polaridade do campo e outra com baixa taxa, os métodos aqui utilizados não desenvolveram resultados cabíveis de conclusões adequadas. Os valores calculados e as curvas geradas a partir dos modelos alimentados por esses valores não permitiram a verificação de determinados pontos que são debatidos na literatura atualmente por conta da limitação estatística causada pela escassez de dados paleomagnéticos.

Para a HPMI, os valores de G2 e G3 somam mais de 50% em relação ao dipolo, para todos os cenários de ângulos de corte. Apesar de ser uma magnetozona com alta frequência de reversão de polaridade, outros resultados presentes na análise deixam em questionamento crítico o que foi encontrado. A banda de confiança para os termos G2 e G3 são consideravelmente prolongadas, perpassando por quase todos os valores possíveis de anomalia ΔI entre -10 e -80 graus. A curva gerada a partir do modelo de campo encontra-se bem distante da reta que representa o GAD. A maior parte dos dados representados nos gráficos estão situados em uma restrita faixa latitudinal definida, aproximadamente, entre 70 a 90 graus Norte. Esses resultados podem ser explicados pelas grandes limitações estatísticas em relação aos dados utilizados. Uma maior representatividade seria necessária para uma análise do campo através deste modelo, e (ou) uma flexibilização dos critérios de seleção de

dados paleomagnéticos poderia ser considerada. Com isso, esses resultados são inconclusivos acerca da avaliação dos termos harmônicos zonais para a referida janela geológica.

Para o SRPC, os resultados também não foram conclusivos. O número de dados foi ainda menor em relação à HPMI, deixando sem coberturas latitudinais a ponto do modelo não mostrar resultados pertinentes e discutíveis para o campo. A soma dos termos G2 e G3 chegam a mais de 60% em relação ao dipolo, entrando em conflito direto com os resultados bem destacados e revisados na literatura que mostram que o campo é predominantemente dipolar para janelas geológicas com baixas ou nula frequência de reversão de polaridade do campo. Uma maior distribuição de dados na estatística seria necessária.

Assim, os resultados para essas duas janelas geológicas precisam de uma quantidade maior de dados paleomagnéticos a gerarem possíveis resultados a serem criticamente avaliados a fim de verificar as feições não-dipolares do campo sobre a componente dipolar para seu devido estudo.

7.4 Conclusões

A partir dos dados paleomagnéticos e dos métodos executados para a avaliação das flutuações dos termos harmônicos zonais para as janelas geológicas de interesse deste trabalho, foi possível traçar o comportamento de algumas feições do CG para algumas magnetozonas.

Para os últimos 50 ka, em especial durante a excursão Laschamp, os termos G2 e G3 indicaram uma duração aproximada de 2.4 ka. Esse resultado pode levantar algumas hipóteses de como a avaliação da flutuação dos termos G2 e G3. O funcionamento do geodínamo durante períodos geológicos mais recentes com ampla disponibilidade de dados paleomagnéticos igualmente espaçados ao longo do tempo, em especial em situações de excursão do campo.

Para o CNS, HPMI e SRPC, janelas geológicas mais profundas e cada uma com particularidades de frequência de reversão geomagnética, a análise através da anomalia ΔI pode trazer resultados relevantes, principalmente quando estes resultados são confrontados com resultados após realizado o teste de placa única (BAZHENOV e SHATSILLO, 2010). A avaliação da anomalia ΔI em conjunto com os termos G2 e G3 levantam conclusões sobre como esses modelos oferecem respostas diferentes a depender da frequência de reversão de polaridade do campo para cada período; entretanto, esses modelos dependem de uma grande quantidade de dados paleomagnéticos confiáveis e que respondam a critérios de qualidade bem definidos.

Este trabalho define alguns modelos para que possam ser calculadas e verificadas algumas feições do CG durante diferentes períodos de reversão de polaridade

geomagnética, uns com reversões frequentes, outros com baixa ou nula reversão de polaridade do campo. Para entender como, dinamicamente, o geodínamo promove essas mudanças no CG e suas feições medidos na superfície, é importante que modelos de geração do campo sejam melhor compreendidos para que as perguntas aqui não respondidas sejam estudadas mais a fundo.

Capítulo 8

Bibliografía

Aubert, J., Aurnou, J., Wicht, J. The magnetic structure of convection-driven numerical dynamos. *Geophysical Journal International*, v.172, n.3, pp.945-956. 2008.

Bachtadse, V., Zanglein, R., Tait, J., Soffel, H. C. Palaeomagnetism of the permo/carboniferous (280 Ma) Jebel Nehoud ring complex, Kordofan, Central Sudan. *Journal of African Earth Sciences* 35, 89–97, (2002).

Bazhenov, M.L., Van der Voo, R., Menzo, Z., et al. Paleomagnetism and dating of a thick lava pile in the Permian Bakaly formation of eastern Kazakhstan: Regularities and singularities of the paleomagnetic record in thick lava series. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 253, pp.5-20. 2016.

Bazhenov, M. L., Van der Voo, R., Meert, J., et al. Late Paleozoic geomagnetic-field estimates from studies of Permian lavas in northeastern Kazakhstan. *Russian Geology and Geophysics*, v.55, n.1, pp.108-117. 2014.

Bazhenov, M. L. Shatsillo, A. V. Late Permian palaeomagnetism of Northern Eurasia: data evaluation and a single-plate test of the geocentric axial dipole model. *Geophysical Journal International* 180, 136–146 (2010).

Beck, M. E., Garcia, A. R., Burmester, R. F., Munizaga, F. H., Hervé, F. A., Drake, R. E. Paleomagnetism and geochronology of late Paleozoic granitic rocks from the Lake District of southern Chile: Implications for accretionary tectonics. *Geology*, 19 (4): 332–335, (1991).

Belica, M. E., Tohver, E., Pisarevsky, S. A., Jourdan, F., Denyszyn, S., George, A. D. Middle Permian paleomagnetism of the Sydney Basin, eastern Gondwana: Testing Pangea models and the timing of the end of the Kiaman Reverse Superchron. *Tectonophysics*, (2017).

Bickel, P., Doksum, K. *Mathematical Statistics: Basic Ideas and Selected Topics*, Holden-Day, San Francisco. (1977).

Biggin, A., Steinberger, B., Aubert, J., et al. Possible links between long-term geomagnetic variations and whole-mantle convection processes, *Nature Geoscience*,

v. 5, n. 8, pp. 526 – 533. (2012).

Biggin, A. J., Van Hinsbergen, D. J., Langereis, C. G., Straathof, G. B. Deenen, M. H. Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 169, 3–19 (2008b).

Bloxham, J., Zatman, S., Dumberry, M. The origin of geomagnetic jerks. *Nature*, v.420, n.6911, pp.65-68. 2002.

Bohnel, H., Delgado-Argote, L. A., Kimbrough, D. L. Discordant paleomagnetic data for middle-Cretaceous intrusive rocks from northern Baja California: Latitude displacement, tilt, or vertical axis rotation? *American Geophysical Union. Tectonics*, Vol. 21, No. 5, 1049 (2002).

Braun, H., Christl, M., Rahmstorf, S., Ganopolski, A., Mangini, A., Kubatzki, C., Roth, K., and Kromer, B., Possible solar origin of the 1,470-year glacial climate cycle demonstrated in a coupled model, *Nature* 438, 208-211 (2005).

Brandt, D., Ernest, M., Constable, C., Franco, D. R., Weinschutz, L. C., Rodrigues, P., Hinnov, L., Jaqueto, P., Strauss, B. E., Feinberg, J., Franco, P. V., Zhao, X. New Late Pennsylvanian Paleomagnetic Results From Paraná Basin (Southern Brazil): Is the Recent Giant Gaussian Process Model Valid for the Kiaman Superchron? *JGR Solid Earth. American Geophysical Union*. 2019.

Brown, M. C., Holme, R., Bargery, A. Exploring the influence of the non-dipole field on magnetic records for field reversals and excursions. *Geophysical Journal International*, v.168, n.2, pp.541-550. (2007).

Buffet, B. A. Earth's core and the geodynamo. *Science*, v. 288, n. 5473, pp.2007-2012. (2000).

Busse, F. H., Simitev, R. D. Toroidal Flux Oscillations as Possible Causes of Geomagnetic Excursions and Reversals. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 168(3-4), 237. (2008).

Butler, R. F., Hervé, F., Munizaga, F., Beck, M. E. Jr., Burmester, R. F., Oviedo, E. S. Paleomagnetism of the Patagonian Plateau Basalts, Southern Chile and Argentina. *Journal of Geophysical Research*, vol. 96, no. B4, 6023-6034 (1991).

Butler, R. F. *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Boston: Blackwell Scientific Publ. Eletronic Edition. (2004).

Carter-Stiglitz, B., Valet, J.-P., Legoff, M. Constraints on the acquisition of remanent magnetization in fine-grained sediments imposed by redeposition experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, v.245, n.1, pp.427-437. (2006).

Chapman, S., Bartels, J. *Geomagnetism*, Vols. 1 and 2. 2nd Edition. Oxford University Press. (1940, 1962).

Chen, W., Zhang, S., Ding, J., Zhang, J., Zhao, X., Zhu, L., Yang, W., Yang, T., Li, H., Wu, H. Combined Paleomagnetic and geochronological study on Cretaceous strata of the Qiangtang terrane, central Tibet. *Gondwana Research* (2015).

Chi, C. T., Dorobek, S. T., Cretaceous paleomagnetism of Indochina and surrounding regions: Cenozoic tectonic implications. Geological Society, London, Special Publications, 226, 273-287 (2004).

Choblet, G., Amit, H. Husson, L. Constraining mantle convection models with palaeomagnetic reversals record and numerical dynamos. Geophysical Supplements to the Monthly Notices of the Royal Astronomical Society 207, 1165–1184 (2016).

Christensen, U.R., and Tilgner, A., Power requirement of the geodynamo from ohmic losses in numerical and laboratory dynamos, Nature 429, 169-171 (2004).

Clark, D. A., Lackie, M. A. Palaeomagnetism of the Early Permian Mount Leyshon Intrusive Complex and Tuckers Igneous Complex, North Queensland, Australia. Geophys. J. Int., 153, 523–547, (2003).

Clement, B. M. Dependence of the duration of geomagnetic polarity reversals on site latitude. Nature, v.428, n.6983, pp.637-640. 2004.

Constable, C., Korte, M., Panovska, S. Persistent high paleosecular variation activity in southern hemisphere for at least 10.000 years. Volume 453, Pages 78-86, (2016).

Constable, C., and Korte, M., Is Earth's magnetic field reversing? Earth Planet. Sci. Lett. 246 (1–2), 1–16 (2006).

Cottrell, R. D., Tarduno, J. A., Roberts, J. The Kiaman Reversed Polarity Superchron at Kiama: Toward a field strength estimate based on single silicate crystals. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 169(1-4), 49–58. doi: 10.1016/j.pepi.2008.07.041. (2008).

Coupland, D. H. Voo, R. V. D. Long-term nondipole components in the geomagnetic field during the last 130 m.y. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 85, 3529–3548 (1980).

Courtillot, V. Besse, J. A Long-Term Octupolar Component in the Geomagnetic Field? (0-200 Million Years B.P.). Timescales Of The Paleomagnetic Field Geophysical Monograph Series 59–74 (2013). doi:10.1029/145gm05

Courtillot, V., Gallet, Y., Le Mouél, J.-L., Fluteau, F., and Genevey, A., Are there connections between the Earth's magnetic field and climate? Earth Planet. Sci. Lett. 253, 328-339 (2007).

Courtillot, V., Olson, P. Mantle plumes link magnetic superchrons to Phanerozoic mass depletion events, Earth and Planetary Science Letters, v. 260, n. 3, pp. 495 – 504. (2007).

Cox, A. The frequency of geomagnetic reversals and the symmetry of the non-dipole field. Reviews of Geophysics 13, 35 (1975).

Cox, S. E. Farley, K. A., Hemming S. R. Insights into the age of the Mono Lake excursion and magmatic crystal residence time from (U-Th)/He and Th-230 dating of volcanic allanite. Earth and Planetary Science Letters. 319. 178-184. (2012).

Creer, K. 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. (1962).

Creer, K., Irving, E., Naim, A. Paleomagnetism of the Great Whin Sill. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 2, 306-323. (1959).

Davis, J. C. *Statistics and Data Analysis in Geology*, John Wiley and Sons, Second Edition, New York. (1986).

Deenen, M. H., Langereis, C. G., Van Hinsbergen, D. J., et al. Geomagnetic secular variation and the statistics of paleomagnetic directions. *Geophysical Journal International*, v.186, n.2, pp.509-520. 2011.

De Santis, A., How persistent is the present trend of the geomagnetic field to decay and, possibly, to reverse?, *Phys. Earth Planet. Inter.* 162, 217-226 (2007).

Demarest, H. H. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88, 4321–4328 (1983).

Diehl, J. F. The Elkhorn Mountains revisited: New data for the late Cretaceous paleomagnetic field of North America. *Journal of Geophysical Research*, vol. 96, 9887-9894, (1991).

Dodd, S. C., Niocaill, C. M., Muxworthy, A. R. Long duration (>4 Ma) and steady-state volcanic activity in the early Cretaceous Paraná-Etendeka Large Igneous Province: New paleomagnetic data from Namibia. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 414, Pages 16-29, (2015).

Doh, S., Kin, W., Suk, D., Park, Y., Cheong, D. Paleomagnetic and rock-magnetic studies of Cretaceous rocks in the Gongju Basin, Korea: implication of clockwise rotation. *Geophysical Journal International*, 150, 737-752, (2002).

Domeier, M., Van der Voo, R., Tohver, E., Tomezzoli, R. N., Vizan, H., Torsvik, T. H., Kirshner, J. New Late Permian paleomagnetic data from Argentina: Refinement of the apparent polar wander path of Gondwana. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 12, no. 7, 1525-2027, (2011).

Domeier, M., Van der Voo, R., Torsvik, T. H. Paleomagnetism and Pangea: The road to reconciliation. *Tectonophysics*, 514-517, 14-43, (2012).

Donadini, F., Riisager, P., Korhonen, K., Kahmae, K., Pesonen, L., Snowball, I., Holocene geomagnetic paleointensities: A blind test of absolute paleointensity techniques and materials, *Phys. Earth Planet. Inter.* 161, 19-35 (2007).

Dobrovine, P. V., Veikkolainen, T., Pesonen, L. J., Piispa, E., Ots, S., Smirnov, A. V., Kulakov, E. V., Biggin, A. J. Latitude dependence of geomagnetic paleosecular variation and its relation to the frequency of magnetic reversals: Observations from the Cretaceous and Jurassic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20, 1240–1279 (2019).

Eide, E., and Torsvik, T.H., Paleozoic supercontinental assembly, mantle flushing, and genesis of the Kiaman Superchron, *Earth Planet. Sci. Lett.* 144, 389-402 (1996).

Ernesto, M., Pacca, G., Hiodo, F.Y. and Nardy, A.J.R. Palaeomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brazil. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 64: 153—175, (1990).

Ernesto, M., Raposo, M. I. B., Marques, L. S., Renne, P. R., Diogo, L. A., Min, A. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics.* 28, 321-340, (1999).

Evans, M. E. Test of the dipolar nature of the geomagnetic field throughout Phanerozoic time. *Nature* 262, 676–677 (1976).

Fisher, R. A. Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc. London*, v. A217, 295–305, (1953).

Font, E., Ernesto, M., Silva, P. F., Correia, P. B., Nascimento, M. A. L. Palaeomagnetism, rock magnetism and AMS of the Cabo Magmatic Province, NE Brazil, and the opening of South Atlantic. *Geophysical Journal International*, 179, 905-922, (2009).

Fowler, C. *The Solid Earth: An introduction to Global Geophysics.* Cambridge University Press. ISBN: 0521584094. 2005.

Franco, D.R., Assunção, K., Ponte Neto, C.F., Freitas, R. *Paleomatlab.* 2014.

Franco, D. R., Oliveira, W. P., Freitas, F. B. V., Takahashi, D., Ponte Neto, C. F., Peixoto, I. M. C., Paleomagnetic Evidence for Inverse Correspondence between the Relative Contribution of the Axial Dipole Field and CMB Heat Flux for the Past 270 Myr, *Scientific Reports* 9, 282 (2019).

Gallet, Y., Genevey, A., and Courtillot, V., On the possible occurrence of archeomagnetic jerks in the geomagnetic field over the past three millennia, *Earth Planet. Sci. Lett.* 214, 237-242 (2003).

Gallet, Y., Genevey, A., and Fluteau, F., Does Earth's magnetic field secular variation control centennial climate change? *Earth Planet. Sci. Lett.* 236, 339-347 (2005).

Gallo, L. C., Tomezzoli, R. N., Cristallini, E. O. A pure dipole analysis of the Gondwana apparent polar wander path: Paleogeographic implications in the evolution of Pangea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* (2017).

Glatzmaier, G. A., Olson, P. Probing the geodynamo. *Scientific American*, v.292, n.4, pp.50-57. (2005).

Glatzmaier, G. A., Roberts, P.H. Simulating the geodynamo. *Contemporary physics*, v. 38, n.4, pp. 269-288. (1997).

Glatzmaier, G. A., Roberts, P.H. A three-dimensional convective dynamo solu-

tion with rotating and finitely conducting inner core and mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v.91, n.1, pp.63-75. (1995).

Glatzmaier, G.A., Coe, R.S., Hongre, L., Roberts, P.H. The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals. *Nature* 401 (6756), 885–890. (1999).

Gomankov, A. The interregional correlation of the Tatarian and the problem of the Permian upper boundary, *International Geology Review*, v. 34, n. 10, pp. 1015 – 1020. (1992)

Gordon, R. G. Cox, A. Calculating palaeomagnetic poles for oceanic plates. *Geophysical Journal International* 63, 619–640 (1980).

Gradstein, F., Ogg, J. *Geologic Time Scale 2004 – why, how, and where next!* *Lethaia*, v. 37, pp. 175–181, DOI:10.1080/00241160410006483. (2004).

Griffiths, D. J., *Eletrodinâmica*. 3ª Edição. Editora Pearson. (2011).

Gubbins, D. The distinction between geomagnetic excursions and reversals. *Geophysical Journal International*, v. 137, n.1, pp.F1-F3. (1999).

Gubbins, D., Herrero-Bervera, E. *Encyclopedia of geomagnetism and paleomagnetism*. Dordrecht: Springer. (2007).

Gunderson, J. A., Sheriff, S. D. A New Late Cretaceous Paleomagnetic Pole from the Adel Mountains, West Cenral Montana. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 96, No. B1, 317-326, (1991).

Gurevitch, E. L., Heunemann, C., Rad'ko, V., Westphal, M., Bachtadse, V., Pozzi, J. P., Feinberg, H. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian–Triassic northwest central Siberian Trap Basalts. *Tectonophysics*, 379, 211-226, (2004).

Haag, M., Heller, F. Late Permian to early Triassic magnetostratigraphy, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 107, n. 1, pp. 42 -54. (1991).

Haldan, M. M., Langereis, C. G., Biggin, A. J., et al. A comparison of detailed equational red bed records of secular variation during the Permo-Carboniferous Reversed Superchron. *Geophysical Journal International*, v.177, n.3, pp.834-848. (2009).

Haldan, M. M., Meijers, M., Langereis, C. G., et al. New paleomagnetic results from the Oslo Graben, a Permian Superchron lava province. *Geophysical Journal International*, v.199, n.3, pp.1554-1571. (2014).

Hargraves, R. B., Rehacek, J., Hopper, P. R., Paleomagnetism of the Karoo igneous rocks in southern Africa. *S. Afr. J. Geol.*, 100(2), 192-212, (1997).

Harrison, C. G. A. Secular variation and excursions of the Earths magnetic field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 85, 3511–3522 (1980).

Hounslow, M. W. Balabanov, Y. P. A geomagnetic polarity timescale for the Permian, calibrated to stage boundaries. Geological Society, London, Special Pu-

blications 450, SP450–8 (2016).

Huang, K., Opdyke, N. D. Paleomagnetic results from the Upper Carboniferous of the Shan–Thai–Malay block of western Yunnan, China. *Tectonophysics*, 192 (1991) 333–344, (1991).

Hulot, G., Eymin, C., Langlais, B., Mandeau, M., and Olsen, N., Small-scale structure of the geodynamo inferred from the Oersted and Magsat satellite data, *Nature* 416, 620–623 (2002).

Hulot, G., Finlay, C., Constable, C., et al. The magnetic field of planet Earth. *Space science reviews*, v.152, n.1–4, pp.159–222. 2010.

Iglesia Llanos, M. P., Lanza, R., Riccardi, A. C., Geuna, S., Laurenzi, M. A., Ruffini, R. Paleomagnetic study of the El Quemado complex and Marifil formation, Patagonian Jurassic igneous province, Argentina. *Geophys. J. Int.*, 154, 599–617, (2003).

Irving, E. *Paleomagnetism and its Application to Geological and Geophysical Problems*, p. 399, John Wiley, New York. (1964).

Irving, E., Ward, M. A statistical model of the geomagnetic field. *Pure Appl. Geophys*, 57, 47–52. (1964).

Isozaki, Y. Ilawarra Reversal: the fingerprint of a superplume that triggered Pangean breakup and the end-Guadalupean (Permian) mass extinction. *Gondwana Research*, v.15, n.3, pp.421–432. 2009.

Jackson, A., Jonkers, A.R.T., and Walker, M.R., Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 358, 957–990 (2000).

Jackson, J. D., *Classical Electrodynamics*. Terceira Edição. John Wiley Sons, INC. United States of America, 1999.

Johnson, C. L. et al. Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, (2008).

Johnson, C.L., C.G. Constable, Paleosecular variation recorded by lavas over the last 5 Myr, *Philos. Trans. R. Soc. London, A* 354, 89–141, (1996).

Johnson, C.L., McFadden, P. M. Time-Averaged Field and Paleosecular Variation. *Treatise on geophysics, Geomagnetism*, v.5, pp.417–453. (2007).

Jonkers, A. R., Jackson, A., Murray, A. Four centuries of geomagnetic data from historical records. *Reviews of Geophysics*, v.41, n.2, pp.1–37. (2003).

Kirschvink, J., Isozaki, Y., Shibuya, H., et al. Challenging the sensitivity limits of Paleomagnetism: Magnetostratigraphy of weakly magnetized Guadalupean–Lopingian (Permian) Limestone from Kyushu, Japan, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 418, pp. 75 – 89. (2015).

Kono, M. *Treatise on Geophysics. Geomagnetism. Volume 5*. Elsevier. (2007).

Kono, M., Roberts, P. H. Recent geodynamo simulations and observations of the

geomagnetic field. *Reviews of Geophysics*, v.40, n.4, pp.1-53. 2002.

Korte, M., Brown, M. C., Gunnarson, S. LSMOD.1 - Global paleomagnetic field model for 50 – 30 ka BP. V. 1. GFZ Data Services. (2018).

Korte, M., Brown, M.C., Panovska, S., Wardinski, I. Robust Characteristics of the Laschamp and Mono Lake Geomagnetic Excursions: Results From Global Field Models. *Frontiers in Earth Science*, 7. Article 86. 2019.

Kosterov, A. A., Perrin, M. Paleomagnetism of the Lesotho basalt, southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 139, 63-78, (1996).

Krainov, M. A., Berzukova, E. V., Shchetnikov, A. A., Peskov, A. Y. Evidence for the Existence of the Gothenburg and Mono Lake Excursions Based on Paleomagnetic Data from Baunt Lake Sediments (Northern Transbaikalia). Conference paper. *Environmental Magnetism and Paleomagnetism*. Springer Geophysics. (2018).

Kravchinsky, V. A., Sorokin, A. A., Courtillot, V. Paleomagnetism of Paleozoic and Mesozoic sediments from the southern margin of Mongol-Okhotsk ocean, far eastern Russia. *Geomagnetism and Paleomagnetism/Marine Geology and Geophysics*. Volume 107, Issue B10, Pages EPM 10-1-EPM 10-22, (2002).

Krijgsman, W., Tauxe, L. E/I corrected paleolatitudes for the sedimentary rocks of the Baja British Columbia hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, v.242, n.1, pp.205-216. 2006.

Kuang, W., and Bloxham, J., An Earth-like numerical dynamo model, *Nature* 389, 371-374 (1997).

Kulhánek, O., “Introduction to Digital Filtering in Geophysics”, Elsevier, Amsterdam, 168 pp. (1976).

Laj, C., Kissel, C., Mazaud A., Channell J. E. T., Beer J. North Atlantic paleointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 358. 1009-1025. (2000).

Laj, C., Channell, J. E. T. *Geomagnetic Excursions*. *Treatise on Geophysics*, Second Edition. Chapter V. (2015).

Langereis, C. G., Dekkers, M. J., de Lange, G. J., Paterne, M., van Santwort, P. J. M. Magnetostratigraphy and astronomical calibrations for the last 1.1 Myr from an eastern Mediterranean piston core and dating of short events in the Brunhes. *Geophy. J. Int.* 129, 75-94. (1997).

Lanza, R., Zanella, E. Paleomagnetism of the Ferrar dolerite in the northern Prince Albert Mountains (Victoria Land, Antarctica). *Geophysical Journal International*, 114, 501-511, (1993).

Latyshev, A. V., Vaselovskiy, R. V., Ivanov, A. V. Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Tunguska syncline and the Angara-Taseeva depression, Siberian Traps Large Igneous Province: Evidence of contrasting styles of magmatism. Volume 723, 41-55, (2018).

Lemna, O. S., Bachtadse, V., Kirscher, U., Rolf, C., Petersen, N. Paleomagnetism of the Jurassic Transantarctic Mountains revisited—Evidence for large dispersion of apparent polar wander within less than 3 Myr. *Gondwana Research*, (2015).

Leonhardt, R., Fabian, K., Winklhofer, M., Ferk, A., Laj, C., Kissel, C. Geomagnetic field evolution during the Laschamp excursion. *Earth and Planetary Science Letters*. 278, 97-95. (2009).

Levashova, N. M., Degtyarev, K. E., Bazhenov, M. L., Collins, A. Q., Van der Voo, R. Permian palaeomagnetism of East Kazakhstan and the amalgamation of Eurasia. *Geophys. J. Int.* 152, 677–687, (2003).

Lhuillier, F., Gilder, S. A. Quantifying paleosecular variation: insights from numerical dynamo simulations. *Earth and Planetary Science Letters* 382, 87–97 (2013).

Lhuillier, F., Gilder, S. A., Wack, M., He, N., Petersen, B. S., Singer, B. R., Jicha, A. J., Schaen, and D. Colon. More stable yet bimodal geodynamo during the Cretaceous superchron? *Geophys. Res. Lett.*, 43, 6170–6177, (2016).

Liddicoat, J. C. Mono Lake Excursion In the Lahontan Basin, Nevada. *Geophysical Journal International*. Volume 125, issue 2, 630-635. (1996).

Livermore, R. A., Vine, F. J., Smith, A. G. Plate motions and the geomagnetic field – II. Jurassic to Tertiary. *Geophysical Journal International* 79, 939–961 (1984).

Lowrie, W., Kent, D. V. Geomagnetic polarity timescales and reversal frequency regimes. *Timescales of the paleomagnetic field*, 117–129 (2004).

Lowrie, W. *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press. (2007).

Ma, Y., Yang, T., Yang, Z., Zhang, S., Wu, H., Li, H., Li, H., Chen W., Zhang, J., Ding, J. Paleomagnetism and U-Pb zircon geochronology of Lower Cretaceous lava flows from the western Lhasa terrane: New constraints on the India-Asia collision process and intracontinental deformation within Asia, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, 7404-7424, (2014).

Macmillan, S., Finlay, C. The International Geomagnetic Reference Field. *Geomagnetic Observations and Models* 265–276 (2010). doi:10.1007/978-90-481-9858-0-10

Mankinen, E. A., Wentworth, C. M. Mono Lake excursion recorded in sediment of the Santa Clara Valley, California. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Volume 5, issue 2. (2004).

McElhinny, M. W., McFadden, P. L., Merrill, R. T. The time-averaged paleomagnetic field 0-5 Ma. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101, 25007–25027 (1996).

McElhinny, M. W., McFadden, P. L. *Paleomagnetism: continents and oceans*. San Diego: Academic Press. (2000).

McElhinny, M. W., McFadden, P. L. *International Geophysics Paleomagnetism -*

Continents and Oceans xi-xii (2000). doi:10.1016/s0074-6142(00)80093-5

McElhinny, M. Geocentric Axial Dipole Hypothesis: A Least Squares Perspective. Timescales Of The Paleomagnetic Field Geophysical Monograph Series 1–12 (2013). doi:10.1029/145gm01

McFadden, P. L., Merrill, R. T., McElhinny, M. W. Lee, S. Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96, 3923–3933 (1991).

McFadden, P., Merrill, R. Asymmetry in the reversal rate before and after the Cretaceous Normal Polarity Superchron. *Earth and Planetary Science Letters*, 149(1-4), 43–47. doi: 10.1016/s0012-821x(97)00061-7. (1997).

McFadden, P. L. McElhinny, M. W. A physical model for palaeosecular variation. *Geophysical Journal International* 78, 809–830 (1984).

McFadden, P. L. Reid, A. B. Analysis of palaeomagnetic inclination data. *Geophysical Journal International* 69, 307–319 (1982).

McFadden, P. L., Merrill, R. T. McElhinny, M. W. Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research* 93, 11583 (1988).

McFadden, P. L., Merrill, R. T., McElhinny, M. W. Lee, S. Reversals of the Earth's magnetic field and temporal variations of the dynamo families. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96, 3923–3933 (1991).

Mena, M., Goguitchaichvili, A., Solano, M. C., Vilas, J. F. Paleosecular variation and absolute geomagnetic paleointensity records retrieved from the early Cretaceous Posadas formation (Misiones, Argentina). *Studia Geophysica et Geodaetica* volume 55, Article number: 279, (2011).

Merrill, R. T., McElhinny, M. W. McFadden, P. L. The magnetic field of the Earth. *International Geophysics Series* 63 (1996).

Merrill, R., McFadden, P. Geomagnetic field stability: Reversal events and excursions. *Earth and Planetary Science Letters*, 121(1-2), 57–69. doi: 10.1016/0012-821x(94)90031-0. (1994).

Merrill, R. T. McElhinny, M. W. Anomalies in the time-averaged paleomagnetic field and their implications for the lower mantle. *Reviews of Geophysics* 15, 309 (1977).

Merrill, R.T., and M.W. McElhinny, *The Earth's Magnetic Field: Its History, Origin and Planetary Perspective*, Academic, London and New York, 401 pp., (1983).

Merrill, R.T., P.L. McFadden, M.W. McElhinny, Paleomagnetic tomography of the core-mantle boundary, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 64, 87-101, (1990).

Metelkin, D. V., Kazansky, A. Y., Bragin, V. Y., Tsel'movich, V. A., Lavrenchuk, A. V., Kungurtsev, L. V. Paleomagnetism of the Late Cretaceous intrusions from the Minusa trough (southern Siberia). *Russian Geology and Geophysics*, Volume

48, Issue 2, 185-198, (2007).

Muttoni, G., Kent, D. V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N., Gaetani, M. Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'. *Earth and Planetary Science Letters*, 215, 379-394, (2003).

Nawrocki, J., Wagner, R. Grabowski, J. The Permian/Triassic boundary in the Polish Basin in the light of paleomagnetic data. *Geological Quarterly* 37, 565–578 (1993).

Needham, J., Wang, L., Metailie Georges, Huang, H. T. *Science and civilisation in China*. Cambridge: University Press. (1954).

Ogg, J. G. The Jurassic period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A Geological Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, pp.307–339. (2004).

Ogg, J. G., Smith, A. G. The geomagnetic polarity time scale. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A Geological Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 63–86. (2004).

Oliveira, W. P. D. *Análises de Dispersão Angular de Polos Geomagnéticos Virtuais Referentes ao Superchron Reverso do Permo-Carbonífero*. Dissertação de Mestrado. Observatório Nacional. (2017).

Oliveira, W. P. D. et al. Behavior of the Paleosecular Variation During the Permian-Carboniferous Reversed Superchron and Comparisons to the Low Reversal Frequency Intervals Since Precambrian Times. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 19, 1035–1048 (2018).

Olsen, N., Manda, M. Investigation of a secular variation impulse using satellite data: The 2003 geomagnetic jerk. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 255, n.1, pp.94-105. (2007).

Olsen, N., Hulot, G., Sabaka, T. The present field - *Treatise on geophysics, Geomagnetism*, v.5, pp.33-75. (2007).

Olson, P., and Amit, H., Changes in earth's dipole, *Naturwissenschaften* 93, 519-542 (2006).

Opdyke, N. D., Channell, J. E. T. *Magnetic stratigraphy*. San Diego, CA: Academic Press. (1996).

Opdyke, N. Henry, K. A test of the dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters* 6, 139–151 (1969).

Pavlov, V. E., Vasselovskiy, R. V., Khokhlov, A., Latyshev, A. V., Fluteau, F. Refined permo-triassic paleomagnetic pole for the Siberian platform and geomagnetic secular variations at the Paleozoic-Mesozoic boundary as recorded in volcanic traps key sections of northern Siberia. (2011).

Petrelis, F., Besse, J. Valet, J. P. Plate tectonics may control geomagnetic reversal frequency. *Geophysical Research Letters* 38 (2011).

Poornachandra Rao, G. V. S., Mallikharjuna Rao, J. Palaeomagnetism of the Rajmahal Traps of India: Implication to the Reversal in the Cretaceous Normal Superchron. *Journal Geomag. Geoelectr.*, 48, 993-1000, (1996).

Raposo, M. I. B., Ernestno, M. An Early Cretaceous paleomagnetic pole from Ponta Grossa dikes (Brazil): Implications for the South American Mesozoic apparent polar wander path. *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, no. B10, pages 20,095-20,109, (1995).

Raposo, M. I. B., Ernestno, M., Renne, P. R. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the early Cretaceous Florianópolis dike swarm (Santa Catarina Island), Southern Brazil. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108, 275-290, (1998).

Ren, Q., Zhang, S., Wu, H., Liang, Z., Miao, X., Zhao, H., Li, H., Yang, T., Pei, J., Davis, G. A. Further paleomagnetic results from the 155 Ma Tiaojishan Formation, Yanshan Belt, North China, and their implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk suture, *Gondwana Research*, (2015).

Riisager, J., Perrin, M., Riisager, P., Vandamme, D. Paleomagnetic results and paleointensity of Late Cretaceous Madagascan basalt. *Journal of African Earth Sciences*, Vol 32, No. 3. PP. 503-518, (2001).

Roberts, A.P., Winklhofer, M. Why are geomagnetic excursions not always recorded in sediments? Constraints from post-depositional remanent magnetization lock-in modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, v.227, n.3, pp.345-359. (2004).

Roberts, A.P., Winklhofer, M., Liang, W.-T., and Horng, C.-S., Testing the hypothesis of orbital (eccentricity) influence on Earth's magnetic field, *Earth Planet. Sci. Lett.* 216, 187-192 (2003).

Roberts, P.H., Glatzmaier, G.A. Geodynamo theory and simulations. *Reviews of modern physics*, v. 72, n.4, pp.1081. (2000).

Roberts, P.H., King, E.M. On the genesis of the Earth's magnetism, *Reports on Progress in Physics*, v.76, n.9, pp.1-55. (2013).

Schneider, D. A. Kent, D. V. Testing models of the Tertiary paleomagnetic field. *Earth and Planetary Science Letters* 101, 260–271 (1990).

Schneider, D. A. Kent, D. V. The time-averaged paleomagnetic field. *Reviews of Geophysics* 28, 71 (1990).

Shen, S., Henderson, C., Bowring, S., et al. High-resolution Lopingian (Late Permian) timescale of south China, *Geological Journal*, v. 45, n. (2-3), pp. 122 – 134. (2010).

Si, J. Voo, R. V. D. Too-low magnetic inclinations in central Asia: an indication of a long-term Tertiary non-dipole field? *Terra Nova* 13, 471–478 (2001).

Smirnov, A. V., Tarduno, J. A., Evans, D. A. Evolving core conditions ca. 2 billion years ago detected by paleosecular variation. *Physics of the Earth and Pla-*

netary Sciences, v. 187, n.3, pp.225-231. 2011.

Solano, M. C., Goguitchaichvili, A., Bettucci, L. S., Ruiz, R. C., Calvo-Rathert, M., Ruiz-Martinez, V. C., Soto, R., Alva-Valdivia, L. M. Paleomagnetism of early Cretaceous arapey formation (northern Uruguay). *Stud. Geophys. Geod.*, 54, 533-546, (2010).

Steiner, M, B. The magnetic polarity time scale across the Permian-Triassic boundary. Geological Society, London, Special Publications , v.265, n.1, pp.15-38. (2006).

Tarduno, J., Cottrell, R., Smirnov, A. The Cretaceous superchron geodynamo: observations near the tangent cylinder. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 99, p. 14020 – 14025. (2002).

Tauxe, L., Long-term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections, *Phys. Earth Planet. Inter.* 156, 223-241 (2006).

Tauxe, L., Kent, D. V. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar? *Timescales of Paleomagnetic Field*, pp.101-115. (2004).

Tauxe, L., R. Shaar, L. Jonestrask, N. L. Swanson-Hysell, R. Minnett, A. A. P. Koppers, C. G. Constable, N. Jarboe, K. Gaastra, and L. Fairchild. PmagPy: Software package for paleomagnetic data analysis and a bridge to the Magnetics Information Consortium (MagIC) Database, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17, (2016).

Telford, W. M., Sheriff, R. E., Geldart, L. P. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Second Edition, New York, 790 pp. (1990).

Tomezzoli, R. N. The Apparent Polar Wander Path for South America during the Permian-Triassic. *Gondwana Research*, 15, 209-215, (2009).

Torsvik, T. H., Smethurst, M. A. Plate tectonic modelling: virtual reality with GMAP. *Computers and Geosciences*, 24(4), 395-402, (1998).

Vandamme, D. A new method to determine paleosecular variation. *Phys. Earth Planet. Inter.* 85, 131–142, (1994).

Vaselovskiy, R. V., Konstantinov, K. M., Latyshev, A. V., Fetisova, A. M. Paleomagnetism of the trap intrusive bodies in arctic Siberia: Geological and methodical implications. *Physics of the Solid Earth*, Vol. 48, Nos. 9–10, pp. 738–750, (2012).

Veikkolainen, T., Pesonen, L. Korhonen, K. An analysis of geomagnetic field reversals supports the validity of the Geocentric Axial Dipole (GAD) hypothesis in the Precambrian. *Precambrian Research* 244, 33–41 (2014).

Veikkolainen, T., Evans, D. A., Korhonen, K. Pesonen, L. J. On the low-inclination bias of the Precambrian geomagnetic field. *Precambrian Research* 244, 23–32 (2014).

Veselovskiy, R. V. Pavlov, V. E. New paleomagnetic data for the Permian-

Triassic Trap rocks of Siberia and the problem of a non-dipole geomagnetic field at the Paleozoic-Mesozoic boundary. *Russian Journal of Earth Sciences* 8, 1–19 (2006).

Van der Voo R. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*. 184, 1-9, (1993).

Van der Voo, R. V. D. Torsvik, T. H. Evidence for late Paleozoic and Mesozoic non-dipole fields provides an explanation for the Pangea reconstruction problems. *Earth and Planetary Science Letters* 187, 71–81 (2001).

Verosub, K. L. The absence of the Mono Lake geomagnetic excursion from the paleomagnetic record of Clear Lake, California. *Earth and Planetary Science Letters*. Volume 36, issue 1, 219-230. (1977).

Yamazaki, T. Yamamoto, Y. Relative Paleointensity and Inclination Anomaly Over the Last 8 Myr Obtained From the Integrated Ocean Drilling Program Site U1335 Sediments in the Eastern Equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 123, 7305–7320 (2018).

Yang, T., Ma, Y., Zhang, S., Bian, W., Yang, Z., Wu, H., Li, H., Chen, W., Ding, J. New insights into the India-Asia collision process from Cretaceous paleomagnetic and geochronologic results in the Lhasa terrane. *Gondwana Research*, (2014).

Yi, Z., Huang, B., Yang, L., Tang, X., Yan, Y., Qiao, Q., Zhao, J., Chen, L. A quasi-linear structure of the southern margin of Eurasia prior to the India-Asia collision: First paleomagnetic constraints from Upper Cretaceous volcanic rocks near the western syntaxis of Tibet. *Tectonics*, 34, 1431-1451, (2015).

Yin, H.; Song, H. Mass extinction and Pangea integration during the Pleozoic-Mesozoic transition. *Science China Earth Sciences*, v. 56, n.11, pp.1791-1803. 2013.

Yokoyama, E, Brandt D, Tohver E, Trindade RIF. Palaeomagnetism of the Permo-Triassic Araguainha impact structure (Central Brazil) and implications for Pangean reconstructions. *Geophysical Journal International*. 198(1):154-163, (2014).

Yugan, J., Qinghua, S. Changqun, C. Late Permian magnetostratigraphy and its global correlation. *Science Bulletin* 8, 698–705 (2000).

Zhao, X., Coe, R. S., Zhou, Y., Wu, H., Wang, J. New paleomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakstan. *Tectonophysics*, 181: 43-81, (1990).

Zhu, R., Pan, Y., He, H., Qin, H., Ren, S. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age from Cretaceous volcanic sequence, Inner Mongolia, China: Implications for the field variation during the Cretaceous normal superchron. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169, 59-75, (2008).

Apêndice A

Descrição do campo geomagnético por harmônicos esféricos

A.1 Funções harmônicas

Partindo das quatro equações de Maxwell na forma diferencial e no vácuo:

Lei de Gauss:

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{1}{\epsilon_0} \rho \quad (\text{A.1})$$

Inexistência de monopolos magnéticos:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (\text{A.2})$$

Lei de Faraday:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (\text{A.3})$$

Lei de Ampère-Maxwell:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{J} + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (\text{A.4})$$

Utilizando a equação A.2 e reescrevendo a equação A.4, para o caso de não haverem fontes de campo magnético na região estudada (superfície do planeta), sejam elas provenientes de correntes elétricas ou variações do campo elétrico, assim

$$\nabla \times \mathbf{B} = 0 \quad (\text{A.5})$$

Logo, se o rotacional do campo magnético em uma região é nulo, isso significa que o campo é o gradiente de uma função escalar qualquer

$$\mathbf{B} = -\nabla \psi \quad (\text{A.6})$$

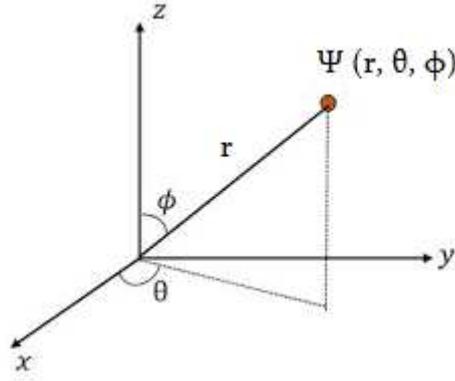


Figura A.1: Representação do gradiente de uma função escalar em coordenadas esféricas.

Sendo o gradiente da função escalar em coordenadas esféricas

$$\nabla\psi = \frac{\partial\psi}{\partial r}\hat{r} + \frac{1}{r}\frac{\partial\psi}{\partial\theta}\hat{\theta} + \frac{1}{r\text{sen}\theta}\frac{\partial\psi}{\partial\phi}\hat{\phi} \quad (\text{A.7})$$

Com isso, podemos substituir a equação A.6 na equação A.2:

$$\nabla\cdot(\nabla\psi) = 0 \quad (\text{A.8})$$

O divergente do gradiente de uma função escalar é definido por:

$$\nabla\cdot(\nabla\psi) \equiv \nabla^2\psi \quad (\text{A.9})$$

Que é o operador Laplaciano. Assim, encontramos:

$$\nabla^2\psi = 0 \quad (\text{A.10})$$

Que é a equação de Laplace para um local de observação onde não há variação do campo magnético. As soluções da equação A.10 são chamadas de funções harmônicas (GRIFFITHS, 2011), e desempenham um papel crucial no desenvolvimento desse trabalho, onde nos aprofundaremos sobre os harmônicos esféricos.

A.2 O potencial de um campo magnético

A equação A.10 pode ser reescrita, em coordenadas esféricas:

$$\frac{1}{r}\frac{\partial^2}{\partial r^2}(r\psi) + \frac{1}{r^2\text{sen}\theta}\frac{\partial}{\partial\theta}\left(\text{sen}\theta\frac{\partial\psi}{\partial\theta}\right) + \frac{1}{r^2\text{sen}^2\theta}\frac{\partial^2\psi}{\partial\phi^2} = 0 \quad (\text{A.11})$$

Se um produto na forma de um potencial existir, então a equação supracitada pode ser reescrita através de uma separação de variáveis:

$$\psi = \frac{U(r)}{r} P(\theta) Q(\phi) \quad (\text{A.12})$$

Substituindo a equação A.11 na equação A.10, obtemos:

$$PQ \frac{d^2 V}{dr^2} + \frac{UQ}{r^2 \text{sen}\theta} \frac{d}{d\theta} \left(\text{sen}\theta \frac{dP}{d\theta} \right) + \frac{UP}{r^2 \text{sen}^2\theta} \frac{d^2 Q}{d\phi^2} = 0 \quad (\text{A.13})$$

Multiplicando a equação A.12 por $r^2 \text{sen}^2\theta / UPQ$, encontramos:

$$r^2 \text{sen}^2\theta \left[\frac{1}{U} \frac{d^2 U}{dr^2} + \frac{1}{Pr^2 \text{sen}\theta} \frac{d}{d\theta} \left(\text{sen}\theta \frac{dP}{d\theta} \right) \right] + \frac{1}{Q} \frac{d^2 Q}{d\phi^2} = 0 \quad (\text{A.14})$$

A dependência no termo ϕ da equação acima pode ser isolada no último termo. Conseqüentemente, esse termo necessita ser uma constante, a qual chamaremos de (m^2) , assim:

$$\frac{1}{Q} \frac{d^2 Q}{d\phi^2} = -m^2 \quad (\text{A.15})$$

Separando as equações $P(\theta)$ e $U(r)$, encontramos:

$$\frac{1}{\text{sen}\theta} \frac{d}{d\theta} \left(\text{sen}\theta \frac{dP}{d\theta} \right) + \left[l(l+1) - \frac{m^2}{\text{sen}^2\theta} \right] P = 0 \quad (\text{A.16})$$

e

$$\frac{d^2 U}{dr^2} - \frac{l(l+1)}{r^2} U = 0 \quad (\text{A.17})$$

Onde $l(l+1)$ é outra constante real. A partir da forma da equação radial é aparente que uma potência de r há de satisfazer elas, ao invés de uma série de potências. A solução encontrada é:

$$U = Ar^{l+1} + Br^{-l} \quad (\text{A.18})$$

Porém, o termo l ainda precisa ser determinado.

A.3 Polinômios de Legendre

O termo θ da função $P(\theta)$ pode ser expresso em termos de $x = \cos\theta$. Assim, podemos escrever:

$$\frac{d}{dx} \left[(1-x^2) \frac{dP}{dx} \right] + \left[l(l+1) - \frac{m^2}{(1-x^2)} \right] P = 0 \quad (\text{A.19})$$

A equação supradescrita é conhecida como equação geral de Legendre, com soluções associadas a funções de Legendre. Para $m^2 = 0$, a equação A.19 é reescrita como:

$$\frac{d}{dx} \left[(1-x^2) \frac{dP}{dx} \right] + l(l+1)P = 0 \quad (\text{A.20})$$

Levando em consideração toda a área de cobertura para o cosseno do ângulo θ , incluindo os polos norte e sul, na região de estudo. A solução necessária deve ser única, finita e contínua (no intervalo $-1 \leq x \leq 1$) para que possa representar um potencial (JACKSON, 1999). Essa solução poderá ser encontrada na forma de séries de potência

$$P(x) = x^\alpha \sum_{j=0}^{\infty} a_j x^j \quad (\text{A.21})$$

E que pode ser resolvida através do método de Frobenius, incluindo a determinação do parâmetro α . Substituindo A.21 em A.20, obtemos:

$$\sum_{j=0}^{\infty} \{ (\alpha + j)(\alpha + j - 1) a_j x^{(\alpha+j-2)} - [(\alpha + j)(\alpha + j + 1) - l(l+1)] a_j x^{(\alpha+j)} \} = 0 \quad (\text{A.22})$$

Levando-nos à fórmula de recorrência:

$$a_{j+2} = \left[\frac{(\alpha + j)(\alpha + j + 1) - l(l+1)}{(\alpha + j + 1)(\alpha + j + 2)} \right] a_j \quad (\text{A.23})$$

Assim, encontramos os polinômios de Legendre de ordem l . Os primeiros termos são:

$$P_0(x) = 1; P_1(x) = x; P_2(x) = \frac{1}{2}(3x^2 - 1); P_3(x) = \frac{1}{2}(5x^3 - 3x); P_4(x) = \frac{1}{8}(35x^4 - 30x^2 + 3) \quad (\text{A.24})$$

A.4 Os harmônicos esféricos

Para um caso especial onde não há variação longitudinal (MCELHINNY, MCFADDEN e MERRILL, 1996), de simetria azimutal $m=0$ (JACKSON, 1999), podemos escrever:

$$\psi(r, \theta) = \sum_{l=0}^{\infty} [A_l r^l + B_l r^{-(l+1)}] P_l(\cos\theta) \quad (\text{A.25})$$

Onde os termos A_l e B_l são coeficientes de Legendre e podem ser encontrados através da fórmula de Rodrigues, uma representação alternativa que será utilizada como uma fórmula de recorrência, assim:

$$P_l(x) = \frac{1}{2^l l!} \left[\frac{d^l}{dx^l} (x^2 - 1)^l \right] \quad (\text{A.26})$$

A solução geral para um problema em coordenadas esféricas pode ser escrita em termos de harmônicos esféricos e em potências de r (Jackson, 1999), através da equação A.25, logo:

$$\psi(r, \theta, \phi) = \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=-l}^l [A_l^m r^l + B_l^m r^{-(l+1)}] Y_l^m(\theta, \phi) \quad (\text{A.27})$$

Onde o termo Y_l^m são os harmônicos esféricos de grau l e ordem m . Esse termo pode ser resolvido utilizando uma função arbitrária que pode ser expandida em termos dos harmônicos esféricos:

$$g(\theta, \phi) = \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=-l}^l A_l^m Y_l^m(\theta, \phi) \quad (\text{A.28})$$

Voltando para a equação A.26, o termo P_l , no geomagnetismo, é conhecido e utilizado como funções parcialmente normalizadas de Schmidt (MCELHINNY, MCFADDEN e MERRILL, 1996), associadas com os polinômios de Legendre:

$$P_l^m = P_{l,m} \quad (\text{A.29})$$

se $m=0$ e

$$P_l^m = \left[\frac{2(l-m)!}{(l+m)!} \right]^{\frac{1}{2}} P_{l,m} \quad (\text{A.30})$$

se $m>0$.

A.5 O potencial escalar magnético

A partir das funções parcialmente normalizadas de Schmidt, podemos escrever o potencial escalar magnético, medido na superfície do planeta (considerando r como o raio da Terra, a) como:

$$\psi = \frac{\alpha}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} P_l^m(\cos\theta) \left[C_l^m \left(\frac{r}{a} \right)^l + (1 - C_l^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{l+1} \right]$$

$$g_l^m \cos m\phi + \left[S_l^m \left(\frac{r}{a} \right)^l + (1 - S_l^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{l+1} \right] h_l^m \sin m\phi \quad (\text{A.31})$$

Sendo C_l^m e S_l^m números positivos entre 0 e 1 que indicam a fração do potencial associado com fontes de origem externa ($r>a$) e os termos $(1 - C_l^m)$ e $(1 - S_l^m)$ com as fontes de origem interna ($r<a$) (MCELHINNY, MCFADDEN e MERRILL, 1996).

Os coeficientes g_l^m e h_l^m são chamados de coeficientes de Gauss, e o fator μ_0 corrige a unidade de medida do potencial escalar para nanotesla. Se valores médios do campo determinados e usados ao longo de vários anos, a equação acima mostra que os termos C_l^m e S_l^m não mudam significativamente (MCELHINNY, MCFADDEN e MERRILL, 1996). Então a equação A.31 pode ser reescrita como:

$$\psi = \frac{\alpha}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} P_l^m(\cos\theta)(g_l^m \cos m\phi + h_l^m \sin m\phi) \quad (\text{A.32})$$

Apêndice B

Expansão multipolar

B.1 Coeficientes de Gauss

Uma distribuição de cargas pode ser descrita através da densidade de carga $\rho(\mathbf{x}')$, a qual se mantém representada dentro de uma esfera de raio R ao redor da origem, seja qual for a fonte. O potencial escalar localizado fora da esfera pode ser escrito como uma expansão dos harmônicos esféricos (JACKSON, 1999):

$$\Phi(x) = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=-l}^l \frac{4\pi}{(2l+1)} g_{lm} \frac{P_{lm}(\theta, \phi)}{r^{(l+1)}} \quad (\text{B.1})$$

onde a escolha das constantes foi feita convenientemente para descrever os coeficientes de Gauss (g_{lm}) e o grau do Polinômio de Legendre (P_{lm}). A equação supradescrita é conhecida como uma expansão multipolar: o termo $l = 0$ é chamado de monopolo, $l = 1$ representa o dipolo, $l = 2$ o quadrupolo e assim sucessivamente. O problema a ser resolvido reside na determinação dos coeficientes de Gauss em termos das propriedades de $\rho(\mathbf{x}')$. A solução vem da resolução da integral

$$\Phi(x) = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \int \frac{\rho(\mathbf{x}')}{|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|} d^3x' \quad (\text{B.2})$$

que mostra o potencial escalar em termos da densidade de carga, e a integração é feita sobre todas as cargas presentes no universo amostral, onde

$$\frac{1}{|\mathbf{x} - \mathbf{x}'|} = 4\pi \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=-l}^l \frac{1}{(2l+1)} \frac{r_{<}^l}{r^{(l+1)>}} P_{l\ m}^*(\theta', \phi') P_{lm}(\theta, \phi) \quad (\text{B.3})$$

que permite obtermos o potencial escalar em uma forma fatorizada nas coordenadas \mathbf{x} e \mathbf{x}' (JACKSON, 1999). Para o potencial escalar fora da distribuição de carga, $r_{<} = r'$ e $r_{>} = r$, encontramos:

$$\Phi(x) = \frac{1}{\epsilon_0} \sum_{(l,m)} \frac{1}{(2l+1)} \left[\int P_{l\ m}^*(\theta', \phi') r'^l \rho(\mathbf{x}') d^3x' \right] \frac{P_{lm}(\theta, \phi)}{r^{(l+1)}} \quad (\text{B.4})$$

Conseqüentemente os coeficientes de Gauss são descritos por:

$$g_{lm} = \int P_{lm}^*(\theta', \phi') r'^l \rho(\mathbf{x}') d^3 x' \quad (\text{B.5})$$

Esses coeficientes representam os momentos multipolares.

B.2 Os polos magnéticos

Para um número finito de cargas, q há de representar a carga total do universo amostral, ou também chamado de momento de monopolo e \mathbf{p} é o momento dipolar, representado por (JACKSON, 1999):

$$\mathbf{p} = \int \mathbf{x}' \rho(\mathbf{x}') d^3 x' \quad (\text{B.6})$$

Os componentes de campo para uma expansão multipolar podem ser expressos em termos de coordenadas esféricas que, para esse estudo em questão, há de ser mais conveniente. O gradiente negativo da equação B.1 com l e m definidos possui componentes esféricos:

$$E_r = \frac{(l+1)}{(2l+1)\epsilon_0} g_{lm} \frac{P_{lm}(\theta, \phi)}{r^{(l+2)}} \quad (\text{B.7})$$

$$E_\theta = -\frac{1}{(2l+1)\epsilon_0} g_{lm} \frac{1}{r^{(l+2)}} \frac{\partial}{\partial \theta} P_{lm}(\theta, \phi) \quad (\text{B.8})$$

$$E_\phi = -\frac{1}{(2l+1)\epsilon_0} g_{lm} \frac{1}{r^{(l+2)}} \frac{im}{\sin \theta} P_{lm}(\theta, \phi) \quad (\text{B.9})$$

Tanto $\partial P_{lm}/\partial \theta$ quanto $P_{lm}/\sin \theta$ podem ser expressos como combinações lineares de outros P_{lm} .

Para um dipolo \mathbf{p} ao longo do eixo z , os campos descritos nas equações B.7, B.8 e B.9 são reduzidos para as formas (JACKSON, 1999):

$$E_r = \frac{2q \cos \theta}{4\pi \epsilon_0 r^3} \quad (\text{B.10})$$

$$E_\theta = \frac{p \sin \theta}{4\pi \epsilon_0 r^3} \quad (\text{B.11})$$

$$E_\phi = 0 \quad (\text{B.12})$$

Satisfazendo assim as condições da expansão multipolar para a hipótese do Dipolo Geocêntrico Axial, utilizada neste trabalho.

Apêndice C

Ajuste da anomalia ΔI

Partindo da equação fundamental do paleomagnetismo

$$tg(I) = 2tg(\lambda), \quad (C.1)$$

podemos escrever a inclinação em função da tangente da latitude também da seguinte maneira:

$$I = arctg[(2tg(\lambda))] \quad (C.2)$$

e, também, podemos escrever a latitude em função da tangente da inclinação, assim:

$$\lambda = arctg \left[\frac{tg(I)}{2} \right] \quad (C.3)$$

Contando com a equação da anomalia ΔI , podemos encontrar os valores de I_{obs} e I_{dip} , com o auxílio das equações anteriores

$$\Delta I = I_{obs} - I_{dip} \quad (C.4)$$

Partindo da análise dos harmônicos zonais para chegarmos em parâmetros paleomagnéticos, os termos G_n são contribuições relativas à componente dipolar do CG, e pode ser escrito através das seguintes relações:

$$G2 = \frac{g_2^0}{g_1^0}, \quad (C.5)$$

$$G3 = \frac{g_3^0}{g_1^0}, \quad (C.6)$$

$$G4 = \frac{g_4^0}{g_1^0}, \quad \cdot \quad (C.7)$$

$$Gn = \frac{g_n^0}{g_1^0}. \quad (C.8)$$

Com isso, podemos escrever, convenientemente, a equação C.4 em função dos termos quadrupolares e octupolares:

$$\Delta I(G2, G3) = I_{obs}(G2, G3) - I_{dip}(g_1^0) \quad (C.9)$$

Sendo

$$tg(I_{dip}) = 2cotg(\theta) \quad (C.10)$$

e

$$I_{dip} = arctg[2cotg(\theta)] \quad (C.11)$$

Retomando também a equação 2.8, onde

$$tg(I_{obs}) = \frac{A}{B} \quad (C.12)$$

Logo:

$$\Delta I = arctg\left(\frac{A}{B}\right) - arctg[2cotg(\theta)] \quad (C.13)$$

onde,

$$A = 2cos(\theta) + G2 \left[\frac{9}{2}cos^2(\theta) - \frac{3}{2} \right] + G3[10cos^3(\theta) - 6cos(\theta)] \quad (C.14)$$

e

$$B = sen(\theta) + G2[3cos(\theta)sen(\theta)] + G3 \left[\frac{15}{2}cos^2(\theta)sen(\theta) - \frac{3}{2}sen(\theta) \right] \quad (C.15)$$

Como vimos nas equações 2.9 e 2.10.

Substituindo as equações, obtemos:

$$\Delta I = \operatorname{arctg} \left\{ \frac{2\cos(\theta) + G2 \left[\frac{9}{2}\cos^2(\theta) - \frac{3}{2} \right] + G3[10\cos^3(\theta) - 6\cos(\theta)]}{\operatorname{sen}(\theta) + G2[3\cos(\theta)\operatorname{sen}(\theta)] + G3 \left[\frac{15}{2}\cos^2(\theta)\operatorname{sen}(\theta) - \frac{3}{2}\operatorname{sen}(\theta) \right]} \right\} +$$

$$- \operatorname{arctg}[2\cotg(\theta)]$$

(C.16)

A equação C.16 refere-se para um Dipolo Geocêntrico Axial a uma determinada paleocolatitude θ , apenas para G2 e G3 nulos.

Apêndice D

Modelos de variação paleosecular

Constam na literatura, discorridos a seguir, alguns modelos que são utilizados para descrever a VPS, além de servirem também para avaliar a dispersão angular de pólos geomagnéticos virtuais em função da paleolatidade. Os principais modelos utilizados, descritos como modelos *paramétricos*, descrevem a VPS sob três fatores: variações na intensidade e direção do CG segundo as contribuições não-dipolares, a variação na intensidade do CG segundo a contribuição dipolar e mudanças na orientação do dipolo do CG.

Alguns dos modelos de VPS são citados segundo a definição proposta por Irving (1964), a saber:

(i) Modelo A (Irving e Ward, 1964): o modelo em questão considera apenas variações das contribuições não-dipolares do CG. O DGA possui um momento fixo.

(ii) Modelo B (Creer *et al.*, 1959; Creer, 1962): considera apenas um modelo de dipolo do CG que oscila, além das componentes não-dipolares serem descartadas.

(iii) Modelo C (Cox, 1962): consiste na contribuição das componentes dipolares e não-dipolares do CG. Assume um campo não-dipolar com a mesma intensidade, seja qual for a latitude observada.

(iv) Modelo D (Cox, 1970): inclui variações das componentes dipolares e não-dipolares do CG, além variações de intensidade para os mesmos.

(v) Modelo E (Baag e Helsley, 1974): as componentes não-dipolares do CG são dependentes das componentes dipolares, além do modelo sugerir que essas componentes estejam de alguma forma correlacionadas.

(vi) Modelo F (McFadden e McElhinny, 1984): assume que a intensidade das contribuições não-dipolares do CG possa ser linearmente relacionada com a intensidade das contribuições dipolares.

Esses modelos supracitados caíram em desuso à medida em que novos e mais robustos modelos foram sendo feitos e disponibilizados na literatura. Um dos modelos mais recentes e que entraram em consenso na comunidade científica para o estudo da VPS é o Modelo G (McFadden *et al.*, 1988). A robustez desse modelo reside em uma representação diferenciada da VPS em relação aos modelos mais antigos,

aliando conceitos previamente propostos com observações fenomenológicas, aspectos físicos e deduções matemáticas.

No Modelo G, as soluções do CG para um dínamo esférico podem ser separadas por duas famílias diferentes, sob certas condições. Essas famílias, a primária (dipolar) e a secundária (quadrupolar), são determinadas através dos termos dos harmônicos esféricos de grau l e ordem m , por meio dos coeficientes de Gauss g_l^m e h_l^m . Para a família dipolar, os coeficientes produzem campos que são antissimétricos sobre o equador ($l - m =$ número ímpar), já para a família quadrupolar, as contribuições para a formação do CG são simétricas no equador ($l - m =$ número par). A tabela 3.1 dispõe a representação dos coeficientes de Gauss conforme a família que são encaixados.

Tabela D.1: Tabela que descreve a representação das famílias primárias e secundárias, e que fazem parte da hipótese do geodínamo. Modificado de McFadden *et al.* (1988).

	Família Primária	Família Secundária
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	$g_3^1, h_3^1, g_3^3, h_3^3$

O Modelo G, como outros modelos mais recentes utilizados na literatura, são úteis porque valem-se da análise dos já mencionados coeficientes de Gauss, e os mesmos provém a possibilidade de que o CG possa ser estudado no passado geológico e no presente. Maiores detalhes acerca dos modelos aqui citados e de outros que também constam na literatura podem ser encontrados em McElhinny e McFadden (2000).