

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

EDU PACHECO ROCKENBACH

**EVOLUÇÃO DO CAMPO GEOMAGNÉTICO NO PERÍODO PRÉ E PÓS-
SURGIMENTO DA ANOMALIA MAGNÉTICA DO ATLÂNTICO SUL**

**Caçapava do Sul
2024**

EDU PACHECO ROCKENBACH

**EVOLUÇÃO DO CAMPO GEOMAGNÉTICO NO PERÍODO PRÉ E PÓS-
SURGIMENTO DA ANOMALIA MAGNÉTICA DO ATLÂNTICO SUL**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geofísica da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Everton Frigo

**Caçapava do Sul
2024**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais).

A481o Rockenbach, Edu Pacheco

EVOLUÇÃO DO CAMPO GEOMAGNÉTICO NO PERÍODO PRÉ E PÓS-SURGIMENTO DA ANOMALIA MAGNÉTICA DO ATLÂNTICO SUL / Edu Pacheco Rockenbach.

66 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) -- Universidade Federal do Pampa, GEOFÍSICA, 2024.

"Orientação: Everton Frigo".

1. Anomalia magnética do Atlântico Sul. 2. CALS10k.2. 3. Campo magnético da Terra. 4. IGRF. I. Título.

EDU PACHECO ROCKENBACH

EVOLUÇÃO DO CAMPO GEOMAGNÉTICO NO PERÍODO PRÉ E PÓS-SURGIMENTO DA ANOMALIA MAGNÉTICA DO ATLÂNTICO SUL

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geofísica da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geofísica.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 02 de dezembro de 2024.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Everton Frigo
Orientador
UNIPAMPA

Dr. Filipe Terra Nova dos Santos
University of Nantes

Prof. Dr. Jairo Francisco Savian
UFRGS



Assinado eletronicamente por **EVERTON FRIGO, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 19/12/2024, às 07:48, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&i_d_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1633847** e o código CRC **67463CED**.

AGRADECIMENTO

Gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas e instituições que contribuíram de forma significativa para a realização deste trabalho.

Primeiramente, agradeço à minha família e amigos, pelo apoio, compreensão e encorajamento em todos os momentos.

Agradeço aos professores do Laboratório de Análise de Sinais Geofísicos (LASG): Prof. Dr. Everton Frigo, Prof. Dr. Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima e Prof. Dr. Leugim Corteze Romio pelos ensinamentos, suporte e, principalmente, pela parceria construída ao longo de toda a minha graduação.

Agradeço especialmente ao meu orientador, Prof. Dr. Everton Frigo, o qual me apresentou ao tema que despertou minha vocação para seguir a área acadêmica, além de ser uma inspiração como pesquisador. Ainda, agradeço à sua orientação dedicada, tanto neste trabalho quanto nos programas de iniciação científica, pelo apoio constante e pela confiança depositada em mim ao longo deste processo.

Agradeço ao Prof. Dr. Daniel Ribeiro Franco, pela orientação valiosa e pelo apoio contínuo ao longo do meu projeto de iniciação científica no Observatório Nacional. Suas orientações foram fundamentais para o meu crescimento acadêmico.

Agradeço à Universidade Federal do Pampa e ao Observatório Nacional que tornaram possível minha participação nos programas de iniciação científica: Chamada Interna N° 09/2021 PRO-IC - PROPPI/UNIPAMPA, Edital 122/2022 - PROBIC/FAPERGS/UNIPAMPA e Edital 2023-1 – PIBIC e PICT/ON.

Este trabalho não teria sido possível sem o apoio e a colaboração de todos vocês. Obrigado!

“O segundo colocado nada mais é do que o primeiro dos perdedores”.

Ayrton Senna

RESUMO

A Terra possui um campo magnético natural que se estende no espaço e apresenta configuração predominantemente dipolar. Esse campo magnético desempenha funções essenciais para a manutenção da vida no planeta, bloqueando parcialmente as partículas eletricamente carregadas provenientes do Sol. No entanto, nos últimos séculos, uma região de baixos valores de intensidade do campo magnético da Terra (CMT) surgiu no sul da África e deslocou-se pelo oceano Atlântico Sul, alcançando a América do Sul no período recente. Essa feição do CMT é denominada Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS), e corresponde a uma região em que o campo é mais fraco. Para estudar o CMT no passado, podem ser utilizados modelos matemáticos que estimam os valores dos elementos geomagnéticos ao longo de um período e região. Neste trabalho, utilizou-se os modelos CALS10k.2 e IGRF-13, com o objetivo de analisar a evolução da intensidade do campo geomagnético em superfície e em altitude entre os anos 1000 e 2024, com foco na área da AMAS. Para isso, foi utilizada uma abordagem na qual a evolução do centro e da área da AMAS foi avaliada com base na média global da intensidade do campo geomagnético fora da região influenciada pela anomalia. Os resultados indicaram que o local de menor intensidade do campo geomagnético em toda a superfície terrestre, reconhecido atualmente como o centro da AMAS, estava localizado sobre o Oceano Índico no ano 1000. O foco de menor intensidade passou a se localizar sobre o Oceano Atlântico somente por volta do ano 1130, sendo este o marco temporal definido neste estudo como o ano de surgimento da AMAS. Além disso, as análises considerando a variação global do campo geomagnético fora da AMAS indicaram que o ponto de menor intensidade pode não coincidir com o centro de massa da anomalia em determinados períodos, em especial quando a área da AMAS torna-se mais assimétrica. Ainda, ao definir a área da AMAS com base na média global da intensidade geomagnética fora da anomalia, observou-se uma taxa de variação menor na sua área ao longo do tempo em comparação com o critério tradicional, que geralmente utiliza uma isolinha de intensidade fixa para delimitar a anomalia. Isso sugere que a utilização de um limiar fixo pode superestimar as flutuações na área da AMAS ao longo do tempo. Ainda, a análise do campo geomagnético em diferentes altitudes evidenciou como a feição da AMAS se torna progressivamente mais suave à medida que a altitude aumenta, devido à redução das contribuições não dipolares e ao predomínio da componente

dipolar do campo. Por fim, se a tendência apresentada pela AMAS nos últimos dois séculos persistir, os efeitos associados ao fluxo intenso de partículas serão amplificados e associados a uma área ainda maior.

Palavras-Chave: Anomalia magnética do Atlântico Sul; CALS10k.2; Campo magnético da Terra; IGRF.

ABSTRACT

Earth's magnetic field extends into space and is predominantly dipolar. It plays a critical role in sustaining life by partially shielding the planet from electrically charged particles emitted by the Sun. Over the past few centuries, a region of low magnetic field intensity has emerged in southern Africa, migrated across the South Atlantic Ocean, and recently reached South America. This feature, known as the South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA), represents an area where the geomagnetic field is weaker. To investigate the past behavior of Earth's magnetic field, mathematical models can estimate geomagnetic elements over time and space. In this study, the CALS10k.2 and IGRF-13 models were employed to analyze the evolution of geomagnetic field intensity at the surface and at altitude from 1000 to 2024, focusing on the SAMA. The analysis involved evaluating the temporal evolution of the SAMA's center and area relative to the global average geomagnetic field intensity outside the anomaly. The results revealed that the point of lowest geomagnetic field intensity across Earth's surface, currently identified as the SAMA's center, was located over the Indian Ocean in the year 1000. This point shifted to the South Atlantic Ocean around 1130, which was defined in this study as the onset of the SAMA. Moreover, analyses incorporating the global variation of the geomagnetic field outside the anomaly indicated that the point of lowest intensity does not always coincide with the anomaly's center of mass, particularly during periods when the SAMA's area becomes more asymmetric. When defining the SAMA's area based on the global average geomagnetic intensity outside the anomaly, a slower rate of area variation was observed over time compared to the traditional criterion, which typically relies on a fixed intensity contour to delineate the anomaly. This suggests that using a fixed threshold may overestimate fluctuations in the SAMA's area over time. Additionally, geomagnetic field analyses at varying altitudes demonstrated that the SAMA's features become progressively smoother at higher altitudes, reflecting the diminished influence of non-dipolar components and the predominance of the dipolar field. Finally, if the SAMA's trends over the past two centuries persist, the associated effects of intensified particle fluxes will likely expand over a larger area, amplifying the potential impacts.

Keywords: South Atlantic magnetic anomaly; CALS10k.2; Earth's magnetic field; IGRF.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Aproximação do campo geomagnético por um dipolo inclinado com relação ao eixo de rotação da Terra. A localização do polo norte geomagnético (PNG) não coincide espacialmente com o polo norte geográfico (PN), assim como o polo sul geomagnético (PSG) não coincide com o polo sul geográfico (PS). Embora, do ponto de vista da física, atualmente o dipolo geomagnético esteja invertido com relação aos polos geográficos, nas geociências utiliza-se uma convenção que denomina a atual configuração como polaridade normal. 19
- Figura 2 – Representação esquemática da interação do vento solar com a magnetosfera terrestre. A maior parte das partículas é desviada ao redor da Terra em uma região turbulenta (em azul). Devido à força do campo magnético da Terra, algumas partículas carregadas ficam aprisionadas em duas grandes faixas em formato de anel, chamadas cinturões de Van Allen (em vermelho). 22
- Figura 3 – Elementos do campo geomagnético. 23
- Figura 4 – Intensidade total do campo geomagnético para o ano 2020. (a) Campo geomagnético gerado exclusivamente pela parcela dipolar. (b) Campo geomagnético total incluindo tanto a parcela dipolar quanto as contribuições não dipolares. Dados obtidos a partir do modelo International Geomagnetic Reference Field - The Thirteenth Generation..... 25
- Figura 5 – Intensidade total do campo geomagnético para o ano de 2015. A área de abrangência da AMAS é delimitada pelo contorno de 32000 nT (linha branca). 28
- Figura 6 – Localização geográfica do ponto central da AMAS com base nas três diferentes abordagens propostas por Heynderickx (1996) para o período de 1945 a 2000. 28
- Figura 7 – Trajetória do centro da AMAS calculada com base no valor mínimo de intensidade total do campo geomagnético para o período de 1600 a 2005. A curva em vermelho representa um ajuste polinomial de grau 6. 29
- Figura 8 – Intensidade total do centro da AMAS para o período de 1600 a 2005. A curva em vermelho representa um ajuste polinomial de grau 6. 30
- Figura 9 – a) Interface apresentada ao usuário ao executar a rotina computacional do IGRF-13. O usuário deve informar como dados de entrada: o sistema de coordenadas, se deseja série temporal ou espacial, se deseja valores do campo principal ou variação secular, a faixa de latitude e longitude, a resolução e o ano de interesse. b) Primeiras linhas do arquivo de saída fornecido pelo modelo. O arquivo contém os valores de latitude (Lat), longitude (Long), declinação (D), inclinação (I), intensidade horizontal (H), intensidade norte-sul (X), intensidade leste-oeste (Y), intensidade vertical (Z) e intensidade total (F). 36
- Figura 10 – a) Interface apresentada ao usuário ao executar a rotina computacional do CALS10k.2 na sua versão original. O usuário deve informar um valor de latitude e um valor de longitude. b) Primeiras linhas do arquivo de saída fornecido pelo modelo. O arquivo contém os valores de declinação (d), inclinação (i) e intensidade total (f) desde -8000 a 1990 para a posição informada e referente à superfície da Terra. 38
- Figura 11 – a) Interface apresentada ao usuário ao executar a rotina computacional do CALS10k.2 na versão adaptada. Nessa versão, o usuário deve informar os valores

extremos de latitude e longitude da área a ser estudada e o ano de interesse. b) Primeiras linhas do arquivo de saída fornecido pelo modelo. O arquivo contém os valores de declinação (d), inclinação (i) e intensidade total (f), intensidade horizontal (h) e intensidade vertical (z) referente à superfície da Terra para a área e ano informados.....	39
Figura 12 – Ilustração esquemática que evidencia o aumento aparente da área de abrangência da AMAS baseada em (4.18), em um cenário de decréscimo na intensidade total do campo geomagnético entre os tempos t_1 e t_2	40
Figura 13 – Mapa de intensidade total para o ano de 2024 (IGRF-13). a) A região sombreada compreende os limites definidos por Amit et al. (2021) para calcular F_{out} . b) Nova área sombreada proposta neste estudo para calcular F_{out} excluindo a faixa de deslocamento da AMAS.....	41
Figura 14 – Esquema ilustrando uma seção transversal da intensidade do campo geomagnético com uma configuração anisotrópica. O ponto que representa a intensidade mínima (marcado por um ponto) não corresponde com precisão ao centro da AMAS. Em contraste, o centro de massa (marcado por um losango) fornece uma localização mais representativa do centro da anomalia.	43
Figura 15 – Evolução da intensidade total na superfície da Terra entre os anos 1000-2024.	46
Figura 16 – Deslocamento do centro da anomalia sob diferentes abordagens: a) referente ao ponto de menor intensidade do campo geomagnético F_{min} ; b) baseado no centro de massa CM_0 e CM_1 ; c) F_{min} , CM_0 e CM_1 juntos.	48
Figura 17 – Variação do ponto de menor intensidade da AMAS e sua comparação com o mínimo relativo, ambos para a superfície da Terra e período entre 1000 e 2024. .	50
Figura 18 – Variação da área da AMAS durante o último milênio baseado em: S1 sobre o Atlântico (verde), S1 sobre o Índico (turquesa), S0 sobre o Atlântico (vermelho) e S0 sobre o Índico (amarelo).	52
Figura 19 – Evolução da intensidade total a 400 km de altitude entre os anos 1000-2024. S0, S1, F_{min} , CM_0 e CM_1 são referentes à superfície da Terra.....	54
Figura 20 – Evolução da intensidade total a 3000 km de altitude entre os anos 1000-2024. S0, S1, F_{min} , CM_0 e CM_1 são referentes à superfície da Terra.....	57
Figura 21 – Evolução da intensidade total a 20000 km de altitude entre os anos 1000-2024. S0, S1, F_{min} , CM_0 e CM_1 são referentes à superfície da Terra.....	58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Taxa de deriva do centro da AMAS em °/ano considerando os diferentes critérios: baseado no ponto de menor intensidade total (F_{\min}), no centro de massa da área definida pelo limiar fixo de 32000 nT (CM0) e centro de massa da área definida pelo limiar variável 32000 nT * F_{out} (CM1). Longitude/Latitude Índico refere-se ao momento que a AMAS estava presente sobre o Oceano Índico, assim como Longitude/Latitude Atlântico indica o momento em que a AMAS esteve sobre o Oceano Atlântico. A letra “a” indica o ano em que o respectivo ponto deixou de existir sobre o Oceano Índico: F_{\min} (1120), CM0 (1140) e CM1 (1200). A letra “b” indica o ano em que o respectivo ponto surge no Oceano Atlântico: F_{\min} (1130), CM0 (1100) e CM1 (1000). Valores positivos indicam deslocamento para norte/leste, enquanto valores negativos indicam deslocamento para sul/oeste.49

Tabela 2 – Variação da área da AMAS em $10^5 \text{ km}^2/\text{ano}$ para a região de intensidade inferior a 32000 nT (S0) e inferior a 32000 nT * F_{out} (S1). A letra “a” refere-se ao ano em que a respectiva área deixou de existir no Oceano Índico: S0 (1140) e S1 (1200). A letra “b” refere-se ao ano em que a respectiva área surgiu no Oceano Atlântico: S0 (1100) e S1 (1000).52

Tabela 3 – Valor do ponto de menor intensidade total da AMAS (F_{\min}) estimado pelo IGRF-13 para o ano de 2024 e projeções para os anos 2050 e 2100 com base na taxa média de variação de F_{\min} entre 1760 e 2024 (cerca de -32,33 nT/ano).60

Tabela 4 – Estimativas da área da AMAS para os anos futuros. Em 2024, a região definida pelo contorno de 32000 nT apresenta uma área de $6,50 \times 10^7 \text{ km}^2$. Com base na taxa média de aumento de $0,0169 \times 10^7 \text{ km}^2/\text{ano}$ observada entre 1750 e 2024, estima-se que a área alcance $6,94 \times 10^7 \text{ km}^2$ em 2050 e $7,78 \times 10^7 \text{ km}^2$ em 2100. .60

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

- AMAS – Anomalia Magnética do Atlântico Sul
- B – Vetor campo geomagnético
- CM0 – Centro de massa referente ao contorno S0
- CM1 – Centro de massa referente ao contorno S1
- CMP – Campo magnético principal
- CMT – Campo magnético da terra
- D – Declinação geomagnética
- E – Campo elétrico
- F – Intensidade geomagnética total
- F₄₀₀ – Intensidade geomagnética total para altitude de 400 km
- F_{3k} – Intensidade geomagnética total para altitude de 3000 km
- F_{20k} – Intensidade geomagnética total para altitude de 20000 km
- F_{min} – Ponto de intensidade mínima
- F_{out} – Fator de normalização
- F_{rel} – Ponto de mínimo relativo
- GFZ – Centro Alemão de Pesquisas em Geociências
- H – Intensidade geomagnética horizontal
- I – Inclinação geomagnética
- J – Densidade superficial de corrente elétrica
- IAGA – International Association of Geomagnetism and Aeronomy
- IGRF – International Geomagnetic Reference Field
- Km – Quilômetros
- m – Ordem dos harmônicos esféricos
- NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration
- n – Grau dos harmônicos esféricos
- nT – Nanotesla
- PECs – Partículas eletricamente carregadas
- PN – Polo norte geográfico
- PNG – Polo norte geomagnético
- PS – Polo sul geográfico
- PSG – Polo sul geomagnético
- r – Raio médio da Terra

S0 – Área da AMAS com base no limiar fixo
S1 – Área da AMAS com base na variação global de intensidade
SAMA – South Atlantic Magnetic Anomaly
V – Potencial escalar associado ao vetor campo geomagnético
w – Peso
X – Intensidade geomagnética norte-sul
Y – Intensidade geomagnética leste-oeste
Z – Intensidade geomagnética vertical
 ϵ_0 – Permissividade elétrica no vácuo
 φ – Longitude
 φ_{cm} – Longitude do centro de massa
 μ_0 – Permeabilidade magnética no vácuo
 μT – Microtesla
 θ – Colatitude
 θ_{cm} – Colatitude do centro de massa
 ∇ – Operador nabla
°/ano – Graus por ano

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
2 OBJETIVOS.....	17
2.1 Objetivo Geral	17
2.2 Objetivos Específicos	17
3 O CAMPO GEOMAGNÉTICO E A ANOMALIA MAGNÉTICA DO ATLÂNTICO SUL	18
3.1 Contexto geral e origem do CMT	18
3.2 Elementos do CMT e sua variação espacial	22
3.3 Variação temporal e registro do CMT no passado	25
3.4 A Anomalia Magnética do Atlântico Sul	27
4 DADOS E MÉTODO DE ANÁLISE.....	31
4.1 Dados	31
4.1.1 Representação do Campo Magnético da Terra por Harmônicos Esféricos	31
4.1.2 Modelo IGRF-13	35
4.1.3 Modelo CALS10k.2	36
4.2 Método de Análise.....	39
5 RESULTADOS.....	44
5.1 Intensidade total (F) na superfície	44
5.2 Centro e área da AMAS	47
5.3 Intensidade total a 400 km de altitude	53
5.4 Intensidade total a 3000 km de altitude	55
5.5 Intensidade total a 20000 km de altitude	57
5.6 Projeções de intensidade total e área da AMAS para os anos 2050 e 2100 na superfície terrestre.....	59
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS	61
REFERÊNCIAS.....	64

1 INTRODUÇÃO

A Terra possui um campo magnético gerado naturalmente que desempenha funções essenciais para a manutenção da vida no planeta. Sua extensão no espaço faz com que parte das partículas eletricamente carregadas (PECs) provenientes do Sol e do meio intergaláctico sejam desviadas conforme às linhas de campo ou aprisionadas nos cinturões de radiação de Van Allen (Fowler, 2005). Esse bloqueio das PECs reduz significativamente os efeitos desencadeados na atmosfera terrestre devido à incidência de raios cósmicos (Hargreaves, 1992).

No entanto, atualmente, a região entre a América do Sul e o sul da África, passando pelo Oceano Atlântico, é caracterizada por uma feição anômala na intensidade do campo magnético da Terra (CMT). Essa feição constitui a Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS), na qual o campo magnético terrestre apresenta os menores valores de intensidade total em todo o planeta. Essa baixa intensidade enfraquece a capacidade de defesa contra as PECs, e representa uma zona de maior vulnerabilidade para a penetração de partículas na região (Hartmann, 2005; Nasuddin, 2019).

Como consequência, os efeitos danosos relacionados ao fluxo intenso de partículas carregadas são amplificados na região da AMAS. Nasuddin (2019) ressalta que satélites e naves espaciais recebem a maior dose de radiação quando estão sobre a AMAS, bem como os astronautas em órbita também são afetados por níveis de radiação prejudiciais. Alguns satélites, como o Telescópio Espacial Hubble, interrompem a aquisição de dados quando se deslocam sobre a AMAS, enquanto outros, como os satélites transportadores DORIS, precisam mudar a frequência do oscilador a bordo (Pavón-Carrasco & De Santis, 2016; Capdeville et al., 2016).

A Anomalia Magnética do Atlântico Sul é uma feição que escapa à característica predominantemente dipolar do CMT, na qual os valores de intensidade total são inferiores aos valores observados no próprio equador geomagnético. Na representação matemática do campo geomagnético, é comum a separação entre as contribuições dipolar e não dipolar, que formam o campo total observado (Langel, 1987). Neste contexto, a AMAS se destaca como uma região na qual a contribuição dos componentes não dipolares para o campo total observado em superfície é muito significativa. Essa influência, no entanto, deve ocorrer em menor escala em altitude devido à natureza das contribuições não dipolares. A medida em que a distância em

relação a fonte aumenta, a parcela da intensidade total associada à componentes não dipolares diminui mais rápido do que a parcela da intensidade total associada à componente dipolar do CMT (Campbell, 2003). Com isso, a região de baixos valores de intensidade em altitude pode não corresponder à área observada em superfície.

Diversos estudos foram realizados para caracterizar a evolução da AMAS nos últimos séculos. Para isso, abordagens baseadas em diferentes critérios físico-matemáticos foram utilizadas tanto para delimitar a área quanto para identificar o ponto central da anomalia (Heynderickx, 1996; Hartmann, 2005; Amit et al., 2021). Apesar dessa extensa investigação, a maioria dos estudos concentra-se nos últimos séculos, analisando os impactos mais recentes da AMAS. Este trabalho, por outro lado, foca no último milênio, utilizando os modelos CALS10k.2 (Constable et al., 2016) e IGRF-13 (Alken et al., 2021) para avaliar o surgimento e a evolução temporal/espacial da AMAS empregando um critério que considera a variação global do CMT ao longo dos anos para caracterizar a anomalia, fornecendo uma perspectiva histórica mais ampla. Além disso, propõe comparar os resultados obtidos para a superfície da Terra com o campo geomagnético em diferentes altitudes de interesse, são elas: altitude das missões espaciais tripuladas (em geral ~400 km), altitude abaixo da qual orbita a maioria dos satélites (~3000 km) e para a altitude em que operam os satélites de posicionamento global GPS (~20000 km de altitude).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

O objetivo geral do presente trabalho consiste em analisar a evolução da intensidade total do campo geomagnético, obtida pelos modelos IGRF-13 e CALS10k.2, entre os anos 1000 e 2024 nas proximidades da área de influência da AMAS.

2.2 Objetivos Específicos

Para tanto, define-se como objetivos específicos:

- i. Analisar a evolução do campo geomagnético na superfície da Terra entre os anos 1000 e 2024 e identificar o momento do surgimento da AMAS.

- ii. Definir a área da AMAS a partir de um critério que leve em consideração as variações globais do campo geomagnético ao longo do tempo.
- iii. Determinar as taxas de variação da anomalia quanto à área de abrangência, deslocamento e demais características geomagnéticas.
- iv. Analisar a evolução temporal da intensidade total para as altitudes de 400 km, 3000 km e 20000 km. A Estação Espacial Internacional (do inglês, ISS) está localizada a 400 km de altitude. A altitude abaixo da qual operam a maioria dos satélites é de 3000 km. Os satélites do sistema de posicionamento global (do inglês, GPS) orbitam a 20000 km de altitude.

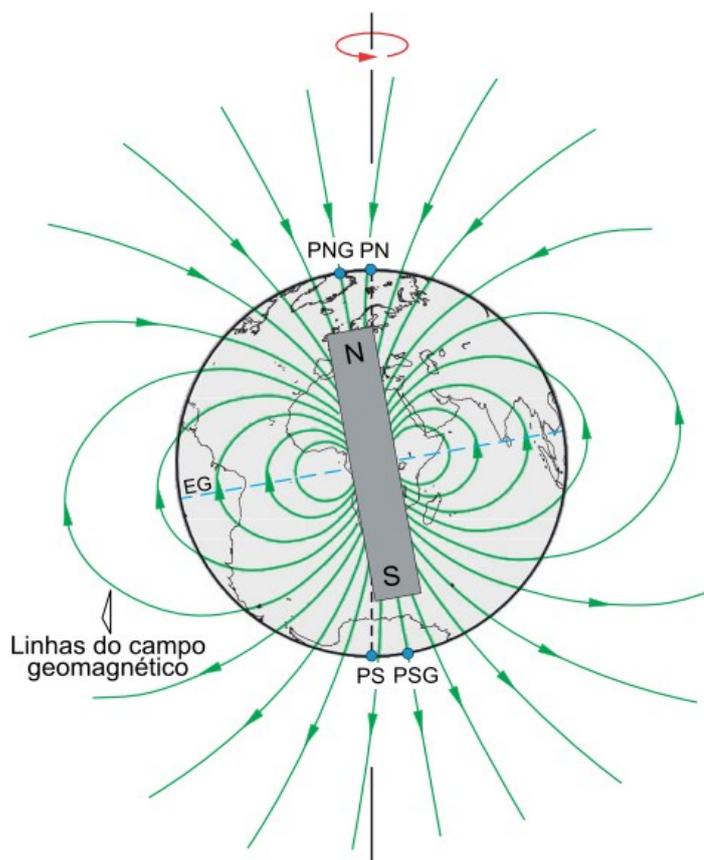
3 O CAMPO GEOMAGNÉTICO E A ANOMALIA MAGNÉTICA DO ATLÂNTICO SUL

3.1 Contexto geral e origem do CMT

A Terra possui um campo magnético natural que se estende no espaço e age como um escudo protetor que impede a passagem de radiação solar e cósmica. Quando mensurado em superfície, o campo magnético da Terra apresenta configuração predominantemente dipolar (Lanza, 2006). Em primeira análise, o CMT pode ser comparado ao resultado de um imenso ímã localizado no interior da Terra (Figura 1). O eixo do dipolo geomagnético atualmente forma um ângulo de aproximadamente $11,5^\circ$ com o eixo de rotação da Terra (Fowler, 2005).

Os polos magnéticos e polos geomagnéticos são conceitos diferentes. Conforme Fowler (2005), os polos geomagnéticos são pontos antipodais que correspondem a melhor aproximação do CMT a um dipolo magnético geocêntrico, como observado na Figura 1. Por outro lado, os polos magnéticos referem-se aos pontos geográficos em que o valor real da inclinação magnética é $+90^\circ$ (polo norte magnético) e -90° (polo sul magnético). Os polos magnéticos, polos geomagnéticos e polos geográficos não coincidem espacialmente. De maneira semelhante, diferencia-se o equador geomagnético (equador da melhor aproximação ao dipolo geomagnético) do equador magnético (região real em que a inclinação magnética vale 0°). Esta diferenciação surge, pois, na verdade, o campo magnético da Terra não é um dipolo perfeito.

Figura 1 – Aproximação do campo geomagnético por um dipolo inclinado com relação ao eixo de rotação da Terra. A localização do polo norte geomagnético (PNG) não coincide espacialmente com o polo norte geográfico (PN), assim como o polo sul geomagnético (PSG) não coincide com o polo sul geográfico (PS). Embora, do ponto de vista da física, atualmente o dipolo geomagnético esteja invertido com relação aos polos geográficos, nas geociências utiliza-se uma convenção que denomina a atual configuração como polaridade normal.



Fonte: adaptado de Dentith, 2014.

Dessa forma, quando analisado de maneira mais minuciosa, percebe-se que determinadas regiões do planeta não seguem o padrão dipolar. Na realidade, o campo magnético da Terra observado em superfície é o resultado da superposição de campos magnéticos oriundos de diferentes origens (Kono, 2007). De modo geral, pode-se dividir o CMT em três contribuições fundamentais: campo magnético principal (CMP), campo crustal e campo externo (Parkinson, 1983). A maior contribuição do CMT é proveniente do campo magnético principal, enquanto as contribuições crustais e externa contribuem com valores mínimos.

O campo magnético principal corresponde à maior fração do campo magnético da Terra. Esta parcela é responsável por produzir o aspecto predominantemente dipolar do CMT. A origem desse campo é atribuída ao processo conhecido como geodínamo, que ocorre no núcleo externo líquido do planeta (Fowler, 2005).

O núcleo externo, situado entre as profundidades de aproximadamente 2900 km a 5150 km, é delimitado pelo núcleo interno e pelo manto inferior. Essa região é constituída essencialmente por ferro e níquel em estado líquido submetidos à alta temperatura e pressão. Assim, fontes de energia como o decaimento de elementos radioativos e a solidificação do núcleo externo mantém o material presente nessa região, que é um bom condutor elétrico, em constante movimento (Campbell, 2003). Ainda, fenômenos como convecção composicional e movimento de rotação da Terra também influenciam no padrão helicoidal desenvolvido pelo material do núcleo externo.

À medida que o material condutor se move através do campo magnético existente, correntes elétricas são geradas por indução eletromagnética (Lanza, 2006). Essas correntes, por sua vez, criam um campo magnético adicional que reforça o campo magnético inicial. Esse é o princípio do dínamo, em que a movimentação de um condutor em um campo magnético gera mais corrente e, portanto, mais campo magnético. Esse processo de dínamo autossustentável é responsável por originar mais de 90% de todo o campo magnético terrestre (Lanza, 2006). Atualmente, o valor médio de intensidade total, em nanotesla (nT), proveniente tão somente do campo principal é por volta de 45000 nT na superfície da Terra (Kono, 2007).

O campo crustal é oriundo da magnetização remanente e da magnetização induzida das rochas contidas na crosta terrestre (Kono, 2007). A magnetização remanente é o magnetismo adquirido por minerais ferromagnéticos e que permanece mesmo na ausência do campo magnético indutor. Rochas ígneas e metamórficas constituídas por esses minerais são magnetizadas pelo campo magnético da Terra existente no momento de sua formação. Isso ocorre pois, durante o resfriamento do material que constituirá a rocha, os momentos magnéticos atômicos desses minerais são orientados e bloqueados conforme o CMT (Schon, 2011). Esse material pode perder sua magnetização remanente caso torne a ser aquecido a uma temperatura superior a temperatura de Curie. No entanto, ao esfriar novamente abaixo da temperatura de bloqueio, pode adquirir uma nova magnetização, alinhando-se ao campo magnético presente nesse momento.

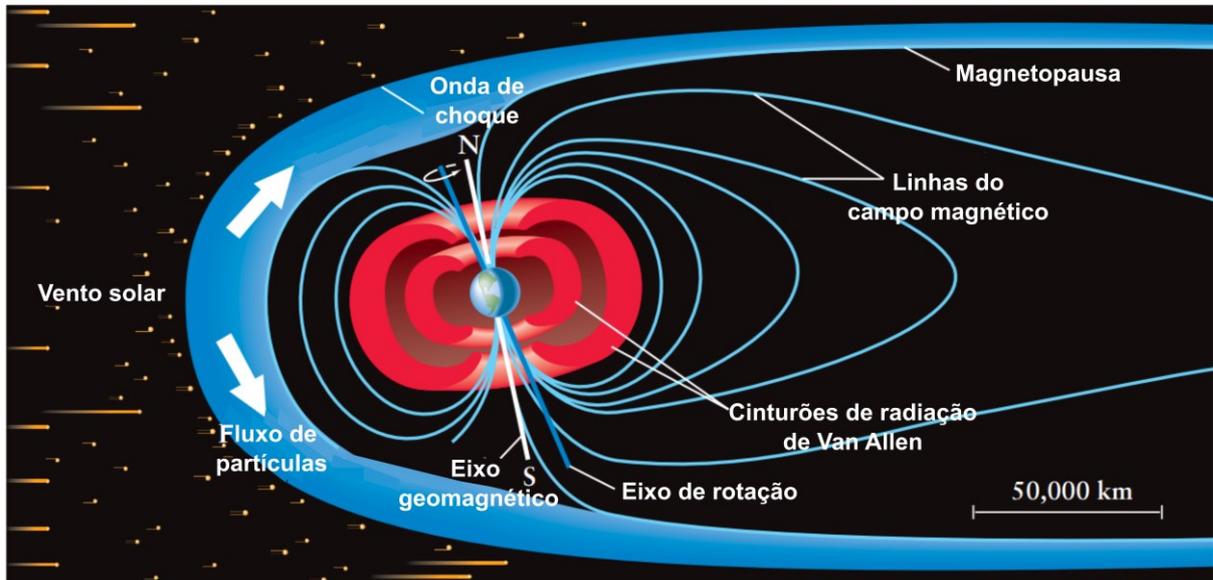
A magnetização induzida nas rochas ocorre pela presença de minerais diamagnéticos e paramagnéticos, os quais apresentam magnetização apenas quando estão na presença de outro campo magnético (Schon, 2011). De modo geral, o campo crustal varia desde frações de nanoteslas a milhares de nanoteslas a depender da

região. Assim, essa parcela contribui com uma baixa porcentagem para o CMT, na qual, em casos extremos, pode chegar a 5-8% do campo geomagnético da região (Lanza, 2006). O campo crustal possui influência apenas local em superfície, e é atenuado rapidamente em função da altitude, contribuindo muito pouco no ambiente espacial (Campbell, 2003).

O campo externo é gerado por correntes elétricas acima da atmosfera neutra, em duas regiões distintas: na ionosfera e na magnetosfera terrestre (Kono, 2007). A ionosfera é uma camada da atmosfera terrestre que se estende de aproximadamente 60 km a 1.000 km de altitude e é composta por partículas carregadas, ou seja, íons e elétrons, formados principalmente pela radiação ultravioleta e raios-X do Sol. Esse processo de ionização torna a ionosfera condutora, permitindo a formação de correntes elétricas, como as correntes Sq (*Solar Quiet*) e o eletrojato equatorial. Esses fenômenos ocorrem em altitudes de 90-120 km e contribuem para variações no campo magnético externo (Denardini, 1999). Além disso, nas regiões polares, partículas do vento solar podem penetrar ao longo das linhas de campo magnético da Terra e se chocar com os átomos da ionosfera, gerando as correntes de *Birkeland*. Essas correntes perturbam o campo magnético externo e produzem fenômenos como as auroras (Potemra, 1983).

A magnetosfera, por sua vez, é a região do espaço dominada pelo campo magnético da Terra que desvia a maior parte das partículas do vento solar, criando uma fronteira chamada magnetopausa (Figura 2). Nessa região, a pressão do vento solar gera as correntes de magnetopausa, que também contribui para o campo geomagnético externo (Langel & Hinze, 1998). No interior da magnetosfera, partículas carregadas ficam presas e se movem em torno da Terra, formando a corrente de anel (ou corrente de Van Allen), que diminui o campo magnético ao redor do planeta especialmente durante tempestades geomagnéticas, quando a energia e a quantidade de partículas do vento solar aumentam (Lui, 1987). De modo geral, o campo magnético de origem externa representa variações de 10-30 nT na intensidade do CMT em dias magneticamente calmos, mas pode ultrapassar 1000 nT durante períodos de tempestades magnéticas (Lowrie, 2007). O percentual correspondente a essa contribuição do campo magnético pode ser de até 5% (Merrill, 1998).

Figura 2 – Representação esquemática da interação do vento solar com a magnetosfera terrestre. A maior parte das partículas é desviada ao redor da Terra em uma região turbulenta (em azul). Devido à força do campo magnético da Terra, algumas partículas carregadas ficam aprisionadas em duas grandes faixas em formato de anel, chamadas cinturões de Van Allen (em vermelho).



Fonte: adaptado de Comins & Kaufmann, 2005.

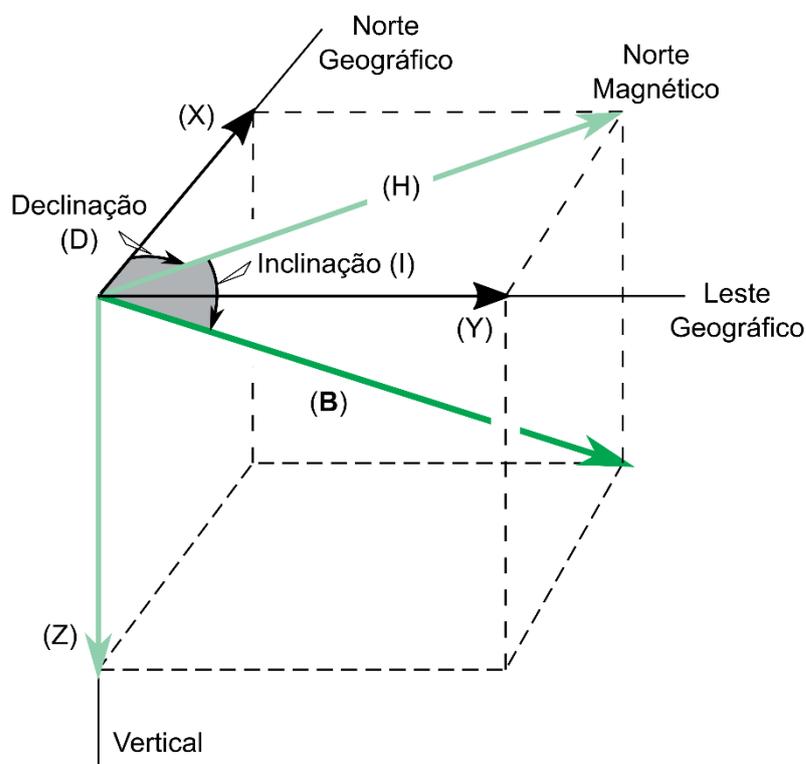
3.2 Elementos do CMT e sua variação espacial

Matematicamente, o campo geomagnético é descrito como uma variável vetorial e, por isso, pode ser decomposto de acordo com sua intensidade, direção e sentido. Os elementos do campo geomagnético são as componentes do campo e as relações angulares obtidas ao decompô-lo em um sistema integrado de coordenadas cartesianas e polares (Figura 3).

Para decompor o vetor campo geomagnético para um ponto do espaço, é adotado o sistema de referência conforme as direções geográficas (Dentith, 2014). Assim, tem-se que: a componente X (eixo norte-sul) é positiva em sentido norte, a componente Y (eixo leste-oeste) é positiva em sentido leste e a componente vertical (Z) é positiva para baixo. A componente horizontal (H) é definida como a soma vetorial entre as componentes X e Y, e seu módulo é obtido pela equação (3.1). O vetor campo geomagnético \mathbf{B} é obtido da soma vetorial das componentes horizontal e vertical, e seu módulo é denotado pela letra F (equação (3.2)). Definem-se, ainda, a declinação (D) e a inclinação (I), que são ângulos que correspondem aos elementos direcionais do campo. A declinação é indicada pelo azimute da componente horizontal, isto é, o ângulo formado entre os meridianos magnético e geográfico do local (equação (3.3)).

A inclinação corresponde ao ângulo entre a componente horizontal e o vetor campo geomagnético (equação (3.4)).

Figura 3 – Elementos do campo geomagnético.



Fonte: adaptado de Dentith, 2014.

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (3.1)$$

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (3.2)$$

$$D = \arctan\left(\frac{Y}{X}\right) \quad (3.3)$$

$$I = \arctan\left(\frac{Z}{H}\right) \quad (3.4)$$

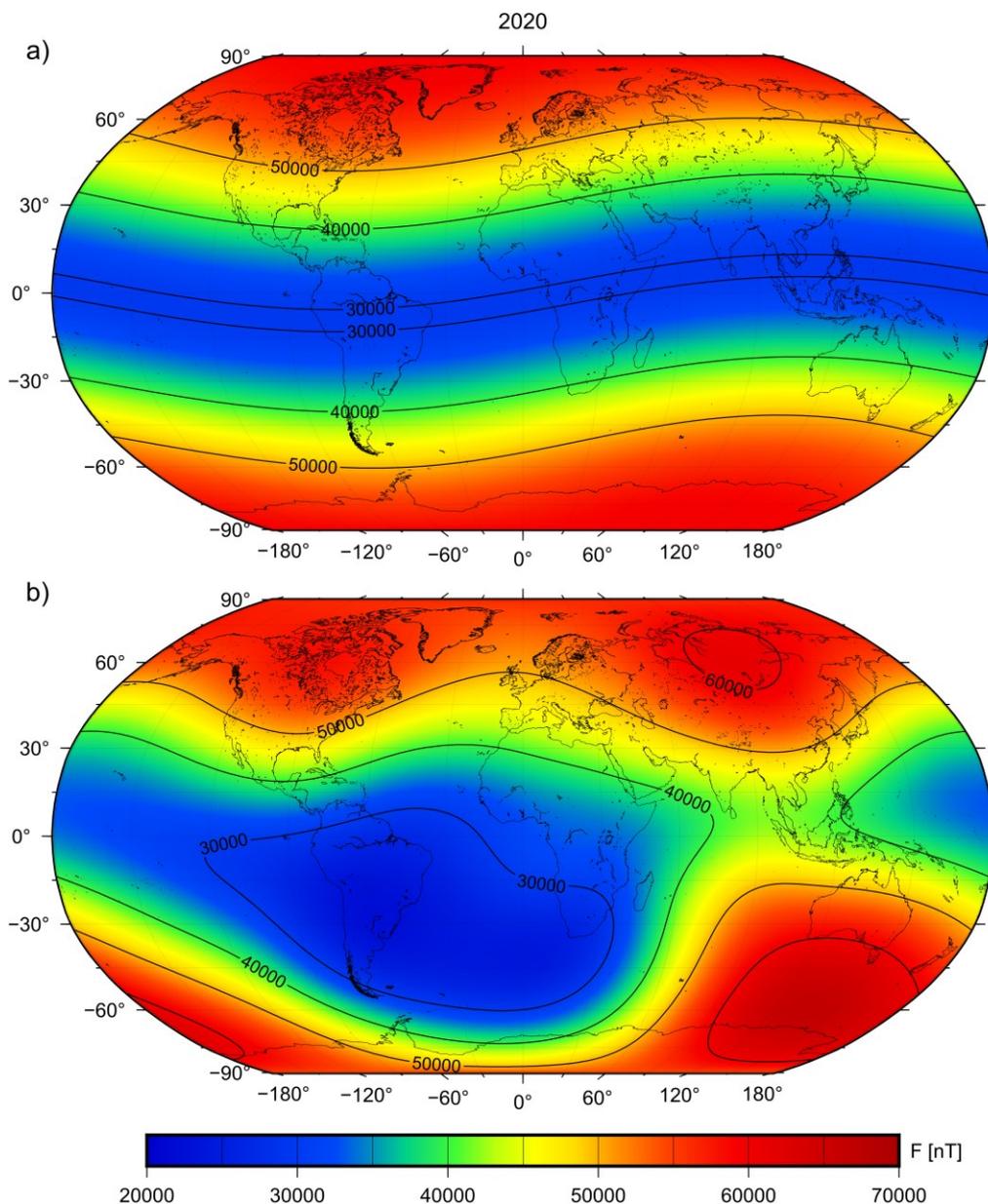
Conforme Fowler (2005), para representar a feição dipolar do CMT observada em superfície, convencionou-se nas geociências que as linhas de campo emergem do polo sul geomagnético e convergem no polo norte geomagnético. Em decorrência dessa configuração espacial, as regiões polares são caracterizadas por um adensamento nas linhas de campo.

A Figura 4a exibe o campo geomagnético gerado unicamente pela contribuição dipolar. Nesse cenário, a distribuição da intensidade é mais simétrica, com os maiores valores de intensidade total concentrados nos polos geomagnéticos e os menores valores ao longo do equador geomagnético, em faixas paralelas a ele. Isso reflete a característica da componente dipolar, que gera uma estrutura geomagnética relativamente estável e regular, centrada no eixo norte-sul.

Figura 4b, por outro lado, apresenta o campo total gerado pelo núcleo externo, que inclui não apenas a parcela dipolar como também contribuições não dipolares. A inclusão dessas parcelas não dipolares introduz variações regionais e assimetrias na intensidade do campo geomagnético. A presença dessas contribuições é evidente em regiões como a América do Sul, onde a intensidade do campo é mais baixa do que no equador magnético, e na região da Sibéria, em que a intensidade do campo é superior à observada no próprio polo magnético. Assim, é possível perceber a importância das parcelas não dipolares e como elas afetam o campo geomagnético de maneira complexa, alterando a simetria esperada do campo dipolar.

A unidade utilizada para mensurar o campo magnético no Sistema Internacional de unidades é o Tesla (T). Contudo, pelo fato de o valor de 1T ser muito grande comparado aos valores característicos do campo geomagnético, torna-se usual empregar seus submúltiplos 10^{-6} T e 10^{-9} T, que correspondem ao microtesla (μ T) e nanotesla (nT), respectivamente.

Figura 4 – Intensidade total do campo geomagnético para o ano 2020. (a) Campo geomagnético gerado exclusivamente pela parcela dipolar. (b) Campo geomagnético total incluindo tanto a parcela dipolar quanto as contribuições não dipolares. Dados obtidos a partir do modelo *International Geomagnetic Reference Field - The Thirteenth Generation*.



Fonte: autor, 2024.

3.3 Variação temporal e registro do CMT no passado

Além da variação espacial, o campo magnético da Terra varia temporalmente em escalas que vão de segundos a milhares de anos. De acordo com Lanza (2006), as variações curtas, da ordem de frações de segundos a não mais que alguns anos, estão associadas ao campo magnético de origem externa. As variações de longo

período, por outro lado, estão associadas à evolução do campo magnético gerado no núcleo externo do planeta. Esta última é comumente referida como variação secular, e representa uma mudança lenta que ocorre em períodos da ordem de 10^2 a 10^4 anos no campo geomagnético de origem interna. Anualmente, essas variações são manifestadas em flutuações de alguns nanoteslas na intensidade e frações de graus na direção do CMT em superfície (Johnson & McFadden, 2007).

Para estudar o campo magnético da Terra no passado é necessário utilizar registros diretos ou indiretos do campo (Arneitz et al., 2017). As informações diretas consideradas confiáveis são obtidas desde o século XIX e incluem registros históricos, dados de observatórios magnéticos, estações fixas e móveis e medidas feitas por satélite. Para esse período recente, a distribuição espacial e a qualidade dos dados podem ser consideradas satisfatórias. Entretanto, para períodos remotos, faz-se necessário utilizar a magnetização remanente fóssil registrada pelas rochas, sedimentos e artefatos arqueológicos. Os artefatos arqueológicos incluem materiais de civilizações antigas, tais como objetos de cerâmica, materiais de construção (telhas, tijolos), fornos e fogueiras.

Rochas e artefatos arqueológicos constituídos por minerais ferromagnéticos são capazes de armazenar permanentemente o campo magnético da Terra no momento de seu resfriamento e formação (Schon, 2011). Isso é possível pois, abaixo da temperatura de Curie, os momentos magnéticos dos minerais ferromagnéticos estão livres para se alinhar paralelamente ao campo exterior, no caso, o CMT (Lanza, 2006). Posteriormente, uma vez que o material alcance temperaturas abaixo da temperatura de bloqueio, os grãos magnetizados permanecem orientados, de modo que as informações do campo magnético da Terra naquela época são preservadas (Fowler, 2005).

De acordo com Schon (2011), os sedimentos podem adquirir magnetização remanente no momento da deposição dos grãos ou de maneira secundária. Se os sedimentos forem depositados em regiões de água parada ou de baixo fluxo, os grãos previamente magnetizados podem ter seus momentos magnéticos alinhados paralelamente ao campo magnético da Terra à medida que se depositam. Ainda, os sedimentos podem obter magnetização remanente em um período posterior à sua deposição, com o crescimento químico de minerais de óxido de ferro em meio aos sedimentos. Em determinado momento, esses minerais magnéticos atingem um tamanho crítico tal que permanecem magnetizados conforme a direção do CMT

daquela época. Dessa forma, a magnetização remanente de materiais arqueológicos e geológicos contidos na crosta terrestre é de grande importância para estudar o CMT no passado. A partir desses materiais, é possível adquirir informações direcionais e de intensidade de épocas que não se tem registro direto.

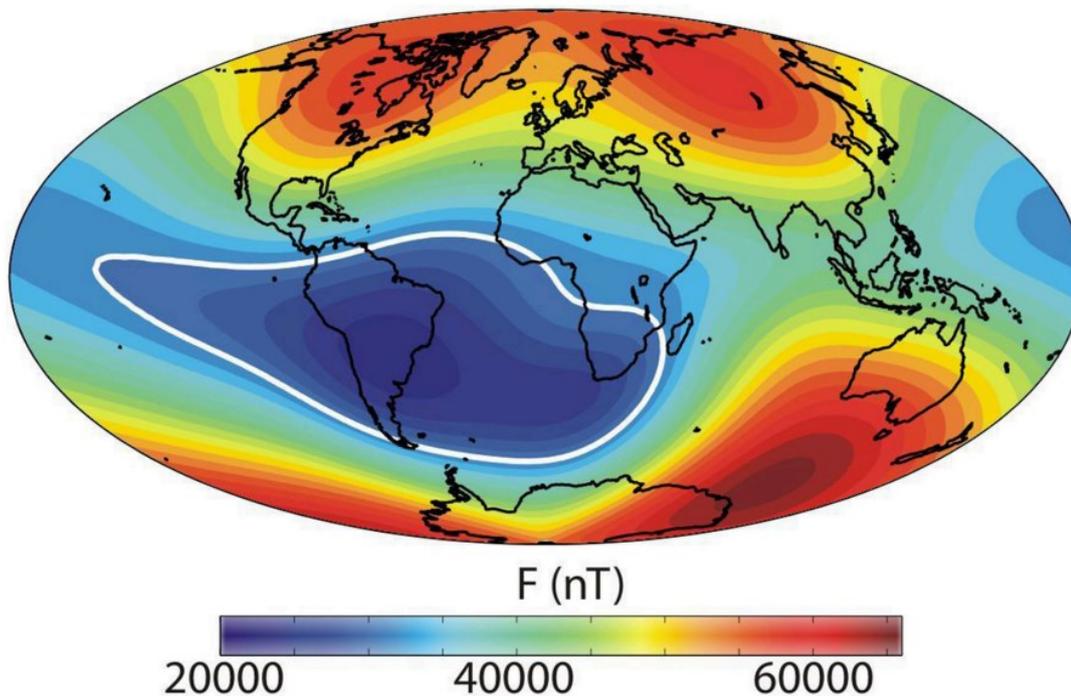
Com uma base de dados significativa em quantidade e distribuição, são construídos modelos matemáticos para representar as variações temporais e espaciais do campo magnético terrestre em uma região. Os modelos de campo geomagnético surgem, portanto, como um contorno para a impossibilidade de se adquirir dados de alta resolução em todas as posições do planeta. Dessa forma, é possível estimar os valores dos elementos geomagnéticos para a área e período delimitados pelo respectivo modelo.

3.4 A Anomalia Magnética do Atlântico Sul

A Anomalia Magnética do Atlântico Sul é uma feição do campo geomagnético que, atualmente, apresenta os menores valores de intensidade total na superfície da Terra (Figura 5). Por conseguinte, são observados maiores níveis de radiação próximo à superfície terrestre na região delimitada pela AMAS (Heirtzler, 2002).

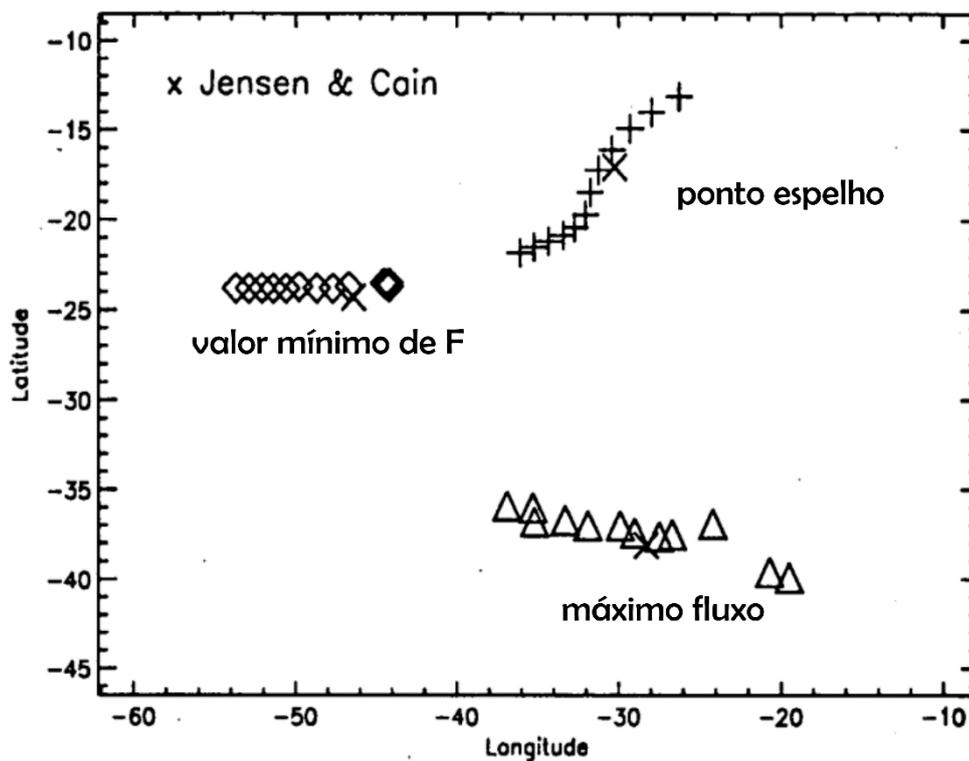
A AMAS e as suas consequências têm sido amplamente estudadas nas últimas décadas. Heynderickx (1996) propôs três maneiras para definir o ponto geográfico correspondente ao centro da AMAS: (i) localização do ponto espelho usando a aproximação de dipolo excêntrico para o campo geomagnético; (ii) localização do ponto de menor intensidade total do campo geomagnético; (iii) localização do ponto de máximo fluxo de partículas. Assim, como cada análise dessas dispõe de uma abordagem física diferente, a posição do centro da AMAS pode variar em até 30° em latitude e 10° em longitude, a depender da abordagem escolhida (Figura 6).

Figura 5 – Intensidade total do campo geomagnético para o ano de 2015. A área de abrangência da AMAS é delimitada pelo contorno de 32000 nT (linha branca).



Fonte: extraído de Pavón-Carrasco & De Santis, 2016.

Figura 6 – Localização geográfica do ponto central da AMAS com base nas três diferentes abordagens propostas por Heynderickx (1996) para o período de 1945 a 2000.

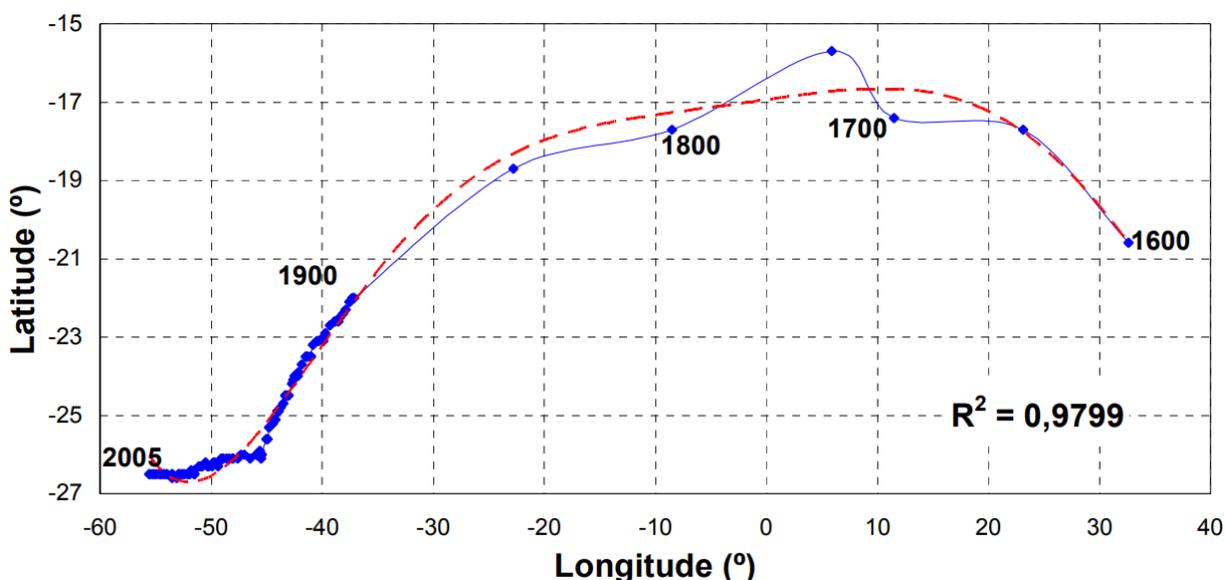


Fonte: adaptado de Heynderickx, 1996.

Jackson et al. (2000) analisou o deslocamento da Anomalia Magnética do Atlântico Sul nos últimos quatro séculos por meio do modelo *gufm1*. Inicialmente, a AMAS encontrava-se próximo ao sul do continente africano e, nos séculos seguintes, deslocou-se para oeste, chegando ao continente americano nos tempos recentes. Ao longo dos séculos, a área da AMAS desenvolveu uma feição alongada entre a América do Sul e o sul da África, com baixos valores de intensidade total do campo geomagnético.

Hartmann (2005) considerou o ponto da superfície terrestre em que a intensidade total do campo geomagnético é mínima para analisar o deslocamento da AMAS no período entre 1600 e 2005 (Figura 7). Para isso, utilizou os modelos de Barraclough (Barraclough, 1974) para investigar o período entre 1600 e 1890, e o modelo IGRF-9 (Macmillan et al., 2003) para o período entre 1900 e 2005. Seus resultados mostraram que a AMAS se deslocou para oeste a uma taxa média de $0,22^\circ$ por ano desde 1600. Destaca-se o período 1750-1900, no qual a taxa de deriva manteve-se aproximadamente constante no valor de $0,29^\circ$ por ano para oeste. Ainda, a AMAS apresentou deriva para norte somente entre 1600-1750, no restante do período investigado sua deriva ocorreu predominantemente em sentido sul. A taxa de deriva média latitudinal foi de $0,015^\circ$ por ano para sul.

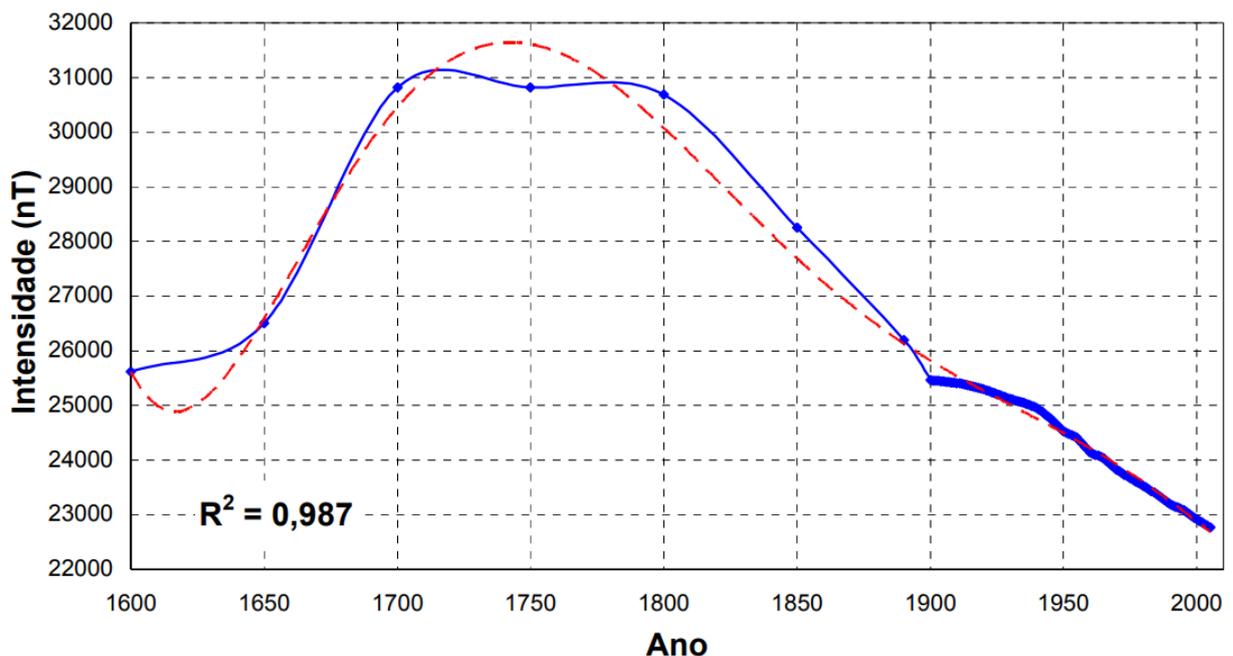
Figura 7 – Trajetória do centro da AMAS calculada com base no valor mínimo de intensidade total do campo geomagnético para o período de 1600 a 2005. A curva em vermelho representa um ajuste polinomial de grau 6.



Fonte: extraído de Hartmann, 2005.

Hartmann (2005) analisou, ainda, a flutuação dos valores de intensidade total do centro da AMAS entre 1600-2005 (Figura 8). De modo geral, a intensidade aumentou e diminuiu em taxas completamente diferentes ao longo do tempo. Foi constatado que o centro da anomalia passou por um período de intensificação entre 1600-1750. Posteriormente, a partir de 1800, os gradientes apresentam valores negativos, que indicam diminuição nos valores de intensidade total da AMAS e, conseqüentemente, aumento da área de abrangência. Em 2015, o ponto de menor intensidade total encontrava-se sobre o Paraguai e valia, aproximadamente, 22500 nT (Pavón-Carrasco & De Santis, 2016).

Figura 8 – Intensidade total do centro da AMAS para o período de 1600 a 2005. A curva em vermelho representa um ajuste polinomial de grau 6.



Fonte: extraído de Hartmann, 2005.

Domingos (2017) descreve que diversas são as maneiras de determinar a área de abrangência da AMAS, de modo que, a depender da escolha, os resultados podem ser ligeiramente diferentes. De Santis et al. (2013) e Pavón-Carrasco & De Santis (2016) sugeriram um limite fixo de 32000 nT, na qual regiões com intensidade total inferior a essa caracterizam a área da anomalia. De maneira semelhante, Hartmann (2005) utiliza como critério o contorno de 28000 nT para delimitar a área de abrangência da AMAS. Amit et al. (2021), por outro lado, propõem considerar ainda mudanças temporais na intensidade do CMT em locais distantes da AMAS, de modo

a isolar variações morfológicas regionais. Dessa maneira, cria-se um limiar dinâmico que se ajusta às intensificações ou decréscimos globais de intensidade total para definir o contorno da AMAS ao longo dos anos.

Além disso, estudos recentes fornecem novas evidências sobre a evolução da AMAS ao longo do tempo. Tarduno et al. (2015) analisaram dados paleomagnéticos datados de 1000 a 1600, sugerindo a persistência da anomalia durante esses períodos antigos. Campuzano (2019), por meio do modelo de campo geomagnético SHAWQ2k, baseado em dados arqueomagnéticos, destaca evidências de que a AMAS tem se expandido desde 1400.

4 DADOS E MÉTODO DE ANÁLISE

4.1 Dados

Os valores de intensidade total foram obtidos por meio das rotinas computacionais dos modelos de campo geomagnético IGRF-13 (Alken et al., 2021) e CALS10k.2 (Constable et al., 2016). Estes dados compreendem toda a superfície terrestre e possuem resolução espacial de 1 dado a cada 1° de latitude por 1° de longitude. Essas séries espaciais foram obtidas com intervalo de 10 anos, cobrindo o período de 1000 a 2024. Para o intervalo de 1000 - 1890, os dados foram obtidos por meio do modelo CALS10k.2. Para o intervalo de 1900 - 2024, os dados foram obtidos por meio do modelo IGRF-13. A seguir é descrita a base teórica da representação matemática do campo geomagnético e, posteriormente, uma descrição dos modelos empregados neste trabalho.

4.1.1 Representação do Campo Magnético da Terra por Harmônicos Esféricos

A maneira mais amplamente empregada para representar matematicamente o campo geomagnético é por meio da expansão por harmônicos esféricos do potencial escalar (V) associado ao vetor campo geomagnético (\mathbf{B}) (Kono, 2007). Atualmente, a quantidade e distribuição de dados diretos e indiretos do CMT, referente aos últimos milênios, possui densidade suficiente para se construir modelos com base na expansão por harmônicos esféricos (e.g. Constable et al., 2016). A representação matemática do campo geomagnético descrita a seguir é baseada em Langel (1987) e Arfken (1985).

O campo geomagnético é descrito pelas equações de Maxwell. Essas equações constituem a base do eletromagnetismo clássico. Por meio delas, são estabelecidas as relações matemáticas entre campos elétrico e magnético e suas fontes geradoras:

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\rho}{\varepsilon_0} \quad (4.1)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (4.2)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (4.3)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{J} + \mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (4.4)$$

Nas equações (4.1) a (4.4), ∇ corresponde ao operador *nabla*, ρ é a densidade volumétrica de carga elétrica, ε_0 é a permissividade elétrica no vácuo, μ_0 é a permeabilidade magnética no vácuo, \mathbf{J} é a densidade superficial de corrente elétrica, \mathbf{E} é o campo elétrico e \mathbf{B} é o campo magnético.

Assumindo vácuo elétrico entre a superfície da Terra e a ionosfera, isto é, que não haja correntes elétricas fluindo nessa região, a equação (4.4) pode ser escrita como:

$$\nabla \times \mathbf{B} = 0 \quad (4.5)$$

Consequentemente, \mathbf{B} pode ser descrito como o gradiente de um potencial escalar (V):

$$\mathbf{B} = -\nabla V \quad (4.6)$$

De onde se obtém, portanto, que o potencial escalar deve satisfazer a equação de Laplace:

$$\nabla^2 V = 0 \quad (4.7)$$

Devido à simetria esférica da Terra, torna-se conveniente expressar a equação (4.7) por meio de um sistema de coordenadas esféricas. Neste caso, a posição de um

ponto qualquer é definida em função da distância do ponto à origem do sistema de coordenadas (r), da colatitude (θ) e da longitude (φ). Dessa forma, pode-se reescrever a equação de Laplace em coordenadas esféricas:

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \varphi^2} = 0 \quad (4.8)$$

Este potencial escalar é a soma do potencial escalar associado ao campo magnético proveniente do núcleo externo da Terra e do potencial escalar associado ao campo magnético de origem externa. A solução da equação (4.8) apresenta V como uma série de harmônicos esféricos:

$$V(r, \theta, \varphi) = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\left[c_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + (1 - c_n^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] g_n^m \cos m\varphi + \left[s_n^m \left(\frac{r}{a} \right)^n + (1 - s_n^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \right] h_n^m \sin m\varphi \right) P_n^m(\theta) \quad (4.9)$$

Na equação (4.9), a é o raio médio da Terra ($\sim 6371,2$ km), m é a ordem e n é o grau dos harmônicos esféricos $P_n^m(\theta)$. As variáveis c_n^m e s_n^m correspondem aos coeficientes relacionados às frações do campo de origem externa. Os coeficientes de Gauss, g_n^m e h_n^m , são provenientes do campo magnético de origem interna. Na realidade, o que se mede na superfície terrestre são as componentes do campo geomagnético, e não o potencial escalar V . A partir das derivadas direcionais do potencial, é possível obter as componentes geomagnéticas X, Y e Z:

$$X = \frac{-\partial V}{r \partial \theta} = - \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \{ g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \sin m\varphi \} \frac{dP_n^m(\theta)}{d\theta} \quad (4.10)$$

$$Y = \frac{-1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \varphi} = \frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \{ m g_n^m \sin m\varphi + h_n^m \cos m\varphi \} P_n^m(\theta) \quad (4.11)$$

$$Z = \frac{-\partial V}{\partial r} = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left([n c_n^m - (1 - c_n^m)(n + 1)] g_n^m \cos m\varphi + [n s_n^m - (1 - s_n^m)(n + 1)] h_n^m \sin m\varphi \right) P_n^m(\theta) \quad (4.12)$$

Os coeficientes g_n^m e h_n^m podem ser obtidos por meio do ajuste das expressões de X e Y aos dados observados do campo geomagnético. Procedimento semelhante

permite calcular os valores de c_n^m e s_n^m , pelo ajuste da expressão de Z aos dados observados. Tal ajuste é realizado pelo desenvolvimento em série de Fourier juntamente ao método de mínimos quadrados.

Portanto, a representação do campo magnético da Terra por harmônicos esféricos possibilita separar entre as contribuições do campo de origem interna (calculado pelos coeficientes de Gauss – g_n^m e h_n^m) e do campo de origem externa (calculado pelos coeficientes c_n^m e s_n^m).

Assim, em primeira análise, pode-se desconsiderar as contribuições referente ao campo externo, supondo que os valores de c_n^m e s_n^m são muito inferiores a 1. Com isso, o potencial escalar e os elementos geomagnéticos podem ser escritos como:

$$V(r, \theta, \varphi) = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} [g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \sin m\varphi] P_n^m(\theta) \quad (4.13)$$

$$X = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \{g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \sin m\varphi\} \frac{dP_n^m(\theta)}{d\theta} \quad (4.14)$$

$$Y = \frac{1}{\sin \theta} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \{m g_n^m \sin m\varphi + m h_n^m \cos m\varphi\} P_n^m(\theta) \quad (4.15)$$

$$Z = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left([n c_n^m - (1 - c_n^m)(n + 1)] g_n^m \cos m\varphi + [n s_n^m - (1 - s_n^m)(n + 1)] h_n^m \sin m\varphi \right) P_n^m(\theta) \quad (4.16)$$

Vale destacar, também, que a análise por harmônicos esféricos permite separar o campo geomagnético em contribuições dipolares e não-dipolares. Cada grau (n) dos coeficientes dos harmônicos esféricos corresponde ao potencial associado a essas diferentes parcelas do campo. Assim, o grau $n=1$ (coeficientes g_1^0 , g_1^1 e h_1^1) está relacionado à parcela dipolar. O campo não-dipolar é obtido a partir dos coeficientes de grau $n \geq 2$. Dessa forma, os coeficientes de grau $n=2$ representam coletivamente o potencial associado ao campo quadripolar, $n=3$ corresponde ao campo octopolar e assim sucessivamente. Ainda, os termos de grau $n > 15$ são associados às contribuições do campo crustal e campo externo. Os coeficientes relacionados ao dipolo magnético totalizam cerca de 90% do campo total e, assim, são responsáveis por produzir a feição predominantemente dipolar na superfície terrestre (González-López et al., 2021).

É importante ressaltar, também, que a influência dos coeficientes dos harmônicos esféricos em diferentes altitudes varia de acordo com o grau (Merrill, 1998). O decréscimo da intensidade de cada componente harmônica é proporcional a:

$$\propto \frac{1}{r^{n+2}} . \quad (4.17)$$

Isso significa que, quanto maior o valor de n , mais rapidamente aquela componente específica se torna fraca conforme aumenta a distância com relação ao centro da Terra. O campo dipolar, que é a componente de grau 1, decai de forma proporcional a $1/r^3$, enquanto componentes de grau mais alto, como quadrupolar (grau 2), octopolar (grau 3), etc., decaem proporcionalmente a $1/r^4$, $1/r^5$, e assim por diante. Dessa forma, a influência das componentes de graus mais altos se torna insignificante em altitudes elevadas, restando principalmente o campo dipolar como contribuição predominante (Campbell, 2003). Seguindo este comportamento, a importância dos componentes não dipolares é máxima próxima a fonte do campo geomagnético, assumida como sendo o centro da Terra.

4.1.2 Modelo IGRF-13

O IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) (Alken et al., 2021) é um modelo de campo geomagnético global baseado na análise por harmônicos esféricos. Esse modelo é amplamente aceito e utilizado como uma referência padrão internacional. Em decorrência da variação estocástica do campo geomagnético, os coeficientes dos harmônicos esféricos variam temporalmente. Por esse motivo, o IGRF é desenvolvido e atualizado a cada cinco anos pela comunidade científica, sendo publicado pela *International Association of Geomagnetism and Aeronomy* (IAGA).

A 13ª geração do IGRF (IGRF-13) é a mais recente e permite calcular os coeficientes dos harmônicos esféricos para o período entre 1900 e 2020. Além disso, faz uma estimativa linear para os cinco anos subsequentes (até 2025) com base na variação anual calculada entre 2015 e 2020. As primeiras edições do IGRF eram truncadas nos coeficientes de grau 10, até 1990. Após 1995, o modelo é truncado em grau 13 devido à maior precisão dos instrumentos e quantidade de dados.

Consequentemente, o IGRF representa apenas a contribuição do campo gerado no núcleo externo da Terra, pois os campos de origem crustal e externo são removidos.

A fonte de dados utilizada para a construção do IGRF-13 é baseada exclusivamente em medidas diretas do campo geomagnético. Para isso, utiliza-se dados adquiridos em diversos observatórios magnéticos distribuídos pelo planeta, satélites e estações fixas e móveis.

A rotina computacional do IGRF-13 foi implementada neste estudo para obter os valores de intensidade total entre 1900 e 2024. O programa possui versão em linguagem computacional Python e Fortran. O IGRF-13 e suas versões anteriores são disponibilizados publicamente na página da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA)¹. A Figura 9a apresenta a interface apresentada ao usuário ao executar a rotina computacional do IGRF-13 em linguagem Fortran, e a Figura 9b apresenta as primeiras linhas do arquivo de dados de saída gerado pelo modelo.

Figura 9 – a) Interface apresentada ao usuário ao executar a rotina computacional do IGRF-13. O usuário deve informar como dados de entrada: o sistema de coordenadas, se deseja série temporal ou espacial, se deseja valores do campo principal ou variação secular, a faixa de latitude e longitude, a resolução e o ano de interesse. b) Primeiras linhas do arquivo de saída fornecido pelo modelo. O arquivo contém os valores de latitude (Lat), longitude (Long), declinação (D), inclinação (I), intensidade horizontal (H), intensidade norte-sul (X), intensidade leste-oeste (Y), intensidade vertical (Z) e intensidade total (F).

a)

```

saida_igrf.txt
Enter value for coordinate system:
1 - geodetic (shape of Earth is approximated by a spheroid)
2 - geocentric (shape of Earth is approximated by a sphere)
2
Choose an option:
1 - values at one or more locations & dates
2 - values at yearly intervals at one location
3 - values on a latitude/longitude grid at one date
3
Enter value for MF/SV flag:
0 for main field (MF)
1 for secular variation (SV)
2 for both
9 to quit
0
Enter initial value, final value & increment or
decrement of latitude, in degrees & decimals
-90 90 1
Enter initial value, final value & increment or
decrement of longitude, in degrees & decimals
-180 180 1
Enter date in years A.D.
1900
Enter radial distance in km (>3485 km)
6371.2
Process returned 0 (0x0)   execution time : 22.154 s
Press any key to continue.

```

b)

```

saida_igrf.txt - Bloco de Notas
Arquivo  Editar  Formatar  Exibir  Ajuda
Date = 1900.000      Altitude = 6371.200 km      geocentric
Lat  Long  D  I  H  X  Y  Z  F
-90.000 -180.000 157.15 -78.04 13202 -12165 5128 -62318 63701
-90.000 -179.000 156.15 -78.04 13202 -12074 5339 -62318 63701
-90.000 -178.000 155.15 -78.04 13202 -11979 5549 -62318 63701
-90.000 -177.000 154.15 -78.04 13202 -11880 5757 -62318 63701
-90.000 -176.000 153.15 -78.04 13202 -11778 5964 -62318 63701
-90.000 -175.000 152.15 -78.04 13202 -11672 6168 -62318 63701
-90.000 -174.000 151.15 -78.04 13202 -11563 6371 -62318 63701
-90.000 -173.000 150.15 -78.04 13202 -11450 6572 -62318 63701
-90.000 -172.000 149.15 -78.04 13202 -11333 6771 -62318 63701
-90.000 -171.000 148.15 -78.04 13202 -11213 6967 -62318 63701
-90.000 -170.000 147.15 -78.04 13202 -11090 7162 -62318 63701
-90.000 -169.000 146.15 -78.04 13202 -10963 7355 -62318 63701
-90.000 -168.000 145.15 -78.04 13202 -10833 7545 -62318 63701
-90.000 -167.000 144.15 -78.04 13202 -10700 7733 -62318 63701
-90.000 -166.000 143.15 -78.04 13202 -10563 7918 -62318 63701
-90.000 -165.000 142.15 -78.04 13202 -10424 8101 -62318 63701
-90.000 -164.000 141.15 -78.04 13202 -10281 8282 -62318 63701
-90.000 -163.000 140.15 -78.04 13202 -10135 8460 -62318 63701
-90.000 -162.000 139.15 -78.04 13202 -9985 8636 -62318 63701
-90.000 -161.000 138.15 -78.04 13202 -9833 8809 -62318 63701

```

Fonte: autor, 2024.

4.1.3 Modelo CALS10k.2

¹ Disponível em: <http://www.ngdc.noaa.gov/IAAG/vmod/igrf.html>

O CALS10k.2 (CALS - *Continuous Archaeomagnetic and Lake Sediment*) (Constable et al., 2016) é um modelo global que objetiva representar o campo geomagnético para os últimos 10 mil anos (de -8000 a 1990). O modelo é baseado na análise por harmônicos esféricos para representação espacial, e em B-*spline* cúbica com nós posicionados a cada 40 anos para variação temporal. O CALS10k.2 é truncado nos coeficientes de grau 10. Diferentemente do IGRF, que é baseado em dados diretos do campo geomagnético, o CALS10k.2 utiliza dados que foram obtidos de maneira indireta. Neste, incluem-se informações de sedimentos lacustres e marinhos juntamente a dados arqueomagnéticos. Estes dados utilizados não são igualmente distribuídos, havendo uma concentração maior no hemisfério norte e nos últimos 3000 anos.

Além disso, para a representação do campo moderno, o modelo CALS10k.2 é ajustado de maneira a convergir com o modelo *gufm1*, desenvolvido por Jackson et al. (2000). O *gufm1* cobre o período entre 1590 e 1990. O período anterior a 1840, é baseado em uma extrapolação linear. Para o período após 1840, utiliza-se dados de medições direcionais registradas em diários de bordo de navios, levantamentos terrestres e observatórios geomagnéticos. O modelo *gufm1* é truncado nos coeficientes dos harmônicos esféricos de grau 14, e as *splines* cúbicas têm nós temporais a cada 2,5 anos.

A rotina computacional do modelo CALS10k.2, escrita em linguagem computacional Fortran, é disponibilizada publicamente na página do Centro Alemão de Pesquisas em Geociências (GFZ)². O formato padrão de saída dos dados do CALS10k.2 fornece a variação temporal dos elementos geomagnéticos F, D e I para uma posição específica na superfície da Terra (Figura 10).

² Disponível em: <https://geomagia.gfz-potsdam.de/models.php>

Figura 11 – a) Interface apresentada ao usuário ao executar a rotina computacional do CALS10k.2 na versão adaptada. Nessa versão, o usuário deve informar os valores extremos de latitude e longitude da área a ser estudada e o ano de interesse. b) Primeiras linhas do arquivo de saída fornecido pelo modelo. O arquivo contém os valores de declinação (d), inclinação (i) e intensidade total (f), intensidade horizontal (h) e intensidade vertical (z) referente à superfície da Terra para a área e ano informados.

a)

```

Spatial grid prediction from CALS10k.2
Give the minimum latitude (decimal deg):
-90
Give the maximum latitude (decimal deg):
90
Give the minimum longitude (decimal deg):
-180
Give the maximum longitude (decimal deg):
180
Time:
1890
Give output file name:
saida_versao_adap.txt

Process returned 0 (0x0)   execution time : 16733.648 s
Press any key to continue.

```

b)

```

saida_versao_adap.txt - Bloco de Notas
Arquivo  Editar  Formatar  Exibir  Ajuda
long lat d i f h z, time = 1890
-180 -90 159.96 -78.52 64019.8 12742.9 -62738.8
-179 -90 158.93 -78.51 64021.0 12748.8 -62738.8
-178 -90 157.90 -78.51 64022.2 12754.9 -62738.8
-177 -90 156.87 -78.50 64023.5 12761.2 -62738.8
-176 -90 155.84 -78.50 64024.8 12767.8 -62738.8
-175 -90 154.82 -78.49 64026.1 12774.6 -62738.8
-174 -90 153.79 -78.48 64027.5 12781.6 -62738.8
-173 -90 152.76 -78.48 64029.0 12788.8 -62738.8
-172 -90 151.74 -78.47 64030.5 12796.2 -62738.8
-171 -90 150.72 -78.47 64032.0 12803.7 -62738.8
-170 -90 149.70 -78.46 64033.5 12811.5 -62738.8
-169 -90 148.68 -78.45 64035.1 12819.4 -62738.8
-168 -90 147.66 -78.44 64036.7 12827.4 -62738.8
-167 -90 146.64 -78.44 64038.3 12835.6 -62738.8
-166 -90 145.63 -78.43 64040.0 12843.9 -62738.8
-165 -90 144.61 -78.42 64041.7 12852.4 -62738.8
-164 -90 143.60 -78.42 64043.4 12860.9 -62738.8
-163 -90 142.59 -78.41 64045.2 12869.6 -62738.8
-162 -90 141.58 -78.40 64046.9 12878.3 -62738.8
-161 -90 140.57 -78.39 64048.7 12887.1 -62738.8
-160 -90 139.56 -78.38 64050.5 12896.0 -62738.8
-159 -90 138.55 -78.38 64052.3 12905.0 -62738.8

```

Fonte: autor, 2024.

4.2 Método de Análise

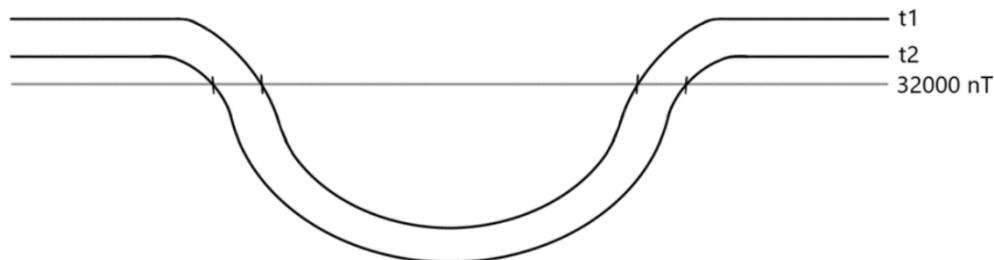
Os dados obtidos por meio dos modelos CALS10k.2 e IGRF-13 serão interpolados para a confecção de mapas globais de intensidade total para a superfície da Terra no período entre 1000 e 2024, sendo 1 mapa a cada 10 anos. Para a interpolação, será utilizado o método de mínima curvatura com espaçamento da grade de 50000 metros. De maneira análoga, serão gerados mapas de F para as altitudes de 400 km, 3000 km e 20000 km. Além disso, para o caso do CALS10k.2, é necessário alterar manualmente o código fonte da rotina computacional para definir a altitude desejada. Para o IGRF, esse parâmetro é solicitado ao usuário ao executar a rotina computacional do modelo.

Para investigar a evolução da área da AMAS optou-se por utilizar a técnica apresentada por Amit et al. (2021) juntamente aos métodos tradicionais. Como comentado anteriormente, diversos estudos definem a área de abrangência da anomalia como a região em que a intensidade total do campo geomagnético é inferior a um limiar fixo, em geral, 32000 nT (De Santis et al. 2013, Pavón-Carrasco e De Santis 2016).

$$F < 32000 [nT]. \quad (4.18)$$

A área delimitada com base em (4.18) será referida como S_0 a partir de agora. No entanto, como o campo magnético global varia ao longo do tempo, um limiar fixo pode resultar em uma área da AMAS que parece aumentar ou diminuir, não devido a mudanças reais na anomalia, mas por causa de variações globais do campo geomagnético. Por exemplo, em um cenário em que a intensidade total do CMT decresce globalmente ao longo do tempo, um contorno fixo deve apresentar um aumento da área de abrangência da anomalia (Figura 12). No entanto, esse aumento percebido na área da AMAS não se deve – ou não exclusivamente – a um desenvolvimento intrínseco à anomalia, e sim à inflexibilidade do critério utilizado para definir sua área em um campo geomagnético variável ao longo do tempo.

Figura 12 – Ilustração esquemática que evidencia o aumento aparente da área de abrangência da AMAS baseada em (4.18), em um cenário de decréscimo na intensidade total do campo geomagnético entre os tempos t_1 e t_2 .



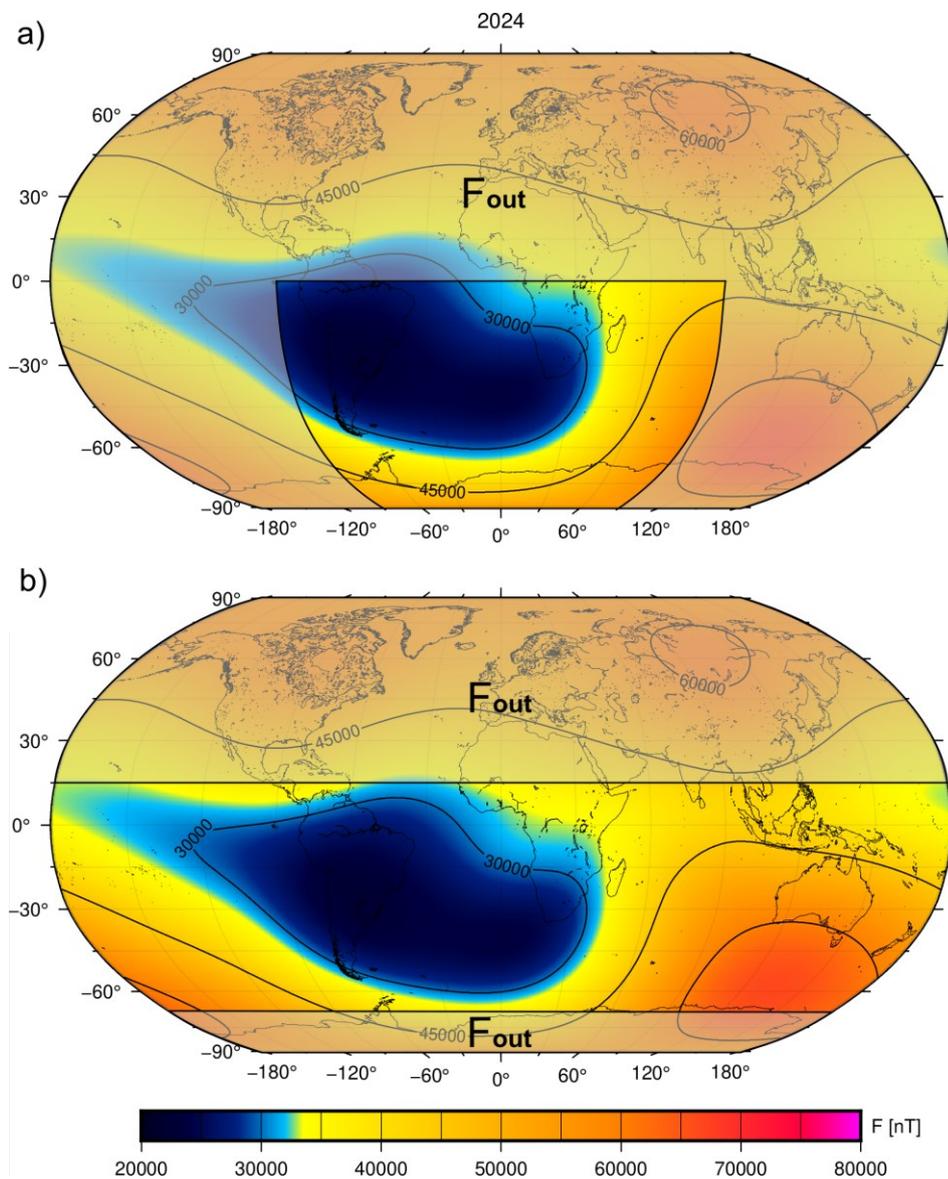
Fonte: extraído de Amit et al., 2021.

Para resolver esse problema, Amit et al. (2021) propuseram uma abordagem que ajusta dinamicamente o limiar de intensidade usado para definir a área da AMAS ao longo dos anos. Esse método consiste em realizar o somatório de intensidade total na superfície terrestre em áreas externas à AMAS em um determinado momento. O resultado é dividido pelo somatório da intensidade total fora da AMAS em um ano de referência, como o meio do período analisado. Isso cria um fator de normalização, chamado F_{out} :

$$F_{out} = \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^{5\pi/12} F(t) \sin \theta d\theta d\varphi + \int_0^{2\pi} \int_{8\pi/9}^{\pi} F(t) \sin \theta d\theta d\varphi}{\int_0^{2\pi} \int_0^{5\pi/12} F(1500) \sin \theta d\theta d\varphi + \int_0^{2\pi} \int_{8\pi/9}^{\pi} F(1500) \sin \theta d\theta d\varphi}, \quad (4.19)$$

na qual φ é a longitude e θ é a colatitude. Vale destacar que, Amit et al. (2021) analisaram um período mais recente, de 1840 a 2020. Para isso, isolaram a janela entre as latitudes de 0° a 90°S e longitudes de 90°W a 90°E (isto é, região que não fez parte do cálculo de F_{out}) (Figura 13a).

Figura 13 – Mapa de intensidade total para o ano de 2024 (IGRF-13). a) A região sombreada compreende os limites definidos por Amit et al. (2021) para calcular F_{out} . b) Nova área sombreada proposta neste estudo para calcular F_{out} excluindo a faixa de deslocamento da AMAS.



Fonte: autor, 2024.

No presente estudo, foi necessário ajustar esses intervalos de latitude e longitude, pois observou-se que, em determinados períodos, a área da AMAS superava a região isolada e passava a influenciar o cálculo de F_{out} , interferindo assim na abordagem utilizada. Por isso, isolou-se a faixa de latitude entre 70°S e 15°N, área na qual a AMAS se deslocou a longo do período investigado e, portanto, não fez parte cálculo do fator de normalização (Figura 13b) (equação (4.19)).

Na equação (4.19), a escolha pelo ano 1500 (metade do período estudado) é arbitrária, pois o ano específico não influencia o comportamento geral da taxa de mudança da área da AMAS ao longo do tempo. A razão para isso é que qualquer ponto de referência dentro do intervalo de estudo teria o mesmo efeito de fornecer uma base para comparação, sem alterar o padrão de crescimento ou redução da área da AMAS ao longo dos anos.

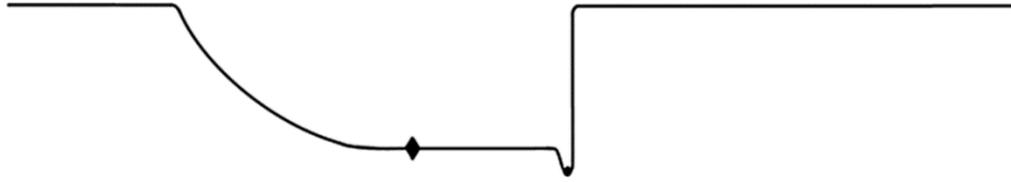
O limiar fixo de intensidade, que era usado anteriormente para definir a área da AMAS, é agora multiplicado por esse fator F_{out} :

$$F < 32000 F_{out} [nT]. \quad (4.20)$$

Assim, com base na equação (4.20), define-se o novo critério para caracterizar a área da AMAS, o qual será doravante referido como S1. Esse ajuste faz com que o limiar se adapte às variações globais do campo geomagnético, isolando melhor as mudanças regionais na AMAS.

Outro ponto a se destacar, é que comumente define-se o centro da AMAS com base no ponto de menor intensidade do campo geomagnético na superfície. Contudo, em uma forma altamente assimétrica, o ponto de mínima intensidade pode não coincidir com o “centro geométrico” ou com o centro da distribuição de intensidade da anomalia. Isso acontece pois a AMAS se estende desproporcionalmente em direções distintas, então o ponto de mínima intensidade pode estar deslocado para uma das bordas, em vez de representar o centro da anomalia. Para contornar esse problema, Amit et al. (2021) propuseram a análise do ponto central da AMAS com base no centro de massa (Figura 14).

Figura 14 – Esquema ilustrando uma seção transversal da intensidade do campo geomagnético com uma configuração anisotrópica. O ponto que representa a intensidade mínima (marcado por um ponto) não corresponde com precisão ao centro da AMAS. Em contraste, o centro de massa (marcado por um losango) fornece uma localização mais representativa do centro da anomalia.



Fonte: extraído de Amit et al., 2021.

O centro de massa é uma alternativa que considera a distribuição total de intensidade dentro da AMAS. Ele é calculado ponderando as posições na anomalia de acordo com a intensidade total de cada ponto, de modo que regiões com menor intensidade (mais características da AMAS) têm maior peso no cálculo:

$$\varphi_{cm} = \frac{\sum_S \varphi_i w_i}{\sum_S w_i}, \quad (4.21)$$

$$\theta_{cm} = \frac{\sum_S \theta_i w_i}{\sum_S w_i}, \quad (4.22)$$

sendo que φ_{cm} e θ_{cm} representam, respectivamente, a longitude e a colatitude do centro de massa. O ponto do centro de massa, calculado pelas equações (4.21) e (4.22), foi obtido para as áreas S0 e S1, sendo denominados, respectivamente, CM0 e CM1. O peso w é definido como o inverso da intensidade:

$$w_i = \frac{1}{F_i}. \quad (4.23)$$

Assim, considerar o centro de massa como o ponto central da anomalia torna-se melhor representativo mesmo que a forma da AMAS seja significativamente anisotrópica.

Analisou-se, ainda, a variação espacial e temporal do ponto de menor intensidade (F_{\min}) da AMAS. Conforme realizado por Amit et al. (2021), a análise temporal de F_{\min} foi comparada a um F_{rel} , que corresponde a um mínimo relativo

definido com base na variação global de intensidade ao longo do tempo, semelhante ao realizado em (4.20):

$$F_{rel} = \frac{F_{min}}{F_{out}} . \quad (4.24)$$

Os contornos S0 e S1, assim como o centro da anomalia definidos pelos critérios F_{min} , CM0 e CM1, todos referentes à superfície da Terra, serão representados nos mapas de intensidade total intervalados em 10 anos, abrangendo o período de 1000 a 2024. Essa abordagem permite analisar a evolução da AMAS ao longo do último milênio e determinar o ano de seu surgimento.

Ainda, os contornos e o centro da anomalia referentes à superfície terrestre também serão representados nos mapas de intensidade total para as altitudes de 400, 3000 e 20000 km, possibilitando a comparação entre a configuração da AMAS na superfície e em altitudes mais elevadas.

Com base nos valores de F_{min} , CM0 e CM1, serão calculadas as taxas médias de deslocamento do centro da anomalia, permitindo avaliar seu movimento ao longo do tempo. De forma semelhante, para os contornos S0 e S1, serão determinadas as taxas de variação da área da AMAS, possibilitando uma análise detalhada dos períodos de expansão e contração da anomalia. Por fim, essas taxas serão utilizadas para estimar o valor da intensidade total do centro da anomalia e sua área de abrangência no futuro, especificamente para os anos 2050 e 2100.

5 RESULTADOS

5.1 Intensidade total (F) na superfície

A Figura 15 apresenta a variação da intensidade total do campo geomagnético na superfície terrestre ao longo do período investigado. A escala de cor muda repentinamente por volta de 33500 nT para destacar a área da AMAS. Para essa representação, foram escolhidos períodos específicos em que ocorreram mudanças significativas no CMT, as quais são descritas a seguir.

No início do período estudado, no ano 1000, a área delimitada pelo contorno referente a S1 (verde) é superior ao contorno de S0 (vermelho) (Figura 15a). Isso ocorre, pois, o campo geomagnético nesse período era mais intenso se comparado

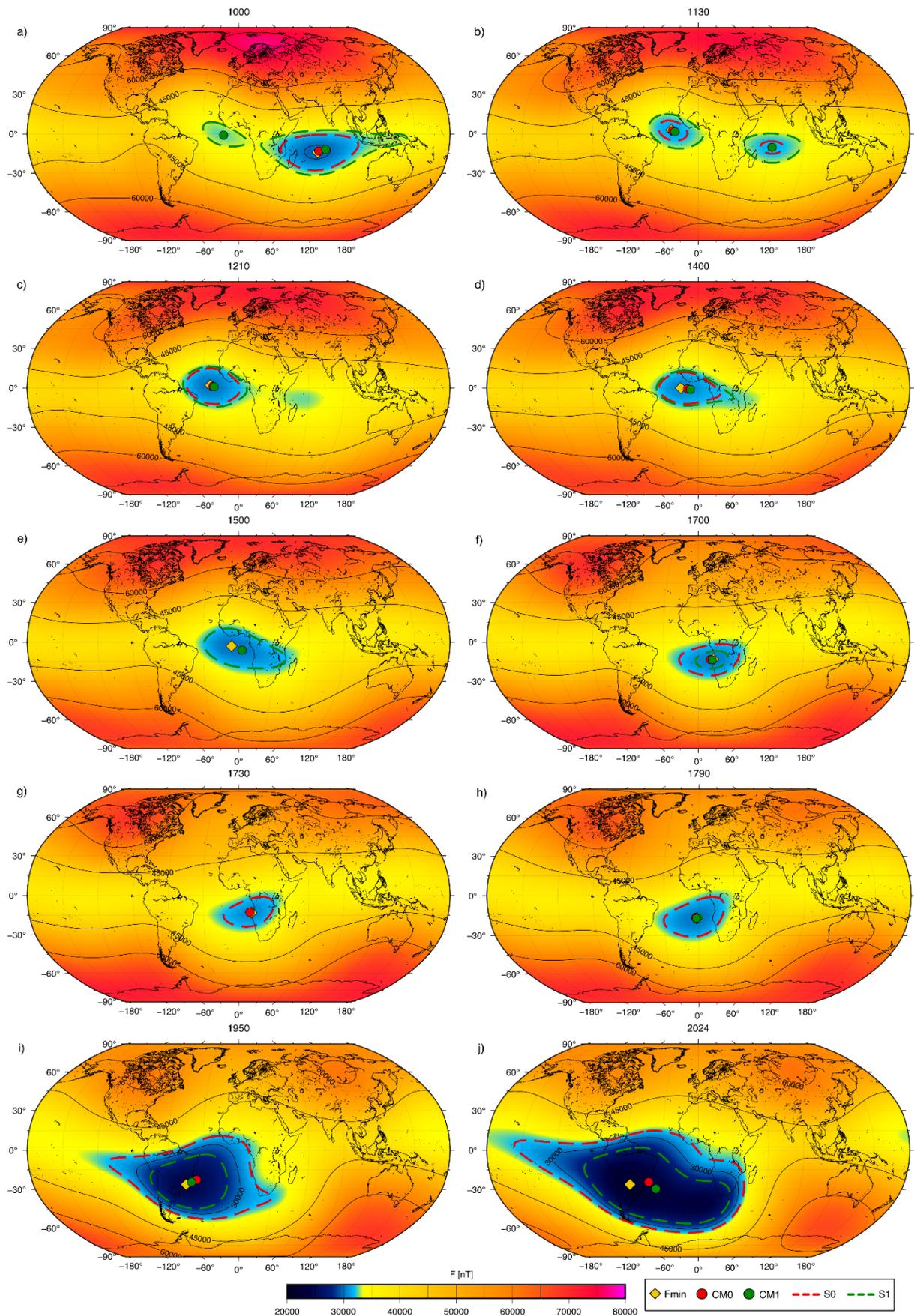
ao ano de referência, 1500. De tal maneira que F_{out} assume um valor superior a 1.0, e por meio da equação (4.20), obtém-se um valor de contorno maior para delimitar a anomalia. Além disso, no ano 1000, a anomalia baseada em S1 era dividida em duas regiões, uma área maior localizada sobre o Oceano Índico e outra menor sobre o Oceano Atlântico. O contorno S0 estava inicialmente localizado somente sobre o Oceano Índico.

No decorrer do século seguinte, o campo geomagnético sobre o Oceano Índico passou por uma intensificação, de modo que a área da anomalia delimitada tanto por S0 quanto por S1 diminuíram nessa região. Simultaneamente, o contorno S1 sobre o Atlântico deslocou-se levemente para oeste enquanto sua área aumentava. Nessa fase de decréscimo do campo geomagnético sobre o Atlântico, surge sobre essa região o contorno referente a S0 no ano 1100. E, na sequência, em 1130, o ponto de menor intensidade do CMT deixa de estar sobre o Oceano Índico e surge sobre o Atlântico (Figura 15b). Dessa forma, como o foco de menor intensidade do CMT passa a existir sobre o Atlântico a partir de 1130, este foi o ano definido neste estudo como o surgimento da AMAS com base no modelo CALS10k.2.

Esse padrão de intensificação do campo sobre o Oceano Índico e decréscimo sobre o Atlântico é percebido até o ano 1210. Esse fenômeno fez com que as áreas S0 e S1 deixassem de existir sobre o Índico em 1150 e 1210, respectivamente (Figura 15c). A partir desse período, tanto S0 quanto S1 passaram a existir apenas sobre o Atlântico, sem regiões separadas como antes. Embora a região da AMAS no Atlântico não tenha se deslocado significativamente nesse período, sua área continuou a se expandir.

Nos dois séculos seguintes, até 1400, a AMAS desenvolveu uma deriva predominantemente para leste, sem grandes variações em latitude. Esse movimento foi acompanhado por uma expansão assimétrica das áreas S0 e S1, que também se estenderam para leste (Figura 15d). Essa assimetria continuou até o ano de 1500, resultando em uma diferença considerável entre o ponto de menor intensidade e os centros de massa CM0 e CM1. No ano 1500, os contornos de S0 e S1 coincidem (Figura 15e). Isso ocorre, evidentemente, por se tratar do ano escolhido como referência para a normalização, de acordo com (4.19).

Figura 15 – Evolução da intensidade total na superfície da Terra entre os anos 1000-2024.



Fonte: autor, 2024.

Entre 1500 e 1700, a AMAS manteve seu movimento para leste, agora acompanhado por um deslocamento em direção ao sul, até alcançar a costa oeste da África (Figura 15f). Durante esse período, a área das regiões S0 e S1 começou a diminuir progressivamente a partir de 1590, indicando uma retração da anomalia. Observa-se ainda que, nesse intervalo, os centros de massa CM0 e CM1 voltaram a coincidir com o ponto de mínima intensidade do campo, uma vez que o formato assimétrico da AMAS diminuiu. Vale destacar que o contorno S1, que inicialmente era superior a S0, passa a ser inferior após 1500, o que indica que a intensidade global do CMT passou por um decréscimo no último milênio.

A partir de 1700, a AMAS inicia um deslocamento para o oeste, enquanto a intensificação do campo geomagnético na região continua a reduzir as áreas de S0 e S1. Em 1730 (Figura 15g), a contração da área da AMAS faz com que o contorno S1 desapareça temporariamente, voltando a surgir apenas em 1790, quando a intensidade do campo começa a diminuir sobre o Atlântico Sul (Figura 15h).

Após 1790, a AMAS apresenta um novo padrão de comportamento. Sua área de abrangência passa por uma rápida expansão, acompanhada de uma redução nos valores de intensidade do campo magnético dentro da anomalia e por um deslocamento acelerado para oeste. Além disso, por volta de 1950, S0 apresenta um prolongamento tanto na extremidade oeste quanto leste, percebido também em S1 principalmente a partir de 1980. Dessa forma, tanto as áreas S0 quanto S1 tornam-se mais assimétricas, o que afasta o ponto de mínima intensidade dos centros de massa CM0 e CM1 (Figura 15i).

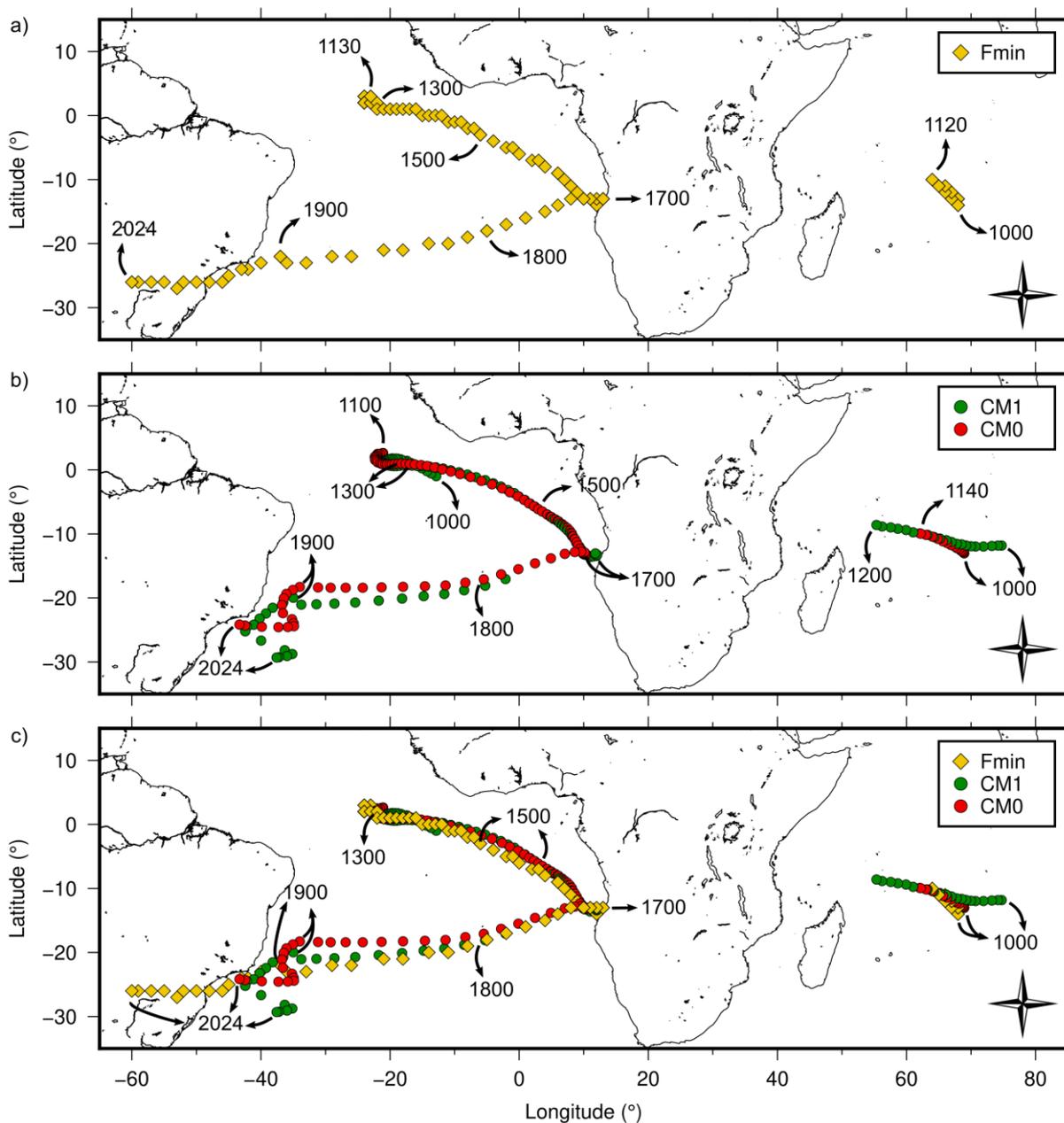
Esse padrão de expansão da AMAS mantém-se até o período atual, em 2024 (Figura 15j). O prolongamento a oeste agora abrange uma extensa área do Oceano Pacífico, enquanto o prolongamento a leste parece consolidar-se como um novo núcleo da anomalia. Com isso, formam-se dois focos principais da AMAS: um sobre a América do Sul e outro próximo à extremidade sul do continente africano.

5.2 Centro e área da AMAS

A Figura 16 ilustra o deslocamento dos pontos de mínima intensidade geomagnética (F_{\min} , em amarelo), do centro de massa baseado no limiar fixo (CM0, em vermelho) e do centro de massa baseado no limiar dinâmico (CM1, em verde). Para facilitar a análise das trajetórias dos diferentes centros da anomalia sob os dois

critérios, optou-se por apresentar os deslocamentos em mapas separados (Figuras 16a-b). Esses resultados podem ser analisados com o auxílio da Tabela 1, que detalha as taxas de deslocamento longitudinal e latitudinal de F_{\min} , CM0 e CM1 enquanto estes estavam sobre o Oceano Índico e posteriormente sobre o Oceano Atlântico.

Figura 16 – Deslocamento do centro da anomalia sob diferentes abordagens: a) referente ao ponto de menor intensidade do campo geomagnético F_{\min} ; b) baseado no centro de massa CM0 e CM1; c) F_{\min} , CM0 e CM1 juntos.



Fonte: autor, 2024.

Tabela 1 – Taxa de deriva do centro da AMAS em °/ano considerando os diferentes critérios: baseado no ponto de menor intensidade total (F_{min}), no centro de massa da área definida pelo limiar fixo de 32000 nT (CM0) e centro de massa da área definida pelo limiar variável 32000 nT * F_{out} (CM1). Longitude/Latitude Índico refere-se ao momento que a AMAS estava presente sobre o Oceano Índico, assim como Longitude/Latitude Atlântico indica o momento em que a AMAS esteve sobre o Oceano Atlântico. A letra “a” indica o ano em que o respectivo ponto deixou de existir sobre o Oceano Índico: F_{min} (1120), CM0 (1140) e CM1 (1200). A letra “b” indica o ano em que o respectivo ponto surge no Oceano Atlântico: F_{min} (1130), CM0 (1100) e CM1 (1000). Valores positivos indicam deslocamento para norte/leste, enquanto valores negativos indicam deslocamento para sul/oeste.

Longitude Índico	1000-a					
F_{min}	-0,033					
CM0	-0,048					
CM1	-0,097					
Latitude Índico	1000-a					
F_{min}	0,033					
CM0	0,022					
CM1	0,016					
Longitude Atlântico	b-1300	1300-1500	1500-1700	1700-1900	1900-2024	Total
F_{min}	0,006	0,090	0,085	-0,265	-0,167	-0,041
CM0	0,013	0,109	0,034	-0,227	-0,069	-0,024
CM1	-0,012	0,101	0,042	-0,267	-0,008	-0,011
Latitude Atlântico	b-1300	1300-1500	1500-1700	1700-1900	1900-2024	Total
F_{min}	-0,011	-0,025	-0,045	-0,050	-0,025	-0,032
CM0	-0,008	-0,037	-0,033	-0,028	-0,045	-0,029
CM1	0,005	-0,036	-0,034	-0,026	-0,072	-0,025

Fonte: autor, 2024.

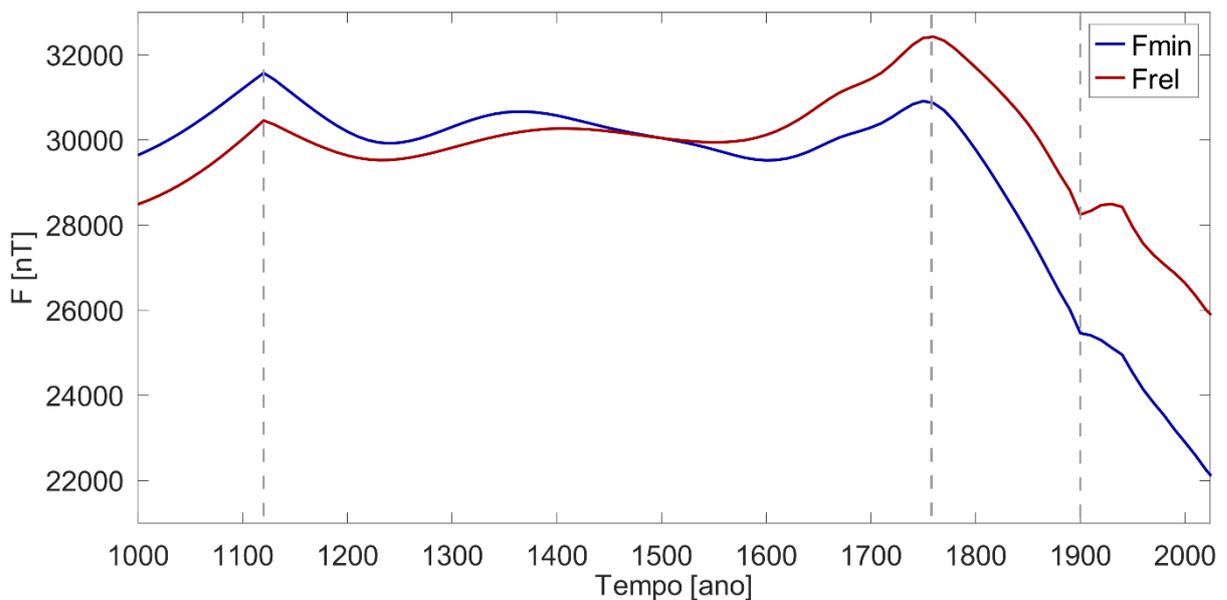
Inicialmente, entre 1000 e ~1200, percebe-se que há uma deriva do campo geomagnético para oeste, percebido principalmente nos pontos CM0 e CM1 (Figura 16b). Essa velocidade de deriva é maior na AMAS sobre o Oceano Índico se comparado à ocorrência sobre o Atlântico (Tabela 1). Próximo a 1200, a deriva sobre o Atlântico deixa de ocorrer em sentido oeste e inicia um deslocamento lento para leste até 1300 (Figura 16a-b). Esse deslocamento intensificou-se entre 1300 e ~1500 e torna a diminuir entre 1500 -1700. Nesse período, a localização do ponto de mínima intensidade F_{min} dista significativamente dos centros de massa CM0 e CM1, a notar a

posição destes no ano 1500 (Figura 16c). Essa diferença pode ser atribuída pela forma assimétrica que a AMAS desenvolve nesse intervalo, causando um deslocamento nos centros de massa (Figura 15e).

Por volta de 1700, a AMAS deixa de se deslocar para leste e inicia um movimento para oeste. Entre 1700 e 1900, ocorre o período em que o centro da AMAS se desloca longitudinalmente com a maior velocidade média considerando todo o intervalo estudado: F_{\min} (-0,265 °/ano), CM0 (-0,227 °/ano) e CM1 (-0,267 °/ano). Esse deslocamento rápido para oeste permanece até 2024 para o ponto F_{\min} (-0,167 °/ano), mas diminui significativamente para CM0 (-0,069 °/ano) e CM1 (-0,008 °/ano), que são afetados pela assimetria que a AMAS desenvolve nos períodos recentes.

A Figura 17 apresenta a variação da intensidade mínima (F_{\min} , em vermelho) comparado ao mínimo relativo (F_{rel} , em azul) ao longo do último milênio. Conforme a equação (4.24), o mínimo relativo é obtido pela divisão de F_{\min} pelo fator de normalização F_{out} . No gráfico, foram destacados três momentos (linha tracejada cinza) após os quais houveram mudanças significativas na intensidade do ponto central da AMAS.

Figura 17 – Variação do ponto de menor intensidade da AMAS e sua comparação com o mínimo relativo, ambos para a superfície da Terra e período entre 1000 e 2024.



Fonte: autor, 2024.

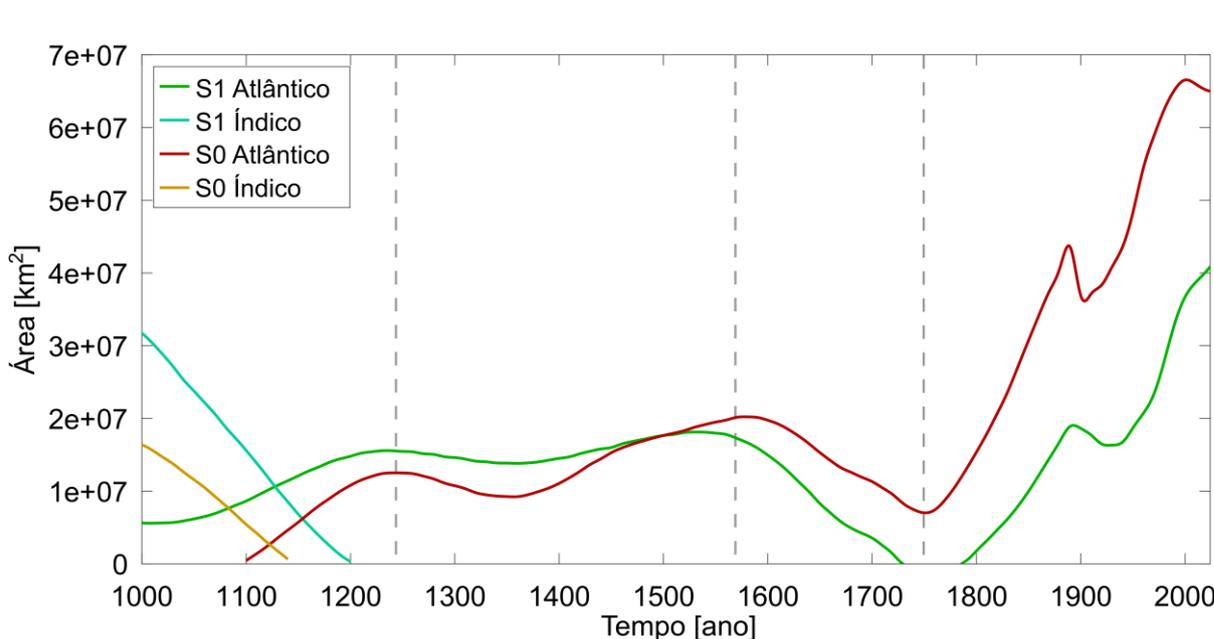
A variação repentina percebida próxima ao ano 1120 ocorre devido à mudança na posição do ponto de menor intensidade da AMAS do Oceano Índico para o Atlântico (Figura 17). Nota-se que, enquanto o campo geomagnético sobre o Índico está se intensificando, sobre o Atlântico o campo estava decrescendo, o que causou esse deslocamento do centro da anomalia e fez com que ela surgisse pela primeira vez sobre o Atlântico.

Nos séculos seguintes, até ~1600, o ponto de menor intensidade da anomalia não apresentou grandes alterações, permanecendo confinado na faixa de 29000 – 31000 nT. De maneira semelhante ao constatado na área da AMAS, o período que antecede o fortalecimento da anomalia é caracterizado por uma intensificação do campo geomagnético na região. Isto é, inicialmente há uma contração da AMAS e, posteriormente, inicia-se a fase de fortalecimento. Assim, por volta de 1760, F_{\min} alcança o valor mais alto de intensidade total no período investigado, cerca de 32400 nT.

Após 1760, os valores de intensidade total caíram continuamente, alcançando o mínimo estimado para 2024 de, aproximadamente, 22135 nT. Destaca-se o intervalo entre 1900-1940 em que as mudanças para os dados do IGRF-13 parecem apresentar uma estabilização em um primeiro momento, mas que posteriormente tornam a decrescer. Esse fenômeno constatado em ~1920 também é percebido por Amit et al. (2021).

A Figura 18 apresenta a variação das áreas S0 e S1 sobre os oceanos Atlântico e Índico ao longo do último milênio. Destacam-se três datas (marcadas por linhas pontilhadas em cinza) que indicam mudanças no comportamento da área da AMAS. Os intervalos definidos na Figura 18 foram considerados para calcular a taxa de variação das áreas S0 e S1 em cada período (Tabela 2).

Figura 18 – Variação da área da AMAS durante o último milênio baseado em: S1 sobre o Atlântico (verde), S1 sobre o Índico (turquesa), S0 sobre o Atlântico (vermelho) e S0 sobre o Índico (amarelo).



Fonte: autor, 2024.

Tabela 2 – Variação da área da AMAS em $10^5 \text{ km}^2/\text{ano}$ para a região de intensidade inferior a 32000 nT (S0) e inferior a $32000 \text{ nT} * F_{\text{out}}$ (S1). A letra “a” refere-se ao ano em que a respectiva área deixou de existir no Oceano Índico: S0 (1140) e S1 (1200). A letra “b” refere-se ao ano em que a respectiva área surgiu no Oceano Atlântico: S0 (1100) e S1 (1000).

Área Índico						
	1000-a					
S0	-1,13					
S1	-1,57					
Área Atlântico		b-1240	1240-1570	1570-1750	1750-2024	Total
S0	0,804	0,234	-0,711	2,13	0,694	
S1	0,394	0,037	-1,10	1,69	0,377	

Fonte: autor, 2024.

A partir do ano 1000, a AMAS permaneceu sobre o Oceano Índico por aproximadamente 140 anos ao considerar S0, e 200 anos ao considerar S1. Durante esse período, a área da AMAS diminuiu continuamente até desaparecer, a uma taxa relativamente alta, tanto para S0 ($-1,13 \times 10^5 \text{ km}^2/\text{ano}$) quanto para S1 ($-1,57 \times 10^5 \text{ km}^2/\text{ano}$). Após esse desaparecimento, a AMAS não tornou a aparecer sobre a região do Oceano Índico novamente (Figura 18).

Nos primeiros anos de estudo, até 1240, na região do Atlântico, percebe-se uma diferença notável entre a taxa de crescimento da área S0 em relação à S1 (Tabela 2). S0, que surgiu por volta 1100, aumentou sua área a uma taxa de $0,804 \times 10^5 \text{ km}^2/\text{ano}$, aproximadamente o dobro de S1 ($0,394 \times 10^5 \text{ km}^2/\text{ano}$). Deve-se salientar, no entanto que S1 já existia sobre o Atlântico desde o ano 1000, ao passo que S0 surge apenas em 1100. Essa diferença no intervalo considerado para o cálculo de cada taxa deve influenciar nos resultados obtidos.

No momento seguinte, até o ano 1570, a taxa de crescimento de S0 diminuiu, havendo uma oscilação por volta de 1350 na qual a área S0 contrai (Figura 18). Em contraste, S1 manteve-se relativamente constante ($0,037 \times 10^5 \text{ km}^2/\text{ano}$) sem aumentos significativos na área.

O período anterior à intensificação da AMAS, entre 1570 e 1750, é caracterizado por um decréscimo contínuo na área da anomalia, percebido tanto em S0 quanto, em maior escala, em S1. Neste intervalo, o contorno S1 deixa de existir entre os anos 1720-1780 devido à intensificação do campo geomagnético nessa região. Na sequência, após 1750, os valores de intensidade do campo geomagnético tornam a decrescer globalmente, percebido pela diminuição dos valores nas regiões equatorial e polar geomagnéticas da Figura 15j. Conseqüentemente, a área da AMAS aumenta repentinamente seguindo um padrão que não havia sido constatado anteriormente. A mudança abrupta percebida por volta de 1900 reflete a transição dos dados do modelo CALS10k.2 para o IGRF-13. Embora a área S0 apresente uma redução ao ocorrer essa mudança de modelo, seu crescimento retoma em alta taxa. Por outro lado, S1 mostra uma oscilação entre 1900 e 1940, em que sua área deixa de crescer, retomando um aumento rápido apenas após 1950. Amit et al. (2021), utilizando o modelo COV-OBS.x1, também identificaram uma mudança semelhante no comportamento da área da AMAS por volta do ano 1900. Ao final do período investigado, após o ano 2000, observa-se uma redução na taxa de expansão de S1, enquanto S0 estabiliza seu crescimento.

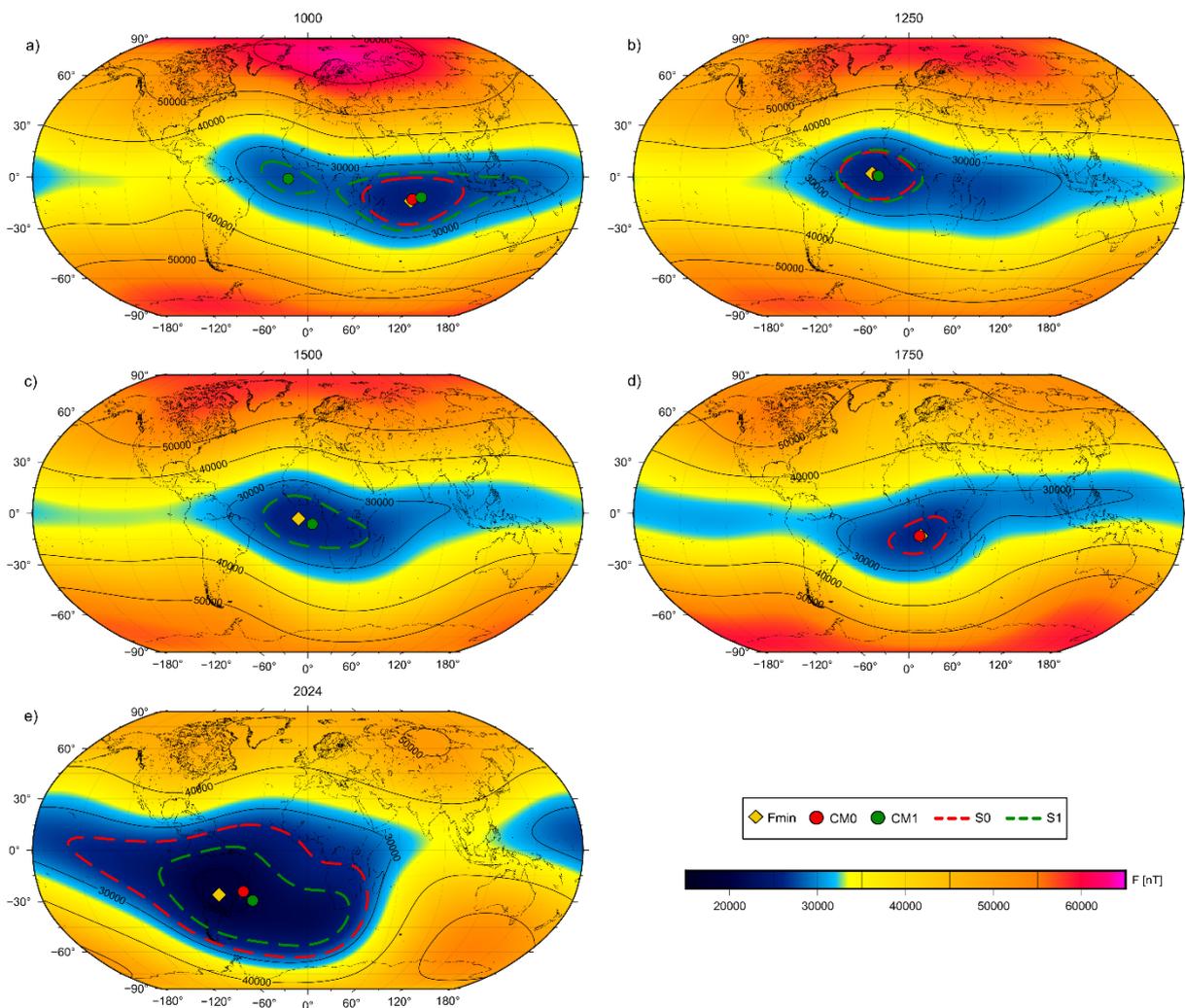
5.3 Intensidade total a 400 km de altitude

Os valores de intensidade total a 400 km de altitude (F_{400}) são apresentados na Figura 19. A escala de cor muda repentinamente por volta de 33500 nT para destacar a região da AMAS, semelhante à Figura 15. Ressalta-se que ao manter a mesma faixa

de transição de cores utilizada para o campo na superfície, evidentemente a área de abrangência da AMAS parecerá maior, dado que em altitude o campo é menos intenso. Foram representados, ainda, os contornos S0 e S1 e o centro da anomalia F_{\min} , CM0 e CM1 todos referentes à superfície da Terra para correlacionar com o campo geomagnético em altitude.

No ano 1000, os valores de intensidade inferiores a 32000 nT estendiam-se sobre uma grande faixa de latitude limitada por -45°S e 30°N , abrangendo desde a costa leste da América do Sul, passando pela África e Oceania (Figura 19a). Neste momento, a região de menor intensidade a 400 km de altitude coincide com o foco da AMAS no Oceano Índico.

Figura 19 – Evolução da intensidade total a 400 km de altitude entre os anos 1000-2024. S0, S1, F_{\min} , CM0 e CM1 são referentes à superfície da Terra.



Fonte: autor, 2024.

Posteriormente, em 1250, é possível perceber que a faixa longitudinal compreendida por baixos valores de F_{400} decresce, e o foco de menor intensidade migra para o Atlântico (Figura 19b). Além disso, embora em superfície a região sobre o Oceano Índico não apresentasse mais área da AMAS nesse período, em altitude ainda era percebido baixos valores de F_{400} sobre essa região. Destaca-se também que, embora o campo tenha se intensificado na região equatorial, fazendo com que a área da AMAS diminuísse, nas regiões polares é percebido um decréscimo significativo na intensidade F_{400} .

Na sequência, entre 1250-1500, a faixa de longitude da AMAS aparenta ser maior, contudo, o foco de menor intensidade F_{400} se mantém concentrado em uma região menor sobre o Oceano Atlântico, próximo à costa oeste da África (Figura 19c). Este padrão concorda com os contornos da AMAS observados em superfície, assemelhando-se também no formato da anomalia.

No período seguinte, até 1750, observa-se um alongamento dos baixos valores de F_{400} que se estende até o sudeste asiático, quase formando um novo núcleo da AMAS naquela região (Figura 19d). No entanto, a área de menor intensidade de F_{400} ainda se encontra em concordância com os valores em superfície, localizados na margem oeste da África.

Por fim, no intervalo entre 1750 e 2024, iniciou-se a deriva da AMAS para oeste, juntamente à uma diminuição nos valores de F_{400} e aumento na área de abrangência da anomalia, similar ao observado em superfície (Figura 19e). Além disso, o prolongamento da AMAS sobre o sudeste asiático gerou um novo núcleo da anomalia, que no período recente uniu-se à área maior sobre o Oceano Pacífico. Os valores de intensidade à altitude de 400 km apresentaram uma alta semelhança com os contornos da AMAS em superfície, indicando que a essa altitude a parcela não dipolar do campo geomagnético ainda possui alta influência. Os mapas da Figura 19 mostram uma área aparente da AMAS a 400 km de altitude, que parece maior do que na superfície. Isso ocorre porque foi utilizada a mesma escala de cores para ambas as altitudes. Como o campo magnético é menos intenso a 400 km, a transição de cores que define a AMAS na superfície tende a ocupar uma área maior em altitude devido à intensidade total do campo ser menor.

5.4 Intensidade total a 3000 km de altitude

A Figura 20 apresenta a intensidade total para a altitude de 3000 km (F_{3k}) durante o último milênio. Os contornos S0, S1 e os pontos F_{min} , CM0 e CM1 referentes à AMAS na superfície da Terra foram representados para correlacionar com o campo geomagnético em altitude.

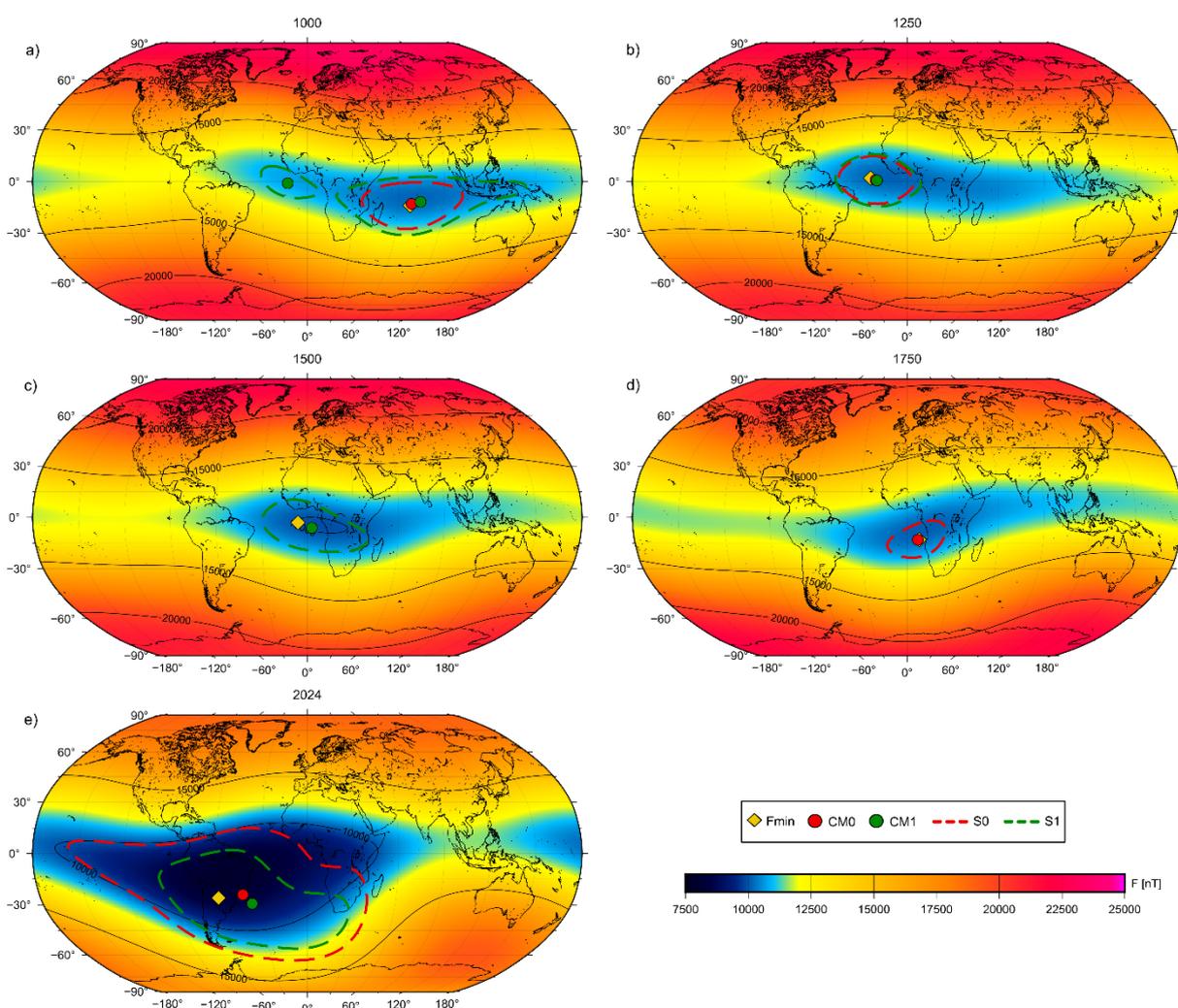
Inicialmente, percebe-se que, para essa altitude, os valores de intensidade total caem significativamente. No ano 1000, as regiões polares apresentavam valores de F_{3k} próximos a 22500 nT, enquanto na faixa equatorial predominavam valores de aproximadamente 11500 nT (Figura 20a). Neste instante, percebe-se que a região em que o campo geomagnético a 3000 km de altitude era menos intenso coincidia com a área da AMAS em superfície, sobre o Oceano Índico. É possível perceber também um baixo anômalo sobre o Atlântico, em que o contorno S1 em superfície já existia e um prolongamento sobre o sudeste asiático também de acordo com S1.

Em 1250 percebe-se a migração do foco de menor intensidade para a região do Atlântico, constatado anteriormente nos valores de intensidade na superfície e em 400 km de altitude (Figura 20b). Neste momento, a área de baixos valores de F_{3k} é levemente menor se comparado ao ano 1000. No período entre 1250 e 1500, o foco da AMAS em altitude desloca-se para o oeste da África e os valores de intensidade diminuem, ou seja, há uma intensificação da anomalia (Figura 20c). A área da anomalia em altitude mantém-se relativamente constante nesse intervalo.

Entre 1500 e 1750, a intensidade a 3000 km de altitude mantém seu foco de menores valores sobre a costa oeste da África (Figura 20d). Além disso, a intensidade aumenta no centro da anomalia, não apresentando valores tão baixos quanto anteriormente. Em contrapartida, percebe-se uma dispersão de baixos valores ao longo da faixa equatorial. No período recente, em 2024, os valores de F_{3k} apresentam o padrão típico observado nos demais mapas de intensidade, com uma expansão repentina da área de baixos valores, somados à um decréscimo significativo na intensidade. Outra característica constatada é a deriva para oeste, na qual o foco de menor intensidade alcança a América do Sul em 2024 (Figura 20e). Nota-se, contudo, que o foco da AMAS a 3000 km de altitude para o ano 2024 apresenta um certo deslocamento com relação aos contornos de superfície. Enquanto a AMAS em superfície sugere a presença de um segundo foco ao sul do continente africano, na altitude de 3000 km é constatado apenas o foco sobre a América do Sul. Essa diferença pode ser um indicativo de uma menor contribuição das parcelas não dipolares do campo, que deixam de interferir no campo total de maneira tão intensa

quanto observado em superfície. Além disso, essa interferência menor das parcelas não dipolares pode ser constatada também na variação mais estável desenvolvida pelo campo geomagnético a 3000 km, principalmente no período entre 1000 e 1750.

Figura 20 – Evolução da intensidade total a 3000 km de altitude entre os anos 1000-2024. S0, S1, Fmin, CM0 e CM1 são referentes à superfície da Terra.

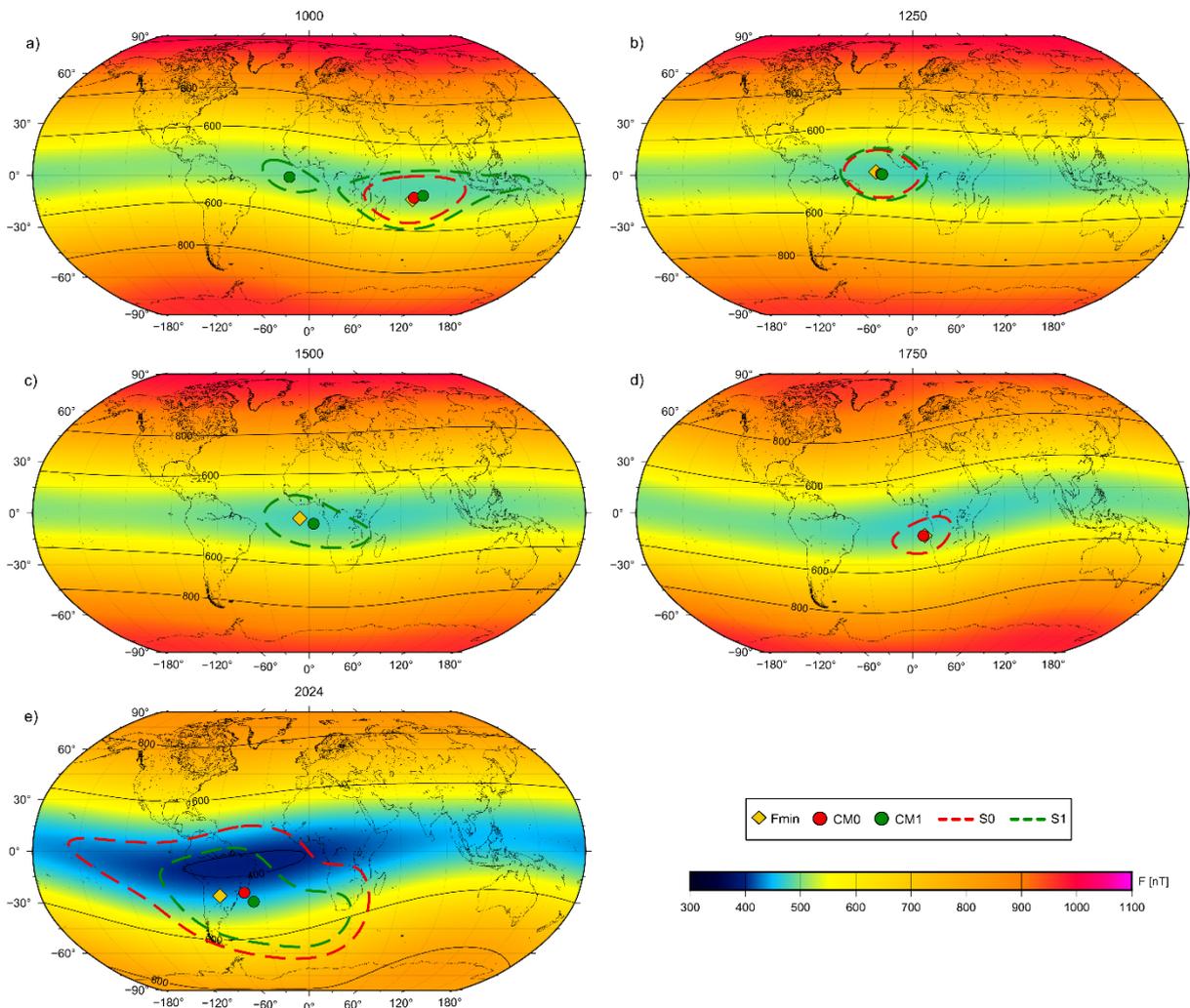


Fonte: autor, 2024.

5.5 Intensidade total a 20000 km de altitude

Os valores de intensidade total a 20000 km de altitude (F_{20k}) são apresentados na Figura 21. A essa altitude, o campo geomagnético é extremamente tênue, estando confinado entre os valores de 300 a 1100 nT ao longo do último milênio. Também foram destacados os contornos da AMAS (S0 e S1) e o centro anomalia (F_{min} , CM0 e CM1) em superfície para correlacionar com o campo em altitude.

Figura 21 – Evolução da intensidade total a 20000 km de altitude entre os anos 1000-2024. S0, S1, Fmin, CM0 e CM1 são referentes à superfície da Terra.



Fonte: autor, 2024.

Na altitude de 20000 km, a intensidade do campo apresenta pouca oscilação espacial e temporal. Diferentemente, do campo observado em baixas altitudes, no qual existem anomalias e distorções nos valores de intensidade, para a altitude de 20000 km percebe-se um caráter mais estável.

Conforme constatado nas Figuras 21a-d, o campo geomagnético a essa altitude é formado quase que unicamente pela parcela dipolar, na qual as isolinhas de F_{20k} são praticamente paralelas, contendo os menores valores ao longo da faixa equatorial e os valores máximos nas regiões polares. As contribuições do campo não dipolar exercem pouquíssima influência a essa altitude, principalmente no período 1000-1750. Nesse intervalo, o campo geomagnético permaneceu estável, com variações espaciais ínfimas de intensidade. Neste período, não é possível

correlacionar a presença da AMAS em superfície com os valores observados de F_{20k} , pois toda a faixa entre as latitudes 15°S e 15°N apresentavam patamares semelhantes de intensidade (Figuras 21a-d).

Somente nos últimos três séculos, aproximadamente, são percebidas mudanças significativas no campo geomagnético à altitude de 20000 km (Figura 21e). Após a AMAS começar seu deslocamento para oeste, por volta de 1730, a faixa de latitude compreendida por baixos valores de F_{20k} aumenta, em especial sobre a América do Sul, sendo delimitada por 45°S e 30°N em 2024. Além disso, pela primeira vez, no último milênio, ocorre uma variação considerável nos valores de F_{20k} , os quais decrescem repentinamente. Nesse momento, é possível correlacionar a área da AMAS em superfície com a intensidade a 20000 km de altitude. No entanto, enquanto a AMAS em superfície apresenta dois focos de mínima intensidade, um ao sul do Brasil e outro próximo ao sul da África, em altitude é constatado apenas um foco de mínimo F_{20k} localizado na parte norte do Brasil. Este deslocamento dos valores mínimos na altitude de 20000 km é similar ao observado para o caso da altitude de 3000 km.

5.6 Projeções de intensidade total e área da AMAS para os anos 2050 e 2100 na superfície terrestre

Conforme ilustrado no gráfico da Figura 17, a partir de 1760 observa-se uma nova tendência na intensidade mínima da AMAS, caracterizada por um decréscimo gradual que persiste há mais de dois séculos até o presente. Considerando esse padrão gradativo, é possível calcular a taxa média de diminuição anual e estimar valores futuros caso essa tendência se mantenha. No período entre 1760 e 2024, o ponto de menor intensidade da AMAS variou a uma taxa média de $-32,33$ nT/ano. Seguindo esse padrão, estima-se que nos próximos 26 anos o valor mínimo de F diminua em cerca de ~ 840 nT, alcançando por volta de ~ 21294 nT em 2050. Para os próximos 76 anos, até 2100, essa redução deve ser de ~ 2457 nT, alcançando o patamar de ~ 19678 nT (Tabela 3).

Tabela 3 – Valor do ponto de menor intensidade total da AMAS (F_{\min}) estimado pelo IGRF-13 para o ano de 2024 e projeções para os anos 2050 e 2100 com base na taxa média de variação de F_{\min} entre 1760 e 2024 (cerca de $-32,33$ nT/ano).

Ano	Intensidade mínima (nT)
2024	22135
2050	21294
2100	19678

Fonte: autor, 2024.

De maneira semelhante, pode-se projetar a área da AMAS para os anos 2050 e 2100. As taxas de variação da área da AMAS no último milênio foram previamente expostas na Tabela 2. Após o ano ~ 1750 , iniciou-se uma tendência de aumento gradual da área da anomalia, comportamento que é mantido até 2024. Para a estimativa da área nos anos 2050 e 2100, considerou-se o valor referente ao período 1750-2024, o qual foi de $0,0169 \times 10^7$ km²/ano (relativo ao contorno S1, que considera a variação global do campo geomagnético no tempo). Assim, em 2024, a área estimada da AMAS abaixo de 32000 nT é de $6,50 \times 10^7$ km², e os valores previstos para 2050 e 2100 são de $6,94$ e $7,78 \times 10^7$ km², respectivamente (Tabela 3).

Tabela 4 – Estimativas da área da AMAS para os anos futuros. Em 2024, a região definida pelo contorno de 32000 nT apresenta uma área de $6,50 \times 10^7$ km². Com base na taxa média de aumento de $0,0169 \times 10^7$ km²/ano observada entre 1750 e 2024, estima-se que a área alcance $6,94 \times 10^7$ km² em 2050 e $7,78 \times 10^7$ km² em 2100.

Ano	Área da AMAS ($\times 10^7$ km ²)
2024	6,50
2050	6,94
2100	7,78

Fonte: autor, 2024.

A redução contínua na intensidade total do campo geomagnético na região da AMAS, combinada com o aumento gradativo de sua área, representa um cenário de intensificação de impactos no ambiente espacial e nos sistemas tecnológicos que operam nessa região. Esses fenômenos estão diretamente associados a uma maior vulnerabilidade às partículas carregadas do vento solar e da radiação cósmica, que

encontram menor resistência ao atravessar o campo magnético enfraquecido. Durante tempestades geomagnéticas, o enfraquecimento do campo nessa região se torna um fator crítico, permitindo uma penetração mais profunda de partículas energéticas na magnetosfera.

Se essa tendência persistir, a expansão da AMAS para áreas anteriormente não afetadas representa um risco para satélites em órbitas que até então estavam protegidas. Regiões de maior latitude poderão, no futuro, enfrentar níveis de radiação que atualmente são limitados à área central da AMAS. Isso amplia os desafios para o planejamento e operação de missões espaciais, exigindo que satélites sejam projetados para suportar níveis de radiação mais elevados em órbitas amplamente utilizadas. Além disso, missões tripuladas, como na ISS, enfrentariam riscos mais significativos à saúde dos astronautas, demandando estratégias de mitigação como blindagem aprimorada e restrições operacionais.

Vale ressaltar, no entanto, que o campo geomagnético varia temporalmente de maneira estocástica e, com isso, não é possível realizar uma predição exata de sua evolução no futuro. As estimativas propostas anteriormente baseiam-se em uma extrapolação linear do comportamento apresentado pelo CMT no decorrer dos últimos dois séculos. Caso esse padrão se mantenha no futuro próximo, as projeções acima podem ser boas aproximações para os valores de mínima intensidade e área de abrangência da AMAS.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos dados obtidos pelos modelos CALS10k.2 e IGRF-13 foi possível obter uma visão detalhada do comportamento da AMAS ao longo do último milênio, tanto para a superfície terrestre quanto em altitude. O contorno S1, baseado na evolução temporal do campo geomagnético, apresentou uma taxa de variação inferior ao critério de S0, baseado no limiar fixo de 32000 nT. Isso indica, portanto, que delimitar a AMAS apenas por S0 distorce a percepção real da anomalia, apresentando-se de maneira mais amplificada. Essa diferença ocorre, pois o limiar fixo ignora o caráter dinâmico do campo geomagnético ao longo dos anos. Em contrapartida, o fator de normalização considera a média global de intensidade para definir a AMAS, de modo que períodos de campo mais intenso apresentam um limiar

maior e períodos de menor intensidade apresentam um limiar de intensidade igualmente menor.

Baseado no modelo CALS10k.2, a AMAS inicialmente apresentava dois núcleos de baixa intensidade, um sobre o Oceano Atlântico e outro sobre o Índico. A região sobre o Oceano Índico foi o foco principal da anomalia por cerca de 120 anos. Por volta de 1130, o ponto de menor intensidade da anomalia surge pela primeira vez sobre o Oceano Atlântico, onde mantém seu deslocamento desde então, sendo este o marco temporal definido neste estudo como o ano de surgimento da AMAS. A partir do ano de 1210 a feição anômala passou a influenciar apenas a região do Atlântico. No período entre 1210 e 1750 não ocorreram grandes variações no comportamento da AMAS. Contudo, nos últimos três séculos, seu padrão muda, sendo caracterizado por uma rápida deriva para oeste, aumento na área de abrangência e queda repentina nos valores de intensidade. Tal padrão não foi constatado em outros períodos no último milênio.

Atualmente, a AMAS em superfície possui uma área da ordem de $6,5 \times 10^7 \text{ km}^2$ considerando S_0 (S_1 varia a depender do ano de referência adotado, sendo útil apenas para análise das taxas de variação da área da anomalia). As estimativas para 2050 e 2100 são de $6,94$ e $7,78 \times 10^7 \text{ km}^2$, respectivamente. Esses valores alertam para a contínua expansão da AMAS e suas implicações crescentes no ambiente espacial e terrestre, destacando a necessidade de monitoramento constante e desenvolvimento de estratégias para mitigar os impactos em tecnologias sensíveis e na segurança de missões espaciais inseridas em uma área maior de influência da AMAS.

Conforme a estimativa do modelo IGRF-13, o ponto de menor intensidade da AMAS, em 2024, está localizado em 26°S e 60°W , na porção norte da Argentina, e mede cerca de $\sim 22135 \text{ nT}$. Esse valor, associado à contínua redução estimada de $\sim 21294 \text{ nT}$ em 2050 e $\sim 19678 \text{ nT}$ em 2100, destaca o enfraquecimento progressivo do campo geomagnético na região. Essa queda acentua a exposição às partículas carregadas, aumentando os níveis de radiação tanto para satélites quanto para aeronaves em voos de alta altitude, além de intensificar a vulnerabilidade de sistemas de comunicação e navegação dentro da área afetada.

Destaca-se, também, a presença sutil de um segundo foco de baixos valores de intensidade total da AMAS próximo à porção sul do continente africano. Ainda, constatou-se que o centro da anomalia com base no ponto de menor intensidade, por

vezes, distanciou-se dos pontos de centro de massa CM0 e CM1, como durante o intervalo 1400-1700 e 1900-2024, períodos em que a anomalia foi mais assimétrica. Atualmente, o ponto de menor intensidade não coincide com o centro geométrico/centro da distribuição de intensidade da anomalia.

As análises da AMAS em diferentes altitudes revelaram que a intensidade total do campo geomagnético diminui significativamente com o aumento da altitude. Em 400 km, a AMAS ainda exerce uma influência relevante, afetando satélites em órbitas baixas, como a Estação Espacial Internacional, com um padrão semelhante ao observado na superfície, embora com menor intensidade, destacando a persistência das contribuições não dipolares. A 3000 km, as feições da AMAS tornam-se mais suavizadas devido à redução das componentes não dipolares, enquanto a 20000 km, o campo magnético da Terra exibe uma configuração predominantemente dipolar, tornando a AMAS praticamente imperceptível e confirmando que, a essa altitude, as contribuições não dipolares são mínimas.

REFERÊNCIAS

- ALKEN, P., THÉBAULT, E., BEGGAN, C.D. et al. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. **Earth Planets Space**, 2021.
- AMIT, H., TERRA-NOVA, F., LÉZIN, M., TRINDADE, R. I. Non-monotonic growth and motion of the South Atlantic Anomaly. **Earth, Planets and Space**, v. 73, n. 1, p. 38, 2021.
- ARFKEN, G. **Mathematical methods for physicists**. Academic Press., p. 985, 1985.
- ARNEITZ, P., LEONHARDT, R., SCHNEPP, E., HEILIG, B., MAYRHOFER, F., KOVACS, P., et al. The HISTMAG database: Combining historical, archaeomagnetic and volcanic data. **Geophysical Journal International**, v. 210, p. 1347–1359, 2017.
- BARRACLOUGH, D. R. Spherical harmonic analysis of the geomagnetic secular variation — A review of methods. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 12, n. 4, p. 365-382, 1976.
- CAMPBELL, W. H. **Introduction to Geomagnetic Fields**. 2. ed. Cambridge University Press, 2003.
- CAMPUZANO, S. A., GÓMEZ-PACCARD, M., PAVÓN-CARRASCO, F., OSETE, M. L. Emergence and evolution of the South Atlantic Anomaly revealed by the new paleomagnetic reconstruction SHAWQ2k. **Earth Planet. Sci. Lett.** 512:17–26, 2019.
- CAPDEVILLE, H., PETR, S., HECKER, L., LEMOINE, J.-M. Update of the corrective model for Jason-1 DORIS data in relation to the South Atlantic Anomaly and a corrective model for SPOT-5. **Adv. Space Res.**, v. 58, p. 2628–2650, 2016.
- COMINS, N. F., KAUFMANN III, W. J. **Discovering the Universe**. New York: W.H. Freeman and Co., 2005.
- CONSTABLE, C., KORTE, M., PANOVSKA, S. Persistent high paleosecular variation activity in southern hemisphere for at least 10000 years. **Earth Planet, Sci. Lett**, v. 453, p. 78-86, 2016.
- DE SANTIS, A., QAMILI, E., WU, L. Toward a possible next geomagnetic transition?. **Nat Hazards Earth Syst Sci**, v. 13, p. 3395–3403, 2013.
- DENARDINI, C. **Desenvolvimento de um sistema de correção de fase para o radar ionosférico de São Luís do Maranhão**. Dissertação de Mestrado em Ciência Espacial/Geofísica Espacial. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1999.
- DENTITH, M., MUDGE, S.T. **Geophysics for the mineral exploration geoscientist**. Cambridge University Press, 2014.
- DOMINGOS, J., JAULT, D., PAIS, M. A., MANDEA, M. The South Atlantic anomaly throughout the solar cycle. **Earth Planet Sci. Lett**, v. 473, p. 154–163, 2017.

FOWLER, C. M. R. **The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

GONZÁLEZ-LÓPEZ, A., CAMPUZANO, S. A., MOLINA-CARDÍN, A., PAVÓN-CARRASCO, F. J., DE SANTIS, A., OSETE, M. L. Characteristic periods of the paleosecular variation of the Earth's magnetic field during the Holocene from global paleoreconstructions. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**, v. 312, 2021.

HARGREAVES, J. K. **The solar-terrestrial environment**. Cambridge University Press, 1992.

HARTMANN, G. A. **A Anomalia Magnética do Atlântico Sul: causas e efeitos**. Dissertação de Mestrado. Dep. De Geofísica do IAG/USP, 2005.

HEIRTZLER, J. R., ALLEN, J. H., WILKINSON, D. C. Ever-present South Atlantic Anomaly Damages Spacecraft. **Eos, Transactions, American Geophysical Union**, v. 83, n. 15, p. 165-169, 2002.

HEYNDERICKX, D. Comparison between methods to compensate for the secular motion of the South Atlantic Anomaly. **Radiat. Meas.** 26: 369–373, 1996.

JACKSON, A., JONKERS, A. R. T., WALKER, M. R. Four centuries of geomagnetic secular variation from historical records. **Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci.** 358, 957–990, 2000.

JOHNSON, C. L., MCFADDEN, P. L. **Paleosecular Variation and the Time-Averaged Paleomagnetic Field**. In: Kono, M., *Treatise on Geophysics*, vol. 5: 417–453, Amsterdam: Elsevier, 2007.

KONO, M. **Treatise on Geophysics: Volume 5 Geomagnetism**. 2. ed. Elsevier Science, 2007.

LANGEL, R. A. **The main field**. In: *Geomagnetism*, (Jacobs, J.A., ed.). New York: Academic Press, v. 1, cap. 4, 1987.

LANGEL, R. A., HINZE, W. J. **The Magnetic Field of the Earth's Lithosphere: The Satellite Perspective**. Cambridge University Press, 1998.

LANZA, R., MELONI, A. **The Earth's Magnetism: An Introduction for Geologists**. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 2006.

LOWRIE, W. **Fundamentals of Geophysics**. 2. ed. Cambridge University Press, 2007.

LUI, A. T. Y., McENTIRE, R.W., KRIMIGIS, S. M. Evolution of the ring current during two geomagnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. A7, p. 7459-7470, 1987.

MACMILLAN, S. et al. The 9th-Generation International Geomagnetic Reference Field. **Geophys. J. Int.**, 155, 1051–1056, 2003.

MERRILL, R. T., McELHINNY, M. W., McFADDEN, P. L. **The magnetic field of the Earth: Paleomagnetism, the core, and the deep mantle**, Vol. 63 (International Geophysics Series.), Elsevier, Academic Press, Amsterdam, 1998.

NASUDDIN, K. A., ABDULLAH, M., ABDUL HAMID, N. S. Characterization of the South Atlantic Anomaly. **Nonlin. Processes Geophys.**, v. 26, p. 25–35, 2019.

PARKINSON, W. D. **Introduction to Geomagnetism**. Scottish Academic Press, 1983.

PAVÓN-CARRASCO, F. J., DE SANTIS, A. The South Atlantic Anomaly: The Key for a Possible Geomagnetic Reversal. **Frontiers in Earth Science**, v. 4, 2016.

POTEMRA, T. A. Birkeland Currents: Present Understanding and Some Remaining Questions. **High-Latitude Space Plasma Physics**, v. 54, p. 341-353, 1983.

SCHÖN, J. H. **Physical Properties of Rocks**. Vol. 8: A Workbook (Handbook of Petroleum Exploration and Production). 1. ed. Netherlands: Elsevier, 2011.

TARDUNO, J. A., WATKEYS, M. K., HUFFMAN, T. N., COTTRELL, R. D., BLACKMAN, E. G., WENDT, A., et al. Antiquity of the South Atlantic Anomaly and evidence for top-down control on the geodynamo. **Nat. Commun.** 6, 7865, 2015.