



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

25/08/08/JC-TDI

ESTIMATIVA E REPRESENTAÇÃO DO CAMPO GEOELÉTRICO INDUZIDO POR VARIAÇÕES GEOMAGNÉTICAS

Jorge Camasmie Nunes

Projeto de Iniciação Científica, ori-
entado pela Dra. Karen Viviana
Espinosa Sarmiento e Dra. Livia
Ribeiro Alves.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/xx/yy>>

INPE
São José dos Campos
2025

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

25/08/08/JC-TDI

ESTIMATIVA E REPRESENTAÇÃO DO CAMPO GEOELÉTRICO INDUZIDO POR VARIAÇÕES GEOMAGNÉTICAS

Jorge Camasmie Nunes

Projeto de Iniciação Científica, ori-
entado pela Dra. Karen Viviana
Espinosa Sarmiento e Dra. Livia
Ribeiro Alves.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/xx/yy>>

INPE
São José dos Campos
2025

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Sobrenome, Nomes.

Cutter Estimativa e Representação do Campo Geométrico Induzido
por Variações Geomagnéticas / Nome Completo do Autor1; Nome
Completo do Autor2. – São José dos Campos : INPE, 2025.
 xv + 52 p. ; (25/08/08/JC-TDI)

 Dissertação ou Tese (Mestrado ou Doutorado em Nome do
Curso) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos
Campos, AAAA.

 Orientador : José da Silva.

 1. Palavra chave. 2. Palavra chave 3. Palavra chave. 4. Palavra
chave. 5. Palavra chave I. Título.

CDU 000.000



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](#).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](#).

Informar aqui sobre marca registrada (a modificação desta linha deve ser feita no arquivo publicacao.tex).

Informar aqui sobre fontes financiadoras (a modificação desta linha deve ser feita no arquivo publicacao.tex).

**ATENÇÃO! A FOLHA DE
APROVAÇÃO SERÁ IN-
CLUIDA POSTERIORMENTE.**

Mestrado ou Doutorado em Nome do
Curso

“A vida é como andar de bicicleta, para manter o equilíbrio é necessário se manter em movimento.”

ALBERT EINSTEIN

em “Carta para Eduard”, 1930

RESUMO

Tempestades magnéticas são distúrbios no campo magnético da Terra causados pela interação do vento solar com a magnetosfera, podendo induzir correntes elétricas na superfície terrestre, conhecidas como Correntes Geomagneticamente Induzidas (GICs, do inglês Geomagnetically Induced Currents), que afetam sistemas tecnológicos como redes de energia e sistemas de comunicação. Embora sejam mais intensas em altas latitudes, essas correntes também podem ocorrer em regiões de baixa latitude, como na América do Sul, pois são dependentes da amplitude das variações magnéticas e da distribuição da condutividade elétrica do interior da Terra. Diante disso, este trabalho teve como objetivo estimar e representar graficamente os campos geoeletricos induzidos por estas variações geomagnéticas, para comparar os efeitos regionais das tempestades magnéticas. A metodologia adotada envolveu o uso de dados da rede de magnetômetros Embrace MagNet, com registros das componentes do campo magnético obtidos durante uma tempestade magnética entre 6 a 8 de dezembro de 2022, utilizada como teste nesta etapa inicial. Os dados foram processados por uma ferramenta interativa desenvolvida em linguagem Python, utilizando bibliotecas de tratamento e visualização das séries temporais. O sistema permite carregar arquivos brutos, corrigir valores declarados como outliers usando a ferramenta estatística de média móvel, converter dados brutos para unidade em nano Tesla bem como calcular e plotar as variações diurnas e derivadas temporais para para o cálculo posterior do campo geoeletrico, assim como informações de condutividade elétrica da Terra. Como resultado, o aplicativo desenvolvido oferece a representação interativa das variações geomagnéticas, permitindo observar comportamentos distintos entre estações localizadas em diferentes latitudes geográficas destacando que as variações mais intensas coincidem com áreas influenciadas por fenômenos como o Eletrojato Equatorial e a anomalia do Atlântico Sul. Esta ferramenta permite estudar a variação de campo magnético e geração de campos geoeletrico na superfície para examinar os possíveis efeitos de correntes geomagneticamente induzidas durante tempestades magnéticas. O dashboard desenvolvido acopla processos de visualização e tratamento de dados como ferramentas para área de pesquisa da geofísica espacial.

Palavras-chave: Tempestades Magnéticas. Campo Geoeletrico. Correntes Geomagneticamente Induzidas.

ESTIMATIONS AND REPRESENTATION OF THE GEOELECTRIC FIELD INDUCED BY GEOMAGNETIC VARIATIONS.

ABSTRACT

Magnetic storms are disturbances in the Earth's magnetic field caused by the interaction of the solar wind with the magnetosphere, which can induce electric currents on the Earth's surface, known as Geomagnetically Induced Currents (GICs), that affect technological systems such as power grids and communication systems. Although they are more intense at high latitudes, these currents can also occur in low-latitude regions, such as in South America, since they depend on the amplitude of magnetic variations and the distribution of electrical conductivity within the Earth. Therefore, this work aimed to estimate and graphically represent the geoelectric fields induced by these geomagnetic variations, in order to compare the regional effects of magnetic storms. The methodology adopted involved the use of data from the Embrace MagNet magnetometer network, with records of the magnetic field components obtained during a magnetic storm between December 6 and 8, 2022, used as a test in this initial stage. The data were processed by an interactive tool developed in Python language, using libraries for processing and visualizing time series. The system allows loading raw files, correcting values declared as outliers using the moving average statistical tool, converting raw data to nanotesla units, as well as calculating and plotting diurnal variations and temporal derivatives for the subsequent calculation of the geoelectric field, along with information on the Earth's electrical conductivity. As a result, the developed application provides an interactive representation of geomagnetic variations, allowing the observation of distinct behaviors between stations located at different geographic latitudes, highlighting that the most intense variations coincide with areas influenced by phenomena such as the Equatorial Electrojet and the South Atlantic Anomaly. This tool allows studying the variation of the magnetic field and the generation of geoelectric fields on the surface to examine the possible effects of geomagnetically induced currents during magnetic storms. The developed dashboard integrates data visualization and processing as tools for the research area of space geophysics.

Keywords: Magnetic Storms. Geoelectric Field. Geomagnetically Induced Currents.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Campo magnético do Sol em forma de espiral	3
2.2 Diagrama borboleta	4
2.3 Sistema de correntes da magnetopausa	7
2.4 Região 1 e 2 das correntes de Birkeland.	8
2.5 Corrente de magnetocauda com fechamento via corrente da magnetopausa.	9
2.6 Representação dos principais sistemas de correntes da magnetosfera.	10
2.7 Representação do fenômeno de reconexão magnética.	11
2.8 Pontos de reconexão magnética na magnetopausa e magnetocauda.	12
2.9 Decomposição vetorial do campo magnético \vec{B}	14
2.10 Variação do campo magnético com base nos índices Dst , Kp e AE	16
2.11 Fases da tempestade magnética de acordo com o índice Dst	17
2.12 Sequência de eventos associados à ocorrência de GICs.	18
3.1 Campo magnético registrado por um instrumento da Embrace MagNet.	21
3.2 Localização das estações magnéticas de EMBRACE. As estações de referência são: Porto Velho (PVE), ARA (Araguatins), CXP (Cachoeira Paulista), VSS (Vassouras), CBA (Cuiabá), JAT (Jataí), RGA (Rio Grande da Argentina), TCM (Tucumán), SLZ (São Luís) e SMS (São Martinho da Serra).	23
3.3 Modelo dos arquivos utilizados como base de dados.	24
3.4 Bibliotecas utilizadas no desenvolvimento do dashboard.	25
3.5 Leitura e processamento dos dados brutos da rede de magnetômetros.	27
3.6 Código para plotagem dos dados brutos das componentes H , D e Z	28
3.7 Função de correção de outliers.	28
3.8 Configuração correção de outliers.	29
3.9 Conversão de dados brutos em nanoTesla (nT).	29
3.10 Código para os cálculos e gráficos da variação e derivada.	32
4.1 Interface do dashboard desenvolvido.	33
4.2 Representação das componentes retangulares (H, D, Z) do campo magnético (dado bruto).	34
4.3 Representação das componentes retangulares (H, D, Z) do campo magnético (dado corrigido).	34
4.4 Gráficos interativos da variação diurna e derivada das componentes retangulares (H, D, Z) do campo magnético.	35

4.5	Funcionalidades extra do Dashboard: localização das estações magnéticas e calendário.	36
4.6	Gráficos interativos da variação diurna da estação PVE durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.	38
4.7	Gráficos interativos da derivada da estação PVE durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.	39
4.8	Gráficos interativos de variação diurna na estação RGA durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.	40
4.9	Gráficos interativos da derivada na estação RGA durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.	41
4.10	Gráficos interativos variação diurna da estação TCM durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.	42
4.11	Gráficos interativos derivada da estação TCM durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.	43

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Nome e localização das estações geomagnéticas	22
4.1 Valores máximos e mínimos das derivadas das componentes do campo magnético para as estações PVE, TCM e RGA.	41

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	3
2.1 Ambiente interplanetário como fonte de campos geoeletricos	3
2.2 Magnetosfera e principais sistemas de corrente.	5
2.3 Reconexão magnética	10
2.4 Campo magnético da Terra	12
2.5 Tempestades magnéticas.	15
2.6 Campos Geoeletricos	17
3 Metodologia	21
3.1 Descrição da rede de magnetômetros da EMBRACE	21
3.2 Correção de outliers.	24
3.3 Construção do dashboard.	25
4 Resultados	33
4.1 Descrição do dashboard	33
4.2 Comparação do campo magnético entre estações magnéticas.	37
5 Conclusões	45
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	47

1 INTRODUÇÃO

Tempestades magnéticas são eventos que resultam de interações entre o Sol e a magnetosfera terrestre (KAMIDE et al., 1998). Tais perturbações no campo magnético da Terra são causadas pela chegada de estruturas de alta energia do vento solar, como Ejeções de Massa Coronal (EMC) e fluxos rápidos provenientes de buracos coronais (ECHER et al., 2008). Quando essas estruturas alcançam a Terra, podem desencadear alterações na dinâmica da magnetosfera e da ionosfera, influenciando sistemas naturais e tecnológicos (GONZALEZ et al., 1999). O estudo de tempestades magnéticas implica na investigação da física de plasmas espaciais, a reconexão magnética e os mecanismos de acoplamento entre o vento solar e a magnetosfera (GANUSHKINA et al., 2018). Essas interações envolvem processos dinâmicos e não lineares que exigem o uso de dados observacionais (por meio de satélites como o ACE, THEMIS e MMS), modelagens computacionais e abordagens teóricas baseadas em Magnetohidrodinâmica (MHD) (BURCH; PHAN, 2016). Os efeitos das tempestades magnéticas podem ser observados como interferência em comunicações de rádio e satélite e diminuição na precisão de sistemas de navegação como GPS (GONZALEZ et al., 1999).

Eventos extremos de tempestades magnéticas podem induzir correntes elétricas na superfície da Terra, conhecidas como Correntes Geomagneticamente Induzidas (GICs, do inglês “Geomagnetically Induced Currents”). As GICs são correntes elétricas geradas em sistemas de condução de grande escala, como redes de energia elétrica e oleodutos, a partir de variações no campo magnético terrestre, especialmente durante tempestades magnéticas. Estudos mostram que correntes geomagneticamente induzidas podem deslocar o ponto de operação magnético dos transformadores, levando à saturação assimétrica do núcleo da mesma forma que afeta sistemas de transmissão de energia (BOTELER et al., 1998). A tempestade magnética de 1989, por exemplo, causou o colapso da rede de energia elétrica de Quebec, deixando milhões de pessoas sem eletricidade por várias horas, o que ilustra a vulnerabilidade de nossas tecnologias e fenômenos espaciais (BOTELER et al., 1998).

Historicamente, os estudos sobre GICs têm sido mais concentrados em regiões de altas latitudes, como o Canadá, Escandinávia, Estados Unidos, Rússia, onde os efeitos são mais intensos devido às maiores variações do campo magnético durante tempestades geomagnéticas (PULKKINEN et al., 2006; VILJANEN; PIRJOLA, 1994). No entanto, trabalhos mais recentes vêm explorando a ocorrência de GICs em regiões de baixas latitudes, como a América do Sul, onde os efeitos, embora geralmente menos

intensos, ainda podem representar riscos à infraestrutura elétrica. Estudos como o de [Espinosa et al. \(2023\)](#), sobre a estimativa de GICs no Brasil utilizando um modelo tridimensional de resistividade da Terra; [Espinosa et al. \(2019\)](#), estimando a amplitude das GICs em diferentes localidades do Brasil durante a tempestade magnética de 2015; [Caraballo et al. \(2020\)](#), sobre o impacto das GICs na rede elétrica mexicana; [Trivedi et al. \(2007\)](#), que investigou os efeitos das GICs em redes elétricas de baixas latitudes no Brasil por meio de medições diretas em transformadores de uma linha de transmissão de 440 kV; [Alves et al. \(2016\)](#), com uma análise estatística das correntes induzidas no Brasil; e o trabalho de [da Silva Barbosa et al. \(2015\)](#), com modelagem numérica de campos geoeletricos e GICs, reforçam a importância de expandir o monitoramento e a modelagem geoeletrica também para essas regiões.

Nesse contexto, a estimativa dos campos geoeletricos induzidos na superfície terrestre representa o elo entre as variações temporais do campo magnético e a geração das Correntes Geomagneticamente Induzidas. A intensidade e a direção dessas correntes dependem fortemente do campo geoeletrico local e das propriedades da rede de transmissão de energia. Por isso, a modelagem dos campos geoeletricos é relevante para avaliar a vulnerabilidade de linhas de transmissão e identificar regiões mais suscetíveis a impactos de tempestades magnéticas. A identificação dessas vulnerabilidades permite, por sua vez, a implementação de estratégias de mitigação durante períodos de intensa atividade geomagnética. Por isso, este trabalho concentrou o desenvolvimento de uma ferramenta observacional para os campos geoeletricos de forma interativa, permitindo o tratamento de dados da rede de magnetômetros do programa EMBRACE (Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial) e a visualização dos campos magnéticos e geoeletricos durante fenômenos de tempestades magnéticas.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Ambiente interplanetário como fonte de campos geelétricos

O vento solar é composto por partículas ionizadas, como prótons e elétrons, que se originam na coroa solar devido à grande diferença de pressão entre o Sol e o espaço interplanetário. Ao longo da sua propagação, o vento solar carrega as linhas de campo magnético da coroa, que moldam a formação do campo magnético do Sol, sendo este dependente direto da rotação diferencial do Sol (MOLDWIN, 2023). A rotação, que ocorre a diferentes velocidades em latitudes distintas, confere ao campo magnético solar uma configuração em forma de espiral, conhecida como "espiral de Parker" ou "saia de bailarina" (Figura 2.1). No equador solar, o Sol gira mais rapidamente que em regiões polares, gerando uma torção no campo magnético e influenciando a propagação do vento solar (INTRODUCTION..., 1995).

Figura 2.1 - Campo magnético do Sol em forma de espiral

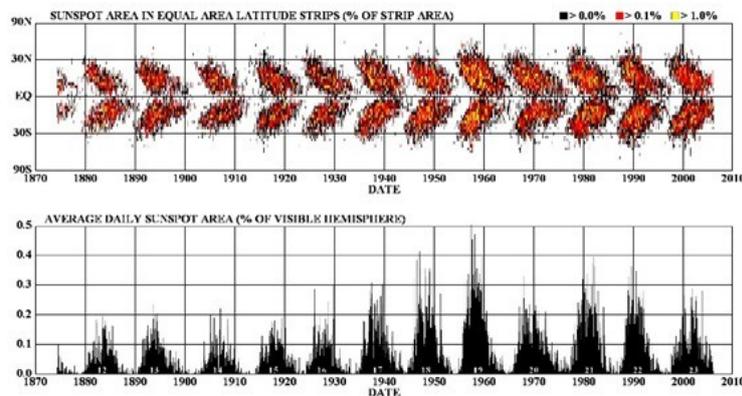


Fonte: Parker (2009)

As manchas solares são regiões escuras e frias da fotosfera solar, onde intensos campos magnéticos inibem a convecção local, reduzindo a temperatura em comparação com áreas circundantes. Elas seguem um ciclo de aproximadamente 11 anos, conhecido como ciclo solar, no qual o número de manchas aumenta até atingir o máximo solar, que é o período de maior contagem de manchas nesse intervalo de tempo; posteriormente, diminui até o mínimo solar, período de menor contagem de manchas. O

número de manchas sempre é par, pois está relacionado com a polaridade (Norte - Sul) das linhas de campo magnético. Por este fato, ocorre um fenômeno de conexão das linhas de campo magnético do Sol entre os pares de manchas. O número de manchas solares é monitorado pela sua variação ao longo do tempo, sendo representado graficamente pelo diagrama borboleta (Figura 2.2), que mostra a distribuição latitudinal das manchas ao longo dos ciclos. Além disso, existe um ciclo magnético de 22 anos, que envolve a inversão da polaridade magnética do Sol. Esse processo está ligado ao dínamo solar, impulsionado pela convecção do plasma e pela rotação diferencial do Sol, que gera e distorce seu campo magnético. A inversão altera a estrutura do vento solar, impactando a Terra com tempestades geomagnéticas e intensificando auroras polares (BROWN, 1992). Estudos e observações, como os da sonda SOHO (do inglês, "Solar and Heliospheric Observatory") e o SDO (do inglês, "Solar Dynamics Observatory"), oferecem dados críticos para entender essa dinâmica, com simulações e teorias como a magnetohidrodinâmica (MHD) explicando os mecanismos de inversão (NASA, 2001).

Figura 2.2 - Diagrama borboleta



Fonte: Hathaway (2006).

Nos períodos de maior atividade solar, ocorre um maior número de ejeções de massa coronal (EMCs), que são explosões gigantes de plasma e campos magnéticos ejetados da coroa solar em direção ao espaço. Essas ejeções podem lançar bilhões de toneladas de material, como prótons e elétrons, a velocidades superiores a 1000 km/s (RUSSELL, 2009).

Outra estrutura solar de importância são os buracos coronais, regiões escuras da

coroa solar onde o campo magnético se abre para o espaço, permitindo que o vento solar escape com maior facilidade. Nesses buracos, o vento solar pode atingir velocidades da ordem de 900 km/s , originando-se em áreas de baixa densidade e temperatura. Em contraste, o vento solar lento, com velocidades próximas a 300 km/s , provém de regiões mais densas e irregulares, geralmente próximas ao equador solar (MOLDWIN, 2023). Um fenômeno crítico para a dinâmica do vento solar é o "congelamento das linhas de campo magnético". Esse fenômeno ocorre quando um plasma de alta condutividade, como o vento solar, transporta as linhas de campo magnético pelo espaço. Devido à alta condutividade, essas linhas de campo ficam "presas" ao movimento do fluido, em vez de se dissiparem. Esse comportamento é descrito pelo número de Reynolds magnético, que compara os efeitos do fluxo magnético com os de difusão (PARKS, 1991). No caso do vento solar, o número de Reynolds magnético é extremamente elevado, $R_m \gg 1$, o que implica que o transporte das linhas de campo magnético prevalece sobre a difusão, permitindo que o campo seja arrastado pelo fluxo de plasma ao longo do espaço interplanetário.

O conceito de "congelamento das linhas de campo" é importante no desenvolvimento da magnetohidrodinâmica e aplica-se em situações de alta condutividade, como o vento solar, sendo este determinado como plasma condutor. Quando o número de Reynolds é elevado, a difusão magnética se torna desprezível, resultando no transporte contínuo do campo magnético solar pelo vento solar. No contexto do vento solar e do ambiente espacial, esse fenômeno explica como o campo magnético interplanetário (IMF, do inglês "Interplanetary Magnetic Field") se estende do Sol para a heliosfera, influenciando a magnetosfera terrestre e possibilitando fenômenos como a reconexão magnética. Isso, por sua vez, é essencial para a formação de (estruturas) sistemas de correntes no espaço interplanetário, devido à interação do vento solar com os campos magnéticos planetários (MOLDWIN, 2023). Destaca-se o papel do Sol como um agente dinâmico que influencia não apenas o ambiente interplanetário, mas também a infraestrutura tecnológica e os sistemas de comunicação do planeta.

2.2 Magnetosfera e principais sistemas de corrente.

A Terra tem um forte campo magnético dipolar gerado internamente que se estende ao redor do planeta para o espaço sideral. Devido à existência do vento solar e do campo magnético interplanetário associado a ele, surge a magnetosfera, que possui uma configuração dipolar. Essa estrutura é comprimida do lado diurno e alongada no lado noturno, sendo esse comportamento acompanhado de correntes elétricas que fluem pela magnetosfera, e são componentes importantes na dinâmica do plasma ao

redor da Terra. Na magnetosfera terrestre existe transporte de carga, massa, momento e energia, processos responsáveis pela geração de campos magnéticos que distorcem campos já preexistentes. Nessa região, onde o campo magnético domina os processos sobre partículas carregadas, uma série de correntes surge dessa interação entre campo geomagnético e vento solar. Essas correntes não são apenas trajetórias de partículas carregadas, mas representam fluxos organizados de carga que respondem às forças eletromagnéticas resultantes da interação vento solar-magnetosferionosfera. Além disso, a mudança resultante no estado do sistema magnetosferionosfera frequentemente influencia essas forças originais. Isso implica que a análise do sistema de corrente é um problema não linear no qual mecanismos de feedback negativo e, às vezes, positivo, modificam a resposta (HEIKKILA, 1984).

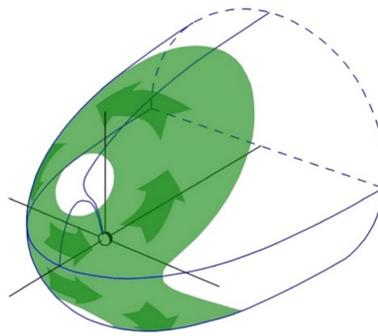
A magnetosfera constitui-se como um obstáculo para o fluxo do vento solar supersônico e, portanto, o choque de proa é formado na frente dela, da mesma forma que o choque é formado quando uma aeronave está se movendo na atmosfera com uma velocidade que excede a velocidade das ondas sonoras. Essa frente de choque desacelera, comprime e aquece o plasma do vento solar. A região entre a magnetosfera e a frente de choque é chamada de bainha magnética. Como resultado da desaceleração no choque, o fluxo na bainha magnética não é supersônico (INTRODUCTION..., 1995).

Quando o vento solar se aproxima, não consegue penetrar facilmente no campo magnético da Terra. A magnetopausa, fronteira que separa o vento solar e o campo magnético terrestre, é gerada pela interação de dois regimes de campo magnético e se deve à pressão cinética do vento solar que comprime o campo magnético terrestre no lado diurno. No lado noturno, o campo magnético é esticado e uma longa magnetocauda é formada (PARKS, 1991).

A corrente gerada na magnetopausa, também chamada de corrente de Chapman-Ferraro, ocorre quando o vento solar, composto por partículas carregadas, encontra a barreira do campo magnético da Terra. Esse encontro gera uma corrente elétrica ao longo da superfície da magnetopausa, uma vez que o plasma solar é defletido pelas linhas de campo magnético da Terra. Essa corrente é orientada paralelamente à magnetopausa e é essencial para manter o equilíbrio entre a pressão do vento solar e a pressão magnética da magnetosfera (Figura 2.3). A corrente da magnetopausa desempenha um papel protetor, impedindo que o vento solar penetre diretamente na magnetosfera. Em eventos solares intensos, como ejeções de massa coronal, essa corrente pode aumentar sua intensidade para ajustar o equilíbrio entre a pressão

aumentada do vento solar e a pressão magnética da magnetosfera. Além disso, essa corrente está envolvida no processo de reconexão magnética, onde linhas de campo magnético rompem-se e reconectam-se, liberando energia. Esse fenômeno influencia diretamente a aceleração de partículas e a geração de tempestades geomagnéticas e auroras.

Figura 2.3 - Sistema de correntes da magnetopausa



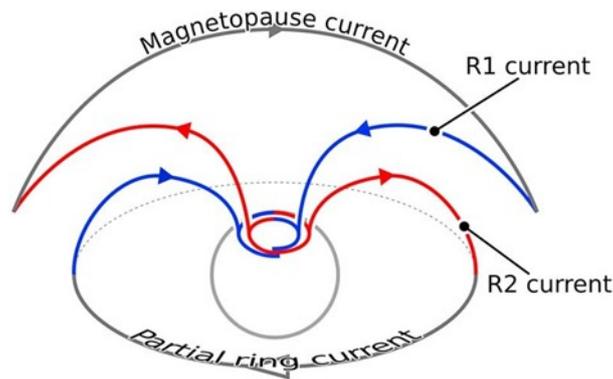
Fonte: Ganushkina et al. (2018)

Outra componente dinâmica da magnetosfera é a corrente de anel. Essa corrente se forma na região equatorial e é composta por íons de alta energia que se movem em órbitas circulares ao redor do planeta. A formação dessa corrente ocorre principalmente devido à captura e aceleração de partículas carregadas provenientes do vento solar ou da própria ionosfera planetária. Essas partículas entram na magnetosfera e são aprisionadas pelo campo magnético, formando um anel ao redor da Terra. A corrente de anel, assim como a da magnetopausa, contribui para o equilíbrio da pressão magnética interna da magnetosfera (AKASOFU; CHAPMAN, 1961).

Fisicamente, a corrente de anel está relacionada com fenômenos relevantes como a modulação do campo magnético interno do planeta, que pode ser ligeiramente reduzido nas regiões equatoriais. Durante tempestades geomagnéticas intensas, a corrente de anel, assim como a corrente da magnetopausa, se intensificam à medida que mais partículas energéticas são injetadas na magnetosfera e aceleradas por processos de reconexão magnética (AKASOFU; CHAPMAN, 1961). O aumento na corrente de anel pode ser causado por distúrbios magnéticos, que afetam o campo magnético do planeta e podem impactar em sistemas de navegação e comunicação em satélites próximos à Terra. Em Júpiter, a corrente de anel é particularmente massiva, dada

a força de seu campo magnético e a quantidade de partículas aprisionadas em sua vasta magnetosfera. Assim, tanto a corrente da magnetopausa quanto a corrente de anel desempenham papéis complementares na proteção planetária e na dinâmica de redistribuição de energia dentro da magnetosfera.

Figura 2.4 - Região 1 e 2 das correntes de Birkeland.



Fonte: Milan (2018)

As correntes de Birkeland, também conhecidas como correntes alinhadas ao campo ou correntes de região 1, foram identificadas inicialmente pelo cientista norueguês Kristian Birkeland e são essenciais para a conexão entre a magnetosfera e a ionosfera da Terra. As correntes de Birkeland se formam ao longo das linhas de campo magnético que se estendem da magnetosfera até as regiões polares, conectando diretamente a alta atmosfera (ionosfera) com o espaço próximo ao planeta (Figura 2.4).

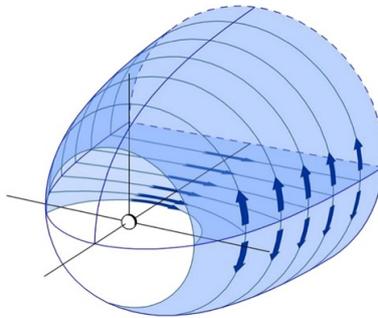
O processo de formação dessas correntes está ligado à circulação de partículas carregadas no plasma magnetosférico. À medida que o vento solar interage com a magnetosfera, ele gera fluxos de partículas que percorrem essas linhas de campo magnético em direção às regiões polares, seguindo o caminho determinado pelo campo magnético. Esse movimento é responsável pela geração de correntes elétricas que fluem tanto da magnetosfera para a ionosfera (corrente descendente) quanto da ionosfera para a magnetosfera (corrente ascendente), estabelecendo um circuito elétrico completo (COXON et al., 2014). Na magnetosfera da Terra, essas correntes geralmente surgem em pares, devido à conservação da carga elétrica e à necessidade de um circuito fechado para o fluxo contínuo de partículas carregadas na magnetosfera e ionosfera, com uma corrente ascendendo em uma região e outra descendo em uma

região adjacente, formando o sistema de correntes de região 1 e 2 (Figura 2.4).

As correntes de Birkeland estão associadas à geração de auroras polares, que ocorrem quando as partículas aceleradas por essas correntes colidem com os átomos e moléculas na alta atmosfera, liberando luz visível. Essas auroras são o resultado direto da precipitação de elétrons energéticos nas regiões polares. Além disso, essas correntes exercem uma influência significativa sobre o campo magnético terrestre e são uma parte essencial do sistema de redistribuição de energia na magnetosfera. Durante eventos de reconexão magnética, as correntes de Birkeland intensificam-se, aumentando a transferência de energia entre o vento solar e o campo magnético da Terra (COXON et al., 2014).

Na magnetocauda, as linhas de campo magnético são esticadas e formam duas regiões distintas: o lobo norte e o lobo sul da cauda magnética. Essas duas regiões são separadas pela folha de corrente neutra, onde as linhas de campo magnético de polaridades opostas (norte e sul) se encontram e podem reconectar-se (Figura 2.5). Essa reconexão magnética na folha neutra é fundamental para os processos de transferência de energia entre a magnetosfera e o vento solar (TSYGANENKO, 1989).

Figura 2.5 - Corrente de magnetocauda com fechamento via corrente da magnetopausa.

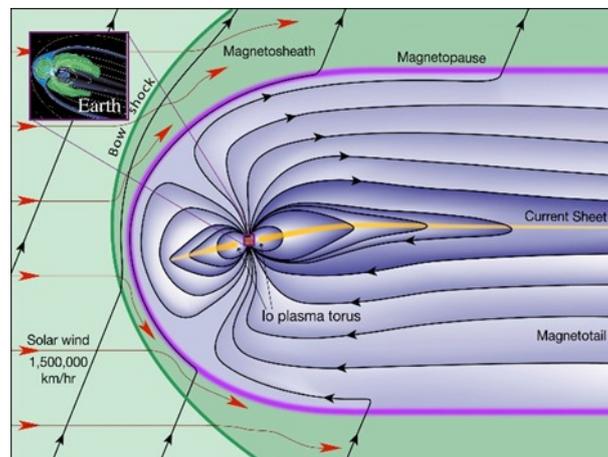


Fonte: Ganushkina et al. (2018)

O processo de alongamento das linhas de campo magnético na cauda cria um gradiente de pressão que, de acordo com a lei de Ampère, gera uma densidade de corrente elétrica ao longo da região de reconexão. Essa corrente, conhecida como corrente da folha neutra, flui perpendicularmente ao campo magnético, conectando os lobos norte e sul da magnetocauda. A reconexão magnética que ocorre nessa região libera

grandes quantidades de energia, acelerando partículas carregadas em direção à Terra e gerando subtempestades geomagnéticas. Essas partículas são canalizadas para as regiões polares, onde produzem auroras intensas (TSYGANENKO, 1989). A reconexão magnética na cauda também contribui para a formação de plasma-fluxos que transportam partículas energéticas da cauda em direção à Terra, intensificando os fenômenos aurorais e criando flutuações adicionais no campo magnético terrestre. A Figura 2.6 apresenta esquematicamente as principais correntes e regiões magnetosféricas descritas anteriormente.

Figura 2.6 - Representação dos principais sistemas de correntes da magnetosfera.



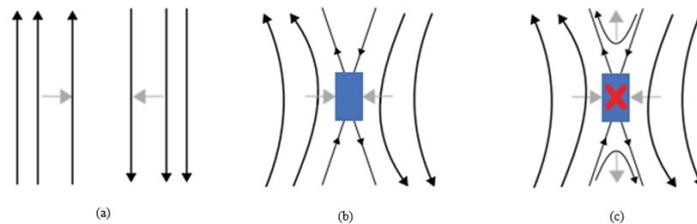
Fonte: Introduction... (1995)

2.3 Reconexão magnética

A reconexão magnética é o processo associado ao acoplamento do vento solar com a magnetosfera da Terra. Isso acontece quando o plasma que possui um campo magnético intrínseco encontra outro regime distinto de plasma, podendo interagir de tal forma que suas respectivas configurações magnéticas se tornam interconectadas (SOUZA, 2015). Durante o processo de reconexão magnética, ocorre a transferência de energia do vento solar, massa e momento, para regiões internas da magnetosfera (INTRODUCTION..., 1995). Como resultado, a energia do sistema, inicialmente armazenada no campo magnético, é convertida em energias cinética e térmica do plasma. Apesar de ser um fenômeno complexo, a descrição qualitativa do processo de reconexão é tal que linhas de campo magnético de diferentes domínios magnéticos

são ligadas umas às outras, alterando seus padrões de conectividade em relação às fontes (MOZER, 1974). A Figura 2.7 apresenta o processo de reconexão magnética. Na Figura 2.7(a) são representadas as linhas de campo magnético contidas no vento solar, que viajam no meio interplanetário encontrando as linhas de campo magnético da magnetosfera da Terra direcionadas na configuração antiparalela. No segundo estágio Figura 2.7, (b) as linhas se cruzam, formando uma zona de difusão, uma região onde o comportamento do plasma deixa de seguir as leis da magneto hidrodinâmica, pelo fato de que as linhas de campo magnético que se encontram “congeladas” podem se reconectar devido à resistividade do plasma. Por fim, na Figura 2.7(c), as linhas de campo magnético são reconfiguradas, resultando em um fluxo de plasma e na formação de uma lâmina de corrente ilustrada pelo “X” em vermelho, entrando no plano. Esse processo permite a transferência de energia magnética em energia cinética e térmica, acelerando e aquecendo o plasma (KAMIDE et al., 1998).

Figura 2.7 - Representação do fenômeno de reconexão magnética.

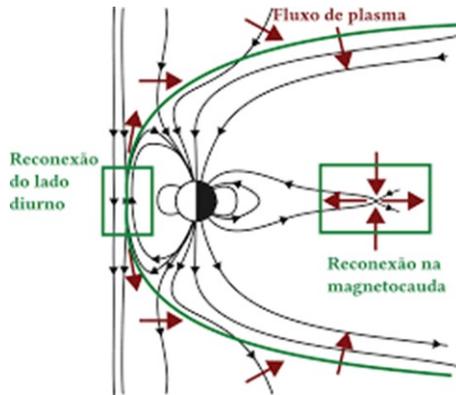


Fonte: Genestreti et al. (2012)

A reconexão ocorre nos pontos de difusão (chamados de pontos X na Figura 2.7), nos quais as linhas de campo magnético se aproximam assintoticamente (PHAN, 2016), ocorrendo na magnetopausa e na magnetocauda. A interação entre o vento solar e a magnetosfera da Terra é dependente da componente cartesiana “z”, na decomposição vetorial do campo magnético que viaja com o vento solar, de modo que o campo magnético da Terra aponta na direção oposta ao do vento solar. Isso marca o início da primeira reconexão magnética, gerando um campo elétrico de convecção na direção amanhecer-entardecer (Figura 2.8). Esse campo elétrico age sobre o plasma, que flui em direção à cauda da magnetosfera. Na magnetocauda, ocorre um ponto

onde os campos magnéticos têm orientações antiparalelas, desencadeando o segundo processo de reconexão magnética (DUNGEY, 1961).

Figura 2.8 - Pontos de reconexão magnética na magnetopausa e magnetocauda.



Fonte: Introduction... (1995)

2.4 Campo magnético da Terra

O campo magnético da Terra é gerado por movimentos do fluido condutor do núcleo externo, processo semelhante ao de um dínamo, que consiste em um dispositivo que converte energia mecânica em energia eletromagnética. Como o campo geomagnético é uma grandeza vetorial, é possível representá-lo em função de três componentes ortogonais. Considerando o sistema de coordenadas geográfico, estas componentes são X (positivo para norte), Y (positivo para o leste) e Z (vertical para baixo). A intensidade horizontal do campo geomagnético, H , é a resultante da soma vetorial das componentes X e Y, sendo medida na unidade do SI Tesla (T) (MERRILL et al., 1998). A Figura 2.9 apresenta esquematicamente a decomposição do campo geomagnético \vec{B} . Na imagem, D é o ângulo de declinação magnética entre o Norte verdadeiro e o Norte magnético da bússola, \vec{H} é a intensidade do campo magnético na horizontal e I é o ângulo de inclinação magnética entre a horizontal e o campo magnético medido. A componente horizontal (\vec{H}) apresenta seus maiores valores na região do equador magnético e os menores valores nas regiões próximas aos polos magnéticos. Essa condição é válida em períodos calmos, de baixa atividade solar, e é causada pelas correntes de Eletrojato Equatorial (EEJ), corrente que surge a partir de um aumento diurno da corrente elétrica em uma estreita faixa da

ionosfera, de direção Leste-Oeste, centrada no equador magnético (SILVA, 2005). Existem diversas contribuições no campo magnético terrestre:

(1) Campo magnético interno: (a) O campo magnético principal, gerado pelos fluxos de Ferro e Níquel sob alta pressão e temperatura no núcleo externo, os quais podem ser modelados por um mecanismo de geodínamo em que correntes elétricas são geradas pelo grande número de elétrons livres nessa profundidade e seu deslocamento por movimentos distintos de rotação entre o núcleo e as camadas superiores da Terra, o campo magnético principal tem características predominantemente dipolares e apresenta variações de direção e intensidade em tempos geológicos (MILLER, 2016);

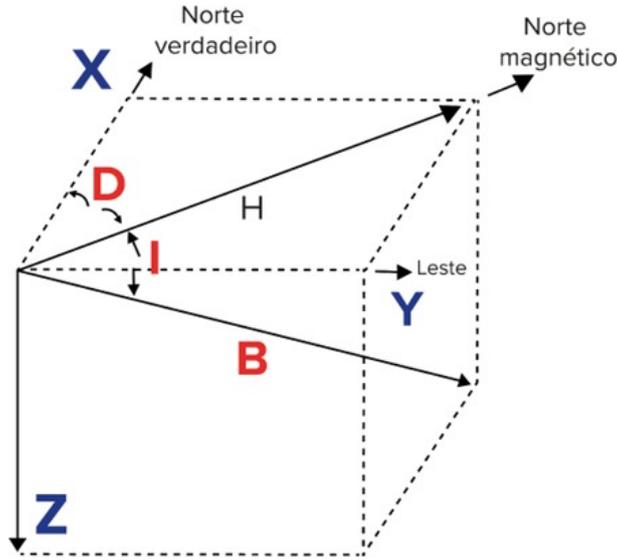
(b) O campo da crosta terrestre não sofre variação significativa em sua magnitude no decorrer do tempo, variando sua intensidade em tempos geológicos e está atrelado às grandes rochas magnetizadas na crosta superficial, em baixa profundidade (primeiras dezenas de quilômetros) (MILLER, 2016);

(2) O campo magnético externo, que apresenta variações transientes, é gerado pelo impacto das partículas carregadas do vento solar sobre a magnetosfera e seu efeito em correntes elétricas, principalmente na ionosfera. O campo magnético externo experimenta variações devidas à interação com o vento solar e estruturas solares (flares e CME), principalmente quando o IMF está orientado para o Sul, causando intensas compressões na magnetopausa e aumentando as variações do campo magnético.

(3) Um campo magnético induzido é gerado a partir da circulação de correntes elétricas no interior da Terra, em resposta às variações do campo geomagnético externo. Essas variações, particularmente intensas durante eventos de origem solar, como tempestades geomagnéticas, provocam alterações rápidas no campo magnético, as quais induzem campos elétricos conforme descrito pela Lei de Faraday. Os campos elétricos geram correntes no interior terrestre, sobretudo em regiões condutivas do manto e da crosta, conhecidas como correntes magnetotélúricas. Como consequência, surge um campo magnético secundário — denominado campo induzido — que apresenta variações significativas em curtos intervalos de tempo, da ordem de minutos a horas (MILLER, 2016).

O comportamento do campo geomagnético modela-se a partir da expansão de harmônicos esféricos. Para essa aproximação, é necessário considerar uma atmosfera baixa, como um isolante e sem propriedades magnéticas, de forma que sua magnetização e correntes podem ser desconsideradas. Nessas condições, o campo magnético (\vec{B})

Figura 2.9 - Decomposição vetorial do campo magnético \vec{B} .



Fonte: Oliveira et al. (2024)

não é rotacional, uma vez que o fluxo magnético não é nulo.

No entanto, o campo medido na superfície da Terra não é uniforme, variando em intensidade e direção. Seu comportamento pode ser modelado por meio de uma expansão em harmônicos esféricos, em que cada termo está associado a um número quântico, conferindo à série uma estrutura geométrica específica que expressa o campo magnético como uma soma de componentes mais simples. A Equação 2.1 representa o potencial escalar magnético $V(r, \theta, \phi)$, solução da equação de Laplace ($\nabla^2 V = 0$), válida na região externa às fontes internas do campo geomagnético, como o núcleo e a crosta terrestre. Essa formulação permite modelar o campo magnético total \vec{B} a partir de $\vec{B} = -\nabla V$, sendo amplamente empregada na geofísica, especialmente em modelos globais como o IGRF (do inglês "International Geomagnetic Reference Field") (MALIN, 1982).

$$V(r, \theta, \phi) = a \sum_{m=-n}^n (g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \sin(m\phi) + P_n^m \cos(\theta)) \quad (2.1)$$

Sendo r a distância ao centro da Terra, θ a colatitude, ϕ a longitude, a o raio médio da Terra, $P_n^m \cos(\theta)$ são os polinômios associados de Legendre. Sendo assim, esses

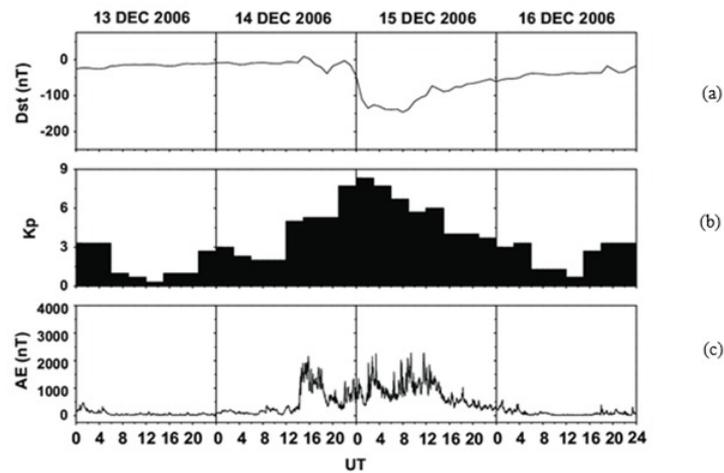
termos permitem descrever tanto as grandes escalas, como a componente dipolar predominante, quanto os detalhes menores que variam localmente, capturados por termos de ordem mais alta (WHALER; GUBBINS, 1981). Modelos como o IGRF utilizam essa abordagem para calcular o campo magnético globalmente. Os coeficientes h_n^m e g_n^m são atualizados regularmente com base em dados de campo magnético obtidos por satélites e observatórios terrestres, o que permite mapear a variação secular do campo, essencial para previsão de fenômenos como tempestades magnéticas (WHALER; GUBBINS, 1981).

2.5 Tempestades magnéticas.

As tempestades magnéticas são grandes distúrbios no campo magnético da Terra causados pela interação entre vento solar e magnetosfera. Na região do manto superior da Terra, as tempestades magnéticas geram correntes geomagneticamente induzidas, que podem causar impactos como falhas em redes de energia elétrica, satélites e sistemas de comunicação. Um conceito necessário para a compreensão desses efeitos é a geofetividade, que refere-se à capacidade das interações solares, como ejeções de massa coronal e fluxos do vento solar, em transferir energia para a magnetosfera da Terra, dentro de um arco de forma geométrica cônica variando de -55° até 55° em relação à linha Sol-Terra (GOPALSWAMY, 2008). A geofetividade também determina a intensidade e o impacto das tempestades magnéticas, influenciada principalmente pela orientação e pela intensidade do campo magnético interplanetário. Devido ao processo de reconexão magnética (quando o campo magnético interplanetário se conecta com o campo magnético da Terra), ocorre a intensificação das correntes da ionosfera e deanel, e, por conseguinte, a diminuição da componente horizontal do campo magnético, marcando então as fases da tempestade magnética (KAMIDE et al., 1998). Os efeitos das tempestades magnéticas podem variar dependendo da latitude e da intensidade da perturbação magnética. Com base no índice Dst (do inglês “Disturbance Storm Time”), estima-se a variação da componente horizontal do campo magnético da Terra para latitudes próximas ao equador magnético, em função do tempo (Figura 2.10a), fornecendo também informações sobre o comportamento da corrente de anel. Para latitudes altas, o índice Dst não reflete com precisão as variações do campo magnético. O índice AE (do inglês “Auroral Electrojet Index”) apresenta maior precisão para altas latitudes (Figura 2.10b), sendo usado para identificar a intensidade das correntes de eletrojato na região auroral a partir da variação do campo magnético. O índice AE é composto por dois índices: AU (do inglês “Auroral Upper”), representando a intensidade da corrente de eletrojato que flui para leste na região auroral, e AL (do inglês “Auroral

Lower”), que reflete a corrente de eletrojato que flui para oeste. O índice AE é definido pela equação $AE = AU - AL$; essa expressão reflete a diferença entre os limites superior e inferior das perturbações magnéticas medidas em latitudes aurorais. A Figura 2.10c mostra o índice Kp baseado em uma escala logarítmica que vai de 0 a 9, onde os valores mais altos indicam distúrbios magnéticos mais intensos, sendo ideal para altas e médias latitudes. Tempestades muito intensas podem gerar fortes correntes geomagneticamente induzidas, que por sua vez danificam transformadores e redes de energia elétrica (MALIN, 1982).

Figura 2.10 - Variação do campo magnético com base nos índices Dst , Kp e AE .



Fonte: Cazuya et al. (2018)

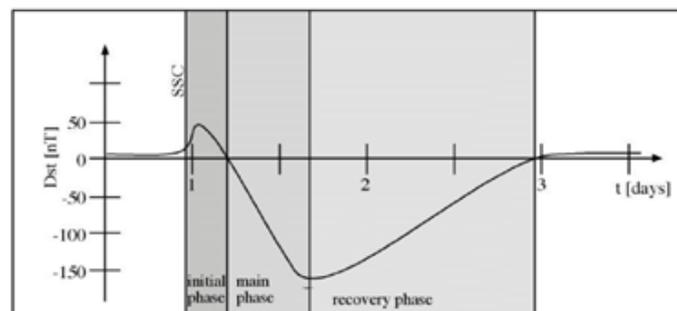
Com base no índice Dst , é possível identificar as fases de uma tempestade magnética (Figura 2.11):

- Fase inicial: Quando o campo magnético da Terra é subitamente comprimido por causa da onda de choque que está relacionada com o aumento da pressão dinâmica do vento solar. A fase inicial se registra com o aumento da intensidade da componente horizontal do campo magnético \vec{H} . Esta fase pode ser antecedida por um *ssc* (do inglês “sudden storm commencement”) que é um marcador da tempestade magnética e está relacionado

com um aumento repentino do campo magnético medido na superfície da Terra, a variação do campo magnético nessa fase pode ser positiva, com um aumento de 20 nT a 50 nT no índice *Dst* (MALIN, 1982).

- Fase principal: A intensidade da componente \vec{H} decresce devido a um incremento na injeção de plasma energizado que contribui para um aumento da corrente de anel, assim como possíveis oscilações na componente do campo magnético, que originam subtempestades magnéticas. A amplitude da variação do campo magnético nessa fase pode ser estimada com o índice *Dst*, com valores aproximados de $-200nT$ a -300 nT (MALIN, 1982)
- Fase de recuperação: A intensidade da corrente anelar começa, de forma lenta, a diminuir, devido a otimização dos processos de troca de carga, normalizando a componente \vec{H} (SABA, 1992), a amplitude nessa fase pode variar de -100 nT a valores mais próximos de zero, conforme a corrente de anel se dissipa (MALIN, 1982).

Figura 2.11 - Fases da tempestade magnética de acordo com o índice *Dst*.



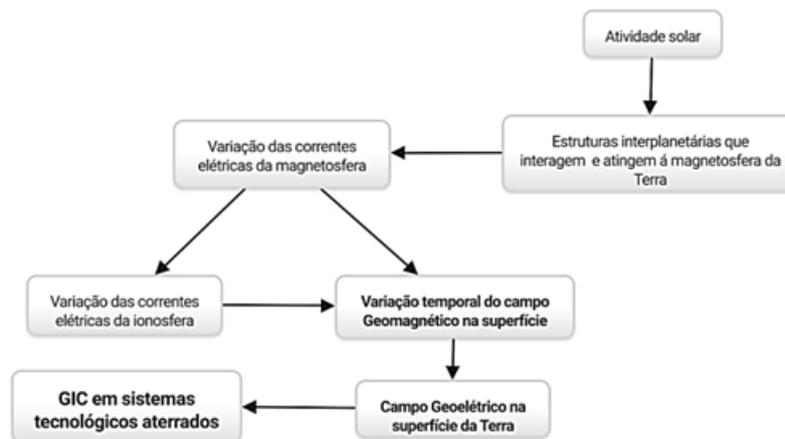
Fonte: Huzaimy (2018)

2.6 Campos Geométricos

A geração de campos geométricos está intrinsecamente ligada à interação entre o campo magnético da Terra e o vento solar. As variações geomagnéticas geradas por fenômenos como as tempestades magnéticas desencadeiam processos de propagação de ondas eletromagnéticas em meios condutores e um fenômeno de indução eletromagnética devido à variação temporal do campo magnético. As variações em função do tempo que ocorrem no campo magnético da Terra induzem campos elétricos, que

se explicam por meio da Lei de Faraday, que afirma que uma taxa de mudança temporal do campo magnético ($\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$) gera um campo elétrico circular ($\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$). A Terra, nesse contexto, atua como meio condutor no qual a onda eletromagnética se propaga devido à composição e estrutura das rochas, que contêm minerais metálicos e fluidos salinos, responsáveis por mecanismos de condução elétrica em diferentes profundidades. Na crosta superior, a condução eletrolítica, impulsionada pela presença de íons em fluidos, é predominante. Em camadas mais profundas, processos de semicondutividade e condução eletrônica dominam, causando movimentos de cargas e possibilitando que o campo elétrico induzido gere correntes geomagneticamente induzidas ($\vec{J} = \sigma \vec{E}$) (CHAVE; JONES, 2012). O fluxograma da Figura 2.12 mostra o processo de formação das GICs desde a atividade solar até a geração de correntes em sistemas tecnológicos aterrados, como as linhas de transmissão elétrica.

Figura 2.12 - Sequência de eventos associados à ocorrência de GICs.



Fonte: Espinosa (2018)

De acordo com o fluxograma, o processo começa com o Sol liberando grandes quantidades de partículas carregadas junto com o campo magnético intrínseco ao vento solar. O vento solar interage então com a magnetosfera da Terra. Nessa interação, são intensificados os sistemas de correntes elétricas da magnetosfera e ionosfera, o que provoca a variação temporal do campo geomagnético na superfície da Terra. As flutuações no campo geomagnético geram um campo elétrico na superfície da Terra, confirmado pela lei de Faraday, que descreve como variações no campo magnético in-

duzem um campo elétrico a partir do tensor de condutividade, sendo a Terra o meio condutor. Na etapa final, ocorre então a formação das GICs pela variação temporal do campo magnético.

A propagação do campo eletromagnético no interior da Terra é limitada pela profundidade pelicular δ ("skin depth"), que indica a medida da profundidade até a qual as ondas eletromagnéticas conseguem penetrar em um meio condutor antes de serem atenuadas, representando a distância em que a amplitude de uma onda eletromagnética decai em comparação com seu valor inicial, sobre um fator de $\frac{1}{e}$ (CHAVE; JONES, 2012)

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma}} \quad (2.2)$$

Onde ω é a frequência da variação geomagnética, μ_0 é a permeabilidade magnética no vácuo e σ é a condutividade do solo. Por essa equação, é demonstrado que a profundidade pelicular é inversamente proporcional à condutividade e à frequência da onda eletromagnética que se propaga.

A relação entre os campos magnético e elétrico induzidos em um meio condutor é modelada pelo tensor de impedância (\bar{Z}), uma matriz que expressa a resposta elétrica da estrutura de condutividade em subsuperfície à variação do campo magnético externo. Fisicamente, o tensor de impedância mostra a relação entre a propagação das componentes horizontais dos campos magnético \vec{B} e elétrico \vec{E} , que é dada pela forma matricial do tensor (\bar{Z}), conforme a Equação 2.3. O tensor de impedância \bar{Z} em função da frequência informa a condutividade no interior do planeta (PIRJOLA, 2002).

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_x(\omega) \\ B_y(\omega) \end{pmatrix} \quad (2.3)$$

Na Equação 2.3 as componentes Z_{xx} e Z_{yy} , surgem de modelos de uma Terra tridimensional (que consideram a condutividade elétrica tanto em profundidade quanto lateralmente), indicando que, em regiões com variações laterais de condutividade, o campo elétrico em uma direção pode ser gerado ou influenciado pelo campo magnético na mesma direção, sendo uma característica da heterogeneidade que interfere na propagação dos campos eletromagnéticos. Já para as componentes, Z_{xy} e Z_{yx} é considerada uma Terra unidimensional, uma estrutura de camadas horizontais,

onde o campo elétrico em uma direção depende do campo magnético na direção perpendicular. A presença das 4 componentes Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{xx} e Z_{yy} indica que o meio possui anisotropias ou heterogeneidade. Essas condições fazem com que as variações de campo magnético em uma direção tenham a capacidade de gerar respostas de campo geoeletrico em outras direções. Esse acoplamento entre direções perpendiculares e paralelas surge de fenômenos de refração, difração e reflexão nas interfaces entre diferentes camadas, o que altera a propagação das ondas eletromagnéticas (PIRJOLA, 2002).

Além disso, os tensores de impedância apresentados na equação [Equação 2.3](#) estão em função da frequência, refletindo a resposta do meio condutor à propagação das ondas eletromagnéticas em diferentes escalas de profundidade. A dependência da frequência decorre do princípio de que, em métodos eletromagnéticos como o Magnetotelúrico (MT), ondas de menor frequência penetram mais profundamente na Terra, enquanto frequências mais altas são sensíveis às camadas mais superficiais (VOZOFF, 1991). Assim, os termos Z_{xx} , Z_{yy} , Z_{xy} e Z_{yx} carregam informações não apenas sobre a geometria tridimensional ou unidimensional da condutividade elétrica do meio, mas também sobre sua variação em profundidade (SIMPSON; BAHR, 2005). Para obter o campo geoeletrico no domínio da frequência, é necessário aplicar a transformada de Fourier aos dados de variação do campo magnético para realizar uma convolução com os tensores de impedância no domínio da frequência. Dessa forma, a relação linear entre os campos elétrico e magnético se expressa por meio do tensor de impedância conforme a [Equação 2.4](#):

$$E(\omega) = Z(\omega) \cdot B(\omega) \tag{2.4}$$

Após a realização da convolução, aplica-se a transformada inversa de Fourier para retornar ao domínio do tempo, obtendo a evolução temporal do campo geoeletrico. Todo esse processo é necessário porque as GICs são consequências do campo geoeletrico induzido na superfície da Terra (ESPINOSA et al., 2023).

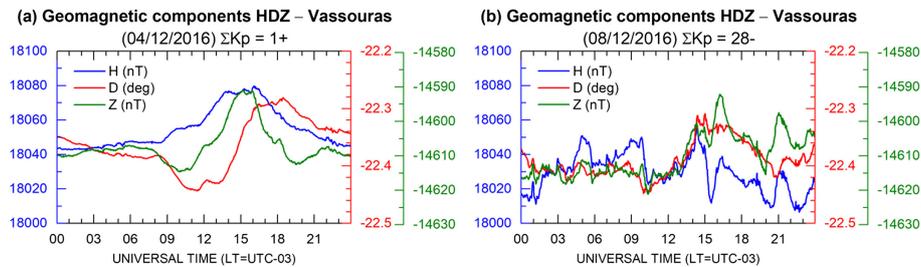
3 Metodologia

3.1 Descrição da rede de magnetômetros da EMBRACE

Para estudar tempestades magnéticas e estimar campos geoeétricos, foram utilizados dados da rede de magnetômetros do programa EMBRACE (Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial), que visa modelar os efeitos do clima espacial na América do Sul. As tempestades geomagnéticas são perturbações no campo magnético da Terra causadas por interações entre o vento solar e a magnetosfera. Essas perturbações podem induzir correntes elétricas indesejadas em sistemas tecnológicos aterrados, como redes de energia elétrica e oleodutos (LIMA et al., 2015).

Diante da inviabilidade de instalar sensores de corrente geomagneticamente induzida (GIC) em todos os pontos críticos, o projeto adota como estratégia o uso de estimativas de medições de campo magnético e modelos de condutividade elétrica da litosfera. Para isso, são utilizadas as medições de campo magnético de alta resolução fornecidas pela rede Embrace MagNet, composta por magnetômetros do tipo fluxgate instalados em diferentes pontos da América do Sul, com qualidade equivalente a observatórios absolutos (DENARDINI et al., 2018).

Figura 3.1 - Campo magnético registrado por um instrumento da Embrace MagNet.



Fonte: Denardini et al. (2018)

A Embrace MagNet é composta por estações com sensores capazes de registrar variações nas três componentes do campo magnético (H , D e Z) com resolução temporal de 1 *segundo*. As unidades são equipadas com sistemas de aquisição de dados de alta precisão, sincronizados por GPS, assegurando a confiabilidade e a integridade temporal dos registros (DENARDINI et al., 2018). Além disso, a infraestrutura permite o envio dos dados em tempo quase real para o Centro de Previsão de Clima

Espacial (CPC/INPE), onde são utilizados em estudos de previsão, modelagem e análise de eventos de clima espacial.

Os dados utilizados para representar as componentes do campo magnético foram inicialmente obtidos de uma tempestade magnética de 6 a 8 de dezembro de 2022, registrados por 10 estações da rede de magnetômetros Embrace MagNet (Tabela 3.1): ARA (Araguatins), CXP (Cachoeira Paulista), VSS (Vassouras), CBA (Cuiabá), JAT (Jataí), PVE (Porto Velho), RGA (Rio Grande da Argentina), TCM (Tucumán), SLZ (São Luís) e SMS (São Martinho da Serra). As estações utilizadas servem como exemplo de visualização do comportamento das componentes magnéticas em diferentes regiões da América do Sul, mostrando as diferenças de magnitude devido à influência da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS) e da corrente do Eletrojato Equatorial (EEJ).

Tabela 3.1 - Nome e localização das estações geomagnéticas

Código	Estação	Coordenadas (Lat.; Lon.)
ARA	Araguatins	05° 39' 05" S, 48° 04' 25" W
CXP	Cachoeira Paulista	22° 42' 07" S, 45° 00' 52" W
VSS	Vassouras	22° 24' 07" S, 43° 39' 08" W
CBA	Cuiabá	15° 33' 17" S, 56° 04' 10" W
JAT	Jataí	17° 55' 55" S, 51° 43' 05" W
PVE	Porto Velho	08° 50' 06" S, 63° 56' 24" W
RGA	Rio Grande	53° 47' 09" S, 67° 45' 04" W
TCM	Tucumán	26° 47' 46" S, 65° 15' 56" W
SLZ	São Luís	02° 35' 39" S, 44° 12' 35" W
SMS	São Martinho da Serra	29° 26' 37" S, 53° 49' 22" W

A Figura 3.2 ilustra a distribuição geográfica das dez estações da rede Embrace MagNet utilizadas, cobrindo a faixa latitudinal da América do Sul. A localização das estações permite a análise comparativa das variações das componentes magnéticas em diferentes domínios geofísicos. Os dados utilizados para compor essa visualização foram extraídos dos arquivos com extensão `.22s` (Figura 3.3), correspondentes ao ano de 2022, abrangendo o período de 6 a 8 de dezembro, quando ocorreu uma tempestade magnética de intensidade moderada.

Os dados da rede de magnetômetros MagNet, utilizados na análise da tempestade magnética entre os dias 6 e 8 de dezembro de 2022, seguem o formato apresentado na Figura 3.3. As medições são registradas com resolução temporal de 1 segundo

Figura 3.2 - Localização das estações magnéticas de EMBRACE. As estações de referência são: Porto Velho (PVE), ARA (Araguatins), CXP (Cachoeira Paulista), VSS (Vassouras), CBA (Cuiabá), JAT (Jataí), RGA (Rio Grande da Argentina), TCM (Tucumán), SLZ (São Luís) e SMS (São Martinho da Serra).



Fonte: Produção do autor.

e apresentam as três componentes do campo magnético terrestre: H , D e Z , todas expressas em miliVolts (mV). As colunas $T1$ e $T2$ são demonstrativas em milivolts da temperatura local, que não são usadas em nenhum cálculo para estimativa dos campos magnéticos. A Figura 3.3 refere-se à estação de Araguatins, identificada pelo código “ARA” presente no nome do arquivo nos três primeiros caracteres. Os três dígitos subsequentes indicam o dia do ano no formato juliano, enquanto os dois últimos dígitos representam a hora em Tempo Universal correspondente ao início do intervalo de dados, neste caso, 00:00 UT.

Figura 3.3 - Modelo dos arquivos utilizados como base de dados.

HH	MM	SS	H(Ch2)	D(Ch4)	Z(Ch6)	T1(Ch7)	T2(Ch8)
00	00	00	-4499916	-2351638	-1772251	1081305	0794984
00	00	01	-4498829	-2352076	-1773631	1081921	0795160
00	00	02	-4499126	-2351800	-1771978	1081070	0795248
00	00	03	-4499927	-2351289	-1771247	1081774	0795130
00	00	04	-4499557	-2351130	-1772765	1081393	0795219
00	00	05	-4499587	-2351327	-1772116	1081217	0795072
00	00	06	-4498633	-2351820	-1773866	1081628	0795336
00	00	07	-4498474	-2352440	-1772803	1081628	0795219

Fonte: Produção do autor.

3.2 Correção de outliers.

Tempestades magnéticas ocorrem em intervalos temporais de 2 a 5 dias, aproximadamente, e podem ser analisadas por meio de séries temporais das grandezas físicas afetadas durante essas perturbações. O processo de obtenção de dados pode ter falha de leitura devido a ruídos de sensores, impactando na série temporal e causando problemas com dados anômalos que não têm significado físico para estudo. Dados fora dos limites de tendência são chamados de "outliers" (CHATFIELD, 2003). Para identificar o intervalo da série que contém outliers, é possível utilizar ferramentas estatísticas de média móvel, que funcionam suavizando flutuações de curto prazo das séries temporais. Para cada ponto x_t na série, considera-se uma janela deslizante de tamanho ω contendo os ω valores anteriores (ou simetricamente distribuídos ao redor do ponto) (SHUMWAY; STOFFER, 2006). A Equação 3.1 mostra a fórmula da média móvel simples, em que cada ponto μ_t da série suavizada é obtido pela média aritmética dos últimos ω valores observados da série original x_i . Esse método permite destacar a tendência central do sinal, atenuando variações abruptas de curta duração a fim de facilitar a identificação de desvios significativos em relação ao padrão local esperado.

$$\mu_t = \frac{1}{\omega} \sum_{i=t-\omega+1}^t x_i \quad (3.1)$$

A média representa o comportamento esperado do sinal naquele intervalo. Em mui-

tos casos, também se calcula o desvio padrão (σ_t), para avaliar a variabilidade da janela. Um valor é identificado como outlier quando seu desvio em relação à média local ultrapassa um certo limiar (chamado de "threshold") multiplicativo inferior (Equação 3.2) ou superior (Equação 3.3) (ALVERA-AZCÁRATE et al., 2012).

$$Limite_{inferior} = \mu_t - (\text{threshold} \cdot \sigma_t) \quad (3.2)$$

$$Limite_{superior} = \mu_t + (\text{threshold} \cdot \sigma_t) \quad (3.3)$$

Esse método é útil no tratamento de séries de dados geomagnéticos, pois adapta-se dinamicamente à variação local do campo magnético terrestre, sem exigir conhecimento prévio sobre a distribuição global dos dados (ROUSSEEUW; HUBERT, 2011).

3.3 Construção do dashboard.

Com o objetivo de visualizar, tratar e analisar os dados magnéticos registrados pelas estações da rede Embrace MagNet durante a tempestade magnética de teste de 2022, foi desenvolvido um dashboard interativo utilizando a linguagem de programação Python.

Figura 3.4 - Bibliotecas utilizadas no desenvolvimento do dashboard.

```
import pandas as pd
import streamlit as st
from datetime import datetime, timedelta
import matplotlib.pyplot as plt
import numpy as np
import matplotlib.dates as mdates
import plotly.graph_objects as go
import streamlit.components.v1 as components
```

Fonte: Produção do autor.

A interface gráfica foi desenvolvida a partir da biblioteca "Streamlit"(Figura 3.4)

que permite ao usuário carregar arquivos de dados brutos, aplicar tratamentos específicos por estação e visualizar resultados dos filtros desejados. Através do *pandas*, foi possível aplicar filtros, agregar informações, realizar interpolações e converter dados para diferentes formatos. Durante o processamento, também se faz necessário o uso da biblioteca *datetime*, que permite o correto reconhecimento, tratamento e manipulação das séries temporais. Para operações matemáticas mais avançadas, como o cálculo da média móvel para correção de outliers ou a derivada temporal das componentes magnéticas, foi utilizada a biblioteca *numpy*, que fornece arrays multidimensionais e funções matemáticas otimizadas. Essa integração com *Pandas* e outros módulos científicos torna o fluxo de análise robusto e eficiente. A visualização dos resultados é realizada principalmente com a biblioteca *matplotlib*, por meio do módulo *pyplot*, que permite a criação de gráficos estáticos como séries temporais, interessantes no contexto de "plot" das componentes *H*, *D* e *Z* ao longo do tempo. Para lidar com o eixo temporal, especialmente em dados com alta resolução, utiliza-se o submódulo *matplotlib.dates*, que facilita a formatação e o ajuste de escalas de tempo nos eixos, permitindo uma representação clara e precisa das variações geomagnéticas ao longo de dias e horas. Esses gráficos são integrados à interface do dashboard utilizando a biblioteca *streamlit*, que suporta diretamente a exibição de figuras *matplotlib* dentro do aplicativo. Além disso, quando há necessidade de incorporar elementos personalizados ou estender a funcionalidade visual com componentes externos, utiliza-se o módulo *streamlit.components.v1*, que possibilita a inclusão de recursos desenvolvidos em HTML ou JavaScript, ampliando a capacidade interativa e visual da aplicação.

O processo se inicia com o carregamento e leitura dos dados brutos do campo magnético da Embrace MagNet, para cada estação. Os dados são fornecidos em arquivos com extensão *.22S*, ou correspondente ao ano da tempestade. Os dados brutos possuem alta resolução temporal, tipicamente com passo de 1 *segundo*. Cada linha dos arquivos contém as componentes magnéticas *H*, *D* e *Z*. Os dados são carregados e organizados em estruturas *pandas DataFrame* (Figura 3.5), facilitando o manuseio e a manipulação subsequente.

A função `"extract_datetime_from_filename"` é utilizada para filtrar os dados, e é cacheada, definição de manter a função processada no código para que não recalcule todo momento que haja uma alteração de algum parâmetro. A função `"extract_datetime_from_filename"` inicia deixando as letras das estações maiúsculas, extrai o código da estação, o dia juliano e a hora, e reconstrói a data completa utilizando a função *datetime* e *timedelta*. Em caso de o nome do arquivo não seguir o padrão

Figura 3.5 - Leitura e processamento dos dados brutos da rede de magnetômetros.

```
@st.cache_data
def extract_datetime_from_filename(filename):
    try:
        filename = filename.upper()
        station, day_of_year, hour_suffix = filename[:3], int(filename[3:6]), int(filename[6:8])
        year = 2000 + int(filename.split(".")[1][:2])
        if hour_suffix > 23:
            day_of_year += hour_suffix // 24
            hour_suffix %= 24
        date = datetime(year, 1, 1) + timedelta(days=day_of_year - 1)
        return date
    except (ValueError, IndexError):
        st.error(f"Erro ao extrair a data do arquivo: {filename}")
        return None

upload_arquivos = st.file_uploader("Escolha os arquivos das estações geomagnéticas:",
                                   type=["csv", "txt", "22S"], accept_multiple_files=True)

if "uploaded_files" not in st.session_state:
    st.session_state.uploaded_files = []

if upload_arquivos:
    st.session_state.uploaded_files = upload_arquivos

dataframes_by_station = {}
```

Fonte: Produção do autor.

esperado, a função captura exceções do tipo "ValueError" e "IndexError" e emite a mensagem de erro informativa na interface.

A ferramenta "st.file_uploader" permite o upload de múltiplos arquivos com extensões previamente definidas, como .csv, .txt e .22S. Os arquivos carregados são armazenados em "st.session_state", permitindo que o estado da aplicação seja mantido ao longo das interações do usuário com o sistema. Os dados extraídos de cada arquivo são, posteriormente, organizados em estruturas do tipo "DataFrame" da biblioteca *pandas*, possibilitando sua manipulação e análise. Assim que os dados são carregados através das funções mencionadas, é feito o "plot" automaticamente dos gráficos dos dados brutos. Para essa etapa do código, foram utilizadas as bibliotecas *matplotlib.pyplot* interagindo diretamente com a biblioteca *streamlit* que permite moldar uma estrutura em formato de figura pela função "plot" (Figura 3.6).

Em seguida, pode ser aplicada a função de correção de outliers "correct_outliers_rolling" (Figura 3.7) em estações que necessitam, visando eliminar valores atípicos possivelmente causados por falhas de sensores, interferências locais ou erros de aquisição. Esse processo é feito de forma interativa, permitindo ao usuário selecionar as estações que devem passar por correção e ajustar os parâmetros

Figura 3.6 - Código para plotagem dos dados brutos das componentes H , D e Z .

```
fig_original, ax_original = plt.subplots(figsize=(10, 4))
ax_original.plot(full_df.index, full_df["H(Ch2)"], 'r', label='H')
ax_original.plot(full_df.index, full_df["D(Ch4)"], 'b', label='D')
ax_original.plot(full_df.index, full_df["Z(Ch6)"], 'g', label='Z')
ax_original.set_xlabel("Tempo (UT)")
ax_original.set_ylabel("$B$ (nT)")
ax_original.set_title(f'H, D e Z - {station_prefix} (Dados brutos)', loc = 'center', pad = 25)

ax_original.xaxis.set_major_locator(mdates.HourLocator(interval=6))
ax_original.legend(loc = 'lower center', fontsize = 8, ncol = 3, bbox_to_anchor = (0.5, 1), frameon = True)

ax_original.xaxis.set_major_locator(mdates.HourLocator(interval=6))
ax_original.xaxis.set_major_formatter(mdates.DateFormatter('%d/%m\n%H:%M'))
ax_original.tick_params(axis='x', which='major', labelbottom=True)
ax_original.grid(True, linestyle = '--', linewidth = 0.8, color = 'gray', alpha = 0.7)

if idx % 2 == 0:
    placeholder = col1.empty()
else:
    placeholder = col2.empty()

placeholder.pyplot(fig_original)
placeholders.append(placeholder)
```

Fonte: Produção do autor.

da média móvel (janela e threshold) definidos no código como "`t_window`" e "`t_threshold`" usada na detecção (Figura 3.8). Pontos que ultrapassam o desvio em relação à média local são identificados como outliers e substituídos por valores interpolados, suavizando a série sem distorcer a variação física real dos dados.

Figura 3.7 - Função de correção de outliers.

```
def correct_outliers_rolling(df, col, window, threshold):
    rolling_mean = df[col].rolling(window=window, center=True).mean()
    rolling_std = df[col].rolling(window=window, center=True).std()
    lower_bound = rolling_mean - (threshold * rolling_std)
    upper_bound = rolling_mean + (threshold * rolling_std)
    outliers = (df[col] < lower_bound) | (df[col] > upper_bound)
    corrected_values = df[col].copy()
    corrected_values[outliers] = rolling_mean[outliers]
    return corrected_values, outliers
```

Fonte: Produção do autor.

Após a suavização, os dados brutos são convertidos para unidades físicas usando relações matemáticas da biblioteca *numpy*. Como os arquivos da rede Embrace MagNet

Figura 3.8 - Configuração correção de outliers.

```

if dataframes_by_station:
    for station in dataframes_by_station.keys():
        with st.sidebar.expander(f"Estação: {station}", expanded=False):
            t_window = st.slider(f"Tamanho da Janela - {station}", 0, 1000, 100, 10, key=f"window_{station}")
            t_threshold = st.slider(f"Limite de Outlier - {station}", 0.0, 10.0, 8.5, 0.1,
                                   key=f"threshold_{station}")
            params_outliers[station] = {"window": t_window, "threshold": t_threshold}

            if st.button(f"Corrigir Outliers - {station}", key=f"corrigir_{station}"):
                st.session_state[f"corrigir_outliers_{station}"] = True

            show_help = st.toggle(f"? Ajuda", key=f"help_{station}")
            if show_help:
                st.info(f"""
                **Como ajustar os parâmetros:**
                - **Tamanho da Janela:** determina o número de pontos usados para suavização.
                - **Limite de Outlier:** define a sensibilidade para detectar valores anômalos.
                Ajuste conforme a variabilidade dos dados da estação {station}.
                """)
    
```

Fonte: Produção do autor.

apresentam os dados em unidades arbitrárias ou em escala digital, é necessário aplicar fatores de conversão para nanoTesla (nT). Esses fatores são extraídos da planilha de calibração que associa constantes específicas a cada estação e ano de operação (CHEN; DENARDINI, 2021). O código cruza automaticamente o nome da estação e a data da medição com a planilha, identificando os fatores corretos de conversão para cada componente H , D e Z (Figura 3.9).

Figura 3.9 - Conversão de dados brutos em nanoTesla (nT).

```

constantes = EMB[EMB['Code'] == station].iloc[-1]
df['H(nT)'] = (((df['H(Ch2)'] * constantes['Slope (1s)'] +
                constantes['Offset (1o)'] + constantes['eo_H'] / constantes['sv_H'])
              + constantes['bl_H(nT)'])
df['D(g)'] = (((df['D(Ch4)'] * constantes['Slope (1s)'] + constantes['Offset (1o)'] +
                constantes['eo_D'] * (3438 / (60 * constantes['sv_D'] * constantes['bl_H(nT)'])))
              + constantes['bl_D(°)'])
df['Z(nT)'] = (((df['Z(Ch6)'] * constantes['Slope (1s)'] + constantes['Offset (1o)'] +
                constantes['eo_Z'] / constantes['sv_Z'] + constantes['bl_Z(nT)'])
df["Bx"] = df["H(nT)"] * np.cos(np.deg2rad(df["D(g)"]))
df["By"] = df["H(nT)"] * np.sin(np.deg2rad(df["D(g)"]))
df["Bz"] = df["Z(nT)"]
    
```

Fonte: Produção do autor

As equações de conversão de dado bruto para dado em nanoTesla são fornecidas pelo programa EMBRACE. A conversão é então realizada com base nas equações:

$$H(nT) = \left(\frac{H(\text{Ch2}) \cdot \text{Slope (ls)} + \text{Offset (lo)} + e_{oH}}{sv_H} \right) + bl_H(nT) \quad (3.4)$$

$$D(^{\circ}) = \left((D(\text{Ch4}) \cdot \text{Slope (ls)} + \text{Offset (lo)} + e_{oD}) \cdot \left(\frac{3438}{60 \cdot sv_D \cdot bl_H(nT)} \right) \right) + bL_D(^{\circ}) \quad (3.5)$$

$$Z(nT) = \left(\frac{Z(\text{Ch6}) \cdot \text{Slope (ls)} + \text{Offset (lo)} + e_{oZ}}{sv_Z} \right) + bl_Z(nT) \quad (3.6)$$

Com $H(nT)$ e $D(^{\circ})$ calculados, é possível obter as componentes cartesianas do campo magnético, B_x , B_y e B_z , através das seguintes expressões:

$$B_x = H \cdot \cos \left(\frac{\pi}{180} \cdot D(^{\circ}) \right) \quad (3.7)$$

$$B_y = H \cdot \sin \left(\frac{\pi}{180} \cdot D(^{\circ}) \right) \quad (3.8)$$

$$B_z = Z(nT) \quad (3.9)$$

Com os dados convertidos e corrigidos, o sistema calcula duas métricas principais de interesse: a variação diurna e a derivada temporal das componentes magnéticas. A variação diurna (ΔB) é determinada a partir da média horária das componentes, encontrando a média e subtraindo por cada valor da série temporal, permitindo a identificação de alterações sistemáticas associadas ao ciclo solar diário. Já a derivada temporal $\frac{\partial B}{\partial t}$, é obtida aplicando-se uma diferença finita centrada nas séries temporais. As equações abaixo demonstram como é feito o cálculo da variação e da derivada:

$$\Delta B_x(t) = B_x(t) - \overline{B_x}(\text{dia}) \quad (3.10)$$

$$\Delta B_y(t) = B_y(t) - \overline{B_y}(\text{dia}) \quad (3.11)$$

$$\Delta B_z(t) = B_z(t) - \overline{B_z}(dia) \quad (3.12)$$

Onde $\overline{B_x}(dia)$ representa a média da componente B_x para o dia correspondente ao instante t , e analogamente para as demais componentes. As derivadas temporais são calculadas com base nas diferenças finitas entre amostras consecutivas, considerando o intervalo de tempo Δt entre elas (em segundos):

$$\frac{dB_x(t)}{dt} = \frac{B_x(t) - B_x(t - \Delta t)}{\Delta t} \quad (3.13)$$

$$\frac{dB_y(t)}{dt} = \frac{B_y(t) - B_y(t - \Delta t)}{\Delta t} \quad (3.14)$$

$$\frac{dB_z(t)}{dt} = \frac{B_z(t) - B_z(t - \Delta t)}{\Delta t} \quad (3.15)$$

A visualização das derivadas tem como objetivo verificar a existência de outliers, já a variação, tem como objetivo seguir com o cálculo de transformada de Fourier para estimar os campos geoeletricos, refletindo fisicamente a resposta da Terra às interações com o ambiente espacial. A componente H costuma sofrer redução significativa durante a fase principal de uma tempestade, em razão do fortalecimento da corrente anelar (DAGLIS, 1999). A componente D pode indicar a intensificação de eletrojatos ionosféricos, como o Eletrojato Equatorial, principalmente em latitudes baixas. Já a componente Z pode evidenciar a ação de correntes paralelas ou induzidas em latitudes médias e altas. O código referente ao cálculo e visualização das componentes da variação diurna e da derivada segue a estrutura indicada na Figura 3.10, sendo moldado pelas bibliotecas *numpy* e *plotly.graph_objects*.

Dessa forma, o código em Python alia a robustez dos cálculos físicos e matemáticos à flexibilidade de uma ferramenta interativa, permitindo não apenas a identificação e correção de anomalias nos dados, como também a preparação adequada das séries temporais para análises posteriores, como a aplicação da transformada de Fourier. A integração entre visualizações gráficas, funcionalidades de filtragem temporal, correção de outliers e mapeamento espacial das estações proporciona uma abordagem eficiente para o tratamento de dados geomagnéticos, tornando o dashboard uma ferramenta eficaz para avaliar a variação do campo magnético terrestre.

Figura 3.10 - Código para os cálculos e gráficos da variação e derivada.

```
if "lista_convertidos" in st.session_state:
    for station, df in st.session_state["lista_convertidos"].items():
        legendas = {
            "Bx_var_diurna": "dBx",
            "By_var_diurna": "dBy",
            "Bz_var_diurna": "dBz"
        }
        fig_var = go.Figure()
        for comp, cor in zip(["Bx_var_diurna", "By_var_diurna", "Bz_var_diurna"], ["blue", "deepskyblue", "red"]):
            fig_var.add_trace(go.Scatter(
                x=df["DateTime"],
                y=df[comp],
                mode = 'lines',
                name = legendas[comp],
                line=dict(color=cor),
                connectgaps=False))
        fig_var.update_layout(title = f"{station}",
                               xaxis_title="Tempo (UT)",
                               yaxis_title="dB (nT)",
                               hovermode = "x unified")
        col3.plotly_chart(fig_var, use_container_width=True)
```

Fonte: Produção do autor

4 Resultados

4.1 Descrição do dashboard

O sistema desenvolvido demonstrou-se eficaz na análise dos dados magnéticos obtidos pelas estações da rede Embrace MagNet, especialmente durante o evento de tempestade magnética de 2022, sendo um exemplo em potencial para a avaliação das componentes geomagnéticas durante tempestades solares do atual ciclo solar (ciclo 25). Por meio da interface gráfica construída com o auxílio da biblioteca Streamlit, foi possível realizar, de forma interativa, o carregamento e a inspeção dos dados brutos, bem como a aplicação de diferentes etapas de tratamento de dados brutos e visualização. O ambiente permitiu executar a conversão das grandezas medidas para unidades físicas (nanotesla e graus), a detecção e correção de outliers com ajuste fino dos parâmetros por estação. Este processo visa encontrar a variação diurna e derivada para o cálculo das transformadas de Fourier, para a estimativa de campos geoeletricos.

Figura 4.1 - Interface do dashboard desenvolvido.

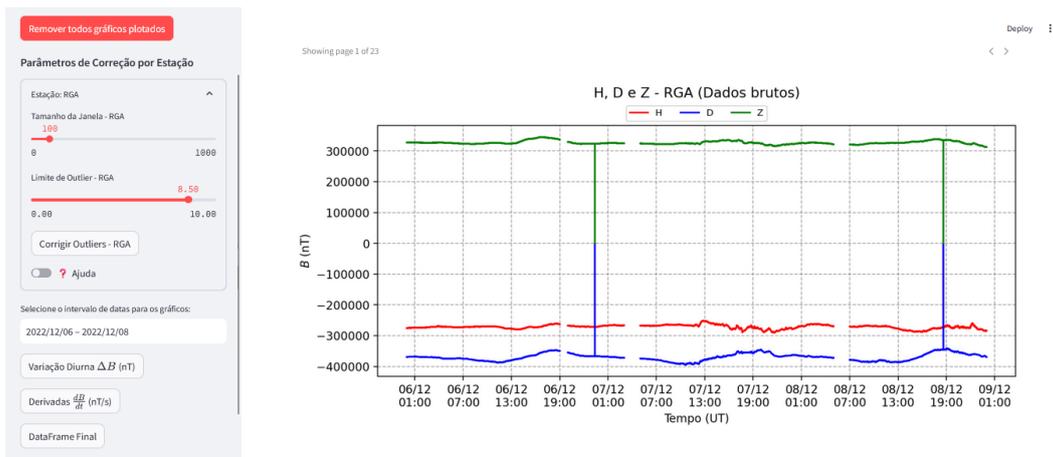


Fonte: Produção do autor.

Na primeira etapa de investigação das componentes geomagnéticas, os dados são carregados por meio do botão de seleção de arquivos indicado na Figura 4.1. Nessa etapa, o usuário se deparará com a guia do "Explorador de Arquivos" em caso

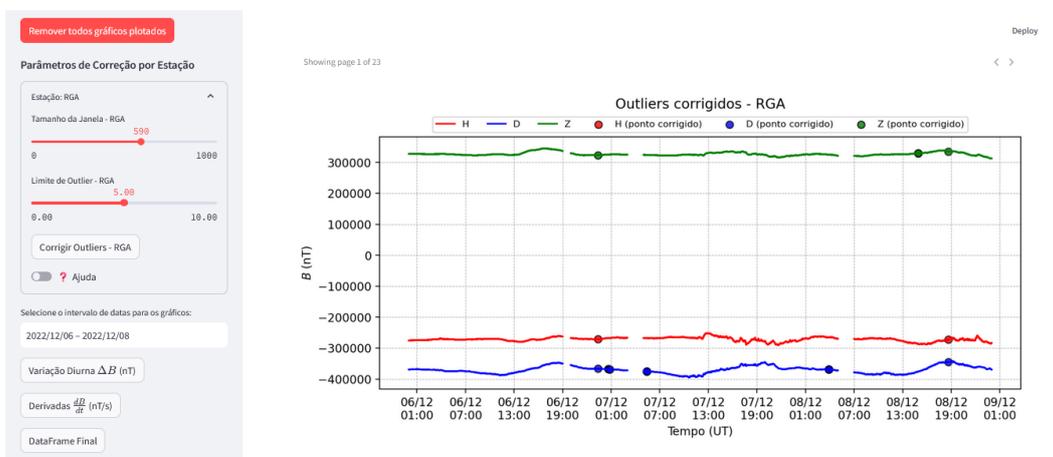
de utilização do *Windows*, selecionando os arquivos com as extensões permitidas (.csv, .txt, .22S, .23S). No momento em que todos os arquivos forem carregados, o código processará todas as informações relevantes, como as colunas de H , D e Z e montará automaticamente os gráficos de dados brutos, conforme a Figura 4.2.

Figura 4.2 - Representação das componentes retangulares (H, D, Z) do campo magnético (dado bruto).



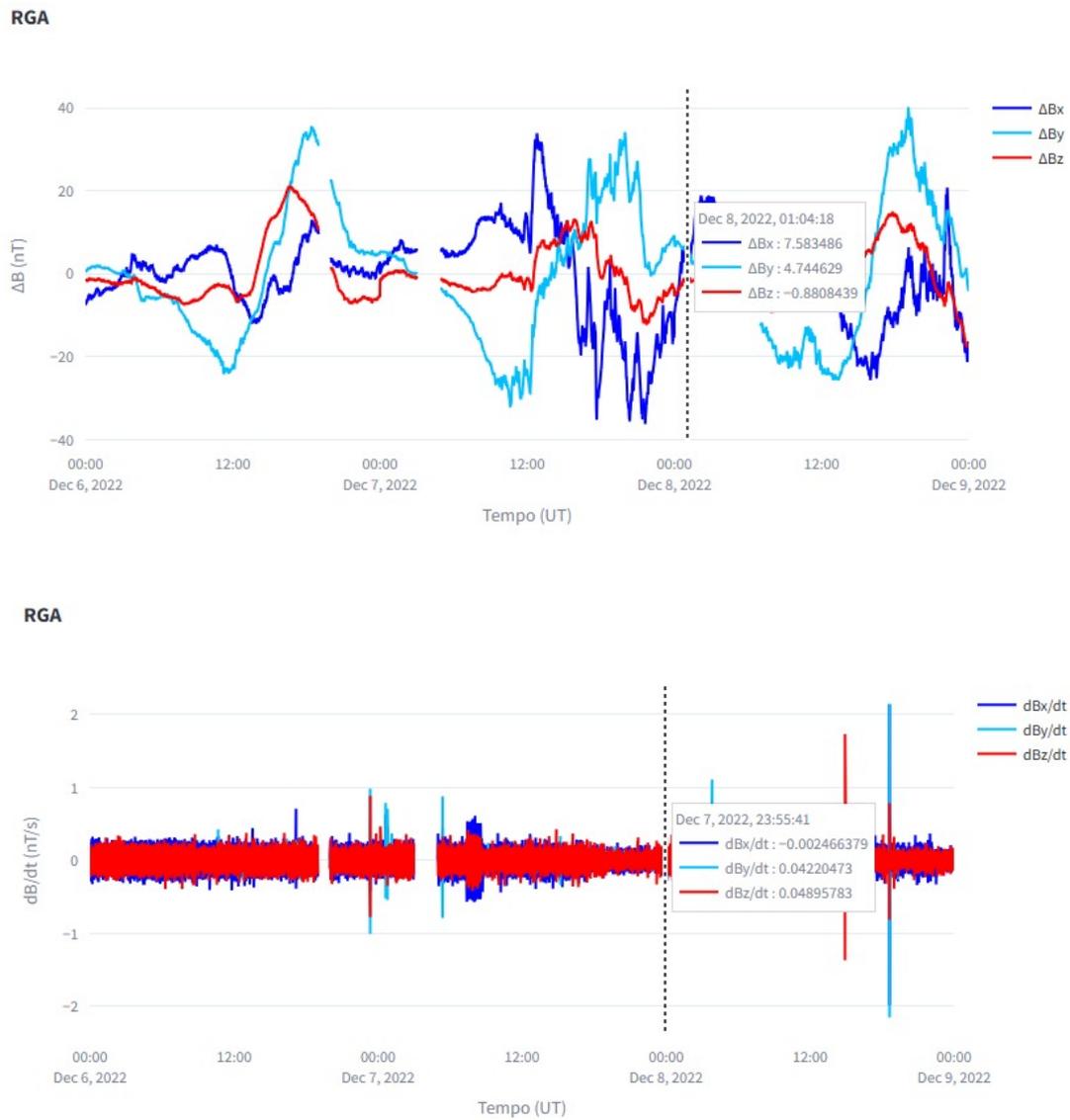
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.3 - Representação das componentes retangulares (H, D, Z) do campo magnético (dado corrigido).



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.4 - Gráficos interativos da variação diurna e derivada das componentes retangulares (H, D, Z) do campo magnético.

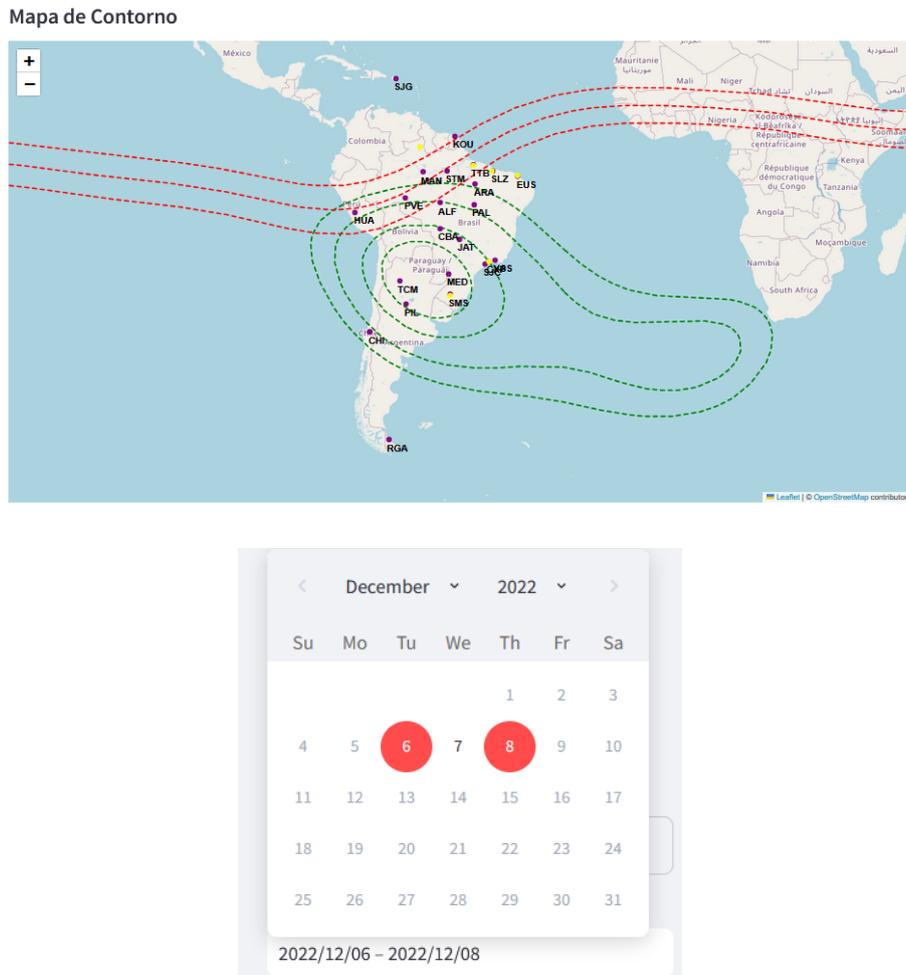


Fonte: Produção do autor

Na etapa seguinte, a ferramenta de correção de outliers pode ser utilizada pelo usuário, basta configurar manualmente os parâmetros de *Janela* e *Threshold*, que resultará em um gráfico de dados brutos com outliers corrigidos indicando os pontos de correção com "bolinhas" conforme a Figura 4.3. Após esses processos, o usuário finaliza com os botões "Variação Diurna ΔB (nT)" e "Derivadas $\frac{dB}{dt}$ (nT/s)" para obter finalmente os gráficos interativos das componentes retangulares $X, Y,$

Z do campo magnético. Com o auxílio de uma barra vertical que acompanha o cursor do mouse, é possível acompanhar as componentes do campo a cada instante selecionado, conforme esboçado na Figura 4.4.

Figura 4.5 - Funcionalidades extra do Dashboard: localização das estações magnéticas e calendário.



Fonte: Produção do autor

O sistema permite, adicionalmente, a exibição de um mapa de contorno com a localização geográfica das estações da rede de magnetômetros Embrace Magnet, facilitando a visualização espacial das variações do campo magnético e permitindo identificar padrões regionais, além de restringir a série temporal a intervalos específicos, por meio da seleção de datas de início e fim (Figura 4.5), o que torna

mais precisa a investigação de eventos pontuais, como tempestades geomagnéticas ou variações diárias específicas. Além disso, o dashboard possibilita a visualização do DataFrame contendo os dados já corrigidos, convertidos e com as métricas calculadas, oferecendo ao usuário uma visão detalhada das operações realizadas em cada etapa do processamento e permitindo uma inspeção direta e transparente dos resultados.

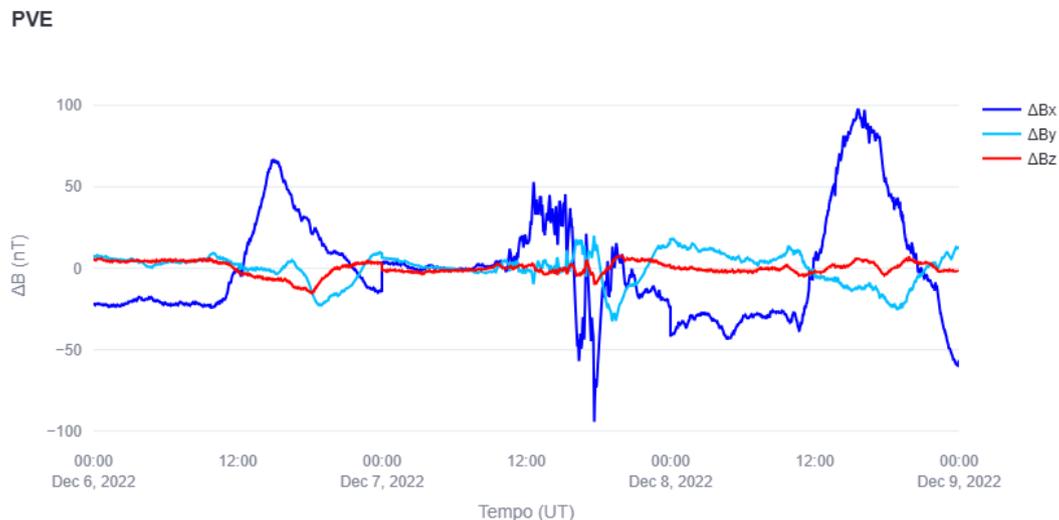
4.2 Comparação do campo magnético entre estações magnéticas.

Com o objetivo de compreender como diferentes latitudes determinam a resposta do campo geomagnético durante uma tempestade magnética, foram selecionadas três estações que representam distintos contextos geomagnéticos na América do Sul: PVE (Porto Velho), localizada em baixa latitude próxima ao equador magnético; TCM (Tucumán), situada em latitude média; e RGA (Rio Grande), localizada em alta latitude, próxima à região subauroral. A partir destas estações, é possível avaliar o comportamento das variações nas componentes do campo magnético (B_x , B_y e B_z), destacando os efeitos associados ao Eletrojato Equatorial, à Anomalia Magnética do Atlântico Sul e correntes que afetam regiões subaurorais (DENARDINI et al., 2018).

A estação PVE, localizada na região de influência do eletrojato equatorial, resulta em uma maior amplitude nas variações da componente horizontal do campo magnético (B_x). Observa-se um pico positivo de aproximadamente $50nT$ por volta das 13:00 UT no dia 7 de dezembro (Figura 4.6), marcando o início da fase inicial da tempestade, refletindo a compressão da magnetosfera. Em seguida, ocorre a queda na componente B_x , atingindo valores próximos de $-100nT$ no dia 7 de dezembro, caracterizando a fase principal, na qual a corrente de anel se intensifica, criando um campo magnético que se opõe ao campo magnético terrestre. Este comportamento é também refletido no índice Dst , o qual apresentou um valor mínimo de $-63 nT$ (https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_provisional/202212/index.html) durante a fase principal da tempestade, servindo como um indicador da intensidade da corrente de anel. O índice Dst é calculado com base em observações de estações geomagnéticas próximas ao equador e fornece uma medida da depressão na componente horizontal do campo geomagnético devido à intensificação da corrente de anel (GONZALEZ et al., 1994; MAYAUD, 1980). A recuperação gradual nas componentes ocorre ao longo do dia 8 de dezembro, indicando a fase de recuperação da tempestade, também refletida pela elevação progressiva do índice Dst em direção a valores menos negativos.

A derivada do campo magnético de PVE ($\frac{\partial B}{\partial t}$) apresenta variações temporais de

Figura 4.6 - Gráficos interativos da variação diurna da estação PVE durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.



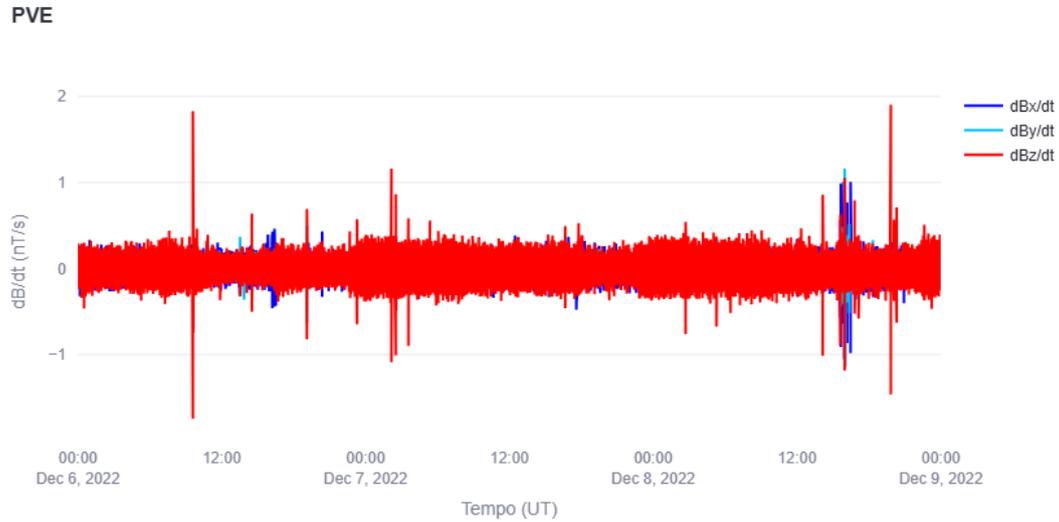
Fonte: Produção do autor

aproximadamente 2 nT/s durante os principais picos (Figura 4.7) oscilando predominantemente entre $\pm 0,3 \text{ nT/s}$. As variações mais acentuadas, principalmente na componente B_z do campo magnético, ocorrem devido à ação de correntes ionosféricas que compõem o EEJ, sendo um sistema de correntes localizadas em uma faixa estreita de latitudes próximas ao equador magnético. Isso significa que pequenas variações na intensidade ou posição da corrente produzem grandes mudanças no campo magnético gerado. O modelo de Chapman, descreve como uma corrente ionosférica induz variações verticais no campo medido, com a componente B_z sendo modelada por:

$$\Delta Z(x) = \frac{J}{2w} \cdot \log \left(\frac{(x+w)^2 + h^2}{(x-w)^2 + h^2} \right) \quad (4.1)$$

Na Equação 4.1, J é a densidade de corrente, $2w$ é a largura total da corrente, h é a altitude da camada ionosférica, e x representa a distância latitudinal ao centro do EEJ. Como PVE está na região de influência do EEJ, qualquer variação em J ou no posicionamento da corrente resulta em mudanças abruptas em B_z , o que se

Figura 4.7 - Gráficos interativos da derivada da estação PVE durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.



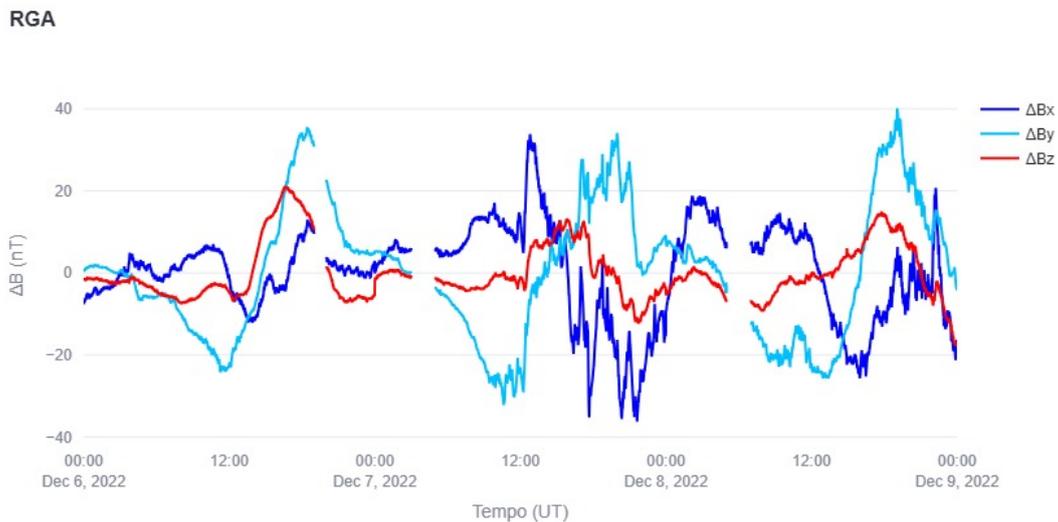
Fonte: Produção do autor

manifesta como uma alta taxa de variação temporal do campo ($\frac{dB_z}{dt}$) (BATISTA et al., 2004). Essas flutuações rápidas refletem o acoplamento entre a ionosfera e a magnetosfera nas regiões equatoriais, tornando a derivada do campo magnético um parâmetro sensível à dinâmica das correntes eletrodinâmicas atuantes nessa região.

Além da influência do eletrojato equatorial sobre a variação temporal do campo magnético em PVE, a localização desta estação apresenta uma inclinação magnética de aproximadamente $5,73^\circ$ conforme Batista et al. (2004). Esse valor indica que o vetor do campo magnético total na região ainda possui uma componente vertical, apesar da proximidade com o equador magnético. Em regiões equatoriais, a inclinação magnética tende a zero, fazendo com que o campo seja predominantemente horizontal. No entanto, em PVE, essa inclinação levemente positiva implica que o campo ainda aponta para baixo, favorecendo a presença de uma componente B_z observável em solo. Esse fator geomagnético local, somado aos efeitos dinâmicos do EEJ, contribui para a magnitude da componente B_z e para a intensidade das suas variações no tempo. Assim, a inclinação magnética atua como um elemento adicional que condiciona a sensibilidade da estação às perturbações eletrodinâmicas da ionosfera.

Em contraste, a estação RGA situada em latitudes subaurorais apresentou sinais distintos, com menores amplitudes no campo magnético comparado com PVE. A fase inicial é visível no início do dia 7 de dezembro, com variações em B_x e B_y superando $\pm 30nT$ (Figura 4.8). A fase principal se estende ao longo dos dias 7 e 8 de dezembro, com picos negativos nas três componentes, principalmente em B_x e B_y , evidenciando a forte atuação das correntes subaurorais (KAMIDE et al., 1981). A fase de recuperação se inicia no fim do dia 7 de dezembro, com estabilização gradual das componentes.

Figura 4.8 - Gráficos interativos de variação diurna na estação RGA durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.

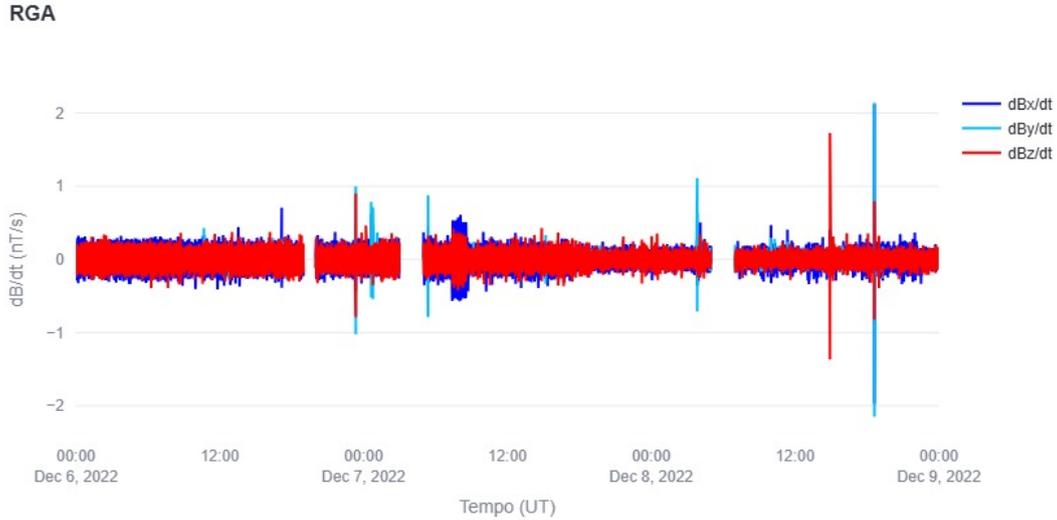


Fonte: Produção do autor

A derivada temporal mostra uma atividade intensa e contínua em $(\frac{\partial B_x}{\partial t})$ e $(\frac{\partial B_y}{\partial t})$ durante os dias 7 e 8 de dezembro, com variações rápidas do campo magnético, embora em menor amplitude comparada com PVE (Figura 4.9).

Já na estação TCM, localizada em uma latitude intermediária, foi possível notar um comportamento de transição entre os perfis das estações PVE e RGA. A fase inicial da tempestade pode ser identificada no dia 7 de dezembro, entre as 11:00 e 13:00 UT, com um aumento na componente B_x (Figura 4.10), atingindo aproximadamente

Figura 4.9 - Gráficos interativos da derivada na estação RGA durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.



Fonte: Produção do autor

+55nT. Logo após esse efeito, há um declínio acentuado, caracterizando a transição para a fase principal, com mínimas que ultrapassam $-30nT$. A partir do dia 7 de dezembro, após 23:00 UT, observa-se a fase de recuperação com os valores de campo magnético retornando ao nível de período calmo.

A derivada ($\frac{\partial B_x}{\partial t}$) apresenta valores de maior amplitude durante a fase principal, com picos de até $\pm 3nT/s$, evidenciando a instabilidade no campo magnético (Figura 4.11).

Tabela 4.1 - Valores máximos e mínimos das derivadas das componentes do campo magnético para as estações PVE, TCM e RGA.

Estação	Extremos	$\frac{dB_x}{dt} [\frac{nT}{s}]$	$\frac{dB_y}{dt} [\frac{nT}{s}]$	$\frac{dB_z}{dt} [\frac{nT}{s}]$
PVE	max	1,01	1,16	1,90
	min	-1,05	-1,14	-1,74
TCM	max	2,95	0,95	0,93
	min	-2,99	-0,95	-1,03
RGA	max	2,13	2,14	1,73
	min	-1,98	-2,15	-1,37

Figura 4.10 - Gráficos interativos variação diurna da estação TCM durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.

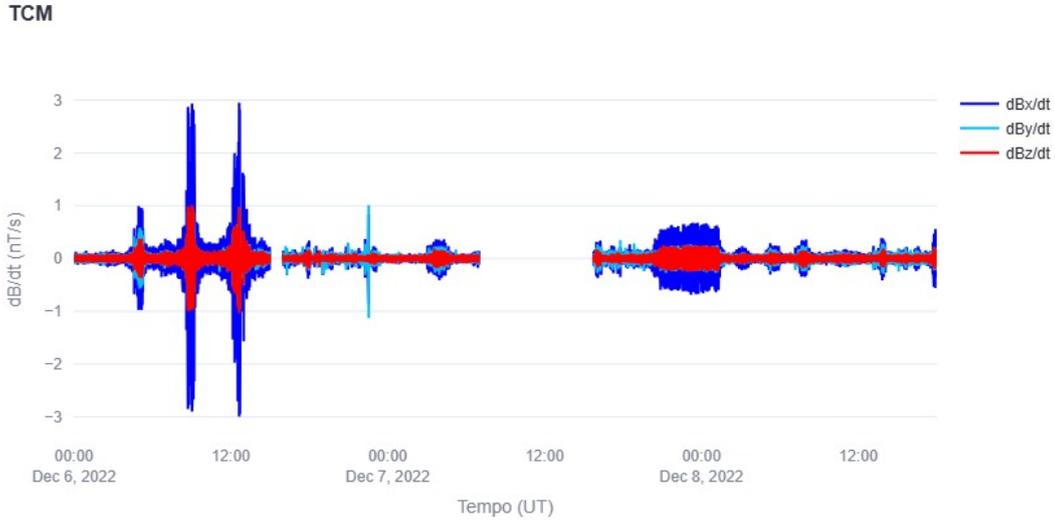


Fonte: Produção do autor

A Tabela 4.1 apresenta os valores máximos e mínimos das derivadas temporais das componentes B_x , B_y e B_z do campo magnético para as três estações. Esses valores representam a taxa de variação do campo magnético em cada direção, estando associados à intensidade das correntes induzidas durante eventos geomagnéticos. Observa-se que a estação TCM, localizada em latitude média, apresenta as maiores amplitudes, especialmente em $\frac{dB_x}{dt}$, o que pode estar relacionado à intensificação de correntes como a corrente de anel e à resposta local do solo. Já a estação RGA, situada em alta latitude, registra variações que refletem a atuação de correntes aurorais e eletrojatos polares. Em contraste, PVE, localizada em baixa latitude e próxima ao equador magnético, possivelmente influenciada pela corrente equatorial (EEJ), cuja intensidade depende das condições ionosféricas e da atividade solar. Fisicamente, essas taxas de variação estão ligadas ao campo geelétrico induzido via Lei de Faraday, indicando que regiões com maiores valores de $\frac{dB}{dt}$ são mais suscetíveis à geração de correntes induzidas no solo (GICs), com potencial impacto em infraestruturas tecnológicas locais.

Além disso, vale destacar que a estação TCM está localizada dentro da região de influência da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS), uma área caracteri-

Figura 4.11 - Gráficos interativos derivada da estação TCM durante a tempestade magnética de 6-8 de dezembro de 2022.



Fonte: Produção do autor

zada por uma redução na intensidade do campo geomagnético terrestre. Essa menor intensidade implica em uma blindagem magnética menos eficiente, facilitando a precipitação de partículas energéticas do cinturão de radiação de Van Allen na alta atmosfera. A interação dessas partículas com a ionosfera leva a um aumento da condutividade elétrica da ionosfera local, especialmente durante eventos de atividade geomagnética elevada. Como consequência, intensificam-se as correntes ionosféricas e os acoplamentos eletrodinâmicos entre a ionosfera e a superfície, amplificando as variações temporais do campo magnético medidas em solo. Esse contexto físico explica as altas taxas de $\frac{dB}{dt}$ observadas em TCM, refletindo a influência conjunta de correntes magnetosféricas e efeitos ionosféricos modulados pela presença da AMAS (ABDU, 2005).

5 Conclusões

Neste trabalho, foi desenvolvido um dashboard para o tratamento e visualização de dados geomagnéticos com foco na estimativa do campo geoeletrico induzido por tempestades magnéticas. A partir da análise de uma tempestade magnética, registrada pela rede de magnetômetros da Embrace MagNet entre 6 a 8 de dezembro de 2022, foi possível explorar o comportamento das componentes B_x , B_y e B_z , através da variação diurna e derivada temporal, em diferentes latitudes da América do Sul.

O dashboard implementado em linguagem Python mostrou-se eficaz na correção de outliers, conversão dos dados brutos em unidades físicas e geração de gráficos interativos, oferecendo ao usuário uma ferramenta para o monitoramento e análise de eventos magnéticos extremos de forma interativa. A possibilidade de visualizar as respostas individuais de cada estação permite identificar padrões regionais e contribui para a compreensão espacial dos efeitos geomagnéticos.

Com a finalização desta etapa, dedicada ao tratamento e visualização dos dados geomagnéticos, o projeto avançará para uma segunda fase, cujo foco principal será a estimativa dos campos geoeletricos induzidos na superfície terrestre durante tempestades magnéticas. Essa nova etapa será baseada nos dados processados das componentes geomagnéticas (B_x , B_y e B_z) realizadas no dashboard e envolverá cálculos para obter os campos geoeletricos associados.

O primeiro passo será a conversão dos sinais temporais dessas componentes geomagnéticas para o domínio da frequência, utilizando a Transformada de Fourier. Essa transformação permite analisar o conteúdo espectral dos dados e é necessária para aplicar modelos que relacionam variações temporais do campo magnético com os campos elétricos induzidos. Em seguida, será aplicada a função de impedância eletromagnética (ou função de transferência) que liga os campos magnéticos às componentes do campo elétrico no domínio da frequência, geralmente representada por um tensor de dimensões 2×2 . Essa função de impedância pode ser obtida de modelos de condutividade elétrica da litosfera e do manto terrestre (por exemplo, modelos 1D, 3D).

Após o cálculo do campo geoeletrico no domínio da frequência, será realizada a Transformada Inversa de Fourier para reverter os resultados ao domínio do tempo, possibilitando a análise temporal do campo elétrico induzido ao longo do evento de tempestade magnética. O objetivo final dessa etapa é fornecer estimativas de campo geoeletrico; todo esse processo será implementado no próprio dashboard

desenvolvido em Python, integrando as etapas de cálculo ao ambiente interativo já estabelecido para visualização e análise dos dados geomagnéticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDU, M. A. Equatorial ionosphere-thermosphere system: Electrodynamics and irregularities. **Advances in Space Research**, v. 35, n. 5, p. 771–787, 2005. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.03.150>>>. 43
- AKASOFU, S.; CHAPMAN, S. The ring current, geomagnetic disturbance, and the van allen radiation belts. **Journal of Geophysical Research (1896-1977)**, v. 66, n. 5, p. 1321–1350, 1961. Disponível em: <<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JZ066i005p01321>>>. 7
- ALVERA-AZCÁRATE, A.; SIRJACOBS, D.; BARTH, A.; BECKERS, J.-M. Outlier detection in satellite data using spatial coherence. **Remote Sensing of Environment**, v. 119, p. 84–91, 2012. ISSN 0034-4257. Disponível em: <<<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425711004469>>>. 25
- ALVES, L. R.; BARBOSA, C.; CARABALLO, R.; HARTMANN, G. A.; PAPA, A. R. R.; PIRJOLA, R. Geomagnetically induced currents measured in brazil: 5 years of monitoring during solar cycle 24. **Latinmag Letters**, v. 6, n. Special Issue, p. 1–5, 2016. Proceedings São Paulo, Brasil. 2
- BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; CARRASCO, A. J.; BRUM, C. G. M.; TAKAHASHI, H.; SOBRAL, J. H. A. Characteristics of the equatorial electrojet current in the central region of south america. **Annales Geophysicae**, European Geosciences Union, v. 22, n. 2, p. 623–631, 2004. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1186/BF03353126>>>. 39
- BOTELER, D.; PIRJOLA, R.; NEVANLINNA, H. The effects of geomagnetic disturbances on electrical systems at the earth's surface. **Advances in Space Research**, v. 22, n. 1, p. 17–27, 1998. ISSN 0273-1177. Solar-Terrestrial Relations: Predicting the Effects on the Near-Earth Environment. Disponível em: <<<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S027311779701096X>>>. 1
- BROWN, J. T. **The Sun: A Laboratory for Astrophysics**. Boston and London: NATO ASI Series, 1992. 4
- BURCH, J. L.; PHAN, T. D. Magnetic reconnection at the dayside magnetopause: Advances with mms. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 16, p. 8327–8338, 2016. Disponível em: <<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016GL069787>>>. 1
- CARABALLO, R.; GONZÁLEZ-ESPARZA, J. A.; SERGEEVA, M.; PACHECO, C. R. First gic estimates for the mexican power grid. **Space Weather**, v. 18, n. 2, p. e2019SW002260, 2020. E2019SW002260 10.1029/2019SW002260. Disponível em: <<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2019SW002260>>>. 2
- CAZUZA, E.; OLIVEIRA, A.; JÁCOME, H.; BORBA, G.; JÚNIOR, P.; MARQUES, M. S. Possível tid gerado na região polar e observado sobre estações equatoriais e de baixas latitudes. **HOLOS**, v. 4, p. 46–61, 11 2018. 16

CHATFIELD, C. **The Analysis of Time Series: An Introduction**. 6. ed. [S.l.]: Chapman and Hall/CRC, 2003. 24

CHAVE, A. D.; JONES, A. G. **The Magnetotelluric Method: Theory and Practice**. Cambridge, New York, Madrid, Cape Town, Singapore, São Paulo, Mexico City: Cambridge University Press, 2012. 18, 19

CHEN, S. S.; DENARDINI, C. M. **Technical Report: Embrace MagNet**. São José dos Campos, Brasil: [s.n.], December 2021. Confidential (Do not copy). Disponível em: <<<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/>>>. 29

COXON, J. C.; MILAN, S. E.; CLAUSEN, L. B. N.; ANDERSON, B. J.; KORTH, H. The magnitudes of the regions 1 and 2 birkeland currents observed by ampere and their role in solar wind-magnetosphere-ionosphere coupling. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 119, n. 12, p. 9804–9815, 2014.

Disponível em:

<<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014JA020138>>>. 8, 9

da Silva Barbosa, C.; HARTMANN, G. A.; PINHEIRO, K. J. Numerical modeling of geomagnetically induced currents in a brazilian transmission line. **Advances in Space Research**, v. 55, n. 4, p. 1168–1179, 2015. ISSN 0273-1177. Disponível em: <<<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S027311771400711X>>>. 2

DAGLIS, I. A. The terrestrial ring current: Origin, formation, and decay. **Reviews of Geophysics**, v. 37, n. 4, p. 407–438, 1999. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1029/1999RG900014>>>. 31

DENARDINI, C. M.; CHEN, S. S.; RESENDE, L. C. A.; MORO, J.; BILIBIO, A. V.; FAGUNDES, P. R.; GENDE, M. A.; CABRERA, M. A.; BOLZAN, M. J. A.; PADILHA, A. L.; SCHUCH, N. J.; HORMAECHEA, J. L.; ALVES, L. R.; NETO, P. F. B.; NOGUEIRA, P. A. B.; PICAÑÇO, G. A. S.; BERTOLLOTTO, T. O. The embrace magnetometer network for south america: First scientific results. **Radio Science**, v. 53, n. 3, p. 379–393, 2018. 21, 37

DUNGEY, J. W. Interplanetary magnetic field and the auroral zones. **Phys. Rev. Lett.**, American Physical Society, v. 6, p. 47–48, Jan 1961. Disponível em:

<<<https://link.aps.org/doi/10.1103/PhysRevLett.6.47>>>. 12

ECHER, E.; GONZALEZ, W. D.; TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, A. L. C. Interplanetary conditions causing intense geomagnetic storms (dst -100 nt) during solar cycle 23 (1996–2006). **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 113, n. A5, 2008. Disponível em:

<<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2007JA012744>>>. 1

ESPINOSA, K. V. **Estimativa da amplitude de correntes geomagneticamente induzidas em diferentes locais no Brasil durante tempestades magnéticas do ano de 2015**. Dissertação de Mestrado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada por Antônio

Lopes Padilha e Livia Ribeiro Alves. Dissertação (Dissertação de Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, mar. 2018. Disponível em: <<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QQJTK5>>>. 18

ESPINOSA, K. V.; PADILHA, A. L.; ALVES, L. R. Effects of ionospheric conductivity and ground conductance on geomagnetically induced currents during geomagnetic storms: Case studies at low-latitude and equatorial regions. **Space Weather**, v. 17, n. 2, p. 252–268, 2019. Disponível em: <<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2018SW002094>>>. 2

ESPINOSA, K. V.; PADILHA, A. L.; ALVES, L. R.; SCHULTZ, A.; KELBERT, A. Estimating geomagnetically induced currents in southern brazil using 3-d earth resistivity model. **Space Weather**, American Geophysical Union, v. 21, n. 7, p. e2022SW003166, 2023. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2022SW003166>>>. 2, 20

GANUSHKINA, N. Y.; LIEMOHN, M. W.; DUBYAGIN, S. Current systems in the earth's magnetosphere. **Reviews of Geophysics**, v. 56, n. 2, p. 309–332, 2018. Disponível em: <<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2017RG000590>>>. 1, 7, 9

GENESTRETI, K. J.; KISTLER, L. M.; MOUIKIS, C. G. **The Role and Dynamics of Oxygen Of Ionosphere Origin in Magnetopause Reconnection**. A thesis submitted for the degree of Bachelor of Science. Bachelor's thesis, 2012. 11

GONZALEZ, W. D.; JOSELYN, J. A.; KAMIDE, Y.; KROEHL, H. W.; ROSTOKER, G.; TSURUTANI, B. T.; VASYLIUNAS, V. M. What is a geomagnetic storm? **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 99, n. A4, p. 5771–5792, 1994. Disponível em: <<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/93JA02867>>>. 37

GONZALEZ, W. D.; TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, A. L. Clúa de. Interplanetary origin of geomagnetic storms. **Space Science Reviews**, v. 88, n. 3, p. 529–562, 1999. ISSN 1572-9672. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1023/A:1005160129098>>>. 1

GOPALSWAMY, N. Solar connections of geoeffective magnetic structures. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 70, n. 17, p. 2078–2100, 2008. ISSN 1364-6826. Coupling of Solar Wind, Magnetosphere, Ionosphere and Upper Atmosphere. Disponível em: <<<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1364682608001685>>>. 15

HATHAWAY, D. H. **Daily sunspot area averaged over individual solar rotations (“Butterfly diagram”)**. 2006. NASA MSFC / Marshall Space Flight Center. Public domain image; original data from Royal Greenwich Observatory (1874–1976) e USAF/NOAA SOON (1977–) via solarscience.msfc.nasa.gov. Disponível em: <<<http://solarscience.msfc.nasa.gov/images/bfly.gif>>>. 4

HEIKKILA, W. J. Magnetospheric topology of fields and currents. In: _____. **Magnetospheric Currents**. American Geophysical Union (AGU), 1984. p. 208–222. ISBN 9781118664131. Disponível em: <<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/GM028p0208>>>. 6

HUZAIMY, J. M. **ResearchGate**. out. 2018. <<https://researchgate.net/figure/Dst-index-SYMH-index-Geomagnetic-Storm-Phases-Initial-Main-ar>>. Accessed: 2018-10-14. 17

INTRODUCTION to Space Physics. Los Angeles: Cambridge University Press, 1995. ISBN 9781139878296. 3, 6, 10, 12

KAMIDE, Y.; RICHMOND, A. D.; MATSUSHITA, S. Estimation of ionospheric electric fields, ionospheric currents, and field-aligned currents from ground magnetic records. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 86, n. A2, p. 801–813, 1981. Disponível em: <<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JA086iA02p00801>>>. 40

KAMIDE, Y.; YOKOYAMA, N.; GONZALEZ, W.; TSURUTANI, B. T.; DAGLIS, I. A.; BREKKE, A.; MASUDA, S. Two-step development of geomagnetic storms. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 103, n. A4, p. 6917–6921, 1998. Disponível em: <<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/97JA03337>>>. 1, 11, 15

LIMA, C. S. de; BARBOSA, C. da S.; HARTMANN, G. A.; PAPA, A. R. R. Correntes induzidas geomagneticamente em uma linha de transmissão brasileira: Resultados preliminares. In: _____. **14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 3-6 August 2015**. [s.n.], 2015. p. 1403–1407. Disponível em: <<<https://library.seg.org/doi/abs/10.1190/sbgf2015-279>>>. 21

MALIN, S. R. C. Modeling the geomagnetic field. **Institute of Geological Sciences, Geomagnetism Unit, Murchison House, West Mains Road, Edinburgh**, p. 149–152, 1982. 14, 16, 17

MAYAUD, P. N. **Derivation, Meaning, and Use of Geomagnetic Indices**. [S.l.]: American Geophysical Union, 1980. (Geophysical Monograph Series). ISBN 9780875900223. 37

MERRILL, R. T.; MCELHINNY, M. W.; MCFADDEN, P. L. **The Magnetic Field of the Earth**. Seattle, Washington: Academic Press, 1998. 12

MILAN, S. **ResearchGate Figure**. 2018. Accessed: Aug 6, 2018. Disponível em: <<https://www.researchgate.net/figure/A-schematic-diagram-of-the-field-aligned-current-system-fig8_258866201>>. 8

MILLER, M. **El Campo Magnético de la Tierra**. 2016. <https://www.mttmllr.com/geoTS_files/geo_ts_cap3.pdf>. Acessado em: 30 de junho de 2025. 13

MOLDWIN, M. **An Introduction to Space Weather**. Los Angeles: Cambridge University Press, 2023. 3, 5

MOZER, F. S. A quantitative model for the potential resulting from reconnection with an arbitrary interplanetary magnetic field. **Journal of Geophysical Research**, v. 79, 1974. 11

NASA. **NASA Technical Reports Server**. [s.n.], 2001. Disponível em: <<<https://ntrs.nasa.gov/citations/19960046884>>>. 4

OLIVEIRA, C. E. Q. V. d.; VIEIRA, L. E. A.; FERREIRA, J. L. Um olhar para o geomagnetismo. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, Sociedade Brasileira de Física, v. 46, p. e20240204, 2024. ISSN 1806-1117. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1590/1806-9126-RBEF-2024-0204>>>. 14

PARKER, C. **Parker Spiral**. 2009. (16 de jul de 2009). 3

PARKS, G. K. **Physics of Space Plasmas: An Introduction**. Vanderbilt Avenue, New York, NY 0041: Taylor & Francis Group, 1991. 5, 6

PHAN, T. D. Magnetic reconnection at the dayside magnetopause. **Advances in MMS**, p. 43, 2016. (28 de jul de 2016). 11

PIRJOLA, R. Review on the calculation of surface electric and magnetic fields and of geomagnetically induced currents in ground-based technological systems. **Surveys in Geophysics**, v. 23, n. 1, p. 71–90, 2002. ISSN 1573-0956. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1023/A:1014816009303>>>. 19, 20

PULKKINEN, A.; VILJANEN, A.; PIRJOLA, R. Estimation of geomagnetically induced current levels from different input data. **Space Weather**, v. 4, n. 8, 2006. Disponível em: <<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006SW000229>>>. 1

ROUSSEEUW, P. J.; HUBERT, M. Robust statistics for outlier detection. **WIREs Data Mining and Knowledge Discovery**, v. 1, n. 1, p. 73–79, 2011. Disponível em: <<<https://wires.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/widm.2>>>. 25

RUSSELL, C. T. **Solar Wind and Interplanetary Magnetic Fields: A Tutorial**. [S.l.]: n.p., 2009. (10 de dez de 2009). 4

SABA, M. **Índices Geomagnéticos**. São José dos Campos: [s.n.], 1992. 17

SHUMWAY, R. H.; STOFFER, D. S. State-space models. In: _____. **Time Series Analysis and Its Applications: With R Examples**. New York, NY: Springer New York, 2006. p. 324–411. ISBN 978-0-387-36276-2. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/0-387-36276-2_6>>. 24

SILVA, M. W. C. Influência de estruturas geológicas no campo geoeletromagnético na presença do eletrojato equatorial. **Revista Brasileira de Geofísica**, p. 1–2, 2005. 13

SIMPSON, F.; BAHR, K. **Practical Magnetotellurics**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2005. ISBN 9780511614095. 20

SOUZA, V. M. Location of large scale reconnection at earth's dayside magnetopause as probed by analytical x line models and in situ observations. **Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**, 2015. (24 de fevereiro de 2015). 10

TRIVEDI, N. B.; VITORELLO, ; KABATA, W.; DUTRA, S. L. G.; PADILHA, A. L.; BOLOGNA, M. S.; PáDUA, M. B. de; SOARES, A. P.; LUZ, G. S.; PINTO, F. d. A.; PIRJOLA, R.; VILJANEN, A. Geomagnetically induced currents in an electric power transmission system at low latitudes in brazil: A case study. **Space Weather**, v. 5, n. 4, 2007. Disponível em: <<<https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006SW000282>>>. 2

TSYGANENKO, N. A magnetospheric magnetic field model with a warped tail current sheet. **Planetary and Space Science**, v. 37, n. 1, p. 5–20, 1989. ISSN 0032-0633. Disponível em: <<<https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0032063389900664>>>. 9, 10

VILJANEN, A.; PIRJOLA, R. Geomagnetically induced currents in the finnish high-voltage power system. **Surveys in Geophysics**, v. 15, n. 4, p. 383–408, 1994. ISSN 1573-0956. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1007/BF00665999>>>. 1

VOZOFF, K. The magnetotelluric method. In: **Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B**. Society of Exploration Geophysicists, 1991. ISBN 9781560800224. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1190/1.9781560802686.ch8>>>. 20

WHALER, K. A.; GUBBINS, D. Spherical harmonic analysis of the geomagnetic field: an example of a linear inverse problem. **Geophysical Journal International**, v. 65, n. 3, p. 645–693, 06 1981. ISSN 0956-540X. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb04877.x>>>. 15