



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

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/09.04.08.06-TDI

**ESTUDO DA VARIABILIDADE DOS ÍNDICES
GEOMAGNÉTICOS K_p (GLOBAL) E K_{sa} (REGIONAL)
DURANTE TEMPESTADES MAGNÉTICAS E
PERÍODOS CALMOS**

Laís Maria Guizelli Morais

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Clezio Marcos De Nardin, e Juliano Moro, aprovada em 25 de agosto de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49P8SG2>>

INPE
São José dos Campos
2023

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

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/09.04.08.06-TDI

**ESTUDO DA VARIABILIDADE DOS ÍNDICES
GEOMAGNÉTICOS K_p (GLOBAL) E K_{sa} (REGIONAL)
DURANTE TEMPESTADES MAGNÉTICAS E
PERÍODOS CALMOS**

Laís Maria Guizelli Morais

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Clezio Marcos De Nardin, e Juliano Moro, aprovada em 25 de agosto de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49P8SG2>>

INPE
São José dos Campos
2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Guizelli, Laís Maria.

G949e Estudo da variabilidade dos índices geomagnéticos Kp (GLOBAL) e Ksa (REGIONAL) durante tempestades magnéticas e períodos calmos / Laís Maria Guizelli Morais. – São José dos Campos : INPE, 2023.
xxix + 126 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/09.04.08.06-TDI)

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2023.

Orientadores : Drs. Clezio Marcos De Nardin, e Juliano Moro.

1. Campo geomagnético. 2. Índice geomagnético.
3. Magnetômetro. 4. Anomalia magnética da América do Sul. 5. Tempestade geomagnética. I.Título.

CDU 550.38



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÃO



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS
Serviço de Pós-Graduação - SEPGR

DEFESA FINAL DE DISSERTAÇÃO DE LAÍS MARIA GUIZELLI MORAIS
REG. 379843/2022, BANCA Nº 216/2023

No dia 25 de agosto de 2023, de forma híbrida, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi APROVADO(A) pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Mestra em Geofísica Espacial / Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, com a exigência de que o trabalho final a ser publicado deverá incorporar as correções sugeridas pela Banca Examinadora, com revisão pelo(s) orientador(es).

Título: ESTUDO DA VARIABILIDADE DOS ÍNDICES GEOMAGNÉTICOS K_p (GLOBAL) E K_{sa} (REGIONAL) DURANTE TEMPESTADES MAGNÉTICAS E PERÍODOS CALMOS

Observações da banca: A aluna precisa incorporar as correções no texto, principalmente o que diz respeito às figuras e às referências bibliográficas, dentro do prazo de 60 dias.

Membros da banca:

Dr. Marlos Rockenbach da Silva – Presidente – INPE

Dr. Clezio Marcos De Nardin – Orientador – INPE

Dr. Juliano Moro – Orientador – INPE / Laboratório Sino-Brasileiro para Clima Espacial

Dra. Lívia Ribeiro Alves – Membro Interno – INPE

Dr. Mauricio José Alves Bolzam – Membro Externo – Universidade Federal de Jataí



Documento assinado eletronicamente por **Marlos Rockenbach da Silva, Pesquisador**, em 19/09/2023, às 17:19 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Clezio Marcos De Nardin, Pesquisador**, em 19/09/2023, às 19:18 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Livia Ribeiro Alves, Pesquisadora**, em 20/09/2023, às 10:40 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Mauricio José Alves Bolzam (E), Usuário Externo**, em 20/09/2023, às 14:47 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Juliano moro (E), Usuário Externo**, em 25/09/2023, às 06:07 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.mcti.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **11380401** e o código CRC **A207B3E4**.

Referência: Processo nº 01340.006938/2023-40

SEI nº 11380401

“O que sabemos é uma gota, o que ignoramos é um oceano”.

Isaac Newton

Aos meus pais Elisabeth Guizelli e José Joaquim de Morais.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus e aos meus pais pela oportunidade da vida. Um agradecimento mais que especial à minha mãe Elisabeth Guizelli por todo apoio emocional, financeiro e psicológico.

Aos meus orientadores Dr. Clezio Marcos De Nardin e Dr. Juliano Moro, sou muito grata pelas discussões, orientações e incentivo à pesquisa científica.

Ao Programa de Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial (EMBRACE) e a rede INTERMAGNET pelo fornecimento dos dados utilizados neste trabalho.

Aos meus colegas de disciplina, pelas discussões de exercícios. Aos meus amigos da equipe Apoena: Amanda Piassi, Carolina Carmo, Giorgio Picanço, Jaziel Campelo, Laysa Resende, Sony Su Chen pelos ensinamentos compartilhados.

Aos professores do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial e aos membros da banca examinadora pelas sugestões e contribuições para a melhoria deste trabalho.

Aos Drs. Prosper Nyassor, Diego Silva e Ronan Chagas pelos ensinamentos com relação a programação. Ao Engenheiro Wagner Borges pela oportunidade de acompanhar a instalação de magnetômetros, equipamento utilizado para a coleta dos dados deste trabalho.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela oportunidade de estudos e utilização de suas instalações durante o desenvolvimento deste trabalho. À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro deste projeto de pesquisa através da bolsa de mestrado número 88887.671863/2022-00.

Por fim, ao meu namorado Márcio de Souza Marques pelo apoio e compreensão a minha dedicação a este trabalho.

RESUMO

Os índices geomagnéticos são utilizados para quantificar as variações da atividade geomagnética devido as interações Sol-Terra em diversos ambientes, como a magnetosfera e ionosfera terrestres. Dependendo da intensidade do evento, os resultados da interação podem causar impactos tecnológicos principalmente em comunicações via satélite como GPS e comunicações via ondas de rádio. Dentre os índices mais conhecidos está o Kp, o qual é um índice geomagnético que, apesar de ser considerado um índice global, conta com dados coletados a partir de observatórios magnéticos do Hemisfério Norte. Além disso, não há observatórios na América do sul. Com o intuito de estudar as peculiaridades da América do Sul, como os efeitos ionosféricos causados devido a presença da Anomalia Magnética da América do Sul, foi desenvolvido o índice Ksa. Este índice é calculado utilizando dados de magnetômetros da rede EMBRACE MagNet, que possui observatórios exclusivamente na região Sul-americana. Neste trabalho foram utilizados dados dos índices Kp, Ksa, e foram elaborados 2 índices que chamamos de Kp* e Ksa*. O Kp* utiliza os mesmos dados da rede INTERMAGNET usados na construção do Kp, porém é processado com o algoritmo do EMBRACE. O Ksa* utiliza dados da rede EMBRACE, porém é processado utilizando o algoritmo que gera o índice Kp pelo método FMI (*Finnish Meteorological Institute*). Para comparar esses índices foram escolhidas 10 tempestades geomagnéticas, sendo 5 intensa e 5 moderadas e utilizado cálculo do coeficiente de correlação de Pearson para verificar a correlação entre os índices. Os resultados mostraram que durante as tempestades geomagnéticas os 4 índices analisados (Kp, Kp*, Ksa e Ksa*), apresentam um comportamento semelhante de variação ascendente e descendente, com diferença apenas na intensidade, e na maioria dos casos com forte correlação entre os índices segundo o coeficiente de Pearson. Os índices Kp e Kp* apresentam valores mais intensos durante as fases principais das tempestades, mas no fim da fase de recuperação os índices Ksa e Ksa* apresentam valores mais intensos. Além disso, ao comparar os pares de índices (Kp x Kp*) e (Ksa x Ksa*) onde há mudança apenas do algoritmo, e não dos dados analisados, a diferença observada em cada par foi de $\pm 1,3$. Já ao comparar os pares de índices (Kp x Ksa*) e (Kp* x Ksa) onde os algoritmos são os mesmos e o que muda são os dados, a diferença entre os pares foi de 2,3. Isso mostra que a diferença observada entre os valores dos índices Kp e Ksa para um mesmo dia são devido a física envolvida em cada região de onde os dados são obtidos, e não por conta dos algoritmos utilizados. Para aprofundar o estudo, foi analisado dados do ano todo de 2020, que é um período de mínima atividade solar para observar o comportamento desses índices em um período calmo. Os resultados mostraram que o índice Ksa tende a apresentar valores maiores que o Kp em períodos de mínima atividade solar.

Palavras-chave: Campo geomagnético. Índice Geomagnético. Magnetômetro. Anomalia Magnética da América do Sul. Tempestade Geomagnética.

STUDY OF THE VARIABILITY OF GEOMAGNETIC INDICES Kp (GLOBAL) AND Ksa (LOCAL) DURING GEOMAGNETIC STORMS AND QUIET PERIOD

ABSTRACT

Geomagnetic indices are used to quantify variations in geomagnetic activity due to Sun-Earth interactions in different environments, such as Earth's magnetosphere and ionosphere. Depending on the intensity of the geomagnetic storms, they can cause technological impacts mainly in satellite communications such as GPS and communications by radio waves. The Kp is a geomagnetic index, considered a global index, most of the magnetic observatories that make this index are in the Northern Hemisphere, and there are no observatories in South America. In order to study the peculiarities of South America, such as the ionospheric effects caused by the presence of the South American Magnetic Anomaly, the Ksa index was developed. This index is calculated using magnetometers data from the EMBRACE MagNet network, which has observatories exclusively in the South American region. In this work, data from the Kp and Ksa indices were used, and 2 indices were created, which we call Kp* and Ksa*. Kp* uses data from the INTERMAGNET network, but is processed with the EMBRACE algorithm, while Ksa* uses data from the EMBRACE network, but is processed using the algorithm that generates the Kp index using the FMI method. To compare these indices, 10 geomagnetic storms were chosen: 5 intense and 5 moderate, and Pearson's correlation coefficient was calculated to verify the correlation between the indices. The results showed that during geomagnetic storms the 4 indices analyzed (Kp, Kp*, Ksa and Ksa*) show a similar pattern of rising and falling, and in most cases with a strong correlation between the indices according to Pearson's coefficient. The Kp and Kp* indices show more intense values during the main storm phases, but at the end of the recovery phase, the Ksa and Ksa* indices show more intense values. Furthermore, when comparing the index pairs (Kp x Kp*) and (Ksa x Ksa*), where just the algorithm was change, and not the data, the difference observed in each pair was ± 1.3 . When comparing the index pairs (Kp x Ksa*) and (Kp* x Ksa) where the algorithms are the same and what changes are the data, the difference between the pairs was 2.3. This shows that the difference observed between the Kp and Ksa index values for the same day is due to the physics involved in each region where the data are obtained, and not because of the algorithms used. To deepen the study, data from the entire year of 2020 was analyzed, which is a period of minimum solar activity to observe the behavior of these indices in a geomagnetically calm period. The results showed that the Ksa index tends to present values greater than the Kp in periods of minimum solar activity.

Keywords: Geomagnetic field. Geomagnetic indices. Magnetometer. South America Magnetic Anomaly. Geomagnetic storm

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1: Esquema representativo das camadas do Sol, bem como o tamanho de cada região, a temperatura [T] (em Kelvin) e a densidade de partículas [ρ] (em kg/m ³). A espessura dessas regiões não está representada em escala.	5
Figura 2.2: Imagem de uma mancha solar, mostrando a umbra (parte central), e penumbra (parte externa estriada). Ao redor das manchas solares estão as granulações formadas por células convectivas.	7
Figura 2.3: Diagrama de borboleta mostrando a localização (latitude) do aparecimento das manchas solares.	8
Figura 2.4: Representação esquemática da rotação diferenciada do plasma solar, em (a) as linhas de campo magnético estão partindo de uma posição poloidal, em (b) as linhas de campo situadas na região equatorial são arrastadas mais depressa do que nas outras regiões, tornando o campo toroidal, em (c) o movimento resultando das linhas de campo torna o campo magnético mais intenso na região equatorial, e com polos opostos nas regiões dos hemisférios norte e sul.	8
Figura 2.5: Representação gráfica das fontes de campo magnético, incluindo correntes elétricas, que contribuem para a formação do campo magnético terrestre total.	12
Figura 2.6: Representação das componentes do vetor campo geomagnético.	13
Figura 2.7: Intensidade total do campo magnético terrestre, calculado pelo modelo IGRF, para o ano de 1900.	18
Figura 2.8: Igual a Figura 2.7, porém para o ano de 2020.	19
Figura 2.9: Representação esquemática da magnetosfera terrestre.	21
Figura 2.10: Correntes elétricas que fluem na magnetosfera terrestre.	22
Figura 2.11: Diagrama de acoplamento entre o meio interplanetário e a magnetosfera terrestre.	24

Figura 2.12: Perfil típico da densidade de plasma ionosférico referente as regiões D, E e F para o período diurno (linha contínua) e período noturno (linha tracejada).	25
Figura 2.13: Perfil vertical das condutividades paralela (σ_0), Pedersen (σ_1) e Hall (σ_2).....	29
Figura 2.14: Esquema das correntes ionosféricas e campos elétricos baseados na teoria do dínamo ionosférico.	31
Figura 2.15: Formação de corrente Pedersen e Hall devido a campos elétricos aplicados a duas regiões adjacentes de condutividade diferentes.....	33
Figura 2.16: Localização geográfica dos observatórios que contribuem para a formação do índice Dst.	34
Figura 2.17: Fases de uma tempestade geomagnética: fase Inicial, marcada pelo SSC, fase principal (FP) e fase de recuperação.....	36
Figura 2.18: Localização geográfica dos observatórios cujos dados compõem o índice Kp.	37
Figura 2.19: Gráfico do índice Kp para o dia 17 de março de 2015.	43
Figura 2.20: Distribuição geográfica das estações magnéticas da rede Embrace MagNet (e candidatas) sobre a América do Sul.	44
Figura 2.21: Exemplo da curva final QDC (média suavizada dos 5 dias geomagneticamente mais calmos do mês) da estação de Cachoeira Paulista em janeiro de 2011.....	46
Figura 2.22: Dados da QDC do mês de janeiro de 2020 para a estação de Cachoeira Paulista, da rede EMBRACE MagNet.	46
Figura 2.23: Dados do mês de março de 2021 da estação magnética de Cachoeira Paulista. No painel superior a linha em vermelho representa os dados, e a linha em azul a curva QDC. No painel inferior é mostrado a diferença entre o dado original e a curva QDC, chamado de ΔH	48
Figura 3.1: Foto dos componentes de um magnetômetro: (1) um cabo blindado, (2) uma unidade de controle e aquisição de dados, (3) um módulo do sensor e (4) um conector de saída do sensor.	49
Figura 3.2: Foto da vista frontal da unidade de controle e aquisição de dados do magnetômetro.	50

Figura 3.3: Foto da vista posterior da unidade de controle e aquisição de dados dos magnetômetros.....	51
Figura 3.4: Foto do módulo do sensor de um magnetômetro da rede EMBRACE MagNet.....	51
Figura 3.5: Foto do módulo do sensor posicionado verticalmente em uma base de concreto com o cabo de conexão apontado para a direção norte geomagnético.....	52
Figura 3.6: Foto do núcleo do sensor magnético do magnetômetro.	52
Figura 3.7: Foto da estrutura necessária para a instalação de um magnetômetro, mostrando a base de concreto, e a cobertura, na estação magnética de São Martinho da Serra.....	54
Figura 4.1: Ilustração referente a obtenção dos índices utilizados neste trabalho: Ksa (dados da rede EMBRACE utilizando o algoritmo do EMBRACE), Ksa* (dados da rede EMBRACE utilizando o algoritmo do FMI), Kp (dados da rede INTERMAGNET utilizando o algoritmo do FMI), Kp* (dados da rede INTERMAGNET utilizando o algoritmo do EMBRACE).....	58
Figura 4.2: Gráfico comparativos dos 4 índices estudados: Ksa em verde, Ksa* em vermelho, Kp em preto e Kp* em rosa. A seta em vermelho demonstra o início súbito da tempestade (SSC), a faixa amarela representa a fase principal da tempestade (FP), e as setas em verde representam a fase de recuperação.	61
Figura 4.3: Diferença entre os índices Kp e Kp* da tempestade 1. A seta em vermelho demonstra o início súbito da tempestade (SSC), a faixa amarela representa a fase principal da tempestade (FP), e as setas em verde representam a fase de recuperação. Além disso, há informações da quantidade de elementos positivos, negativos e zeros e suas respectivas porcentagens..	62
Figura 4.4: Gráfico de dispersão referentes a dados dos dias da tempestade 1, entre os índices Kp x Ksa (esquerda), e Kp* x Kp (direita). O valor R refere-se ao coeficiente de correlação de Pearson para as variáveis analisadas. A barra de cores indica a frequência de cada ponto, e a linha preta indica a tendência dos dados.....	64

Figura 4.5: Dados do índice Dst (nT) para o ano de 2020 completo. A linha vermelha em -50 nT serve para ilustrar que houveram poucos casos de tempestades moderadas neste ano, e nenhuma tempestade intensa.	65
Figura 5.1: Índice Dst e fases das 10 tempestades estudadas. A seta vermelha representa o SSC, a faixa amarela representa a fase principal da tempestade e a seta verde representa a fase de recuperação. As letras D, E, J representam respectivamente verão, equinócio e inverno.	68
Figura 5.2: Comparação da variabilidade dos índices Ksa (verde), Ksa* (vermelho), Kp (preto), Kp* (rosa) para 10 tempestades geomagnéticas. A seta vermelha representa o SSC, a faixa amarela mostra o período da fase principal, enquanto a seta azul horizontal especifica a fase de recuperação. As tempestades geomagnéticas de 1 a 5 são classificadas como intensas, enquanto que as tempestades geomagnéticas 6 a 10 são classificadas como moderadas.	69
Figura 5.3: Fluxograma dos processos utilizado na obtenção dos índices Kp (esquerda) e Ksa (direita).	72
Figura 5.4: Diferença entre os índices Kp e Kp* para a Tempestade 1. A faixa rosa representa os valores positivos da subtração (Kp-Kp*).	74
Figura 5.5: Diferença entre os índices Kp e Kp*, em porcentagem. Os valores positivos estão representados em azul, os zeros em cinza, e os negativos em preto. As siglas “Int ou Mod” indicam respectivamente, tempestades intensas ou moderadas. Já as siglas ‘D, E, J’ indicam respectivamente períodos de verão, equinócios ou inverno.	75
Figura 5.6: Diferença entre os índices Kp e Kp* para a tempestade 3. A linha em vermelho delimita a diferença de até 1,3, e a seta em verde indica um valor acima de 1,3.	76
Figura 5.7: Dispersão entre os índices Kp e Kp* para as 10 tempestades geomagnéticas estudadas, bem como o valor do coeficiente de correlação de Pearson (R). A barra de cores indica a frequência de cada ponto.	78
Figura 5.8: Gráfico da diferença entre os índices Ksa e Ksa* para a Tempestade 1. A faixa rosa representa os valores positivos da subtração (Ksa-Ksa*), e as linhas em vermelho representam a faixa de $\pm 1,3$	79

Figura 5.9: O mesmo que a Figura 5.5, porém para a diferença entre os índices Ksa e Ksa*	80
Figura 5.10: Igual a Figura 5.8, porém para a Tempestade 5.	81
Figura 5.11: Gráficos de dispersão entre os índices Ksa e Ksa* para as 10 tempestades estudadas, bem como o valor do coeficiente de correlação de Pearson (R) de cada uma delas. A barra de cores indica a frequência de cada ponto.	84
Figura 5.12: Igual à Figura 5.8, porém para a diferença entre os índices Kp e Ksa* da Tempestade 5.	86
Figura 5.13: Igual à Figura 5.8, porém para a diferença entre os índices Kp* e Ksa da Tempestade 5.	86
Figura 5.14: Diferença entre os índices Kp-Ksa* (painel superior) e Kp*-Ksa (painel inferior) para a tempestades 1. As setas verdes representam a fase principal da tempestade.	88
Figura 5.15: Igual a Figura 5.14, porém para a tempestades 2.	89
Figura 5.16: Igual a Figura 5.14, porém para a tempestades 3.	90
Figura 5.17: Igual a Figura 5.14, porém para a tempestades 4.	91
Figura 5.18: Igual à Figura 5.14, porém para a tempestades 5.	92
Figura 5.19: Diferença entre os índices Kp e Ksa* (painel superior) e Kp* e Ksa (painel inferior) em porcentagem.	94
Figura 5.20: Gráficos de dispersão entre os índices Ksa* e Kp* para as tempestades intensas, bem como o valor do coeficiente de correlação de Pearson (R) de cada uma delas. A barra de cores indica a frequência de cada ponto.	97
Figura 5.21: Igual à Figura 5.20, porém para as tempestades moderadas.	98
Figura 5.22: Gráficos de dispersão entre os índices Ksa e Kp para as tempestades intensas, bem como o valor do coeficiente de correlação de Pearson (R) de cada uma delas.	99
Figura 5.23: Igual à Figura 5.22, porém para as tempestades moderadas. ...	100
Figura 5.24: Esquema ilustrativo do resumo dos resultados entre as correlações dos índices geomagnéticos durante as 10 tempestades estudadas. O eixo horizontal mostra os dois algoritmos usados das análises, e o eixo	

vertical os dados usados. Para cada um dos pares de índices analisados foram calculados a média dos coeficientes de correlações de Pearson (R_{μ}) considerando os valores das 10 tempestades.	101
Figura 5.25: Dispersão para os meses D (verão no hemisfério sul) do ano de 2020. A barra de cor indica a frequência máxima de cada gráfico, e os triângulos na cor rosa indica os pontos com maior frequência. O R é o valor do coeficiente de correlação de Pearson de cada par de índices analisados.	103
Figura 5.26: Dispersão para os meses E do ano de 2020. A barra de cor indica a frequência máxima de cada gráfico, a seta rosa indica o ponto de maior frequência e a elipse rosa indica os valores com maior frequência. O R é o valor do coeficiente de correlação de Pearson de cada par de índices analisados.	105
Figura 5.27: Dispersão para os meses J (inverno no hemisfério sul) do ano de 2020. A barra de cor indica a frequência máxima de cada gráfico, e a seta rosa indica o ponto de maior frequência. O R é o valor do coeficiente de correlação de Pearson de cada par de índices analisados.	107
Figura 5.28: Radiação solar diária x latitude geográfica por meses do ano (equinócios x solstícios).	109
Figura 5.29: Média da corrente Sq para os dias calmos dos meses de março (a), junho (b), setembro (c) e dezembro (d) de 1964 para ambos os hemisférios. Os contornos foram desenhados para cada 20 kA.	110
Figura 5.30: Mapa global da intensidade total do campo geomagnético para o ano de 2020 pelo modelo IGRF. A posição da anomalia magnética da América do Sul é definida pela isolinha de menor intensidade (23000 nT) que atualmente está localizada na América do Sul. Cada isolinha apresentada no mapa corresponde a 1000 nT.	112

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1: Observatórios magnéticos cujos dados compõem o índice Dst. ...	34
Tabela 2.2: Classificação das tempestades geomagnéticas.	35
Tabela 2.3: Localização geográfica das estações magnéticas da rede INTERMAGNET e suas correspondentes siglas, cidades, países, latitudes, longitudes geográficas e K9-limite.	37
Tabela 2.4: Valores limites do K para a estação de Ottawa no Canadá.	39
Tabela 2.5: Tabela de conversão do índice K em Ks para o observatório de Wingst na Alemanha, para os meses de Maio, Junho, Julho e Agosto. Para fazer a conversão deve-se atentar a faixa de horário.	41
Tabela 2.6: Índice Ks transformado de uma escala linear para uma escala de 1/3, onde os símbolos + e – indicam +1/3 ou -1/3, e o 0 indica o número inteiro.	42
Tabela 2.7: Relação de magnetômetros do Programa Embrace.	44
Tabela 2.8: Faixa limite dos índices K das estações magnéticas, em vermelho constam os K9-limite, e em cinza os respectivos valores de K para cada faixa.	47
Tabela 3.1: Parâmetros operacionais das redes Embrace MagNet e INTERMAGNET.	56
Tabela 4.1: Lista das 10 tempestades selecionadas para a elaboração deste trabalho.	60
Tabela 4.2: Classificação do coeficiente de correlação de Pearson.	63
Tabela 4.3: Combinação usada no estudo de correlação dos índices, bem como os respectivos dados e algoritmos utilizados para cada índice.	64
Tabela 4.4: Localização geográfica das estações magnéticas da rede Embrace MagNet e suas correspondentes sigla, cidade, país, latitude geográfica, longitude geográfica e K9-limite.	65
Tabela 4.5: Estações magnéticas da rede EMBRACE MagNet, e em verde os dados disponíveis para o ano de 2020. As estações destacadas em vermelho foram utilizadas no cálculo do índice Ksa*.	66

Tabela 5.1: Diferença entre o índice Ksa e o Ksa* das 10 tempestades geomagnéticas analisadas, ao fazer a subtração desses índices (Ksa-Ksa*).. 82

Tabela 5.2: Coeficiente de correlação de Pearson (R) dos seguintes pares de índices: (Kp x Ksa*) e (Kp* x Ksa) para as 10 tempestades estudadas. 95

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AEJ	Eletrojato Aroral (do inglês <i>Equatorial Electrojet</i>)
AMAS	Anomalia Magnética da América Sul (do inglês <i>South America Magnetic Anomaly</i>)
ASM	Do inglês <i>Adaptive Smoothing Method</i>
ASY/H	Do inglês <i>Longitudinally asymmetric horizontal component disturbances</i>
CME	Ejeção de massa coronal (do inglês <i>Coronal Mass Ejection</i>)
CMI	Campo Magnético Interplanetário
Dst	Do inglês <i>Disturbance Storm Time</i>
EEJ	Eletrojato Equatorial (do inglês <i>Equatorial Electrojet</i>)
FAC	Correntes alinhadas ao campo (do inglês <i>Field Aligned Currents</i>)
FMI	Do inglês Finnish Meteorological Institute
FP	Fase principal
GFZ	Centro Alemão de Pesquisas em Geociências (do alemão <i>Deutsches GeoForschungs-Zentrum</i>)
GPS	Sistemas de Posicionamento Global (do inglês <i>Global Positioning System</i>)
HMF	Do inglês <i>Heliospheric Magnetic Field</i>
IAGA	Associação Internacional de Geomagnetismo e Aeronomia (do inglês <i>International Association of Geomagnetism and Aeronomy</i>)
IDL	Do inglês <i>Iterative Data Language</i>
IGRF	Modelo do Campo Geomagnético de Referência Internacional (do inglês <i>International Geomagnetic Reference Field</i>)
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Kp	Do alemão <i>Planetarische Kennziffer</i>
Ksa	Índice Sul-Americano (sa do inglês <i>South American</i>)
LRNS	Do inglês <i>Linear-phase Robust Non-linear Smoothing</i>
LT	Do inglês <i>Local Time</i>
NOAA	Do inglês <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
QDC	Curva do Dia Calmo geomagneticamente (do inglês <i>Quiet Day Curve</i>)
Rt	Raio Terrestre
Sq	Variação solar calma (do inglês <i>Solar-quiet</i>)

- SSC Início Súbito da Tempestade (do inglês *Storm Sudden Commencement*)
- SYM/H Do inglês *Longitudinally symmetric horizontal component disturbances*
- USGS Do inglês *United States Geological Survey method*
- UT Do inglês *Universal Time*

LISTA DE SÍMBOLOS

%	Porcentagem
Å	Ångström = 10^{-10} metros
ϵ_0	Permissividade elétrica no vácuo
$\nabla\phi$	Gradiente de potencial escalar eletrostático
λ	Comprimento de onda
μ_0	Permeabilidade magnética no vácuo
ϕ	Longitude
ρ	Densidade de partículas
θ	Latitude
σ	Condutividade elétrica
σ_0	Condutividade paralela ao campo magnético
σ_1	Condutividade Pedersen
σ_2	Condutividade Hall
σ_3	Condutividade Cowling
B	Campo magnético terrestre
B_p	Campo Magnético Principal
B_c	Campo Magnético Crustal
B_i	Campo Magnético Induzido
B_e	Campo Magnético Externo
CO ₂	Dióxido de carbono
<i>D</i>	Ângulo da declinação geomagnética
E	Campo elétrico
E_D	Campo total do dínamo
<i>E</i>	Energia
<i>e</i>	Carga da partícula (elétron ou próton)
<i>F</i>	Módulo do campo magnético terrestre
<i>H</i>	Componente horizontal do campo geomagnético

I	Ângulo da inclinação geomagnética
J	Densidade de corrente
K	Potássio
Li	Lítio
m	Coeficiente de Gauss
m_i	Massa do íon
m_e	Massa do elétron
n	Densidade eletrônica
Na	Sódio
N_2	Nitrogênio Molecular
NO	Óxido Nítrico
NO_2	Óxido Nitroso
O	Oxigênio Atômico
O_2	Oxigênio Molecular
O_3	Ozônio
r	Distância radial a partir do centro da Terra
R_t	Raio da Terra
U	Vento neutro
V	Potencial escalar magnético
v	Velocidade de deriva do plasma
ν	Taxa de colisão com as partículas neutras
ν_i	Frequência de colisão dos íons
ν_e	Frequência de colisão dos elétrons
Ω_e	Frequência ciclotrônica dos elétrons
Ω_i	Frequência ciclotrônica dos íons
X	Componente norte do campo geomagnético
Y	Componente leste do campo geomagnético
Z	Componente vertical do campo geomagnético
T	Temperatura, Kelvin

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivo	1
1.2 Motivação.....	2
2 RELAÇÃO SOL-TERRA E ÍNDICES GEOMAGNÉTICOS	4
2.1 O Sol	4
2.1.1 Manchas solares	6
2.1.2 Vento solar e ejeção de massa coronal.....	9
2.2 Campo magnético terrestre	10
2.2.1 Fontes internas e externas	10
2.2.2 O campo magnético em expansão de harmônicos esféricos	13
2.2.3 Variações do campo magnético	16
2.3 Magnetosfera terrestre e sistema de correntes	20
2.3.1 Corrente anelar e tempestades geomagnéticas	22
2.4 Ionosfera terrestre	24
2.4.1 Regiões da ionosfera.....	26
2.4.2 Condutividades ionosféricas.....	27
2.4.2.1 Dínamo da região E, sistema de correntes Sq e EEJ	30
2.5 Índices geomagnéticos.....	33
2.5.1 O índice Dst.....	33
2.5.2 O índice global Kp	36
2.5.3 O índice regional Ksa	43
3 INSTRUMENTAÇÃO.....	49
3.1 Magnetômetro tipo fluxgate	49
3.2 Escolha do local adequado e instalação de um magnetômetro	53
3.3 Rede EMBRACE MagNet x rede INTERMAGNET.....	56
4 METODOLOGIA DE ANÁLISE DE DADOS.....	57
4.1 Tempestades geomagnéticas	59
4.2 Período de mínima atividade solar: dados do ano de 2020	64
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	67

5.1 Variabilidade dos índices geomagnéticos durante tempestades geomagnéticas.....	67
5.1.1 Comparação entre os pares de índices: (Kp x Kp*) e (Ksa x Ksa*).....	73
5.1.2 Análise dos pares de índices: (Kp x Ksa*) e (Ksa x Kp*).....	85
5.1.3 Correlação entre de índices: (Ksa x Kp) e (Ksa* x Kp*)	96
5.2 Resultado do período de mínima atividade solar (ano de 2020)	101
6 CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	116

1 INTRODUÇÃO

O presente documento refere-se ao trabalho de Pesquisa de Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, na área de concentração das Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, do Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais (INPE), apresentada por Laís Maria Guizelli Moraes, com o título: Estudo da variabilidade dos índices geomagnéticos Kp (global) e Ksa (regional) durante tempestades magnéticas intensas e moderadas (dos ciclos solares 24 e 25) e durante o ano de 2020.

1.1 Objetivo

Os índices geomagnéticos são indicadores do nível de atividade magnética resultante da interação Solar-Terrestre. O índice Kp, derivado do termo alemão “planetarische Kennziffer”, é obtido com dados de 13 observatórios magnéticos e tem como propósito medir globalmente o nível de atividade geomagnética. Porém, não há observatório magnético localizado na América do Sul cujos dados sejam utilizados para o cálculo do índice Kp. No entanto, o campo geomagnético na América do Sul apresenta uma peculiaridade conhecida como Anomalia Magnética da América do Sul (do inglês *South American Magnetic Anomaly* - SAMA), caracterizada pela baixa intensidade do campo geomagnético.

Diante disso, diversos magnetômetros foram instalados na América do Sul pelo programa “Estudo e Monitoramento BRAsileiro de Clima Espacial” (EMBRACE) do INPE. Essa rede, conhecida como EMBRACE MagNet, tem como objetivo fornecer dados magnético confiáveis para estudar o campo geomagnético nessa região específica, e suas peculiaridades como a SAMA. A partir dos dados coletados pela EMBRACE MagNet, foi criado um índice regional denominado índice Ksa (em que “sa” significa *South American*).

O principal objetivo deste trabalho de pesquisa é investigar a relevância desse índice regional para as questões associadas ao clima espacial local. Para tanto, pretende-se rever a metodologia utilizada para calcular o índice Ksa e compará-lo com a metodologia usada para obter o índice Kp. Desta forma, será

possível validar definitivamente o índice Ksa do ponto de vista de resposta regional. Neste sentido, buscou-se estudar as variabilidades desses índices, e comparar as suas respostas a tempestades geomagnéticas e ao longo de um ano de mínima atividade solar (2020). Primeiramente, foi obtido o índice Ksa* utilizando dados da rede EMBRACE MagNet processados com o algoritmo utilizado para calcular o índice Kp. Na sequência, foi obtido o índice Kp*, que por sua vez utiliza dados da rede INTERMAGNET processado com o algoritmo do EMBRACE.

Com isso, os índices Kp, Ksa, Kp* e Ksa* foram comparados para analisar as semelhanças e diferenças encontradas durante tempestades geomagnéticas e períodos de mínima atividade solar.

1.2 Motivação

Tempestades geomagnéticas são um dos eventos que podem ocorrer da interação Sol-Terra. Dependendo da sua intensidade, pode haver interrupção no fornecimento de energia elétrica, por influência de correntes induzidas no solo. Além disso, podem causar modificações nas densidades ionosféricas, responsáveis por gerar erros nos sinais de Sistemas de Posicionamento Global (GPS) (BOTHMER; DAGLIS, 2007).

É pertinente estabelecer um sistema de monitoramento das tempestades geomagnéticas, a fim de minimizar prejuízos para a sociedade. Um exemplo desses prejuízos ocorreu em fevereiro de 2022, onde houve a destruição de 38 dos 49 satélites lançados pela empresa SpaceX Starlink em consequência de duas ejeções de massa coronal que atingiram a magnetosfera terrestre, resultando em uma tempestade geomagnética (LOCKWOOD et al., 2023).

Neste sentido, esta Dissertação de Mestrado está estruturada como descrito a seguir. No Capítulo 2 são apresentadas revisões teóricas, as quais têm as finalidades de contextualizar os conceitos necessários sobre a interação Sol-Terra e os índices geomagnéticos pertinentes a este trabalho. No Capítulo 3 é apresentada a instrumentação utilizada, que são os magnetômetros, bem como as duas redes de dados que foram utilizadas: a rede *International Real-time Magnetic Observatory Network* (INTERMAGNET) e a EMBRACE MagNet. No

Capítulo 4 é apresentada a metodologia de análise de dados utilizada neste trabalho. O Capítulo 5 traz os resultados obtidos, bem como a discussão correspondente. Finalmente, no Capítulo 6 são apresentadas as conclusões deste trabalho e sugestões para trabalhos futuros.

2 RELAÇÃO SOL-TERRA E ÍNDICES GEOMAGNÉTICOS

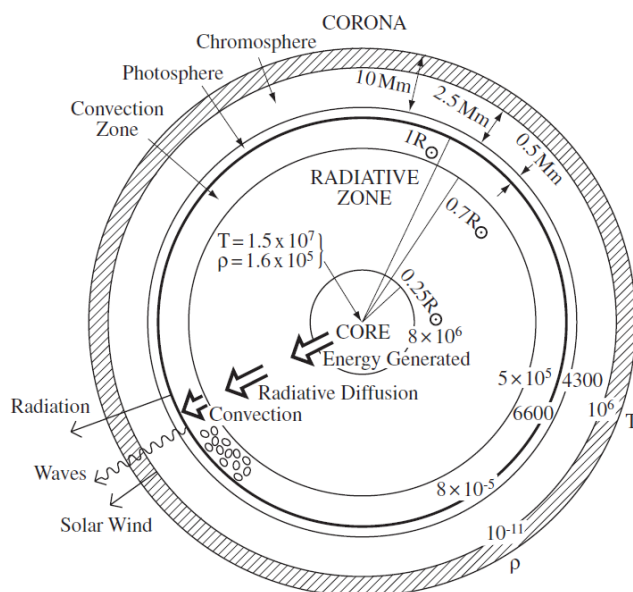
Neste capítulo serão apresentados alguns conceitos sobre o Sol, o campo magnético terrestre e o ambiente em que ele está inserido, conhecido como magnetosfera. Além disso, serão discutidas as correntes elétricas que fluem nesse ambiente e os índices geomagnéticos pertinentes a este trabalho: Dst, Kp e Ksa.

2.1 O Sol

De forma resumida, cerca de 92% dos átomos que compõe o Sol são hidrogênio, 8% de hélio, e alguns outros elementos, como o carbono, nitrogênio e oxigênio correspondem a 0,1%. A energia emitida pelos raios solares é gerada por meio da fusão nuclear de átomos de hidrogênio, que ao se fundirem formam átomos de hélio. Portanto, o Sol é uma esfera de gás ionizado superaquecido, formando um plasma (KOPAL, 1956).

Também vale a pena lembrar que o Sol é formado por diversas camadas, chamadas de: núcleo, zona radioativa, zona convectiva, fotosfera, cromosfera e coroa. A Figura 2.1 é uma representação, fora de escala, dessas camadas, e mostra também a temperatura [T] (em Kelvin) e a densidade de partículas [ρ] (em kg/m^3). Vale ressaltar que em cada camada apresenta processos físicos dominantes, e que a temperatura e a densidade de partículas ficam maiores à medida que se aproxima da região central da estrela, o núcleo. É possível verificar ainda na Figura 2.1 que o processo de fusão nuclear ocorre no núcleo da estrela e que a energia se propaga em direção às camadas mais externas, até ser emitida para o espaço através de ondas eletromagnéticas. Já o vento solar, que carrega as partículas que interagem com a Terra, é emitido pela camada mais externa, a coroa (PRIEST, 2014).

Figura 2.1: Esquema representativo das camadas do Sol, bem como o tamanho de cada região, a temperatura [T] (em Kelvin) e a densidade de partículas [ρ] (em kg/m³). A espessura dessas regiões não está representada em escala.



Fonte: Priest (2014).

A coroa solar, que é a região mais externa do Sol, é composta por um plasma de alta condutividade e alta temperatura (entre 1 e 2 milhões de Kelvin). Já a fotosfera, região mais interna, possui uma temperatura mais baixa, cerca de 5000 K. A diferença de temperatura entre a coroa solar e a fotosfera, juntamente com a diferença de pressão entre a coroa solar e o meio interplanetário, leva à formação do vento solar. Esse fenômeno é responsável por arrastar o campo magnético solar para a heliosfera, formando o campo magnético heliosférico (do inglês *Heliospheric Magnetic Field* - HMF) (OWENS; FORSYTH, 2013).

Com relação a sua dinâmica, é importante notar que o Sol, por ser composto de plasma em vez de ser rígido, possui um movimento de rotação diferenciada. Diversos estudos (GILMAN, 1974; DONATI et al., 1999) utilizaram medidas de efeito Doppler para investigar a velocidade de rotação do plasma solar. Esses estudos concluíram que a velocidade de rotação na região equatorial é maior

(aproximadamente 27 dias) do que nas regiões dos polos (aproximadamente 37 dias).

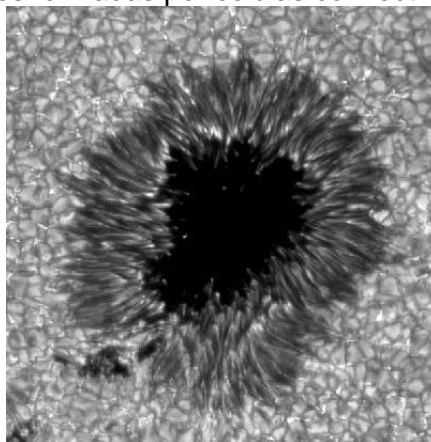
Além de medidas de efeito Doppler, outros recursos foram utilizados para avaliar a rotação solar. Estudos mais antigos utilizaram a localização das manchas solares. John (1918) publicou um trabalho de revisão onde compilou resultados de diversos autores, comprovando de forma observacional, que as manchas solares possuíam movimento mais lento em latitudes mais altas, e um movimento mais rápidos na região equatorial, dando os primeiros indícios de que havia uma rotação diferenciada no disco solar. Portanto, tanto as medições do efeito Doppler quanto a análise das manchas solares têm contribuído para a compreensão do movimento de rotação diferenciada do Sol, mostrando uma velocidade de rotação mais rápida na região equatorial e uma velocidade mais lenta nas regiões polares.

2.1.1 Manchas solares

As manchas solares são regiões do Sol onde o campo magnético solar é mais intenso. A Figura 2.2 ilustra uma imagem de uma mancha solar, mostrando a parte central mais escura chamada de umbra e a parte mais externa (parte estriada) é chamada de penumbra. Com relação ao tamanho, as menores manchas solares possuem um diâmetro de aproximadamente 3.500 km, e há relatos de manchas solares com diâmetros maiores que 60.000 km (SOLANKI, 2003).

Ao redor das manchas solares há granulações, que são formadas por células de convecção, que transportam energia do interior solar para a fotosfera, onde é dissipada (LEIGHTON, 1963). As manchas solares são regiões mais frias e escuras em comparação com suas vizinhanças. Isso ocorre devido à intensificação do campo magnético, o qual inibe a convecção de plasma, impedindo assim o transporte do mesmo (ECHER et al., 2003).

Figura 2.2: Imagem de uma mancha solar, mostrando a umbra (parte central), e penumbra (parte externa estriada). Ao redor das manchas solares estão as granulações formadas por células convectivas.



Fonte: Solanki (2003).

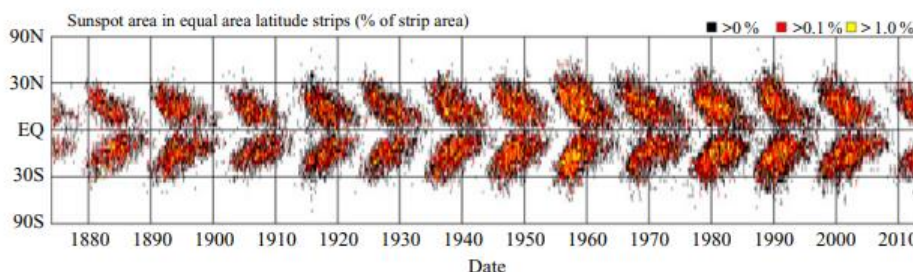
O número de manchas solares varia de forma cíclica e foi observada pela primeira vez por Schwabe (1843). Esse ciclo é conhecido como ciclo de Schwabe, em homenagem ao cientista Samuel Heinrich Schwabe quem relatou pela primeira vez essa característica cíclica. A periodicidade desse ciclo é de aproximadamente 11 anos. Foi Sabine (1851) o primeiro a relatar que o ciclo de manchas solares está diretamente relacionado com a atividade geomagnética.

Ao longo do ciclo de Schwabe, há um período de maior ocorrência de manchas solares e, posteriormente, um período de mínima ocorrência dessas manchas. Conforme relatado por Sabine (1851), esse ciclo está relacionado com período de máxima e mínima atividade solar, respectivamente.

Em relação à localização das manchas solares no disco solar, durante o período de mínima atividade solar, elas tendem a se formar em latitudes de cerca de 40° em ambos os hemisférios solares. À medida que o ciclo progride, o número de manchas solares aumenta, mas a localização dessas manchas vai migrando em direção ao equador. O início de um novo ciclo é caracterizado pelo reaparecimento das manchas em latitudes próximas a 40° , além da inversão da polaridade das manchas (ECHER et al., 2003). Esse padrão de

localização das manchas solares pode ser observado no chamado Diagrama de Borboleta, representado pela Figura 2.3.

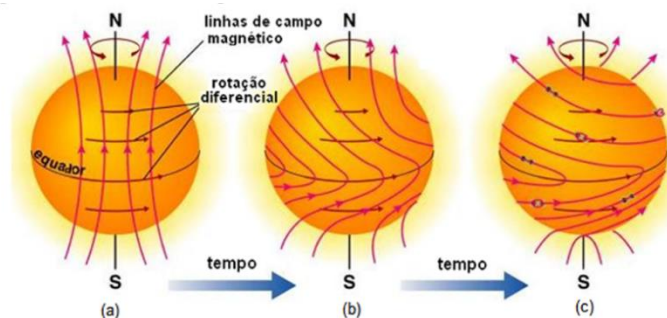
Figura 2.3: Diagrama de borboleta mostrando a localização (latitude) do aparecimento das manchas solares.



Fonte: Tobias (2021).

A localização das manchas solares em uma faixa entre e o equador solar e $\pm 40^\circ$ ocorre devido ao efeito da rotação diferenciada do plasma solar. Esse movimento de rotação arrasta as linhas de campo magnético de uma posição poloidal (indo de um polo a outro) para uma posição toroidal. Como na região equatorial a velocidade de rotação do plasma é maior, as linhas de campo são arrastadas mais rapidamente do que nos polos, tornando o campo magnético mais intenso nesta região equatorial, e com polaridades opostas nos hemisférios norte e sul, como pode ser visto na Figura 2.4.

Figura 2.4: Representação esquemática da rotação diferenciada do plasma solar, em (a) as linhas de campo magnético estão partindo de uma posição poloidal, em (b) as linhas de campo situadas na região equatorial são arrastadas mais depressa do que nas outras regiões, tornando o campo toroidal, em (c) o movimento resultando das linhas de campo torna o campo magnético mais intenso na região equatorial, e com polos opostos nas regiões dos hemisférios norte e sul.



Fonte: Sodré (2017).

Nas regiões onde o campo magnético solar é mais intensificado, pode haver reconexão magnética. Com isso, pode ocorrer ejeção de plasma para o meio interplanetário. Esse evento é chamado de ejeção de massa coronal (KANE, 2005).

2.1.2 Vento solar e ejeção de massa coronal

Em meados do século XX, os cientistas já acreditavam que partículas provenientes do Sol chegavam a Terra e causavam fenômenos como as auroras. No entanto, para que isso acontecesse, essas partículas deveriam chegar até o planeta Terra de alguma forma. Essa foi a primeira suposição da existência do que hoje conhecemos como vento solar (COSTA JUNIOR et al., 2011).

Hoffmeister notou em 1943 que as caudas dos cometas permaneciam em uma direção desviada para o lado oposto do Sol, mas foi Biermann que em 1951 interpretou que esse desvio da cauda dos cometas era uma consequência da interação da cauda com o vento solar que soprava ininterruptamente. Foi em 1958, que Parker formalizou uma teoria concisa e estabeleceu a nomenclatura Vento Solar como conhecemos atualmente.

A velocidade média do vento solar em períodos calmos é de aproximadamente 400 km/s, mas em períodos perturbados pode chegar a valores acima de 900 km/s (PRIEST, 2014). O vento solar é responsável por transportar partículas energéticas, organizadas em forma de nuvens magnetizadas, para o meio interplanetário, são as chamadas ejeções de massa coronal (do inglês *Coronal Mass Ejection - CME*).

As CMEs são estruturas de plasma magnetizado expelidas do Sol e se propagam no meio interplanetário (FORBES, 2000). As CMEs são expelidas quando há a reconexão das linhas de campo magnético do Sol. Isso ocorre devido às instabilidades que ocorrem no meio, como por exemplo, devido à rotação diferenciada da estrela, que acaba causando reconfiguração das linhas de campo, levando ao aumento de um “estresse” magnético na região da mancha solar (SCHMIEDER et al., 2015; GREEN et al., 2018).

As CMEs podem causar tempestades geomagnéticas, sendo então denominadas ICMEs (*Interplanetary CMEs*) quando esse plasma magnetizado atinge o planeta Terra. Se a componente B_z do campo magnético interplanetário estiver para sul ocorrerá o fenômeno de reconexão com as linhas de campo magnético terrestre (PULKKINEN, 2007). Dessa forma, variações no vento solar afetam a estrutura dinâmica da magnetosfera terrestre, refletindo-se em perturbações no campo geomagnético, conhecido como atividade geomagnética (CAMPBELL, 2003).

2.2 Campo magnético terrestre

William Gilbert publicou em 1600 uma obra científica intitulada como *De Magnete*, onde relatou diversos experimentos realizados. Ele concluiu que a Terra se comportava como uma esfera magnetizada, com a fonte de campo magnético localizada no seu interior. Além disso, Gilbert observou que as bússolas apontavam para o norte devido a esse comportamento magnético semelhante a um dipolo terrestre. Em 1839, Carl Friedrich Gauss avançou as técnicas de observação do campo magnético e fez a primeira medida da intensidade total do campo, e introduziu o método matemático dos harmônicos esféricos, que é utilizado até hoje para descrever o campo magnético da Terra (MERRIL; McELHINNY, 1983).

2.2.1 Fontes internas e externas

O campo magnético terrestre (\mathbf{B}) total é composto por uma somatória de várias contribuições com fontes internas e externas. O campo magnético interno, bem como o próprio nome diz, tem origem no interior da Terra, e subdivide-se em campo magnético principal (\mathbf{B}_P) (devido ao geodínamo), campo magnético crustal (\mathbf{B}_C) (gerado pelas rochas magnéticas que existem na crosta terrestre) e campo magnético induzido por correntes elétricas (\mathbf{B}_i). O campo magnético externo (\mathbf{B}_e) tem origem acima da superfície terrestre, e ocorre devido às correntes elétricas que fluem na magnetosfera e na ionosfera terrestre.

As correntes elétricas que circulam na magnetosfera terrestre são: corrente Chapman-Ferraro (CHAPMAN; FERRARO, 1931), a corrente da cauda

(SPEISER; NESS, 1967), as correntes alinhadas ao campo (FAC, do inglês *Field Aligned Currents*), e a corrente anelar (AKASOFU; CHAPMAN, 1961). Já as correntes elétricas que circulam na ionosfera são: o sistema de correntes Sq (YAMAZAKI; MAUTE, 2017), o Eletrojoato Equatorial (EEJ, do inglês *Equatorial Electrojet*), (REDDY, 1981) e o Eletrojoato Auroral. (AEJ, do inglês *Auroral Electrojet*) (ROSTOKER, 1980). Todas essas correntes elétricas são responsáveis, em alguma medida, por variações no campo geomagnéticos.

Por tanto, podemos expressar o campo geomagnético total pela Equação 2.1:

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_P + \mathbf{B}_C + \mathbf{B}_i + \mathbf{B}_e \quad (2.1)$$

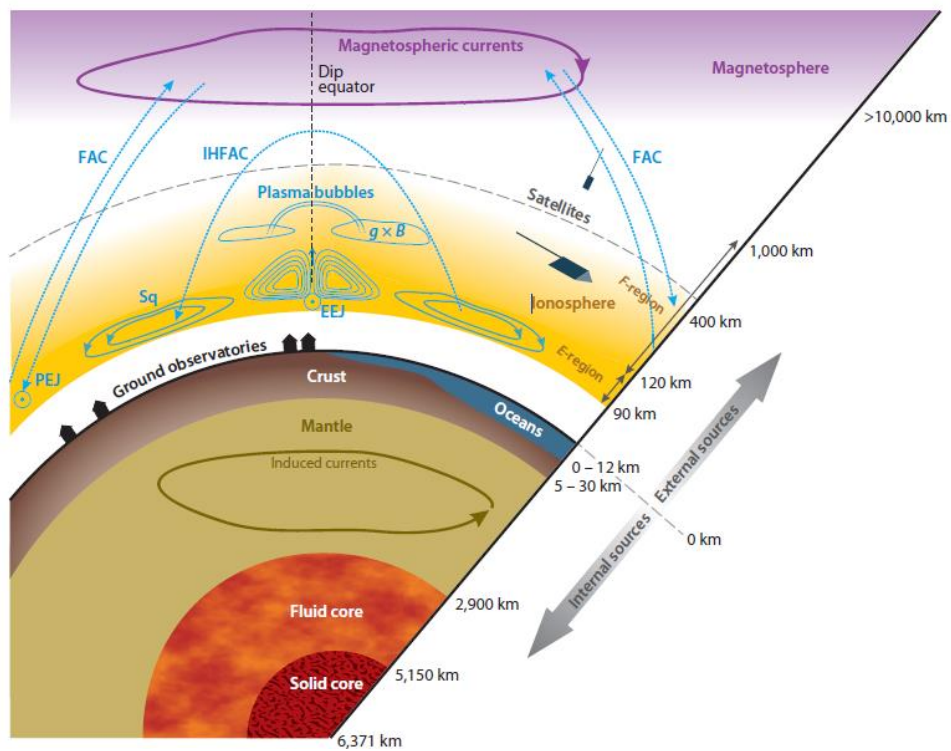
O campo magnético principal varia em torno de algumas dezenas de milhares de nanoteslas, entre 20.000 e 70.000 nT ($1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$) (CAMPBELL, 2003; OLSEN; STOLLE, 2012), e o campo crustal varia na ordem de dezenas a poucas centenas de nanoteslas (LANGEL et al., 1982; JANKOWSKI; SUCKSDORFF, 1996). Já os campos magnéticos externos, àqueles produzidos pelas correntes elétricas da magnetosfera e na ionosfera, variam na ordem de dezenas até centenas de nanoteslas (OLSEN; STOLLE, 2012; YAMAZAKI; MAUTE, 2017).

A Figura 2.5 apresenta um esquema gráfico das camadas internas da Terra e da atmosfera terrestre, mostrando as contribuições que dão origem ao campo magnético total. Abaixo da superfície terrestre, encontram-se as fontes de campo magnético interno, e acima da superfície estão as fontes de campo magnético externo. As linhas tracejadas e contínuas representam os sistemas de correntes elétricas: correntes elétricas induzidas, sistema de correntes Sq, eletrojoato equatorial, eletrojoato auroral, correntes alinhadas ao campo e correntes da magnetosfera.

A Figura 2.6 mostra as projeções do campo geomagnético \mathbf{B} no sistema de coordenadas cartesianas, onde Z representa a componente vertical de \mathbf{B} , positiva para baixo, X é a componente norte-sul, positiva para norte, Y

corresponde a componente leste-oeste, positiva para leste. As variáveis D e I são elementos angulares, onde o primeiro representa a declinação magnética (é o ângulo que a componente horizontal H faz com a componente X) e I representa a inclinação magnética (ângulo que o campo magnético faz com a componente horizontal H). Já a magnitude do campo geomagnético é representado por F .

Figura 2.5: Representação gráfica das fontes de campo magnético, incluindo correntes elétricas, que contribuem para a formação do campo magnético terrestre total.



Fonte: Olsen e Stolle (2012).

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0; \text{ e} \quad (2.3)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu_0 \vec{l}. \quad (2.4)$$

Em regiões livres de correntes elétricas, a Equação (2.4) torna-se:

$$\nabla \times \mathbf{B} = 0. \quad (2.5)$$

Quando o rotacional de um campo vetorial é zero, ele pode ser representado como o gradiente de um escalar, como mostra a Equação 2.6:

$$\mathbf{B} = -\nabla V. \quad (2.6)$$

Substituindo a Equação 2.6 na 2.3, temos:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = -\nabla^2 V = 0. \quad (2.7)$$

Na Equação 2.7, V é o potencial escalar magnético, que satisfaz a equação de Laplace. Utilizando coordenadas esféricas para a representação do campo geomagnético, tentando aproximar-se da verdadeira geometria terrestre, temos a equação de Laplace descrita como:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0. \quad (2.8)$$

A solução da equação de Laplace é dada pela Equação 2.9. A representação em série de uma função como essa, em termos de harmônicos esféricos é chamada expansão em harmônicos esféricos.

$$V(r, \theta, \phi) = R_t \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{R_t}{r}\right)^{n+1} [g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \sin(m\phi)] P_n^m(\cos \theta). \quad (2.9)$$

Onde R_t corresponde ao raio da Terra ($R_t = 6371$ km), (r, θ, ϕ) são as componentes das coordenadas esféricas, onde r representa a distância radial a partir do centro da Terra, θ representa a latitude, e ϕ representa a longitude. $P_n^m(\cos \theta)$ representam as funções associadas de Legendre de grau n e ordem m , e g_n^m , h_n^m são os coeficientes de Gauss (em nanotesla). O termo $n = 0$ é omitido pois não existem monopolos magnéticos ($\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$).

Para o modelo do Campo Geomagnético de Referência Internacional (*International Geomagnetic Reference Field - IGRF*) adotado pela Associação Internacional de Geomagnetismo e Aeronomia (*International Association of Geomagnetism and Aeronomy - IAGA*) os coeficientes g e h são definidos até $N_{max} = 13$, que descreve o modelo do campo magnético principal. Uma expansão polinomial maior que o grau 13 começa a representar o campo magnético crustal. A variação temporal é válida para um período de 5 anos, ao término do qual novos coeficientes IGRF são calculados.

O potencial V não é diretamente observado na superfície. Os dados obtidos através de medidas das componentes X , Y , Z do campo geomagnético, podem ser relacionadas ao potencial através das Equações 2.10 (TERRA-NOVA et al., 2011).

$$\begin{aligned} X &= \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta}; \\ Y &= \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi}; \\ Z &= \frac{\partial V}{\partial r}. \end{aligned} \quad (2.10)$$

2.2.3 Variações do campo magnético

Existem diversos tipos de variações nas medidas do campo geomagnético, que abrangem uma ampla gama de escala de tempo. Segundo Kilifarska et al. (2020) as mudanças de curto prazo são aquelas com variações de horas ou até dias, que ocorrem devido influência de fontes externas, ou seja, devido as correntes elétricas que fluem na magnetosfera e ionosfera terrestre. Dependendo da intensidade dessa variação podem ocorrer às chamadas Tempestades Geomagnéticas.

Existem ainda as variações de longo período, que ocorrem em uma escala de tempo de dezenas / centenas de anos, são as chamadas variações seculares. Essas variações de longo período são causadas devido à fonte interna, ou seja, mudanças no núcleo terrestre. Essas variações causam mudanças nos valores médios anuais do campo magnético terrestre (BLOXHAM et al., 1989).

Na Figura 2.7 as isolinhas representam a intensidade do campo geomagnético total calculado pelo modelo IGRF, para o ano de 1900. Nas regiões polares o campo magnético possui sua maior intensidade (aproximadamente 69000 nT), e na região do Atlântico Sul / América do Sul o campo magnético apresenta sua menor intensidade (aproximadamente 30000 nT).

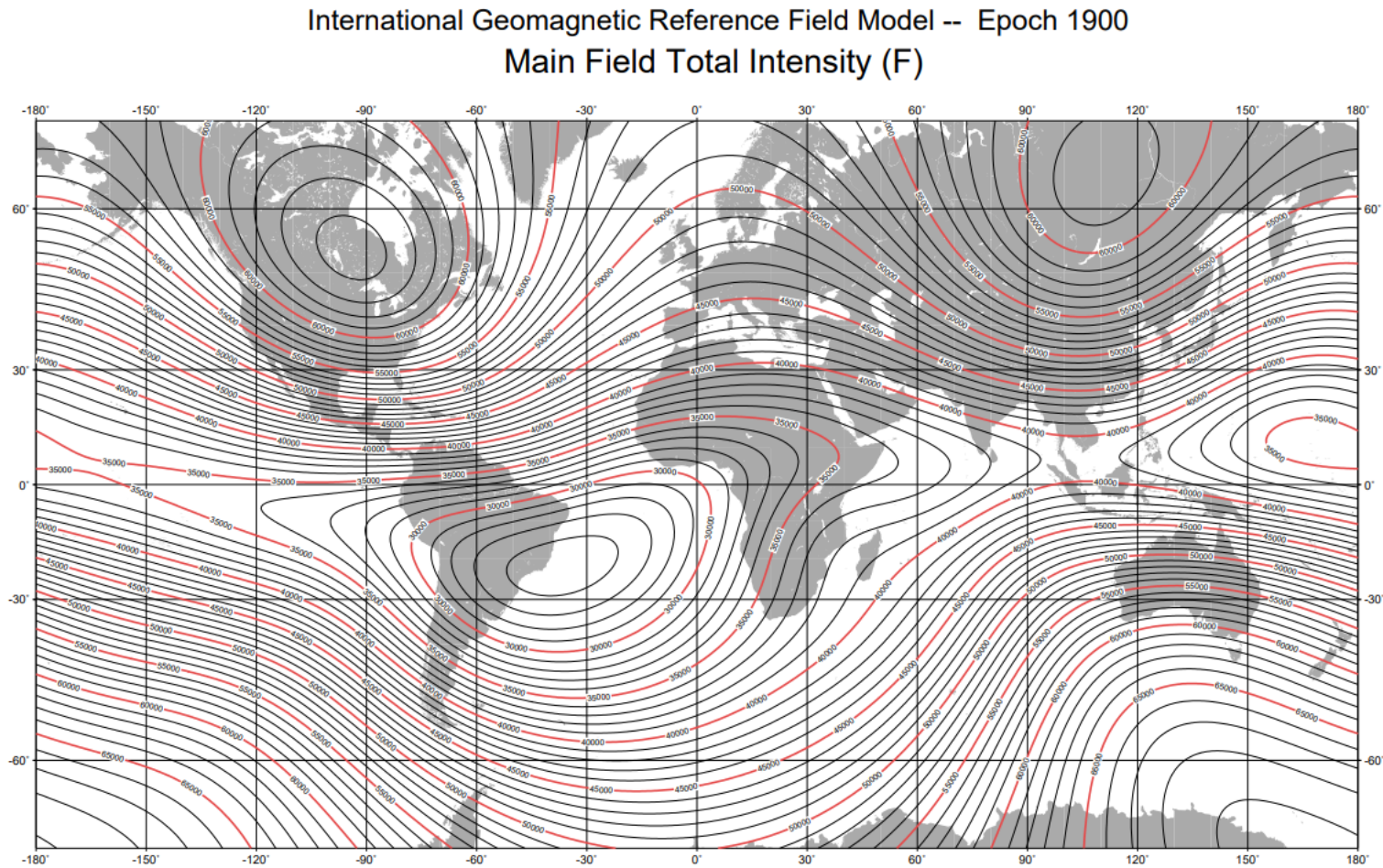
A Figura 2.8 mostra também as isolinhas referentes a intensidade total do campo geomagnético, porém, para o ano de 2020. Assim como na Figura 2.7, o campo magnético possui sua maior intensidade nas regiões polares (aproximadamente 65000 nT) e na região da América do Sul o campo magnético apresenta sua menor intensidade (aproximadamente 25000 nT).

Ao comparar as Figuras 2.7 (referente ao ano de 1900) e 2.8 (referente ao ano de 2020) nota-se uma redução geral na intensidade total do campo magnético em todas as regiões. Além disso, nota-se uma deriva para oeste da região onde a intensidade do campo magnético é menor. Essa região é conhecida como Anomalia Magnética da América do Sul (AMAS), e anteriormente era conhecida como Anomalia Magnética do Atlântico Sul. Essa mudança de nomenclatura da anomalia ocorreu justamente devido à mudança do centro da

anomalia ao longo dos anos, que ocorre devido à variação secular do campo magnético.

Os efeitos da AMAS sobre os processos eletrodinâmicos na ionosfera equatorial podem ocorrer de 2 formas: (1) através da influência do ângulo de declinação magnética que controla o dínamo da região F no período noturno, uma característica responsável, em parte, pela variabilidade associada com períodos calmos, e (2) através do aumento da ionização devido a precipitação de partículas, com o aumento da condutividade que ocorre em períodos geomagneticamente perturbados.

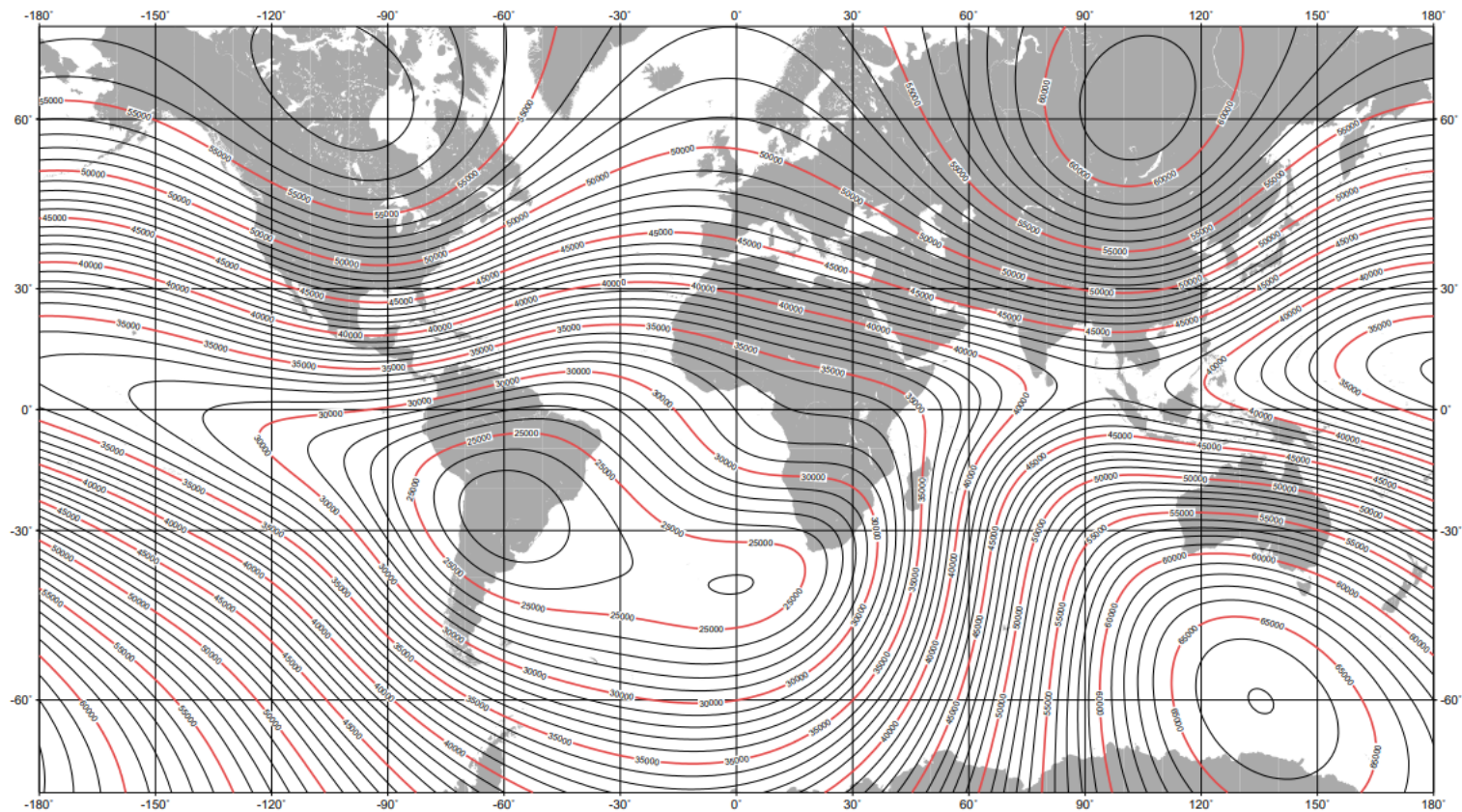
Figura 2.7 – Intensidade total do campo magnético terrestre, calculado pelo modelo IGRF, para o ano de 1900.



Fonte: National Oceanic & Atmospheric Administration (2023).

Figura 2.8 – Igual a Figura 2.7, porém para o ano de 2020.

International Geomagnetic Reference Field Model -- Epoch 2020
Main Field Total Intensity (F)



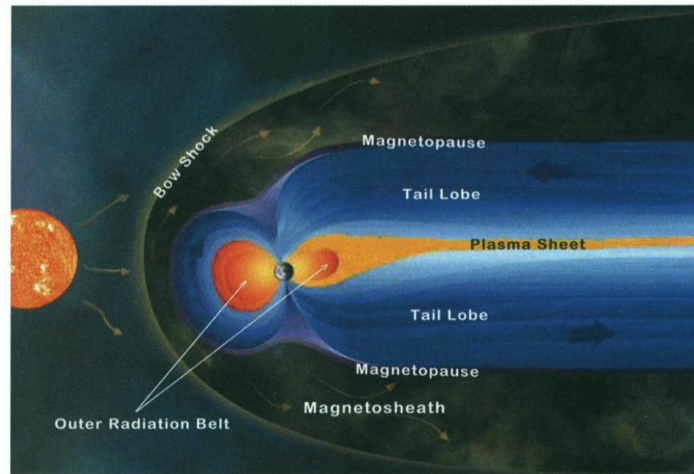
Fonte: National Oceanic & Atmospheric Administration (2023).

2.3 Magnetosfera terrestre e sistema de correntes

A interação entre o vento solar e o campo magnético terrestre resulta na formação da magnetosfera, uma região onde a dinâmica das partículas provenientes do Sol é dominada pelo campo magnético terrestre. A magnetosfera possui aproximadamente 10 R_t (raios terrestres) no lado diurno e 60 R_t no lado noturno, mas esses valores podem sofrer mudanças, dependendo a variações nos parâmetros do vento solar (KIRCHHOFF, 1991). A magnetosfera pode ser subdividida em diferentes regiões, como é demonstrado na Figura 2.9. Essas regiões são descritas como:

- Região de Choque (*Bow Shock*): região onde o vento solar supersônico se choca com a magnetopausa. A colisão causa a compressão e o desvio do vento solar, resultando na diminuição da sua velocidade (LYON, 2000);
- Camada de Revestimento (*Magnetosheath*): região onde o vento solar torna-se subsônico após a onda de choque. Além disso, é uma região bastante turbulenta e aquecida (HILL, 1983);
- Magnetopausa (*Magnetopause*): é o limite externo da magnetosfera que separa dois tipos de plasma: o magnetosférico e o do vento solar. Uma corrente elétrica no sentido amanhecer-entardecer flui nessa interface, chamada corrente de Chapman-Ferraro (também conhecida como corrente na magnetopausa). Ela é causada por uma abrupta mudança no campo magnético e na configuração do plasma (ROEDERER, 1979);
- Cauda Magnética (*Tail Lobe*): região onde as linhas de campo magnético terrestre estão mais alongadas, localizada na região anti-solar (noturna). Nesta região ocorre um acúmulo de energia proveniente do vento solar, que depois é dissipada na região auroral (PARKS, 1991);
- Lâmina de Plasma (*Plasma Sheet*): é uma região instável, que divide a cauda magnética em dois lóbulos (lóbulo sul e lóbulo norte), com direções de campo magnético opostas, por conta disso, nesta região fluem correntes elétricas (LUCAS, 2005).

Figura 2.9 – Representação esquemática da magnetosfera terrestre.



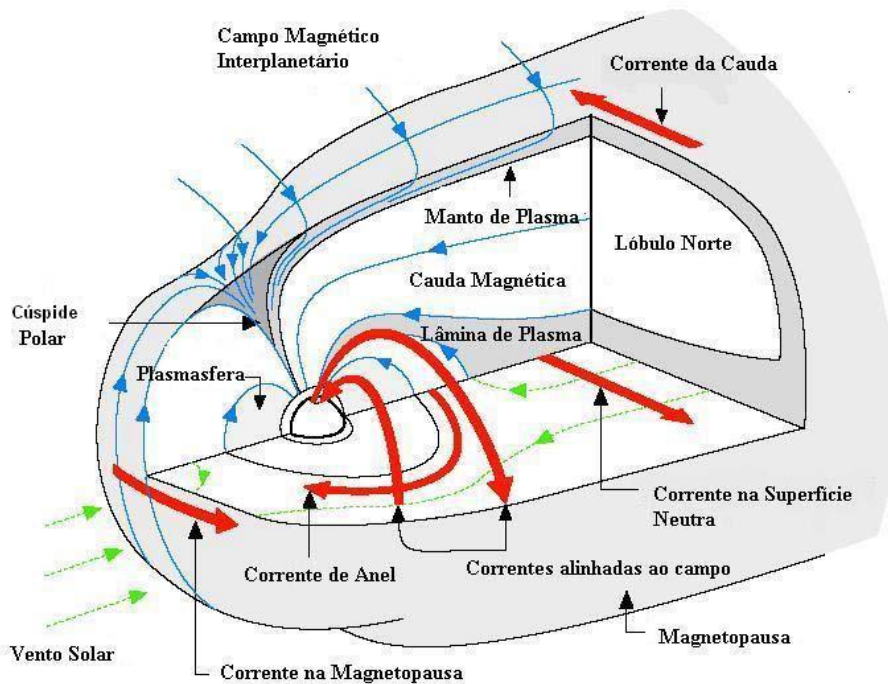
Fonte: Lyon (2000).

As correntes elétricas possuem campo magnético associados a elas. Segundo a Lei de Faraday, a variação de um campo magnético produz um campo elétrico, que por sua vez produz correntes elétricas (KOSKINEM, 2011). A Equação 2.11 é a representação matemática da Lei de Faraday.

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = -\nabla \times \mathbf{E} \quad (2.11)$$

Neste sentido, como a magnetosfera é uma região magnetizada e está em constante variação, devido à interação com o vento solar, há um sistema de correntes elétricas que fluem nesta região. A Figura 2.10 é uma ilustração destes sistemas de correntes, que são demonstrados pelas setas vermelhas. A pressão cinética do vento solar comprime o campo magnético terrestre no lado diurno e isso está associado à corrente da magnetopausa, a já mencionada corrente Chapman-Ferraro.

Figura 2.10 – Correntes elétricas que fluem na magnetosfera terrestre.



Fonte: Modificada de Moldwin (2008).

2.3.1 Corrente anelar e tempestades geomagnéticas

As partículas que contribuem para a formação da corrente anelar são íons de oxigênio e hidrogênio, além de elétrons provenientes do vento solar e da ionosfera terrestre. A corrente anelar é formada principalmente por aprisionamento de partículas nas linhas de campo magnético da Terra que cruzam o equador a distâncias entre $2 R_t$ e $9 R_t$ (ROELOF; WILLIAMS, 1988).

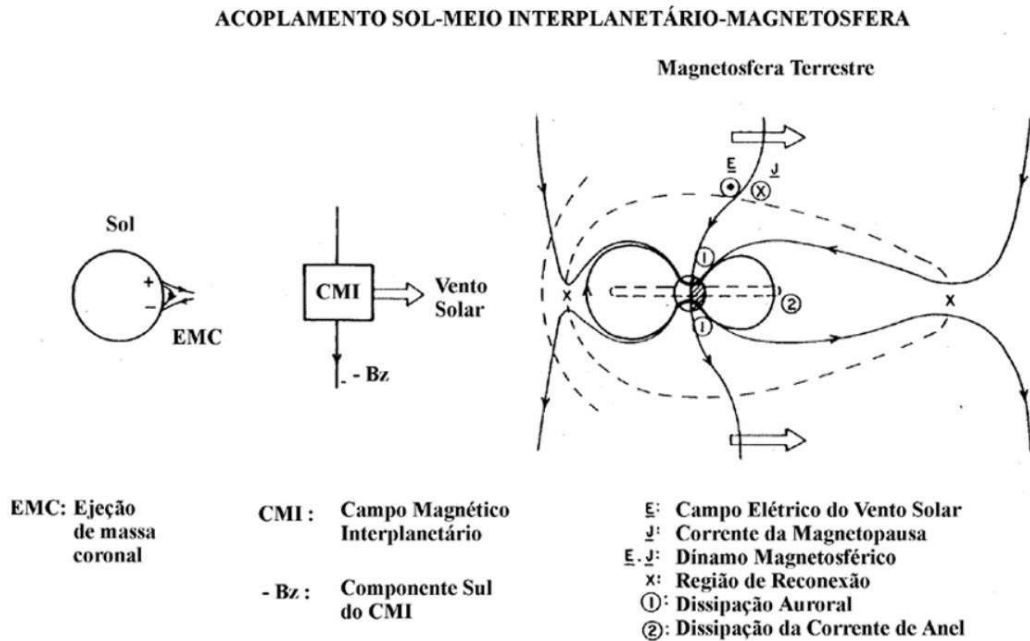
A existência de partículas de diferentes cargas dá origem a um campo elétrico que se forma sobre a lâmina de plasma, e é responsável pela velocidade de deriva de plasma (\mathbf{v}) dado por $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$, cujo módulo varia com o inverso da magnitude do campo magnético ao quadrado através desta lâmina carregada. Se a partícula é capturada por este campo elétrico inicia-se uma deriva do gradiente de curvatura com velocidade $\mathbf{v} = \mathbf{E} \times \mathbf{B} / B^2$. A partir daí as partículas que constituem a lâmina de plasma são direcionadas para a Terra sofrendo,

com a influência do campo geomagnético, mais dois tipos de deriva dependentes do sinal da carga. Todo este processo, por fim, forma, na região equatorial, a estrutura conhecida por corrente anelar (LUCAS, 2005).

A corrente anelar possui movimento resultante para oeste devido às características de movimento coletivo do plasma. Os íons positivos apresentam uma deriva em torno da Terra para oeste, com uma faixa de energia variando de 20 a 200 keV. Já os elétrons apresentam uma deriva para leste, e possuem energia em torno de 30 keV. Essa diferença nas derivas das partículas resulta em um movimento resultante para oeste da corrente anelar (DAGLIS et al., 1999).

Segundo Gonzalez et al. (1994), uma das causas de tempestades geomagnéticas é a interação entre o campo geomagnético e o Campo Magnético Interplanetário (CMI) apontado para sul, isto é, com orientação oposta à do campo geomagnético. O processo de reconexão magnética entre o CMI e o campo geomagnético ocorre na magnetopausa. As partículas provenientes do vento solar são transferidas para a parte interna da magnetosfera terrestre, resultando no aumento da corrente anelar. Esta corrente anelar gera um campo magnético, que devido a uma soma vetorial com o campo geomagnético, acaba diminuindo a intensidade da componente horizontal (ROSTOKER et al., 1997). Esse efeito pode levar horas ou até mesmo dias para que a intensidade do campo geomagnético se reestabelecer a níveis “normais” (TSURUTANI; GONZALEZ, 1997). Uma representação gráfica de todo esse processo é ilustrada na Figura 2.11.

Figura 2.11 – Diagrama de acoplamento entre o meio interplanetário e a magnetosfera terrestre.



Fonte: Adaptada de Gonzalez et al. (1994).

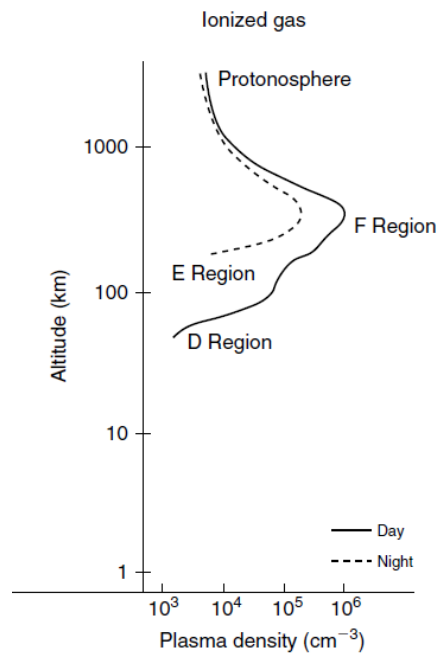
2.4 Ionosfera terrestre

A ionosfera é uma camada ionizada da atmosfera terrestre localizada entre aproximadamente 60 e 2.000 km de altitude (RISHBETH; GARRIOTT, 1969). Ela é formada devido à ionização dos gases neutros da atmosfera terrestre e é caracterizada por sua alta densidade de elétrons livres e íons, capaz de afetar a propagação das ondas de rádio. Os íons comumente produzidos na ionosfera são nitrogênio molecular (N_2), oxigênio molecular (O_2) e oxigênio atômico (O), por volta de 300 km, porém, a maior densidade é de O . Na região inferior da ionosfera, até cerca de 80 km, um íon importante é o NO^+ , produzido pela radiação Lyman- α em 1216 \AA ($1 \text{ \AA} = 10^{-10}$ metros) (KIRCHHOFF, 1991).

Na atmosfera neutra terrestre, os principais processos de ionização podem ocorrer através de duas formas: ionização primária (também chamada de fotoionização) e ionização secundária (também chamada de ionização corpuscular). A ionização primária ocorre quando os fótons com energia $E > 12 \text{ eV}$ (extremo ultravioleta e Raio-X) são capazes de ionizar os constituintes

atmosféricos. Já a ionização secundária ocorre quando há colisão entre as partículas energéticas e as partículas neutras da atmosfera (RISHBETH; GARRIOTT, 1969; KIRCHHOFF, 1991). Por conta do processo de fotoionização, a densidade eletrônica da ionosfera é maior no período diurno. No período noturno, dominam os processos de perda por meio da recombinação que diminuem a densidade eletrônica (KELLEY, 2009). A Figura 2.12 apresenta dois perfis da densidade ionosférica, um para o período diurno (linha contínua) e outro para o período noturno (linha pontilhada).

Figura 2.12 – Perfil típico da densidade de plasma ionosférico referente as regiões D, E e F para o período diurno (linha contínua) e período noturno (linha tracejada).



Fonte: Kelley (2009).

O perfil da densidade eletrônica decai com a altura, pois a concentração de gases da atmosfera também decai exponencialmente com a altura. As produções de elétrons-íons passam por alguns picos, e esses máximos de produção formam as três camadas ionosféricas: região D, região E, região F, como pode ser vista da Figura 2.12.

2.4.1 Regiões da ionosfera

A parte inferior da ionosfera é chamada Região D. Esta se situa entre aproximadamente 60 e 90 km de altitude. A densidade atmosférica é maior nessa região do que nas outras, e as principais radiações ionizantes são Raios-X (com comprimento de onda $\lambda < 10\text{\AA}$) que ionizam oxigênio e nitrogênio em torno de 80 km. A radiação solar Lyman- α em 1216 \AA ioniza o óxido nítrico (NO), sendo a ionização adicional nas alturas inferiores causadas pelos raios cósmicos. Dentre os principais constituintes desta região estão: oxigênio atômico (O), ozônio (O₃), óxido nítrico (NO₂), dióxido de carbono (CO₂). Em proporções menores têm-se também metais alcalinos, como Na, K e Li. Nesta camada o agente produtor de íons é a colisão entre as partículas mais energéticas, devido à maior concentração partículas e moléculas (KIRCHHOFF, 1991).

A região E está compreendida entre aproximadamente 90 e 150 km de altitude, e sua ionização é mais notável durante as horas diurnas, tendo sua densidade iônica bastante reduzida durante a noite. Essa região tem uma condutividade elétrica alta. Sendo assim, ela tem maior relevância para os estudos desta dissertação, devido à presença de correntes elétricas ionosféricas e da interação destas correntes com o campo magnético. Os constituintes majoritários desta camada são: oxigênio molecular (O₂), oxigênio atômico (O), nitrogênio molecular (N₂), óxido nítrico (NO) (RISHBETH; GARRIOTT, 1969; KIRCHHOFF, 1991; KELLEY, 2009).

A região F está situada entre aproximadamente 150 e 2.000 km de altitude e está subdividida em camadas, conforme picos de densidade eletrônica. A região F1 situa-se entre 150 e 200 km, e nessa região aparece um pequeno pico secundário na concentração eletrônica, ou uma pequena inflexão na curva em torno de 180 km. Essa região é importante, pois é onde ocorre a transição entre as leis quadráticas e linear para a perda eletrônica. A espécie molecular predominante na altura da camada F1 é o N₂ e o íon majoritário é o O⁺. A região F2 está localizada acima de 200 km, caracterizada pelo aumento da densidade eletrônica, pois a taxa de perda cai mais rapidamente do que a taxa

de produção. Os íons positivos predominantes são O^+ , N_2^+ e H^+ (KIRCHHOFF, 1991; KELLEY, 2009, ATIQ, 2018).

A região F3 foi denominada primeiramente de camada G por Balan e Bailey (1995), porém, mais tarde Balan et al. (1997) passaram a nomear essa camada como F3, por ela possuir a mesma composição química da camada F2. Nesse trabalho, os autores utilizaram um modelo para calcular o perfil de densidade eletrônica dessa região, e observaram a formação de um pico próximo as 10:30 (hora local), indicando a formação da camada F3. O pico de concentração da camada F3 permanece maior do que a camada F2 por um curto período de tempo antes do meio-dia quando a deriva é grande. A camada então enfraquece, mas continua a existir por mais de 10 horas no equador. Mais recentemente, alguns trabalhos mostraram uma região chamada de região F4 (KLIMENKO et al., 2012; TARDELLI et al., 2022).

2.4.2 Condutividades ionosféricas

Segundo Halliday e Resnick (2016), a condutividade elétrica (σ) de um dado meio é determinada pela razão entre o módulo da densidade de corrente ($|\mathbf{J}|$ em A/m^2) e o módulo do campo elétrico ($|\mathbf{E}|$ em V/m), definida pela Equação (2.12):

$$\sigma = \frac{|\mathbf{J}|}{|\mathbf{E}|} = \frac{n e v}{|\mathbf{E}|} \quad (2.12)$$

onde n é a densidade eletrônica, " e " é a carga de cada partícula sendo considerada e v é a taxa de colisão com as partículas neutras.

Na ionosfera terrestre há a presença simultânea dos campos elétricos e magnéticos, e a teoria da condutividade ionosférica foi desenvolvida por diversos cientistas, entre eles: Cowling (1945), Maeda (1952), Baker e Martyn (1953) e Chapman (1956). Convencionou-se apresentar a condutividade ionosférica em termos das suas três componentes da seguinte forma: ao longo do vetor campo magnético (condutividade paralela σ_0); ao longo da

componente do vetor campo elétrico perpendicular ao campo magnético (condutividade Pedersen σ_1); e perpendicular a ambos (condutividade Hall σ_2).

Ao considerarmos diferentes populações de cargas iônicas e elétrons, podemos obter a condutividade paralela ao campo geomagnético (σ_0). Ela é expressa pela Equação (2.13).

$$\sigma_0 = n \cdot e^2 \cdot \left[\frac{1}{m_e \cdot v_e} + \frac{1}{m_i \cdot v_i} \right] \quad (2.13)$$

A condutividade Pedersen ou transversal (σ_1) refere-se à condutividade na direção da componente de \mathbf{E} perpendicular a direção de \mathbf{B} , e é expressa pela Equação (2.14).

$$\sigma_1 = n \cdot e^2 \cdot \left[\frac{v_e}{m_e(v_e^2 + \Omega_e^2)} + \frac{v_i}{m_i(v_i^2 + \Omega_i^2)} \right] \quad (2.14)$$

A condutividade Hall (σ_2) refere-se à condutividade ortogonal, simultaneamente, às direções do campo geomagnético e a direção do campo elétrico, e é expressa pela Equação (2.15).

$$\sigma_2 = n \cdot e^2 \cdot \left[\frac{\Omega_e}{m_e(v_e^2 + \Omega_e^2)} - \frac{\Omega_i}{m_i(v_i^2 + \Omega_i^2)} \right] \quad (2.15)$$

Nas Equações (2.13), (2.14) e (2.15) Ω_e e Ω_i são as freqüências ciclotrônicas, v_e e v_i são as freqüências de colisão, m_e e m_i são as massas das partículas, "e" é a carga dos elétrons, n é a densidade de plasma, e os subíndices e e i indicam elétrons e íons, respectivamente.

O tensor condutividade ($\tilde{\sigma}$) é definido, em termos matriciais, pela Equação (2.16):

$$\tilde{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_0 \cos^2 I + \sigma_1 \sin^2 I & \sigma_2 \sin I & -(\sigma_0 - \sigma_1) \sin I \cos I \\ -\sigma_2 \sin I & \sigma_1 & -\sigma_2 \cos I \\ -(\sigma_0 - \sigma_1) \sin I \cos I & \sigma_2 \cos I & \sigma_1 \cos^2 I + \sigma_0 \sin^2 I \end{pmatrix} \quad (2.16)$$

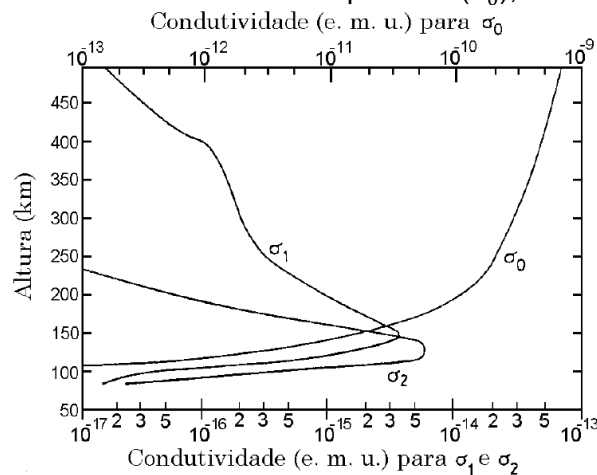
Onde I representa o ângulo da inclinação do campo geomagnético \mathbf{B} (positivo no Hemisfério norte).

Existe ainda uma outra condutividade que é obtida por uma combinação das condutividades Pedersen e Hall, que é a chamada condutividade Cowling (σ_3), expressa pela Equação (2.17).

$$\sigma_3 = \sigma_1 + \frac{\sigma_2^2}{\sigma_1} \quad (2.17)$$

As condutividades apresentam variações com a altura e, portanto, seguem um comportamento apresentado na Figura 2.13. É possível observar na figura os picos das condutividades Pedersen e Hall na região E ionosférica. No equador magnético esse pico fica em torno de 150 km para a condutividade Pedersen e 130 km para a condutividade Hall (AKASOFU; CHAPMAN, 1972).

Figura 2.13: Perfil vertical das condutividades paralela (σ_0), Pedersen (σ_1) e Hall (σ_2).



Fonte: Adaptada de Akasofu e Chapman (1972).

2.4.2.1 Dínamo da região E, sistema de correntes Sq e eletrojato equatorial

O sistema de correntes elétricas *Solar Quiet* (Sq) é gerado devido ao dínamo ionosférico da região E. Esse sistema foi bem estabelecido por diversos autores como Chapman e Bartels (1940), Matsushita (1967), Tarpley (1970), e Richmond (1989).

Os ventos neutros (\mathbf{U}) durante o dia sopram em direção aos polos e carregam partículas através das linhas de campo magnético terrestre, induzindo campos elétricos $\mathbf{E} = \mathbf{U} \times \mathbf{B}$ em altas latitudes, pois nessas regiões a inclinação do campo magnético é maior (DENARDINI, 2004). Esses campos geram correntes \mathbf{J} , como mostra a Equação (2.18), onde $\tilde{\sigma}$ é o tensor condutividade elétrica (ver Equação 2.16).

$$\mathbf{J} = \tilde{\sigma} \cdot \mathbf{E} \quad (2.18)$$

Em geral esta corrente \mathbf{J} não possui divergente igual a zero em todos os lugares. Assim, cargas elétricas acumulam onde $\nabla \cdot [\tilde{\sigma}(\mathbf{U} \times \mathbf{B})] \neq 0$ (RESENDE, 2014).

Esse campo elétrico de polarização pode ser representado por um gradiente de potencial escalar eletrostático ϕ (KUDEKI, 1983). Com isso, o campo total do dínamo (\mathbf{E}_D) gerado é representado pela Equação (2.19).

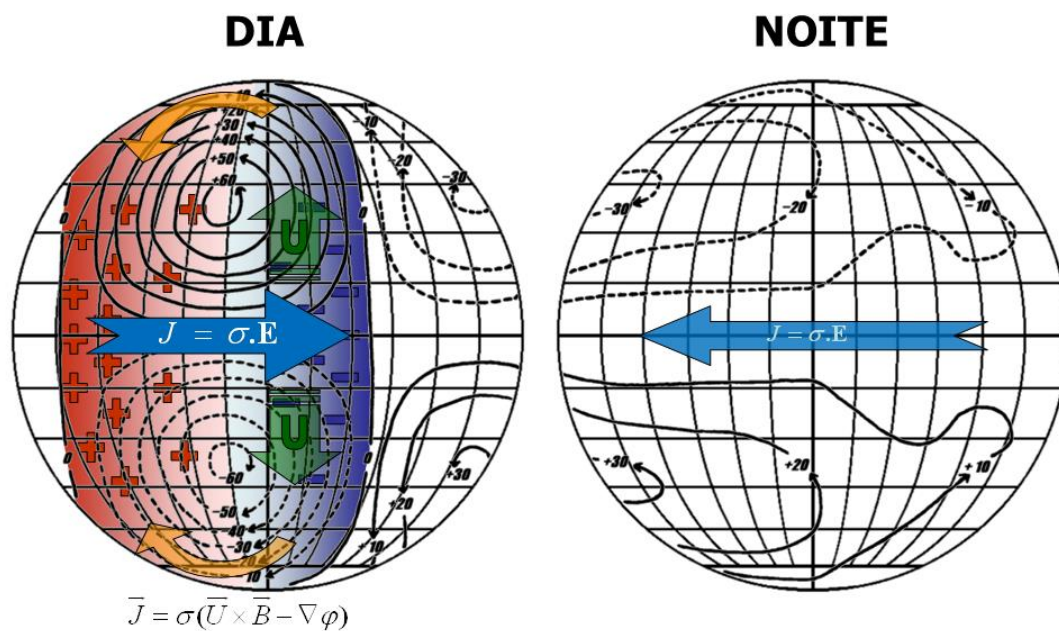
$$\mathbf{E}_D = (\mathbf{U} \times \mathbf{B}) - \nabla \phi \quad (2.19)$$

A densidade de corrente total é expressa pela Equação (2.20).

$$\mathbf{J} = \tilde{\sigma} \cdot \mathbf{E}_D = \tilde{\sigma} \cdot [(\mathbf{U} \times \mathbf{B}) - \nabla \phi] \quad (2.20)$$

Neste sistema de correntes, a polarização de cargas acontece da seguinte forma: cargas positivas no lado do amanhecer e cargas negativas no lado do anoitecer. Neste sistema há uma intensificação de corrente na região do equador magnético. A Figura 2.14 mostra um esquema resumido sobre o sistema de correntes Sq durante equinócio, no período diurno (à esquerda) e noturno (à direita), e as setas indicam a direção da corrente.

Figura 2.14: Esquema das correntes ionosféricas e campos elétricos baseados na teoria do dínamo ionosférico.



Fonte: Moro (2015).

Em 1922 foram realizados estudos utilizando dados de magnetômetro para analisar variações da componente horizontal do campo magnético em Huancayo. Neste estudo percebeu-se que a magnitude da variação diária no equador é 2,5 vezes maior que em estações mais afastadas dessa região. Essa faixa próxima ao equador magnético onde há uma intensa corrente elétrica foi chamada de Eletrojato Equatorial por Chapman (1951). Essa corrente flui entre 90 e 120 km de altitude, que corresponde a região E da ionosfera, e com uma faixa de 600 km de extensão na direção norte-sul. Além disso, o seu sentido é para leste durante o dia e para oeste durante a noite e a

intensidade do lado iluminado é superior que do lado noturno, devido a densidade eletrônica ser maior neste lado (FORBES, 1981; REDDY, 1989).

Para compreender melhor a física do EEJ vamos considerar as condutividades Pedersen (σ_1) e Hall (σ_2) presentes na região E da ionosfera, representada pela faixa azul na Figura 2.15. No quadro a esquerda (Figura 2.15a) mostra a direção dos campos \mathbf{E} , \mathbf{B} , e das condutividades σ_1 e σ_2 .

Como foi mostrado na Equação (2.18), a densidade de corrente \mathbf{J} é expressa em termos da condutividade por $\mathbf{J} = \tilde{\sigma} \cdot \mathbf{E}$. Ao decompor a densidade de corrente \mathbf{J} na direção vertical representada pela componente Z e na direção leste representada pela componente Y temos as seguintes expressões representadas pela Equação (2.21).

$$\mathbf{J}_y = \sigma_1 \cdot E_y - \sigma_2 \cdot E_z \quad (2.21)$$

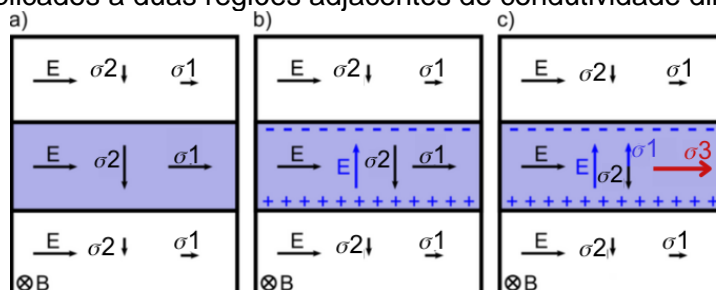
$$\mathbf{J}_z = \sigma_2 \cdot E_y + \sigma_1 \cdot E_z$$

Na Figura 2.13 onde mostra o pico máximo de cada condutividade é possível perceber que a condutividade Hall atinge seu máximo na região equatorial e produz um campo elétrico vertical. Fora dessa região ela é reduzida, como é mostrado na Figura 2.15b. Com esse campo de polarização, surgem também correntes Pedersen e Hall associadas à sua presença. As componentes verticais das correntes Pedersen e Hall anulam o efeito da corrente no sentido vertical, que é representada na Equação (2.21) como $\mathbf{J}_z = 0$. Já as componentes horizontais dessas correntes se somam, dando origem a corrente Cowling (σ_3) (Figura 2.15c). Com a anulação das correntes verticais, a Equação (2.21) pode ser reescrita, dando origem a Equação (2.22), que representa a corrente Cowling.

$$\mathbf{J}_y = \left(\sigma_1 + \frac{\sigma_2^2}{\sigma_1} \right) \cdot E_y = \sigma_3 \cdot E_y \quad (2.22)$$

Nesta equação, σ_3 é a condutividade Cowling que flui na direção longitudinal do eletroto equatorial.

Figura 2.15: Formação de corrente Pedersen e Hall devido a campos elétricos aplicados a duas regiões adjacentes de condutividade diferentes.



Fonte: Adaptada de Resende (2014).

2.5 Índices geomagnéticos

Os índices geomagnéticos desempenham um papel importante na caracterização e monitoramento das tempestades geomagnéticas. Existem diversas classes de índices, e para cada região há alguns mais apropriados que outros. Por exemplo, na região auroral são utilizados os índices AU, AL e AE. Nas regiões de medias e baixas latitudes, os índices mais usados são o *Disturbance Storm Time* (Dst), o SYM-H e o ASY-H (perturbações longitudinalmente simétricas e assimétricas na componente H , em inglês *longitudinally symmetric and asymmetric horizontal component disturbances*). Já o índice Kp é considerado um índice global (ROSTOKER, 1972). Há ainda um índice regional chamado de Ksa, específico para a América do Sul e sua metodologia foi baseada no índice Kp (DENARDINI, et al., 2015).

2.5.1 O índice Dst

O índice Dst foi criado com o objetivo de monitorar o efeito da corrente anelar sobre a componente H do campo geomagnético. Seus valores, em nT, são obtidos a partir de dados magnéticos coletados em quatro observatórios localizadas em baixas latitudes, como mostrado na Tabela 2.1. Esses observatórios são responsáveis por fornecer os dados magnéticos a cada hora

(MAYAUD, 1980). A Figura 2.16 mostra a localização dos observatórios que contribuem com os dados para obtenção do índice Dst.

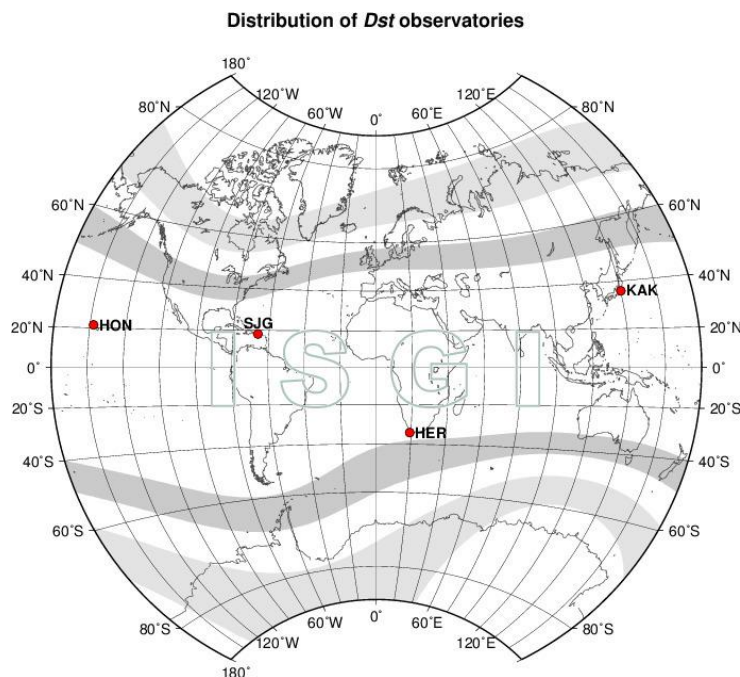
Tabela 2.1: Observatórios magnéticos cujos dados compõem o índice Dst.

Sigla	Localidade	País
HER	Hermanus	África do Sul
HON	Honolulu	Estados Unidos da América
KAK	Kakioka	Japão
SJG	San Juan	Estados Unidos da América

Fonte: Produção do autor.

De acordo com Gonzalez et al. (1994), pode-se classificar as tempestades geomagnéticas em função do valor do índice Dst, como mostra a Tabela 2.2.

Figura 2.16: Localização geográfica dos observatórios que contribuem para a formação do índice Dst.



Fonte: *International Service of Geomagnetic Indices* (2023).

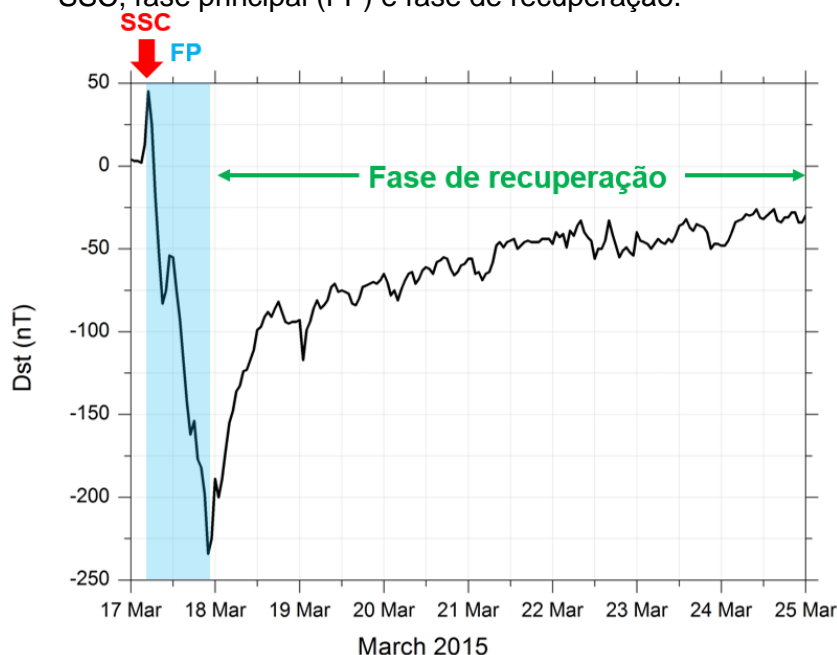
Tabela 2.2: Classificação das tempestades geomagnéticas.

Intensidade	Dst (nT)
Intensa	≤ -100
Moderada	$-100 < \text{Dst} \leq -50$
Fraca	≤ -30

Fonte: Adaptada de Gonzalez et al. (1994).

Do ponto de vista de evolução, as tempestades geomagnéticas podem ser caracterizadas por três fases distintas durante seu desenvolvimento, as quais também são definidas em função de como o índice Dst evolui no tempo. (1) A fase inicial é a variação positiva abrupta chamada de *Storm Sudden Commencement* (SSC), que está associado à compressão repentina da magnetosfera causada por uma onda de choque proveniente do vento solar, e que causa aumento súbito na intensidade da componente horizontal do campo magnético, frequentemente representada com um “leve” aumento do índice Dst; (2) Na fase principal (FP) há um decréscimo na componente H , atingindo valores negativos. Essa fase está associada ao aumento da corrente anelar em direção oeste, resultado da injeção de partículas energéticas na região auroral, e nesta fase o Dst apresenta seu menor valor; (3) a fase de recuperação ocorre quando a componente H atingir um valor mínimo e começa a se recuperar, ou seja, os valores da componente H aumentam novamente até atingir valores positivos, ou próximos de zero (GONZALEZ et al., 1994; LAZZÚS et al., 2022). A Figura 2.17 ilustra as fases de uma tempestade geomagnética que ocorreu em 17 de março de 2015.

Figura 2.17 – Fases de uma tempestade geomagnética: fase Inicial, marcada pelo SSC, fase principal (FP) e fase de recuperação.



Fonte: Produção do autor.

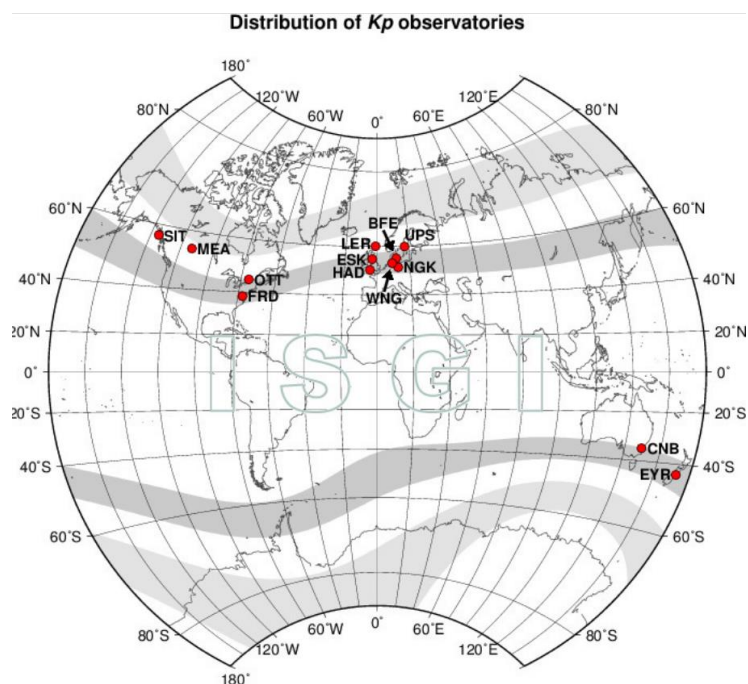
Neste trabalho, o índice Dst é utilizado com o intuito de classificar as tempestades geomagnéticas em intensa ou moderada, bem como distinguir as suas fases.

2.5.2 O índice global Kp

O índice Kp foi concebido para indicar o nível de atividade geomagnética de forma global. Ele foi introduzido por Bartels (1949) e é definido em intervalos de 3 horas e varia de 0 até 9, com escalas de 1/3, resultando em um total de 28 níveis de intensidade.

Para calcular o índice Kp, são utilizados dados de 13 observatórios distribuídos globalmente em latitudes subaurorais. 11 observatórios estão no hemisfério norte e apenas dois no hemisfério sul. A Figura 2.18 mostra a localização desses observatórios, representados pelos pontos vermelhos.

Figura 2.18: Localização geográfica dos observatórios cujos dados compõem o índice Kp.



Fonte: *International Service of Geomagnetic Indices* (2023).

Na Tabela 2.3 estão descritas as siglas, as cidades, os países, bem como a latitude, longitude (geográficas) e o K9-limite de cada observatório.

Tabela 2.3: Localização geográfica das estações magnéticas da rede INTERMAGNET e suas correspondentes siglas, cidades, países, latitudes, longitudes geográficas e K9-limite.

Sigla	Cidade	País	Latitude	Longitude	K9-limite
BFE	Brorfelde,	Dinamarca	51.9°	11.7°	600 nT
CNB	Canberra	Austrália	- 35.3°	149.1°	450 nT
ESK	Eskdalemuir	Reino Unido	55.3°	-3.2°	750 nT
EYR	Eyrewell	Nova Zelândia	-43.3°	172.6°	500 nT
FRD	Fredericksburg	EUA	38.3°	-77.5°	500 nT
HAD	Hartland	Reino Unido	43.1°	-88.3°	500 nT
LER	Lerwick	Reino Unido	51.0°	-4.5°	1000 nT
MEA	Meanook	Canadá	54.6°	-113.3°	1500 nT
NGK	Niemegk	Alemanha	52.1°	12.7°	500 nT
OTT	Ottawa	Canadá	45.4°	-75.7°	750 nT
SIT	Sitka	EUA	57.0°	-135.3°	1000 nT
UPS	Uppsala	Suécia	59.86	17.63	600 nT
WNG	Wingst	Alemanha	53.72	9.07	500 nT

Fonte: Adaptada de Matzka et al. (2021).

Para calcular o índice K_p , é necessário obter primeiramente o índice K para cada um dos observatórios listados na Tabela 2.3.

Segundo Matzka et al. (2021), existem quatro algoritmos aprovados pela IAGA para gerar o índice K , que são:

- Método desenvolvido pelo Instituto Geológico dos Estados Unidos (do inglês *United States Geological Survey method* - USGS), que é detalhado no trabalho de Wilson (1987);
- Método Fase linear robusta de suavização não linear (do inglês *Linear-phase Robust Non-linear Smoothing* – LRNS), desenvolvido por Hattingh et al. (1989);
- Método de suavização adaptável (do inglês *Adaptive Smoothing Method* – ASM), proposto por Nowozynski et al. (1991); e
- Método da eliminação linear desenvolvido pelo Instituto Meteorológico Finlandês (do inglês *Finnish Meteorological Institute method* - FMI), detalhado no trabalho de Sucksdorff et al. (1991).

Todos esses algoritmos utilizam os dados das componentes X e Y para o cálculo do índice K , sendo que os dados da componente Z não são utilizados nos cálculos para obtenção desse índice. Menvielle et al. (1995) fez uma análise comparativa entre os diversos métodos que calculam o índice K_p . Ele concluiu que o método que entrega o melhor resultado e que pode ser aplicado a qualquer observatório é o FMI. Diante disso, o método escolhido para ser analisado neste trabalho é o método FMI.

Para o cálculo do índice K utilizando o método FMI, é necessário ter medidas das componentes X e Y do dia que se deseja obter o índice, bem como os dias anterior e posterior. Os passos para se obter o índice K são:

1. Define-se o K_9 -limite do observatório e a sua localização (latitude e longitude), conforme Tabela 2.3.
2. Com essas informações, calcula-se o vetor com os valores dos limites de K para a determinada estação em questão. Para isso é utilizado o valor do K_9 -limite na Equação (2.23).

➤ $K_limite = [(K9-limite) * (DefLimite)] / 750$ (2.23)

➤ onde DefLimite = [7.5, 15, 30, 60, 105, 180, 300, 495, 750]

➤ para exemplificar, se o K9-limite = 500nT, então o vetor resultante de K_limite = [5, 10, 20, 40, 70, 120, 200, 330, 500]

3. Verificação da qualidade dos dados em termo de falhas. Se não houver medidas, e se for menor do que 15 minutos, realiza-se uma interpolação nos dados.
4. Divisão das medidas em grupos de três horas. Para cada conjunto de dados, se obtém o valor máximo e mínimo da faixa para cada componente. Em seguida, o valor mínimo é subtraído do máximo, e o resultado é obtido na forma absoluta. Ao final, se obtém 8 elementos chamado de ΔX (referente a componente X) e outro chamado de ΔY (referente a componente Y). Esses dois vetores (ΔX e ΔY) são comparado com o vetor K_Limite (Equação 2.23) daquela determinada estação, e é transformado em valores de K (Tabela 2.4). Com isso tem-se o valor de K para a componente X (K_X) e o valor de K para a componente Y (K_Y).

Tabela 2.4: Valores limites do K para a estação de Ottawa no Canadá.

K_Limite(nT) =	0	7.5	15	30	60	105	180	300	495	750
K =	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9

Fonte: Produção do autor.

- Após obter os valores de K_X e K_Y, é feita uma comparação entre cada elemento desses 2 vetores, e o vetor resultante (K_P) é aquele com os maiores elementos entre eles. Para exemplificar:

✓ $K_X = [1, 2, 3, 2, 3, 3, 3, 2]$

✓ $K_Y = [1, 2, 2, 3, 2, 1, 5, 3]$.

✓ $K_P = [1, 2, 3, 3, 3, 3, 5, 3]$

- ✓ Nesta etapa, o vetor K_P é chamado de K preliminar, pois ainda não foi calculada a variação diurna solar (do inglês

Solar diurnal variation S_R) que precisa ser subtraída do K preliminar.

5. Para o cálculo da variação diurna solar (S_R) é preciso ter dados do dia anterior e posterior, ao dia que se deseja calcular.
 - Por exemplo, se o dia que se deseja calcular o índice K é o dia 2, então é necessário ter dados do dia 1 e 3. Neste caso, seria calculada uma média, de cada componente, e de cada hora do dia 2, e seria incluída nessa média dados dos minutos das bordas (vizinhanças). A quantidade de minutos a ser incluída nessa média é o resultado de " $m+n$ ", onde " m " depende do período do dia:
 - ✓ " m " = 0 minutos para o período diurno (06-18 LT);
 - ✓ " m " = 60 minutos para os períodos do amanhecer (03-06 LT) e anoitecer (18-21 LT); e
 - ✓ " m " = 120 minutos para o período noturno (21-03 LT).
 - " $n = (K_P)^{3.3}$ ", ou seja, o valor de " n " depende do valor do K preliminar calculado anteriormente.
 - Com isso tem-se um vetor com 24 elementos (referente a média de cada hora do dia) para a componente X , e o mesmo é feito para os dados da componente Y . É feito um ajuste harmônico de Fourier até o quinto grau, para cada componente, e com isso a curva S_R , com resolução temporal de minuto, e para cada componente é obtida.
6. O próximo passo é subtrair a curva S_R referente à componente X dos dados originais dessa componente, e o mesmo é feito para a componente Y . Com isso, o passo 4 é repetido, e o resultado final é um vetor de 8 elementos de números inteiros, chamado de K , que representa o valor final do índice K para um determinado observatório magnético.

Após obtido todos os índices K de todos os observatórios magnéticos que compõe o índice Kp (ver Tabela 2.3), é preciso transformar o índice K em um índice padronizado, chamado Ks (s do inglês *standardized*). O índice Ks possui tabelas específicas para cada observatório e também para períodos de solstícios e equinócios. Essas tabelas são encontradas no trabalho de Bartels (1949). Cada observatório possui três tabelas referentes à sazonalidade:

- ✓ Meses de inverno para o hemisfério Norte: Janeiro, Fevereiro, Novembro e Dezembro;
- ✓ Meses de equinócios: Março, Abril, Setembro e Outubro; e
- ✓ Meses de verão para o hemisfério norte: Maio, Junho, Julho e Agosto.

A Tabela 2.5 é um exemplo de tabela que transforma o índice K em Ks (padronizado) para o observatório de Wingst na Alemanha e para os meses de verão do hemisfério norte (Maio, Junho, Julho e Agosto).

Tabela 2.5: Tabela de conversão do índice K em Ks para o observatório de Wingst na Alemanha, para os meses de Maio, Junho, Julho e Agosto. Para fazer a conversão deve-se atentar a faixa de horário.

	(00-03h)	(03-06h)	(06-09h)	(09-12h)	(12-15h)	(15-18h)	(18-21h)	(21-24h)
K = 0	0	0	0	0	0	0	0	0
K = 1	2	2	3	2	2	1	2	2
K = 2	6	6	7	6	5	4	5	6
K = 3	9	9	10	10	8	8	9	9
K = 4	13	13	14	14	12	12	13	13
K = 5	16	17	18	18	17	16	17	17
K = 6	21	21	21	22	22	21	21	21
K = 7	24	25	25	25	25	25	24	25
K = 8	25	26	26	26	26	26	26	26
K = 9	27	27	27	27	27	27	27	27

Fonte: Adaptada de Bartels (1949).

Após transformado o índice K de cada observatório em Ks (escala de 0 a 27), deve-se transforma esse resultado para uma escala linear que é chamada de *ap* (amplitude planetária) (ver Tabela 2.6).

Tabela 2.6: Índice Ks transformado de uma escala linear para uma escala de 1/3, onde os símbolos + e – indicam +1/3 ou -1/3, e o 0 indica o número inteiro.

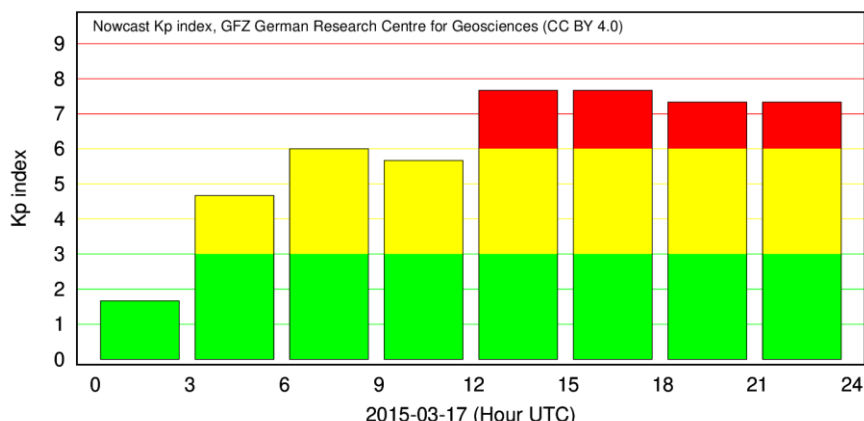
Kp	0o	0+	1-	1o	1+	2-	2o	2+	3-	3o	3+	4-	4o	4+
Ks	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>ap</i>	0	2	3	4	5	6	7	9	12	15	18	22	27	32
Kp	5-	5°	5+	6-	6°	6+	7-	7°	7+	8-	8°	8+	9-	9°
Ks	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
<i>ap</i>	39	48	56	67	80	94	111	132	154	179	207	236	300	400

Fonte: Adaptada de Matzka et al. (2021).

O valor Ks de cada observatório é transformado para os valores de *ap*, posteriormente é feita uma média com todos os valores de *ap* para as respectivas faixas de horário para o determinado dia que se deseja calcular o índice, e depois o resultado final da média do *ap* é convertido novamente para a escala do Kp, e esse é o resultado final do índice.

A Figura 2.19 é um exemplo de como o índice Kp é disponibilizado pelo site do instituto *The Helmholtz Centre Potsdam - GFZ German Research Centre for Geosciences*, instituo responsável pela divulgação desse índice. O gráfico mostra uma escala de tempo, a cada 3 horas, e o índice Kp variando de 0 a 9. Neste exemplo do dia 17 de março de 2015 houve uma tempestade geomagnética intensa (Kp > 6). As cores do gráfico indicam a intensidade da tempestade, onde Kp de 0 a 3, na cor verde, representam um período de baixa atividade geomagnética (período calmo). O índice Kp > 3 e ≤ 6, representado pela cor amarela, indicam um período de atividade geomagnética moderada. Já o índice Kp > 6, representado pela cor vermelha, indica um período de atividade magnética intensa (período perturbado), como mencionado anteriormente.

Figura 2.19 – Gráfico do índice Kp para o dia 17 de março de 2015.



Fonte: *The Helmholtz Centre Potsdam - GFZ German Research Centre for Geosciences (2023)*.

Como visto na Figura 2.18, 11 dos 13 observatórios que compõem o índice Kp estão no hemisfério norte e apenas 2 no hemisfério sul. Apesar disso, o índice Kp é considerado um índice global. E considerando também que não há observatórios magnéticos na região da América do Sul que contribuam para a obtenção desse índice, o grupo de clima espacial do INPE, chamado EMBRACE criou uma rede de magnetômetros, chamada de Embrace MagNet. Com isso, foi desenvolvido um índice geomagnético regional para a região Sul-Americana, chamado índice Ksa (DENARDINI et al., 2015), que será abordado em maiores detalhes a seguir.

2.5.3 O índice regional Ksa

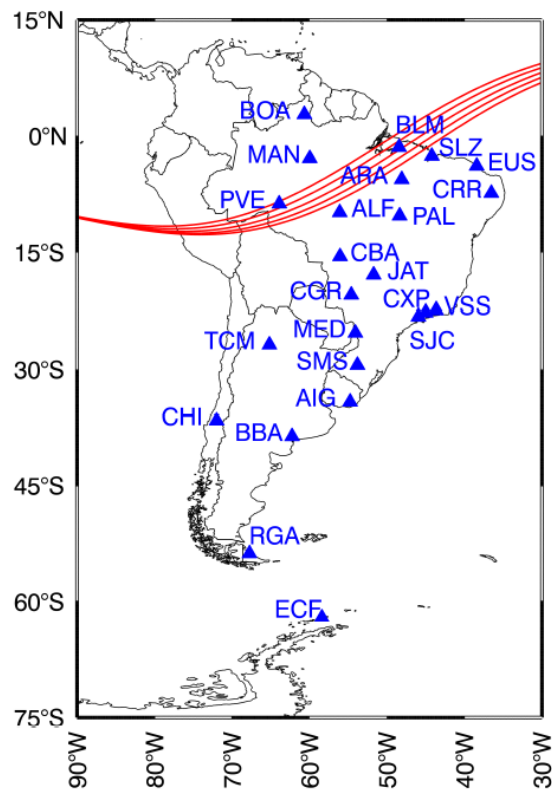
Os magnetômetros da rede Embrace MagNet cobrem diversas partes do território sul-americano, incluindo Brasil, Argentina e Chile. A Tabela 2.7 mostra a localização e as coordenadas geográficas dos magnetômetros pertencentes à rede Embrace MagNet. A Figura 2.20 mostra um mapa da distribuição das estações magnéticas da rede Embrace MagNet e as candidatas estações sobre o território da América do Sul. As linhas em vermelho correspondem às localizações do equador magnético obtidas a cada 5 anos entre 2000 e 2020 a partir do modelo IGRF-12, da direita para a esquerda.

Tabela 2.7: Relação de magnetômetros do Programa Embrace.

Sigla	Localidade	Latitude	Longitude
ARA	Araguatins, TO	- 5.6°	- 48.1°
ALF	Alta Floresta, MT	- 9.9°	- 56.1°
CBA	Cuiabá, MT	- 15.5°	- 56.1°
CHI	Chillán, Chile	- 36.6°	- 72.0°
CXP	Cachoeira Paulista, SP	- 22.7°	- 45.0°
EUS	Eusébio, CE	- 3.9°	- 38.4°
JAT	Jataí, TO	- 17.9°	- 51.8°
MED	Medianeira, PR	- 25.3°	- 54.1°
PAL	Palmas, TO	- 10.3°	- 48.4°
PVE	Porto Velho, RO	- 8.8°	- 63.9°
RGA	Rio Grande, Argentina	- 53.8	- 67.8
SJC	São José dos Campos, SP	- 23.2°	- 45.9°
SLZ	São Luís, MA	- 2.6	- 44.2°
SMS	São Martinho da Serra, RS	- 29.4°	- 53.8°
TCM	Tucumán, Argentina	- 26.9	- 65.2°
VSS	Vassouras, RJ	- 22.4°	- 43.6°

Fonte: Adaptada de Chen et al. (2019).

Figura 2.20: Distribuição geográfica das estações magnéticas da rede Embrace MagNet (e candidatas) sobre a América do Sul.



Fonte: Denardini et al. (2018a).

O cálculo para obtenção do índice Ksa foi desenvolvido baseado no cálculo do Kp (Denardini et al., 2015), mas existem algumas diferenças, principalmente com relação ao cálculo da curva de referência do dia calmo.

O algoritmo que gera o índice Ksa está organizado da seguinte forma:

1. O primeiro passo é gerar a curva do dia calmo (QDC, do inglês *Quiet Day Curve*). Esta curva representa uma variação diurna mensal do campo geomagnético característico de períodos calmos (sem ocorrência de tempestades magnéticas). Ela é calculada com base nos 5 dias magneticamente mais calmos de cada mês, onde é feita uma média suavizada desses 5 dias. Lembrando que cada estação magnética possui sua própria curva QDC. Os dados dos dias mais calmos do mês são obtidos pelo *World Data Center for Geomagnetism* da Universidade de Kyoto (Japão).

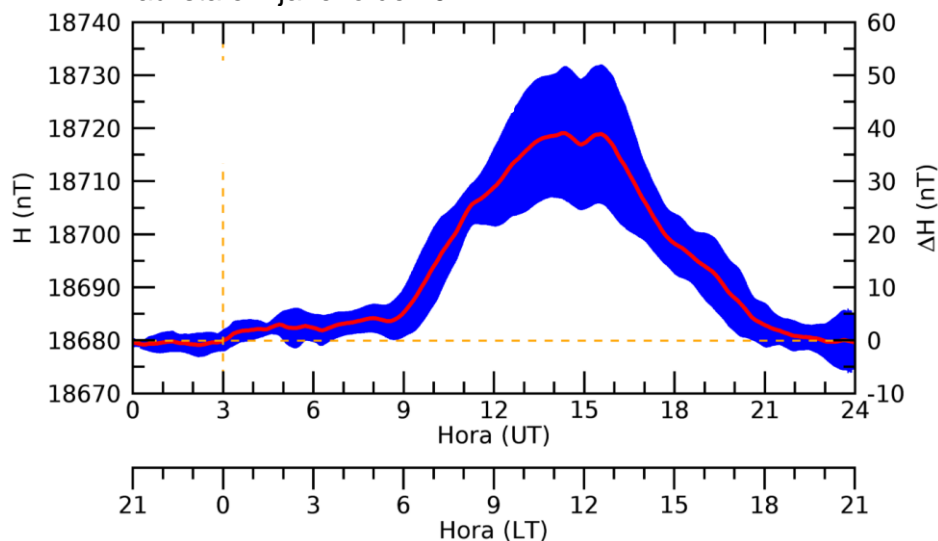
Segundo Chen (2019) a Equação 2.24 representa o cálculo usado na obtenção da QDC da componente horizontal do campo geomagnético.

$$H_{QDC}(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^5 H_{Qd_i}(t) \quad (2.24)$$

Nesta equação, t representa a hora em tempo universal e com resolução temporal de 1 minuto, H_{QDC} representa curva do dia geomagneticamente calmo da componente horizontal, N representa o número de dias utilizados para calcular a média e H_{Qd_i} representa a variação diária da componente horizontal do campo geomagnético. O subíndice Qd_i corresponde ao dia geomagneticamente calmo indexado de 1 a 5.

A Figura 2.21 mostra o resultado final da QDC da componente horizontal em Cachoeira Paulista para o mês de janeiro de 2011. A curva em vermelho representa a QDC suavizada, em azul está representado o desvio padrão desta QDC e as linhas tracejadas em amarelo indicam o horário da meia noite local.

Figura 2.21: Exemplo da curva final QDC (média suavizada dos 5 dias geomagneticamente mais calmos do mês) da estação de Cachoeira Paulista em janeiro de 2011.



Fonte: Chen (2019).

Após calculada a curva QDC gera-se um arquivo de texto com informações contendo a média e o desvio padrão das componentes *HDZ*, bem como os valores máximos e mínimos de cada componente. A resolução temporal da curva QDC também é de minutos, assim como os dados das estações magnéticas. A Figura 2.22 é um exemplo deste arquivo de texto para o mês de janeiro de 2020, da estação de Cachoeira Paulista.

Figura 2.22: Dados da QDC do mês de janeiro de 2020 para a estação de Cachoeira Paulista, da rede EMBRACE MagNet.

Embrace Magnetometer Network Monthly QDC for CXP on jan 2020 @ 22°42 07"S							
Date	UTime	H Component		D Component		Z Component	
		Mean	StdDev	Mean	StdDev	Mean	StdDev
DD/MM/AAAA	hh:mm	(nT)	(nT)	(Deg)	(Deg)	(nT)	(nT)
Daily Maximun ...		18304.34	22.353	-21.771	0.031	-14090.32	5.10
Daily Average ...		18285.51	7.655	-21.795	0.011	-14098.52	2.72
Daily Minimum ...		18271.71	1.371	-21.820	0.003	-14102.18	0.52
01/01/2020	00:00	18272.88	4.781	-21.792	0.007	-14100.26	1.69
01/01/2020	00:01	18272.82	4.734	-21.792	0.007	-14100.27	1.67
01/01/2020	00:02	18272.77	4.784	-21.792	0.006	-14100.28	1.70
01/01/2020	00:03	18272.71	4.742	-21.792	0.006	-14100.29	1.68
01/01/2020	00:04	18272.66	4.663	-21.792	0.006	-14100.29	1.69
01/01/2020	00:05	18272.61	4.704	-21.792	0.006	-14100.30	1.72
01/01/2020	00:06	18272.55	4.634	-21.792	0.006	-14100.31	1.66
01/01/2020	00:07	18272.50	4.740	-21.792	0.006	-14100.32	1.71
01/01/2020	00:08	18272.44	4.712	-21.792	0.006	-14100.32	1.68
01/01/2020	00:09	18272.39	4.671	-21.792	0.006	-14100.33	1.64
01/01/2020	00:10	18272.33	4.674	-21.792	0.006	-14100.34	1.65
01/01/2020	00:11	18272.28	4.725	-21.792	0.006	-14100.35	1.68
01/01/2020	00:12	18272.22	4.781	-21.792	0.006	-14100.35	1.68

Fonte: Produção do autor.

2. Após calculada a curva QDC do mês desejado, e para cada estação, o algoritmo do EMBRACE/INPE utiliza informações dos limites do índice K de cada estação, como mostra a Tabela 2.8.

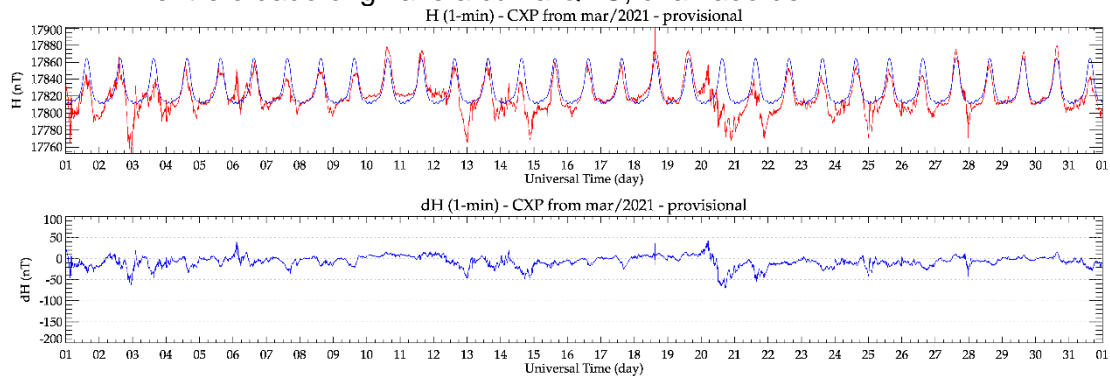
Tabela 2.8: Faixa limite dos índices K das estações magnéticas, em vermelho constam os K9-limite, e em cinza os respectivos valores de K para cada faixa.

K =	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
K_Limite(nT) =	0	3	6	12	24	42	72	120	198	300
K_Limite(nT) =	0	3.5	7	14	28	49	84	140	231	350
K_Limite(nT) =	0	4	8	16	32	56	96	160	265	400
K_Limite(nT) =	0	4.5	9	18	36	63	108	180	297	450
K_Limite(nT) =	0	5	10	20	40	70	120	200	330	500
K_Limite(nT) =	0	6	12	24	48	85	145	240	400	600
K_Limite(nT) =	0	7.5	15	30	60	105	180	300	495	750
K_Limite(nT) =	0	8	16	32	64	112	192	320	530	800
K_Limite(nT) =	0	10	20	40	80	140	240	400	660	1000
K_Limite(nT) =	0	15	30	60	120	210	360	600	990	1500

Fonte: Adaptada de Sucksdorff et al. (1991).

3. O próximo passo é calcular a diferença entre o dado obtido pela estação magnética e a curva QDC, esse valor é chamado de ΔH . A Figura 2.23 mostra no painel superior os dados originais da estação de Cachoeira Paulista para o mês de março de 2021 (em vermelho), já a linha azul representa a curva QDC para este mesmo mês. No painel inferior é possível ver a diferença entre o dado original e a curva QDC, ou seja, o ΔH .

Figura 2.23: Dados do mês de março de 2021 da estação magnética de Cachoeira Paulista. No painel superior a linha em vermelho representa os dados, e a linha em azul a curva QDC. No painel inferior é mostrado a diferença entre o dado original e a curva QDC, chamado de ΔH .



Fonte: Chen (2022).

4. Posteriormente, às 24 horas do dia são divididas em 8 faixas de 3 horas cada. Para cada faixa de 3 horas é obtido o maior e o menor valor do ΔH , e depois um valor é subtraído do outro, como mostra a Equação (2.25).

$$Range_{3h} = H_{max} - H_{min} \quad (2.25)$$

5. O valor do $Range_{3h}$ para cada 3 horas é então comparado com os valores da Tabela 2.8 e com isso é obtido o valor do índice K para cada estação.
6. O índice K de cada estação é transformado para a escala linear ap (a mesma escala do índice K_p da Tabela 2.6), é feita a média aritmética com os dados de todas as estações, e posteriormente o resultado da média do índice ap é convertido para a escala de 1/3, e esse é o resultado do índice K_{sa} .

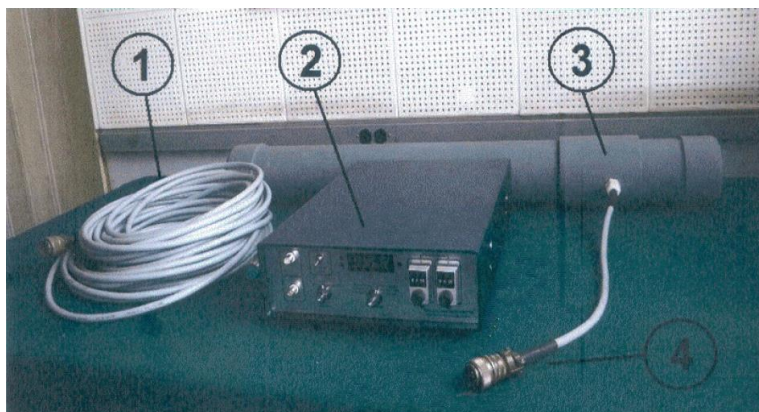
3 INSTRUMENTAÇÃO

Os dados utilizados nesse trabalho de pesquisa são obtidos por meio de magnetômetros, que são equipamentos capazes de medir as componentes do campo magnético terrestre. Nesta seção, serão abordados o funcionamento desses equipamentos, bem como a escolha do local adequado, as construções necessárias para a infraestrutura ideal para a instalação dos mesmos, e ainda serão abordados as semelhanças e diferenças entre as redes INTERMAGNET e EMBRACE MagNet.

3.1 Magnetômetro tipo *fluxgate*

Os magnetômetros são instrumentos sensíveis às variações do campo magnético. Os magnetômetros aqui abordados são do tipo variômetros, também conhecidos como *fluxgate*. A Figura 3.1 mostra os componentes básicos que constituem esse equipamento, que são: (1) um cabo blindado; (2) uma unidade de controle e aquisição de dados; (3) um módulo do sensor; e (4) um conector de saída do sensor.

Figura 3.1: Foto dos componentes de um magnetômetro: (1) um cabo blindado, (2) uma unidade de controle e aquisição de dados, (3) um módulo do sensor e (4) um conector de saída do sensor.



Fonte: Veliz (2010a).

O cabo é ligado a unidade de controle e aquisição de dados. A outra extremidade é ligada ao conector de saída do sensor, que por sua vez é ligado ao módulo do sensor.

A unidade de controle e aquisição de dados é feita com uma caixa metálica de alumínio, que passa por um processo químico para melhorar a resistência à umidade e às condições climáticas adversas. A Figura 3.2 mostra a vista frontal dessa caixa que contam com: (1) um interruptor que liga e desliga a unidade de controle e aquisição de dados; (2) um indicador luminoso de alimentação de tensão; (3) uma chave seletora de escala para x1 e x10; (4) um conector de medição; (5) um seletor de canal; (6) um *display* digital; (7) um potenciômetro para cancelamento da componente X; (8) um potenciômetro para cancelamento da componente Z; e (9) um seletor de ganho.

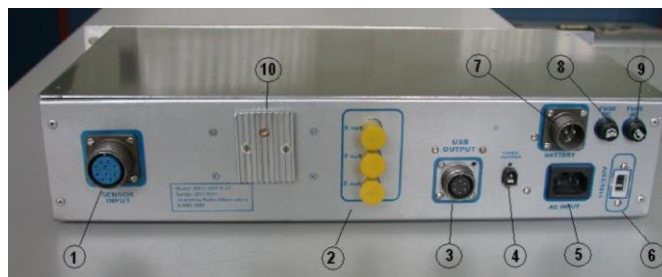
Figura 3.2: Foto da vista frontal da unidade de controle e aquisição de dados do magnetômetro.



Fonte: Veliz (2010b).

A parte posterior da unidade de controle e aquisição é mostrada na Figura 3.3, onde se encontram: (1) um conector de entrada do sensor; (2) um conector de saída analógica para as seguintes componentes: X, Y, Z; (3) um conector de saída digital USB; (4) um conector de saída de 12 VDC para uso externo; (5) um conector de entrada de alimentação de energia; (6) um seletor de tensão de alimentação; (7) um conector de entrada para bateria 12~30VDC; (8) um fusível de linha AC 250V/1A; e (9) um fusível para bateria DC 250V/2A.

Figura 3.3: Foto da vista posterior da unidade de controle e aquisição de dados dos magnetômetros.



Fonte: Veliz (2010b).

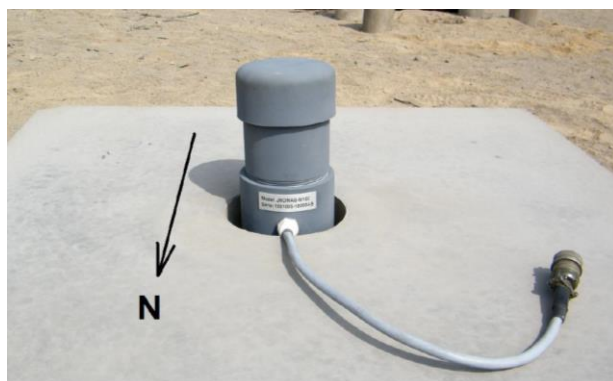
O módulo do sensor, conforme ilustrado na Figura 3.4, possui uma parte interna composta pelo núcleo do sensor; pelo sistema de suspensão mecânico dentro de uma capsula que contém o detector e um sensor de temperatura; e as bobinas de calibração, formado por um nível circular de bronze calibrado de acordo com a nivelamento do sensor. Na parte superior do módulo do sensor encontra-se a interface de conexão entre o sensor e o cabo de saída (VELIZ, 2010b). O módulo do sensor deve ser posicionado verticalmente e enterrado a 80 cm de profundidade em uma base, com a saída do cabo de conexão apontado para a direção do norte geomagnético, como mostra a Figura 3.5.

Figura 3.4: Foto do módulo do sensor de um magnetômetro da rede EMBRACE MagNet.



Fonte: Produção do autor.

Figura 3.5: Foto do módulo do sensor posicionado verticalmente em uma base de concreto com o cabo de conexão apontado para a direção norte geomagnético.



Fonte: Veliz (2010b).

O núcleo magnético do sensor é constituído por duas bobinas, a primária, e a secundária. A bobina primária é excitada por corrente elétrica alternada, que por sua vez gera um campo magnético induzido, que satura periodicamente. Pela Lei de Faraday, a variação de fluxo magnético induz uma força eletromotriz, e na presença de campo magnético externo, os núcleos tendem a saturar de maneira diferente, ou seja, um núcleo satura antes do outro. A bobina secundária passa a ter então uma corrente não nula e proporcional a magnitude do campo externo naquela direção que pode ser integrada e então o fluxo magnético pode ser calculado (RIPKA, 1992). A Figura 3.6 mostra o núcleo do sensor magnético que é encontrado dentro do módulo do sensor do magnetômetro.

Figura 3.6: Foto do núcleo do sensor magnético do magnetômetro.



Fonte: Denardini et al. (2018a).

O sistema do magnetômetro possui 3 eixos e é sensível ao campo magnético na faixa de até 1 mT com resolução alcançável até 10 pT, através de medição de campo magnético de corrente contínua ou corrente alternada de baixa frequência. Os sensores dos magnetômetros descritos nessa seção, conseguem medir a intensidade do campo geomagnético na faixa de ± 75.000 nT. No entanto, o *software* de aquisição permite apenas três faixas de aquisição: ± 250 nT, ± 1000 nT ou ± 2500 nT. Esses intervalos são suficientes para cobrir a amplitude das variações diurnas do campo geomagnético em regiões de baixa a alta latitudes (VELIZ, 2010b).

3.2 Escolha do local adequado e instalação de um magnetômetro

O processo de instalação de um magnetômetro começa com a escolha de um local adequado. Para isso, o sensor deve: (1) ser posicionado em uma área livre de variações magnéticas artificiais, como dutos metálicos, e afastado de áreas com movimentação intensa de pessoas; e a uma distância maior que 100 m do tráfego de veículos, e (2) estar a uma distância mínima de 25 m da unidade de controle. A sala da unidade de controle deve: (3) possuir uma fonte de tensão 120 ou 220V/60Hz e um ponto de internet de preferência com IP fixo público, e (4) ter temperatura interna entre 10 e 30°C e a umidade entre 10 e 80 %.

Após feita a escolha do local, é necessário fazer algumas construções para preparar o local para a instalação do magnetômetro. Inicia-se pela construção de uma base de concreto obedecendo o item (2) acima. Essa base de concreto deve ser quadrada com dimensões de 1 x 1m e profundidade de 20 cm com um furo central de 35 cm de diâmetro e profundidade de 1 m. Essa base deve estar perfeitamente nivelada e polida. É importante que a areia e o material utilizado para concretar esteja livre de contaminantes magnéticos (VELIZ, 2010b).

A base de concreto deve possuir uma cobertura de madeira ou plástico, com as seguintes dimensões: 1,2 x 1,2m e 50cm de altura, com um desnível de 15cm para escorrer a água da chuva. Os 4 postes de sustentação da cobertura devem ser enterrados a uma profundidade de 40cm. O material utilizado para a

cobertura deve estar livre de materiais magnéticos, para que não haja interferência nos dados adquiridos (VELIZ, 2010b). A parte superior da cobertura deve ser removível com parafusos não magnéticos. A Figura 3.7 mostra a foto da base de concreto e da cobertura necessária para a estação localizada em São Martinho da Serra.

Figura 3.7: Foto da estrutura necessária para a instalação de um magnetômetro, mostrando a base de concreto, e a cobertura, na estação magnética de São Martinho da Serra.



Fonte: Denardini et al. (2018a).

Após a construção da estrutura, é necessário fazer uma trincheira de 20cm de largura por 30cm de profundidade, desde a base de concreto até a sala da unidade de controle. Essa trincheira tem o objetivo de proteger o cabo do sensor. Para isso, o cabo deve ser colocado dentro de um tubo de PVC ou uma mangueira de plástico com 3 a 5 cm de diâmetro.

Uma vez concluída as devidas construções, o sensor deve ser enterrado a uma profundidade de 80cm ou mais (apontado para o norte geomagnético, como mostra a Figura 3.5), e o vão entre o sensor e poço da base deve ser preenchido. Além disso, utiliza-se um nível de bolha sobre o sensor para mantê-lo o mais nivelado possível.

Dentro da sala onde se encontra o sensor, deve-se conectá-lo com o cabo e essa conexão deve ser isolada com uma fita isolante impermeável. Depois deve-se conectar o cabo à saída USB que vai para o computador.

A orientação do sensor é realizada com o auxílio da unidade controle do magnetômetro. Neste procedimento utiliza-se a seleção $\times 10$ do canal da

componente Y do painel frontal da unidade de controle para aumentar a resolução da sensibilidade medida pelo equipamento. A partir disso, deve-se verificar e reajustar a nivelção do sensor ao ajustar a orientação do sensor na direção do norte magnético. Para isso, deve-se zerar o valor que é mostrado na tela LCD do painel da unidade de controle. O cancelamento das componentes do campo geomagnético (X , Y , Z) são necessários para corrigir a linha de base no valor das medições magnéticas realizadas pelo sensor.

Primeiro deve-se fazer o cancelamento da componente Y do campo. Para isso, são adotados os seguintes procedimentos: (1) colocar a chave seletora do alcance na posição $\times 2,5$; (2) colocar a chave seletora do canal na posição Y ; (3) verificar a leitura do painel LCD da unidade de controle e, se necessário fazer ajustes finos girando o sensor lentamente até que o painel LCD marque zero; e (4) alterar chave seletora de escala para a posição $\times 10$ e reajustar o sensor com movimentos muito finos.

Posteriormente deve-se cancelar as componentes X e Z , para isso: (1) colocar a chave seletora do alcance na posição $\times 2,5$; (2) colocar a chave seletora do canal na posição X quando estiver cancelando a componente X ; (colocar a chave seletora do canal na posição Z quando estiver cancelando a componente Z); (3) colocar a escala do switch em $\times 10$; (4) observar a leitura do painel LCD e ajustar a seleção (*Field Cancel X* para cancelar a componente X (*Field Cancel Z* para cancelar a componente Z) até que zere o valor no *display* LCD. Para ajustar a seleção *Field Cancel* deve-se primeiramente destravar a chave seletora; (5) quando a leitura do painel LCD indicar um valor próximo de zero, deve-se colar o *switch* em $\times 10$; e (6) reajustar lentamente o controle de cancelamento até que se aproxime de zero. A leitura do display deve oscilar entre $\pm 0,010\text{mV}$ aproximadamente.

Esse procedimento de instalação do magnetômetro deve ser realizado em um dia de condições magneticamente calmas, sem que esteja ocorrendo uma tempestade geomagnética. Para isso, deve-se utilizar como referência, o índice Dst disponibilizado pelo *World Data Center for Geomagnetism* de Kyoto (Japão). Recomenda-se que a instalação deva ser realizando durante a

primeira hora de Sol do dia, ou durante o final da tarde (por do Sol). O procedimento de ajuste final deve ser realizado nesses horários para não sofrer contaminação das variações magnéticas causadas pela variação diurna.

3.3 Rede EMBRACE MagNet x rede INTERMAGNET

A rede global de magnetômetros chamada de *International Real-time Magnetic Observatory Network* (INTERMAGNET), possui diversos magnetômetros instalados pelo globo terrestre. Porém, somente 13 deles são selecionados e compõe os dados que geram o índice Kp. Além disso, existe uma rede de magnetômetros específica para a América do Sul (EMBRACE MagNet), que gera o índice Ksa. Cada magnetômetro da rede EMBRACE passa por um processo de calibração antes de ser instalado definitivamente. Maiores informações sobre o processo de calibração podem ser encontrados nas publicações de Denardini et al. (2015), Denardini et al. (2016) e Denardini et al. (2018a).

O tipo de magnetômetro utilizado nas redes EMBRACE MagNet e INTERMAGNET é *fluxgate*. Existem algumas semelhanças e algumas peculiaridades com relação a esses equipamentos utilizados em cada uma das redes. A principal diferença entre elas é que a rede EMBRACE MagNet é formada por estações magnéticas, enquanto a rede INTERMAGNET é composta por observatórios magnéticos. A Tabela 3.1 mostra as especificações de cada rede.

Tabela 3.1: Parâmetros operacionais das redes Embrace MagNet e INTERMAGNET.

	Embrace MagNet	INTERMAGNET
Resolução máxima	0,1 nT	0,1 nT
Filtro Passa banda	3 kHz CC	0,1 Hz CC
Taxa de amostragem	1 Hz	1 Hz
Estabilidade Térmica	<0,1 nT/°C	0,25 nT/°C
Estabilidade de Longa duração	Não disponível	5 nT/ano

Fonte: Denardini et al. (2018a).

4 METODOLOGIA DE ANÁLISE DE DADOS

Neste capítulo apresentamos a metodologia utilizada para a elaboração deste trabalho. Ela é dividida nos seguintes aspectos: (1) estudo de 10 tempestades geomagnéticas; (2) estudo de um ano de mínima atividade solar (2020).

Os dados magnéticos utilizados neste trabalho foram obtidos da seguinte forma:

- Os dados do índice Kp foram obtidos no site (<https://kp.gfz-potsdam.de/en/data>) do Centro Alemão de Pesquisas em Geociências (GFZ, do alemão Deutsches GeoForschungs-Zentrum), localizado em Potsdam;
- Os dados do índice Ksa foram obtidos pelo site do EMBRACE do INPE (<https://www2.inpe.br/climaespacial/portal/pt/>);
- Dados do índice Dst também foram utilizados nessa pesquisa, com o intuito de classificar as tempestades em intensa ou moderada, e também para classificar as fases das tempestades. Os dados desse índice foram obtidos pelo site (<https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>) do *World Data Center for Geomagnetism* da Universidade de Kyoto.

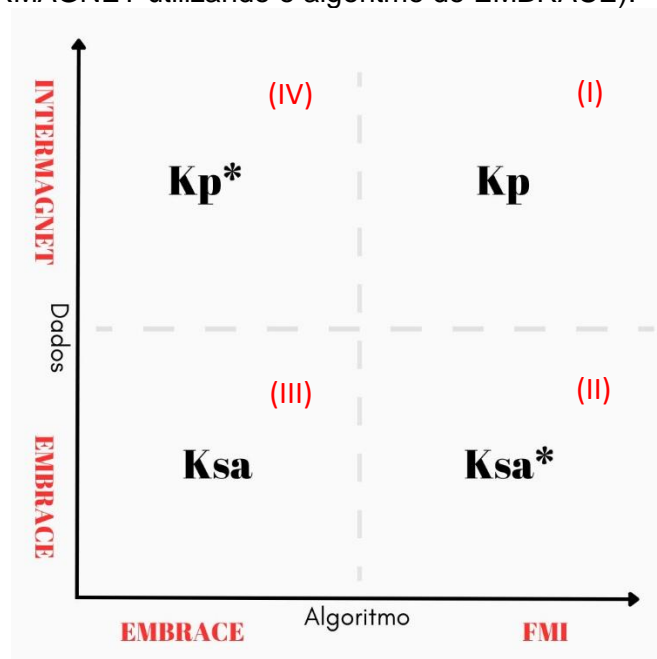
Além desses índices, foram criados dois novos índices para embasar esse estudo, esses índices foram denominados: Ksa* e Kp*

- O índice Ksa* foi estabelecido utilizando dados da rede EMBRACE MagNet, porém processados com o algoritmo do FMI. A metodologia desse algoritmo foi descrita na Seção 2.5.2 onde foi explicado sobre o cálculo do índice Kp. Os dados de cada estação magnética foram obtidos pelo site do EMBRACE do INPE (<https://www2.inpe.br/climaespacial/portal/pt/>);
- O índice Kp* foi estabelecido utilizando dados da rede INTERMAGNET, porém processados pelo algoritmo do EMBRACE/INPE. A metodologia desse algoritmo foi descrito na Seção 2.5.3. Vale ressaltar que apesar do índice Kp utilizar dados de 13 observatórios, para este estudo foram

utilizados dados de 12 observatórios, visto que os dados do observatório de Brorfelde não estavam disponíveis no site da rede INTERMAGNET.

A Figura 4.1 é um esquema que demonstra a relação entre os 4 índices estudados (K_p , K_{sa} , K_p^* , K_{sa}^*). No primeiro quadrante está o índice K_p que utiliza dados da rede INTERMAGNET e o algoritmo do método FMI. No segundo quadrante o índice K_{sa}^* que utiliza dados da rede EMBRACE MagNet e o algoritmo FMI. No terceiro quadrante o índice K_{sa} que utiliza dados e o algoritmo do EMBRACE/INPE, e para finalizar, no quarto quadrante é exibido o índice K_p^* que utiliza dados da rede INTERMAGNET e o algoritmo do EMBRACE.

Figura 4.1: Ilustração referente a obtenção dos índices utilizados neste trabalho: K_{sa} (dados da rede EMBRACE utilizando o algoritmo do EMBRACE), K_{sa}^* (dados da rede EMBRACE utilizando o algoritmo do FMI), K_p (dados da rede INTERMAGNET utilizando o algoritmo do FMI), K_p^* (dados da rede INTERMAGNET utilizando o algoritmo do EMBRACE).



Fonte: Produção do autor.

Lembrando que os dados dos índices K_p e K_{sa} foram obtidos já processados. Porém, para se obter os índices K_p^* e K_{sa}^* foi necessário entender e

processar os algoritmos dos índices Kp e Ksa, que foram descritos no Capítulo 2.

4.1 Tempestades geomagnéticas

Foram selecionadas 10 tempestades geomagnéticas para análise, sendo 5 intensas e 5 moderadas, ocorridas durante a fase descendente do ciclo solar 24 e início do ciclo solar 25. A classificação das tempestades geomagnéticas como intensa/moderada foi feita segundo os critérios estabelecidos por Gonzalez et al. (1994). Além da classificação de intensidade, as tempestades geomagnéticas foram agrupadas de acordo com meses de equinócios e solstícios, sendo que, para o propósito deste trabalho, definiu-se: (1) meses D para os meses de janeiro, fevereiro, novembro e dezembro, ou seja, verão no hemisfério sul; (2) meses E para os meses de março, abril, setembro, outubro, meses de equinócios; (3) e meses J para os meses de maio, junho, julho e agosto, ou seja, inverno no hemisfério sul.

A Tabela 4.1 mostra a classificação das tempestades geomagnéticas (intensa e moderada), o nome dado para cada evento (Temp1, Temp2, ..., Temp10), suas datas de início/ fim, a duração em dias (considerando desde o início súbito da tempestade, fase principal e fase de recuperação), e o valor mínimo que o índice Dst atingiu em cada tempestade, bem como a classificação da tempestade geomagnética em meses D, E, e J, que permitirá uma análise comparativa das tempestades em diferentes períodos sazonais.

Tabela 4.1: Lista das 10 tempestades selecionadas para a elaboração deste trabalho.

	Nome	Início	Fim	Duração	Dst (nT)	Meses
Intensa	Temp1	17/03/2015	25/03/2015	9 dias	-234	E
	Temp2	20/12/2015	25/12/2015	6 dias	-166	D
	Temp3	31/12/2015	04/01/2016	6 dias	-116	D
	Temp4	13/10/2016	20/10/2016	8 dias	-110	E
	Temp5	25/08/2018	31/08/2018	7 dias	-175	J
Moderada	Temp6	10/11/2016	11/11/2016	2 dias	-60	D
	Temp7	16/07/2017	20/07/2017	5 dias	-72	J
	Temp8	20/04/2020	21/04/2020	2 dias	-59	E
	Temp9	12/05/2021	15/05/2021	4 dias	-61	J
	Temp10	27/08/2021	30/08/2021	4 dias	-82	J

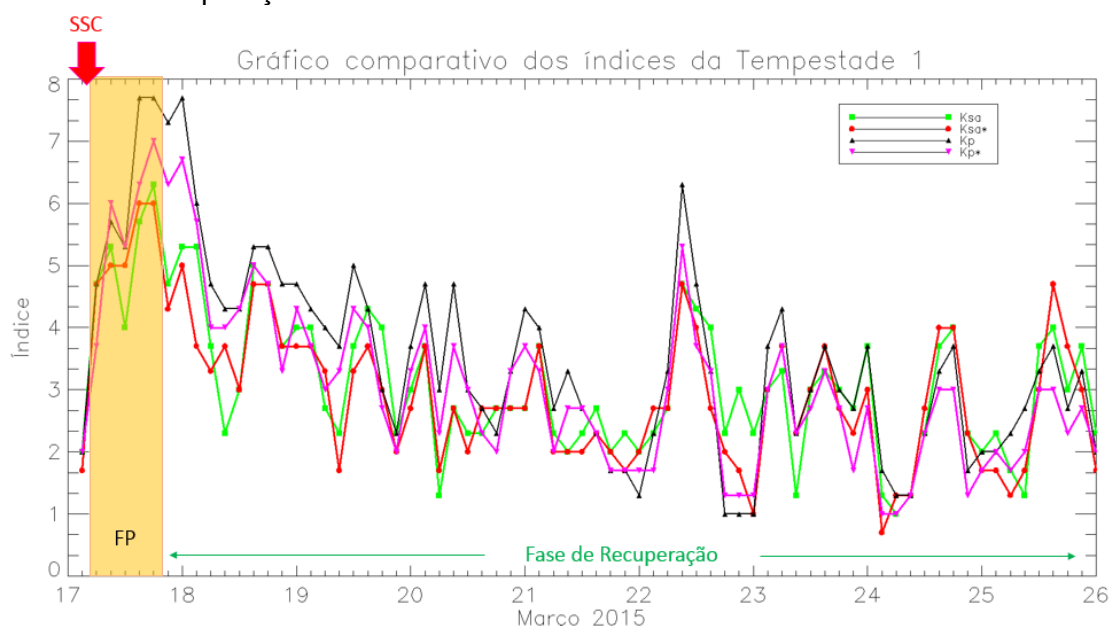
Fonte: Produção do autor.

Outro critério importante para a seleção dessas tempestades foi com base no fenômeno solar que lhe deu causa. Todas as escolhidas neste trabalho foram causadas por ICME (RICHARDSON; CANE, 2023). Além disso, as fases das tempestades geomagnéticas foram classificadas da seguinte forma:

- (1) Início súbito (do inglês *Sudden Storm Commencement* - SSC): caracterizado por um aumento na pressão dinâmica do vento solar na magnetosfera terrestre no lado diurno, causando compressão das linhas de campo magnético. Apenas na Tempestade 6 não foi observado o SSC.
- (2) Fase principal: período que compreende o início súbito e o valor mínimo atingido pelo índice Dst; e
- (3) Fase de recuperação: intervalo de tempo entre a fase principal e o momento em que o valor do índice Dst atinja 10 % do valor mínimo atingido na fase principal.

Após a classificação de cada uma das fases das 10 tempestades geomagnéticas estudadas, foi elaborado um gráfico comparativo dos 4 índices (Kp, Ksa, Ksa*, Kp*) e também foi demarcado as fases da tempestade, a Figura 4.2 é um exemplo desse tipo de gráfico.

Figura 4.2: Gráfico comparativos dos 4 índices estudados: Ksa em verde, Ksa* em vermelho, Kp em preto e Kp* em rosa. A seta em vermelho demonstra o início súbito da tempestade (SSC), a faixa amarela representa a fase principal da tempestade (FP), e as setas em verde representam a fase de recuperação.

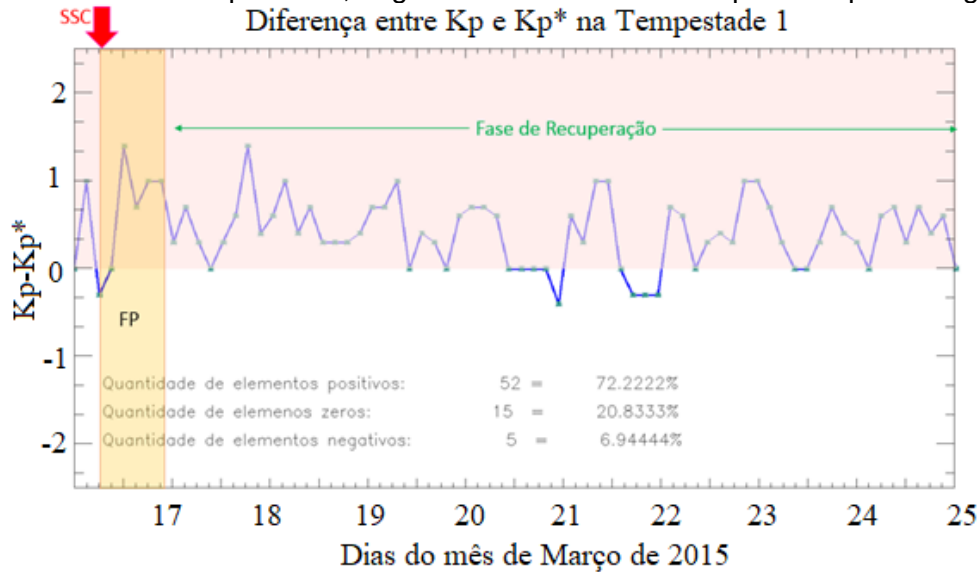


Fonte: Produção do autor.

Após a comparação dos quatro índices, foi realizada uma análise mais detalhada referente aos índices Kp e Kp*. Para isso, foi feita uma subtração entre eles, isto é, valores do índice Kp menos os valores do índice Kp*. Cabe ressaltar que há 8 medidas desses índices para cada dia, e que cada medida foi chamada de elemento. Para a Temp1, que possui duração de 9 dias, tem-se portanto 72 elementos de índices analisados. Essa informação é demonstrada na Figura 4.3, onde houve a subtração de Kp-Kp*, e o número de elementos positivos, negativos e zeros é descrito em porcentagem no gráfico. O eixo horizontal mostra os dias de duração da tempestade 1, e o eixo vertical mostra

o valor da subtração de $K_p - K_p^*$. Posteriormente, foi feito o mesmo procedimento da diferença entre o índice K_{sa} e K_{sa}^* .

Figura 4.3: Diferença entre os índices K_p e K_p^* da tempestade 1. A seta em vermelho demonstra o início súbito da tempestade (SSC), a faixa amarela representa a fase principal da tempestade (FP), e as setas em verde representam a fase de recuperação. Além disso, há informações da quantidade de elementos positivos, negativos e zeros e suas respectivas porcentagens.



Fonte: Produção do autor.

No próximo passo, foi calculado o Coeficiente de Correlação de Pearson (R), uma medida que quantifica o grau de correlação entre duas variáveis. Se representarmos duas variáveis, sendo elas $(x, y) = \{(x_i, y_i)\}$ com $i = 1, 2, \dots, n$, o coeficiente R é calculado pela Equação (4.1).

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad \text{em que} \quad (4.1)$$

$$\bar{x} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i)}{n}, \quad \bar{y} = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i)}{n}.$$

O Coeficiente de Correlação de Pearson (R) para o par de variáveis (x, y) é o quociente entre a covariância amostral das variáveis x e y e o produto dos desvios padrões respectivos.

O coeficiente R possui as seguintes propriedades: (1) valores entre -1 e 1; (2) quanto maior o valor de R, em módulo, maior o grau de associação linear entre as variáveis; e (3) O valor de R positivo indica uma associação linear positiva entre as variáveis, ou seja, quando o valor de uma variável aumenta, a outra também aumenta (MARTINS, 2014).

Segundo Dancey e Reidy (2007) a classificação do coeficiente de correlação de Pearson (R) ocorre conforme os seguintes limites da Tabela 4.2.

Tabela 4.2: Classificação do coeficiente de correlação de Pearson.

Classificação do Coeficiente de Correlação de Pearson (R)	
Forte	$R > 0,70$
Moderado	$0,70 \geq R > 0,40$
Fraco	$R \leq 0,40$

Fonte: Adaptada de Dancey e Reidy (2007).

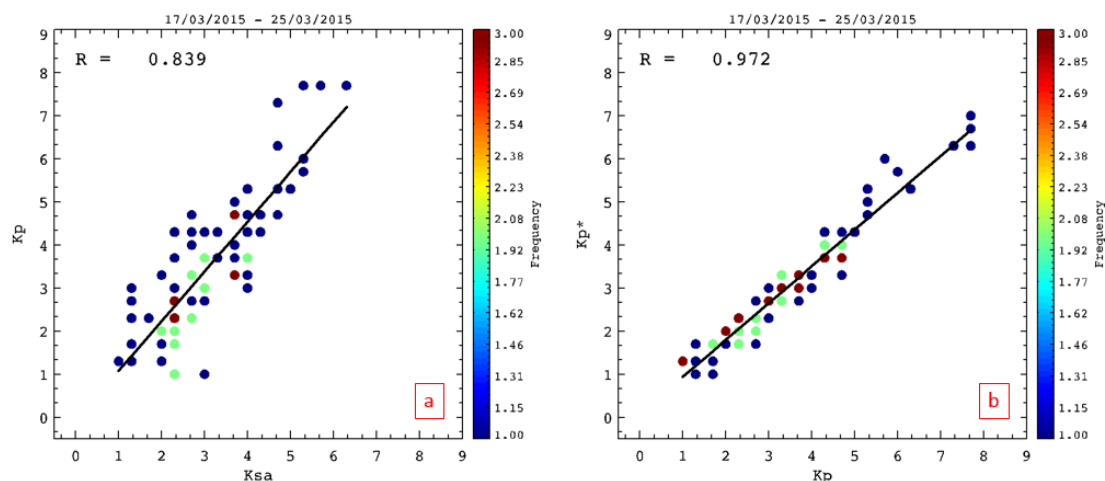
Além do cálculo do R entre todas as combinações possíveis dos quatro índices analisados (K_p , K_{sa} , K_{sa}^* , K_p^*), foram feitos gráficos de dispersão que mostram a correlação entre dois dos índices, e utilizou-se barra de cores para indicar a frequência de cada ponto (Figura 4.4). As seis combinações analisadas estão descritas na Tabela 4.3, que além das combinações, mostra também os dados e os algoritmos usados em cada índice analisado.

Tabela 4.3: Combinação usada no estudo de correlação dos índices, bem como os respectivos dados e algoritmos utilizados para cada índice.

Combinação	Índice	Dados	Algoritmo	Índice	Dados	Algoritmo
Kp x Ksa	Kp	INTERMAGNET	FMI	Ksa	EMBRACE	EMBRACE
Kp* x Kp	Kp*	INTERMAGNET	EMBRACE	Kp	INTERMAGNET	FMI
Ksa* x Kp	Ksa*	EMBRACE	FMI	Kp	INTERMAGNET	FMI
Kp* x Ksa*	Kp*	INTERMAGNET	EMBRACE	Ksa*	EMBRACE	FMI
Kp* x Ksa	Kp*	INTERMAGNET	EMBRACE	Ksa	EMBRACE	EMBRACE
Ksa* x Ksa	Ksa*	EMBRACE	FMI	Ksa	EMBRACE	EMBRACE

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.4: Gráfico de dispersão referentes a dados dos dias da tempestade 1, entre os índices Kp x Ksa (esquerda), e Kp* x Kp (direita). O valor R refere-se ao coeficiente de correlação de Pearson para as variáveis analisadas. A barra de cores indica a frequência de cada ponto, e a linha preta indica a tendência dos dados.

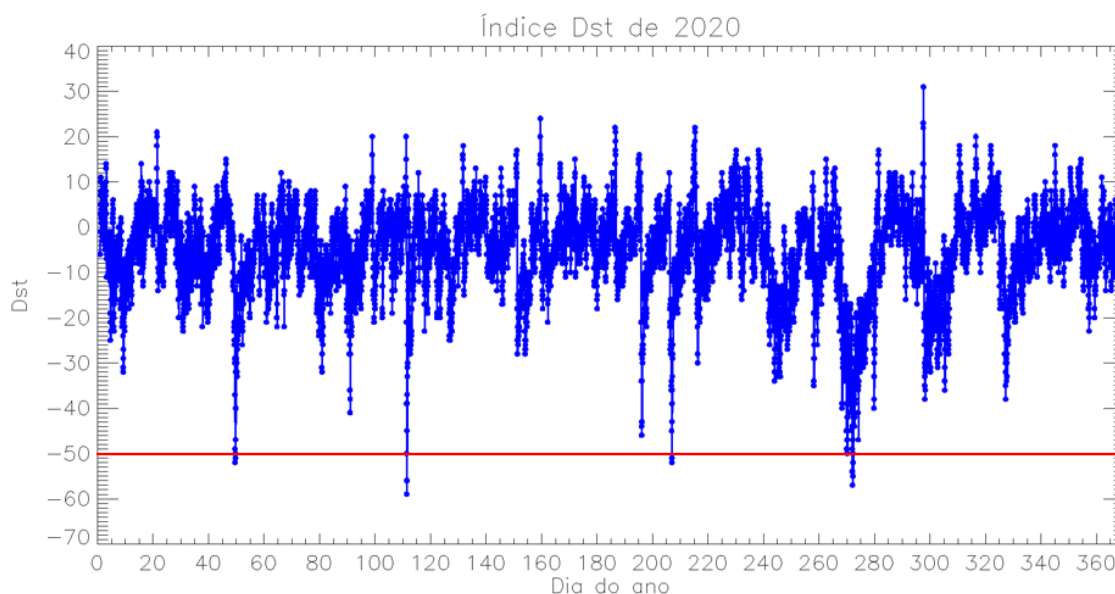


Fonte: Produção do autor.

4.2 Período de mínima atividade solar: dados do ano de 2020

Após o estudo realizado com as tempestades geomagnéticas, foi analisado um período de mínima atividade solar. Para isso foi escolhido o ano de 2020, pois é o ano de mínima atividade solar mais recente de dados disponíveis da rede EMBRACE MagNet. A Figura 4.5 mostra a variação do índice Dst ao longo do ano de 2020. A linha vermelha em -50 nT é utilizada para ilustrar que houveram poucos casos de tempestades moderadas neste ano, e nenhuma tempestade intensa.

Figura 4.5: Dados do índice Dst (nT) para o ano de 2020 completo. A linha vermelha em -50 nT serve para ilustrar que houveram poucos casos de tempestades moderadas neste ano, e nenhuma tempestade intensa.



Fonte: Produção do autor.

Para calcular o índice Ksa*, ou seja, utilizando dados da rede EMBRACE MagNet, mas com o algoritmo do FMI, foram utilizados dados de seis estações magnéticas, como mostra a Tabela 4.4.

Tabela 4.4: Localização geográfica das estações magnéticas da rede Embrace MagNet e suas correspondentes sigla, cidade, país, latitude geográfica, longitude geográfica e K9-limite.

Sigla	Cidade	País	Latitude	Longitude	K9-limite
CBA	Cuiabá	BR	- 15.5°	- 56.1°	400 nT
CHI	Chillán	CH	- 36.6°	- 72.0°	300 nT
CXP	Cachoeira Paulista	BR	- 22.7°	- 45.0°	300 nT
SJC	São José dos Campos	BR	- 23.2°	- 45.9°	300 nT
SMS	São Martinho da Serra	BR	- 29.4°	- 53.8°	300 nT
VSS	Vassouras	BR	- 22.4°	- 43.6°	300 nT

Fonte: Produção do autor.

A escolha das estações magnéticas da rede EMBRACE MagNet para o cálculo do índice Ksa* se deu devido ao fato de que estas estações foram as que apresentaram menores lacunas de faltas de dados, portanto possuíam mais dados disponíveis. A Tabela 4.5 mostra as estações magnéticas da rede

EMBRACE MagNet e os quadrados nas cores verde representam os meses em que haviam dados disponíveis, destacando em vermelho as estações com mais dados disponíveis.

Tabela 4.5: Estações magnéticas da rede EMBRACE MagNet, e em verde os dados disponíveis para o ano de 2020. As estações destacadas em vermelho foram utilizadas no cálculo do índice Ksa*.

Estações EMBRACE MagNet	Meses do ano de 2020											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cuiabá (Brasil)												
Chillán (Chile)												
Cachoeira Paulista (Brasil)												
Eusébio (Brasil)												
Jataí (Brasil)												
Medianeira (Brasil)												
Palmas (Brasil)												
Porto Velho (Brasil)												
Rio Grande (Argentina)												
São José dos Campos (Brasil)												
São Martinho da Serra (Brasil)												
Vassouras (Brasil)												

Fonte: Produção do autor.

Para calcular o índice Kp*, ou seja, utilizando dados da rede INTERMAGNET, porém com o algoritmo do EMBRACE, foram utilizados dados dos observatórios magnéticos contidos na Tabela 2.3.

Os dados do ano de 2020 foram divididos em 3 grupos, de forma sazonal: (1) meses D; (2) meses E; e (3) meses J.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são apresentados os resultados e discussões deste trabalho de pesquisa de dissertação de mestrado. Estes resultados foram divididos em duas seções. Na primeira estão os resultados obtidos na análise de dez tempestades geomagnéticas. Na outra seção estão os resultados referentes ao período de mínima atividade solar (ano de 2020).

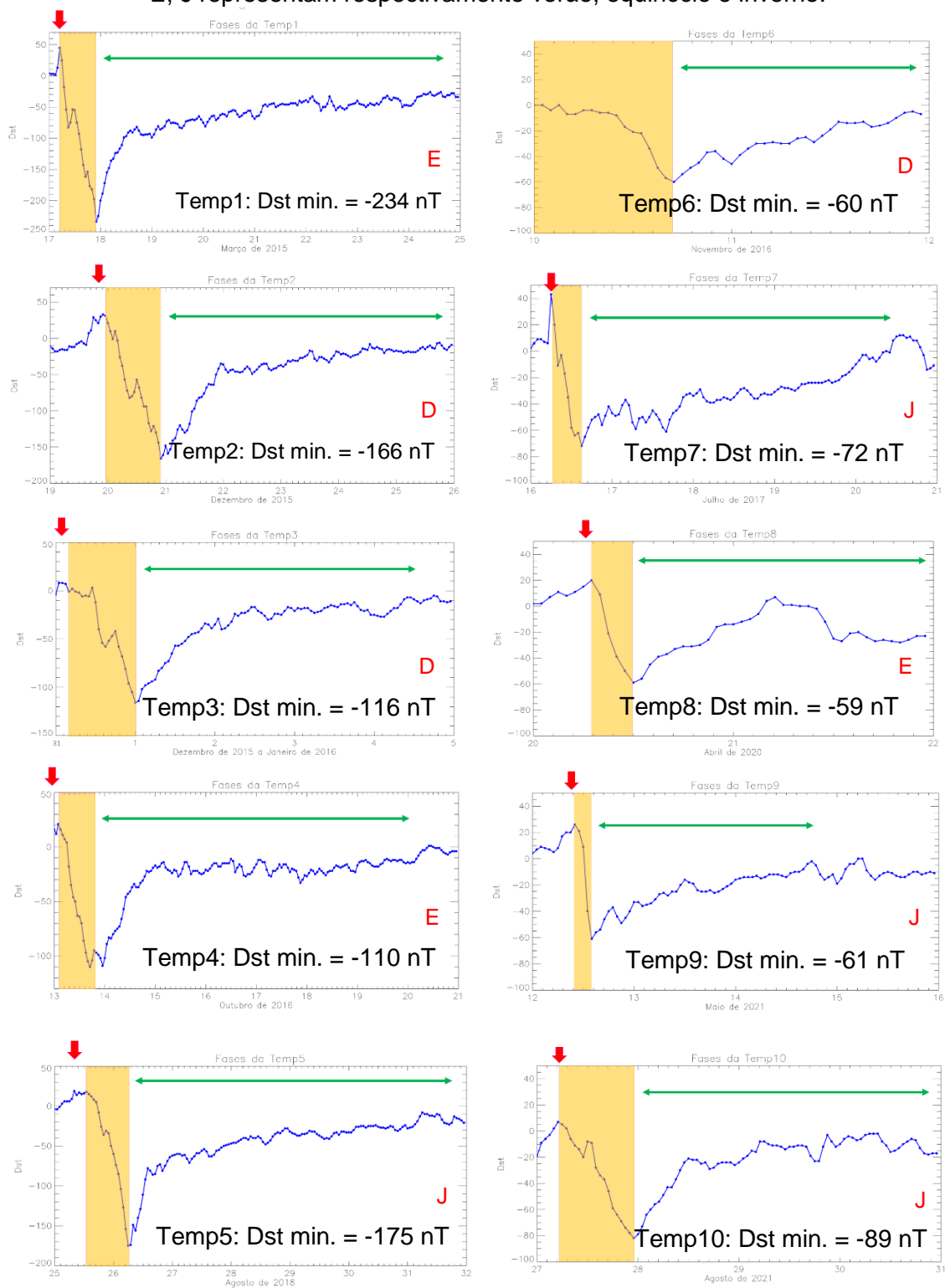
5.1 Variabilidade dos índices geomagnéticos durante tempestades geomagnéticas

A Figura 5.1 mostra o índice Dst (nT) e as fases das 10 tempestades estudadas. A seta vermelha representa o início súbito da tempestade (SSC), que pode ser observada em quase todos os casos analisados, com exceção da Temp6. A faixa amarela representa a fase principal da tempestade, a seta verde representa a fase de recuperação. As letras D, E, J significam que a tempestade geomagnética ocorreu no verão, equinócio ou inverno, respectivamente. Além disso, na figura está demonstrado o valor mínimo que a tempestade atingiu durante a fase principal.

Após a classificação de cada uma das fases das 10 tempestades geomagnéticas estudadas, foi elaborado um gráfico comparativo dos 4 índices (K_p , K_{sa} , K_{sa}^* , K_p^*) e também foi demarcado as fases da tempestade. Para as 10 tempestades estudadas, o índice K_p^* foi obtido utilizando os dados da rede INTERMAGNET gerados pelo algoritmo desenvolvido pelo EMBRACE, e o K_{sa}^* foi obtido utilizando os dados da rede EMBRACE/INPE gerados pelo algoritmo desenvolvido pelo FMI.

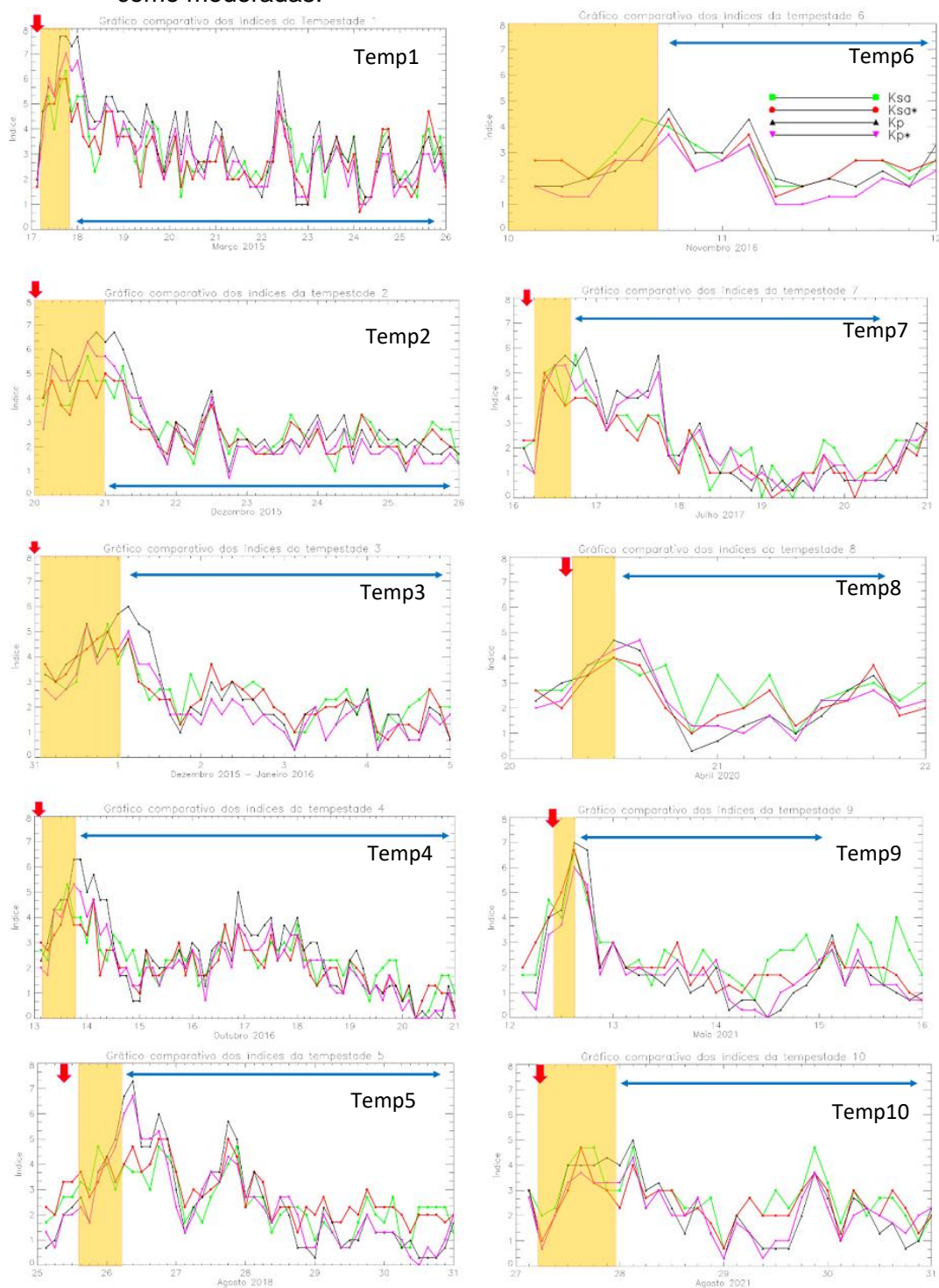
O resultado comparativo dos 4 índices (K_p , K_p^* , K_{sa} , K_{sa}^*) para cada uma das 10 tempestades é mostrado na Figura 5.2. Nesta figura o índice K_{sa} está representado em verde, o índice K_{sa}^* em vermelho, o K_p em preto e o K_p^* em rosa. Além disso, as fases de cada uma das tempestades estão demarcadas: o SSC é representado pela seta vermelha, a fase principal é representada pela faixa amarela, e a fase de recuperação é demarcada pela seta azul.

Figura 5.1: Índice Dst e fases das 10 tempestades estudadas. A seta vermelha representa o SSC, a faixa amarela representa a fase principal da tempestade e a seta verde representa a fase de recuperação. As letras D, E, J representam respectivamente verão, equinócio e inverno.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.2: Comparação da variabilidade dos índices Ksa (verde), Ksa* (vermelho), Kp (preto), Kp* (rosa) para 10 tempestades geomagnéticas. A seta vermelha representa o SSC, a faixa amarela mostra o período da fase principal, enquanto a seta azul horizontal especifica a fase de recuperação. As tempestades geomagnéticas de 1 a 5 são classificadas como intensas, enquanto que as tempestades geomagnéticas 6 a 10 são classificadas como moderadas.



Fonte: Produção do autor.

Na Figura 5.2 nota-se que:

- Os 4 índices apresentam um comportamento semelhante de variação ascendente e descendente, com diferença apenas na intensidade
- Nas tempestades intensas (temp1 até temp5) o índice Kp (em preto na Figura 5.2), calculado com base nos dados magnéticos da rede INTERMAGNET, é mais intenso durante a fase principal de cada tempestade. O índice Kp* (rosa), obtido a partir dos mesmos dados magnéticos, porém processados pelo algoritmo do EMBRACE/INPE, é o segundo índice mais intenso durante a fase principal das tempestades intensas;
- No conjunto das 10 tempestades, na maioria delas, os Índices Ksa (verde) e Ksa* (vermelho) aparecem mais intensos no final da fase de recuperação.

Como os pares de índices Kp e Kp* e Ksa e Ksa*, apresentam comportamentos e valores parecidos na mesma fase da tempestade geomagnética, e o que os diferem são os algoritmos utilizados, será feita a seguir uma análise das diferenças e semelhanças entre os algoritmos.

No Capítulo 2 foram detalhados os algoritmos usados para obter os índices Kp (método FMI) e o Ksa (EMBRACE/INPE). Nesta seção serão enfatizadas as diferenças e semelhanças entre eles. A Figura 5.3 mostra, de forma resumida, um fluxograma dos processos utilizado na obtenção desses índices.

As principais **diferenças** entre os algoritmos são:

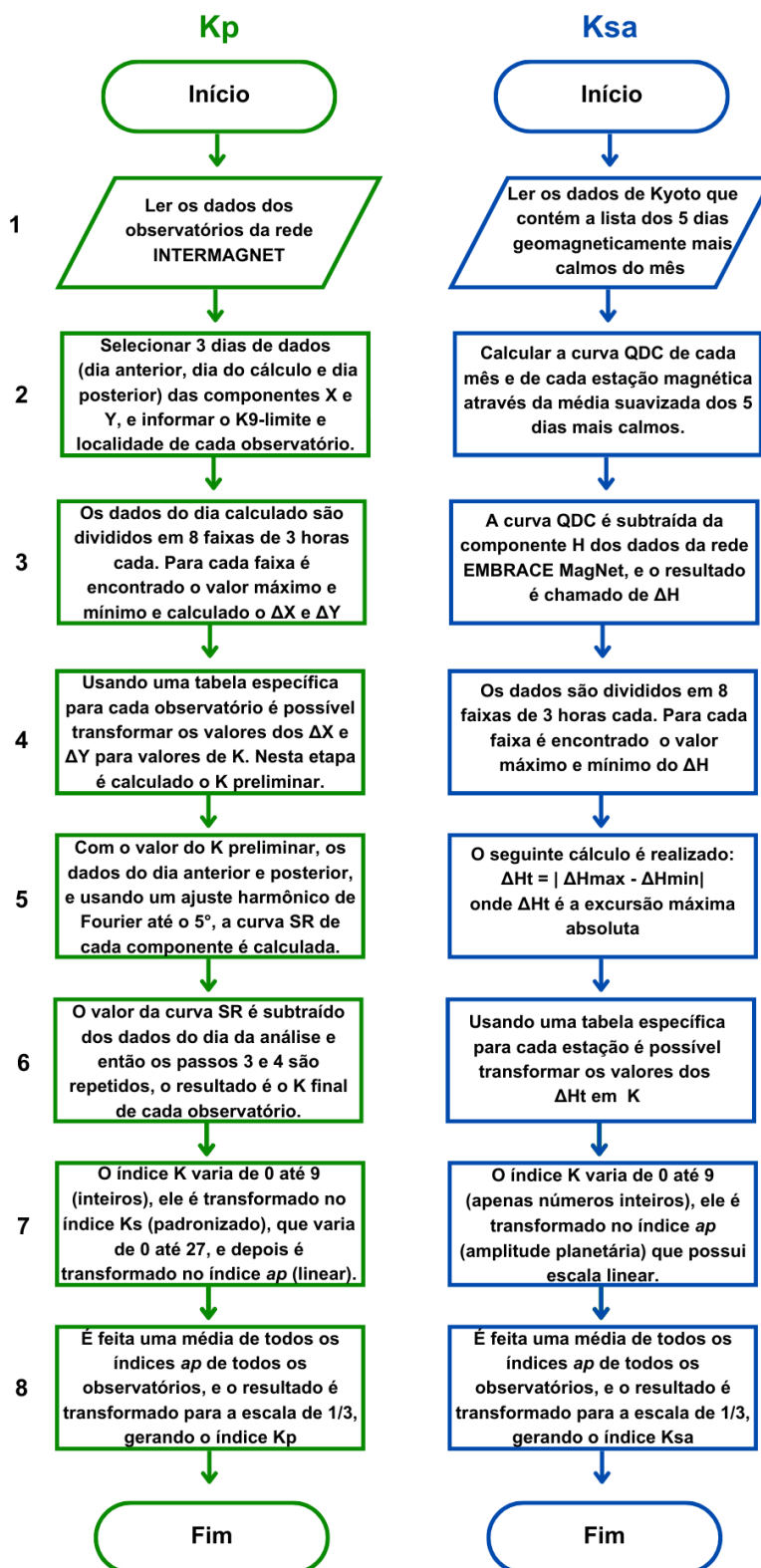
- Para calcular o índice Kp para um determinado dia, é necessário ter dados magnéticos do dia anterior e posterior, pois essas informações são imprescindíveis para o cálculo da curva da variação diurna solar. Já no cálculo do índice Ksa, é necessário ter dados magnéticos do mês todo para primeiramente obter a QDC. A QDC é obtida mensalmente utilizando dados magnéticos do EMBRACE/INPE e os cinco dias geomagneticamente mais calmos disponibilizados por Kyoto.

- O índice Kp possui um índice intermediário chamado de índice Ks (padronizado), que considera tabelas específicas da variação sazonal de cada observatório magnético; No índice Ksa, a variação sazonal é feita de modo diferente, visto que a curva é feita de forma mensal, levando em consideração, portanto o fator sazonalidade de forma embutida.

Com relação às **semelhanças** desses algoritmos, as principais são:

- Ambos dividem a análise dos dados diários em 8 faixas de horário, obtendo um índice a cada 3 horas.
- Para cada faixa de 3 horas, é calculada a diferença entre o valor máximo e mínimo da componente magnética, obtendo assim a excursão máxima absoluta da componente analisada. Utilizam a informação do K9-limite a fim de transformar o valor do ΔH (ou ΔX e ΔY) para obter o índice K.
- Convertem o índice K de cada estação/observatório magnético em *ap* para fazer a média linear, e posteriormente convertem novamente o índice *ap* na escala de 1/3 para obter o índice final, seja ele Kp ou Ksa.

Figura 5.3: Fluxograma dos processos utilizado na obtenção dos índices Kp (esquerda) e Ksa (direita).



Fonte: Produção do autor.

5.1.1 Comparação entre os pares de índices: (Kp x Kp*) e (Ksa x Ksa*)

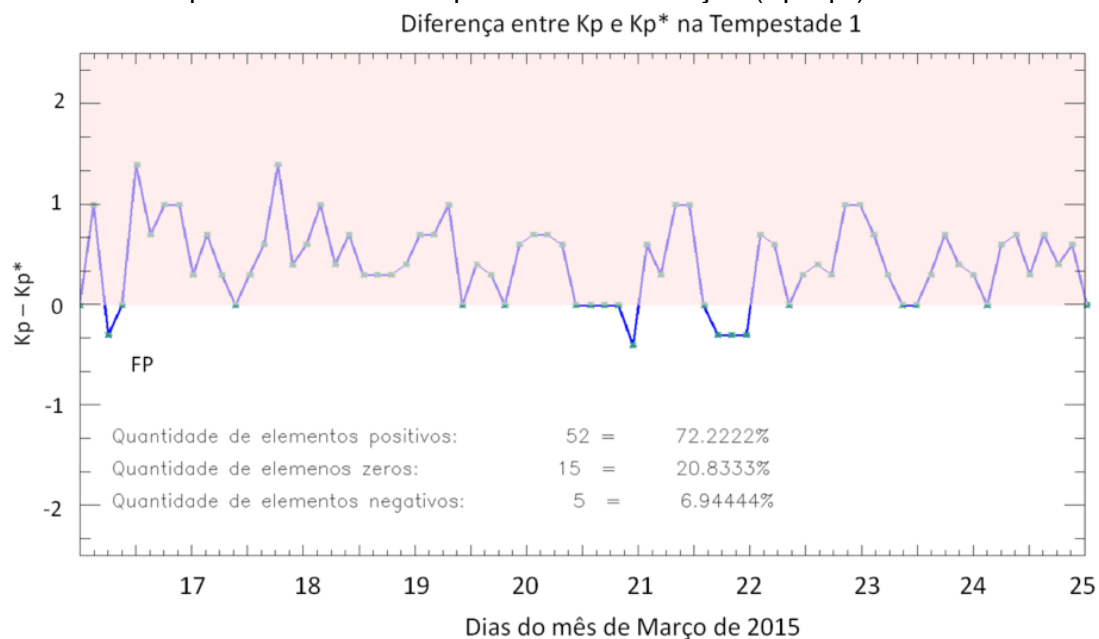
Considerando que as diferenças nos resultados obtidos para os pares de índices Kp/Kp* e Ksa/Ksa* é uma consequência da formulação matemática construída nos algoritmos utilizados, foram feitas análises com a finalidade de compreender suas influências na obtenção desses índices. Para isso, primeiramente foram comparados os índices Kp e Kp*, e posteriormente a mesma análise foi realizada entre os índices Ksa e Ksa*.

Para comparar os pares de índices, deve-se lembrar que cada dia possui 8 medidas de cada índice. A tempestade 1 será usada como exemplo: ela possui 9 dias de duração (considerando fase principal e fase de recuperação), então neste caso há um total de 72 elementos de avaliação nesta tempestade, correspondendo a 9 dias multiplicados por 8 medidas.

Comparação dos índices Kp com Kp*

A Figura 5.4 mostra a diferença entre o índice Kp e o Kp*, onde o eixo vertical representa a subtração (Kp-Kp*), e no eixo horizontal os dias de duração da Temp1. Além disso, destacam-se em rosa os valores positivos. Ao comparar os índices Kp e Kp*, é observado que para a Temp1 a maioria dos elementos (72,2%) dos valores de Kp são maiores que o Kp*. Além disso, 20,8% dos valores dos elementos dos índices Kp e Kp* correspondem a zero, indicando que Kp e Kp* são iguais. Ou seja, para a tempestade 1, o valor do índice Kp* tende a ser menor do que o Kp ao utilizarmos o algoritmo do EMBRACE/INPE com os dados magnéticos da rede INTERMAGNET.

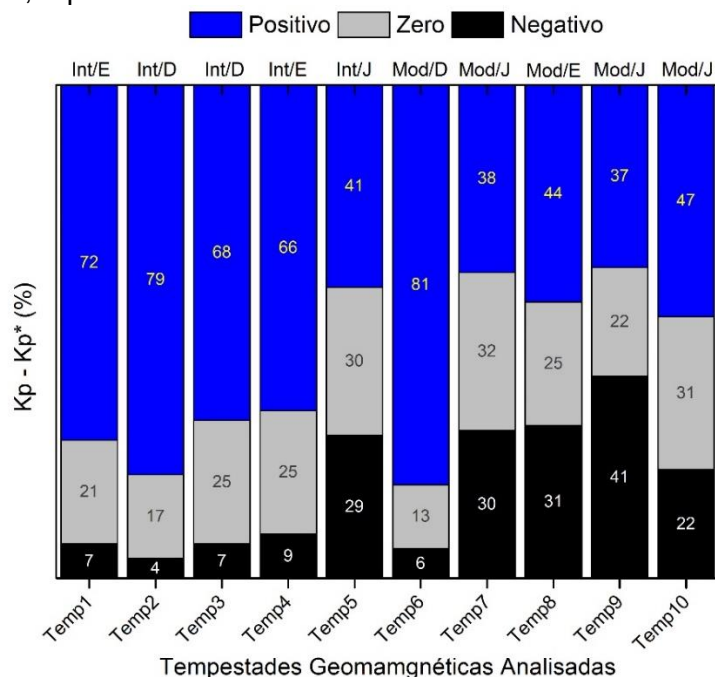
Figura 5.4: Diferença entre os índices Kp e Kp* para a Tempestade 1. A faixa rosa representa os valores positivos da subtração (Kp-Kp*).



Fonte: Produção do autor.

Essa análise foi feita para as 10 tempestades geomagnéticas estudadas, e os resultados são apresentados na Figura 5.5. Nesta figura os valores correspondem às porcentagens dos elementos positivos (azul), zeros (cinza) e negativos (vermelho). Nesta figura as siglas “Int” ou “Mod” correspondem às tempestades geomagnéticas intensas e moderadas, respectivamente. Já as siglas “D”, “E”, “J” correspondem à classificação das estações do ano, onde “D” corresponde ao verão do hemisfério sul, “E” são os meses de equinócios, e J corresponde aos meses de inverno no hemisfério sul.

Figura 5.5: Diferença entre os índices Kp e Kp*, em porcentagem. Os valores positivos estão representados em azul, os zeros em cinza, e os negativos em preto. As siglas “Int ou Mod” indicam respectivamente, tempestades intensas ou moderadas. Já as siglas ‘D, E, J’ indicam respectivamente períodos de verão, equinócios ou inverno.



Fonte: Produção do autor.

Com relação à Figura 5.5 é possível notar que:

- Nas tempestades geomagnéticas intensas analisadas (Temp1, Temp2, Temp3, Temp4), o valor percentual dos elementos negativos da diferença Kp-Kp* ficou menor que 10%. Isso indica que nestes eventos o valor de Kp foi cerca de 90% maior ou igual que Kp*. Vale ressaltar que duas dessas tempestades ocorreram em períodos de equinócios, e duas em períodos de verão no hemisfério sul.
- Com relação aos eventos Temp7, Temp8, Temp9, e Temp10, que são classificadas como moderadas, os valores onde o índice Kp foi maior ou igual ao Kp* diminuíram se comparadas os eventos Temp1, Temp2, Temp3, e Temp4.

- Ao analisar as 10 tempestades geomagnéticas estudadas, observa-se que o número de elementos positivos do índice Kp é maior ou igual ao número de elementos do índice Kp*.

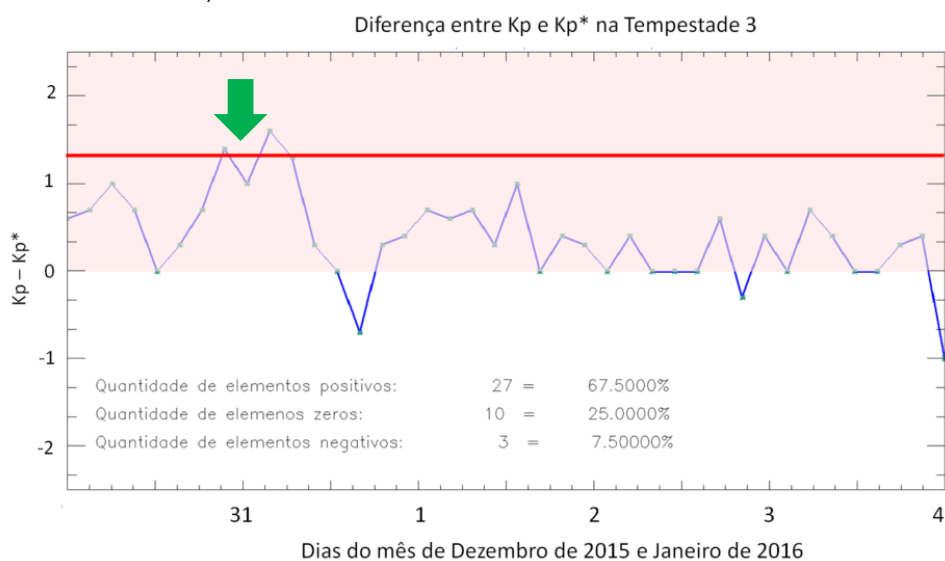
Os resultados da Figura 5.5 mostram que, ao processar os dados magnéticos da rede INTERMAGNET com o algoritmo do FMI, o índice Kp tende a ter valores mais elevados em comparação ao índice Kp*, obtido utilizando o algoritmo do EMBRACE/INPE.

Com essa análise, percebe-se nitidamente que o índice Kp tende a ter valores maiores que o índice Kp*. Como proposta de explicação, atribuímos essa diferença a metodologia de obtenção da curva de referencia do dia calmo em cada algoritmo. Com isso, avançamos nas análises para verificar o quanto o índice Kp difere do Kp*.

Neste sentido, a Figura 5.6 mostra a diferença entre o índice Kp e Kp* específica para a Temp3. A linha vermelha delimita o valor dessa diferença em 1,3. Gráficos semelhantes foram gerados para cada uma das 10 tempestades geomagnéticas estudadas. Os resultados mostraram que em 9 das 10 tempestades geomagnéticas o índice Kp apresentou valores maiores que o índice Kp*, com variação de até 1,3. A única variação maior que 1,3 ocorreu na Temp3, onde a seta verde mostra esse elemento acima de 1,3. Ou seja, há uma variação a favor de Kp, correspondente a uma margem muito restrita de valores de perturbação magnética baixa.

Para analisar a correlação entre os índices Kp e Kp* foram feitos gráficos de dispersão, numa tentativa de demonstrar que há uma grande correlação entre ambos, apesar desta pequena variação. A Figura 5.7 mostra esses gráficos, onde os índices Kp são representados no eixo horizontal, e o índice Kp* no eixo vertical. As barras de cores indicam a frequência de cada ponto, que varia de acordo com o número de elementos de cada tempestade (dependendo da duração de cada uma delas). Foi calculado também o coeficiente de correlação de Pearson (R) para todas as 10 tempestades geomagnéticas analisadas. Os resultados mostram que $R \geq 0,90$ em todos os eventos, o que mostra uma forte correlação entre os dois índices.

Figura 5.6: Diferença entre os índices Kp e Kp* para a tempestade 3. A linha em vermelho delimita a diferença de até 1,3, e a seta em verde indica um valor acima de 1,3.

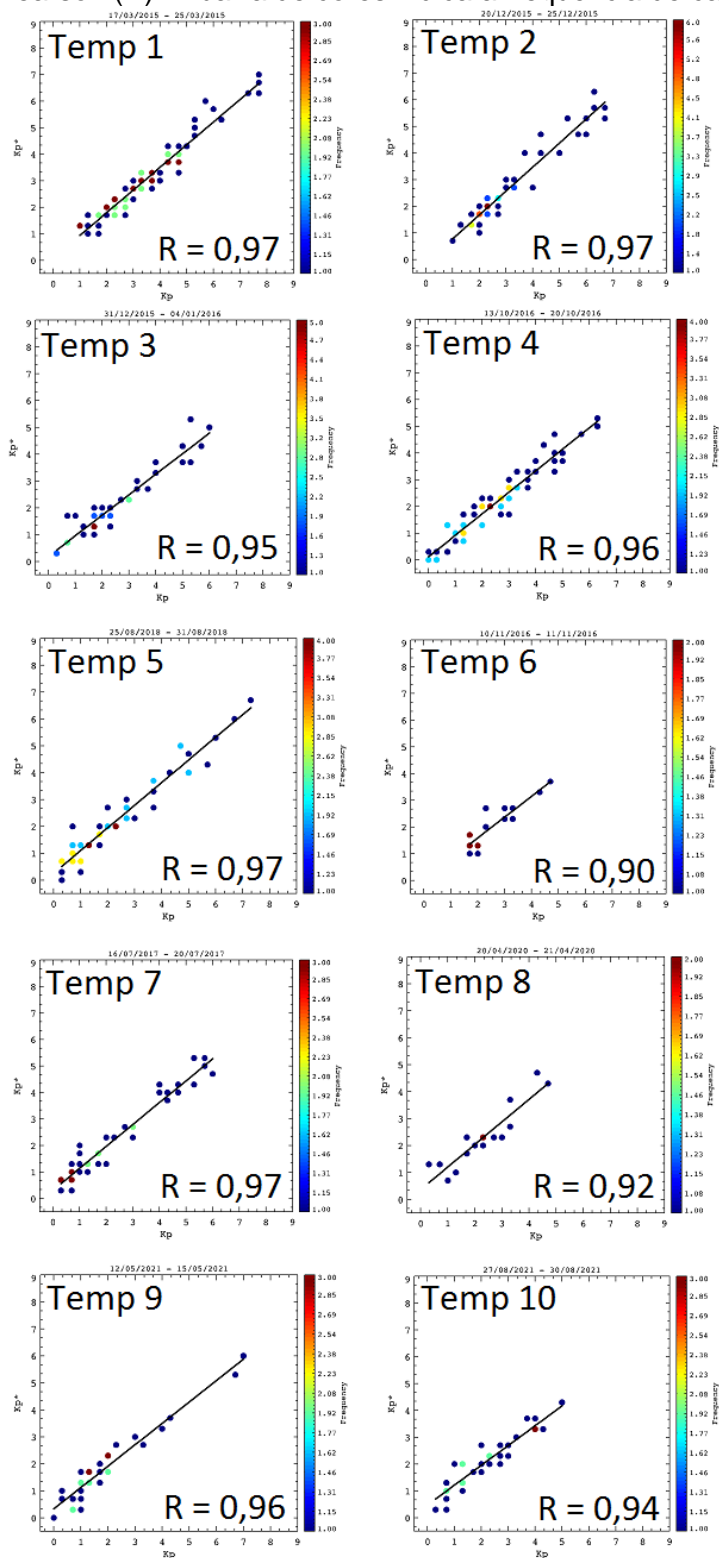


Fonte: Produção do autor.

Diante de todas as análises feitas entre os índices Kp e Kp* podemos concluir que no geral o índice Kp foi maior que o Kp*, e que esse valor variou entre 0,3 e 1,3 em 9 dos 10 casos avaliados, cuja explicação é atribuída à metodologia de geração da curva de referência do dia quieto. Além disso, a análise de correlação de Pearson mostrou que esses dois índices estão fortemente correlacionados ($R \geq 0,90$ para todos os eventos).

Esses resultados sugerem que, ao utilizar os dados da rede INTERMAGNET com o algoritmo do EMBRACE/INPE, os valores possuem um comportamento extremamente parecido ao índice Kp, porém com valores (de 0,3 a 1,3) menores que o índice processado com o algoritmo original do FMI.

Figura 5.7: Dispersão entre os índices Kp e Kp* para as 10 tempestades geomagnéticas estudadas, bem como o valor do coeficiente de correlação de Pearson (R). A barra de cores indica a frequência de cada ponto.

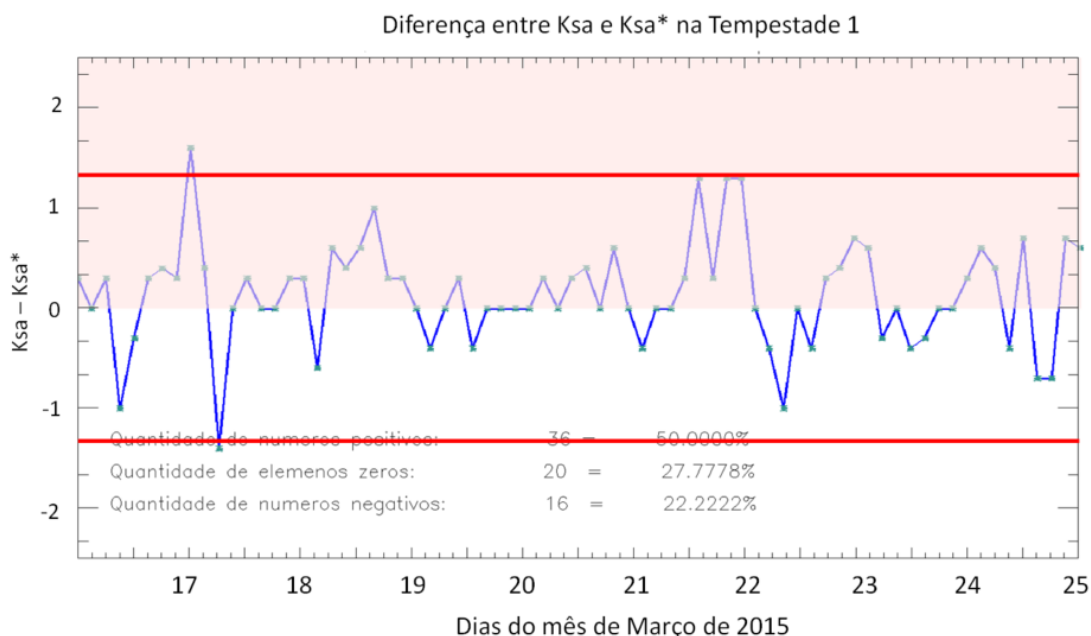


Fonte Produção do autor.

Comparação dos índices Ksa com Ksa*

Uma análise semelhante à anterior foi realizada, porém agora com os dados da rede EMBRACE MagNet. Foram comparados os dados do índice Ksa (dados magnéticos e algoritmo do EMBRACE/INPE) e Ksa* (dados do EMBRACE/INPE e algoritmo do FMI). A Figura 5.8 mostra a diferença entre o índice Ksa e o Ksa* para a Temp1. A faixa em rosa demarca os valores positivos, e as linhas vermelhas demarcam a faixa $\pm 1,3$. Nesta figura, observa-se que 50% dos elementos são positivos, indicando que a metade dos valores do índice Ksa, são maiores que o Ksa*. Já 27,7% da diferença entre Ksa e Ksa* foram iguais à zero, ou seja, cerca de $\frac{1}{4}$ dos elementos dos índices dessa tempestade geomagnética são iguais. Por tanto, no caso da Temp1, ao utilizarmos o algoritmo do FMI com os dados magnéticos da rede EMBRACE MagNet o valor do índice Ksa* tende a ser menor do que o Ksa original.

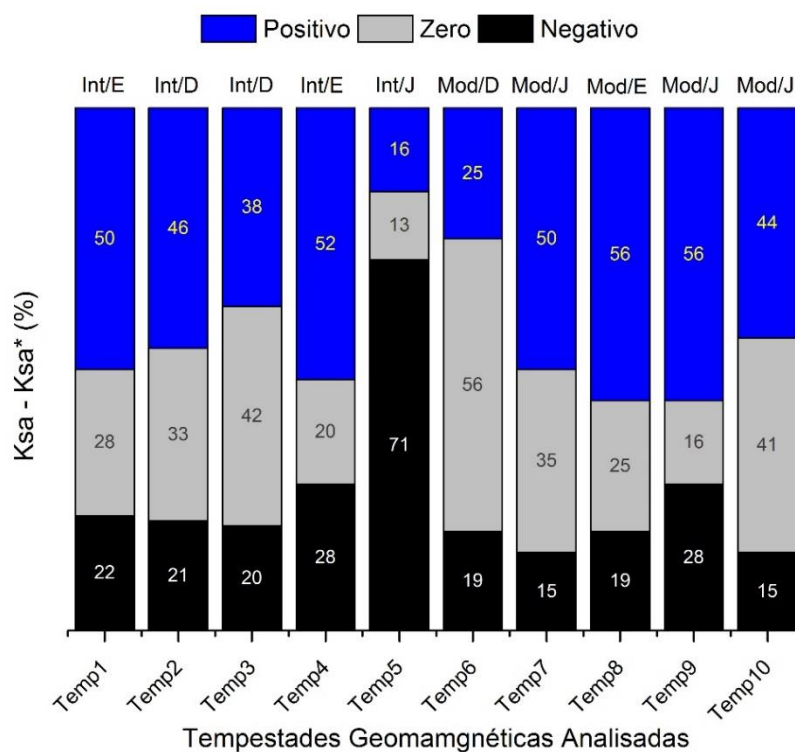
Figura 5.8: Gráfico da diferença entre os índices Ksa e Ksa* para a Tempestade 1. A faixa rosa representa os valores positivos da subtração (Ksa-Ksa*), e as linhas em vermelho representam a faixa de $\pm 1,3$.



Fonte: Produção do autor.

E, assim como no caso anterior, essa mesma análise foi feita para as 10 tempestades geomagnéticas estudadas, e o resultado é apresentado na Figura 5.9. Os valores correspondem às porcentagens dos elementos positivos, zeros e negativos. Com relação a essa figura, é possível notar que o índice Ksa é maior ou igual ao Ksa* em todas as tempestades geomagnéticas (com exceção da Temp5), com valores que variaram de 72 a 85% dos elementos analisados. Contradizendo nossa hipótese de curva do dia quieto como explicação.

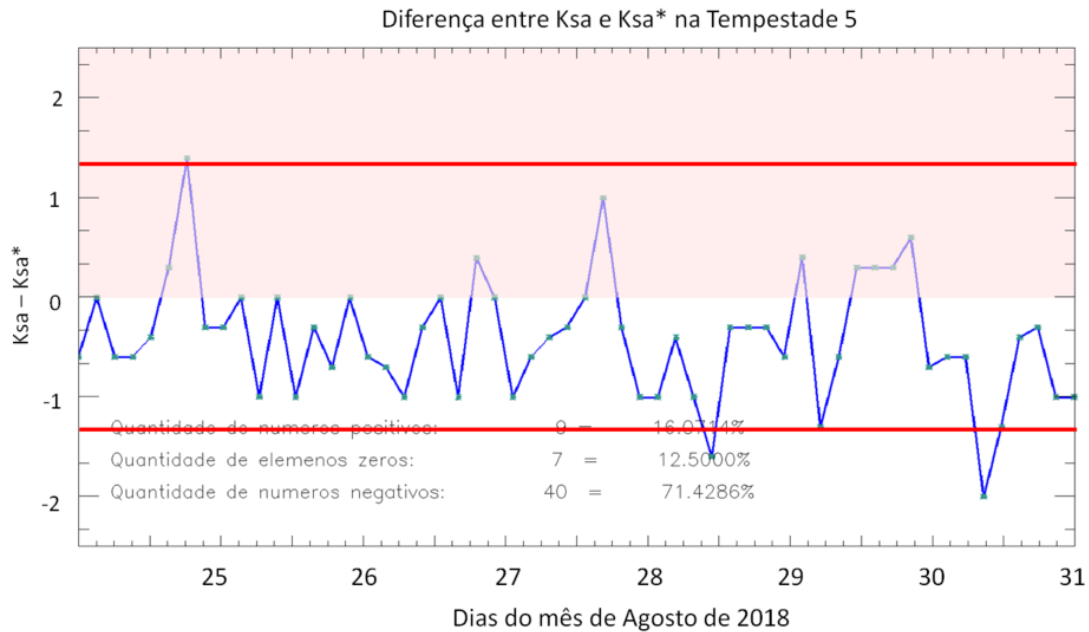
Figura 5.9: O mesmo que a Figura 5.5, porém para a diferença entre os índices Ksa e Ksa*.



Fonte: Produção do autor.

A Temp5 foi a única que apresentou a quantidade de elementos do índice Ksa* maiores que do índice Ksa. A diferença entre os índices Ksa e Ksa* são apresentados na Figura 5.10, onde as linhas em vermelho delimitam a faixa de $\pm 1,3$.

Figura 5.10: Igual a Figura 5.8, porém para a Tempestade 5.



Fonte: Produção do autor.

Com o objetivo de demonstrar o quanto o índice Ksa e Ksa* diferem, foi criada a Tabela 5.1, onde considera-se $\pm 1,3$ como uma faixa razoável para a variação desses índices. Quando todos os elementos de uma tempestade variaram nessa faixa, foi colocado $(Ksa - Ksa^*) = \pm 1,3$ correspondente a 100%. Quando houve algum elemento fora dessa faixa, foi informado na tabela qual o valor desse elemento e se esse valor foi positivo ou negativo.

Tabela 5.1: Diferença entre o índice Ksa e o Ksa* das 10 tempestades geomagnéticas analisadas, ao fazer a subtração desses índices (Ksa-Ksa*).

Temp	Total de elementos	(Ksa-Ksa*) = $\pm 1,3$
1	72	98,6% (1 elemento de +1,7)
2	48	100%
3	40	100%
4	64	100%
5	56	96,4% (1 elemento de -1,7 e outro de -2)
6	16	93,7% (1 elemento de +1,7)
7	40	97,5% (1 elemento de +1,7)
8	16	87,5% (2 elementos de +1,7)
9	32	87,5% (3 elementos de +1,7 e outro de +2,3)
10	32	100%

Fonte: Produção do autor.

Finalmente, ainda com a intenção de demonstrar a boa relação dos índices, apesar da variação em relação a referência, foram elaborados gráficos de dispersão para avaliar a correlação entre os índices Ksa (eixo horizontal) e Ksa* (eixo vertical), que são mostrados na Figura 5.11 e seguem o mesmo padrão da Figura 5.7. O coeficiente de correlação de Pearson (R) também foi calculado para cada tempestade geomagnética analisada. O resultado encontrado é $R \geq 0,70$ para todos os eventos, o que mostra uma forte correlação entre os valores desses dois índices.

Observando a Figura 5.11 vemos que os menores coeficientes ocorreram quando o número de elementos analisados foi menor, por exemplo, nos casos das Temp6 e Temp8 que possuíam duração de 2 dias apenas. Neste caso, voltamos a reforçar a teoria da influencia da determinação da curva de referencia do dia quieto no cálculo do índice.

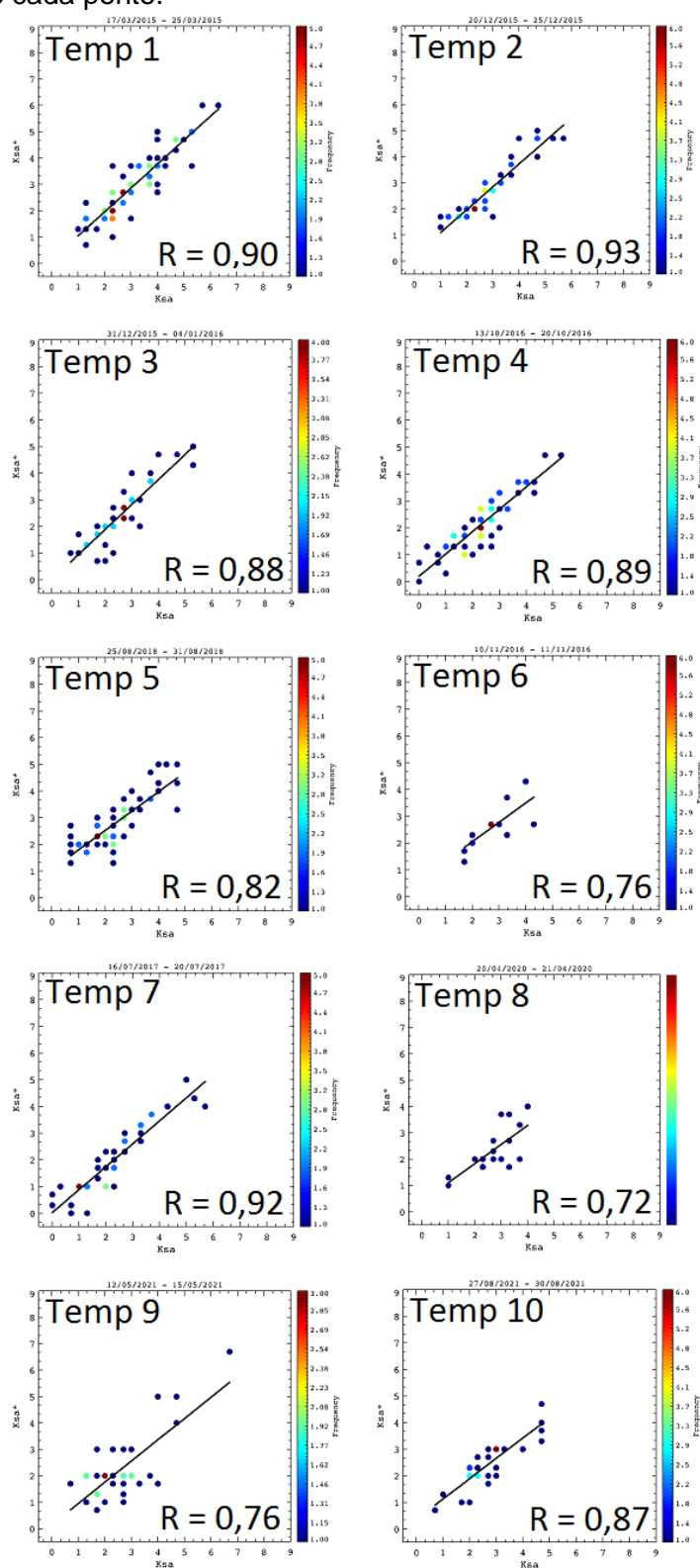
Resumo das Análises entre os pares de índices (K_p x K_p^*) e (K_{sa} x K_{sa}^*)

Diante das análises feitas entre os pares de índice (K_p x K_p^*) e (K_{sa} x K_{sa}^*) para tempestades geomagnéticas, pode-se concluir que independente do algoritmo utilizado, os valores dos índices obtidos (K_p^* e K_{sa}^*) se correlacionam bem com os índices originais (K_p e K_{sa}).

Na análise dos índices K_p x K_p^* foi possível observar que o índice original (K_p) apresentou valores um pouco acima do que o índice gerado com o algoritmo do EMBRACE/INPE (K_p^*), onde esse valor maior variou de 0,3 a 1,3. O mesmo ocorreu na comparação do índice K_{sa} x K_{sa}^* , onde o índice original (K_{sa}) apresentou valores acima do índice gerado com o algoritmo do FMI (K_{sa}^*), e nesse os valores ultrapassaram a faixa de $\pm 1,3$.

Com isso, podemos dizer que é possível utilizar os algoritmos de um índice (FMI por exemplo) para processar dados da outra rede (EMBRACE no caso), que as variabilidades serão obtidas de forma parecida com o índice original, porém com intensidades um pouco menores (de 0,3 a 1,3).

Figura 5.11: Gráficos de dispersão entre os índices Ksa e Ksa* para as 10 tempestades estudadas, bem como o valor do coeficiente de correlação de Pearson (R) de cada uma delas. A barra de cores indica a frequência de cada ponto.



Fonte: Produção do autor.

5.1.2 Análise dos pares de índices: (Kp x Ksa*) e (Ksa x Kp*)

Sabendo que existem peculiaridades e fenômenos físicos diferentes em cada região do globo terrestre (regiões polares, de médias e baixas latitudes), como por exemplo, a intensidade do sistema Sq de correntes elétricas. Nesta seção serão analisados os índices que utilizam os mesmos algoritmos, porém com dados diferentes. Para isso, serão comparados os seguintes pares de índices:

- **Kp x Ksa***: ambos utilizam o algoritmo do FMI, porém o índice Kp utiliza dados da rede INTERMAGNET, e o Ksa* utiliza dados da rede EMBRACE MagNet.
- **Ksa x Kp***: ambos utilizam o algoritmo do EMBRACE/INPE, porém, o Ksa utiliza dados da rede EMBRACE MagNet, e o Kp* utiliza dados da rede INTERMAGNET

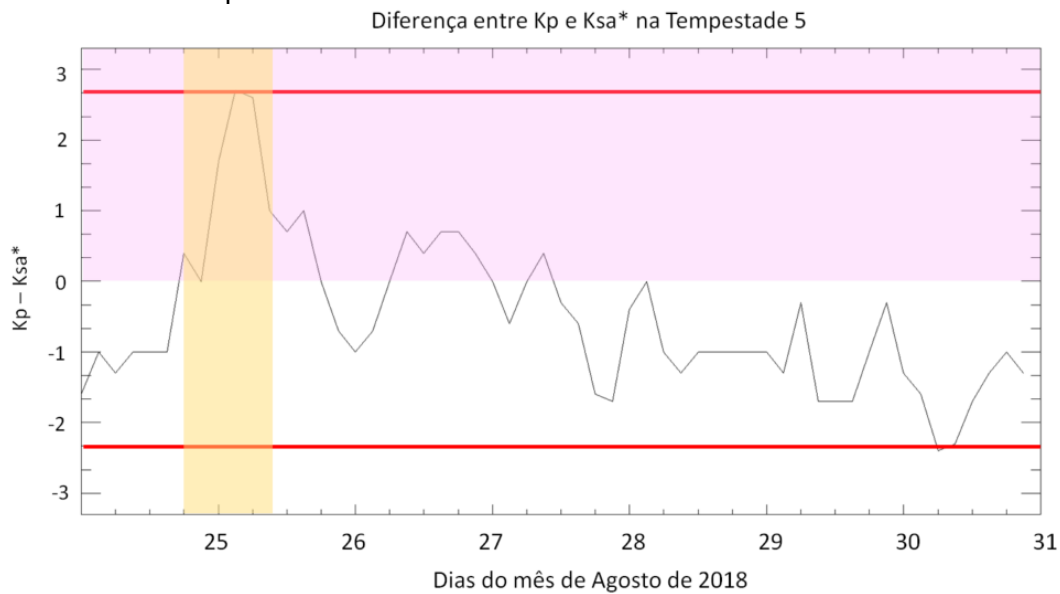
Na seção anterior onde comparamos os pares de índices (Kp-Kp*) e (Ksa-Ksa*) percebemos que a maioria dos elementos dos índices variavam entre a faixa de $\pm 1,3$. Nesta seção quando comparamos os pares de índices: (Kp-Ksa*) e (Kp*-Ksa) a faixa dessa variação é maior. Das 10 tempestades geomagnéticas analisadas, o evento que apresentou uma faixa de variação maior foi a Temp5.

Obviamente, todas as 10 tempestades geomagnéticas foram analisadas, no entanto, destacamos aqui os resultados da Temp5. A diferença entre os índices Kp-Ksa* para a Temp5 é mostrado na Figura 5.12, e a diferença entre os índices Kp*-Ksa é mostrado na Figura 5.13. Em ambas as figuras, a faixa amarela representa a fase principal, e as linhas vermelhas representam a faixa de variação. Tanto na Figura 5.12, quanto na Figura 5.13, é possível observar que a faixa da diferença entre os índices ultrapassa $\pm 2,3$.

Nessa análise, o que difere são os dados magnéticos utilizados, e não os algoritmos. Por isso, sugere-se que essa diferença observada é referente a peculiaridades físicas que existem em cada região. É importante mencionar que os observatórios magnéticos que obtém medidas do campo geomagnético para o cálculo do índice Kp estão em regiões subaurorais. Por outro lado, os dados magnéticos coletados pelas estações da rede EMBRACE MagNet estão

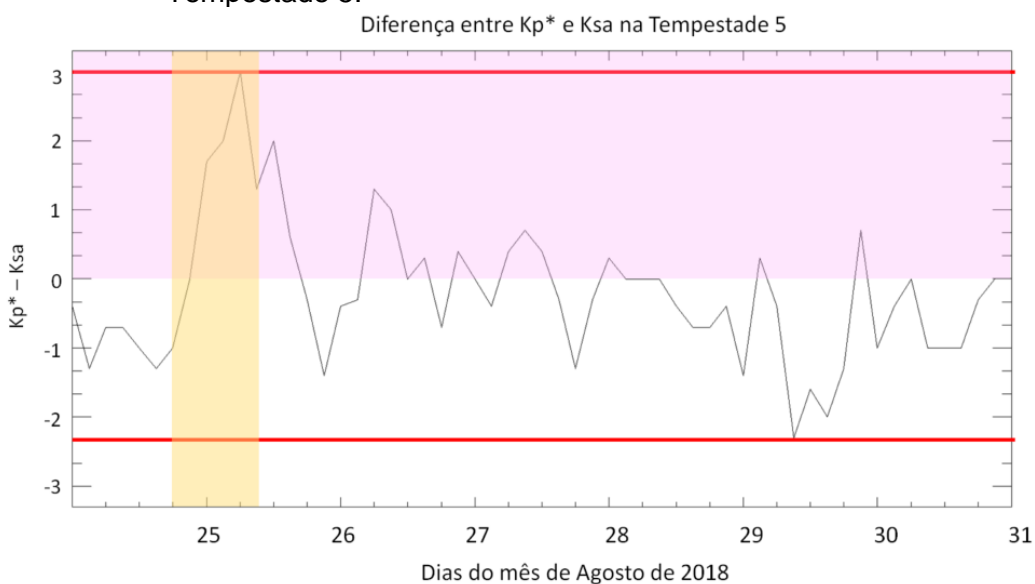
em médias/baixas latitudes. Além disso, a maioria dos observatórios magnéticos que compõe o índice Kp estão no hemisfério norte do planeta, e no caso da rede EMBRACE, todas as estações estão no hemisfério sul, próximos a região da AMAS.

Figura 5.12: Igual à Figura 5.8, porém para a diferença entre os índices Kp e Ksa* da Tempestade 5.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.13: Igual à Figura 5.8, porém para a diferença entre os índices Kp* e Ksa da Tempestade 5.

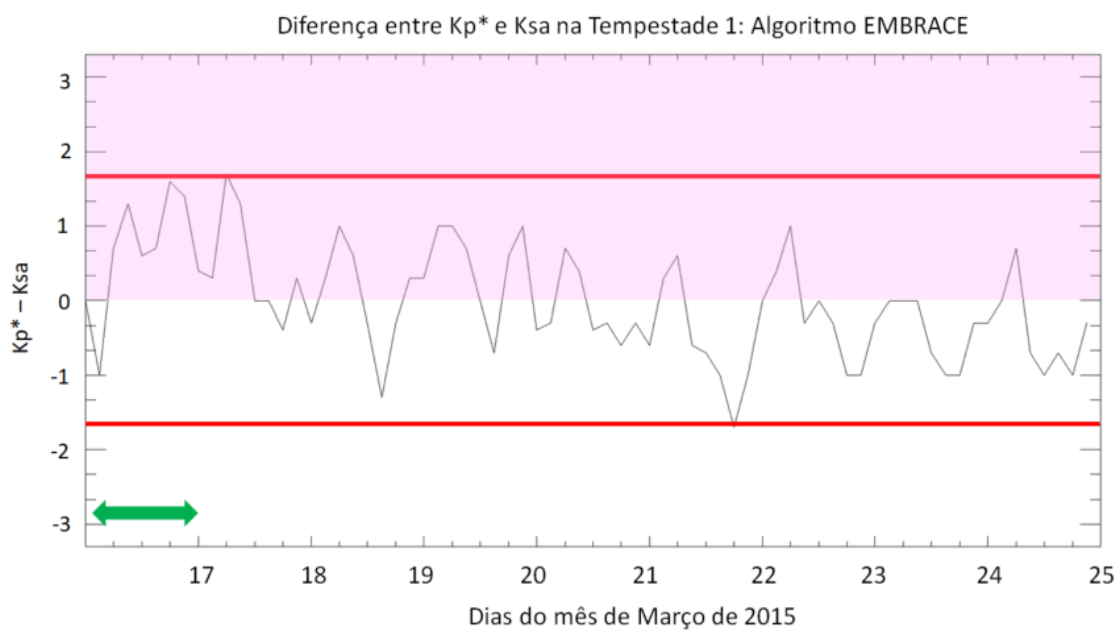
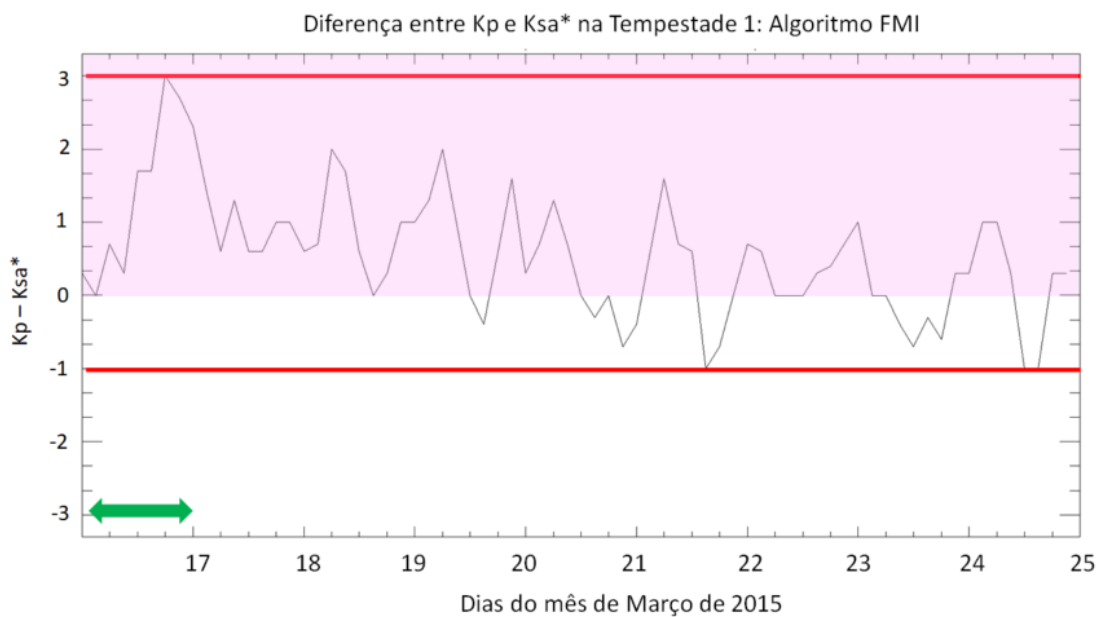


Fonte: Produção do autor.

Outro fato importante que merece ser pontuado é que em todas as 5 tempestades geomagnéticas intensas, tanto para a análise de $(Kp-Ksa^*)$ quanto para (Kp^*-Ksa) , a variação máxima positiva foi observada durante a fase principal e início da fase de recuperação, como pode ser visto nas Figuras (5.14), (5.15), (5.16), (5.17), (5.18). No painel superior dessas figuras estão os gráficos referentes a diferença do $(Kp-Ksa^*)$, ou seja, utilizando o algoritmo do FMI. Já no painel inferior estão os gráficos referentes a diferença entre (Kp^*-Ksa) , ou seja, utilizando o algoritmo do EMBRACE. A seta em verde representa a fase principal de cada tempestade, e as linhas vermelhas determinam a faixa da máxima variação em cada evento.

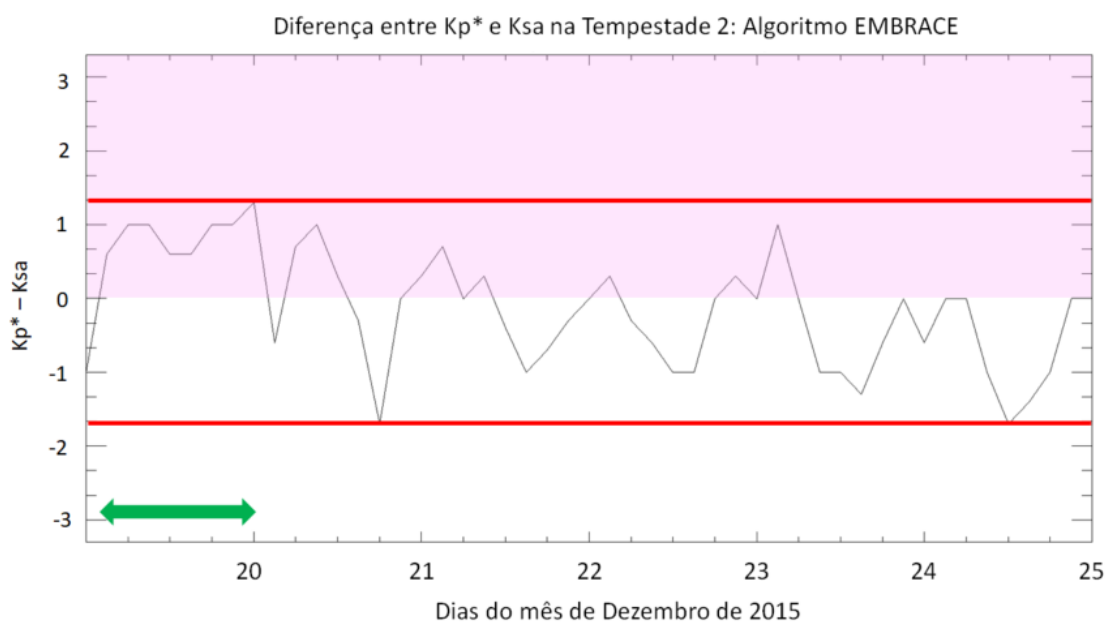
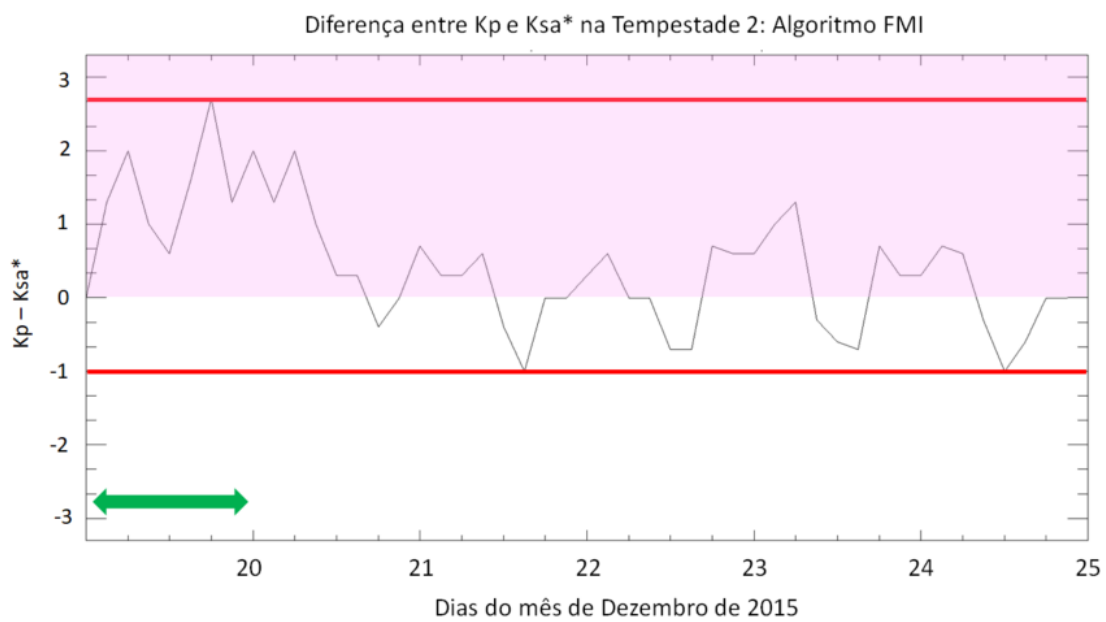
Pode-se notar ainda que nas Figura (5.14), (5.15), (5.16), (5.17), referentes as tempestades geomagnéticas enumeradas como 1, 2, 3, 4, o valor da máxima diferença atingiu resultados maiores quando os dados foram processados usando o algoritmo do FMI $(Kp-Ksa^*)$ do que quando comparados com as informações dos dados processados com o algoritmo do EMBRACE/INPE (Kp^*-Ksa) . Vale lembrar que ao utilizar o algoritmo do FMI, os dados do Kp passam por uma fase intermediária chamada Ks, onde há uma tabela padronizada para cada observatório magnético. Quando processamos os dados da rede EMBRACE no algoritmo do FMI, o resultado final do Ksa^* não passou por essa etapa de padronização dos dados, visto que não existem tabelas padronizadas (Ks) para as estações da rede EMBRACE.

Figura 5.14: Diferença entre os índices Kp-Ksa* (painel superior) e Kp*-Ksa (painel inferior) para a tempestades 1. As setas verdes representam a fase principal da tempestade.



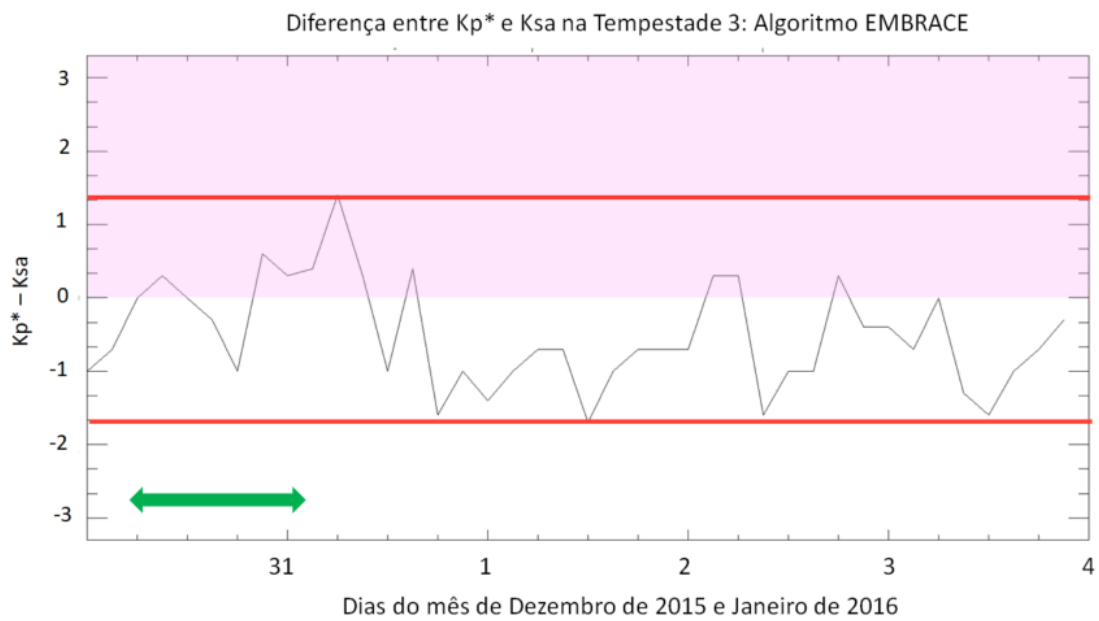
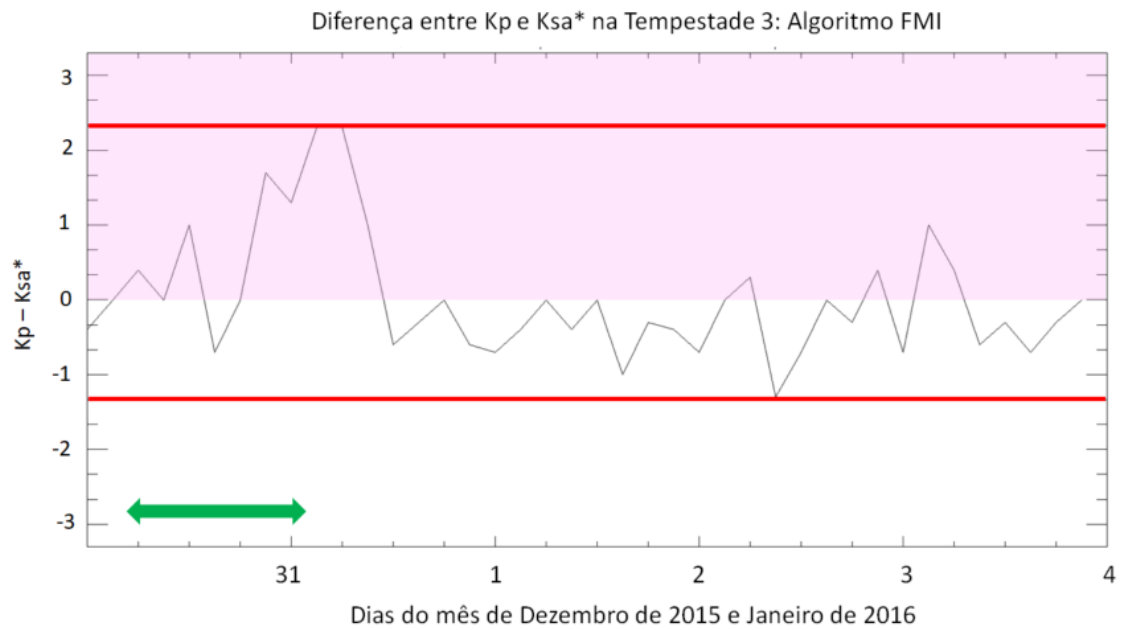
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.15: Igual a Figura 5.14, porém para a tempestades 2.



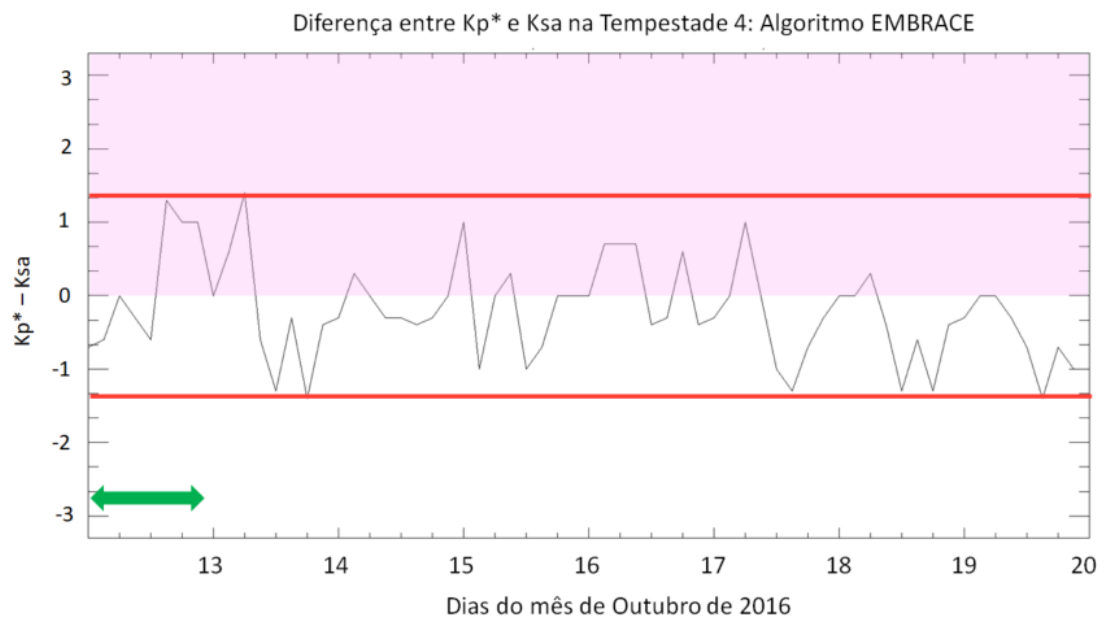
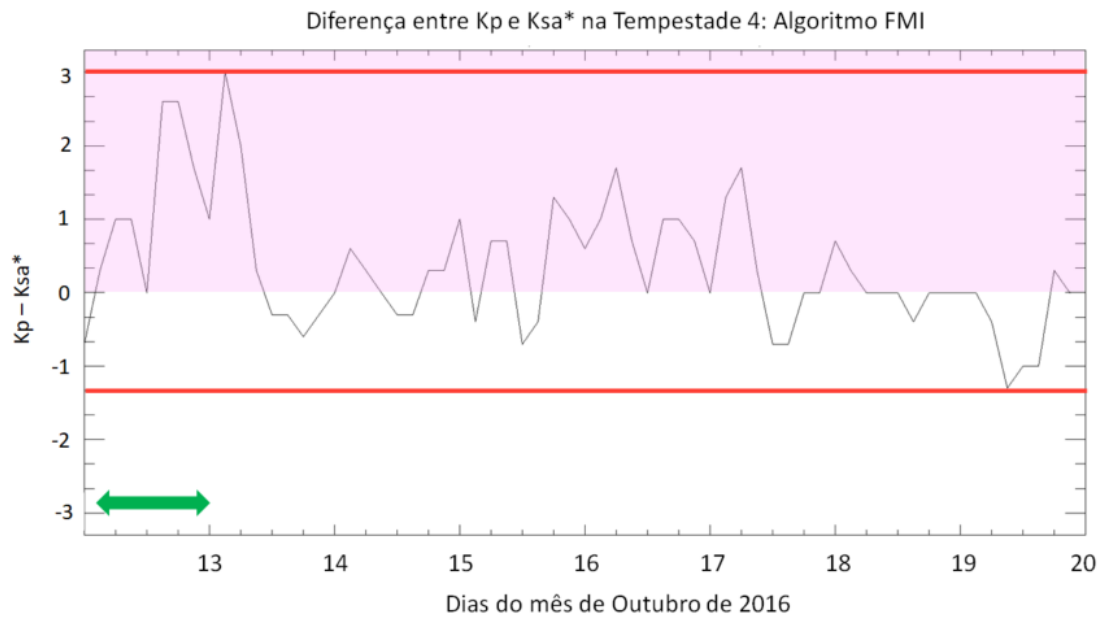
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.16: Igual a Figura 5.14, porém para a tempestades 3.



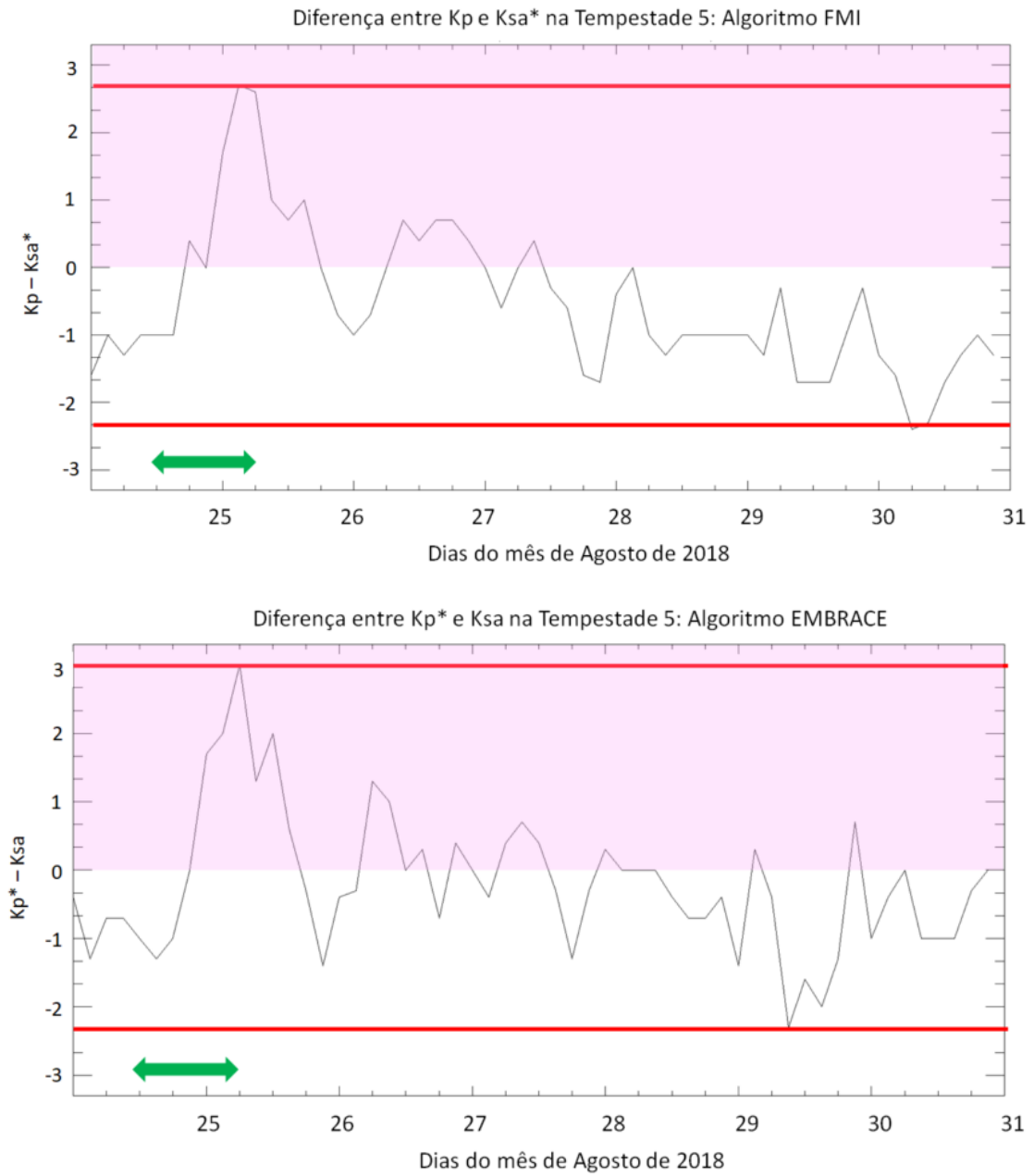
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.17: Igual a Figura 5.14, porém para a tempestades 4.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.18: Igual à Figura 5.14, porém para a tempestades 5.

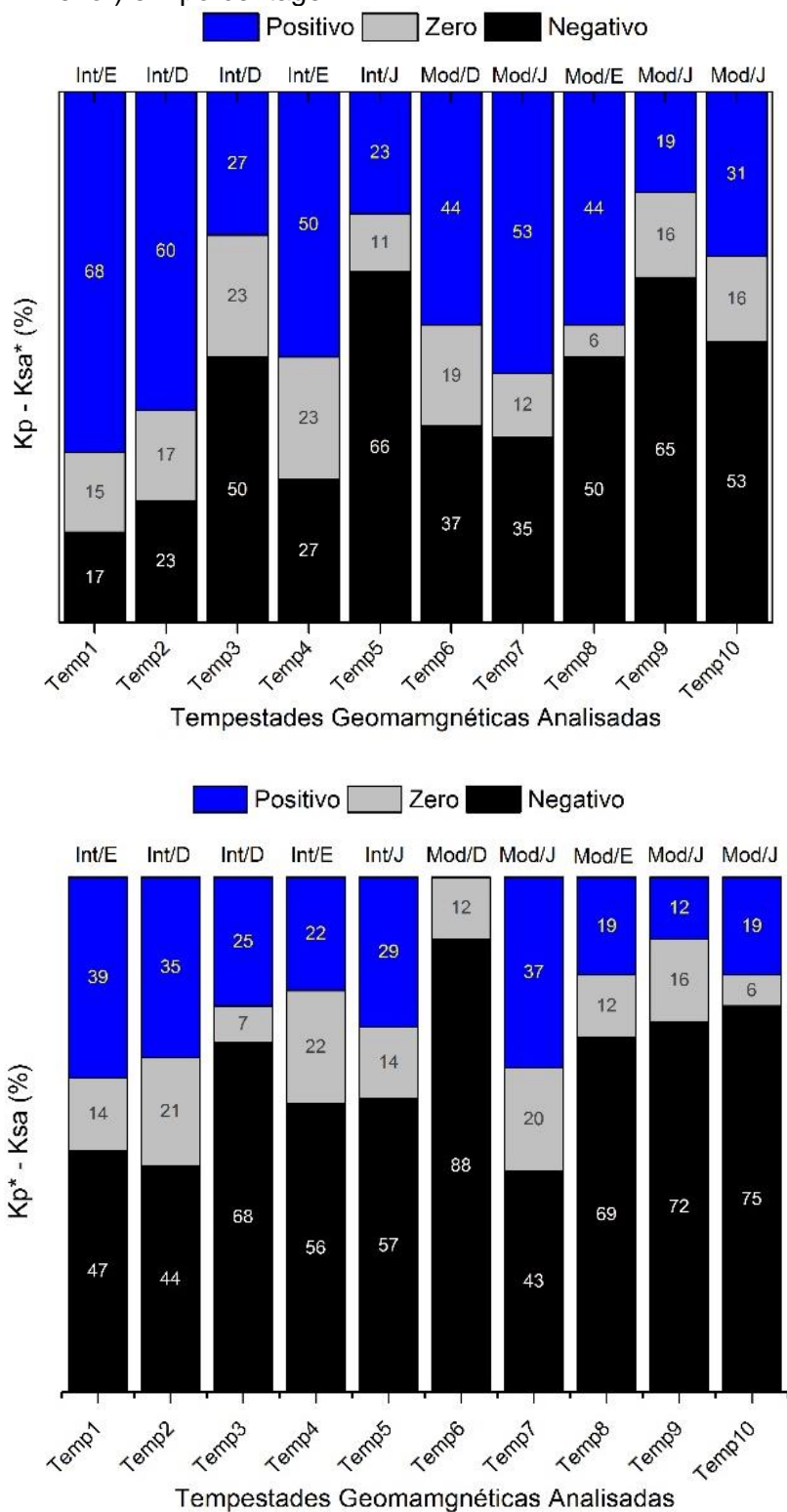


Fonte: Produção do autor.

Os gráficos da Figura (5.14), (5.15), (5.16), (5.17), (5.18) revelam que as diferenças ($K_p - K_{sa}^*$) e ($K_p^* - K_{sa}$) podem ser positivas, negativas ou nulas. A variação percentual é mostrada na Figura 5.19, que segue o mesmo padrão da Figura 5.9. O gráfico do painel superior, referente à diferença ($K_p - K_{sa}^*$), mostra que os valores positivos e negativos são bem distribuídos. Por outro lado, quando se observa o gráfico do painel inferior referente à diferença ($K_p^* - K_{sa}$), nota-se que os valores negativos têm maior ocorrência. Isso remete ao fato de que ao processar os dados da rede INTERMAGNET com o algoritmo desenvolvido pelo EMBRACE/INPE, ou seja, K_p^* , e comparar os valores com o índice K_{sa} , os elementos dos valores de K_{sa} tendem a ser maior que os do K_p^* , significando que os efeitos das tempestades magnéticas são menores para baixas latitudes, em contraste com dados de observatórios localizados em regiões subaurorais, como no caso dos observatórios que compõe o cálculo do K_p .

Além disso, como já foi mostrado, durante a fase principal o índice K_p parece ser maior que o K_{sa} , mas durante a fase de recuperação os valores do índice K_{sa} demonstram valores maiores. Como a fase principal é menor que a fase de recuperação, os valores positivos no caso do ($K_p^* - K_{sa}$) aparecem em proporções menores.

Figura 5.19: Diferença entre os índices Kp e Ksa* (painel superior) e Kp* e Ksa (painel inferior) em porcentagem.



Fonte: Produção do autor.

Para os pares de índices ($K_p \times K_{sa}^*$) e ($K_p^* \times K_{sa}$) foram calculados os coeficientes de correlação de Pearson (R) para as 10 tempestades. O resultado está demonstrado na Tabela 5.2. Apenas para a Temp8, ao relacionar os índices K_p e K_{sa}^* , a correlação é moderada ($R = 0,69$). As demais correlações são fortes, ou seja, $R > 0,7$.

Tabela 5.2: Coeficiente de correlação de Pearson (R) dos seguintes pares de índices: ($K_p \times K_{sa}^*$) e ($K_p^* \times K_{sa}$) para as 10 tempestades estudadas.

Temp.	Coeficiente R ($K_p \times K_{sa}^*$)	Coeficiente R ($K_p^* \times K_{sa}$)
1	0,86	0,85
2	0,88	0,85
3	0,85	0,81
4	0,85	0,85
5	0,86	0,76
6	0,75	0,82
7	0,89	0,85
8	0,87	0,69
9	0,90	0,80
10	0,77	0,76

Fonte: Produção do autor.

Novamente, diante da comparação entre os índices ($K_p \times K_{sa}^*$) e ($K_p^* \times K_{sa}$) é possível perceber que existem fortes correlações entre eles, independente de qual algoritmo for usado para processar os dados. Porém, ao utilizar o algoritmo do FMI os valores dos índices parecem atingir valores maiores do que quando os dados são processados pelo algoritmo do EMBRACE. Mais uma vez, consideramos a hipótese para explicar essa diferença baseada no

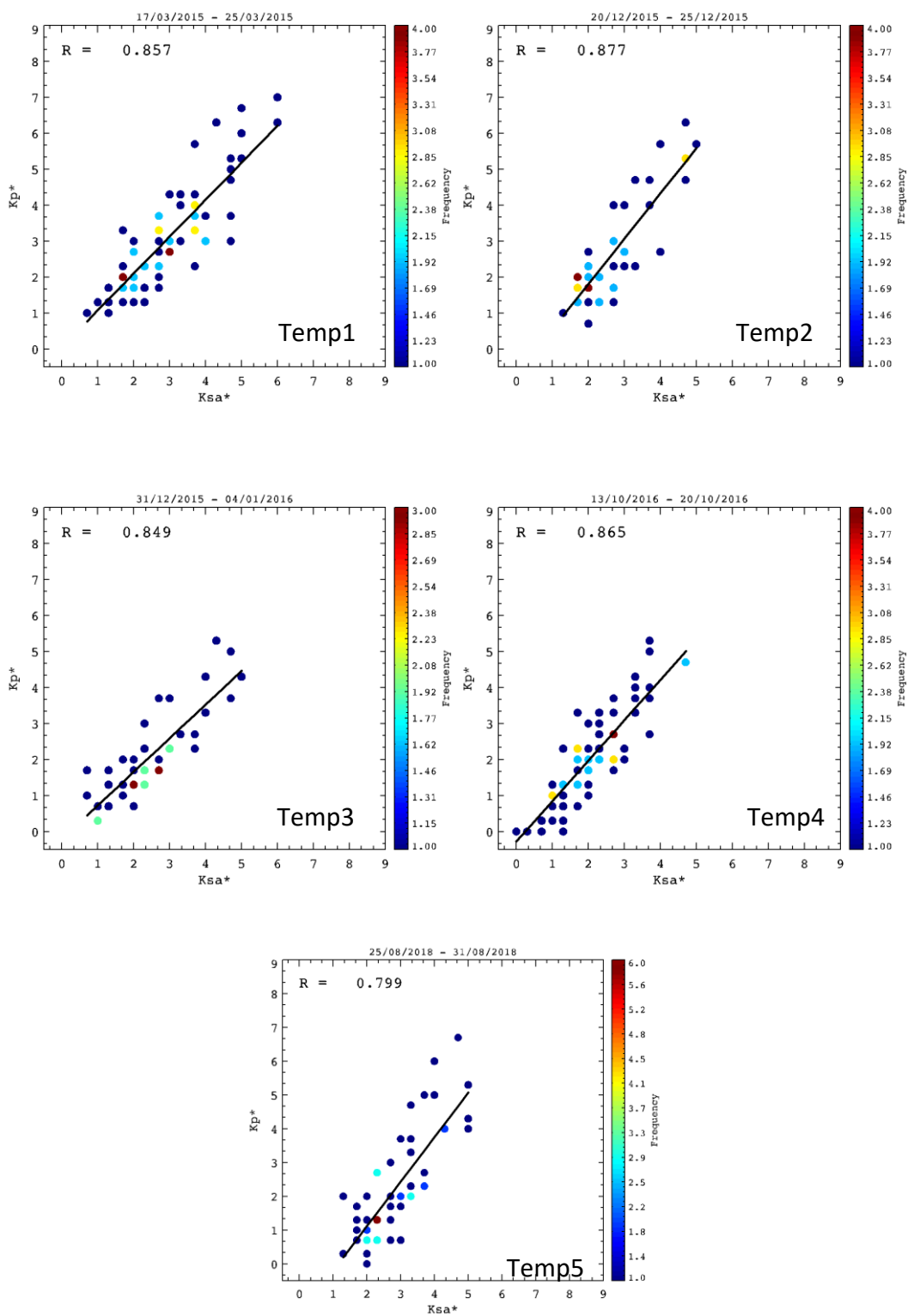
passo intermediário existente no processamento do algoritmo do FMI, com relação ao índice padronizado (K_s), bem como ao fato do algoritmo do FMI utilizar dados do dia anterior e posterior para obter a curva da variação diária solar. No caso de uma tempestade geomagnética muitas vezes o dia posterior ao da fase principal ainda há perturbação observada no campo magnético. Isso faz com que o valor do índice processado com o algoritmo do FMI seja maior do que o índice processado com o algoritmo do EMBRACE/INPE, que calcula a curva QDC utilizando apenas os dias mais calmos do mês.

5.1.3 Correlação entre de índices: ($K_{sa} \times K_p$) e ($K_{sa}^* \times K_p^*$)

A correlação dos dados da rede INTERMAGNET processados pelo algoritmo do EMBRACE (K_p^*) com o índice K_{sa}^* (dados do EMBRACE processados pelo algoritmo do FMI) mostra que existe uma forte correlação entre esses índices, como pode ser visto nas Figuras (5.20) e (5.21), que correspondem as tempestades intensas e moderadas, respectivamente. Já as Figuras (5.22) e (5.23) correspondem aos gráficos de dispersão das correlações entre os índices $K_{sa} \times K_p$ para as tempestades intensas e moderadas, respectivamente. Das 10 tempestades analisadas, apenas a tempestade 8 apresenta uma correlação moderada ($R=0,68$), enquanto em todas as demais tempestades geomagnéticas apresentam forte correlação ($R \geq 0,70$) entre os índices analisados.

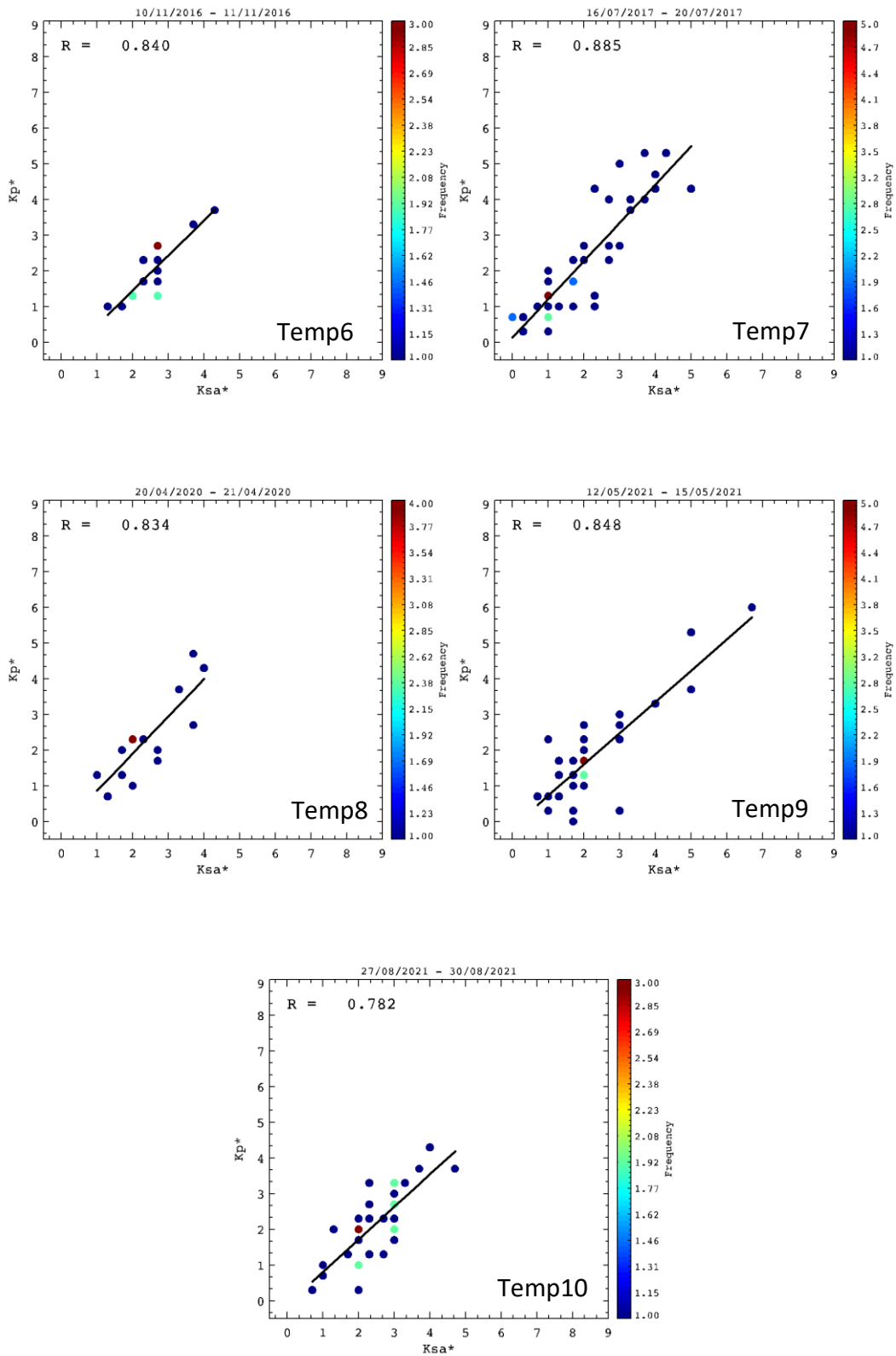
Com o objetivo de resumir todos os resultados apresentados das 10 tempestades geomagnéticas analisadas nesse trabalho, bem como as correlações feitas entre cada par de índices, foi construída a Figura 5.24. Para cada par de índices analisados foram calculadas as médias das correlações (R_μ) para as 10 tempestades analisadas. As setas indicam os pares das correlações, e no caso das correlações médias, todas apresentaram forte correlação entre as variáveis analisadas.

Figura 5.20: Gráficos de dispersão entre os índices Ksa* e Kp* para as tempestades intensas, bem como o valor do coeficiente de correlação de Pearson (R) de cada uma delas. A barra de cores indica a frequência de cada ponto.



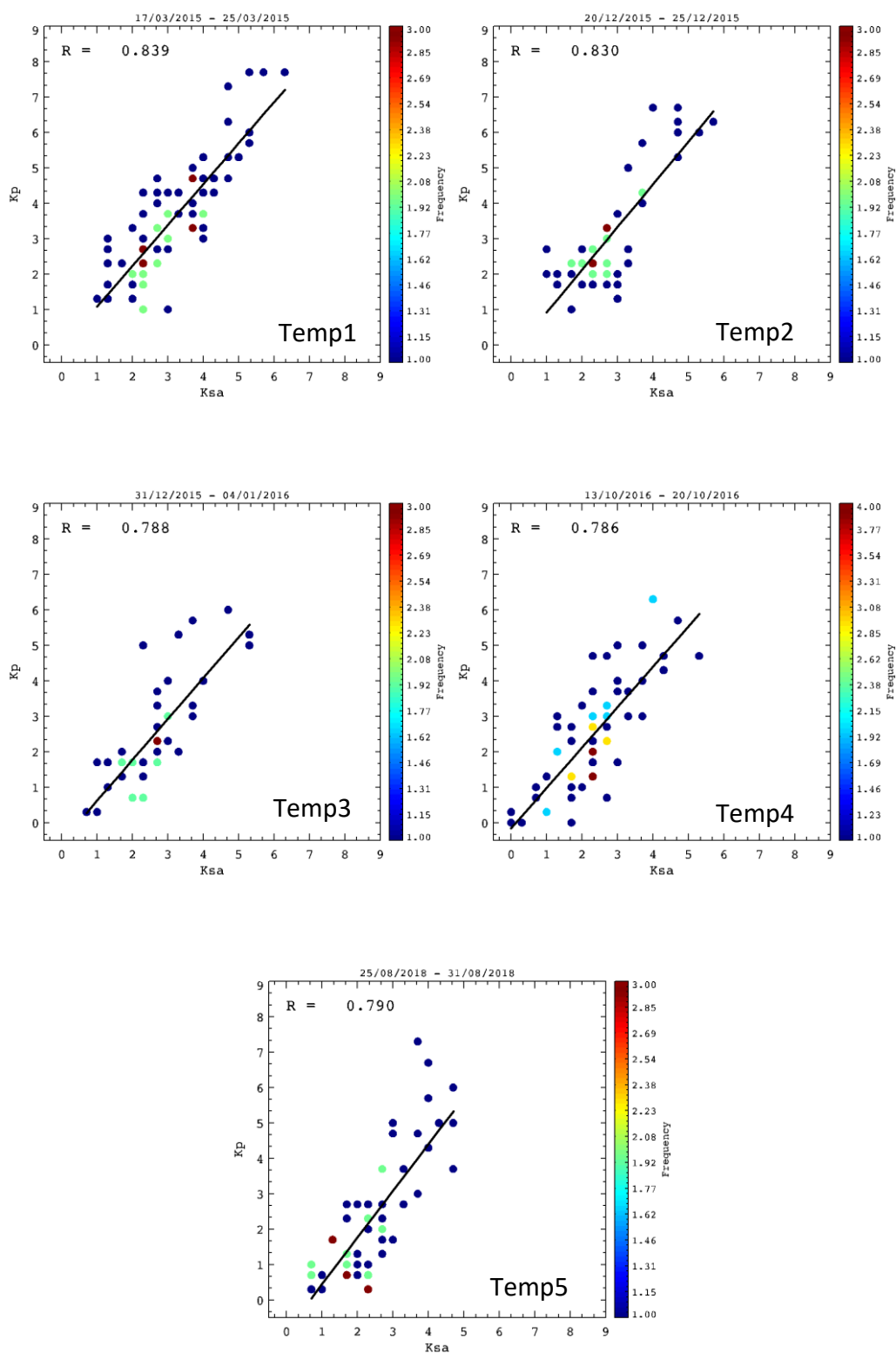
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.21: Igual à Figura 5.20, porém para as tempestades moderadas.



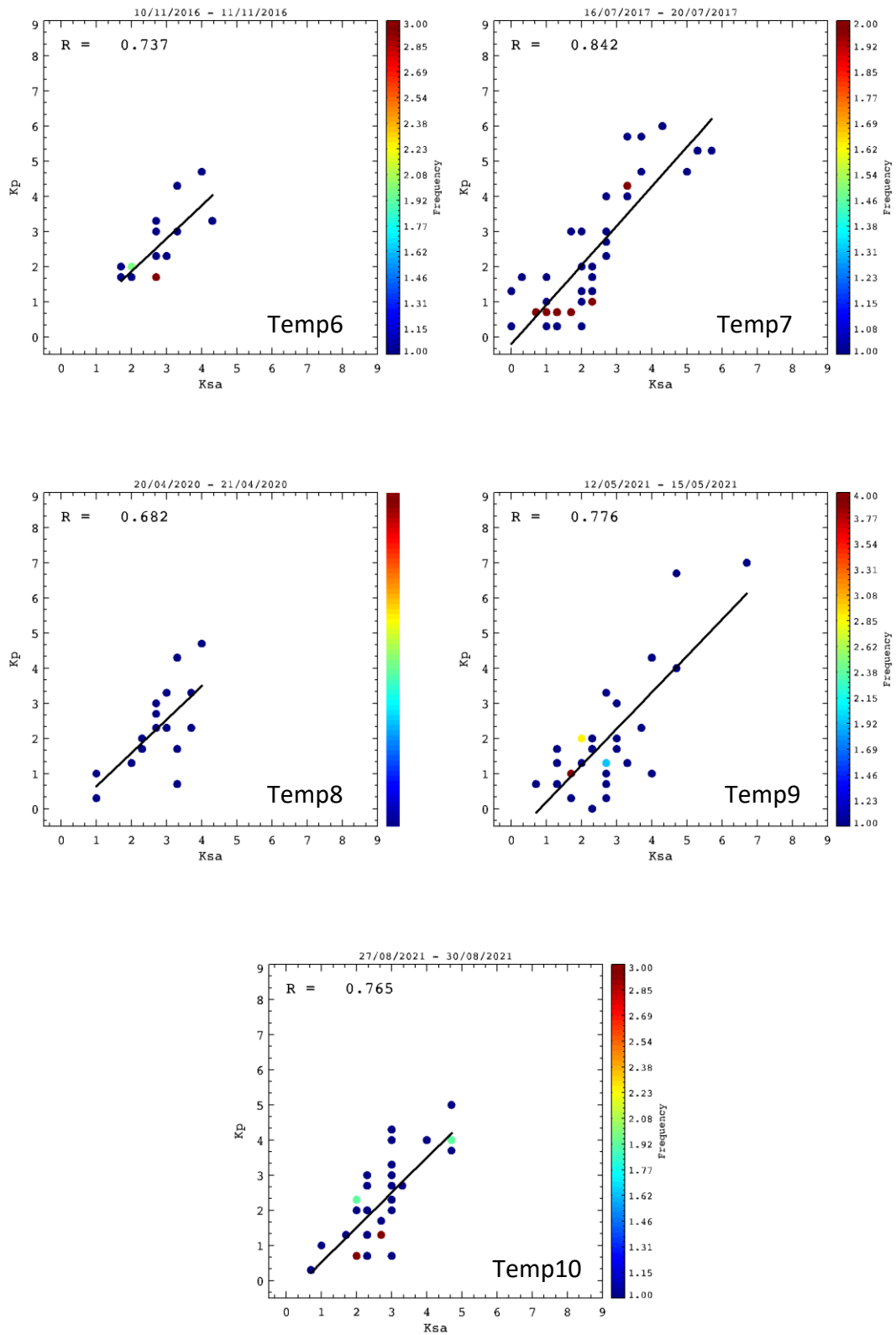
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.22: Gráficos de dispersão entre os índices Ksa e Kp para as tempestades intensas, bem como o valor do coeficiente de correlação de Pearson (R) de cada uma delas.



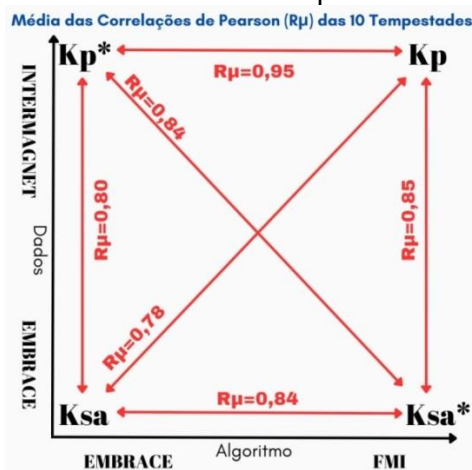
Fonte: Produção do autor.

Figura 5.23: Igual à Figura 5.22, porém para as tempestades moderadas.



Fonte: Produção do autor.

Figura 5.24: Esquema ilustrativo do resumo dos resultados entre as correlações dos índices geomagnéticos durante as 10 tempestades estudadas. O eixo horizontal mostra os dois algoritmos usados das análises, e o eixo vertical os dados usados. Para cada um dos pares de índices analisados foram calculados a média dos coeficientes de correlações de Pearson ($R\mu$) considerando os valores das 10 tempestades.



Fonte: Produção do autor.

É possível perceber que a média da correlação de Pearson que apresentou maior valor foi entre os índices Kp^* e Kp , onde $R\mu=0,95$, e o menor valor foi $R\mu=0,78$ para a correlação entre Ksa e Kp . Os demais pares de correlação analisadas apresentaram valores médios das correlações de Pearson entre 0,80 e 0,85. Estes resultados médios mostram uma boa correlação entre todos os pares de índices analisados neste trabalho.

Ao analisar 10 tempestades geomagnéticas, não é possível concluir uma variação com relação à sazonalidade, sendo necessário ampliar o número de eventos para um estudo futuro.

5.2 Resultado do período de mínima atividade solar (ano de 2020)

Em função com os resultados até aqui obtidos, e com a finalidade de investigar o comportamento dos índices geomagnéticos em períodos de mínima atividade solar, foi escolhido o ano de 2020 para análise. Neste ano não foram registradas tempestades geomagnéticas intensas. Ocorreram quatro tempestades classificadas como moderadas, como foi mostrado pelo índice Dst da Figura 4.5 no capítulo anterior.

Além disso, foram elaborados gráficos de dispersão para cada um dos pares de índices analisados, e o resultado para os meses D, E, J estão nas Figuras (5.25), (5.26) e (5.27) respectivamente. Nessas figuras as barras de cores indicam a frequência máxima de cada ponto.

Na Figura 5.25, referente aos meses D (verão no hemisfério sul), é possível notar que as correlações que envolvem apenas mudança de algoritmo que são: $Kp^* \times Kp$ (Figura 5.25-a), onde ambos os índices usam dados da rede INTERMAGNET; e $Ksa \times Ksa^*$ (Figura 5.25-b), onde ambos usam dados da rede EMBRACE, o coeficiente de correlação entre os pares de índices é forte, com valores de 0,92 e 0,81 respectivamente.

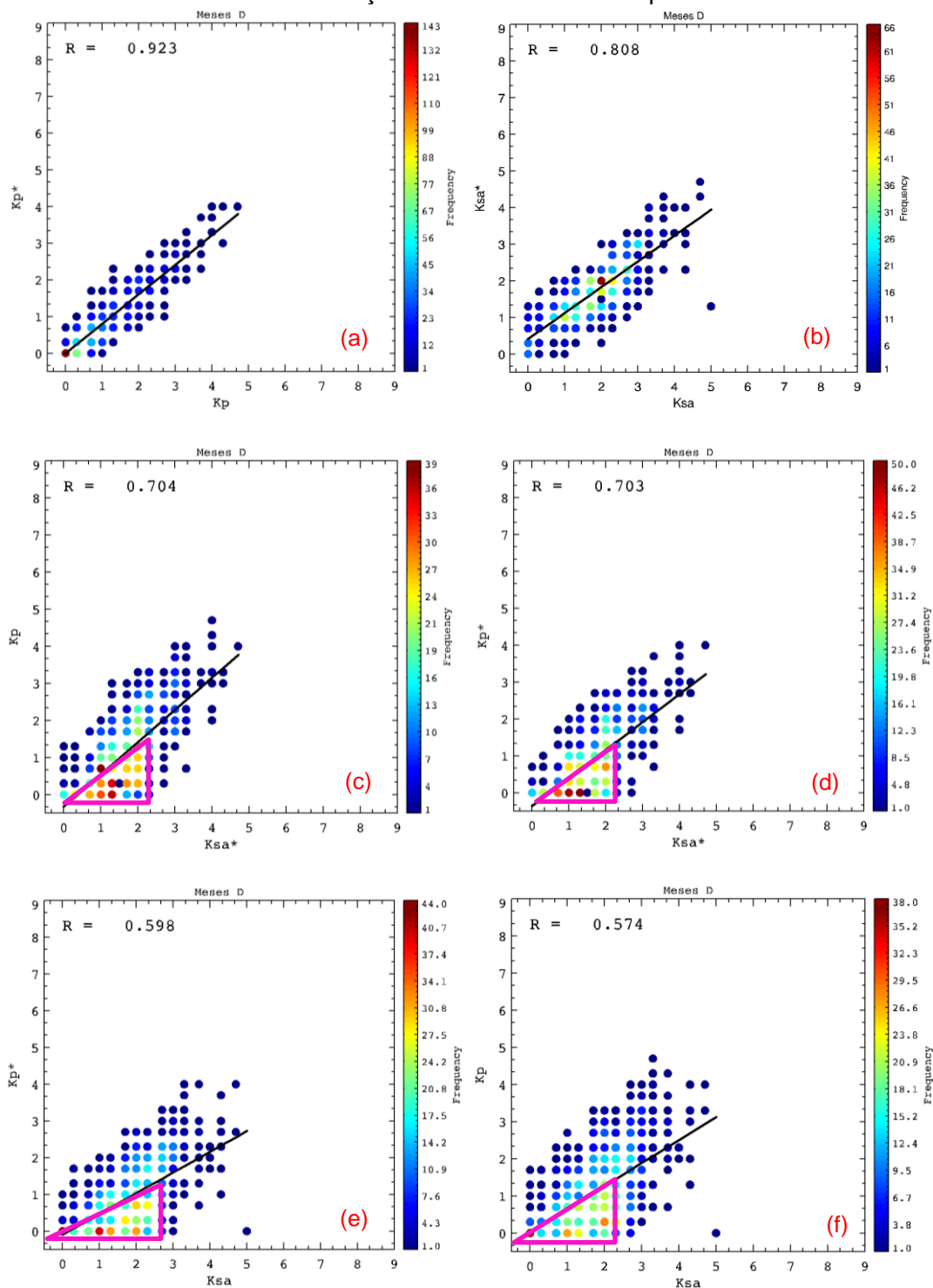
Quando os pares de índices analisados envolvem correlação entre os dados do EMBRACE MagNet e dados da INTERMAGNET, o valor do coeficiente de correlação diminui:

- $Kp \times Ksa^*$: $R= 0,70$ moderado (Figura 5.25-c);
- $Kp^* \times Ksa^*$: $R= 0,70$ moderado (Figura 5. 25-d);
- $Kp^* \times Ksa$: $R= 0,60$ moderado (Figura 5. 25-e);
- $Ksa \times Kp$: $R= 0,57$ moderado (Figura 5. 25-f).

Vale ressaltar que para essas correlações que comparam índices com os dados do EMBRACE x INTERMAGNET (Figura 5. 25 c, d, e, f) é possível notar que os valores dos índices que utilizam dados da rede EMBRACE (Ksa e Ksa^*) tendem a apresentar valores mais intensos do que os índices que utilizam dados da rede INTERMAGNET (Kp e Kp^*). Nessas figuras os triângulos na cor rosa indicam os pontos que apresentam maior frequência.

Todos esses resultados reforçam a tese de que as variações dos dados obtidos em regiões de baixas latitudes e /ou próximos a AMAS, refletem em perturbações / variabilidade maiores do que em regiões de latitudes médias / subaurorais. Além disso, como os dados da rede EMBRACE MagNet são exclusivamente do Hemisfério Sul, enquanto que os dados da rede INTERMAGNET são em sua maioria do Hemisfério Norte, é natural que os sistemas de corrente Sq representem configurações e variações diferentes.

Figura 5.25: Dispersão para os meses D (verão no hemisfério sul) do ano de 2020. A barra de cor indica a frequência máxima de cada gráfico, e os triângulos na cor rosa indica os pontos com maior frequência. O R é o valor do coeficiente de correlação de Pearson de cada par de índices analisados.

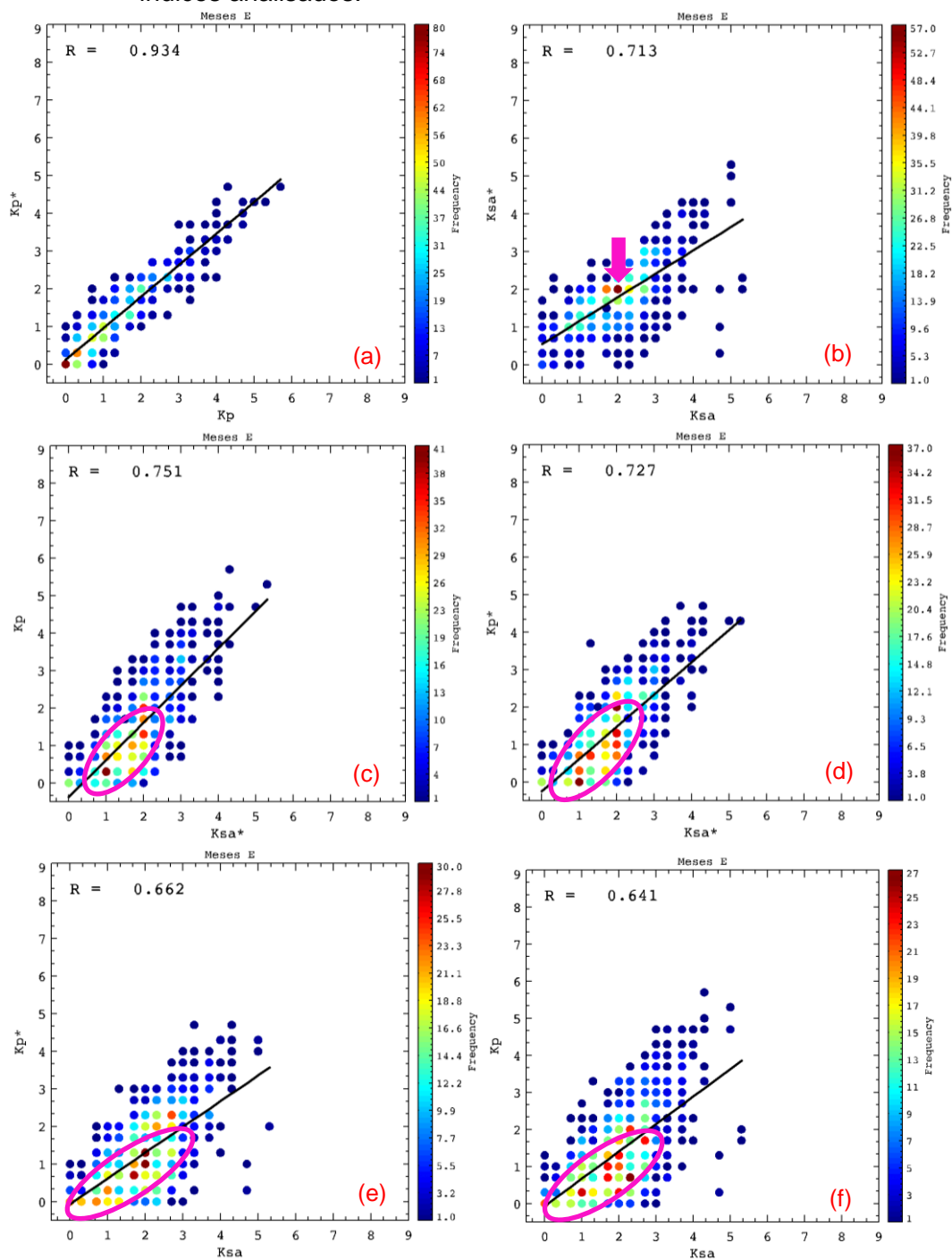


Fonte: Produção do autor.

Com relação aos gráficos da Figura 5.26, referentes aos meses de equinócios:

- A correlação entre $K_p \times K_p^*$ (Figura 5. 26-a) possui o maior valor: $R=0,93$. No gráfico, o ponto que apresenta a maior frequência é o valor zero. Isso significa que nos meses de equinócios, para o período calmo, nos dados da rede INTERMAGNET (tanto o índice K_p quanto o índice K_p^*) os valores dos índices para o ano de 2020 tendem a zero.
- Já na análise entre $K_{sa} \times K_{sa}^*$ (Figura 5. 26-b), o coeficiente de correlação diminui ($R=0,71$), porém ainda é considerado forte. Neste caso, com os dados da rede EMBRACE, o ponto que possui maior frequência é o índice de valor 2 tanto para o índice K_{sa} quanto para o K_{sa}^* , como mostra a seta rosa. O que significa que no equinócio, em períodos calmos, a tendência é que os dados da rede EMBRACE obtenham um valor superior aos dados da rede INTERMAGNET.
- Para as correlações entre $K_p \times K_{sa}^*$ (Figura 5. 26-c) e $K_p^* \times K_{sa}^*$ (Figura 5. 26-d), os valores dos coeficientes foram $R=0,75$ e $R=0,73$ respectivamente, o que é uma correlação forte. Porém, os pontos de frequência máxima mostram que os dados da rede EMBRACE apresentam valores superiores aos dados da rede INTERMAGNET, como é demonstrando pelas elipses rosa que destaca os pontos de maior frequência nos gráficos.
- O mesmo acontece quando analisamos a relação dos índices $K_p^* \times K_{sa}$ (Figura 5. 26-e). O coeficiente de Pearson é 0,66 (moderado), e os valores de frequência máxima são demonstrados no gráfico pela elipse rosa, que indicam valores dos índices para os dados da rede EMBRACE superiores aos dados da rede INTERMAGNET.
- Isso fica mais evidente ainda quando comparamos o gráfico da correlação $K_p \times K_{sa}$ (Figura 5. 26-f), que apresenta o menor coeficiente ($R=0,64$) e o ponto que apresenta maior frequência indica o índice $K_{sa} = 2+$ e o $K_p = 1-$.

Figura 5.26: Dispersão para os meses E do ano de 2020. A barra de cor indica a frequência máxima de cada gráfico, a seta rosa indica o ponto de maior frequência e a elipse rosa indica os valores com maior frequência. O R é o valor do coeficiente de correlação de Pearson de cada par de índices analisados.



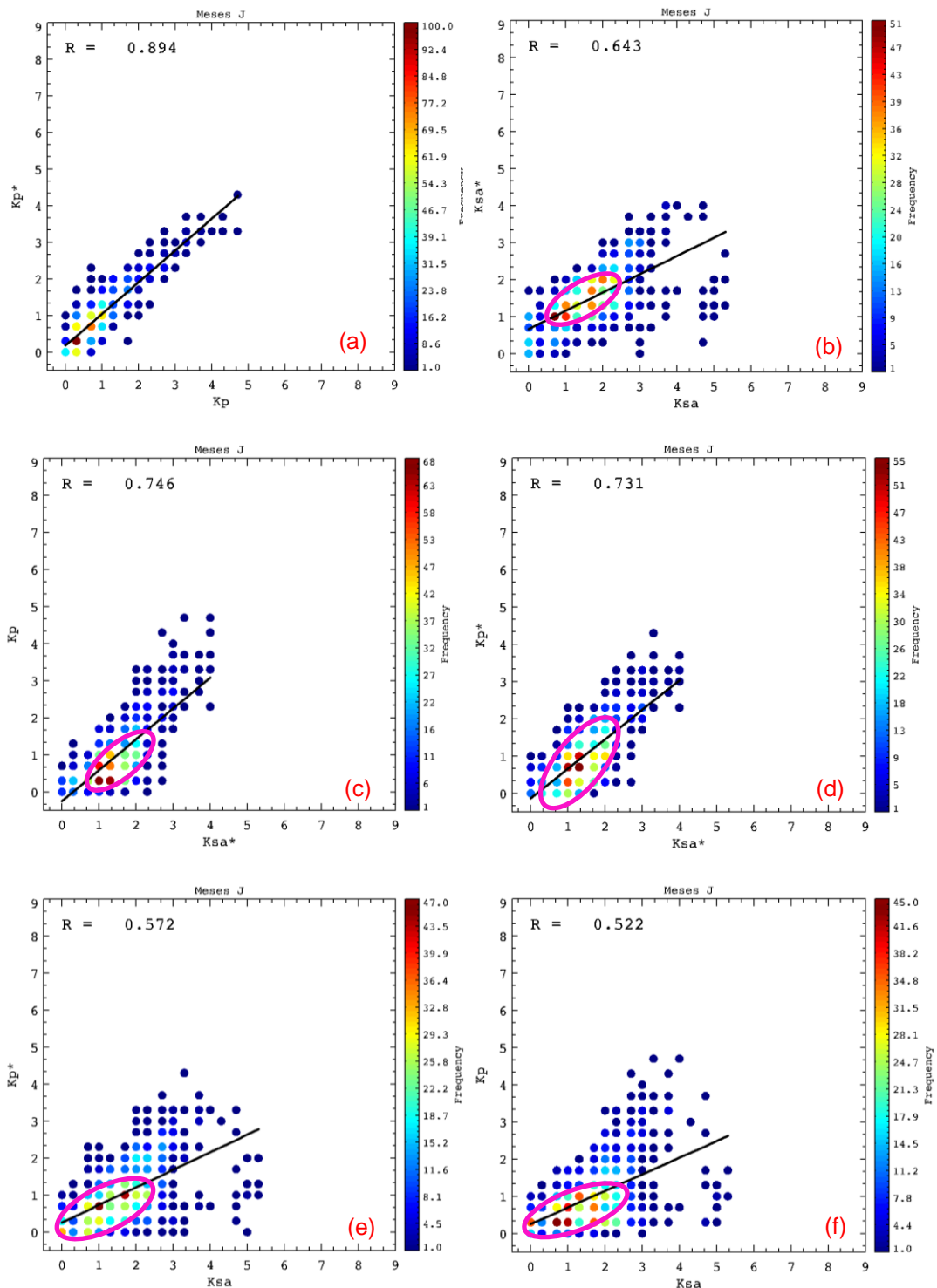
Fonte: Produção do autor.

Com relação aos gráficos da Figura 5.27, referentes aos meses de inverno no hemisfério sul:

- A correlação entre $K_p \times K_p^*$ (Figura 5. 27-a) possui o maior valor de correlações dessa estação do ano ($R= 0,89$), indicando uma boa correlação entre os algoritmos do FMI e EMBRACE/INPE.
- Já na análise entre $K_{sa} \times K_{sa}^*$ (Figura 5. 27-b) o coeficiente de correlação diminui ($R=0,64$), e é considerado moderado. Neste caso, quando os dados da rede EMBRACE são processados pelo algoritmo do FMI, os valores do índice K_{sa}^* tendem a ser maior do que quando os mesmo dados são processados pelo algoritmo do EMBRACE, novamente o cálculo da curva de referência pode ser a explicação. A elipse rosa destaca os valores dos pontos com maior frequência.
- Para as correlações entre $K_p \times K_{sa}^*$ (Figura 5. 27-c) e $K_p^* \times K_{sa}^*$ (Figura 5. 27-d), os valores dos coeficientes foram considerados forte: $R=0,75$ e $R=0,73$, respectivamente. Esses valores são os mesmo para os mesmo pares de índices analisados na Figura 5.26 (c, d) dos meses de equinócios. Os pontos de máxima frequência são demonstrando pelas elipses rosas nos gráficos.
- Para as correlações entre $K_p^* \times K_{sa}$ (Figura 5. 27-e) e $K_p \times K_{sa}$ (Figura 5. 27-f) os valores dos coeficientes foram considerados moderados: $R=0,57$ e $R=0,52$, respectivamente. As elipses em cor rosa destacam os pontos de máxima frequência dos gráficos.

Após realizadas todas essas correlações por pares de índices, e separada por solstícios e equinócios (meses D, J e E), é possível perceber que existem diferenças entre os dados obtidos pela rede INTERMAGNET e pela rede EMBRACE MagNet para períodos de mínima atividade solar.

Figura 5.27: Dispersão para os meses J (inverno no hemisfério sul) do ano de 2020. A barra de cor indica a frequência máxima de cada gráfico, e a seta rosa indica o ponto de maior frequência. O R é o valor do coeficiente de correlação de Pearson de cada par de índices analisados.

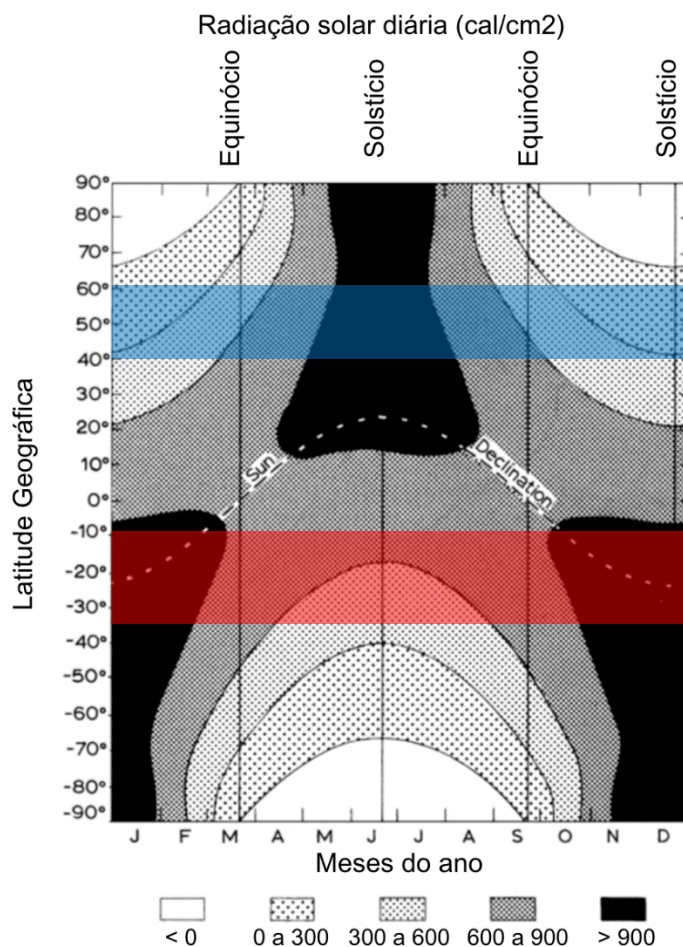


Fonte: Produção do autor.

Com o objetivo de tentar explicar essas diferenças, vamos reforçar mais uma vez que os dados da rede INTERMAGNET usados para obter o índice Kp e Kp* são provenientes de observatórios magnéticos que estão em regiões subaurorais e que a grande maioria desses observatórios estão no hemisfério norte. Em contrapartida, os dados da rede EMBRACE MagNet encontram-se, em sua maioria, em latitudes médias/baixas, e todos estão no hemisfério sul, mais especificamente na América do Sul.

Com o objetivo de demonstrar a variação da radiação solar que chega à Terra nos equinócios e solstícios, bem como com relação as latitudes dos hemisférios norte e sul, apresenta-se a Figura 5.28. Ela mostra a quantidade de radiação solar que chega diariamente a Terra com relação aos meses do ano em diferentes latitudes. A faixa azul representa as latitudes entre 40 a 60° do hemisfério Norte, onde se encontram os observatórios da rede INTERMAGNET. A faixa vermelha representa a latitude entre 10° a 36°S, região onde encontram-se as estações magnéticas do EMBRACE MagNet que foram utilizadas no processamento dos dados (CBA, CHI, CPX, SJC, SMS, VSS).

Figura 5.28: Radiação solar diária x latitude geográfica por meses do ano (equinócios x solstícios).



Fonte: Adaptada de Campbell (2003).

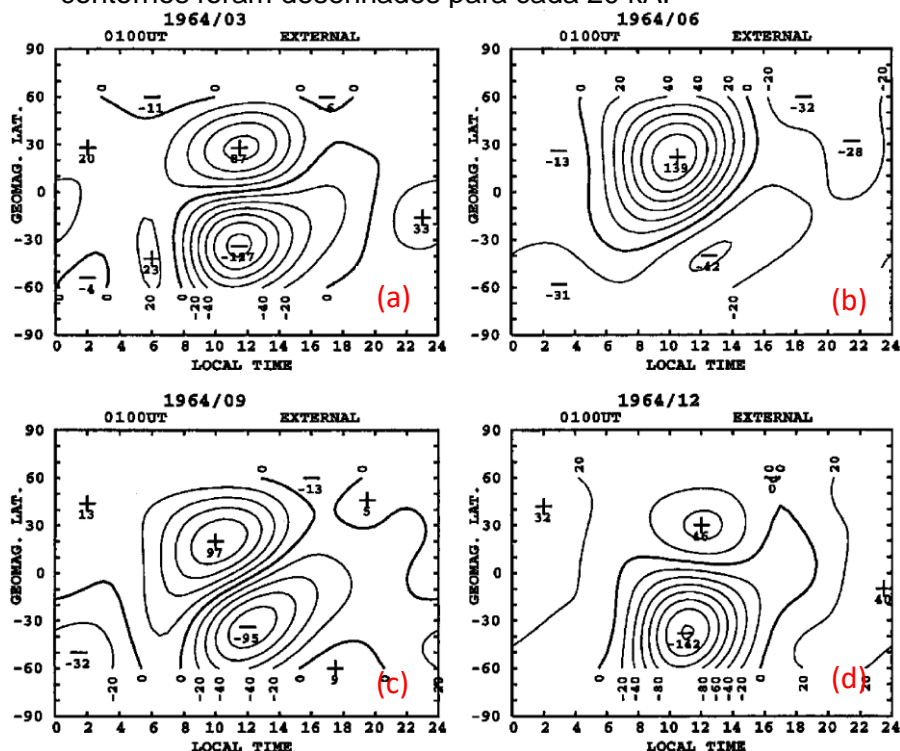
Na Figura 5.28 é possível notar que a quantidade de radiação solar que chega durante os meses de inverno no hemisfério sul é maior do que o período de inverno do hemisfério norte. O mesmo acontece para os equinócios, quando comparadas as duas faixas (azul e vermelha) a incidência de radiação solar no hemisfério sul é maior (2 a 3 vezes) que no hemisfério norte. Com relação ao verão, a imagem não deixa clara a quantidade, visto que para ambos os hemisférios diz apenas que a quantidade é maior que 900 cal/cm², mas sabe-se que devido a inclinação do eixo de rotação da terra, a quantidade de radiação solar que chega na América do sul no verão é maior que a quantidade de radiação que chega em médias latitudes no hemisfério norte.

Esse é o primeiro ponto que devemos levar em conta para começar a entender as diferenças aqui apresentadas, o fato de que os dados que geram os índices Kp e Ksa são de hemisférios e latitudes diferentes.

O segundo fator importante é que o campo geomagnético apresenta variações diurnas decorrentes diretamente da interação Sol-Terra. São variações de origem externa como, por exemplo, o sistema de correntes Sq, existente na região ionosférica, com dois vórtices localizados nas proximidades das latitudes 30°S e 30°N, independente da presença ou não de tempestade geomagnética.

No Capítulo 2 foi explicado em maiores detalhes o sistema de correntes Sq, (ver Figura 2.14). Nesta seção o foco é explicar as diferenças entre este sistema de correntes para ambos os hemisférios e com relação aos períodos de equinócios e solstícios. Com esse intuito, a Figura 5.29 mostra a intensidade da corrente Sq para ambos os hemisférios e para os meses de março (a), junho (b), setembro (c) e dezembro (d).

Figura 5.29: Média da corrente Sq para os dias calmos dos meses de março (a), junho (b), setembro (c) e dezembro (d) de 1964 para ambos os hemisférios. Os contornos foram desenhados para cada 20 kA.



Fonte: Takeda (1999).

Na Figura 5.29 pode-se notar que:

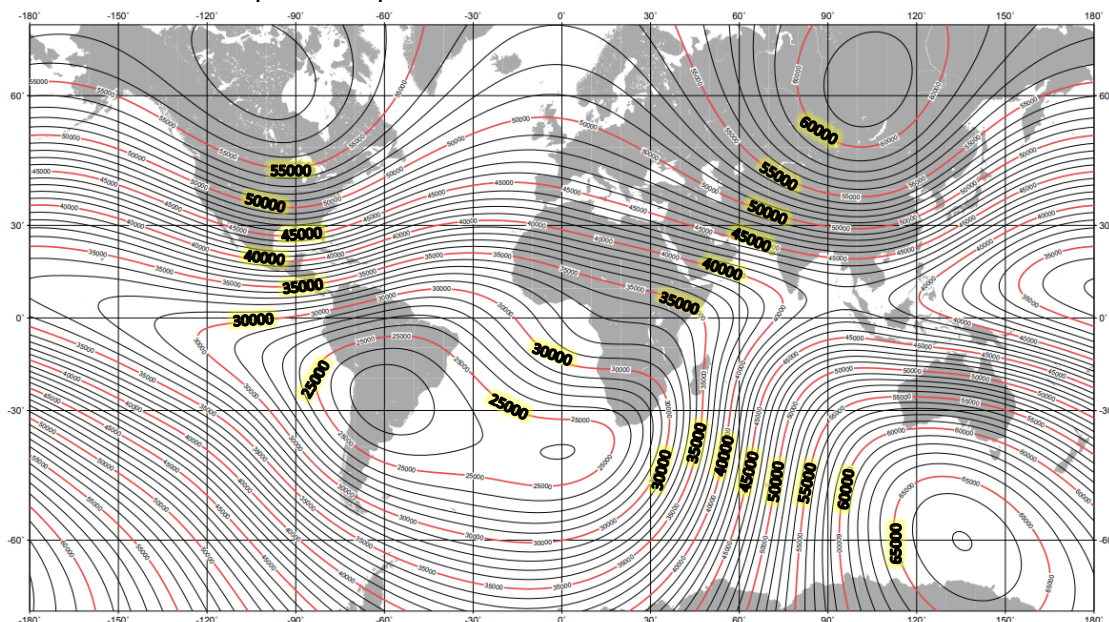
- Para o mês de setembro (equinócio) a intensidade da corrente S_q em ambos os hemisférios possuem valores parecidos, +97 kA para o hemisfério sul e -95 kA para o hemisfério norte;
- Para o mês de março esses valores diferem com relação aos hemisférios, sendo +87 kA no hemisfério norte e -127 kA para o hemisfério sul. Essa diferença pode ser atribuída devido ao fato de que em março o verão no hemisfério sul está finalizando;
- Para o mês de junho, a intensidade da corrente S_q no hemisfério norte é de +139 kA e para o hemisfério sul é de -42 kA;
- Já para o mês de dezembro, a intensidade da corrente S_q no hemisfério norte é de +46 kA e para o hemisfério sul é de -142 kA.

Esses valores demonstram que durante os períodos de solstícios há grande diferença entre as intensidades das correntes S_q , revelando assim uma variação sazonal dessa corrente.

Além disso, os dados do índice K_p e do índice K_{sa} parecem ser mais influenciados por correntes elétricas de sistemas diferentes. Enquanto a rede que compõe o cálculo do índice K_p (INTERMAGNET) parece ter mais influência das correntes magnetosféricas, a rede EMBRACE parece ser mais influenciada pelo sistema de correntes S_q . Essa diferença provavelmente é atribuída à localização das estações de cada rede, visto que a rede INTERMAGNET possui observatórios em regiões de médias latitudes, e as estações magnéticas da rede EMBRACE estão em regiões de baixas latitudes.

O terceiro e último ponto que será abordado neste trabalho para explicar as diferenças aqui encontradas é referente a Anomalia magnética da América do Sul, cujo centro encontra-se atualmente no Uruguai, e algumas estações magnéticas do EMBRACE encontram-se perto da região central da AMAS, como Figura 5.30.

Figura 5.30: Mapa global da intensidade total do campo geomagnético para o ano de 2020 pelo modelo IGRF. A posição da anomalia magnética da América do Sul é definida pela isolinha de menor intensidade (23000 nT) que atualmente está localizada na América do Sul. Cada isolinha apresentada no mapa corresponde a 1000 nT.



Fonte: Adaptada de National Oceanic & Atmospheric Administration (2023).

A Anomalia Magnética da América do Sul (SAMA) é a região do globo terrestre onde a intensidade total do campo magnético é a menor possível. Segundo Moro et al (2021), Medidas feitas em solo e por satélites detectaram evidências da precipitação de partículas energéticas neste setor do globo (MORO et al., 2021, 2022).

Como conclusão, parece que em períodos de mínima atividade solar, os índices magnéticos que utilizando dados da região da América do Sul (Ksa e o Ksa*) apresentam valores maiores do que os índices que utilizam dados, em sua maioria, do hemisfério norte (Kp e o gerado Kp*). Os principais motivos apresentados foram: (1) a forma do cálculo da curva de referência do dia calmo que são diferentes entre os algoritmos do FMI e do EMBRACE/INPE; (2) diferença da quantidade de radiação solar incidente em médias e baixas latitudes; (3) variação sazonal do sistema de correntes Sq; e (4) devido ao aumento da condutividade elétrica na AMAS.

6 CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

Um índice geomagnético específico para a América do Sul torna-se relevante devido às peculiaridades existentes neste local, como a Anomalia Magnética da América do Sul. Os cálculos e os procedimentos utilizados na obtenção do índice Ksa foram baseados nos procedimentos utilizados para obtenção do índice Kp.

Diante disso, uma análise comparativa desses índices, bem como a criação dos índices Kp* e Ksa*, são importantes para entender as diferenças e semelhanças entre eles.

Os resultados obtidos ao analisar tempestades geomagnéticas mostraram que os 4 índices (Kp, Ksa, Kp* e Ksa*) apresentam um comportamento semelhante de variação ascendente e descendente, com diferença apenas na intensidade. Durante a fase principal das tempestades geomagnéticas a intensidade dos índices Kp e Kp* são maiores que o valor obtido pelos índices Ksa e Ksa*. Porém, no final da fase de recuperação, o índice Ksa e Ksa* aparecem com valores mais elevados. Quando foram comparados os índices Kp e Kp*, percebemos que a variação entre um índice e outro ficou na faixa de $\pm 1,3$ de diferença. O mesmo ocorreu quando foram analisados os índices Ksa x Ksa*. Quando os seguintes pares de índices foram analisados: (Kp x Ksa*) e (Kp* x Ksa) a diferença entre os pares superou $\pm 2,3$. Isso demonstra que a diferença observada entre os valores do índice Kp e Ksa não são especificamente devido aos procedimentos utilizados no cálculo desses índices, mas sim devido aos fenômenos físicos envolvidos em cada região do globo.

Quando analisamos esses 4 índices para um período de mínima atividade solar (ano de 2020) percebemos que os índices Ksa e Ksa* apresentam valores maiores que o Kp e Kp*. Durante os meses de verão no hemisfério sul os valores do índice Ksa tendem a ser ainda maiores que o Kp, quando comparados com os períodos de equinócios e verão. Essa diferença pode ser atribuída:

- Ao fato de que os observatórios que compõem os dados da rede INTERMAGNET estão no hemisfério norte, e as estações

magnéticas do EMBRACE no hemisfério sul, portanto o verão no hemisfério sul corresponde ao inverno no outro hemisfério;

- Devido à variação sazonal do sistema de correntes Sq; e
- Devida a presença da Anomalia Magnética da América do Sul.

Com relação aos algoritmos usados nos processamentos dos índices Kp e Ksa, as principais diferenças observadas foram:

- o índice Kp passa por uma etapa intermediária de padronização, gerando o índice Ks que possui variações sazonais;
- o índice Kp gera a curva de referência para cada dia que será processado o índice, já o índice Ksa gera uma curva mensal para cada observatório.

Apesar dessas diferenças, nossos resultados mostraram que a maior variação observada foi quando comparamos os dados da rede INTERMAGNET com os dados da rede EMBRACE, ou seja, quando analisados os pares de índices (Kp x Ksa*) e (Kp* x Ksa*) e não quando comparamos os algoritmos do FMI e EMBRACE através dos pares de índices (Kp x Kp*) e (Ksa x Ksa*) respectivamente.

Os resultados apresentados neste trabalho indicam que existem características específicas na região da América do Sul. Porém, com o intuito de entender melhor os fenômenos físicos da nossa região, sugerimos como trabalhos futuros:

- Criação das tabelas padronizadas para gerar o índice Ks (padronizado) para cada estação magnética da rede EMBRACE MagNet, a fim de aproximar ainda mais ao método utilizado no índice Kp;
- Expandir o período de análise para outras tempestades geomagnéticas e outros anos de mínima atividade solar;
- Incluir estações magnéticas da rede EMBRACE com dados da rede INTERMAGNET e gerar um novo índice (Kpsa) com o intuito de comparar com os índices Kp e Ksa e analisar os resultados.

- Comparar o índice K do Kp e o K do Ksa para verificar os valores antes do Kp passar pelo processo de padronização (Ks);
- Estudar com mais detalhe como as curvas de referência do dia calmo são obtidos pelos algoritmos do método FMI e pelo método do EMBRACE/INPE;
- Aprimorar a técnica utilizada para o cálculo do índice Ksa em tempo real.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; CARRASCO, A. J.; BRUM, C. G. M. South Atlantic magnetic anomaly ionization: a review and a new focus on electrodynamic effects in the equatorial ionosphere. **Journal of Atmospheric, Solar and Terrestrial Physics**, v. 67, p. 1643–1657, 2005.
- AKASOFU, S.; CHAPMAN, S. The ring current, geomagnetic disturbance, and the Van Allen radiation belts. **Journal of Geophysical Research**, v. 66, n. 5, p. 1321–1350, 1961.
- AKASOFU, S. I.; CHAPMAN, S. **Solar-terrestrial physics**. Oxford: Clarendon Press, 1972.
- ATIQU, M. Historical review of ionosphere in perspective of sources of ionization and radio waves propagation. **Journal of Space Science & Technology**, v.7, n. 2, p. 28–39, 2018.
- BAKER, W.G.; MARTYN, D.F. Electric currents in the ionosphere conductivity. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, n. A246, p.281-294, 1953.
- BALAN, N.; BAILEY, G. J. Equatorial plasma fountain and its effects: possibility of an additional layer. **Journal of Geophysical Research**, v.100, n. 21, 421, 1995.
- BALAN, N.; BAILEY, G.J.; ABDU, M.A.; OYAMA, K.I.; RICHARDS, P.G.; MACDOUGALL, J.; BATISTA, I.S. Equatorial plasma fountain and its effects over three locations: evidence for na additional layer, the F3 layer. **Journal of Geophysical Research**, v.102, p. 2047–2056, 1997.
- BARTELS, J. The standardized index, Ks, and the planetary index, Kp. **IATME Bulletin**, p. 97, 1949.
- BIERMANN, L. Kometenschweife und solare Korpuskularstrahlung. **Zeitschrift für Astrophysik**, v. 29, n. 274, 1951.

BLOXHAM, J.; GUBBINS, D.; JACKSON, A. Geomagnetic secular variation. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, n. A329, p. 415-502, 1989.

BOTELER, D. H. A 21st century view of the March 1989 magnetic storm. **Space Weather**, 2019.

BOTHMER, V.; DAGLIS, I. **Space weather: physics and effects**. 2.ed. Berlin: Springer, 2007. 438p.

CAMPBELL, W.H. **Introduction to geomagnetic fields**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2003.

CHAPMAN, S.; FERRARO, V. C. A. A new theory of magnetic storms. **Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity**, v. 36, n. 2, p. 77–97, 1931.

CHAPMAN, S.; BARTELS, J. **Geomagnetism**. New York: Oxford University Press, 1940.

CHAPMAN, S. The equatorial electrojet as detected from the abnormal electric current distribution above Huancayo, Peru, and elsewhere. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 4, p. 368–390, 1951.

CHAPMAN, S. The electrical conductivity of the ionosphere: a review. **Nuovo Cimento**, v. 4, n. 10, p.1385-1412, 1956.

CHEN, S. S. **Desenvolvimento de um modelo empírico para a obtenção da curva do dia calmo geomagneticamente (QDC)**. 2019. 140 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2019.

COLLIER CAMERON, A. Differential rotation on rapidly rotating stars. **Astronomische Nachrichten**, v. 328, n. 10, p. 1030–1033, 2007.

COSTA JUNIOR, E.; SIMÕES JUNIOR, F.J.R.; CARDOSO, F.R.; ALVES, M.V. O vento solar e a atividade geomagnética. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 33, n. 4, p. 4301, 2011.

COWLING, T.G. The electrical conductivity of a ionized gas in a magnetic field, with applications to the solar atmosphere and the ionosphere.

Proceedings of the Royal Society of London, A183, p.453-470, 1945.

DAGLIS, I. A.; THORNE, R. M.; BAUMJOHANN, W.; ORSINI, S. The terrestrial ring current: origin, formation, and decay. **Reviews of Geophysics**, v. 37, p. 407-438, 1999.

DANCEY, C.; REIDY, J. **Statistics without maths for psychology**. 5. ed. [S.l.]: Prentice Hall, 2007.

DENARDINI, C. M. **Desenvolvimento de um sistema de correção de fase para o radar ionosférico de São Luís do Maranhão**. 139 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1999.

DENARDINI, C. M. **Estudo da eletrodinâmica durante o período de máxima atividade solar (1999-2002)**. 282 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2004.

DENARDINI, C. M.; SILVA, M. R.; GENDE, M.; CHEN, S. S.; FAGUNDES, P. R.; SCHUCH, N. J.; PETRY, A.; RESENDE, L. C. A.; MORO, J.; PADILHA, A.L.; SANT'ANNA, N.; ALVES, L.R. The initial steps for developing the South American K index from the embrace magnetometer network. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 33, n. 1, p. 79-88, 2015.

DENARDINI, C. M. et al. The Embrace magnetometer network for South America: network description and its qualification. **Radio Science**, v. 53, 2018a.

DENARDINI, C. M. et al. The Embrace Magnetometer network for South America: first scientific results. **Radio Science**, v. 53, p. 379–393, 2018b.

DONATI, J.F.; COLLIER CAMERON, A.; HUSSAIN, G.A.J.; SEMEL, M. Magnetic topology and prominence patterns on AB Doradus. **Monthly Notices of the Royal Astronomical Society**, v. 302, n. 3, p.437–456, 1999.

- ECHER, E.; RIGOZO, N.R.; NORDEMANN, D.J.R.; VIEIRA, L.E.A.; PRESTES, A.; FARIA, H.H. O número de manchas solares, índice da atividade do sol. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 25, n. 2, 2003.
- FARLEY, D. T. The equatorial E-region and its plasma instabilities: a tutorial. **Annals Geophysical**, v. 27, p. 1509–1520, 2009.
- FORBES, J. M. The equatorial electrojet. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 19, n. 3, p. 469-504, 1981.
- FORBES, T.G. A review on the genesis of coronal mass ejections. **Journal of Geophysical Research**, v.105, n. A10, p.23153–23166, 2000.
- GANUSHKINA, N. Y.; LIEMOHN, M. W.; DUBYAGIN, S. Current systems in the Earth's magnetosphere. **Reviews of Geophysics**, v. 56, 2018.
- GILMAN, P. A. Solar rotation. **Annual Review of Astronomy and Astrophysics**, v. 12, n. 1, p. 47–70, 1974.
- 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**, v. 99, n. A4, p. 5771-5792, 1994.
- GREEN, L.M.; TOROK, T.; VRSNAK, B.; MANCHESTER, W.; VERONIG, A.; The origin, early evolution and predictability of solar eruptions. **Space Science Reviews**, v. 214, n. 1, p.46, 2018.
- HALLIDAY D.; RESNICK, R. **Fundamentos de física: eletromagnetismo**. 10.ed. [S.l.]: LTC, 2016.
- HATTINGH, M.; LOUBSER, L.; NAGTEGAAL, D. Computer K-index estimation by a new linear-phase, robust, non-linear smoothing method. **Geophysical Journal International**, v. 99, p. 533–547, 1989.
- HILL, T. W. Solar wind–magnetosphere coupling. In: CAROVILLANO, R. L.; FORBES, J. M. (Ed.). **Solar-terrestrial physics: principles and theoretical foundations**. Dordrecht: D. Reidel, 1983. p. 261-302.

- HOFFMEISTER, C. Physikalische untersuchungen an kometen. i. die beziehungen des primären schweifstrahls zum radiusvektor. **Zeitschrift für Astrophysik**, v. 22, n. 265, 1943.
- INTERNATIONAL SERVICE OF GEOMAGNETIC INDICES. **UNISTRA**. 2018. Disponível em: <http://isgi.unistra.fr/>. Acesso em: 15 maio 2023.
- JANKOWSKI, J.; SUCKSDORFF, C. **IAGA guide for magnetic measurements and observatory practice**. Warsaw: IAGA, 1996. 232 p.
- JOHN, C. The present condition of the problem of solar rotation, **Publications of the Astronomical Society of the Pacific**, v.30, n. 178, p.319–325. 1918.
- KANE, R.P. Sun–Earth relation: historical development and present status: a brief review. **Advances in Space Research**, v. 35, p.866–881, 2005.
- KELLEY, M.C. **The Earth's ionosphere**: plasma physics and electrodynamics. 2.ed. Ithaca, NY: Academic Press, 2009.
- KILIFARSKA, N. A.; BAKHMUTOV, V. G.; MELNYK, G. V. Geomagnetic field: origin, spatial-temporal structure, and variability. In: _____. (Ed.). **The hidden link between earth's magnetic field and climate**. [S.l.]: Elsevier, 2020. p. 1–24.
- KIRCHHOFF, V. W. J. H. **Introdução à geofísica espacial**. São Paulo: Nova Stela, 1991.
- KLIMENKO, M. V. et al. Formation mechanism of additional layers above regular F2 layer in the near-equatorial ionosphere during quiet period. **Journal of the Atmospheric and Solar Terrestrial Physics**, v. 90/91, p. 179-185, 2012.
- KOPAL, Z. Physics of the Sun. **British Journal of Applied Physics**, v. 7, n. 4, p. 119-128, 1956.
- KUDEKI, E. **Plasma turbulence in the equatorial electrojet**. 1983. 186p. Tese (Doutorado) – Cornell University, Cornell, 1983.

LANGEL, R.; OUSLEY, G.; BERBERT, J.; MURPHY, J.; SETTLE, M. The MAGSAT mission. **Geophysical Research Letters**, v. 9, n. 4, p. 243–245, 1982.

LAZZUS, J. A.; SALFATE, I.; VEGA-JORQUERA, P. Intense geomagnetic storms in the maximum phase of solar cycle 24 observed from a low-latitude ground station. **Geofísica Internacional**, v. 61, n. 4, p. 267-286, 2022.

LEIGHTON, R.B. The solar granulation. **Annual Review of Astronomy and Astrophysics**, v.1, n. 1, p. 19-40, 1963.

LOCKWOOD, M.; OWENS, M.J.; BARNARD, L.A. Universal time variations in the magnetosphere and the effect of CME arrival time: analysis of the February 2022 event that led to the loss of Starlink satellites. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 128, n. 3, p. 1-28, 2023.

LUCAS, A. **Estudo da dinâmica da corrente de anel durante a fase principal de supertempestades magnéticas**. 2005. 256 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005.

LYON, J. G. The solar wind-magnetosphere-ionosphere system. **Science**, v. 288, n. 5473, p. 1987–1991, 2000.

MAEDA, K. Dynamo-theoretical conductivity and current in the ionosphere. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 4, p.63-82, 1952.

MARTINS, M Coeficiente de correlação amostral. **Revista de Ciência Elementar**, v. 2, n. 2, 2014.

MATSUSHITA, S. Solar quiet and lunar daily variation fields. In: MATSUSHITA, S.; CAMPBELL, W. H. **Physics of geomagnetic phenomena**. New York: Academic, 1967. p. 301–424.

MATZKA, J.; STOLLE, C.; YAMAZAKI, Y.; BRONKALLA, O.; MORSCHHAUSER, A. The geomagnetic Kp index and derived indices of geomagnetic activity. **Space Weather**, 19, 2021.

- MAYAUD, P. N. **Derivation, meaning and use of geomagnetic indices**. Washington, AGU, 1980.
- MENVIELLE, M.; PAPITASHVILI, N.; HAKKINEN, L.; SUCKSDORFF, C. Computer production of K indices: review and comparison of methods. **Geophysical Journal International**, v. 123, n. 3, p. 866-886, 1995.
- MERRIL, R.T., McELHINNY, M.W. **The Earth's magnetic field: its history, origin and planetary perspective**. London: Academic Press, 1983.
- MOLDWIN, M. **An introduction to space weather**. Cambridge: Cambridge University Press, 2008.
- MORO, J. **Variações longitudinais dos campos elétricos do eletrojato equatorial no setor americano. 2015**. 175 p. Tese (Doutorado em Geofísica) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015.
- MORO, J. et al. First look at a geomagnetic storm with Santa Maria Digisonde data: F region responses and comparisons over the American sector. **Journal of Geophysical Research - Space Physics**, v.126, 2021.
- MORO, J. et al. Different sporadic-E (Es) layer types development during the August 2018 geomagnetic storm: Evidence of auroral type (Es_a) over the SAMA region. **Journal of Geophysical Research - Space Physics**, v. 127, 2022.
- NATIONAL OCEANIC & ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (NOAA). **Magfield wist**. Disponível em: <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag/magfield-wist/>. Acesso em: 14 maio 2023.
- NOWOZYNSKI, K.; ERNST, T.; JANKOWSKI, J. Adaptive smoothing method for computer derivation of K-indices. **Geophysical Journal International**, v.104, p. 85–93, 1991.
- OLSEN, N.; STOLLE, C. Satellite geomagnetism. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 40, n. 1, p. 441–465, 2012.
- OWENS, M.J.; FORSYTH, R.J. The heliospheric magnetic field. **Living Reviews Solar Physics**, v. 10, n. 5, 2013.

- PARKER, E.N. Dynamical instability in an anisotropic ionized gas of low density. **Physical Review**, v. 109, p. 1874–1876, 1958.
- PARKS, G. K. **Physics of space plasma**: an introduction. Washington: Addison-Wesley, 1991.
- PRIEST, E. **Magnetohydrodynamics of the Sun**. Cambridge: Cambridge University Press, 2014.
- PULKKINEN, T. Space weather: terrestrial perspective. **Living Reviews Solar Physics**, v. 4, n.1, 2007.
- REDDY, C. A. The equatorial electrojet: a review of the ionospheric and geomagnetic aspects. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 43, n. 5, p. 557–571, 1981.
- REDDY, C. A. The equatorial electrojet. **Pure and Applied Geophysics**, v. 131, n. 3, p. 486-508, 1989.
- RESENDE, L.C.A. **Estudo sobre a formação e dominância das camadas esporádicas considerando a competição entre ventos e campos elétricos**. 2014. 185 p. Tese (Doutorado em Geofísica) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2014.
- RICHARDSON, I. G.; CANE, H. V. Near-Earth interplanetary coronal mass ejections since January 1996 **Catalog and summary of properties**. **Solar Physics**. Disponível em: <https://izw1.caltech.edu/ACE/ASC/DATA/level3/icmetable2.htm>. Acesso em: 14 maio 2023.
- RICHMOND, A. D. Modeling the ionosphere wind dynamo: a review. **Pure and Applied Geophysics**, v. 47, p. 413–435, 1989.
- RIPKA, P. Review of fluxgate sensors. **Sensors and Actuators A: Physical**. v. 33, n. 3, p. 129-141, 1992.
- RISHBETH, H.; GARRIOTT, O. K. **Introduction to ionospheric physics**. New York: Academic Press, 1969.

- RISHBETH, H. The ionospheric E-layer and F-layer dynamos: a tutorial review **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 59, n. 15, p. 1873-1880, 1997.
- ROEDERER, J. G., Earth's magnetosphere. In: KENNEL, C.F.; LANZEROTTI, L.J.; PARKER, E.N. (Ed.). **Solar system plasma physics**. Amsterdam: North-Holland, 1979. p. 3-56.
- ROELOF, E.C., WILLIAMS, D.J. The terrestrial ring current: from in situ measurements to global images using energetic neutral atoms. **Johns Hopkins APL Technical Digest**, v. 9, n. 2, 1988.
- ROSTOKER, G. Geomagnetic Indices. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 10, n. 4, p. 935-950, 1972.
- ROSTOKER, G. The Auroral electrojets. In: AKASOFU, S.-I. (Ed.). **Dynamics of the magnetosphere**. Dordrecht: Springer, 1980. p. 201–211.
- ROSTOKER, G.; FRIEDRICH, E. DOBBS, M. Physics of magnetic storms. **Geophysical Monograph**, v. 98, p. 149-160, 1997.
- SABINE, E. On periodical laws discoverable in mean effects on the larger magnetic disturbances. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**. v. 141, p103–129, 1851.
- SCHMIEDER, B.; AULANIER, G.; VRSNAK, B. Flare-CME models: an observational perspective. **Solar Physics**, v. 290, n.12, p. 3457–3486, 2015.
- SCHWABE, H. Solar observations during 1843. **Astronomische Nachrichten**, v. 20, n. 495, p. 234–235, 1843.
- SODRÉ, Z. A.L. **Investigações de emissões solares tipo I associadas a tempestades de ruído em ondas métricas**. 2017. Tese (Doutorado) - Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, 2017.
- SOLANKI, S. Sunspots: an overview. **The Astronomy and Astrophysics Reviews**, v.11, p.153–286, 2003.

- SPEISER, T. W.; NESS, N. F. The neutral sheet in the geomagnetic tail: its motion, equivalent currents, and field line connection through it. **Journal of Geophysical Research**, v. 72, n. 1, p. 131–141, 1967.
- SUCKSDORFF, C.; PIRJOLA, R.; HÄKKINEN, L. Computer production of K-indices based on linear elimination. **Geophysical Transactions**, v. 36, p. 333–345, 1991.
- TAKEDA, M. Time variation of global geomagnetic Sq field in 1964 and 1980. **Journal of the Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 61, p. 765–774, 1999.
- TARDELLI, A.; FAGUNDES, P. R.; PEZZOPANE, M.; PILLAT, V. G. Longitudinal variations of the occurrence of F3 and F4 layers within the southern EIA and their dependence on solar cycle. **Advances in Space Research**, 2022.
- TARPLEY, J. D. The ionospheric wind dynamo—II. solar tides, **Planetart and Space Science**, v. 18, p. 1091–1103, 1970.
- TERRA-NOVA, F.; HARTMANN, G.A.; TRINDADE, I.F. Evolução temporal da anomalia magnética do Atlântico Sul através de modelos do campo geomagnético. **Latinmag Letters**, v. 1, n. 2, A17, p. 1-6, 2011.
- THE HELMHOLTZ CENTRE POTSDAM. **GFZ German Research Centre for Geosciences**. Disponível em: <https://kp.gfz-potsdam.de/en/figures>. Acesso em: 6 maio 2023.
- TOBIAS, S.M. The turbulent dynamo. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 912, 2021.
- TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, W. D. The interplanetary causes of magnetic storms: a review. In: TSURUTANI, B. T.; GONZLAEZ, W. D.; KAMIDE, Y.; ARBALLO, J. K. (Ed.). **Magnetic storms**. [S.l.]: AGU, 1997. p. 77- 89.
- VELIZ, O. **Diseño y construccion de magnetometros digitales triaxiales**. Lima, Peru: Jicamarca Radio Observatory, 2010a.

VELIZ, O. **Manual de operación: JRO-ML-103 triaxial magnetometer**. Lima, Peru: Jicamarca Radio Observatory, 2010b.

YAMAZAKI, Y; MAUTE, A. Sq and EEJ: a review on the daily variation of the geomagnetic field caused by ionospheric dynamo currents. **Space Science Reviews**, v. 206, n. 1–4, p. 299–405, 2017.

WILSON, L. R. An evaluation of digitally derived K-indices. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 39, p. 97–109, 1987.

WORLD DATA CENTER FOR GEOMAGNETISM. **KYOTO**. Disponível em: <https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/cgi-bin/qddays-cgi/>. Acesso em: 16 jun. 2023.