



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

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/09.08.16.40-TDI

ESTUDO DA VARIABILIDADE GEOMAGNÉTICA DIURNA GLOBAL POR MEIO DE DADOS OBSERVACIONAIS E MODELAGEM

Sony Su Chen

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Clezio Marcos De Nardin, e Láysa Cristina Araujo Resende Chagas, aprovada em 06 de setembro de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49PU2S8>>

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/2023/09.08.16.40-TDI

ESTUDO DA VARIABILIDADE GEOMAGNÉTICA DIURNA GLOBAL POR MEIO DE DADOS OBSERVACIONAIS E MODELAGEM

Sony Su Chen

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Clezio Marcos De Nardin, e Láysa Cristina Araujo Resende Chagas, aprovada em 06 de setembro de 2023.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49PU2S8>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49PU2S8)

INPE
São José dos Campos
2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Chen, Sony Su.

Ch42e Estudo da variabilidade geomagnética diurna global por meio de dados observacionais e modelagem / Sony Su Chen. – São José dos Campos : INPE, 2023.

xxxiv + 214 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/09.08.16.40-TDI)

Tese (Doutorado 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 Láysa Cristina Araujo Resende Chagas.

1. Variação diurna do campo geomagnético. 2. Sistema de correntes Sq. 3. Anomalia magnética da América do Sul. 4. Expansão em série de Fourier. 5. Expansão em harmônicos esféricos. I. Título.

CDU 550.384.1(8)



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

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



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÃO



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

Serviço de Pós-Graduação - SEPGR

DEFESA FINAL DE TESE DE SONY SU CHEN

REG. 139610/2019, BANCA Nº 244/2023

No dia 06 de setembro de 2023, por teleconferência, 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 Doutor 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).

Novo Título: Estudo da variabilidade geomagnética diurna global por meio de dados observacionais e modelagem

Membros da banca:

Dra. Livia Ribeiro Alves - Presidente - INPE

Dr. Clezio Marcos De Nardin - Orientador - INPE

Dra. Láysa Cristina Araujo Resende Chagas - Orientadora - INPE

Dr. Severino Luiz Guimarães Dutra - Membro Interno - INPE

Dra. Vânia Fátima Andrioli Novaes Silva - Membro Interno - INPE

Dr. Paulo Roberto Fagundes - Membro Externo - UNIVAP/IP&D

Dr. Maurício José Alves Bolzam - Membro Externo - UFJ



Documento assinado eletronicamente por **Láysa cristina araujo resende chagas (E), Usuário Externo**, em 28/09/2023, às 10:25 (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 28/09/2023, às 11:11 (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 **Vania Fatima Andrioli Novaes Silva (E), Usuário Externo**, em 28/09/2023, às 11:53 (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 **Paulo Roberto Fagundes (E), Usuário Externo**, em 28/09/2023, às 12:59 (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 29/09/2023, às 08:24 (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 **Severino Luiz Guimarães Dutra, Pesquisador**, em 29/09/2023, às 14:52 (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 02/10/2023, às 14:42 (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 **11403065** e o código CRC **E5184E22**.

*“Não, meu coração não é maior que o mundo.
É muito menor.
Nele não cabem nem as minhas dores.
Por isso gosto tanto de me contar.
Por isso me dispo,
por isso me grito,
por isso frequento os jornais, me exponho cruamente nas livrarias:
preciso de todos.*

*Sim, meu coração é muito pequeno.
Só agora vejo nele não cabem os homens.
Os homens estão cá fora, estão na rua.
A rua é enorme. Maior, muito maior do que eu esperava.
Mas também a rua não cabe todos os homens.
A rua é menor que o mundo.
O mundo é grande.*

[...].”

CARLOS DRUMMOND DE ANDRADE
em “Sentimento do Mundo”, 1940

*A meus pais Chen R. K. e Mei Y. J.
e à minha esposa Flávia H. N. S.*

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, gostaria agradecer a **Deus** por me conceder a vida e pelas oportunidades que Ele tem me proporcionado.

À minha amada família, especialmente à minha mãe **Mei Yu Jin Chen**, meu pai **Chen Rong Kui** e aos meus irmãos, quero expressar meu sincero agradecimento pelo apoio inabalável e pelo constante incentivo. Vocês têm sido minha fonte constante de força e inspiração ao longo desta jornada.

À minha esposa **Flávia Helena Nunes Silva** pelo apoio inestimável e incentivo durante a realização deste trabalho.

Aos meus dedicados orientadores, **Dr. Clezio Marcos De Nardin** e **Dra. Láyza Cristina Araujo Resende Chagas**, quero expressar minha imensa gratidão pela sabedoria, estímulo e apoio inestimável à minha pesquisa científica. A orientação e a expertise de vocês foram fundamentais para o desenvolvimento deste trabalho.

Gostaria também de estender minha gratidão ao **Dr. Yosuke Yamazaki** por me receber e orientar minhas atividades de pesquisa durante o Doutorado Sanduíche no Exterior. Sua orientação e experiência foram essenciais para aprofundar meu conhecimento na área.

Sou grato ao **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)** pela oportunidade de estudo e pelo acesso às suas excelentes instalações em São José dos Campos. Também agradeço ao **Leibniz Institute of Atmospheric Physics at the University of Rostock (IAP)** por me proporcionar a oportunidade de estudo e pelo acesso às suas instalações durante o período do Doutorado Sanduíche no Exterior em Kühlungsborn, Alemanha. Agradeço também aos colegas e amigos que fizeram parte da minha jornada durante minha estadia na Alemanha.

Meus sinceros agradecimentos vão ao **Programa de Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial (EMBRACE)**, à **Low-Latitude Ionospheric Sensor Network (LISN)**, ao **Instituto Geofísico del Perú (IGP)**, à **International Real-time Magnetic Observatory Network (INTERMAGNET)**, e à **SuperMAG** por fornecerem os dados necessários para a realização deste trabalho. Agradeço igualmente ao **China-Brazil Joint Laboratory for Space Weather (CBJLSW)** por apoiar a rede de magnetômetros do Programa EMBRACE/INPE.

À **Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES)**, expresso minha gratidão pelo suporte financeiro através das Bolsas de Doutorado no País (**Processo 88887.362982/2019-00**) e Doutorado Sanduíche no Exterior (**Processo 88887.694874/2022-00**). Este trabalho foi realizado com o apoio da CAPES - Código de Financiamento 001.

Aos amigos da equipe de operação do Programa Embrace/INPE, **Débora Azevedo** e **Fauéz Abrahão de Oliveira Passos**, expresso minha gratidão por contribuírem na manutenção da rede de magnetômetros do Programa Embrace/INPE.

Agradeço aos colegas **Engs. Francisco de Paula Vitor Mesquita** e **Wagner Sarjob Coura Borges**, pessoas indispensáveis, pelo apoio e auxílio durante as campanhas de instalação de magnetômetros do Programa Embrace/INPE.

Aos meus amigos **Dr. Ronan Arraes Jardim Chagas**, **Dr. Juliano Moro** e **MSc. Giorgio Arlan da Silva Picanço**, expresso minha gratidão pelo suporte e apoio nas discussões.

Aos **amigos, colegas de turma e professores do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial**, assim como aos colegas do **grupo de pesquisa Apona**, quero expressar minha profunda gratidão pela convivência enriquecedora e pelo aprendizado mútuo.

Aos **Membros da Banca Examinadora** e ao **Dr. Luiz Carlos de Carvalho Benyosef**, agradeço pelas valiosas contribuições, sugestões e tempo que dedicaram para avaliar este trabalho.

RESUMO

Neste estudo foi realizada uma análise abrangente das variações diurnas do campo geomagnético causadas pelas correntes ionosféricas, explorando tanto a escala regional quanto global. No âmbito da variação diurna em escala regional, foi desenvolvida uma metodologia para quantificar e qualificar as variações espaciais e temporais nas componentes X , Y , Z do campo geomagnético durante um período de quatorze anos (2008-2021). Através da aplicação da análise de série de Fourier, as componentes harmônicas da variação diurna foram decompostas e associadas às influências das marés atmosféricas, notadamente relevantes para as correntes elétricas no dínamo da região E ionosférica. Essa análise foi contextualizada em termos de diferentes níveis de fluxo solar, regiões latitudinais (equatorial, baixas e médias latitudes magnéticas quase dipolares (QLAT)) e longitudinais (América, Europa-África e Ásia-Oceania) dentro e fora da região da Anomalia Magnética da América do Sul (SAMA). No contexto da variação diurna em escala global, foi desenvolvida uma metodologia para modelar a variação diurna global do sistema de correntes Sq (*Solar quiet*). Além disso, em uma análise inédita investigou-se a atividade de ondas no sistema de correntes Sq global durante um mês geomagneticamente calmo (maio de 2020), utilizando uma técnica de análise espectral de *Fourier-wavelet*. Essa análise revelou características sobre o comportamento do sistema de correntes Sq no contexto das atividades das ondas e suas variações espaciais e temporais. Os principais resultados do estudo em escala regional mostram (1) uma clara dependência com a atividade solar nas componentes harmônicas estacionária, diurna, semidiurna e terdiurna, (2) a componente quarterdiurna da variação diurna não exibe uma clara dependência com a atividade solar, (3) amplitudes maiores na componente harmônica estacionária da variação diurna na região da SAMA e (4) uma variabilidade espacial (latitudinal e longitudinal) e temporal (sazonal) na região da SAMA. Finalmente, os principais resultados do estudo em escala global mostram (1) magnitude média da corrente no hemisfério norte é de aproximadamente 145 ± 32 kA, enquanto no hemisfério sul é de cerca de 84 ± 24 kA, (2) a latitude magnética média dos focos do vórtice do sistema de correntes Sq, que é de aproximadamente $31^\circ \pm 5^\circ$ QLAT no hemisfério norte e de cerca de $-33^\circ \pm 7^\circ$ QLAT no hemisfério sul, (3) a magnitude das correntes elétricas do sistema de corrente Sq exibe fortes variações horárias no perfil longitudinal no hemisfério sul em contraste com o hemisfério norte, (4) as oscilações que se propagam para oeste predominam na intensidade da corrente Sq em ambos os hemisférios, (5) as oscilações que se propagam para leste não têm predominância e exibem uma forte variabilidade hora-a-hora e dia-a-dia em ambos os hemisférios e (5) as fortes variabilidades hora-a-hora e dia-a-dia para ambas propagações das marés parecem estar relacionadas a mudanças locais no dínamo ionosférico em vez de comportamentos globais.

Palavras-chave: Variação diurna do campo geomagnético. Sistema de correntes Sq. Anomalia Magnética da América do Sul. Expansão em série de Fourier. Expansão em harmônicos esféricos.

STUDY OF GLOBAL DIURNAL GEOMAGNETIC VARIABILITY THROUGH OBSERVATIONAL DATA AND MODELING

ABSTRACT

In this study, a comprehensive analysis of diurnal variations in the geomagnetic field caused by ionospheric currents was conducted, exploring both regional and global scales. Within the scope of regional-scale diurnal variation, a methodology was developed to quantify and qualify spatial and temporal variations in the X , Y , and Z components of the geomagnetic field, covering a fourteen-year period (2008-2021). Through the application of Fourier series analysis, the harmonic components of the diurnal variation were decomposed and associated with the influences of atmospheric tides, notably relevant for electric currents in the ionospheric E region dynamo. This analysis was contextualized in terms of different solar flux levels, latitudinal regions (equatorial, low, and quasi-dipolar magnetic latitudes (QLAT)), and longitudinal regions (Americas, Europe-Africa, and Asia-Oceania), both within and outside the South American Magnetic Anomaly (SAMA) region. In the context of global-scale diurnal variation, a methodology was developed to model the diurnal variation of the global Sq (Solar quiet) current system. Furthermore, in an unprecedented analysis, the wave activity within the global Sq current system was investigated during a geomagnetically quiet month (May 2020), using a Fourier-wavelet spectral analysis technique. This analysis revealed features about the behavior of the Sq current system within the context of wave activity and their spatial and temporal variations. The key findings of the regional-scale study show (1) a clear dependence on solar activity in the stationary, diurnal, semidiurnal, and terdiurnal harmonic components, (2) the quarterdiurnal component of diurnal variation does not exhibit a clear dependence on solar activity, (3) larger amplitudes in the stationary harmonic component of diurnal variation in the SAMA region, and (4) spatial (latitudinal and longitudinal) and temporal (seasonal) variability in the SAMA region. Finally, the main results of the global-scale study reveal (1) an average current magnitude in the Northern Hemisphere of approximately 145 ± 32 kA, while in the Southern Hemisphere it's around 84 ± 24 kA, (2) the average magnetic latitude of the Sq current system's vortex centers is approximately $31^\circ \pm 5^\circ$ QLAT in the Northern Hemisphere and about $-33^\circ \pm 7^\circ$ QLAT in the Southern Hemisphere, (3) the magnitude of the electric currents in the Sq current system displays strong hourly variations in the longitudinal profile in the Southern Hemisphere, contrasting with the Northern Hemisphere, (4) westward-propagating oscillations dominate the intensity of the Sq current in both hemispheres, (5) eastward-propagating oscillations lack dominance and exhibit pronounced hourly and day-to-day variability in both hemispheres, and (6) the strong hourly and day-to-day variabilities for both tidal propagations seem to be related to local changes in the ionospheric dynamo rather than global behaviors.

Keywords: Diurnal variation of the geomagnetic field. Sq current system. South American Magnetic Anomaly. Fourier series analysis. Spherical harmonics analysis.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Variação diurna nas direções horizontais com sentido norte (N) e leste (E) magnéticos, e a vertical para baixo (Z) do campo geomagnético. . .	10
2.2 Equador geográfico (azul) e magnético (vermelho). Os limites da região de influência do EEJ (laranja) encontram-se nas latitudes $dip \pm 5^\circ$ em torno do equador magnético, onde o efeito Cowling é mais efetivo.	11
2.3 Representação esquemática da formação da corrente elétrica do eletrojato equatorial, onde o campo geomagnético é horizontal ($I = 0^\circ$). (a) Indica a presença das correntes primárias Pedersen e Hall na região E diurna. (b) Indica a presença de um campo elétrico de polarização devido ao acúmulo de cargas elétricas do efeito Hall. (c) Indica a corrente elétrica resultante devido ao efeito Cowling, o eletrojato equatorial.	12
2.4 Representações do (a) perfil vertical da excitação térmica do vapor de água e do ozônio e dos perfis latitudinais do (b) vapor de água e do (c) ozônio.	13
2.5 Média mensal do $F10.7$ (a), médias das amplitudes das variações diurnas das componentes X e Y , em torno do meio-dia local, nas estações de Memambetsu (b e c) e Guam (d e e).	15
2.6 Amplitudes das variações anual e semianual das componentes H , D e Z da variação diurna do campo geomagnético. Essas amplitudes foram calculadas para as latitudes geomagnéticas 0° , 30° , 60° , 75° e 90° sobre o setor americano.	17
2.7 Variabilidade longitudinal do eletrojato equatorial (EEJ), entre 06:00 e 18:00 LT, durante os 10 dias mais calmos de cada mês do ano de 2009. .	20
3.1 Diagrama esquemático das análises da variação diurna do campo geomagnético conduzidas neste estudo, incluindo análises em escala regional e global, bem como os conjuntos de dados e metodologias associadas a cada uma.	22
3.2 Representação esquemática do princípio de funcionamento do sensor <i>flux-gate</i>	24
3.3 Exemplos de variômetros utilizados neste estudo. (a) Magnetômetro na estação magnética de Eusébio (EUS, $-3,88^\circ$ N, $312,58^\circ$ L), operada pela Embrace MagNet. (b) Magnetômetro no observatório magnético de Niemegk (NGK, $52,07^\circ$ N, $12,68^\circ$ L), operado pelo GFZ.	25

3.4	Representação esquemática das componentes do vetor campo geomagnético no sistema de coordenadas geográfico (\mathbf{B}^{GEO}) e no sistema de coordenadas magnético local (\mathbf{B}^{MAG}).	26
3.5	Magnetograma das componentes X , Y e Z do campo geomagnético medidas em Cachoeira Paulista (CXP) durante o mês de março de 2013. A escala de cores representa o índice Kp de atividade geomagnética deste período.	28
3.6	Média mensal do fluxo solar na faixa do comprimento de onda de 10,7 cm entre 2008 e 2021.	31
3.7	Mapa das estações magnéticas selecionadas para o estudo da variação diurna regional do campo geomagnético.	33
3.8	Mapa de calor do número de estações magnéticas mensal ao longo dos anos de 2008 e 2021 para a região da América.	38
3.9	Mapa de calor do número de estações magnéticas mensal ao longo dos anos de 2008 e 2021 para a região da Europa-África.	38
3.10	Mapa de calor do número de estações magnéticas mensal ao longo dos anos de 2008 e 2021 para a região da Ásia-Oceania.	39
3.11	Índice geomagnético $Hp60$ durante o mês de maio de 2020.	41
3.12	Distribuição dos magnetômetros às 15:30 UT no dia 1 de maio de 2020.	47
3.13	Mapa de calor do número de estações magnéticas por hora e dia utilizados na análise da variação diurna global.	49
3.14	A QDC das componentes X , Y e Z do campo geomagnético na estação magnética de Cachoeira Paulista (CXP) no mês de janeiro de 2014.	52
3.15	Mapas de calor do número de dias calmos utilizado no cálculo da QDC da estação magnética de Cachoeira Paulista (CXP) entre os anos de 2008 e 2021.	53
3.16	Mapas de contorno temporal das QDCs das componentes X , Y e Z da estação magnética de Cachoeira Paulista (CXP) entre os anos de 2008 e 2021.	54
3.17	Expansão em série de Fourier na amplitude média mensal da variação diurna ΔQDC da componente X do vetor campo geomagnético. Os painéis (a) a (g) representam diferentes estágios da análise. No painel (a), é apresentada a variação diurna observada ΔQDC obtida a partir dos dados observacionais. No painel (b), é mostrada a variação diurna ΔQDC obtida por meio da expansão em série de Fourier. Nos painéis (c) a (g), são exibidas as componentes harmônicas da série de Fourier de 0 a 4, respectivamente.	58

3.18	Amplitude média mensal da variação diurna ΔQDC da componente X do campo geomagnético na estação de Cachoeira Paulista (CXP) em função do mês e da atividade solar.	60
3.19	Similar à Figura 3.18, mas para a componente Y do campo geomagnético.	61
3.20	Similar à Figura 3.19, mas para a componente Z do campo geomagnético.	62
3.21	Representação dos polinômios associados de Legendre normalizados de grau $n = 1$ a 3 , com as ordens de $m = 0$ a 3	67
3.22	Representação das funções harmônicas esféricas para diferentes grau n e ordem m	68
3.23	Representação da variação espacial das magnitudes das componentes ortogonais do campo geomagnético obtidas a partir do modelo IGRF-13 (indicado pelo subíndice IGRF13) e a modelagem utilizando a expansão em harmônicos esféricos de grau máximo $n_{\max} = 13$ (indicado pelo subíndice SH) e também, a diferença entre ambas as técnicas.	77
3.24	Ilustração do pré-processamento dos dados usado para obter a componente norte da variação diurna no sistema de coordenadas magnéticas locais (ΔN) em Niemegk (NGK, $52,07^\circ$ N, $12,68^\circ$ L) de 1 a 31 de maio de 2020. O painel superior mostra as variações do campo geomagnético na componente norte a partir de observações terrestres (linha preta) e a saída do modelo CHAOS-7 (linha vermelha). O painel do meio mostra o campo magnético residual (linha azul), a linha de base do campo magnético durante a atividade geomagnética tranquila (linha vermelha), e o campo magnético residual à meia-noite local quando $Hp60 < 2\sigma$ (círculos azuis). O painel inferior mostra a componente norte da variação diurna nos sistemas de coordenadas geográficas (marinha) e magnéticas locais (magenta).	80
3.25	Similar à Figura 3.24, mas para a componente leste magnética local (ΔE).	81
3.26	Similar à Figura 3.26, mas para a componente vertical (ΔZ).	82
3.27	Diagrama esquemático que ilustram as etapas (a) a (f) realizadas para o pré-processamento dos dados do vetor campo magnético $\mathbf{B}_{\text{OBS}}^{\text{GEO}}$ para isolar a contribuição do sistema de correntes elétricas do dínamo e determinar a variação diurna no sistema de coordenadas magnético local.	84
3.28	Distribuição média das estações magnética na grade de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ às 12:30 UT do dia 1 de maio de 2020.	87
3.29	Similar à Figura 3.28, mas para a grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$	88
3.30	Similar à Figura 3.28, mas para a grade de $5^\circ \times 5^\circ$	89
3.31	Similar à Figura 3.28, mas para a grade de $7,5^\circ \times 7,5^\circ$	90
3.32	Similar à Figura 3.28, mas para a grade de $10^\circ \times 10^\circ$	91

3.33	Diagrama esquemático que ilustram as etapas realizadas para a determinação dos coeficientes de Gauss da expansão em harmônicos esféricos na variação diurna global do campo geomagnético e a determinação das correntes elétricas equivalentes.	93
3.34	Mapas da variação diurna global do campo geomagnético reconstruída em 3 de maio de 2020 às 15:30 UT. Os mapas ilustram a variação diurna para as componentes (a) ΔN , (b) ΔE e (c) ΔZ do campo geomagnético, bem como as densidades de correntes elétricas externa (d) J_{ex} e induzida (e) J_{in}	95
3.35	Diagrama esquemático para a determinação das marés atmosféricas na variação diurna global do campo geomagnético.	98
3.36	Mapas da densidade de corrente elétrica externa J_{ex} global da variação diurna no dia 3 de maio de 2020 às (a) 00:30 UT, (b) 04:30 UT, (c) 08:30 UT, (d) 12:30 UT, (e) 16:30 UT e (f) 20:30 UT.	99
4.1	Mapas de calor do coeficiente médio mensal da componente estacionária (harmônico 0, constante) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da América.	103
4.2	Mapas de calor do coeficiente médio mensal da componente estacionária (harmônico 0, constante) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Europa-África.	104
4.3	Mapas de calor do coeficiente médio mensal da componente estacionária (harmônico 0, constante) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Ásia-Oceania.	105
4.4	Semelhante à Figura 4.1, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	111
4.5	Semelhante à Figura 4.2, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	112
4.6	Semelhante à Figura 4.3, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	113

4.7	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente diurna (harmônico 1, 24h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da América.	117
4.8	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente diurna (harmônico 1, 24h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Europa-África.	118
4.9	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente diurna (harmônico 1, 24h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Ásia-Oceania.	119
4.10	Semelhante à Figura 4.7, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	124
4.11	Semelhante à Figura 4.8, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	125
4.12	Semelhante à Figura 4.9, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	126
4.13	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente semidiurna (harmônico 2, 12h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da América.	129
4.14	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente semidiurna (harmônico 2, 12h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Europa-África.	130
4.15	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente semidiurna (harmônico 2, 12h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Ásia-Oceania.	131
4.16	Semelhante à Figura 4.13, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	133

4.17	Semelhante à Figura 4.14, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	134
4.18	Semelhante à Figura 4.15, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	135
4.19	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente terdiurna (harmônico 3, 8h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da América.	140
4.20	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente terdiurna (harmônico 3, 8h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Europa-África.	141
4.21	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente terdiurna (harmônico 3, 8h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Ásia-Oceania.	142
4.22	Semelhante à Figura 4.19, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	144
4.23	Semelhante à Figura 4.20, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	145
4.24	Semelhante à Figura 4.21, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$).	146
4.25	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente quarterdiurna (harmônico 4, 6h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da América.	150
4.26	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente quarterdiurna (harmônico 4, 6h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Europa-África.	151

4.27	Mapa de calor da amplitude média mensal da componente quarterdiurna (harmônico 4, 6h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F10.7 > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Ásia-Oceania.	152
4.28	Semelhante à Figura 4.25, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).	155
4.29	Semelhante à Figura 4.26, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).	156
4.30	Semelhante à Figura 4.27, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).	157
4.31	Variações ano-a-ano do (a) fluxo solar $F10.7$ e das (b) amplitudes e (c) fases das componentes harmônicas da expansão em séries de Fourier de 24, 12, 8 e 6 horas na componente Y em Kakioka ($36,2^\circ$ N, $140,2^\circ$ L), Japão entre 1958 e 2007.	161
4.32	Representação da dependência da variação diurna da componente H durante o meio-dia local (ΔH_{12LT}) com o fluxo solar ($F10.7$). A regressão linear obtida para cada estação magnética é representada por $\Delta H_{12LT} = a \times F10.7 + b$. As distribuições latitudinais dos coeficientes angulares (a) e lineares (b) são mostrados nos painéis “a” e “b”. A distribuição latitudinal da $\overline{\Delta H}_{12LT}$ é mostrada no painel “c”. A relação entre a $\overline{\Delta H}_{12LT}$ e o coeficiente angular a é exibida no painel “d”.	162
4.33	Amplitudes médias anuais (2008-2021) das componentes harmônicas na componente Y da variação diurna do campo geomagnético nas regiões da América (painéis “a” e “b”), Europa-África (painéis “c” e “d”) e Ásia-Oceania (painéis “e” e “f”), em comparação com o fluxo solar médio anual correspondente.	164
4.34	Simulações dos perfis verticais das condutividades integradas Hall (Σ_H) e Pedersen (Σ_P) e a relação entre as condutividades integradas Hall e Pedersen (Σ_H/Σ_P) no dia 7 de fevereiro de 2001.	172
4.35	Mapa da distribuição global da componente total do campo geomagnético obtida a partir do modelo IGRF-13 para o ano de 2015.	174

5.1	Série temporal da (a) magnitude da densidade de corrente elétrica, (b) latitude quase dipolar absoluta e (c) distância da longitude dipolar em relação ao meio-dia local (12:00LT) no foco dos vórtices do sistema de correntes Sq da variação diurna no hemisfério norte (em vermelho) e no hemisfério sul (em azul) entre o dia 1 e 31 de maio de 2020. Em cada painel, a cor de fundo sombreada ilustra o índice de atividade geomagnética <i>Hp60</i> de 0o a 4o.	179
5.2	Gráficos de dispersão (painéis “a” e “c”) da magnitude da densidade de corrente elétrica versus o índice <i>Hp60</i> e (painéis “b” e “d”) da latitude quase dipolar absoluta versus o índice <i>Hp60</i> . Os painéis “a” e “b” correspondem aos dados do hemisfério norte (vermelho), enquanto os painéis “c” e “d” correspondem aos dados do hemisfério sul (azul). A linha magenta de cada gráfico corresponde à curva de regressão linear.	182
5.3	Índice <i>AE</i> de atividade geomagnética no dia 30 de maio de 2020.	183
5.4	Mapas de contorno da magnitude da densidade da corrente elétrica na latitude quase dipolar média dos focos dos vórtices do sistema de correntes Sq em função da longitude magnética versus tempo, nos hemisférios norte (painel superior) e sul (painel inferior), para cada hora UT em maio de 2020. As isolinhas de 60 kA e -60 kA são indicadas pelas linhas sólidas e tracejadas, respectivamente.	186
5.5	Espectro de Fourier-wavelet da magnitude da corrente elétrica (J_{ex}) na posição dos focos dos vórtices do sistema de correntes Sq durante 1-31 de maio de 2020 para as oscilações propagantes para oeste ($s > 0$) no hemisfério norte (esquerda) e no hemisfério sul (direita).	189
5.6	Espectro de Fourier-wavelet da magnitude da corrente elétrica (J_{ex}) na posição dos focos dos vórtices do sistema de correntes Sq durante 1-31 de maio de 2020 para as oscilações propagantes para leste ($s < 0$) no hemisfério norte (esquerda) e no hemisfério sul (direita).	192

5.7	Mapas de contorno dos espectros de amplitude da transformada de Fourier-wavelet média ao longo do tempo do sistema de correntes Sq, abrangendo o período de 1 a 31 de maio de 2020. O painel à esquerda exibe os espectros referentes ao hemisfério norte, localizado em 31°N de QLAT, enquanto o painel à direita apresenta os espectros correspondentes ao hemisfério sul, em 33°S de QLAT. Os números de onda zonal > 0 indicam a componente de propagação para oeste, números de onda < 0 representam a componente de propagação para leste, e números de onda zonal $= 0$ correspondem à oscilação aprisionada. As linhas de contorno pretas correspondem a espectros de amplitude acima de 95% de confiança para um fundo de ruído vermelho.	194
-----	--	-----

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Regiões distribuídas em faixas de longitude geográfica (<i>GLON</i>).	32
3.2 Regiões distribuídas em faixas de latitude quase dipolar.	32
3.3 Número de estações magnéticas em cada região (faixa de latitude quase dipolar e faixa de longitude geográfica).	34
3.4 Estações magnéticas utilizadas na análise da variação diurna da região da América.	35
3.5 Estações magnéticas utilizadas na análise da variação diurna da região da Europa-África.	36
3.6 Estações magnéticas utilizadas na análise da variação diurna da região da Ásia-Oceania.	37
3.7 Os dez períodos com maior intervalo de horas consecutivas cuja atividade geomagnética é calma ($Hp60 \leq 3\sigma$) entre 2017 e 2021.	40
3.8 Número total de localidades por rede de magnetômetro utilizados na análise da variação diurna global.	42
3.9 Estações magnéticas utilizadas na análise da variação diurna global. . . .	43
3.10 Distribuição dos meses em estações do ano.	63
3.11 Número total de coeficientes da expansão em harmônicos esféricos para grau máximo $n_{\max} = 1$ até $n_{\max} = 13$	69
3.12 Número médio de células e localidades por grades de latitude e longitude.	85
3.13 Coeficientes da expansão em harmônicos esféricos obtidos para o dia 3 de maio de 2020 às 15:30 UT.	94
4.1 Magnitude máxima do coeficiente da componente harmônica estacionária das componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético durante os meses de fluxo solar alto ($F_{10.7} > 93$) e baixo ($F_{10.7} \leq 93$), para os hemisférios norte e sul das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, para cada faixa de latitude (equatorial, baixas e médias). .	115
4.2 Semelhante à Tabela 4.1, porém para a componente harmônica diurna (24 horas).	127
4.3 Magnitude máxima da componente harmônica semidiurna (12 horas) das componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético du- rante os meses de fluxo solar alto ($F_{10.7} > 93$) e baixo ($F_{10.7} \leq 93$), para os hemisférios norte e sul das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, para cada faixa de latitude (equatorial, baixas e médias). .	137

- 4.4 Magnitude máxima da componente harmônica terdiurna (8 horas) das componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético durante os meses de fluxo solar alto ($F_{10.7} > 93$) e baixo ($F_{10.7} \leq 93$), para os hemisférios norte e sul das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, para cada faixa de latitude (equatorial, baixas e médias). . 148
- 4.5 Magnitude máxima da componente harmônica quarterdiurna (6 horas) das componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético durante os meses de fluxo solar alto ($F_{10.7} > 93$) e baixo ($F_{10.7} \leq 93$), para os hemisférios norte e sul das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, para cada faixa de latitude (equatorial, baixas e médias). . 159

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AE	– Corrente elétrica do eletrojato auroral (do inglês <i>Auroral Electrojet</i>)
CHAOS	– <i>CHAMP, Ørsted and SAC-C model of Earth's magnetic field</i>
CSWFC	– <i>Canadian Space Weather Forecast Centre</i>
EMBRACE	– Estudo e Monitoramento Brasileiro de Clima Espacial
EEJ	– Corrente elétrica do eletrojato equatorial (do inglês <i>Equatorial Electrojet</i>)
Es	– Camada esporádica
EUV	– Radiação ultravioleta extrema (do inglês <i>Extreme Ultra-violet radiation</i>)
GLAT	– Latitude geográfica
GLON	– Longitude geográfica
GFZ	– Centro Alemão de Pesquisas em Geociências de Potsdam (do alemão <i>GeoForschungsZentrum Helmholtz Centre</i>)
IAGA	– Associação Internacional de Geomagnetismo e Aeronomia (do inglês <i>International Association of Geomagnetism and Aeronomy</i>)
IGRF	– <i>International Geomagnetic Reference Field</i>
IGP	– <i>Instituto Geofísico del Perú</i>
INTERMAGNET	– <i>International Real-time Magnetic Observatory Network</i>
HSA	– Alta atividade solar (do inglês <i>High Solar Activity</i>)
L	– Leste geográfico (do inglês <i>East Low-Latitude Ionospheric Sensor Network</i>)
LSA	– Baixa atividade solar (do inglês <i>High Solar Activity</i>)
LT	– Tempo local (do inglês <i>Local time</i>)
MLT	– Mesosfera e baixa termosfera (do inglês <i>Mesosphere-Lower-Thermosphere</i>)
N	– Norte geográfico (do inglês <i>North</i>)
O	– Oeste geográfico (do inglês <i>West</i>)
QDC	– Curva do dia calmo geomagneticamente (do inglês <i>Quiet Day Curve</i>)
QLAT	– Latitude quase-dipolar
QLON	– Longitude quase-dipolar

RO	– Radio ocultação (do inglês <i>Radio Occultation</i>)
S	– Sul geográfico (do inglês <i>South</i>)
SAMA	– Anomalia Magnética da América do Sul (do inglês <i>South American Magnetic Anomaly</i>)
sfu	– Unidade de fluxo solar (do inglês <i>solar flux unit</i>)
Sq	– Variação diária solar calma (do inglês <i>solar quiet daily variation</i>)
Std	– Desvio padrão (do inglês <i>standard deviation</i>)
UT	– Tempo universal (do inglês <i>universal time</i>)
UV	– Radiação ultravioleta (do inglês <i>ultraviolet radiation</i>)

LISTA DE SÍMBOLOS

Latinos

a_0, a_k, b_k, c_k	– Coeficientes da expansão em série de Fourier, nT
a_n^m, b_n^m	– Coeficientes da expansão em harmônicos esféricos das componentes horizontais na forma reduzida, nT
A_n^m, B_n^m	– Coeficientes da expansão em harmônicos esféricos da componente vertical na forma reduzida, nT
AE	– Índice de atividade geomagnética do eletrojato auroral, nT
\mathbf{A}_{XY}	– Matriz das funções harmônicas das componentes horizontais, adimensional
\mathbf{A}_Z	– Matriz das funções harmônicas da componente vertical, adimensional
B	– Módulo do vetor campo magnético, nT
\mathbf{B}	– Vetor campo magnético, nT
\mathbf{B}^{GEO}	– Vetor campo magnético no sistema de coordenadas geográfico, nT
\mathbf{B}^{MAG}	– Vetor campo magnético no sistema de coordenadas magnético local, nT
$\mathbf{B}_{\text{CHAOS7}}^{\text{GEO}}$	– Vetor campo magnético obtido a partir do modelo CHAOS-7, nT
$\mathbf{B}_{\text{OBS}}^{\text{GEO}}$	– Vetor campo magnético obtido a partir das medidas observacionais, nT
$\delta\mathbf{B}^{\text{GEO}}$	– Vetor campo magnético residual (Equação 3.48), nT
$\delta\mathbf{B}_{\text{baseline}}^{\text{GEO}}$	– Vetor linha de base do campo magnético, nT
$\Delta\mathbf{B}^{\text{GEO}}$	– Vetor variação diurna no sistema de coordenadas geográfico (Equação 3.49), nT
$\Delta\mathbf{B}^{\text{MAG}}$	– Vetor variação diurna no sistema de coordenadas magnéticas locais, (Equação 3.50), nT
D	– Ângulo da declinação magnética local, °
\mathbf{d}_{XY}	– Vetor das componentes horizontais, nT
\mathbf{d}_Z	– Vetor da componente vertical, nT
e	– Carga elétrica da partícula elementar, $\simeq 1,602176634 \times 10^{-19}$ C
E	– Componente do campo geomagnético na direção leste magnético, nT
E_y	– Campo elétrico zonal, V/m,

E_z	– Campo elétrico de polarização, V/m,
\mathbf{E}	– Vetor campo elétrico, V/m,
ΔE	– Variação diurna da componente do campo geomagnético na direção leste magnético, nT
$F10.7$	– Fluxo solar mensal observado na faixa do comprimento de onda de 10,7 cm, $10^{-22}\text{W.m}^{-2}.\text{Hz}^{-1}$
$g_{\text{ex}_n}^m, h_{\text{ex}_n}^m$	– Coeficientes de Gauss (parcela externa), nT
$g_{\text{in}_n}^m, h_{\text{in}_n}^m$	– Coeficientes de Gauss (parcela interna), nT
$GLAT$	– Latitude geográfica, °
$GLON$	– Longitude geográfica, °
h	– Altura, km
$Hp60$	– Índice de atividade geomagnética global $Hp60$, adimensional
Hpo	– Índices de atividade geomagnética global Hpo , adimensional
I	– Ângulo da inclinação magnética, °
J	– Módulo do vetor densidade de corrente elétrica, A/m ²
J_{ex}	– Módulo do vetor densidade de corrente elétrica (parcela externa), A/m ²
J_{in}	– Módulo do vetor densidade de corrente elétrica (parcela interna), A/m ²
\mathbf{J}	– Vetor densidade de corrente elétrica, A/m ²
l	– Número de dias utilizados para calcular a QDC, adimensional
k	– k -ésima componente harmônica, adimensional
Kp	– Índice de atividade geomagnética global Kp , adimensional
m	– Ordem da função harmônica, adimensional
m_e	– Massa do elétron, $\simeq 9,1093837015 \times 10^{-31}$ kg
m_i	– Massa do íon, kg
\mathbf{M}_{XY}	– Vetor dos coeficientes da expansão em harmônicos esféricos das componentes horizontais, nT
\mathbf{M}_Z	– Vetor dos coeficientes da expansão em harmônicos esféricos da componente vertical, nT
n	– Grau da função harmônica, adimensional
n_e	– Densidade eletrônica do meio, m ⁻³
n_{max}	– Grau máximo da função harmônica, adimensional
N	– Componente do campo geomagnético na direção norte magnético, nT
ΔN	– Variação diurna da componente do campo geomagnético na direção norte magnético, nT

$P_n^m(\cos \theta)$	– Polinômios associados de Legendre, adimensional
Qd_i	– Variação do dia geomagneticamente calmo de uma componente do campo geomagnético, nT
QDC	– Valor médio mensal da variação diurna de uma componente do campo geomagnético (ou curva do dia calmo geomagneticamente), nT
$QLAT$	– Latitude quase-dipolar, °
$QLON$	– Longitude quase-dipolar, °
ΔQDC	– Amplitude da variação diurna de uma componente do campo geomagnético, nT
r	– Distância radial a partir do centro da Terra, km
R_E	– Raio médio da Terra, $\simeq 6371,2$ km
s	– Número de onda zonal, adimensional
t	– Tempo, horário ou minutos ou horas ou dias
V	– Potencial escalar magnético, V/m
V_0	– Constante arbitrária do potencial escalar magnético, V/m
V_{ex}	– Potencial escalar magnético primário (parcela externa), V/m
V_{in}	– Potencial escalar magnético secundário (parcela interna), V/m
X	– Componente do campo geomagnético na direção norte geográfico, nT
$\hat{X}_n^m, \check{X}_n^m$	– Termos das funções harmônicas da componente X do campo magnético na forma reduzida, adimensional
ΔX	– Variação diurna da componente do campo geomagnético na direção norte geográfico, nT
Y	– Componente do campo geomagnético na direção leste geográfico, nT
$\hat{Y}_n^m, \check{Y}_n^m$	– Termos das funções harmônicas da componente Y do campo magnético na forma reduzida, adimensional
ΔY	– Variação diurna da componente do campo geomagnético na direção leste geográfico, nT
Z	– Componente do campo geomagnético na direção vertical e sentido para baixo, nT
$\hat{Z}_n^m, \check{Z}_n^m$	– Termos das funções harmônicas da componente Z do campo magnético na forma reduzida, adimensional
ΔZ	– Variação diurna da componente do campo geomagnético na direção vertical e sentido para baixo, nT

Gregos

μ_0	– Permeabilidade magnética no vácuo, $= 4\pi \times 10^{-7} \text{ N/A}^2$
ν_e	– Frequência de colisão elétrons-neutros, s^{-1}
ν_i	– Frequência de colisão íons-neutros, s^{-1}
Ω	– Taxa de rotação da Terra, $2\pi/\text{dia}$
Ω_e	– Frequência de giro do elétron, s^{-1}
Ω_i	– Frequência de giro do íon, s^{-1}
ϕ	– Longitude, $^\circ$ ou rad
$A_{k,s}$	– Amplitude da oscilação, unidade de medida da oscilação
$\varphi_{k,s}$	– Fase da oscilação, rad
σ	– Condutividade ionosférica, S/m
$\tilde{\sigma}$	– Tensor condutividade ionosférica (Equação 2.4), S/m
σ_{\parallel}	– Condutividade longitudinal, S/m
σ_C	– Condutividade Cowling, S/m
σ_H	– Condutividade Hall, S/m
σ_P	– Condutividade Pedersen, S/m
Σ_H	– Condutividade Hall integrada ao longo da linha de campo, S/m
Σ_P	– Condutividade Pedersen integrada ao longo da linha de campo, S/m
θ	– Colatitude, $^\circ$

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 VARIAÇÃO DIURNA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO	5
2.1 Dínamo da região E	5
2.2 A variação diurna e as correntes elétricas ionosféricas	8
2.3 Ventos de marés	13
2.4 Observações e simulações	14
3 INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA	21
3.1 Magnetômetros	23
3.2 Conjuntos de dados	29
3.2.1 Dados utilizados na análise da variação diurna regional	29
3.2.2 Dados utilizados na análise da variação diurna global	39
3.3 Metodologias utilizadas na análise da variação diurna regional do campo geomagnético empregando a técnica clássica de Fourier	50
3.3.1 Metodologia para determinação da variação diurna regional do campo geomagnético	50
3.3.2 Metodologia para determinação das componentes harmônicas da variação diurna regional do campo geomagnético utilizando a técnica clássica de Fourier	55
3.3.3 Metodologia da análise da variabilidade temporal e espacial das componentes harmônicas da variação diurna do campo geomagnético	59
3.4 Metodologias utilizadas na análise da variação diurna global do campo geomagnético empregando a técnica de expansão em harmônicos esféricos	63
3.4.1 Expansão em harmônicos esféricos	64
3.4.2 Metodologia para a determinação da variação diurna global do campo geomagnético	78
3.4.3 Metodologia para determinação das marés atmosféricas na variação diurna do campo geomagnético	96
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES: ANÁLISE DA VARIAÇÃO DIURNA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO UTILIZANDO A TÉCNICA CLÁSSICA DE FOURIER	101

4.1	Características da variação diurna regional do campo geomagnético durante alta e baixa atividade solar	101
4.2	Similaridades e diferenças da variação diurna regional do campo geomagnético	160
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES: ANÁLISE DA VARIAÇÃO DIURNA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO UTILIZANDO A TÉCNICA DE EXPANSÃO EM HARMÔNICOS ESFÉRICOS	177
5.1	Características do sistema de correntes Sq da variação diurna global do campo geomagnético	177
5.2	A variabilidade das marés atmosféricas associadas aos sistemas de correntes Sq	187
6	PRINCIPAIS CONTRIBUIÇÕES, SUMÁRIO DE RESULTADOS, CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS	195
6.1	Principais contribuições	195
6.2	Sumário de resultados e conclusões	196
6.3	Trabalhos futuros	200
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	201

1 INTRODUÇÃO

O interesse no estudo e monitoramento do campo geomagnético cresceu ao longo dos últimos séculos, principalmente motivados pelos encontros científicos *International Polar Year* (IPY, 1882-1883), *Second International Polar Year* (IPY, 1932-1933) e *International Geophysical Year* (IGY, 1957-1958) das áreas de pesquisa sobre as ciências espaciais e atmosféricas. Estes eventos impulsionaram a realização de observações simultâneas e contínuas do campo geomagnético sobre a superfície terrestre. Estas observações forneceram informações importantes a respeito da variabilidade do campo geomagnético, apesar da baixa resolução temporal das medidas magnéticas.

Entre as descobertas científicas sobre o magnetismo terrestre, verificou-se que o campo geomagnético é composto por campos magnéticos de origens internas e externas. Ao separar em campo magnético interno e externo, deve-se considerar como contribuintes do interno (1) o principal (geodínamo), (2) crustal (local) e (3) o induzido. Para o externo sobra aquele devido (4) às correntes elétricas na ionosfera, na magnetosfera e na magnetopausa.

O campo magnético externo tem origem acima da superfície terrestre e está relacionado com as correntes elétricas que fluem na ionosfera, na magnetosfera e na magnetopausa. Estas correntes elétricas influenciam as observações magnéticas de forma direta e induzida mediante às Leis de Bioty-Savart e Faraday, respectivamente. Esta parcela de origem externa é responsável por uma das variações do campo geomagnético mais estudadas em geofísica espacial e é denominada pelo termo variação solar regular. Este tipo de variação do campo geomagnético apresenta uma periodicidade diária, a qual é associada à ação da radiação solar e à força gravitacional do Sol na atmosfera terrestre e é conhecida como a variação diária solar calma (Sq, do inglês *solar quiet daily variation*). Desta variação, pode-se observar uma oscilação na magnitude da componente horizontal do campo geomagnético com a presença de máximo próximo ao meio-dia no horário local no lado diurno da Terra e presença de mínimo próximo à meia-noite no horário local.

Esta oscilação ocorre devido a uma parcela ionizada da atmosfera terrestre altamente condutora, a região E ionosférica, localizada entre 80 e 150 km de altitude. Essas correntes elétricas, localizadas na alta atmosfera, produzem campos magnéticos que podem ser observados e medidos na superfície terrestre. A teoria do dínamo ionosférico consiste em descrever o mecanismo pela qual se explica a existência de correntes elétricas na alta atmosfera. Essencialmente, essas correntes elétricas são cargas elétricas em movimento que encontram-se confinadas em uma região ioni-

zada e altamente condutora. É neste sentido que as oscilações na magnitude do campo geomagnético permitem inferir o comportamento desta região da atmosfera em que encontram-se essas correntes elétricas em diferentes condições de fluxo solar, estações do ano, entre outros fenômenos. Em regiões equatoriais, a variação diurna do campo geomagnético é adicionada da corrente elétrica do eletrojato equatorial (EEJ, do inglês *Equatorial Electrojet*). Já em regiões de altas latitudes, a variação diurna é adicionada da corrente elétrica do eletrojato auroral (AEJ, do inglês *Auroral Electrojet*).

Neste contexto, este trabalho teve como objetivo determinar a variação diurna na medida da variação no campo geomagnético fornecida por redes de magnetômetros, a partir de uma perspectiva regional e global, com o intuito de investigar o comportamento dos sistemas de correntes elétricas na ionosfera.

Também foram analisados os perfis latitudinais e longitudinais da amplitude da variação diurna para diferentes níveis de fluxo solar, e discutido o comportamento da variação diurna na região da Anomalia Magnética da América do Sul (SAMA, do inglês *South American Magnetic Anomaly*). Para o desenvolvimento deste estudo foram utilizadas medidas das variações do campo geomagnético no período de janeiro de 2008 a dezembro de 2021, no intervalo de latitude magnética de -60° a 60° .

A primeira parte deste trabalho foi fundamentada na análise de dados de magnetômetros obtidos de estações e observatórios magnéticos durante o ciclo solar 24 até início do ciclo 25. A partir dessa análise, foi realizado um levantamento de dados magnéticos a fim de verificar a variabilidade de diferentes regiões latitudinais (equatorial, baixas e médias latitudes magnéticas, o que corresponde a $\pm 60^\circ$). Em seguida, foram analisadas as componentes de marés nas correntes elétricas da variação diurna. Para isso, foi utilizada a técnica da expansão em harmônicos esféricos para obter as correntes elétricas equivalentes da variação diurna global. Em síntese, a importância deste trabalho consiste da possibilidade de entendimento da variabilidade geomagnética diurna em diferentes regiões latitudinais. Vale ressaltar que este estudo também visa investigar a variação diurna na região da SAMA, região ainda pouco investigada. Os objetivos são descritos a seguir:

- Objetivo principal: apresentar uma análise para as regiões de baixas até médias latitudes a fim de qualificar e quantificar a variação diurna do campo geomagnético, utilizando-se da modelagem desenvolvida neste trabalho para estimar a variabilidade das correntes elétricas da região E io-

ionosférica ao longo de um ciclo solar completo.

- Objetivo secundário: após a análise abrangente dos dados magnéticos separados em regiões latitudinais e por processos físicos, apresentar uma análise de longo período, envolvendo a sazonalidade e as características regionais dos setores longitudinais.

Portanto, este trabalho encontra-se estruturado da seguinte forma:

- No Capítulo 2 é apresentada uma breve descrição sobre a ionosfera terrestre e a formação das correntes elétricas da variação diurna do campo geomagnético. Neste capítulo também é apresentada uma revisão bibliográfica onde serão exibidas as principais características da variação diurna do campo geomagnético.
- No Capítulo 3 é apresentada uma breve descrição do instrumento que mede a variação do campo geomagnético. Também neste capítulo são apresentados os conjuntos de dados utilizados e as metodologias desenvolvidas, bem como as técnicas desenvolvidas na modelagem da variação diurna e nas análises dos modos de marés dominantes na variação diurna do campo geomagnético.
- No Capítulo 4 são apresentados e discutidos os resultados das análises da variabilidade dos diferentes sistemas de correntes elétricas da região E ionosférica ao longo de um ciclo solar completo.
- No Capítulo 5 são apresentados e discutidos os resultados da modelagem do sistema de correntes elétricas da região E ionosférica bem como as análises dos modos de marés dominantes nas correntes elétricas equivalentes extraídos da variação diurna do campo geomagnético.
- Finalmente, no Capítulo 6 são apresentadas as considerações finais sobre este trabalho e as sugestões de trabalhos futuros que podem ser desenvolvidos oriundos deste estudo.

2 VARIAÇÃO DIURNA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO

Neste capítulo será feita uma descrição da teoria do dínamo ionosférico e serão discutidos alguns aspectos do campo magnético terrestre. Além disso, serão apresentadas as principais características da variação diurna do campo geomagnético que foram verificadas através de observações e simulações.

2.1 Dínamo da região E

Os estudos do dínamo ionosférico tiveram início com as variações diurnas do campo geomagnético, as quais foram explicadas por [Stewart \(1883\)](#) através das variações observadas nas medidas do campo magnético terrestre. De uma forma simplificada pode-se dizer que as variações diurnas do campo geomagnético ocorrem devido a correntes elétricas que fluem em uma região da alta atmosfera terrestre. Posteriormente, com o descobrimento e o avanço das investigações sobre a ionosfera, desenvolveu-se a teoria do dínamo ionosférico ([APPLETON; BARNETT, 1925; TUVE; BREIT, 1925; CHAPMAN; BARTELS, 1940a; MAEDA; KATO, 1966; RISHBETH; GARRIOTT, 1969; KELLEY, 1989; RICHMOND; THAYER, 2000](#)).

A teoria do dínamo ionosférico consiste em descrever o mecanismo pela qual se explica a existência de correntes elétricas na alta atmosfera. Nesta teoria, é feita uma análise da ionosfera, partindo da formação da atmosfera ionizada, do movimento do sistema de ventos neutros e da resposta de como os íons e elétrons movem-se devido a estes ventos. Portanto, os campos elétricos e as correntes elétricas são descritas em termos do movimento das partículas (neutras e carregadas) causadas pelo sistema de ventos horizontais na atmosfera. Embora o movimento dos ventos neutros não cause nenhum campo eletromagnético, estes ventos causam um efeito eletromagnético por meio das colisões entre as partículas neutras e plasma ionosférico. Neste contexto, para cada íon ou elétron presente, existem aproximadamente 1 milhão de partículas neutras ([HARGREAVES, 1995](#)).

Este movimento do ar da atmosfera causado pelos ventos neutros proporciona o deslocamento de íons em torno das linhas do campo geomagnético e que, por sua vez, induz-se um campo elétrico e produz o fluxo de corrente. Sob condição de tempo geomagneticamente calmo ou de baixa atividade geomagnética, esses ventos e as suas correntes elétricas associadas possuem uma parcela relacionada à influência da maré atmosférica solar e a outra à influência da maré atmosférica lunar. As correntes elétricas geradas por ambas as marés atmosféricas, solar e lunar, provocam variações no campo geomagnético. A variação do campo geomagnético resultante das correntes

elétricas associada à influência da maré atmosférica solar é comumente denominada de variação diurna (YAMAZAKI; MAUTE, 2017). Por outro lado, a parcela de correntes associada à influência da maré atmosférica lunar é conhecida variação lunar (YAMAZAKI, 2022).

A ionosfera terrestre é uma região da atmosfera localizada entre, aproximadamente, 60 e 2000 km de altitude. Esta região é formada devido à ionização dos gases neutros da atmosfera terrestre e é caracterizada por uma densidade de cargas livres de elétrons e íons capaz de afetar a propagação de ondas de rádio (RISHBETH; GARRIOTT, 1969). De forma simplificada, podemos afirmar que os principais processos de ionização podem ocorrer através de duas formas: ionização primária e ionização secundária. A ionização primária é o principal processo de ionização da atmosfera terrestre e é conhecida como fotoionização solar. Neste processo de ionização, os constituintes neutros absorvem a radiação solar nas faixas de comprimentos de onda (λ) do ultravioleta extremo (EUV, do inglês *Extreme ultraviolet*), ultravioleta (UV, do inglês *Ultraviolet*) e Raios-X (BANKS; KOCKARTS, 1973a; BANKS; KOCKARTS, 1973b; RISHBETH; GARRIOTT, 1969; KELLEY, 1989; KIVELSON; RUSSELL, 1995). A ionização secundária é processo de ionização devido à precipitação de partículas de altas energias na atmosfera terrestre (USOSKIN et al., 2009; SINNHUBER et al., 2012).

Historicamente, Chapman (1931) propôs como camadas ionosféricas são formadas a partir de um feixe monocromático de radiação solar incidindo na atmosfera terrestre. Uma análise simplificada de sua teoria é a resposta entre a concentração dos gases neutros e a absorção de radiação em função da altitude, conhecida como funções de Chapman. Essa resposta também é conhecida pelo termo fotoionização, nas quais as radiações ionizantes alcançam diferentes altitudes na medida em que são absorvidas pelos constituintes neutros da atmosfera. Esses constituintes apresentam um perfil vertical de concentração e, na medida em que as radiações são absorvidas pelas diferentes concentrações de gases com a altura, surgem-se regiões distintas na ionosfera conhecidas como regiões D, E e F (BANKS; KOCKARTS, 1973a; BANKS; KOCKARTS, 1973b; RISHBETH, 1988).

A região E ionosférica encontra-se localizada entre 80 e 150 km de altitude, aproximadamente. As principais espécies neutras abundantes desta região são: nitrogênio molecular (N_2), oxigênio molecular (O_2) e o oxigênio atômico (O). Os íons moleculares majoritários encontrados nesta região são NO^+ , O_2^+ e N_2^+ . As principais radiações eletromagnéticas responsáveis pela ionização da região E ionosférica são: EUV

(91, $1 \leq \lambda \leq 102,7$ nm), Lyman- β ($\lambda = 102,6$ nm) e Raios-X ($1,0 \leq \lambda \leq 17,0$ nm) (RISHBETH; GARRIOTT, 1969; BANKS; KOCKARTS, 1973a; HARGREAVES, 1995; SCHUNK; NAGY, 2000).

Os processos de transporte, que representam a dinâmica da ionosfera, são capazes de deslocar massas gasosas em larga escala. A velocidade é o exemplo do parâmetro característico deste movimento. Entre os agentes capazes de transportar ou movimentar íons e elétrons destacam-se os campos elétricos, os ventos neutros e a difusão, cada um deles com características próprias e bem definidas. O movimento de deriva ocorre quando as velocidades de íons e elétrons são iguais e, portanto, o plasma se move como um todo. Em caso contrário, desenvolvem-se campos de polarização (KIRCHHOFF, 1991).

Assim, na baixa ionosfera, os ventos neutros são do tipo marés atmosféricas, que são forçantes geradas pelo efeito do aquecimento da atmosfera pela radiação solar e moduladas devido à atração gravitacional do Sol e da Lua. As marés térmicas solares são originadas pela absorção do EUV e dos Raios-X na termosfera, a absorção do UV na camada de ozônio e pelo aquecimento da superfície terrestre, também pela absorção da radiação do infravermelho pelo vapor d'água na baixa atmosfera. Este aquecimento configura os modos de marés, no qual o modo diurno equivale ao período de 24 horas, o modo semidiurno equivale ao período de 12 horas, o modo terdiurno equivale ao período de 8 horas, e assim por diante. Esses sistemas de ventos estão entre os responsáveis pelo movimento dos íons e elétrons (RISHBETH, 1988).

Considerando que a mobilidade iônica e eletrônica se diferem entre si, levando à geração de campos de polarização e/ou correntes elétricas, vale lembrar que a condutividade ionosférica depende diretamente da densidade eletrônica e das magnitudes relativas entre a frequência de colisão e a frequência de giro das partículas carregadas (íons e elétrons) em torno do campo magnético. Devido à presença do campo magnético terrestre, a ionosfera torna-se um meio anisotrópico. Por conta disso, a condutividade elétrica na ionosfera pode ser obtida em função de três componentes ortogonais devido à presença de campos magnéticos e elétricos simultâneos (RISHBETH; GARRIOTT, 1969; AKASOFU; CHAPMAN, 1972; HARGREAVES, 1995), mostradas nas Equações 2.1, 2.2 e 2.3.

A Equação 2.1 representa a condutividade longitudinal ou paralela (σ_{\parallel}). Essa componente da condutividade é paralela ao vetor campo geomagnético.

$$\sigma_{\parallel} = n_e e^2 \left(\frac{1}{m_e \nu_e} + \frac{1}{m_i \nu_i} \right). \quad (2.1)$$

A Equação 2.2 representa a condutividade Pedersen ou transversal (σ_P). Essa componente da condutividade é perpendicular à direção do vetor campo geomagnético e paralela à direção da componente perpendicular do vetor campo elétrico.

$$\sigma_P = n_e e^2 \left[\frac{\nu_e}{m_e (\nu_e^2 + \Omega_e^2)} + \frac{\nu_i}{m_i (\nu_i^2 + \Omega_i^2)} \right]. \quad (2.2)$$

A Equação 2.3 representa a condutividade Hall (σ_H). Essa componente da condutividade é ortogonal às direções dos vetores campo geomagnético e campo elétrico.

$$\sigma_H = n_e e^2 \left[\frac{\Omega_e}{m_e (\nu_e^2 + \Omega_e^2)} - \frac{\Omega_i}{m_i (\nu_i^2 + \Omega_i^2)} \right]. \quad (2.3)$$

Nas equações acima, σ_{\parallel} , σ_P e σ_H são as condutividades ionosféricas longitudinal, Pedersen e Hall (em S/m), respectivamente. n_e é a densidade eletrônica do meio (em m^{-3}), e é a carga elétrica da partícula elementar (em C), m é a massa da partícula, ν é a frequência de colisão entre as partículas carregadas e as partículas neutras (em s^{-1}), Ω é a frequência de giro da partícula (em s^{-1} ; para o íon: $\Omega_i = e|\mathbf{B}|/m_i$; para o elétron: $\Omega_e = e|\mathbf{B}|/m_e$) e \mathbf{B} é o vetor campo geomagnético (em nT). Os subíndices e e i indicam elétrons e íons, respectivamente.

Essas condutividades são representadas na forma simplificada de um tensor no sistema de coordenadas cartesiano (nas direções horizontais com sentido norte e leste geográficos, e a vertical para baixo) e é expressa na forma matricial, representada pela Equação 2.4:

$$\tilde{\sigma} = \begin{bmatrix} \sigma_{\parallel} \cos^2 I + \sigma_P \sin^2 I & \sigma_H \sin I & -(\sigma_{\parallel} - \sigma_P) \sin I \cos I \\ -\sigma_H \sin I & \sigma_P & -\sigma_H \cos I \\ -(\sigma_{\parallel} - \sigma_P) \sin I \cos I & \sigma_H \cos I & \sigma_P \cos^2 I + \sigma_{\parallel} \sin^2 I \end{bmatrix}, \quad (2.4)$$

onde $\tilde{\sigma}$ representa o tensor de condutividade do meio anisotrópico (adimensional) e I representa o ângulo da inclinação magnética (em $^{\circ}$).

2.2 A variação diurna e as correntes elétricas ionosféricas

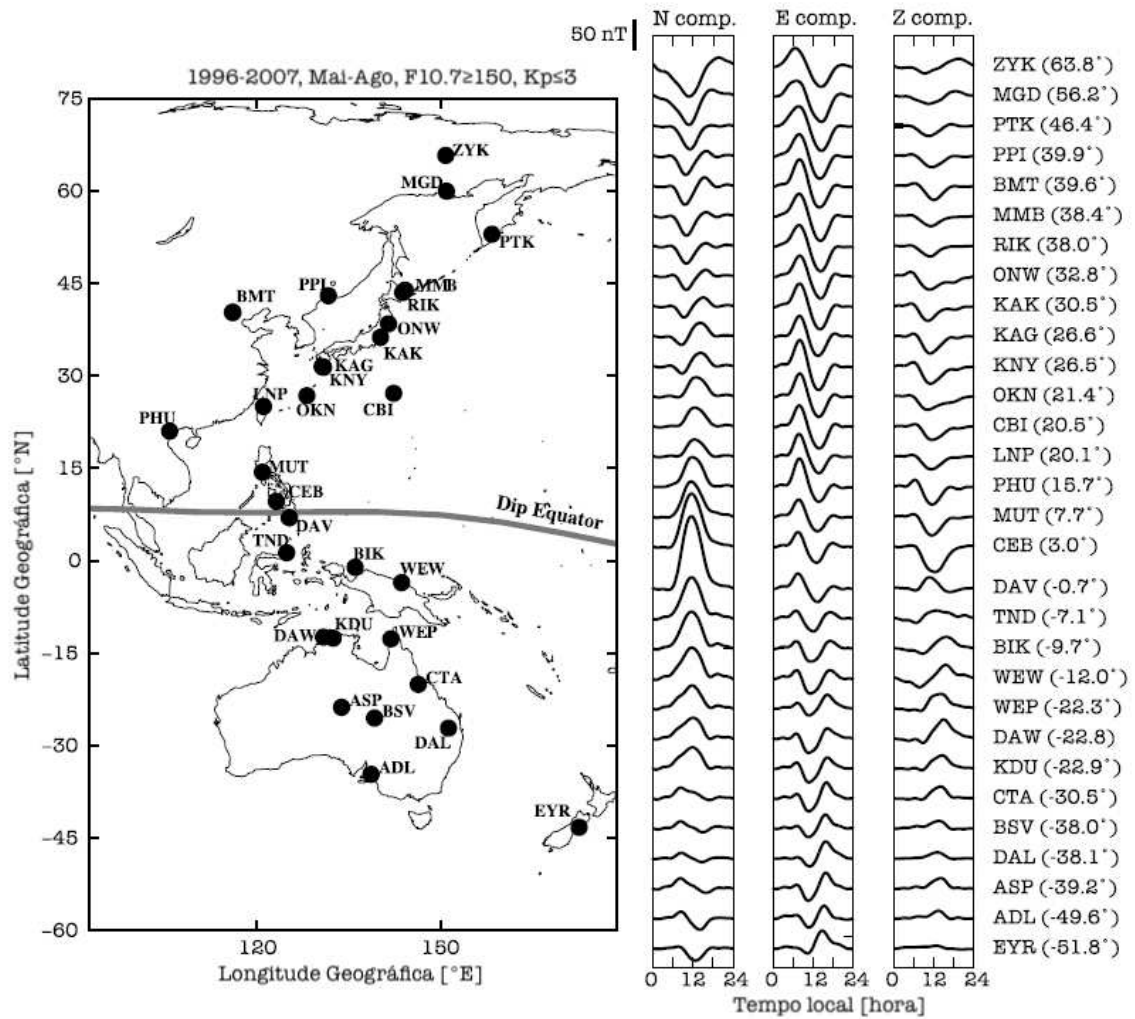
A densidade eletrônica da ionosfera, assim como à sua condutividade, oscilam devido à incidência da radiação solar e também por processos de transporte na atmosfera. Neste ambiente ionizado e condutor, a variação diurna observada no campo geomagnético é resultante das correntes elétricas ionosféricas, conforme descrito na teoria do dínamo ionosférico. Essa variação no campo geomagnético é, portanto, uma oscilação causada por um sistema de correntes elétricas de escala global localizada

na ionosfera terrestre devido à ação do dínamo ionosférico e das condutividades ionosféricas.

Particularidades nas regiões equatorial e polares levam a diferentes mecanismos de formação de correntes elétricas. Em baixas e médias latitudes, o sistema de correntes ionosféricas, também conhecida como sistema de correntes Sq, é caracterizado por apenas dois vórtices de correntes elétricas, que estão majoritariamente no lado diurno, sendo um em cada hemisfério do globo terrestre, cujo sentido do vórtice no hemisfério norte é anti-horário, enquanto que no hemisfério sul é horário.

A Figura 2.1 mostra um exemplo de variação diurna observada nas medidas de magnetômetro em diferentes latitudes. Desta figura, pode-se observar a variação diurna nas direções horizontais com sentido norte (N) e leste (E) magnéticos e a vertical para baixo (Z) do campo geomagnético, sendo que a componente norte é equivalente à componente horizontal (H) do campo geomagnético. Os sistemas de correntes elétricas na ionosfera são responsáveis pelas variações diurnas nas regiões de médias e baixas latitudes. Ao longo do equador magnético, uma outra corrente elétrica sobrepõe ao sistema de correntes de baixas e médias latitudes e é responsável por um forte efeito na variação diurna da componente H .

Figura 2.1 - Variação diurna nas direções horizontais com sentido norte (N) e leste (E) magnéticas, e a vertical para baixo (Z) do campo geomagnético.



Fonte: Adaptada de Yamazaki e Maute (2017).

Na região do equador magnético, o vetor campo magnético possui inclinação nula ($I = 0^\circ$) em relação à superfície terrestre. Essa condição propicia a formação de uma corrente elétrica adicional na ionosfera, conhecida pelo termo eletrojato equatorial (EEJ, do inglês *Equatorial Electrojet*). Esta corrente elétrica é resultado da intensificação da corrente elétrica do sistema de correntes Sq que flui ao longo do equador magnético. O mecanismo que explica a existência desta corrente elétrica é conhecido como efeito Cowling, na qual ocorre a efetividade da corrente Pedersen quando há restrição da circulação da corrente Hall, resultando num campo elétrico de polarização vertical (COWLING, 1932; FORBES, 1981). Este efeito é importante para o sistema de correntes ionosféricas global, mas o seu efeito é mais forte ao longo do equador magnético, onde o campo geomagnético é horizontal (HIRONO, 1950;

BAKER; MARTYN, 1953). O EEJ atinge intensidade máxima de corrente elétrica próximo do meio dia local, quando fotoionização é máxima, também observada no sistema de correntes Sq. Devido a sua presença, têm-se uma intensificação da componente horizontal do campo magnético terrestre (H) entre $\pm 5^\circ$ de latitude dip^1 em torno do equador magnético, como mostrada na Figura 2.2. O sentido da corrente do EEJ é para a direção leste durante o dia e oeste durante a noite (RISHBETH; GARRIOTT, 1969).

Figura 2.2 - Equador geográfico (azul) e magnético (vermelho). Os limites da região de influência do EEJ (laranja) encontram-se nas latitudes $dip \pm 5^\circ$ em torno do equador magnético, onde o efeito Cowling é mais efetivo.



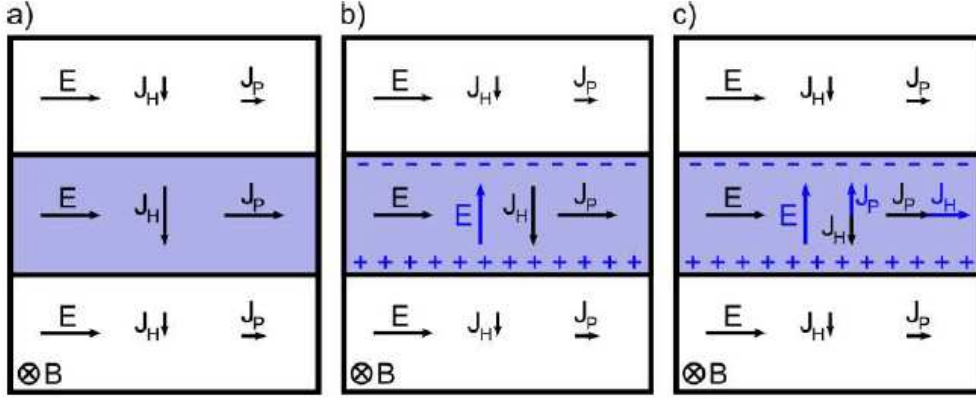
Portanto, na Figura 2.3 é ilustrado o efeito Cowling na região do equador magnético, considerando o plano perpendicular ao campo geomagnético e utilizando a relação $\mathbf{J} = \tilde{\sigma} \cdot \mathbf{E}$, tem-se:

$$\begin{aligned} J_y &= \sigma_P E_y - \sigma_H E_z, \\ J_z &= \sigma_H E_y + \sigma_P E_z, \end{aligned} \quad (2.5)$$

onde \mathbf{J} é o vetor da densidade de corrente elétrica (em A/m²), \mathbf{E} é o vetor do campo elétrico (em V/m), σ_P e σ_H correspondem às condutividades Pedersen e Hall (em S/m), respectivamente. O subíndice y indica a componente da grandeza vetorial na direção horizontal e sentido leste e o subíndice z indica a componente da grandeza vetorial na direção vertical para baixo.

¹A latitude dip é obtida através da expressão $\lambda_{dip} = \tan^{-1}(0,5 \tan I)$ por Laundal e Richmond (2017).

Figura 2.3 - Representação esquemática da formação da corrente elétrica do eletrojoato equatorial, onde o campo geomagnético é horizontal ($I = 0^\circ$). (a) Indica a presença das correntes primárias Pedersen e Hall na região E diurna. (b) Indica a presença de um campo elétrico de polarização devido ao acúmulo de cargas elétricas do efeito Hall. (c) Indica a corrente elétrica resultante devido ao efeito Cowling, o eletrojoato equatorial.



Fonte: Resende (2014).

Esta figura mostra três quadros que exemplificam a formação da corrente do EEJ (região azul). Na Figura 2.3a, o campo elétrico devido a polarização dos terminadouros que flui na direção leste, forçará uma corrente Pedersen ($J_P = \sigma_P E_y$) na sua direção e uma corrente Hall ($J_H = \sigma_H E_y$) na direção perpendicular a ele e a componente do campo magnético. Assim, como a condutividade acima e abaixo dessa camada fina é reduzida (regiões brancas), há um acúmulo de cargas nas bordas que gera um campo elétrico vertical (Figura 2.3b). Associadas à presença deste campo elétrico surgem correntes elétricas secundárias Pedersen ($J_P = \sigma_P E_z$) e Hall ($J_H = \sigma_H E_z$). Finalmente, observa-se na Figura 2.3c que a corrente Pedersen secundária reduz o efeito da corrente Hall do campo elétrico primário. Já a corrente Hall secundária se somará à corrente Pedersen primária. Esta soma de correntes para leste é conhecida como corrente do EEJ. Durante a noite, quando a densidade eletrônica da região E decai, o cenário apresentado anteriormente se reverte, ou seja, a corrente flui na direção oeste (RISHBETH; GARRIOTT, 1969; DENARDINI, 1999).

Ainda, a anulação nas correntes verticais significa que $J_z = 0$ na Equação 2.5. Assim, esta equação pode ser reescrita como:

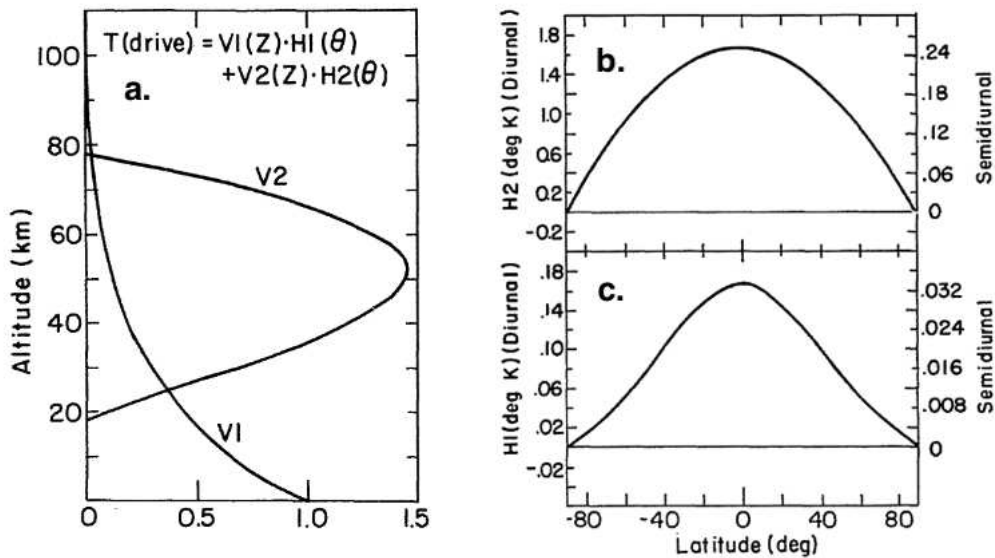
$$J_y = \left(\sigma_P + \frac{\sigma_H^2}{\sigma_P} \right) E_y = \sigma_C E_y, \quad (2.6)$$

onde σ_C é a condutividade Cowling (em S/m).

2.3 Ventos de marés

Chapman e Lindzen (1970) classificam as oscilações de larga escala na atmosfera em dois tipos: (1) aquelas produzidas pela força gravitacional do Sol e da Lua, e (2) aquelas decorrentes da ação térmica do Sol. As oscilações que são excitadas gravitacionalmente ou termicamente são chamadas de marés. As marés atmosféricas podem ser tanto com origem térmica quanto gravitacional, por exemplo, maré lunar. As marés solares são principalmente produzidas pela excitação térmica da radiação solar. Estas marés são oscilações excitadas termicamente pelo Sol, através da absorção de radiação infravermelha pelo vapor de água (H_2O) na troposfera e pela absorção da radiação UV pelo ozônio (O_3) na estratosfera (FORBES; GARRETT, 1979).

A Figura 2.4 apresenta uma representação do (a) perfil vertical da excitação térmica do vapor de água (H_2O) e do ozônio (O_3), e também dos perfis latitudinais da excitação térmica do (b) vapor de água e do (c) ozônio.



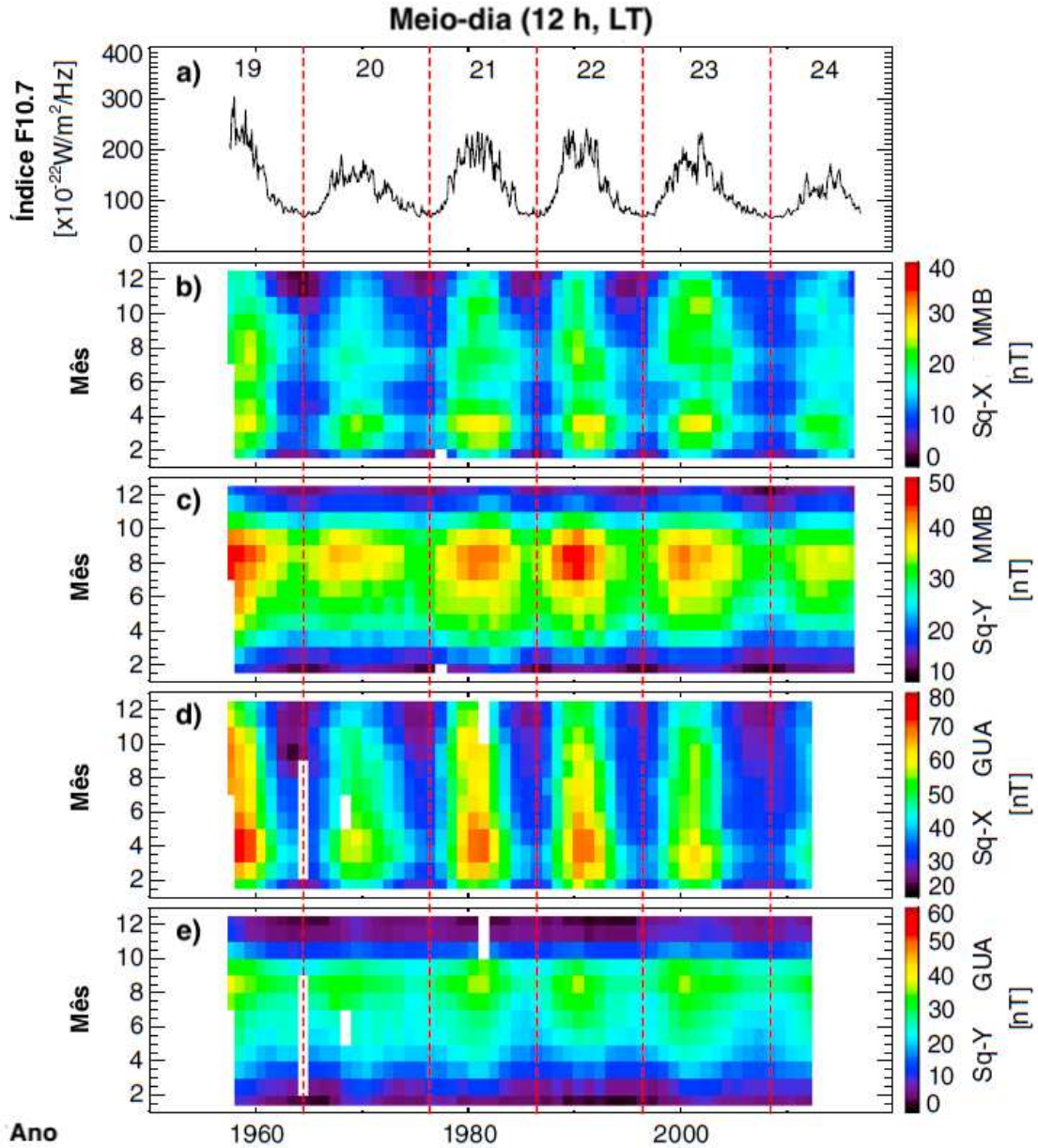
Fonte: Adaptada de Chapman e Lindzen (1970).

2.4 Observações e simulações

As medidas fornecidas por magnetômetros possibilitaram o estudo da variação diurna do campo geomagnético para diferentes latitudes (CHAPMAN; BARTELS, 1940a), longitudes, e de curto e longo períodos. Estudos de longo período de observações da variação diurna mostraram que o ciclo de atividade solar é capaz de provocar variabilidades na variação diurna do campo geomagnético (CHAPMAN; BARTELS, 1940a; MATSUSHITA, 1967; CAMPBELL; MATSUSHITA, 1982; SHINBORI et al., 2017). Esta variabilidade está associada à variação da radiação ionizante medida pelo fluxo de rádio solar ($F10.7$) ao longo do ciclo de atividade solar, a qual tem efeito dominante na variação diurna do campo geomagnético. Esta radiação ionizante, agente capaz de alterar a densidade eletrônica e das condutividades ionosférica, modifica a intensidade das correntes elétricas ionosféricas (BILITZA, 2000; LIU et al., 2006).

Em geral, o efeito do ciclo de atividade solar é muito evidente nas medidas do campo geomagnético. Quanto maior a radiação ionizante, maior a amplitude da variação diurna do campo geomagnético. A Figura 2.5 mostra o $F10.7$ e a amplitude da variação diurna, em torno do meio-dia local (12:00 LT), das componentes X e Y na região de latitude média (Memambetsu, $43,91^\circ$ N, $144,189^\circ$ L) e latitude baixa (Guam, $13,59^\circ$ N, $144,87^\circ$ L) para o período entre 1957 e 2016. O painel “a” indica a média mensal do $F10.7$. Os painéis “b” e “c” indicam a amplitude da variação diurna das componentes X e Y em Memambetsu, respectivamente. Os painéis “d” e “e” indicam o mesmo que os dois painéis anteriores, mas para a Guam.

Figura 2.5 - Média mensal do $F10.7$ (a), médias das amplitudes das variações diurnas das componentes X e Y , em torno do meio-dia local, nas estações de Memambetsu (b e c) e Guam (d e e).



Fonte: Adaptada de Shinbori et al. (2017).

Na região de médias latitudes, a variação da amplitude da componente Y é maior do que a variação da amplitude da componente X . Já na região de baixa latitude, observa-se o comportamento contrário, a variação da amplitude da componente X é maior do que a variação da amplitude da componente Y . Além disso, é observada uma dependência da variação sazonal com o ciclo solar. Neste caso, a variação semi-anual é mais evidente na amplitude da variação diurna da componente X em todas

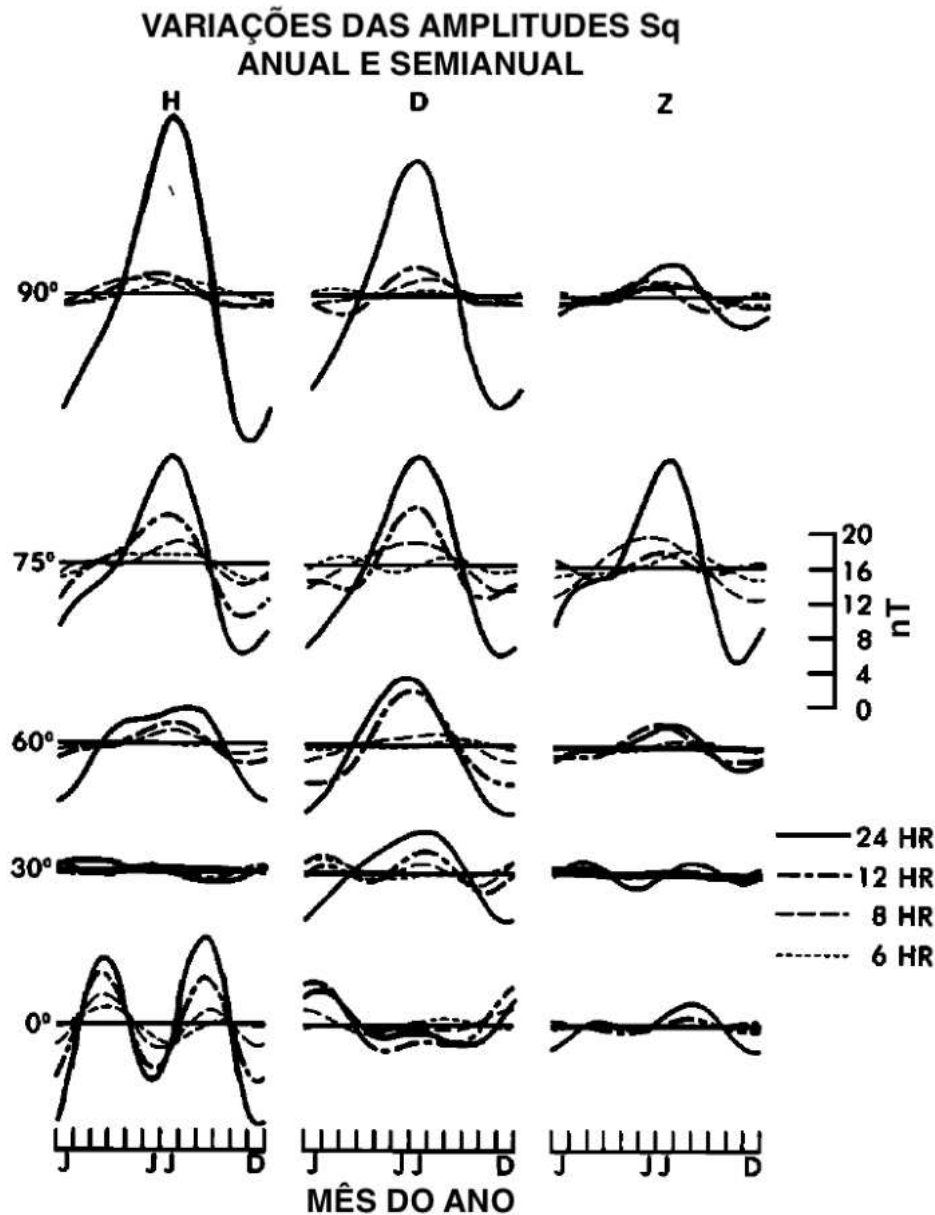
as regiões. Nesta variação semianual, as amplitudes são maiores durante os meses de equinócio (março e setembro), sendo mais evidenciados durante a alta atividade solar. Por sua vez, a variação anual é mais evidente na amplitude da variação diurna da componente Y .

A variação sazonal corresponde a pequenas mudanças mês-a-mês da morfologia da variação diurna do campo geomagnético ao longo do ano. Esta variabilidade está associada à combinação entre o ângulo de inclinação do eixo de rotação da Terra e o seu movimento de translação. Deste modo, a incidência da radiação solar na atmosfera terrestre varia ao longo do ano entre os hemisférios, ocasionando as estações do ano. No entanto, o efeito do ciclo de atividade solar não pode ser negligenciado da variação sazonal uma vez que este efeito afeta diretamente a densidade eletrônica ionosférica (LIU et al., 2006).

Vários autores observaram uma dominância da variação anual e semianual na variação diurna (MATSUSHITA; MAEDA, 1965; RASTOGI; IYER, 1976; CAMPBELL, 1982; TAKEDA, 1999; TAKEDA, 2002a; SHINBORI et al., 2017). Na variação anual, a amplitude da variação diurna do campo geomagnético é maior no verão do que no inverno em torno das regiões de médias e altas latitudes. Enquanto que na variação semianual, a maior amplitude da variação diurna é observada durante os equinócios nas regiões de baixas latitudes e equatorial (YAMAZAKI; MAUTE, 2017).

Na Figura 2.6 são apresentadas as amplitudes das variações anual e semianual observadas nas medidas da variação diurna do campo geomagnético. Campbell (1982) observou essas variações a partir de 15 observatórios magnéticos ao longo do setor americano. O autor utilizou a análise de Fourier nas componentes H , D e Z do campo geomagnético de dados magnéticos do ano de 1965 (ano de mínimo da atividade solar). Inicialmente, foram calculadas as amplitudes e os ângulos de fase dos harmônicos da variação diurna (24-, 12-, 8- e 6-horas) para cada mês do ano. Em seguida, foram calculadas as amplitudes e ângulos de fase da variação sazonal (i.e., componentes anual e semianual).

Figura 2.6 - Amplitudes das variações anual e semianual das componentes H , D e Z da variação diurna do campo geomagnético. Essas amplitudes foram calculadas para as latitudes geomagnéticas 0° , 30° , 60° , 75° e 90° sobre o setor americano.



Fonte: Adaptada de [Campbell \(1982\)](#).

A dominância da componente semianual na variação diurna é claramente observada na componente H em torno do equador magnético, onde temos a presença do EEJ. Já a componente anual é mais pronunciada a partir de regiões de médias e altas latitudes.

A variabilidade dia-a-dia da variação diurna também foi amplamente discutida por muitos autores ([CHAPMAN](#); [STAGG, 1929](#); [HASEGAWA, 1960](#); [SCHLAPP, 1968](#);

KIRCHHOFF; CARPENTER, 1976; HIBBERD, 1981; STENING et al., 2005; OBI-EKEZIE et al., 2013). Em geral, esta variabilidade é analisada em termos do sistemas de correntes Sq da ionosférica que causa a variação diurna. Geralmente, a variabilidade dos ventos tem papel principal sobre a variabilidade dia-a-dia ao invés da distribuição da ionização e das condutividades ionosféricas.

Schlapp (1968) analisou a morfologia da variabilidade dia-a-dia da variação diurna das correntes ionosféricas, principalmente as correntes Sq. O autor sugere que a maior contribuição na variabilidade dia-a-dia está associada às variações do dínamo ionosférico ao invés das condutividades. Por sua vez, Hibberd (1981) considera que a variabilidade dia-a-dia em baixas e médias latitudes possa ser causadas pelas correntes elétricas localizadas na magnetosfera. Precisamente, a variabilidade em períodos geomagneticamente calmos pode acontecer devido à perturbação de correntes elétricas distantes, podendo estas, ser aquelas localizadas na magnetosfera. Esta variabilidade pode ter um efeito maior quando a variação diária for relativamente baixa, como durante a baixa atividade solar. Recentemente, Stening et al. (2005) investigaram a variabilidade dia-a-dia da localização do centro do vórtice do sistema de correntes Sq sobre a região da Austrália e do Japão. Os autores relacionam a magnitude da corrente do eletrojato equatorial à localização dos vórtices dos sistemas de correntes Sq. Em geral, os autores apontam que o aumento (a diminuição) na intensidade do EEJ pode provocar um deslocamento latitudinal do centro do vórtice do sistema de correntes Sq na direção do polo (equador).

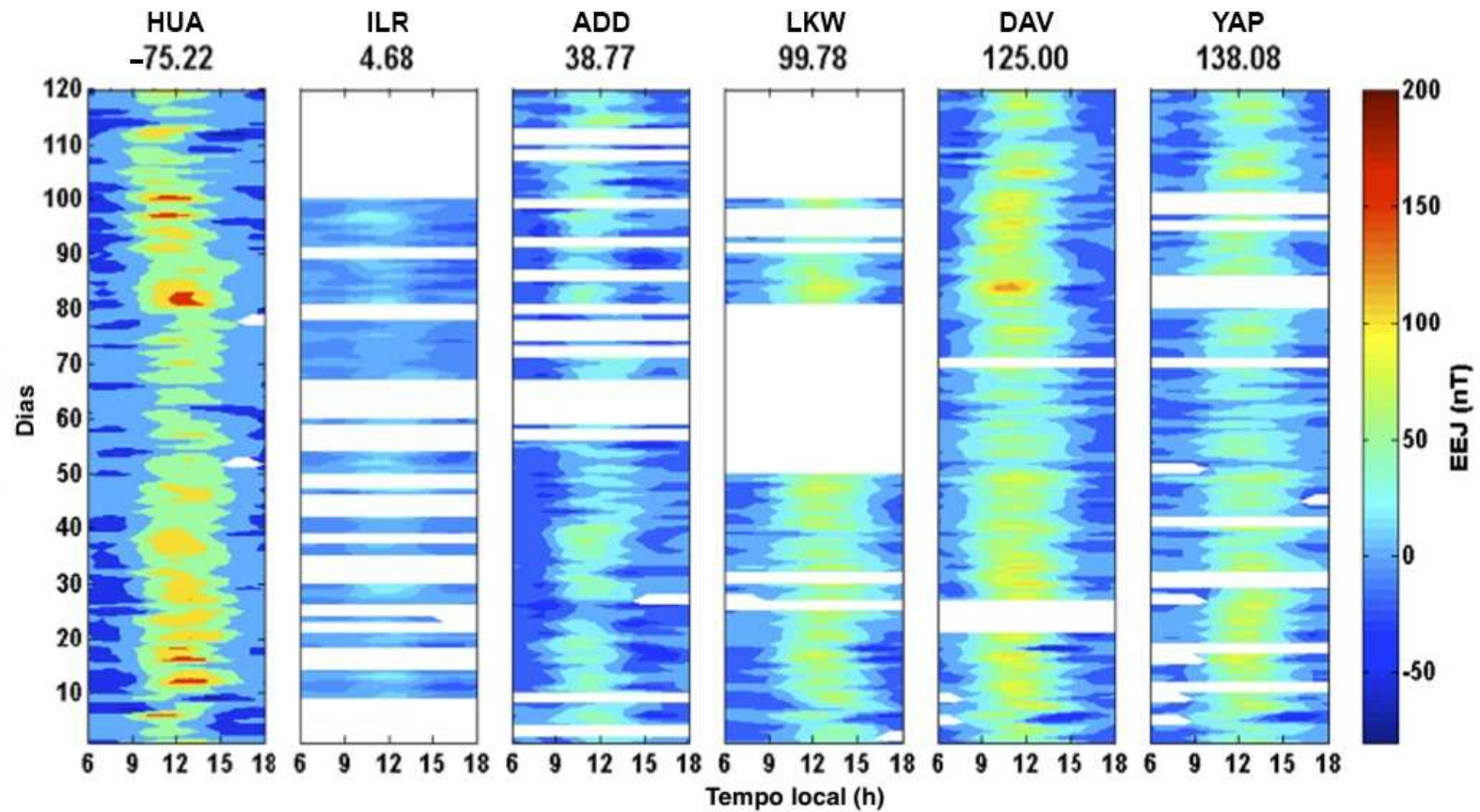
A variabilidade da variação diurna do campo geomagnético não se restringe apenas ao efeito do ciclo solar, variação sazonal e variabilidade dia-a-dia. Há também a variabilidade longitudinal, a qual chamamos de dependência longitudinal. As características mais evidentes observadas neste tipo de variação nos sistemas de correntes Sq são a maneira em que estes sistemas se comportam em cada setor longitudinal e a sua intensidade (MATSUSHITA, 1967). Há também variações longitudinais no EEJ, como mencionado por Yamazaki e Maute (2017) e as referências citadas por eles.

Rabiu et al. (2017) examinaram a variabilidade longitudinal do EEJ ao longo de 6 diferentes setores. Este autores analisaram a variação diurna da componente H coletados por magnetômetros ao longo do equador magnético durante o ano de 2009. Nesta análise, os autores calcularam a intensidade do campo geomagnético causada pelo EEJ durante os 10 dias geomagneticamente mais calmos de cada mês do ano de 2009.

A Figura 2.7 mostra a variabilidade da intensidade do EEJ entre 06:00 e 18:00 LT. Os autores observaram que o efeito do EEJ é mais intenso no setor sul-americano, em Huancayo (HUA, 192,5 nT) e o menor efeito foi observado no oeste africano, em Ilorin (ILR, 40,7 nT). Os autores atribuem a variabilidade longitudinal do EEJ aos efeitos dos ventos locais (RASTOGI, 1962; STENING, 1985; STENING, 1995), da dinâmica das marés migrantes, da propagação da maré diurna e aos ventos meridionais.

No entanto, outros autores tem atribuído o forte efeito do EEJ no setor sul-americano à menor magnitude do campo magnético terrestre (DOUMOUYA et al., 2003). Estes autores apontam que a variação longitudinal do EEJ tem relação com o inverso do campo magnético principal ($1/B$) ao longo do equador magnético.

Figura 2.7 - Variabilidade longitudinal do eletrojato equatorial (EEJ), entre 06:00 e 18:00 LT, durante os 10 dias mais calmos de cada mês do ano de 2009.



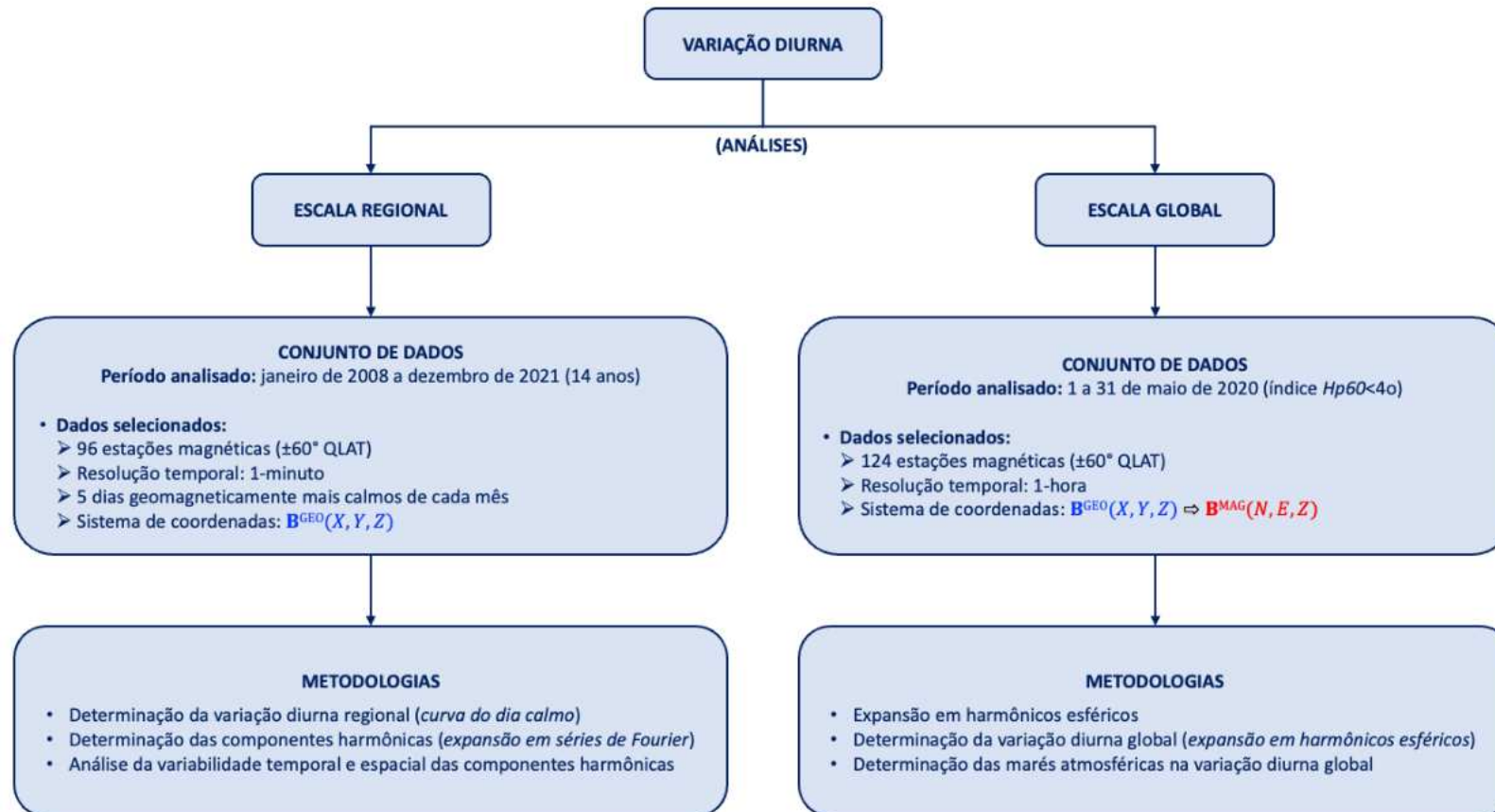
Fonte: Adaptada de Rabiú et al. (2017).

3 INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA

Este capítulo descreve a instrumentação, os conjuntos de dados e as metodologias empregadas neste estudo, que se dividem em uma análise regional e outra global da variação diurna do campo geomagnético. Nas seções seguintes apresentamos detalhadamente a instrumentação utilizada, seus dados correspondentes e gráficos ilustrativos, além de fornecer uma descrição detalhada da metodologia adotada para analisar a variabilidade temporal e espacial da variação diurna do campo geomagnético em ambas as análises.

A Figura 3.1 mostra um diagrama esquemático das análises da variação diurna do campo geomagnético conduzidas neste estudo. No lado esquerdo do diagrama, destacam-se o conjunto de dados e metodologias associados à análise da variação diurna em escala regional. Nessa análise, foi analisada a variabilidade temporal e espacial da variação diurna regional do campo geomagnético considerando fatores como sazonalidade e fluxo solar. Essa abordagem foi implementada em diferentes faixas de latitude e longitude, abrangendo um ciclo solar completo de dados. No lado direito do diagrama, são apresentados os conjuntos de dados e metodologias associados à análise da variação diurna do campo geomagnético em escala global. Nesse contexto, foi analisada a relação dessa variação com o sistema de correntes elétricas e das marés atmosféricas associadas a esse fenômeno para um mês com a atividade geomagnética calma.

Figura 3.1 - Diagrama esquemático das análises da variação diurna do campo geomagnético conduzidas neste estudo, incluindo análises em escala regional e global, bem como os conjuntos de dados e metodologias associadas a cada uma.



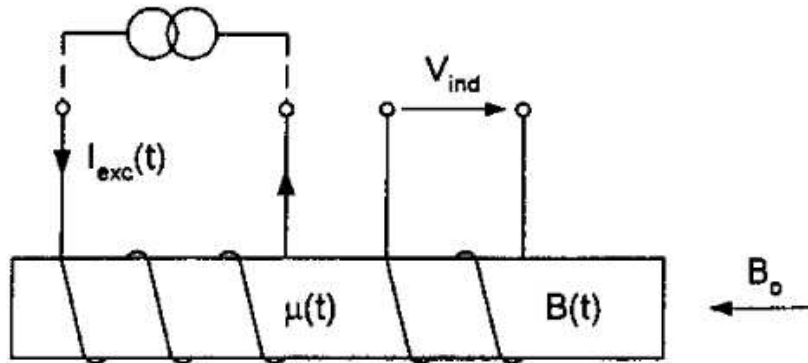
3.1 Magnetômetros

A observação e o monitoramento do campo geomagnético são essenciais para uma variedade de aplicações científicas e tecnológicas, como identificar depósitos de minérios, determinar a posição de navios e aeronaves e estudar a evolução do campo magnético terrestre ao longo do tempo (FRIIS-CHRISTENSEN et al., 2006; BLOXHAM et al., 1989). Para realizar tais medidas, são utilizados instrumentos científicos conhecidos como magnetômetros.

De acordo com o seu princípio de funcionamento existem diversos tipos de magnetômetros. Se considerarmos apenas a orientação dos seus elementos sensores, ele pode ser escalar ou ainda vetorial. Ou seja, um instrumento escalar fornece o valor de leitura sem orientação prévia, enquanto o vetorial ainda precisa estar com seu elemento sensor alinhado com a direção do campo magnético que se quer medir. Quanto a operação, um magnetômetro pode ser relativo ou ainda absoluto. O relativo fornece o valor obtido, através de um transdutor elétrico que se utiliza de leis de indução magnética. Ao contrário, o magnetômetro absoluto por depender apenas de valores constantes e intrínsecos ao elemento sensor, (como o raio giromagnético do próton, ...) independe de calibração externa. São exemplos de magnetômetros relativos (e vetoriais) o *fluxgate*, a bobina de indução e o *SQUID*. Já os magnetômetros de precessão nuclear, bombeamento ótico e *Overhauser* são absolutos (e escalares). Um outro fator que caracteriza um magnetômetro é a sua capacidade de fornecer os valores das intensidades do campo magnético externo. Ele pode fornecer uma intensidade de maneira pontual, ou ainda através de maneira variável (e contínua), caracterizando um tipo de medida sequencial, como são utilizados os magnetômetros *fluxgate* deste estudo, como variômetros.

A Figura 3.2 apresenta uma representação esquemática do princípio de funcionamento do sensor *fluxgate*, composto por duas bobinas. O princípio de funcionamento dos *fluxgate* baseia-se na saturação da curva de histerese do núcleo magnético. No sensor, a primeira bobina, chamada de primária, induz variações na permeabilidade magnética do núcleo $\mu(t)$ por meio de uma corrente de excitação periódica $I_{\text{exc}}(t)$, resultando em um campo magnético gerado $B(t)$. A segunda bobina, conhecida como secundária, detecta o campo magnético externo a ser medido, representado por B_0 . A tensão elétrica induzida na bobina secundária $V_{\text{ind}}(t)$ é diretamente proporcional ao campo magnético externo na direção da bobina. Para determinar as componentes vetoriais do campo magnético, são necessários três sensores *fluxgate* orientados em três direções ortogonais (BOLL; OVERSHOTT, 1989; RIPKA, 1992).

Figura 3.2 - Representação esquemática do princípio de funcionamento do sensor *fluxgate*.



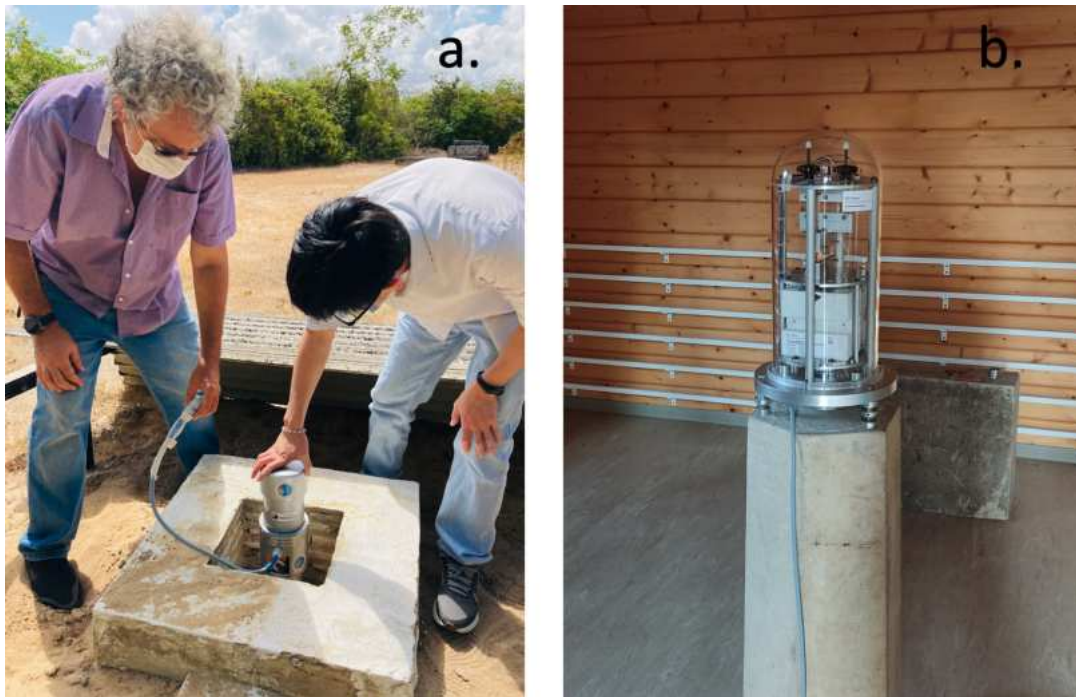
Fonte: Adaptada de Ripka (2001).

Geralmente, os magnetômetros vetoriais passam por processos de calibração. A rede de magnetômetros Embrace MagNet, do Programa de Estudo e Monitoramento Brasileiro de Clima Espacial (EMBRACE) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), realiza um processo de calibração da sensibilidade das medidas coletadas pelos sensores destes instrumentos. Nessa rede, os dados coletados pelos magnetômetros são submetidos a um processo de intercalibração, que visa garantir a consistência e a precisão das medidas obtidas pelos diferentes instrumentos da rede (DENARDINI et al., 2015). Para tanto, um magnetômetro é selecionado como referência e as variações do campo magnético medidas pelos demais magnetômetros da rede são comparadas entre si. Caso sejam identificadas diferenças em relação às medidas do magnetômetro de referência, são realizadas correções na sensibilidade magnética dos sensores, visando assegurar a homogeneidade dos dados. Tal procedimento é fundamental para que as medidas de campo magnético obtidas pelos diferentes instrumentos possam ser comparadas e combinadas de forma confiável e precisa, possibilitando a realização de estudos integrados e, inclusive, a análise de eventos geomagnéticos em diferentes regiões do globo (DENARDINI et al., 2018a; DENARDINI et al., 2018b).

A Figura 3.3 ilustra exemplos de variômetros utilizados neste estudo. A figura é composta por duas fotografias, representadas pelas partes (a) e (b), que apresentam magnetômetros instalados em duas localidades distintas. A parte (a) exibe um magnetômetro localizado na estação magnética de Eusébio (EUS, $-3,88^{\circ}$ N, $312,58^{\circ}$ L), operada pela Embrace MagNet, enquanto a parte (b) mostra um magnetômetro

no observatório magnético de Niemegk (NGK, $52,07^\circ$ N, $12,68^\circ$ L), que é operado pelo Centro Alemão de Pesquisas em Geociências de Potsdam (GFZ, do alemão *GeoForschungsZentrum Helmholtz Centre*). Esse tipo de magnetômetro desempenha um papel fundamental na medição das variações do campo geomagnético e possui ampla aplicação em estudos de geofísica e clima espacial. Os trabalhos de [Sarmiento \(2018\)](#), [Denardini et al. \(2018b\)](#), [Chen \(2019\)](#) mostram alguns estudos realizados com os dados da rede de magnetômetro operada pela Embrace MagNet.

Figura 3.3 - Exemplos de variômetros utilizados neste estudo. (a) Magnetômetro na estação magnética de Eusébio (EUS, $-3,88^\circ$ N, $312,58^\circ$ L), operada pela Embrace MagNet. (b) Magnetômetro no observatório magnético de Niemegk (NGK, $52,07^\circ$ N, $12,68^\circ$ L), operado pelo GFZ.



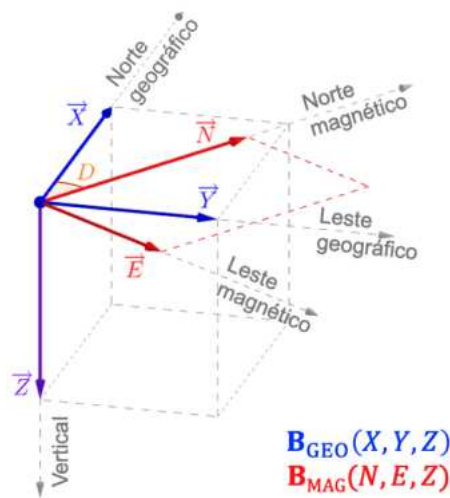
A Associação Internacional de Geomagnetismo e Aeronomia (IAGA, do inglês *International Association of Geomagnetism and Aeronomy*) estabelece recomendações mínimas necessárias para a realização de medidas do campo magnético na superfície terrestre. Essas medidas podem ser realizadas em observatórios magnéticos ([JANKOWSKI; SUCKSDORFF, 1996](#)) ou estações magnéticas ([NEWITT et al., 1997](#)). A localização e a finalidade da medida magnética distinguem as duas instalações. Os observatórios magnéticos, geralmente localizados em áreas remotas e longe de inter-

ferências magnéticas antropogênicas, possuem um número maior de instrumentos e mais sofisticados do que as estações magnéticas. Os observatórios magnéticos também têm longas séries temporais de dados, de décadas ou até séculos de medidas, e são geralmente operados por agências governamentais ou instituições científicas com propósito de estudos sobre o campo magnético terrestre e as suas interações com o ambiente solar-terrestre.

Em geral, as medidas do campo geomagnético no sistema de coordenadas geográfica são comumente descritas em termos de suas componentes cartesianas (X , Y e Z) ou cilíndricas (H , D e Z). Na representação cartesiana, X corresponde à componente na direção do norte geográfico, Y à componente na direção do leste geográfico e Z à componente na direção vertical para baixo. Na representação cilíndrica, H corresponde à componente na direção do norte magnético, D é o ângulo da declinação magnética (em $^\circ$) e Z corresponde à componente na direção vertical para baixo.

Além disso, é possível realizar a representação cartesiana no sistema de coordenadas magnético local (N , E e Z), onde a componente N corresponde à direção do norte magnético local, a componente E corresponde à direção do leste magnético local e a componente Z é equivalente à componente vertical do sistema de coordenadas geográficas. A Figura 3.4 ilustra uma representação esquemática das componentes do vetor campo geomagnético no sistema de coordenadas geográfico (\mathbf{B}^{GEO}) e no sistema de coordenadas magnético local (\mathbf{B}^{MAG}).

Figura 3.4 - Representação esquemática das componentes do vetor campo geomagnético no sistema de coordenadas geográfico (\mathbf{B}^{GEO}) e no sistema de coordenadas magnético local (\mathbf{B}^{MAG}).



O campo geomagnético no sistema de coordenadas magnético local (\mathbf{B}^{MAG}) pode ser obtido a partir da rotação das componentes horizontais (X e Y) do campo geomagnético no sistema de coordenadas geográficas (\mathbf{B}^{GEO}) pelo ângulo de declinação magnética local (D), conforme a Equação 3.1:

$$\mathbf{B}^{\text{MAG}} = \begin{bmatrix} N \\ E \\ Z \end{bmatrix} \equiv \begin{bmatrix} \cos D & \sin D & 0 \\ -\sin D & \cos D & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}, \quad (3.1)$$

sendo \mathbf{B}^{MAG} o vetor campo geomagnético no sistema de coordenadas magnético local (em nT) e \mathbf{B}^{GEO} o vetor campo geomagnético no sistema de coordenadas cartesiano (em nT), onde:

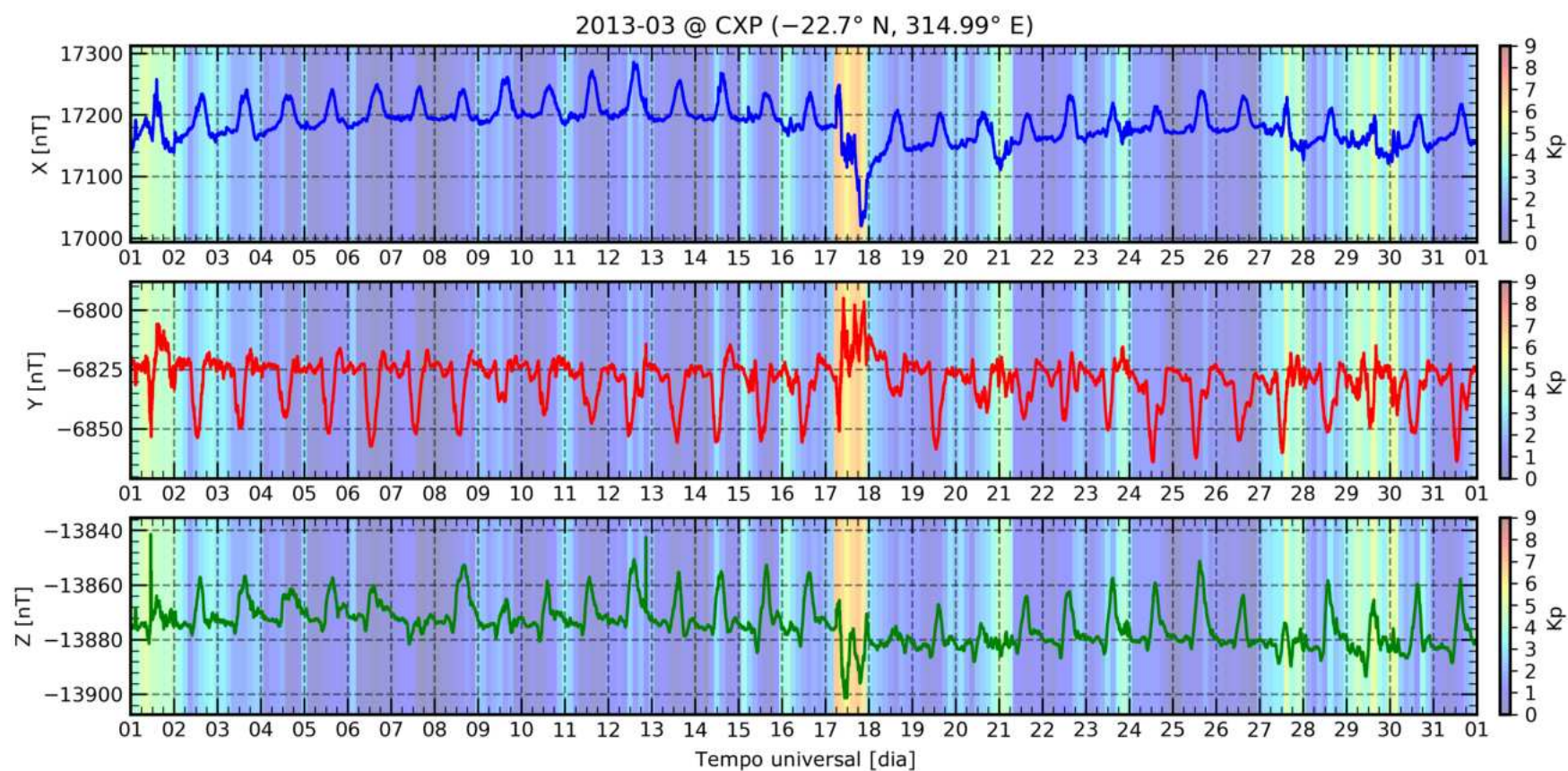
$$\mathbf{B}^{\text{GEO}} = \begin{bmatrix} X \\ Y \\ Z \end{bmatrix}. \quad (3.2)$$

Um gráfico que mostra a variação do campo magnético ao longo do tempo é denominado de magnetograma. Nesse tipo de gráfico, a magnitude de uma componente do campo magnético é mostrada no eixo vertical, enquanto a escala de tempo é representada no eixo horizontal.

A Figura 3.5 apresenta um exemplo de magnetogramas das componentes X , Y e Z do campo geomagnético durante o mês de março de 2013, especificamente na estação magnética de Cachoeira Paulista (CXP). Os painéis da figura mostram a magnitude das respectivas componentes do campo magnético, dispostas de cima para baixo. No eixo vertical de cada painel, a magnitude da componente magnética é exibida em unidades de nanoteslas (nT), enquanto os dias do mês são representados no eixo horizontal no tempo universal. Além disso, cada painel apresenta a escala de cores que representa o índice de atividade geomagnética Kp , variando de azul (0, muito calmo) a vermelho (9, muito perturbado).

A partir dessa figura, é possível observar a variação nas componentes do campo geomagnético em relação à escala do índice Kp , alternando entre momentos de calma e períodos de considerável perturbação magnética. Por exemplo, os dias calmos, caracterizados por variações reduzidas nas componentes do campo geomagnético, são notáveis do dia 3 ao 15 e nos dias 24, 25 e 26 do mês, com o índice Kp registrando valores inferiores ou iguais a 3+. Por outro lado, nos dias 1, 17, 21, 27, 29 e 30, é observada uma intensa atividade geomagnética, com o índice Kp ultrapassando 3+, indicando um aumento na variação das componentes do campo geomagnético.

Figura 3.5 - Magnetograma das componentes X , Y e Z do campo geomagnético medidas em Cachoeira Paulista (CXP) durante o mês de março de 2013. A escala de cores representa o índice Kp de atividade geomagnética deste período.



Este índice, fornecido pelo GFZ, é reconhecido internacionalmente como um parâmetro para classificação do nível de atividade geomagnética global e pode ser acessados através do *link* <<https://kp.gfz-potsdam.de/en/>>. O índice Kp é uma grandeza escalar adimensional representado em uma escala quase-logarítmica, com variação de 0 a 9, em incrementos de terços ($1/3$), incluindo assim valores como 0o, 0+, 1−, 1o, 1+, 2−, até chegar ao limite superior de 9o. O cálculo deste índice é efetuado em intervalos de três horas, delimitados entre 00:00 UT-03:00 UT, 03:00 UT-06:00 UT, 06:00 UT-09:00 UT, seguindo até 21:00 UT-24:00 UT, e utiliza medidas magnéticas coletadas de 13 estações magnéticas espalhadas globalmente (MATZKA et al., 2021).

3.2 Conjuntos de dados

Nesta seção, são apresentados os conjuntos de dados magnéticos utilizados nas duas análises deste estudo. O primeiro conjunto de dados refere-se à análise da variação diurna regional do campo geomagnético enquanto que o segundo conjunto de dados diz respeito à análise da variação diurna global.

3.2.1 Dados utilizados na análise da variação diurna regional

Para a análise da variação diurna regional, foram analisadas as variações do campo geomagnético durante período de atividade geomagnética calma. O conjunto de dados magnéticos analisado compreende os cinco dias geomagneticamente mais calmos de cada mês entre os anos de 2008 e 2021. A classificação dos dias mais calmos de cada mês baseia-se no índice Kp de atividade geomagnética e também é fornecida pelo GFZ Potsdam. Três critérios são aplicados para cada dia do mês, a fim de classificar esses dias em relação ao índice Kp de atividade geomagnética: (1) a soma dos 8 (oito) valores do índice Kp , (2) a soma dos quadrados dos 8 (oito) valores do índice Kp e (3) o maior valor entre os 8 (oito) valores do índice Kp . O valor médio dos três critérios é utilizado para ordenar os dias do mês de acordo com a atividade geomagnética. Os cinco dias geomagneticamente mais calmos do mês são identificados como aqueles que possuem os valores médios mais baixos.

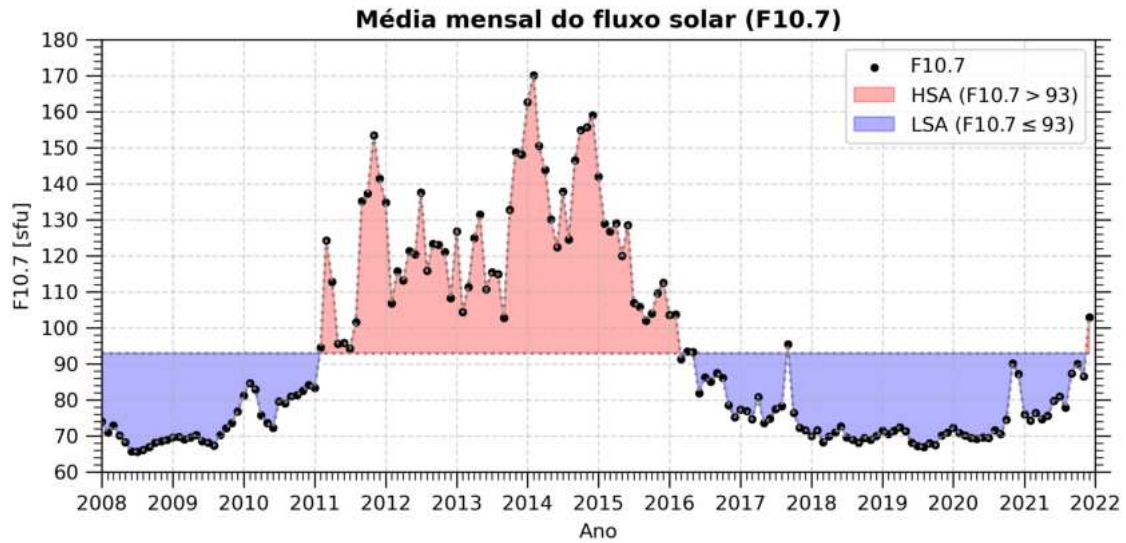
A escolha dos dias geomagneticamente mais calmos visa garantir que as análises sejam realizadas em condições magnéticas mais estáveis, minimizando a influência de períodos de atividade geomagnética perturbada que possam afetar os resultados. A lista completa dos cinco dias geomagneticamente mais calmos de cada mês pode ser acessada através do *link* <<ftp://ftp.gfz-potsdam.de/pub/home/obs/kp-ap/quietdst/>>.

No período compreendido entre janeiro de 2008 e dezembro de 2021, o valor médio do fluxo solar ($F_{10.7}$) mensal observado na faixa do comprimento de onda de 10,7 cm foi de 93 unidades de fluxo solar (sfu, do inglês *solar flux unit*) ($1 \text{ sfu} = 10^{-22} \text{ W.m}^{-2}.\text{Hz}^{-1}$). O valor máximo registrado foi de 170 sfu em fevereiro de 2014, enquanto o valor mínimo foi de 65 sfu em julho de 2008. Com base nesses valores, definimos que os meses com médias mensais superiores a 93 sfu como períodos de alta atividade solar, totalizando 65 meses (38,7%). Por outro lado, os meses com médias iguais ou inferiores a esse valor foram considerados como períodos de baixa atividade solar, totalizando 103 meses (61,3%). O valor limiar de 93 sfu foi definido para separar o conjunto de dados em alta e baixa atividade solar. Essa delimitação proporcionou uma representatividade estatística das observações durante a atividade solar alta e baixa.

Todavia, é importante notar que ainda não existe um delimitador universalmente aceito para separar o conjunto de dados em relação às diferentes fases do ciclo de atividade solar. Muitos estudos ionosféricos utilizam o fluxo solar na faixa do comprimento de onda de 10,7 cm como parâmetro para definir um limiar nas fases de um ciclo solar, como mínimo solar, fase ascendente, máximo solar e fase descendente. Alguns exemplos de faixas de valores do $F_{10.7}$ empregados em estudos ionosféricos são: $F_{10.7} < 100$ para mínimo solar e $F_{10.7} > 150$ para máximo solar no período de 1968 a 1988 (FEJER et al., 1991), e $F_{10.7} < 80$ para mínimo solar e $F_{10.7} > 220$ máximo solar no período de 1997 a 2007 (YAMAZAKI et al., 2011a).

A Figura 3.6 ilustra a média mensal do fluxo solar observado na faixa do comprimento de onda de 10,7 cm, com base no conjunto de dados analisados. Nesta figura, os círculos pretos representam os valores médios mensais do fluxo solar, sendo o eixo vertical indicativo do valor do fluxo solar e o eixo horizontal indicando o período correspondente. As regiões sombreadas em vermelho e azul simbolizam períodos de alta e baixa atividade solar, respectivamente. Os dados referentes ao fluxo solar foram obtidos do *Canadian Space Weather Forecast Centre* (CSWFC) e podem ser acessados através do link <<https://spaceweather.gc.ca/forecast-prevision/solar-solaire/solarflux/sx-5-en.php>>.

Figura 3.6 - Média mensal do fluxo solar na faixa do comprimento de onda de 10,7 cm entre 2008 e 2021.



O conjunto de dados analisado inclui medidas magnéticas provenientes de cerca de 96 estações distribuídas nas redes de magnetômetros Embrace MagNet (DENARDINI et al., 2018a) e INTERMAGNET (do inglês *International Real-time Magnetic Observatory Network*) (LOVE, 2008). Esses dados podem ser acessados nos seguintes links: Embrace MagNet <<https://embracedata.inpe.br/magnetometer/>> e INTERMAGNET <http://intermagnet.org/new_data_download.html>. As medidas magnéticas foram registradas com uma frequência de amostragem de 1 minuto, derivadas de dados coletados a cada segundo, e possuem uma sensibilidade magnética de 0,1 nT.

A seleção dos dados foi feita considerando diferentes redes de magnetômetros que abrangem várias zonas geográficas. Isso foi motivado pelo objetivo de investigar a variação diurna do campo geomagnético em diferentes áreas, incluindo médias e baixas latitudes e, também, latitudes equatoriais. Além disso, foram considerados setores longitudinais específicos, como o setor das Américas, que engloba o continente americano e parte da região do Pacífico, o setor da Europa-África e o setor da Ásia-Oceania.

É importante destacar que as análises desses dados levaram em consideração tanto a atividade solar quanto as variações sazonais em todas essas regiões e setores. Dessa forma, foi possível examinar a influência desses fatores na variação diurna do

campo geomagnético, permitindo uma compreensão mais abrangente dos padrões e tendências observados em cada área geográfica.

Na Figura 3.7 é apresentado um mapa das estações magnéticas utilizadas neste estudo. Essas estações estão representadas por círculos azuis na região das Américas, círculos vermelhos na região da Europa e África, e círculos verdes na região da Ásia e Oceania. O equador magnético e os paralelos de latitude quase dipolar de $\pm 60^\circ$ são também mostrados na figura em linhas sólidas vermelhas e azuis. Os paralelos adicionais de latitude quase dipolar são representados por linhas pontilhadas. Para fornecer uma referência temporal, as linhas vermelhas e azuis indicam os anos de 2008 e 2021, respectivamente.

Neste estudo, buscou-se compreender a variabilidade espacial da variação diurna das componentes do campo geomagnético por meio da análise das variações longitudinal e latitudinal. Para isso, adotou-se uma abordagem que envolveu a segmentação dos dados observacionais da variação diurna de cada componente em regiões distintas, considerando tanto a longitude quanto a latitude como critérios de divisão.

A Tabela 3.1 apresenta as regiões definidas com base nas faixas de longitude geográfica correspondentes, enquanto a Tabela 3.2 delimita as regiões com base nas faixas de latitudes quase dipolares associadas a cada região específica. Essa segmentação permite uma análise mais detalhada das características e padrões de variação diurna em diferentes regiões geográficas.

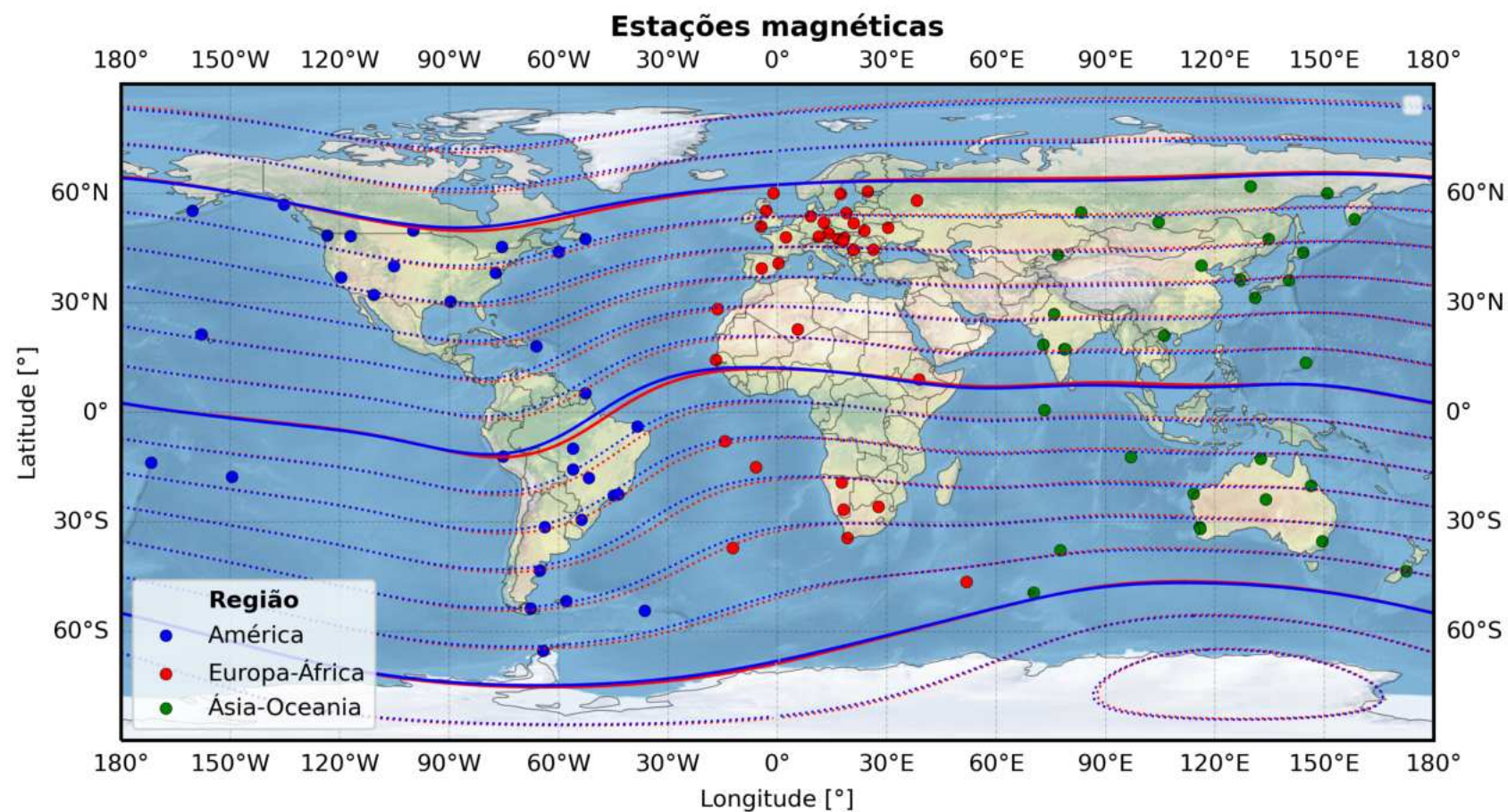
Tabela 3.1 - Regiões distribuídas em faixas de longitude geográfica ($GLON$).

Região	Faixas de longitude geográfica
América	$180^\circ W \leq GLON < 30^\circ W$
Europa-África	$30^\circ W \leq GLON < 60^\circ E$
Ásia-Oceania	$60^\circ E \leq GLON < 180^\circ E$

Tabela 3.2 - Regiões distribuídas em faixas de latitude quase dipolar.

Região	Faixas de latitudes quase dipolar
Equatorial	$\{-5^\circ \leq QLAT < 0^\circ\}$ e $\{0^\circ < QLAT \leq 5^\circ\}$
Baixa latitude	$\{-30^\circ \leq QLAT < -5^\circ\}$ e $\{5^\circ < QLAT \leq 30^\circ\}$
Média latitude	$\{-60^\circ \leq QLAT < -30^\circ\}$ e $\{30^\circ < QLAT \leq 60^\circ\}$

Figura 3.7 - Mapa das estações magnéticas selecionadas para o estudo da variação diurna regional do campo geomagnético.



As coordenadas geográficas de latitude e longitude são amplamente utilizadas para localizar posições na superfície terrestre. No entanto, quando se trata de localização em relação ao campo magnético, as coordenadas magnéticas são empregadas. O sistema de coordenadas magnéticas quase dipolar é especialmente utilizado para determinar a posição em relação ao eixo do dipolo magnético terrestre. Este sistema difere do sistema de coordenadas dipolar, pois leva em consideração a altitude (RICHMOND, 1995). Portanto, o uso do sistema de coordenadas magnéticas quase dipolar é apropriado para cálculos que envolvem fenômenos estratificados horizontalmente, como correntes elétricas integradas em diferentes alturas, densidade eletrônica e ventos termosféricos (EMMERT et al., 2010). Com base nessas considerações, o sistema de coordenadas quase dipolar na altura de 110 km (altura média das correntes ionosféricas) para o ano de 2015 (ano médio entre o período de janeiro de 2008 e dezembro de 2021) é adotado neste estudo para a análise da variação diurna do campo geomagnético regional e obtido para as estações magnéticas do conjunto de dados através do código `apexpy` na linguagem de programação Python, podendo ser acessado através do link <https://github.com/space-physics/apexpy>.

Além disso, a Tabela 3.3 fornece um resumo do número de estações magnéticas incluídas em cada região, considerando tanto a segmentação por região longitudinal quanto por região latitudinal. Esses números são importantes para entender a distribuição geográfica das estações e a representatividade das diferentes regiões no estudo da variabilidade espacial.

Tabela 3.3 - Número de estações magnéticas em cada região (faixa de latitude quase dipolar e faixa de longitude geográfica).

Região	América	Europa-África	Ásia-Oceania	Total
Equatorial	2	2	0	4
Baixa latitude	12	4	12	28
Média latitude	18	28	18	64
Total	32	34	30	96

As Tabelas 3.4, 3.5 e 3.6 mostram as estações magnéticas utilizadas na análise da variação diurna das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, respectivamente.

Tabela 3.4 - Estações magnéticas utilizadas na análise da variação diurna da região da América.

Estação magnética	Código	GLAT [°]	GLON [°]	QLAT ₂₀₁₅ [°]	QLON ₂₀₁₅ [°]
Sitka	SIT	57,060	224,670	59,47	-76,95
Brandon	BRD	49,870	260,026	58,76	-32,53
Ottawa	OTT	45,403	284,448	54,61	2,78
Newport	NEW	48,270	242,880	54,37	-54,13
Victoria	VIC	48,520	236,580	53,37	-61,37
Shumagin	SHU	55,350	199,540	53,07	-99,27
St. John's	STJ	47,595	307,323	51,70	31,43
Sable Island	SBL	43,932	299,991	49,82	22,77
Boulder	BOU	40,140	254,760	48,35	-38,22
Fredericksburg	FRD	38,200	282,630	47,87	-0,32
Fresno	FRN	37,090	240,280	42,64	-54,46
Bay St. Louis	BSL	30,350	270,360	40,54	-17,61
Tucson	TUC	32,180	249,270	39,31	-43,59
San Juan	SJG	18,110	293,850	26,05	11,57
Honolulu	HON	21,320	202,000	21,02	-89,09
Kourou	KOU	5,210	307,270	7,72	22,40
Huancayo	HUA	-12,050	284,670	-0,31	-2,56
Alta Floresta	ALF	-9,870	303,896	-3,85	15,10
Eusébio	EUS	-3,880	321,576	-8,39	32,43
Cuiabá	CBA	-15,555	303,931	-8,76	13,78
Jataí	JAT	-17,932	308,282	-12,82	16,80
Apia	API	-13,800	188,220	-15,66	-96,49
Papeete	PPT	-17,570	210,420	-16,39	-73,72
Cachoeira Paulista	CXP	-22,702	314,986	-19,89	21,20
Pilar	PIL	-31,400	296,120	-20,08	5,81
Vassouras	VSS	-22,400	316,350	-20,33	22,41
São Martinho da Serra	SMS	-29,444	306,177	-21,37	13,22
Trelew	TRW	-43,300	294,700	-30,64	5,22
Port Stanley	PST	-51,700	302,110	-39,19	10,88
Rio Grande	RGA	-53,786	292,249	-40,07	5,09
King Edward Point	KEP	-54,282	323,507	-45,30	25,61
Argentine Island	AIA	-65,250	295,750	-50,88	9,60

Tabela 3.5 - Estações magnéticas utilizadas na análise da variação diurna da região da Europa-África.

Estação magnética	Código	GLAT [°]	GLON [°]	QLAT ₂₀₁₅ [°]	QLON ₂₀₁₅ [°]
Nurmijarvi	NUR	60,510	24,660	56,93	101,65
Lerwick	LER	60,130	358,820	57,53	79,94
Uppsala	UPS	59,903	17,353	56,42	95,16
Borok	BOX	58,070	38,230	54,33	113,08
Eskdalemuir	ESK	55,320	356,800	52,14	76,49
Hel	HLP	54,603	18,811	50,58	94,77
Wingst	WNG	53,740	9,070	49,74	86,19
Niemegk	NGK	52,070	12,680	47,77	88,85
Belsk	BEL	51,836	20,789	47,50	95,88
Hartland	HAD	51,000	355,520	47,10	74,20
Kiev	KIV	50,720	30,300	46,45	104,29
Lviv	LVV	49,900	23,750	45,39	98,17
Budkov	BDV	49,080	14,020	44,33	89,40
Furstenfeldbruck	FUR	48,170	11,280	43,26	86,86
Chambon-la-Foret	CLF	48,020	2,270	43,21	79,15
Hurbanovo	HRB	47,860	18,190	42,98	92,87
Nagyecenk	NCK	47,630	16,720	42,69	91,53
Tihany	THY	46,900	17,890	41,88	92,46
Surlari	SUA	44,680	26,250	39,66	99,79
Grocka	GCK	44,600	20,800	39,33	94,79
Ebro	EBR	40,957	0,333	34,67	76,43
San Pablo-Toledo	SPT	39,550	355,650	33,04	72,25
Guimar	GUI	28,320	343,570	19,71	60,40
Tamanrasset	TAM	22,790	5,530	12,70	80,29
Mbour	MBO	14,380	343,030	3,06	57,92
Addis Ababa	AAE	9,030	38,770	0,91	112,52
Ascension Island	ASC	-7,950	345,620	-20,01	56,07
Saint Helena	SHE	-15,011	354,003	-27,11	63,92
Tsumeb	TSU	-19,202	17,584	-31,13	89,06
Hartebeesthoek	HBK	-25,880	27,710	-36,31	97,01
Keetmanshoop	KMH	-26,540	18,110	-37,16	87,04
Tristan da Cunha	TDC	-37,067	347,685	-41,04	49,76
Hermanus	HER	-34,430	19,230	-42,85	84,59
Port Alfred	CZT	-46,430	51,870	-53,20	107,75

Tabela 3.6 - Estações magnéticas utilizadas na análise da variação diurna da região da Ásia-Oceania.

Estação magnética	Código	GLAT [°]	GLON [°]	QLAT ₂₀₁₅ [°]	QLON ₂₀₁₅ [°]
Yakutsk	YAK	61,960	129,660	56,83	-157,53
Magadan	MGD	60,051	150,728	54,15	-139,20
Novosibirsk	NVS	54,850	83,230	51,09	156,80
Irkutsk	IRT	52,270	104,450	48,05	178,52
Petropavlovsk	PET	52,971	158,248	46,56	-131,96
Khabarovsk	KHB	47,610	134,690	41,48	-151,73
Alma Ata	AAA	43,200	76,900	38,99	150,08
Memambetsu	MMB	43,910	144,190	37,10	-143,19
Beijing Ming Tombs	BMT	40,300	116,200	35,05	-169,85
Cheongyang	CYG	36,370	126,854	30,26	-159,48
Kakioka	KAK	36,230	140,180	29,27	-146,91
Kanoya	KNY	31,420	130,880	24,84	-155,87
Jaipur	JAI	26,920	75,800	21,47	148,95
Phuthuy	PHU	21,030	105,950	14,92	178,83
Alibag	ABG	18,620	72,870	12,52	146,01
Hyderabad	HYB	17,400	78,600	10,94	151,70
Choutuppal	CPL	17,293	78,919	10,81	152,02
Guam	GUA	13,590	144,870	6,14	-143,02
Gan	GAN	0,695	73,154	-7,29	145,71
Keeling	CKI	-12,188	96,834	-21,87	168,99
Kakadu	KDU	-12,690	132,470	-21,49	-154,36
Charters Towers	CTA	-20,100	146,300	-28,90	-138,74
Learmonth	LRM	-22,220	114,100	-32,39	-173,54
Alice Springs	ASP	-23,770	133,880	-33,57	-152,01
Gingin	GNG	-31,356	115,715	-42,71	-172,25
Gnangara	GNA	-31,800	116,000	-43,20	-171,96
Canberra	CNB	-35,320	149,360	-45,02	-132,40
Amsterdam Island	AMS	-37,800	77,570	-48,85	140,44
Eyrewell	EYR	-43,474	172,393	-49,96	-102,76
Port-aux-Francais	PAF	-49,350	70,260	-58,45	123,87

Dessa forma, combinando adequadamente os dados coletados nestas estações magnéticas descritas nas tabelas, usando a segmentação por longitude e latitude, podemos realizar uma análise abrangente e detalhada da variabilidade espacial da variação diurna do campo geomagnético, podendo revelar padrões, relações e tendências entre o campo geomagnético local e as correntes elétricas ionosféricas.

Os mapas de calor nas Figuras 3.8, 3.9 e 3.10 ilustram o número de estações magnéticas mensal ao longo dos anos de 2008 e 2021 das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, respectivamente, em número de estações disponíveis. Em ambos os mapas de calor, o eixo vertical corresponde aos meses e o eixo horizontal aos anos.

A escala de cores indica a quantidade de estações magnéticas disponíveis para cada combinação de mês e ano. Estas figuras permitem visualizar a distribuição de dados disponíveis para cada mês e ano ao longo do período de estudo.

Figura 3.8 - Mapa de calor do número de estações magnéticas mensal ao longo dos anos de 2008 e 2021 para a região da América.



Figura 3.9 - Mapa de calor do número de estações magnéticas mensal ao longo dos anos de 2008 e 2021 para a região da Europa-África.

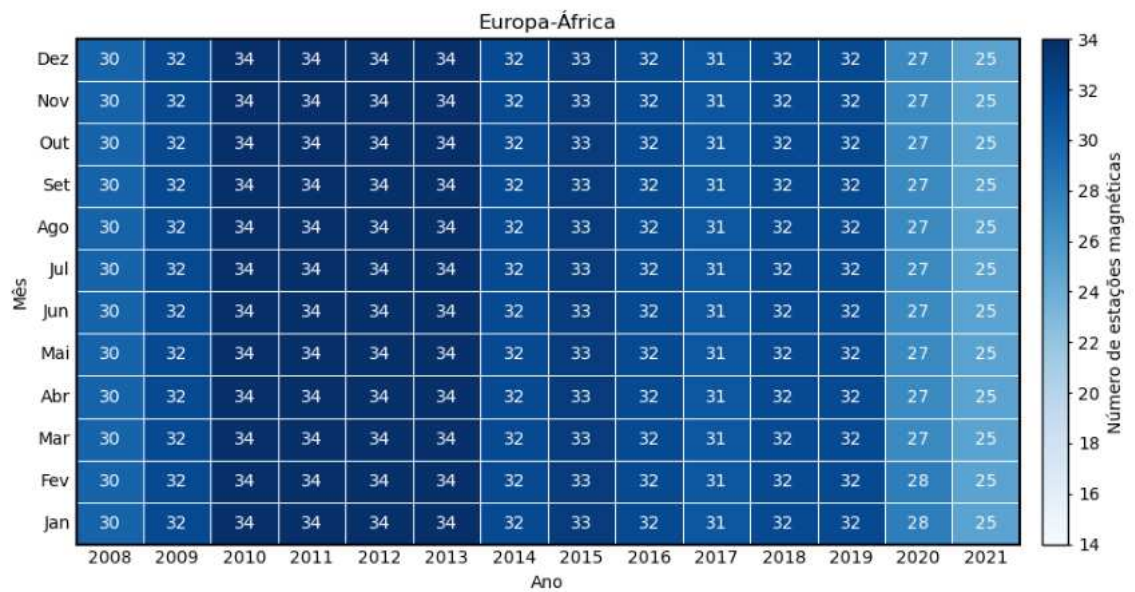
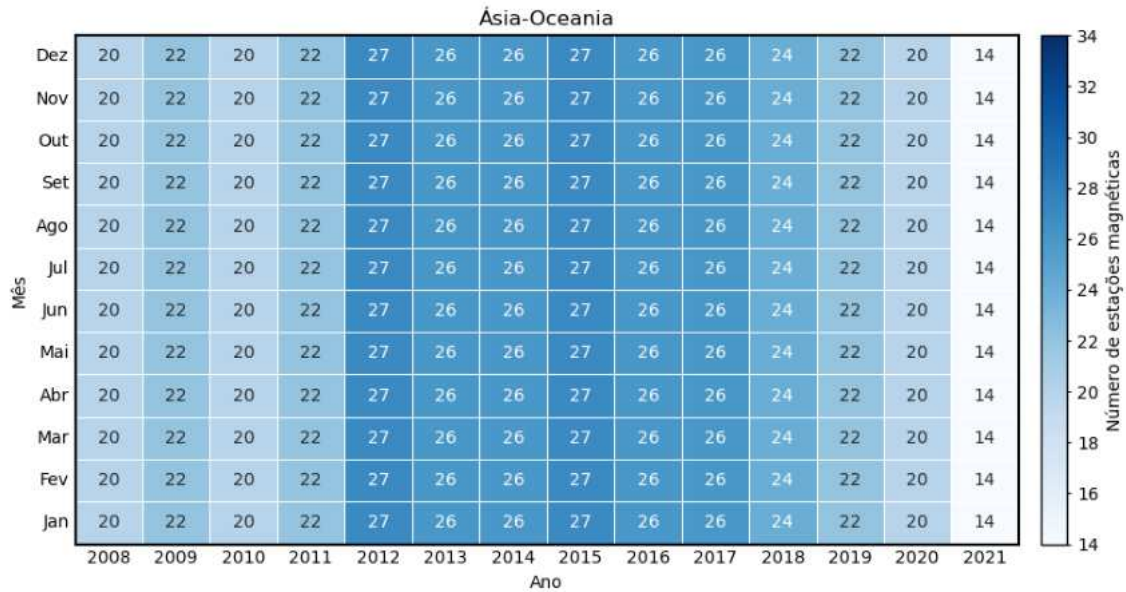


Figura 3.10 - Mapa de calor do número de estações magnéticas mensal ao longo dos anos de 2008 e 2021 para a região da Ásia-Oceania.



3.2.2 Dados utilizados na análise da variação diurna global

Para a análise da variação diurna do campo geomagnético em escala global, utilizou-se um conjunto de dados magnéticos com uma resolução temporal de 1 hora. Assim, foram calculadas médias horárias das medidas magnéticas no tempo universal, centradas no minuto 30. Por exemplo, a média dos dados entre 00:00 UT e 00:59 UT corresponde à hora 00:30 UT, entre 01:00 UT e 01:59 UT corresponde à hora 01:30 UT, e assim por diante.

Esse conjunto de dados abrangeu o mês com a atividade geomagnética calma entre os anos de 2017 e 2021, que corresponde ao período de baixa atividade solar ou mínimo solar. Para identificar esse mês, utilizou-se o índice de atividade geomagnética *Hp60*, visando minimizar a influência de perturbações geomagnéticas na variação diurna do campo geomagnético. O índice *Hp60*, fornecido pelo GFZ Potsdam, é semelhante ao índice *Kp*, mas possui uma resolução temporal mais alta, com intervalos de 1 hora em comparação às 3 horas do índice *Kp* (YAMAZAKI et al., 2022). O *Hp60* faz parte do conjunto de índices de atividade geomagnética *Hpo* (do inglês *Half-hourly or Hourly, planetary, and open-ended*) e pode ser acessado através do seguinte link: <<https://kp.gfz-potsdam.de/hp30-hp60>>.

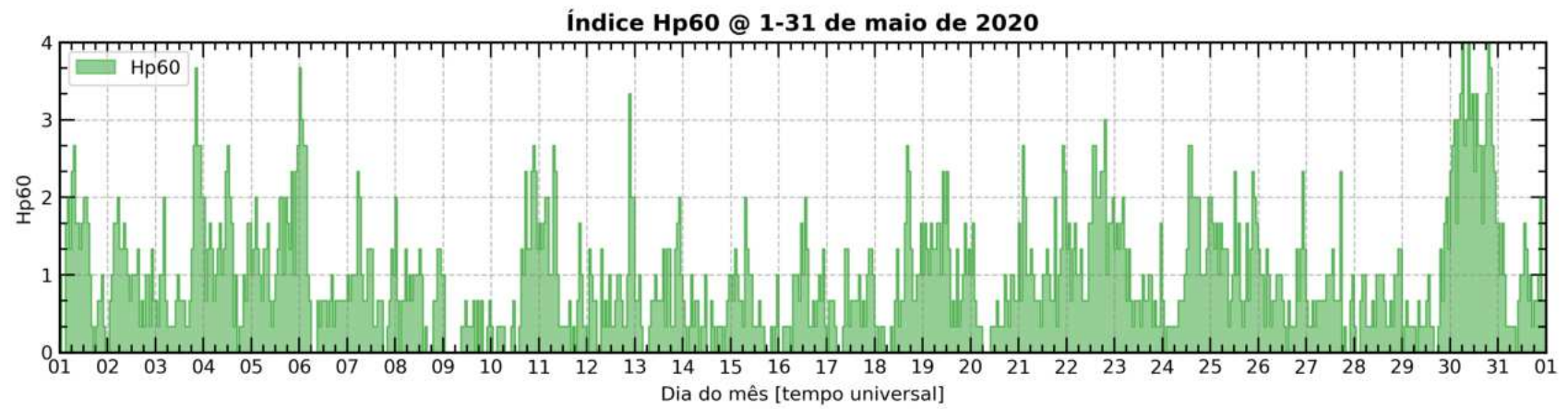
No estudo em questão, o critério para selecionar o período de baixa atividade geomagnética foi escolher o mês com o maior intervalo consecutivo de horas em que a atividade geomagnética é calma, ou seja, com índice $Hp60 \leq 3o$. A Tabela 3.7 apresenta a lista dos dez períodos encontrados com o maior intervalo consecutivo de horas de atividade geomagnética calma. O mês de maio de 2020 foi selecionado como o período para o estudo e modelagem da variação diurna global.

Tabela 3.7 - Os dez períodos com maior intervalo de horas consecutivas cuja atividade geomagnética é calma ($Hp60 \leq 3o$) entre 2017 e 2021.

Total de horas	Início	Fim
415	2020-05-12 23:00	2020-05-30 05:00
412	2019-06-14 00:00	2019-07-01 03:00
396	2020-06-10 10:00	2020-06-26 21:00
352	2020-08-04 06:00	2020-08-18 21:00
347	2019-11-24 14:00	2019-12-09 00:00
328	2020-10-07 15:00	2020-10-21 06:00
315	2021-01-12 04:00	2021-01-25 06:00
301	2020-01-10 08:00	2020-01-22 20:00
295	2020-11-07 22:00	2020-11-20 04:00
279	2021-07-01 03:00	2021-07-12 17:00

A Figura 3.11 mostra a excursão do índice geomagnético $Hp60$ durante o mês de maio de 2020. Neste período, a atividade geomagnética oscilou entre as escalas $0o$ e $2o$ ($Hp60 \leq 2o$) em 91,67% do mês e não excedeu a escala $4o$ ($Hp60 \leq 4o$). Observou-se também que o fluxo solar médio foi de 70 sfu, indicando que a atividade solar nesta época foi realmente baixa.

Figura 3.11 - Índice geomagnético $Hp60$ durante o mês de maio de 2020.



Após a definição do período de estudo, foram selecionados conjuntos de dados magnéticos para investigar a variação diurna global do campo geomagnético. Esses conjuntos de dados são compostos por medidas do campo geomagnético obtidas a partir de diversas redes de magnetômetros, incluindo SuperMAG (GJERLOEV, 2012), INTERMAGNET (LOVE, 2008), Embrace MagNet (DENARDINI et al., 2018a), LISN (VALLADARES; CHAU, 2012) e IGP. Os dados magnéticos podem ser acessados por meio dos seguintes *links*: SuperMAG <<https://supermag.jhuapl.edu/>>, INTERMAGNET <http://intermagnet.org/new_data_download.html>, Embrace MagNet <<https://embracedata.inpe.br/magnetometer/>>, LISN e IGP <<http://lisn.igp.gob.pe/jdata/database/>>.

O número total de localidades por rede de magnetômetros está listado na Tabela 3.8. Em média, foram utilizados dados de 115 localidades simultaneamente. Essas localidades estão distribuídas em diferentes regiões de latitude magnética. Aproximadamente 85 localidades estão nas regiões de médias latitudes (entre 60°S-30°S *QLAT* e 30°N-60°N *QLAT*), 35 nas regiões de baixas latitudes (entre 30°S-5°S *QLAT* e 5°N-30°N *QLAT*) e 3 nas regiões equatoriais (entre 5°S-5°N *QLAT*). As estações magnéticas foram selecionadas entre 60°S-60°N *QLAT* a fim de minimizar os efeitos das perturbações magnéticas devidos à região próxima aos polos.

Tabela 3.8 - Número total de localidades por rede de magnetômetro utilizados na análise da variação diurna global.

Rede de magnetômetro	Localidades
SuperMAG	110
INTERMAGNET	4
Embrace MagNet	8
LISN	1
IGP	1
Total	124

Tabela 3.9 - Estações magnéticas utilizadas na análise da variação diurna global.

Rede de mag.	Código	GLAT [°]	GLON [°]	QLAT [°]	QLON [°]
EMBRACE	PVE	−8,8	296,1	−0,5	8,3
EMBRACE	ARA	−5,6	311,9	−5,6	23,1
EMBRACE	EUS	−3,9	321,6	−9,4	32,3
EMBRACE	CBA	−15,6	303,9	−9,7	13,6
EMBRACE	JAT	−17,9	308,3	−13,8	16,6
EMBRACE	MED	−25,3	305,9	−18,7	13,3
EMBRACE	SMS	−29,4	306,2	−22,2	13,0
EMBRACE	CHI	−36,6	288,0	−24,3	−0,1
IGP	PIU	−5,2	279,4	6,1	−7,5
INTERMAGNET	HLP	54,6	18,8	50,7	94,3
INTERMAGNET	BDV	49,1	14,0	44,4	89,0
INTERMAGNET	HYB	17,4	78,6	11,2	151,7
INTERMAGNET	PPT	−17,6	210,4	−16,3	−73,6
LISN	LEO	−31,8	290,7	−20,1	1,7
SuperMAG	MEK	62,8	31,0	59,4	107,5
SuperMAG	SIT	57,1	224,7	59,4	−76,4
SuperMAG	DOB	62,1	9,1	59,2	88,5
SuperMAG	HAN	62,3	26,6	58,9	103,4
SuperMAG	BRD	49,9	260,0	58,5	−32,0
SuperMAG	SOL	61,1	4,8	58,2	84,5
SuperMAG	LER	60,1	358,8	57,5	79,2
SuperMAG	KLI	60,9	39,5	57,5	114,6
SuperMAG	SPG	60,5	29,7	57,1	105,6
SuperMAG	NUR	60,5	24,7	57,1	101,1
SuperMAG	NR2	60,5	24,7	57,1	101,1
SuperMAG	UPS	59,9	17,4	56,5	94,6
SuperMAG	KAR	59,2	5,2	56,1	84,1
SuperMAG	YAK	60,0	129,7	55,0	−156,8
SuperMAG	TAR	58,3	26,5	54,7	102,0
SuperMAG	BOX	58,0	39,0	54,5	113,4
SuperMAG	NEW	48,3	242,9	54,2	−53,7
SuperMAG	MGD	60,0	150,9	54,2	−138,7
SuperMAG	OTT	45,4	284,5	54,1	3,0

(Continua)

Tabela 3.9 - Continuação.

Rede de mag.	Código	GLAT [°]	GLON [°]	QLAT [°]	QLON [°]
SuperMAG	VIC	48,5	236,6	53,3	−60,9
SuperMAG	SHU	55,4	199,5	53,1	−98,8
SuperMAG	ARS	56,4	58,6	53,1	132,1
SuperMAG	ESK	55,3	356,8	52,1	75,9
SuperMAG	BFE	55,6	11,7	51,9	88,4
SuperMAG	NVS	55,0	82,9	51,6	156,5
SuperMAG	ROE	55,2	8,6	51,4	85,6
SuperMAG	MHV	54,9	37,7	51,3	111,6
SuperMAG	STJ	47,6	307,3	51,1	31,1
SuperMAG	MNK	54,5	27,9	50,7	102,4
SuperMAG	WNG	53,8	9,1	49,8	85,7
SuperMAG	SBL	43,9	300,0	49,2	22,7
SuperMAG	VAL	51,9	349,8	48,5	69,1
SuperMAG	IRT	52,2	104,5	48,2	178,8
SuperMAG	BOU	40,1	254,8	48,2	−37,8
SuperMAG	NGK	52,1	12,7	47,8	88,4
SuperMAG	BEL	51,8	20,8	47,6	95,5
SuperMAG	FRD	38,2	282,6	47,4	0,0
SuperMAG	PET	53,0	158,3	46,7	−131,6
SuperMAG	KIV	50,7	30,3	46,6	104,0
SuperMAG	LVV	49,9	23,8	45,5	97,8
SuperMAG	BFO	48,3	8,3	43,5	83,9
SuperMAG	FUR	48,2	11,3	43,3	86,4
SuperMAG	CLF	48,0	2,3	43,2	78,7
SuperMAG	HRB	47,9	18,2	43,1	92,5
SuperMAG	PAG	47,5	24,2	42,9	97,9
SuperMAG	NCK	47,6	16,7	42,8	91,1
SuperMAG	FRN	37,1	240,3	42,6	−54,2
SuperMAG	THY	46,9	17,5	42,0	91,8
SuperMAG	KHB	47,6	134,7	41,6	−151,4
SuperMAG	SUA	45,3	26,3	40,5	99,6
SuperMAG	BSL	30,4	270,4	40,3	−17,2
SuperMAG	LON	45,4	16,7	40,2	90,8
SuperMAG	GCK	44,6	20,8	39,5	94,4

(Continua)

Tabela 3.9 - Continuação.

Rede de mag.	Código	GLAT [°]	GLON [°]	QLAT [°]	QLON [°]
SuperMAG	AAA	43,3	76,9	39,4	150,1
SuperMAG	TUC	32,2	249,3	39,3	-43,3
SuperMAG	MSR	44,4	142,3	37,7	-144,6
SuperMAG	MMB	43,9	144,2	37,2	-142,9
SuperMAG	RIK	43,5	143,8	36,7	-143,3
SuperMAG	GLK	40,9	44,5	36,7	117,0
SuperMAG	DUR	41,4	14,3	35,4	88,3
SuperMAG	IZN	40,5	29,7	35,4	102,5
SuperMAG	BMT	40,3	116,2	35,3	-169,6
SuperMAG	EBR	40,8	0,5	34,4	76,2
SuperMAG	SPT	39,6	355,7	32,9	71,9
SuperMAG	PEG	38,1	23,9	32,2	97,0
SuperMAG	CYG	36,4	126,9	30,4	-159,2
SuperMAG	SFS	36,7	354,1	29,3	70,2
SuperMAG	KAK	36,2	140,2	29,3	-146,7
SuperMAG	SJG	18,1	293,9	25,2	11,7
SuperMAG	KAG	31,5	130,7	25,0	-155,8
SuperMAG	KNY	31,4	130,9	24,9	-155,7
SuperMAG	JAI	26,9	75,8	21,8	149,0
SuperMAG	HON	21,3	202,0	21,1	-89,0
SuperMAG	GUI	28,3	343,6	19,4	60,2
SuperMAG	ABG	18,6	72,9	12,8	146,0
SuperMAG	TAM	22,8	5,5	12,7	80,2
SuperMAG	CPL	17,3	78,9	11,1	152,0
SuperMAG	KOU	5,2	307,3	6,7	22,2
SuperMAG	GUA	13,6	144,9	6,0	-142,9
SuperMAG	DLT	11,9	108,5	5,5	-178,8
SuperMAG	HUA	-12,1	284,7	-0,8	-2,6
SuperMAG	TTB	-1,2	311,5	-1,5	24,1
SuperMAG	GAN	0,7	73,2	-7,1	145,8
SuperMAG	KTB	-0,2	100,3	-8,0	173,1
SuperMAG	API	-13,8	188,2	-15,7	-96,4
SuperMAG	IPM	-27,2	250,6	-19,7	-32,4
SuperMAG	PIL	-31,4	294,5	-20,4	4,4

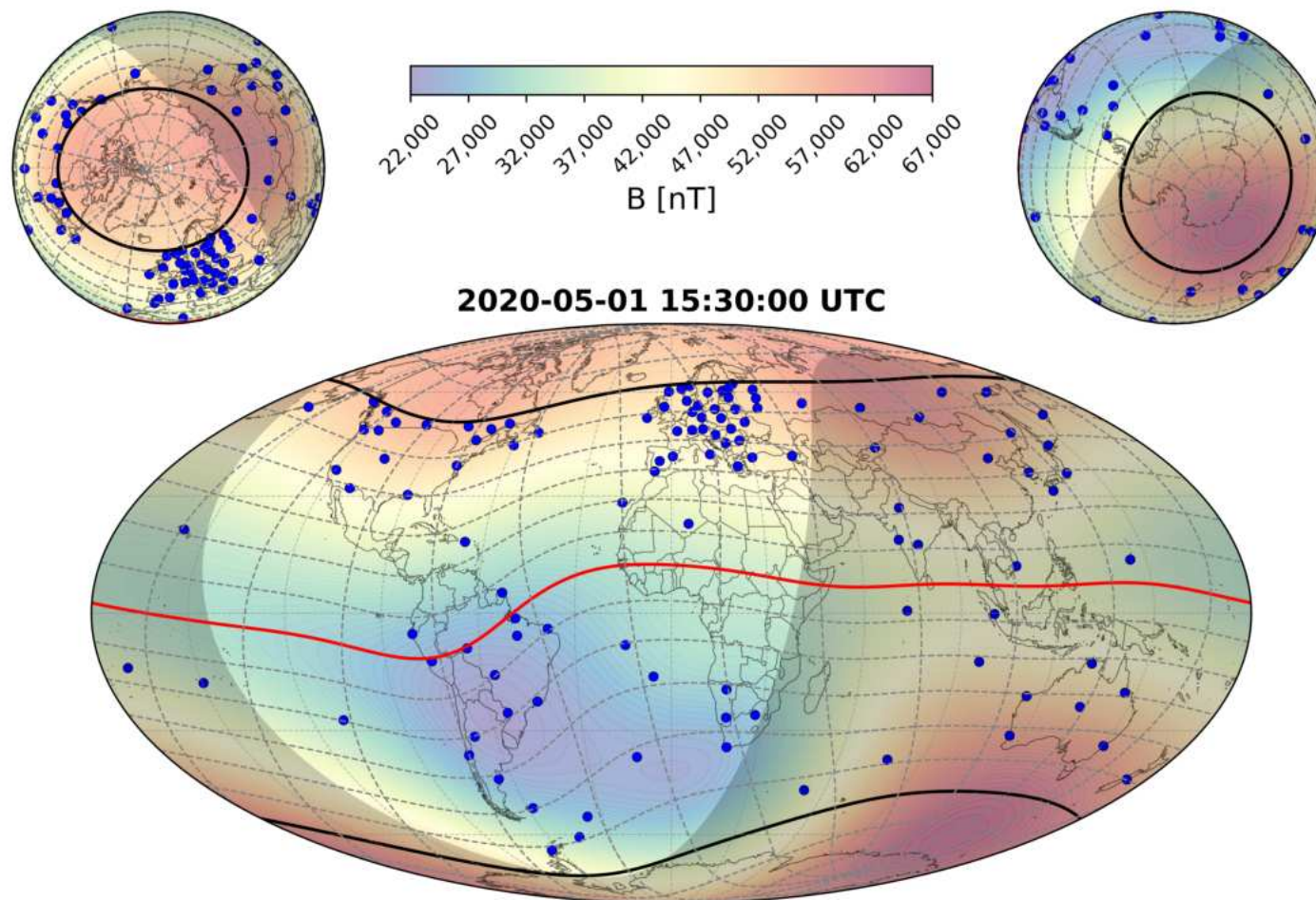
(Continua)

Tabela 3.9 - Conclusão.

Rede de mag.	Código	GLAT [°]	GLON [°]	QLAT [°]	QLON [°]
SuperMAG	ASC	-8,0	345,6	-20,4	56,4
SuperMAG	VSS	-22,4	316,4	-21,3	22,3
SuperMAG	KDU	-12,7	132,5	-21,5	-154,4
SuperMAG	CKI	-12,2	96,8	-21,5	169,1
SuperMAG	SHE	-16,0	354,3	-28,2	64,4
SuperMAG	CTA	-20,1	146,3	-29,0	-138,8
SuperMAG	LRM	-21,0	115,0	-30,7	-172,6
SuperMAG	TSU	-19,2	17,7	-31,1	89,4
SuperMAG	TRW	-43,3	294,7	-31,1	4,9
SuperMAG	ASP	-23,8	133,9	-33,5	-152,1
SuperMAG	HBK	-25,9	27,7	-36,2	97,2
SuperMAG	KMH	-26,5	18,1	-37,1	87,3
SuperMAG	PST	-51,7	302,1	-39,7	10,7
SuperMAG	TDC	-37,1	347,7	-41,5	50,2
SuperMAG	GNG	-31,4	115,7	-42,5	-172,3
SuperMAG	HER	-34,4	19,2	-42,8	84,9
SuperMAG	CNB	-34,1	150,7	-43,6	-131,1
SuperMAG	KEP	-54,3	323,5	-45,8	25,7
SuperMAG	AMS	-37,8	77,6	-48,7	140,7
SuperMAG	ORC	-60,7	315,3	-49,1	20,4
SuperMAG	EYR	-43,4	172,4	-49,9	-102,7
SuperMAG	AIA	-65,3	295,7	-51,2	9,5
SuperMAG	CZT	-46,4	51,9	-53,2	107,9

A Figura 3.12 ilustra as localidades dos magnetômetros (círculos azuis) utilizados ao redor do globo às 15:30 UT no dia 1 de maio de 2020. O equador magnético e os paralelos $\pm 60^\circ$ de latitude quase dipolar são mostrados nas linhas vermelha e pretas, respectivamente. As cores de fundo indicam a magnitude da componente total do campo geomagnético obtido a partir do modelo IGRF-13 e a região cujas cores encontram-se sombreadas refere-se ao lado noturno. Adicionalmente, são mostradas as calotas polares, ambas na parte superior esquerda e direita desta figura.

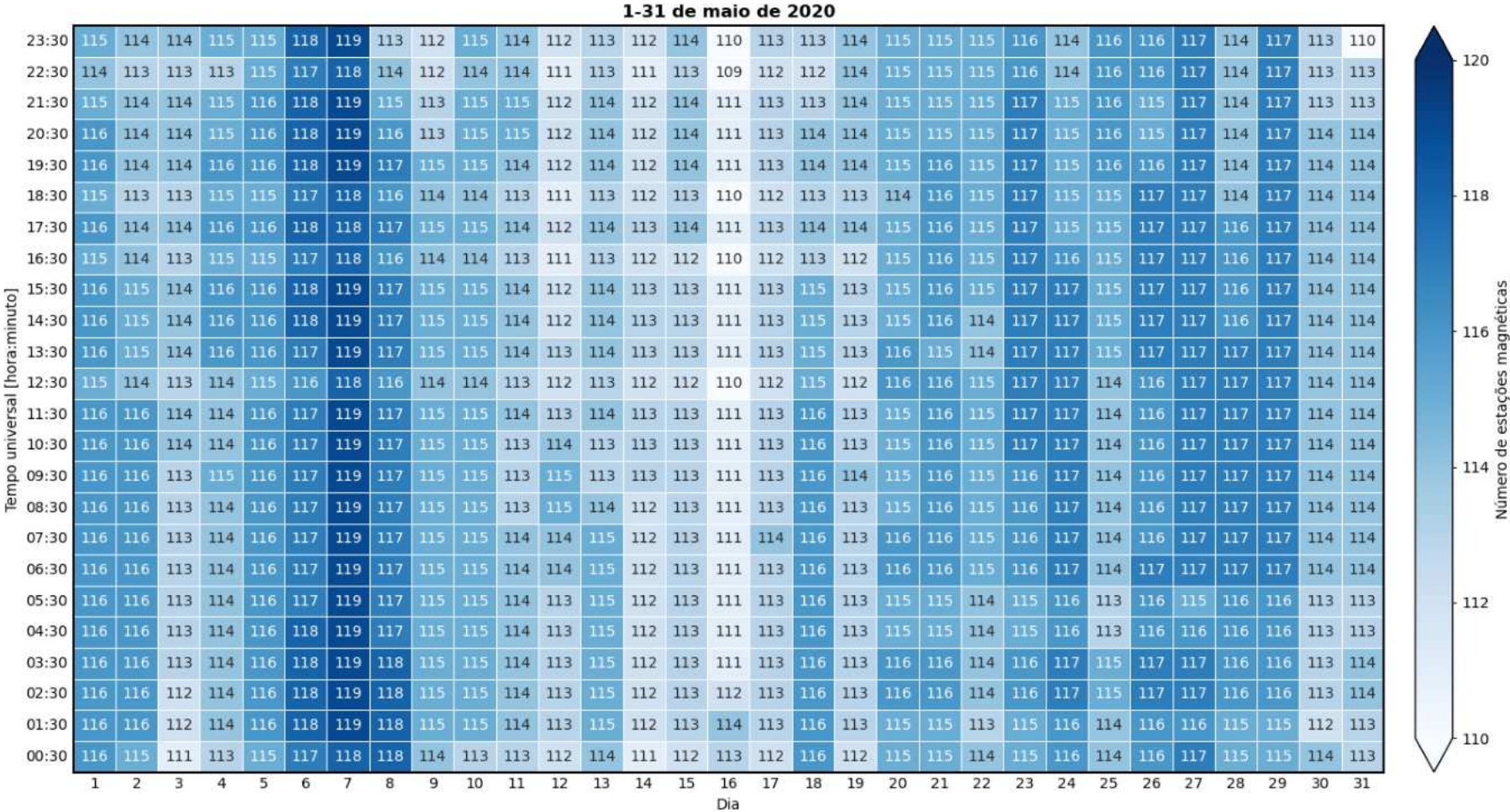
Figura 3.12 - Distribuição dos magnetômetros às 15:30 UT no dia 1 de maio de 2020.



O mapa de calor na Figura 3.13 ilustra a distribuição horária e diária dos dados magnéticos utilizados. Nesta figura, o eixo vertical corresponde às horas no tempo universal e o eixo horizontal aos dias do mês. A escala de cores indica a quantidade de estações magnéticas disponíveis para cada combinação de hora e mês. Esta figura permite visualizar a quantidade e a distribuição de dados disponíveis para cada hora e dia ao longo do período de estudo.

Na análise da variação diurna global, um conjunto adicional de dados magnéticos é utilizado para determinar a contribuição do sistema de correntes elétricas do dínamo da região E. Esse conjunto de dados é processado usando o modelo CHAOS (do inglês *CHAMP, Ørsted and SAC-C model of Earth's magnetic field*). O CHAOS é um modelo empírico que estima o campo principal, o campo da litosfera e o campo magnetosférico para uma localização e tempo específicos (FINLAY et al., 2020). Portanto, as variações do campo geomagnético obtidas por meio deste modelo são estimadas para as localidades e posteriormente subtraídas para se obter a variação diurna global do campo geomagnético. Esse conjunto adicional de dados é usado para isolar e analisar especificamente a influência das correntes elétricas do dínamo nas variações diurnas do campo geomagnético. Sua utilização permite uma compreensão mais aprofundada dos processos dinâmicos que ocorrem nas ionosfera terrestre. Na análise em questão, utilizou-se a versão 7.12 do modelo CHAOS, que encontra-se disponível através do link <<http://www.spacecenter.dk/files/magnetic-models/CHAOS-7/>>.

Figura 3.13 - Mapa de calor do número de estações magnéticas por hora e dia utilizados na análise da variação diurna global.



3.3 Metodologias utilizadas na análise da variação diurna regional do campo geomagnético empregando a técnica clássica de Fourier

Nesta seção são apresentadas as metodologias utilizadas na análise da variação diurna regional do campo geomagnético empregando a técnica clássica de Fourier. Para isso, é introduzida a metodologia para a determinação da variação diurna do campo geomagnético medida por magnetômetros. Em seguida, é mostrada a metodologia para representar as componentes harmônicas da variação diurna do campo geomagnético utilizando série de Fourier. Finalmente, é apresentada a metodologia da análise da variabilidade temporal e espacial das componentes harmônicas da variação diurna do campo geomagnético.

3.3.1 Metodologia para determinação da variação diurna regional do campo geomagnético

Para analisar a variação diurna dos dados observacionais coletados pelos magnetômetros, é adotada a metodologia proposta por [Chapman e Bartels \(1940a\)](#), que consiste em calcular a curva do dia calmo geomagneticamente (QDC, do inglês *Quiet Day Curve*). Essa curva é determinada a partir dos cinco dias mais calmos, em termos da atividade geomagnética, em cada mês. A seleção desses dias tem como objetivo garantir que as análises sejam realizadas em condições magnéticas com menor influência de períodos de atividade geomagnética perturbada.

Neste estudo, a variação diurna do campo geomagnético é determinada usando o método proposto por [Denardini et al. \(2015\)](#), que consiste em suavizar a média das medidas do campo geomagnético dos cinco dias mais calmos de cada mês. Para obter a QDC do campo geomagnético, é utilizada a Equação 3.3, que fornece o valor médio da variação diurna de uma componente do vetor campo geomagnético em relação ao tempo universal.

$$QDC(t) = \frac{1}{l} \sum_{i=1}^l Qd_i(t), \quad (3.3)$$

onde QDC representa o valor médio mensal da variação de uma componente do campo geomagnético (ou curva do dia calmo geomagneticamente, QDC) (em nT), t representa a hora no tempo universal em intervalos de 1 minuto (a partir das 00:00 UT até às 23:59 UT), N representa o número de dias utilizados para calcular a média e Qd_i representa a variação do dia geomagneticamente calmo de uma componente do campo geomagnético (em nT), indexado de 1 a 5. Em geral, o número de dias utilizados para calcular a QDC é $l = 5$. No entanto, esse valor pode ser menor, dependendo da disponibilidade dos cinco dias mais calmos para o cálculo da QDC

em cada mês.

Para determinar a amplitude da variação diurna, considera-se a ausência de correntes elétricas ionosféricas durante a meia-noite local e que somente o campo magnético principal contribui nesse horário. Portanto, a amplitude da variação diurna de uma componente do vetor campo geomagnético pode ser obtida a partir da Equação 3.4, que fornece a diferença entre a QDC em um horário específico e o valor da QDC durante o horário da meia-noite local, similarmente empregado por Denardini et al. (2018b), Chen (2019) e Chen et al. (2020).

$$\Delta QDC(t) = QDC(t) - QDC(00:00LT). \quad (3.4)$$

Nesta equação, ΔQDC representa a amplitude da variação diurna da componente do vetor campo geomagnético (em nT) e $QDC(00:00LT)$ corresponde ao valor da QDC durante o horário da meia-noite local (em nT), ou seja, às 00:00 LT.

Neste estudo utilizou-se a média dos valores da QDC ao entorno da meia-noite local, em vez de restringir ao valor da QDC no horário exato da meia-noite local (00:00LT). Essa abordagem na determinação do valor da meia-noite local, representada na Equação 3.5, fornece uma estimativa mais próxima do valor do campo magnético principal, em vez de limitar a um único horário. Tal abordagem alinha-se aos trabalhos de Rabiou et al. (2007) e Yamazaki et al. (2011a), que também determinam o valor médio do campo magnético principal no cálculo da variação diurna.

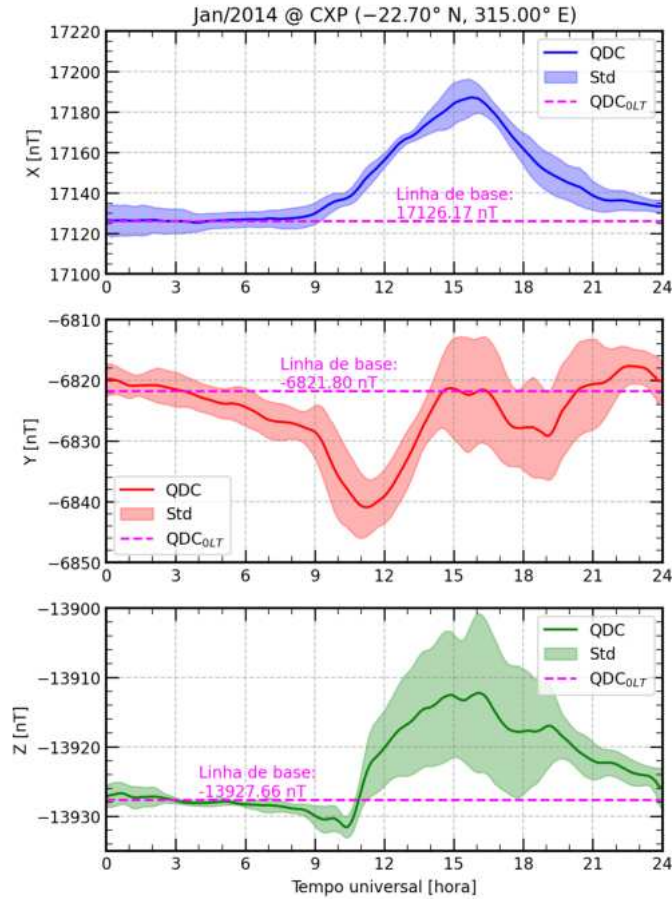
$$\Delta QDC(t) = QDC(t) - \langle QDC(00:00LT) \rangle, \quad (3.5)$$

onde $\langle QDC(00:00LT) \rangle$ representa o valor médio da QDC no início e no fim do mesmo dia (em nT), ou seja, nos períodos 00:00 LT-02:59 LT (três horas a partir da meia-noite local) e 22:00 LT-23:59 LT (duas horas antes da meia-noite local) da QDC. O intervalo de 5 horas considerados no cálculo do valor médio no entorno da meia-noite local da QDC alinha-se com os intervalos de horas definido em inúmeros trabalhos na literatura, como descrito em Yamazaki e Maute (2017).

Para exemplificação, a Figura 3.14 ilustra a magnitude da curva do dia calmo (QDC) do campo geomagnético registradas na estação magnética de Cachoeira Paulista (CXP), durante o mês de janeiro de 2014. Os painéis, dispostos de cima para baixo, representam as componentes X , Y e Z do campo geomagnético, respectivamente. Em cada painel, o eixo vertical a magnitude da respectiva componente do campo geomagnético. Além disso, o desvio padrão (Std, do inglês *standard deviation*) cor-

respondente também é apresentado. No eixo horizontal, têm-se a representação da hora em tempo universal. A linha tracejada magenta indica o valor médio da QDC no entorno da meia-noite local.

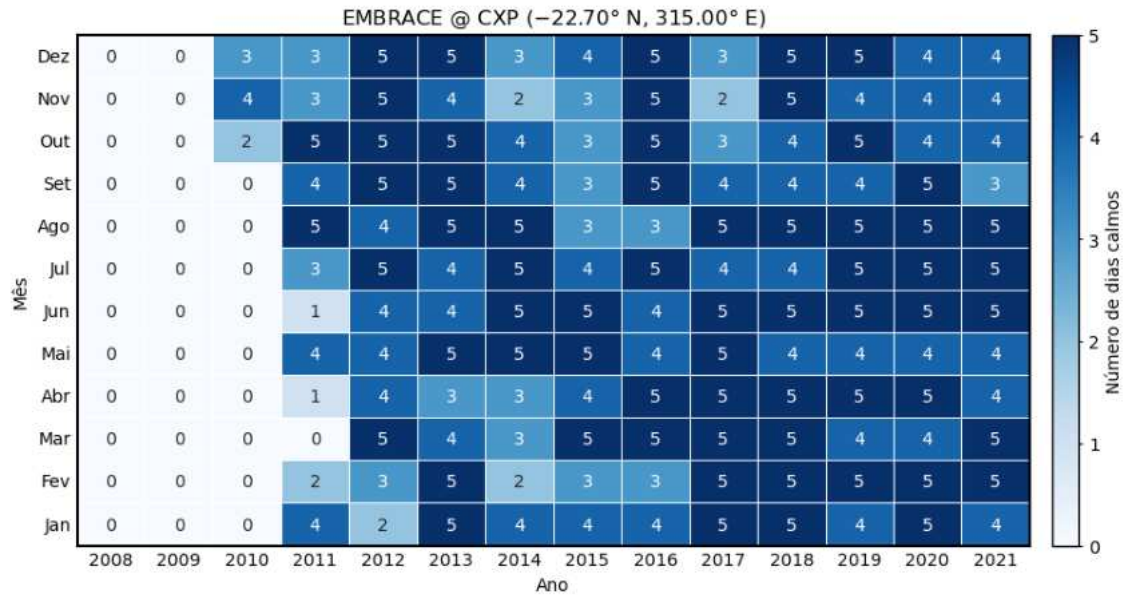
Figura 3.14 - A QDC das componentes X , Y e Z do campo geomagnético na estação magnética de Cachoeira Paulista (CXP) no mês de janeiro de 2014.



A QDC obtida na estação magnética de CXP para o mês de janeiro de 2014 foi calculada utilizando dados de quatro dias mais calmos. A Figura 3.15, por sua vez, apresenta mapas de calor com o número de dias calmos empregados para o cálculo da QDC na mesma estação. Esta distribuição é ilustrada por meio de um mapa de calor, onde os meses são representados no eixo vertical, os anos no eixo horizontal, e a quantidade de dias geomagneticamente calmos disponíveis em cada mês e ano é indicada por uma escala de cores e o número dias correspondente. Portanto, no período de 2010 a 2021, foram calculadas um total de 134 QDCs para as componentes X , Y e Z da estação magnética de Cachoeira Paulista. Essas QDCs representam

a variação diurna média das respectivas componentes do campo geomagnético em relação ao tempo universal.

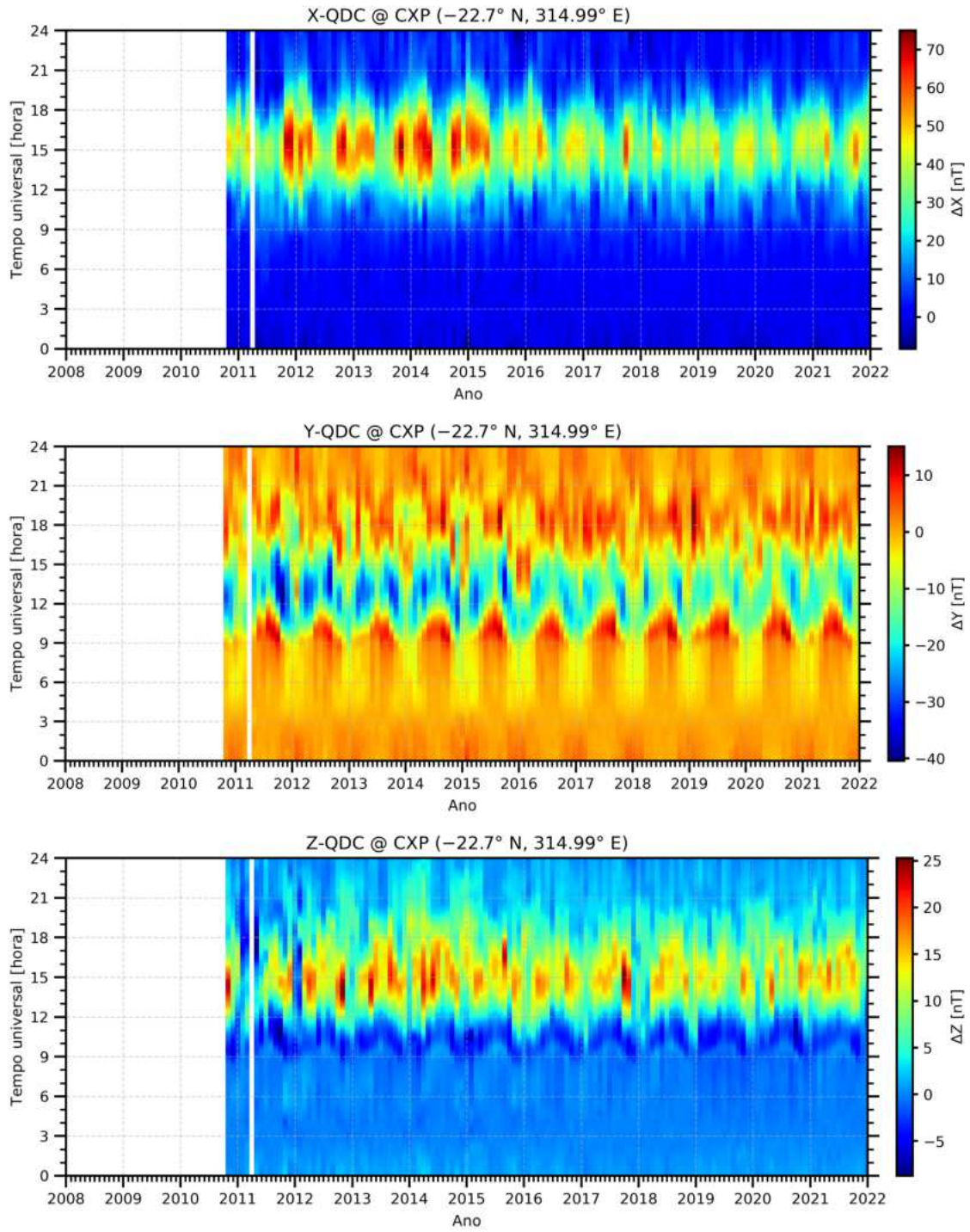
Figura 3.15 - Mapas de calor do número de dias calmos utilizado no cálculo da QDC da estação magnética de Cachoeira Paulista (CXP) entre os anos de 2008 e 2021.



A Figura 3.16 apresenta mapas de contorno temporal das QDCs para cada componente do campo geomagnético para CXP, exibindo a variabilidade ao longo das horas (tempo universal) e dos meses do ano, bem como a amplitude da variação da componente. O painel superior representa a componente X , o painel do meio corresponde a componente Y e o painel inferior representa a componente Z . No eixo vertical à esquerda, é indicada a hora universal, enquanto o eixo horizontal indica o mês do ano. A escala de cores em cada mapa de contorno representa a amplitude da variação da componente, medida em nanoteslas, em que cores mais intensas representam variações maiores.

Esses mapas de contorno fornecem uma visão geral da variabilidade temporal das QDCs para cada componente do campo geomagnético, destacando momentos de maior e menor intensidade de variação. É importante ressaltar que essas QDCs não apenas evidenciam a variabilidade diurna das correntes elétricas na ionosfera, mas também possibilitam a identificação de padrões sazonais e a influência da atividade solar nessas correntes elétricas, conforme descrito no Capítulo 2.

Figura 3.16 - Mapas de contorno temporal das QDCs das componentes X , Y e Z da estação magnética de Cachoeira Paulista (CXP) entre os anos de 2008 e 2021.



Finalmente, foram determinadas ΔQDC das componentes X , Y e Z do campo geomagnético para todas as estações magnéticas do conjunto de dados descrito na Seção 3.2.1.

3.3.2 Metodologia para determinação das componentes harmônicas da variação diurna regional do campo geomagnético utilizando a técnica clássica de Fourier

Para analisar e quantificar a variação diurna do campo geomagnético, decompõe-se a sua oscilação em uma soma de funções harmônicas. Essa decomposição é baseada no princípio da análise de Fourier, em que cada componente harmônica corresponde a uma frequência específica associada à frequência fundamental. Essa abordagem será utilizada para determinar as componentes harmônicas da variação diurna do campo geomagnético, proporcionando uma compreensão mais precisa das diferentes contribuições dos componentes de marés solares na variação diurna.

A decomposição da oscilação da variação diurna do campo geomagnético em termos de funções harmônicas permite estudar de maneira mais precisa as influências específicas de cada componente harmônica da maré solar. Neste contexto, apresenta-se nesta seção uma descrição sobre a determinação das componentes harmônicas da variação diurna do campo geomagnético por meio da expansão em série de Fourier. Para isso, será abordado o desenvolvimento matemático para a expansão em série de Fourier da variação diurna do campo geomagnético, assim como a abordagem utilizada para obter os coeficientes dessa expansão.

A expansão em série de Fourier é uma técnica que permite representar sinais periódicos por meio de uma soma de funções harmônicas (funções trigonométricas seno e cosseno). Neste trabalho, essa técnica é aplicada para representar as oscilações causadas pelas componentes harmônicas observadas nas medidas magnéticas. De forma análoga, a variação diurna de uma componente arbitrária do campo geomagnético, expressa pela Equação 3.5, pode ser representada por meio de uma soma das quatro primeiras componentes harmônicas, conforme a Equação 3.6:

$$\Delta QDC(t) = a_0 + \sum_{k=1}^4 \left[a_k \cos \left(2\pi \frac{kt}{24} \right) + b_k \sin \left(2\pi \frac{kt}{24} \right) \right], \quad (3.6)$$

onde ΔQDC corresponde ao valor médio mensal da amplitude da variação diurna de uma componente do vetor campo geomagnético (em nT) e t indica a hora no tempo universal em intervalos de 1 minuto (a partir das 00:00 UT até às 23:59 UT). A

frequência fundamental corresponde ao período de 24 horas. Os coeficientes da série de Fourier são denotados por a_0 , a_k e b_k , sendo que k indica o k -ésimo harmônico ($k = 1, 2, 3$ e 4 correspondem às componentes harmônicas de 24, 12, 8 e 6 horas, respectivamente). O coeficiente a_0 indica o valor médio da oscilação ou componente DC¹ ou componente contínua.

O método dos mínimos quadrados será utilizado para obter os coeficientes a_0 , a_k e b_k da expansão em série de Fourier, minimizando a diferença entre a ΔQDC e as medidas observadas. Essa minimização pode ser expressa de forma matricial, reescrevendo a Equação 3.6 como:

$$\mathbf{d}_F = \mathbf{A}_F \mathbf{M}_F, \quad (3.7)$$

sendo \mathbf{d}_F o vetor da amplitude da variação diurna de uma componente do vetor campo geomagnético, \mathbf{A}_F a matriz das funções harmônicas da expansão em série de Fourier, \mathbf{M}_F o vetor dos coeficientes da expansão em série de Fourier.

Assim, o vetor da amplitude da variação diurna de uma componente do vetor campo geomagnético \mathbf{d}_F denota:

$$\mathbf{d}_F = \begin{bmatrix} \Delta QDC(t_1) \\ \Delta QDC(t_2) \\ \Delta QDC(t_3) \\ \vdots \\ \Delta QDC(t_{n-2}) \\ \Delta QDC(t_{n-1}) \\ \Delta QDC(t_n) \end{bmatrix}, \quad (3.8)$$

onde $\Delta QDC(t)$ indica o valor da amplitude da variação diurna da componente do vetor campo geomagnético no instante de tempo t (em nT). Os instantes de tempo t encontram-se indexados de 1 a n , sendo n o número total de observações. Por exemplo, para dados com uma resolução temporal de 1 minuto, em um dia haverá 1440 valores (1 dia = 24 horas = 1440 minutos) denotados por 00:00 UT, 00:01 UT, 00:02 UT, \dots , 23:58 UT e 23:59 UT. Enquanto a matriz das funções harmônicas \mathbf{A}_F denota:

¹O termo “componente DC” é comumente utilizado para indicar o nível médio de tensão ou corrente elétrica de sistemas elétricos, sendo DC (do inglês *direct current*).

$$\mathbf{A}_F = \begin{bmatrix} 1 & \cos\left(2\pi \frac{1.t_1}{24}\right) & \sin\left(2\pi \frac{1.t_1}{24}\right) & \cdots & \cos\left(2\pi \frac{4.t_1}{24}\right) & \sin\left(2\pi \frac{4.t_1}{24}\right) \\ 1 & \cos\left(2\pi \frac{1.t_2}{24}\right) & \sin\left(2\pi \frac{1.t_2}{24}\right) & \cdots & \cos\left(2\pi \frac{4.t_2}{24}\right) & \sin\left(2\pi \frac{4.t_2}{24}\right) \\ 1 & \cos\left(2\pi \frac{1.t_3}{24}\right) & \sin\left(2\pi \frac{1.t_3}{24}\right) & \cdots & \cos\left(2\pi \frac{4.t_3}{24}\right) & \sin\left(2\pi \frac{4.t_3}{24}\right) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \cos\left(2\pi \frac{1.t_{n-2}}{24}\right) & \sin\left(2\pi \frac{1.t_{n-2}}{24}\right) & \cdots & \cos\left(2\pi \frac{4.t_{n-2}}{24}\right) & \sin\left(2\pi \frac{4.t_{n-2}}{24}\right) \\ 1 & \cos\left(2\pi \frac{1.t_{n-1}}{24}\right) & \sin\left(2\pi \frac{1.t_{n-1}}{24}\right) & \cdots & \cos\left(2\pi \frac{4.t_{n-1}}{24}\right) & \sin\left(2\pi \frac{4.t_{n-1}}{24}\right) \\ 1 & \underbrace{\cos\left(2\pi \frac{1.t_n}{24}\right)}_{k=1} & \underbrace{\sin\left(2\pi \frac{1.t_n}{24}\right)}_{k=1} & \cdots & \underbrace{\cos\left(2\pi \frac{4.t_n}{24}\right)}_{k=4} & \underbrace{\sin\left(2\pi \frac{4.t_n}{24}\right)}_{k=4} \end{bmatrix}. \quad (3.9)$$

Finalmente, o vetor dos coeficientes da expansão em série de Fourier \mathbf{M}_F denota:

$$\mathbf{M}_F = \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ b_1 \\ a_2 \\ b_2 \\ \vdots \\ a_4 \\ b_4 \end{bmatrix}, \quad (3.10)$$

onde os elementos do vetor são os coeficientes (em nT).

Os coeficientes da expansão em série de Fourier são determinados através do método de mínimos quadrados, que pode ser expresso pela seguinte equação:

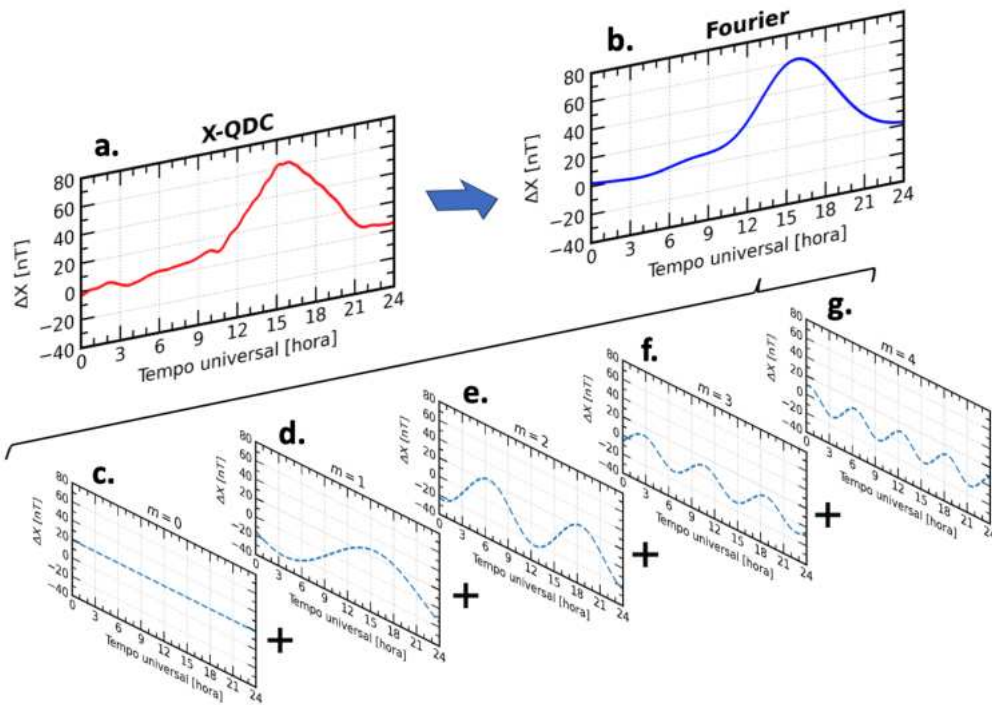
$$\mathbf{M}_F = \left\{ (\mathbf{A}_F)^T \mathbf{A}_F \right\}^{-1} (\mathbf{A}_F)^T \mathbf{d}_F, \quad (3.11)$$

onde $(\cdot)^T$ denota a matriz transposta, $\{\cdot\}^{-1}$ denota a matriz inversa, \mathbf{A}_F é a matriz das funções harmônicas da expansão em série de Fourier e \mathbf{d}_F é o vetor das amplitudes da variação diurna da componente do vetor campo geomagnético. Neste caso, esta inversão faz-se uso da matriz pseudo-inversa, onde a pseudo-inversa de \mathbf{A} à esquerda é representada por: $(\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T$. Através dessa equação, é possível calcular os coeficientes da expansão em série de Fourier e representar a variação diurna do campo geomagnético com a menor diferença entre a ΔQDC e as medidas observadas.

A Figura 3.17 ilustra os diferentes estágios da expansão em série de Fourier na

amplitude média mensal da variação diurna ΔQDC da componente X do vetor campo geomagnético. Os painéis (a) a (g) representam cada estágio da expansão em série de Fourier. No painel (a), é apresentada a variação diurna ΔQDC obtida a partir dos dados observacionais. No painel (b), é mostrada a variação diurna ΔQDC obtida por meio da expansão em série de Fourier. Nos painéis (c) a (g), são exibidas as componentes harmônicas da série de Fourier de 0 a 4, respectivamente.

Figura 3.17 - Expansão em série de Fourier na amplitude média mensal da variação diurna ΔQDC da componente X do vetor campo geomagnético. Os painéis (a) a (g) representam diferentes estágios da análise. No painel (a), é apresentada a variação diurna observada ΔQDC obtida a partir dos dados observacionais. No painel (b), é mostrada a variação diurna ΔQDC obtida por meio da expansão em série de Fourier. Nos painéis (c) a (g), são exibidas as componentes harmônicas da série de Fourier de 0 a 4, respectivamente.



Esta técnica será aplicada para a amplitude média mensal da variação diurna ΔQDC das componentes X , Y e Z do vetor campo geomagnético tanto nas faixas do fluxo de atividade solar quanto as faixas de longitude geográfica e latitude quase dipolar, conforme a distribuição do conjunto de dados mencionada na Seção 3.2.1.

Finalmente, a magnitude das componentes harmônicas da série de Fourier são calculadas conforme a seguinte expressão:

$$c_k = \sqrt{(a_k)^2 + (b_k)^2}, \quad (3.12)$$

sendo c_k a magnitude da componente harmônica (em nT), a_k e b_k os coeficientes da série de Fourier (em nT). Como já mencionado, o subíndice k indica qual a componente harmônica, sendo $k = 1$ equivalente a componente diurna, $k = 2$ a componente semidiurna, $k = 3$ a componente terdiurna e $k = 4$ a componente quarterdiurna.

3.3.3 Metodologia da análise da variabilidade temporal e espacial das componentes harmônicas da variação diurna do campo geomagnético

Nessa seção temos o objetivo de avaliar a variabilidade temporal e espacial das componentes harmônicas variação diurna das componentes X , Y e Z do campo geomagnético nas regiões longitudinais e latitudinais. Para isso, foram utilizados os valores da amplitude média mensal da variação diurna ΔQDC . Na primeira etapa da análise, os dados da ΔQDC entre 2008 e 2021 foram agrupados em função da atividade solar e dos meses, para cada estação magnética.

Após o agrupamento dos dados por atividade solar e mês, foram calculados as curvas médias mensais e seus respectivos desvios padrão. Para fins de exemplificação, as Figuras 3.18, 3.19 e 3.20 ilustram as curvas médias mensais da ΔQDC da componente X , Y e Z em Cachoeira Paulista (CXP), respectivamente. A variabilidade temporal da amplitude da variação diurna das componentes do campo geomagnético em relação à atividade solar e ao mês pode ser vista nestas figuras. Os painéis das Figuras 3.18, 3.19 e 3.20 encontram-se dispostos em meses. Cada painel apresenta a amplitude média mensal da variação diurna, com o eixo vertical indicando a amplitude da variação diurna (ΔQDC) e o eixo horizontal representando as horas no tempo universal de 00:00 UT até 23:59 UT. As linhas sólidas presentes no gráfico indicam os valores médios mensais da amplitude da variação diurna do campo geomagnético enquanto que a área sombreada em torno das linhas representam o desvio padrão, evidenciando a dispersão ou variabilidade desses valores. Além disso, a cor vermelha indica o conjunto de dados referente à alta atividade solar (HSA, do inglês *high solar activity*) para $F10.7 > 93$, enquanto a cor azul se refere à baixa atividade solar (LSA, do inglês *low solar activity*) para $F10.7 \leq 93$.

Figura 3.18 - Amplitude média mensal da variação diurna ΔQDC da componente X do campo geomagnético na estação de Cachoeira Paulista (CXP) em função do mês e da atividade solar.

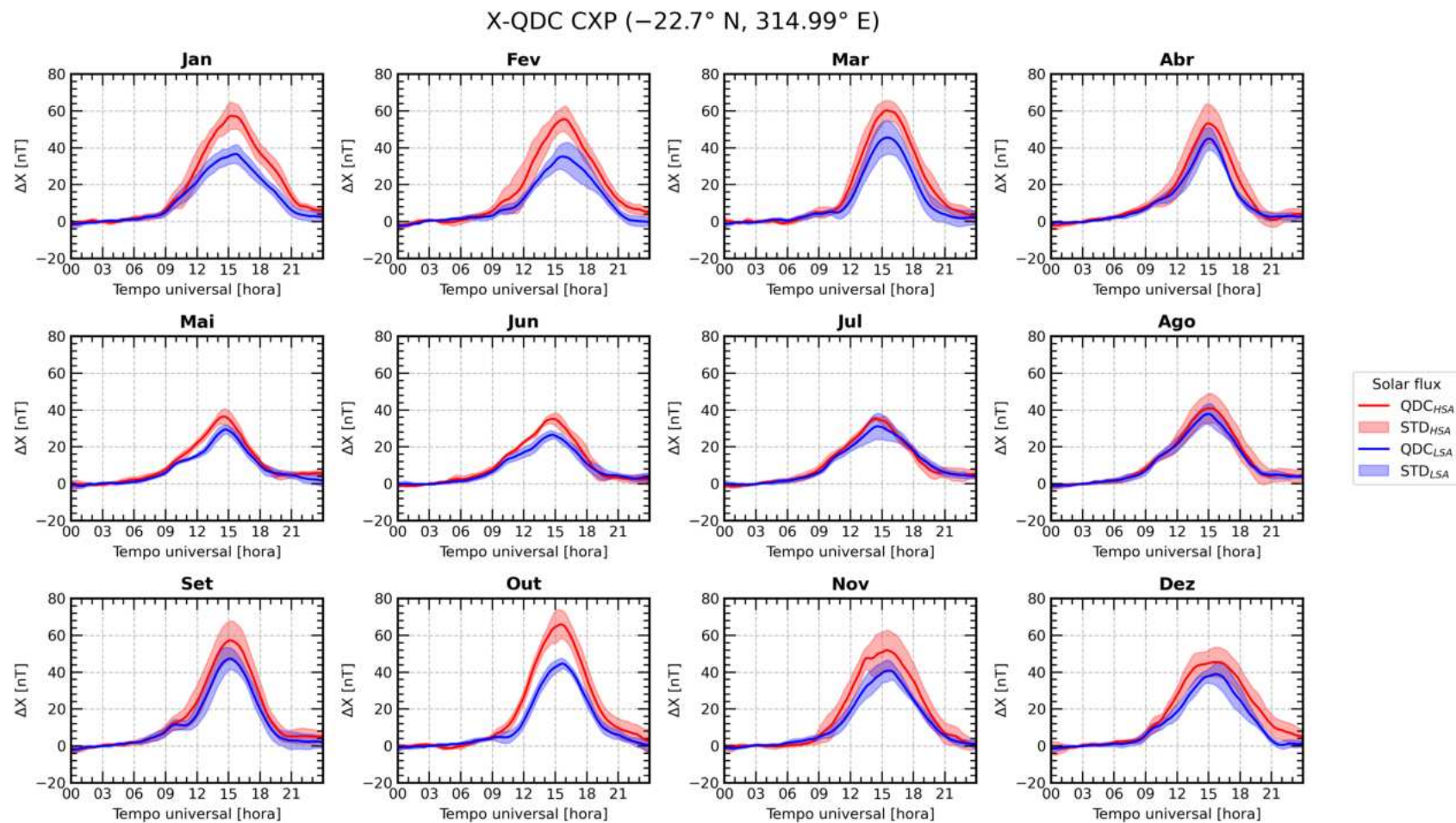


Figura 3.19 - Similar à Figura 3.18, mas para a componente Y do campo geomagnético.

Y-QDC CXP (-22.7° N, 314.99° E)

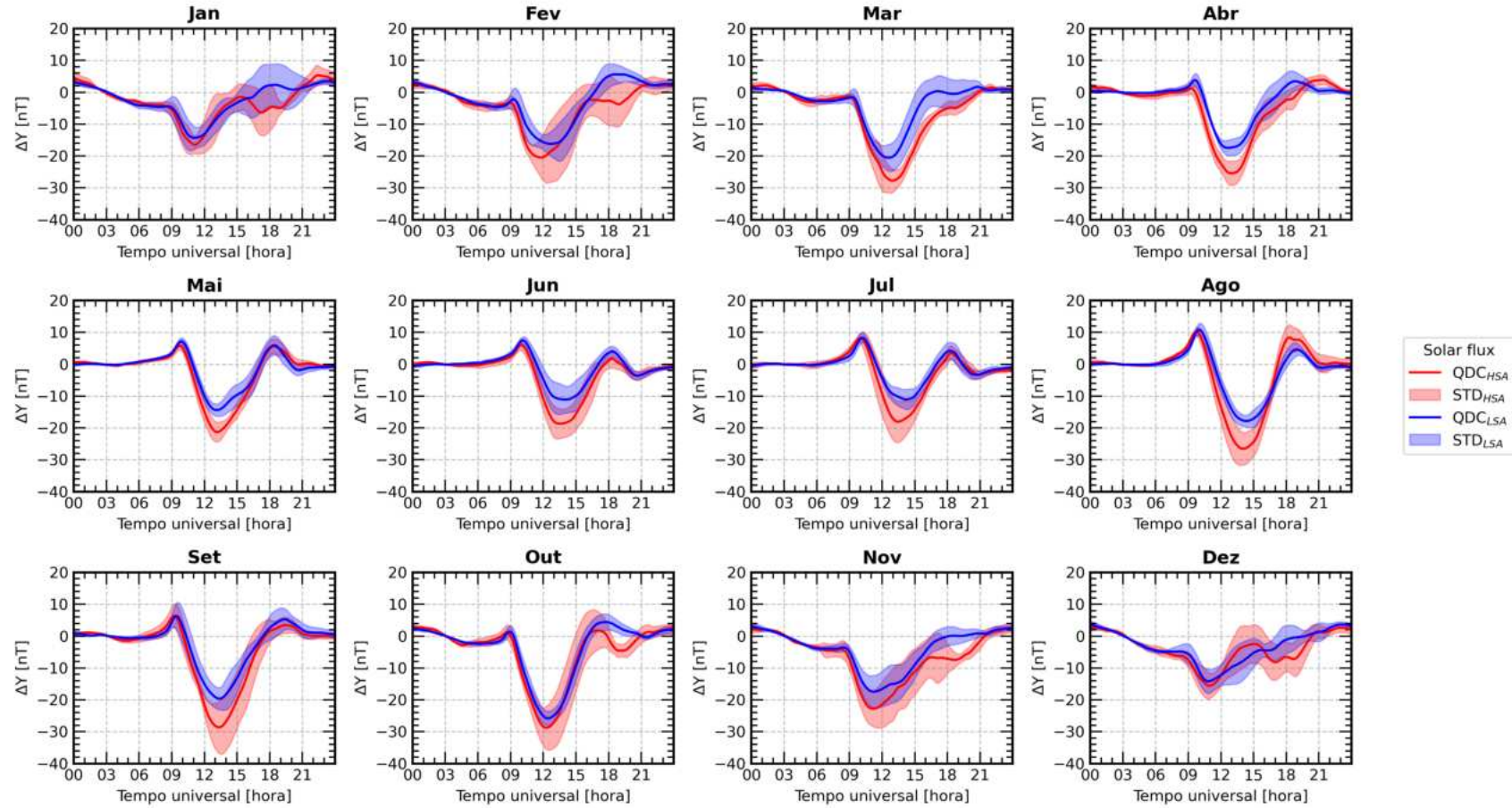
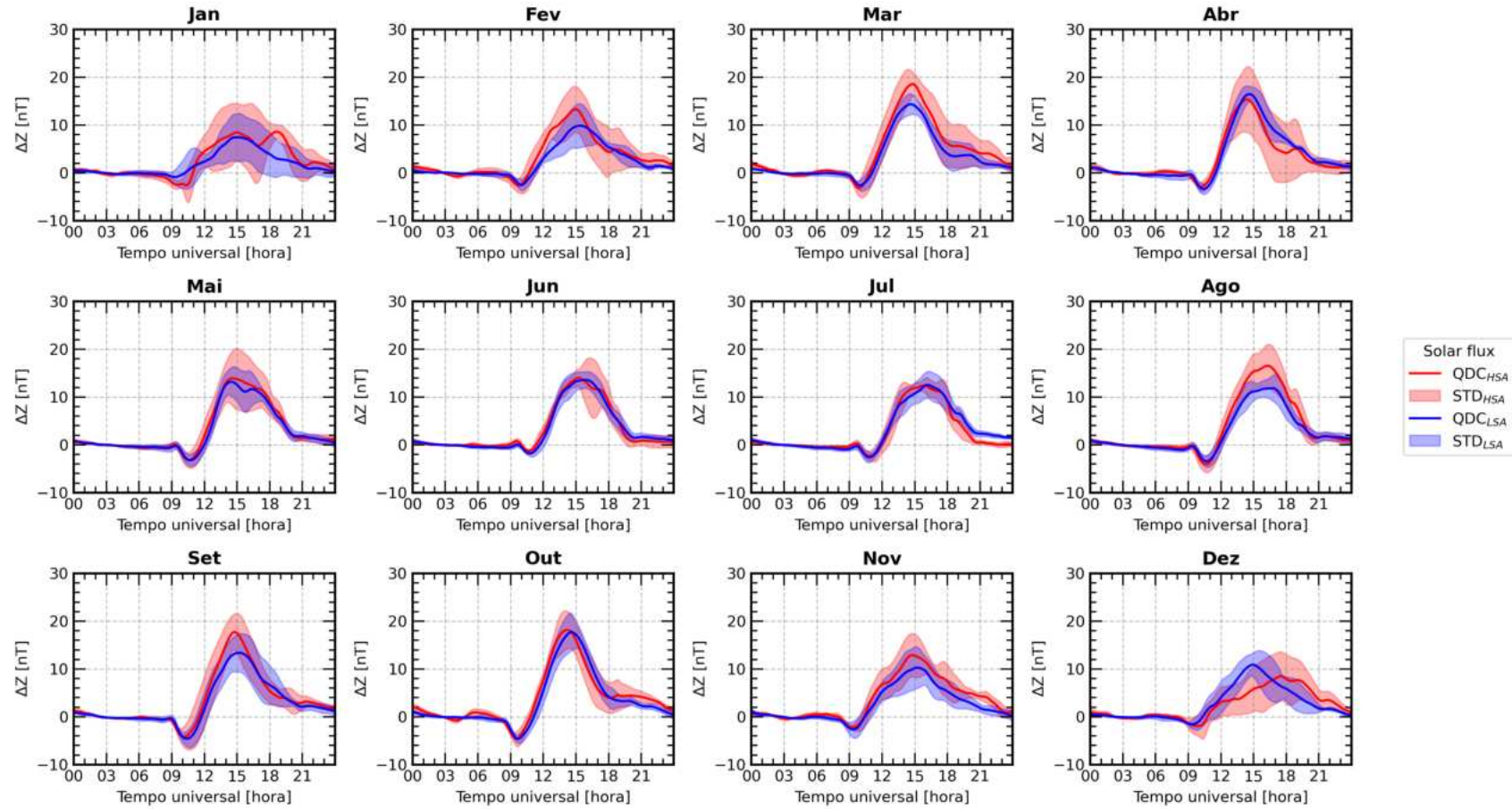


Figura 3.20 - Similar à Figura 3.19, mas para a componente Z do campo geomagnético.

Z-QDC CXP (-22.7° N, 314.99° E)



Dessa forma, ao realizar esse agrupamento dos dados, torna-se possível examinar a relação entre a ΔQDC do campo geomagnético e o índice $F10.7$ para cada mês. Essa organização dos dados permite a realização de uma análise mais detalhada da interação entre a variação de cada componente do campo geomagnético e a atividade solar, fornecendo informações sobre a variabilidade temporal das QDCs no contexto da atividade solar e sazonalidade para cada estação magnética.

Na segunda etapa desta análise, os mesmos valores médios mensais da ΔQDC de cada estação magnética foram agrupados em regiões longitudinais (América, Europa-África e Ásia-Oceania) e regiões latitudinais (equatorial, latitude baixa e latitude média), de acordo com a distribuição listada nas Tabelas 3.1 e 3.2. Essa abordagem proporciona uma visão mais detalhada das similaridades e discrepâncias entre as diferentes regiões longitudinais e latitudinais da ΔQDC em relação à sazonalidade e atividade solar. Finalmente, foi aplicada a expansão em série de Fourier para determinar a magnitude das componentes harmônicas associadas às marés solares dos dados observacionais.

Por fim, as análises foram realizadas de acordo com a sazonalidade divididas conforme a Tabela 3.10.

Tabela 3.10 - Distribuição dos meses em estações do ano.

Estações do ano	Meses
Solstício de dezembro	dezembro, janeiro e fevereiro
Equinócio de março	março, abril e maio
Solstício de junho	junho, julho e agosto
Equinócio de setembro	setembro, outubro e novembro

3.4 Metodologias utilizadas na análise da variação diurna global do campo geomagnético empregando a técnica de expansão em harmônicos esféricos

Nesta seção são apresentadas as metodologias utilizadas na análise da variação diurna global do campo geomagnético empregando a técnica da expansão em harmônicos esféricos. Portanto, é introduzida a técnica de expansão em harmônicos esféricos nas medidas do campo geomagnético. Em seguida, é mostrada a metodologia para a determinação da variação diurna global do campo geomagnético medida por magnetômetros. Além disso, também é mostrada a metodologia da análise da va-

riabilidade temporal e espacial das componentes harmônicas da variação diurna do campo geomagnético.

3.4.1 Expansão em harmônicos esféricos

A expansão em harmônicos esféricos é uma técnica de modelagem a qual representam-se variações espaciais de campos potenciais em componentes ortogonais através de funções harmônicas. Em geociências, esta técnica é utilizada para representar os seguintes campos potenciais, por exemplo, gravitacional, magnético, elétrico e entre outros. Esta técnica foi utilizada neste estudo com o intuito de modelar o campo magnético terrestre, principalmente para representar espacialmente as magnitudes do vetor campo magnético terrestre e também as correntes elétricas. Entre as vantagens no uso desta técnica destacam-se:

- (i) A capacidade de abrangência espacial (latitudinal e longitudinal) do campo potencial;
- (ii) A capacidade de avaliar um grande volume de dados (localidades);
- (iii) A possibilidade de obter as componentes ortogonais e angulares do campo potencial; e
- (iv) A possibilidade de estimar os valores do campo potencial em localidades em que não possuem medidas.

Em contrapartida, algumas das limitações que esta técnica apresenta são:

- (i) Uma grande dependência do conjunto de dados, ou seja, a estimativa espacial do campo potencial será melhor representada pela abrangência de dados;
- (ii) Os dados devem ser distribuídos de forma mais equilibrada espacialmente para obter uma cobertura espacial mais abrangente; e
- (iii) Os valores estimados em regiões em que não possuem medidas devem ser analisados com cautela.

O desenvolvimento matemático da expansão em harmônicos esféricos para o campo magnético terrestre foi baseado no trabalho de Yamazaki e Maute (2017). Fundamentalmente, as seguintes considerações para o campo magnético terrestre no estado estacionário são necessárias:

- a) A Terra é perfeitamente esférica, ou seja, a sua superfície é uniforme;
- b) A divergência do campo magnético é nula, ou seja, não existem cargas magnéticas ou monopolos magnéticos; e
- c) Conhecendo-se a densidade de corrente elétrica se conhece o rotacional do campo magnético.

As condições de contorno (b) e (c) são representadas pelas leis de Gauss (Equação 3.13) e Ampère (Equação 3.14) para o magnetismo na forma diferencial, respectivamente:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad (3.13)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{J}, \quad (3.14)$$

sendo \mathbf{B} o vetor campo magnético (em nT), \mathbf{J} o vetor densidade de corrente elétrica (em A/m²) e μ_0 a permeabilidade magnética no vácuo ($\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ N/A²).

A partir destas informações e assumindo que não existam outras fontes de campo magnético em torno do ponto avaliado, ou seja:

$$\nabla \times \mathbf{B} = 0. \quad (3.15)$$

Neste caso específico, portanto, é possível expressar o campo magnético a partir do potencial escalar magnético da seguinte forma:

$$\mathbf{B} = -\nabla V, \quad (3.16)$$

sendo V o potencial escalar magnético (em V).

Assim, substituindo a Equação 3.16 na Equação 3.15, obtém-se que o rotacional do gradiente do potencial escalar magnético é nulo, onde:

$$\nabla^2 V = 0, \quad (3.17)$$

sendo este potencial escalar magnético apresentado em coordenadas esféricas na seguinte forma:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0. \quad (3.18)$$

Para o caso do campo magnético terrestre, a solução geral da Equação 3.18 cuja origem encontra-se no centro da Terra, é descrita na forma:

$$V(r, \theta, \phi) = V_{\text{ex}}(r, \theta, \phi) + V_{\text{in}}(r, \theta, \phi) + V_0, \quad (3.19)$$

sendo $V(r, \theta, \phi)$ o potencial escalar magnético terrestre que é proporcional à soma dos potenciais magnéticos primário (externo) e secundário (interno) (ambos em V). O subíndice “ex” correspondente à parcela de fonte de campo magnético primária e o subíndice “in” à parcela secundária, r é a distância radial a partir do centro da Terra (sendo $r = R_E + h$, onde R_E é o raio médio da Terra ($R_E = 6371,2$ km) e h é a altura em km), θ é a colatitude ($0^\circ \leq \theta \leq 180^\circ$), ϕ é a longitude ($-180^\circ \leq \phi \leq 180^\circ$) ou ($0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$) e V_0 é uma constante arbitrária (em V).

A solução do potencial escalar magnético terrestre é dada por:

$$V_{\text{ex}}(r, \theta, \phi) = R_E \sum_{n=1}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{R_E} \right)^n \sum_{m=0}^n \left\{ g_{\text{ex}_n}^m \cos(m\phi) + h_{\text{ex}_n}^m \sin(m\phi) \right\} P_n^m(\cos \theta) \right], \quad (3.20)$$

$$V_{\text{in}}(r, \theta, \phi) = R_E \sum_{n=1}^{\infty} \left[\left(\frac{R_E}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n \left\{ g_{\text{in}_n}^m \cos(m\phi) + h_{\text{in}_n}^m \sin(m\phi) \right\} P_n^m(\cos \theta) \right], \quad (3.21)$$

sendo n o grau e m a ordem da função harmônica, onde $\{n, m \in \mathbb{Z}^+ \mid m \leq n\}$ são adimensionais. $P_n^m(\cos \theta)$ são os polinômios associados de Legendre na forma quase-normalizada de Schmidt (adimensionais), para cada grau n e ordem m da função harmônica. Os termos $g_{\text{ex}_n}^m$, $h_{\text{ex}_n}^m$, $g_{\text{in}_n}^m$ e $h_{\text{in}_n}^m$ são os coeficientes da expansão em harmônicos esféricos, também chamados de coeficientes de Gauss, em unidade nanotesla para cada grau n e ordem m da função harmônica.

Estes polinômios associados de Legendre “ $P_n^m(\cos \theta)$ ”, na forma quase-normalizada de Schmidt, são expandidos da seguinte forma, conforme Campbell (2003):

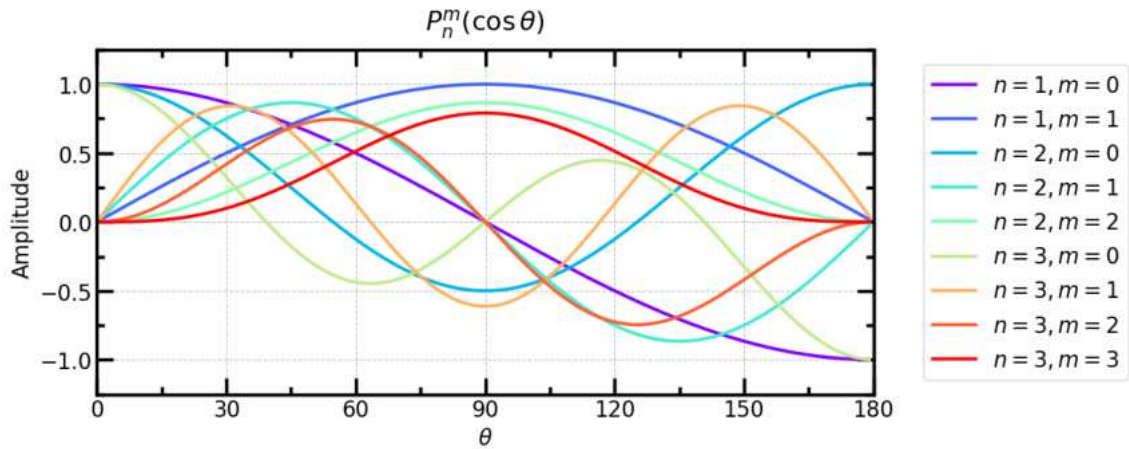
$$\left\{ \begin{array}{l} P_n^m(\cos \theta) = \begin{cases} 1, & (n = 0, m = 0), \\ \cos(\theta), & (n = 1, m = 0), \\ \sin(\theta), & (n = 1, m = 1), \\ \sqrt{\frac{2m-1}{2m}} \sin(\theta) P_{n-1}^{m-1}(\cos \theta), & (m > 1, n = m), \\ \frac{(2n-1) \cos(\theta) P_n^m(\cos \theta) - R_{n-1}^m P_{n-2}^m(\cos \theta)}{R_n^m}, & (n > m), \end{cases} \\ R_n^m = \sqrt{n^2 - m^2}, \end{array} \right. \quad (3.22)$$

e a sua forma derivada é descrita como:

$$\frac{dP_n^m(\cos \theta)}{d\theta} = \frac{n \cos(\theta) P_n^m(\cos \theta) - R_n^m P_{n-1}^m(\cos \theta)}{\sin \theta}, \quad (0^\circ < \theta < 180^\circ). \quad (3.23)$$

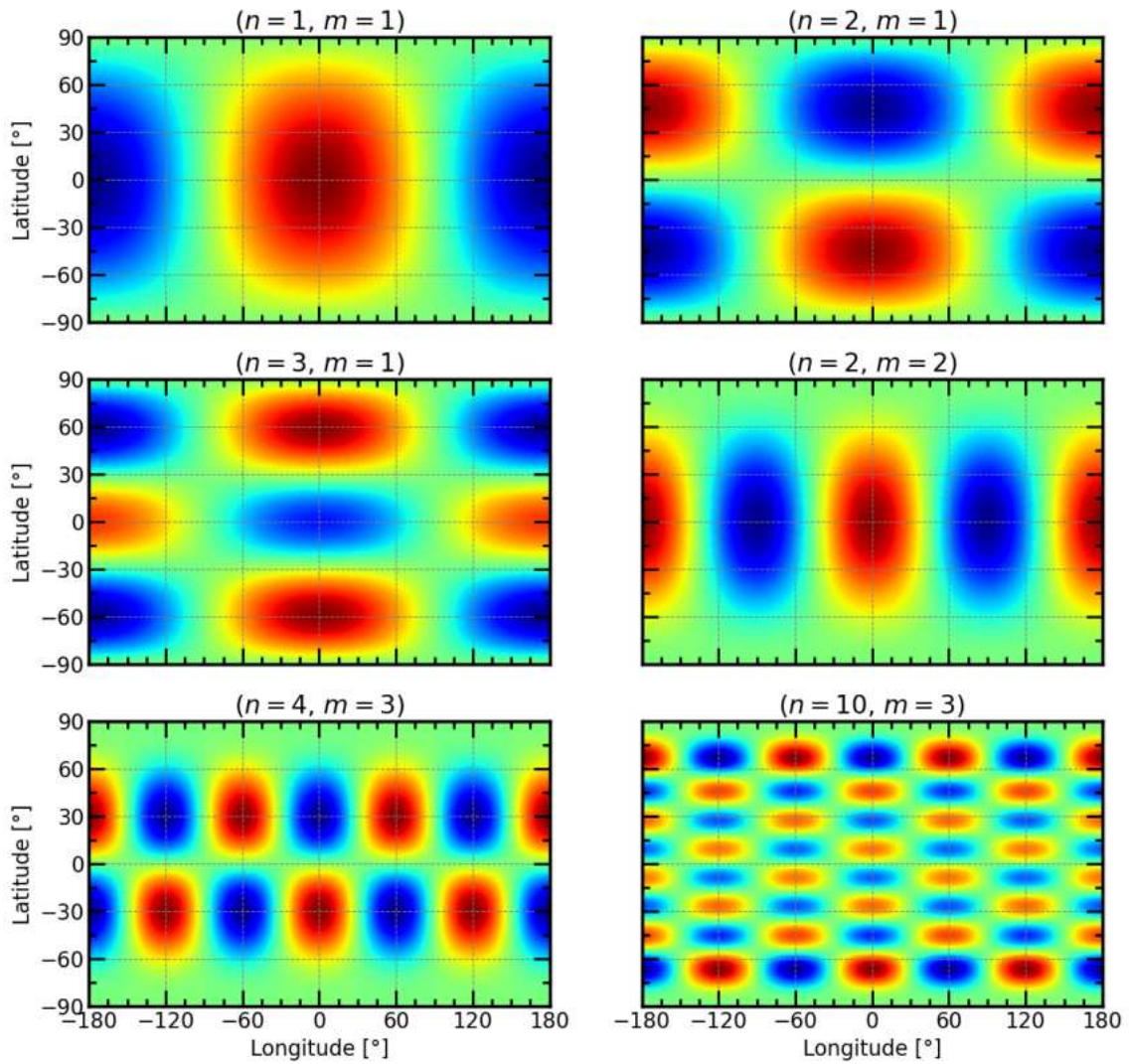
$P_n^m(\cos \theta)$ denotam a dependência latitudinal do potencial escalar magnético e alguns deles são ilustrados na Figura 3.21, sendo o eixo horizontal a colatitude θ e o eixo vertical a amplitude. Cada polinômio de grau n e ordem m é indicada por uma cor.

Figura 3.21 - Representação dos polinômios associados de Legendre normalizados de grau $n = 1$ a 3, com as ordens de $m = 0$ a 3.



Por sua vez, a dependência longitudinal do potencial escalar magnético é feita a partir das funções harmônicas $\{g_{\text{ex}_n}^m \cos(m\phi) + h_{\text{ex}_n}^m \sin(m\phi)\}$, as quais são expressas em série de Fourier na forma de funções trigonométricas de cossenos e senos. Na expansão em harmônicos esféricos a cobertura espacial deste potencial é feita a partir das combinações dos termos latitudinal e longitudinal das funções harmônicas. Desta forma, os gráficos da Figura 3.22 ilustram espacialmente as amplitudes das funções harmônicas esféricas para diferentes grau e ordem, sendo que o eixo horizontal mostra a longitude, enquanto o eixo vertical apresenta a latitude. As amplitudes das funções harmônicas são indicadas pelas cores de cada gráfico de contorno.

Figura 3.22 - Representação das funções harmônicas esféricas para diferentes grau n e ordem m .



Fonte: Adaptada de Yamazaki e Maute (2017).

Um número infinito de termos na série de Fourier podem existir na expansão em harmônicos esféricos, assim $n \rightarrow \infty$. Contudo, uma escolha apropriada de um grau máximo (n_{\max}) da expansão em harmônicos esféricos é suficiente para a precisão de dígitos da representação do campo potencial, cujo limite para o valor de grau máximo da expansão em harmônicos esféricos é obtido empiricamente. A Tabela 3.11 mostra o número total de coeficientes da expansão em harmônicos esféricos equivalente a cada valor máximo de n da função harmônica.

Tabela 3.11 - Número total de coeficientes da expansão em harmônicos esféricos para grau máximo $n_{\max} = 1$ até $n_{\max} = 13$.

Grau	Total de coeficientes
n_{\max}	$(g_{\text{ex}_n}^m, h_{\text{ex}_n}^m)$ ou $(g_{\text{in}_n}^m, h_{\text{in}_n}^m)$
1	3
2	8
3	15
4	24
5	35
6	48
7	63
8	80
9	101
10	120
11	143
12	168
13	195

As componentes ortogonais e geocêntricas do campo magnético terrestre nas direções norte (X), leste (Y) e vertical (Z) são obtidas a partir do gradiente do potencial escalar magnético da Equação 3.16, conforme mostradas abaixo:

$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta}, \quad (3.24)$$

$$Y = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi}, \quad (3.25)$$

$$Z = \frac{\partial V}{\partial r}, \quad (3.26)$$

onde X é a componente na direção norte geográfica, Y é a componente na direção leste geográfica e Z é a componente na direção vertical para baixo (ambas em nT).

Substituindo o potencial escalar magnético da Equação 3.19 nas Equações 3.24, 3.25 e 3.26, obtém-se as componentes ortogonais do campo geomagnético na forma de funções harmônicas esféricas da seguinte forma:

$$X = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left[\frac{dP_n^m(\cos \theta)}{d\theta} \cos(m\phi) \right] (g_{\text{ex}_n}^m + g_{\text{in}_n}^m) + \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left[\frac{dP_n^m(\cos \theta)}{d\theta} \sin(m\phi) \right] (h_{\text{ex}_n}^m + h_{\text{in}_n}^m), \quad (3.27)$$

$$Y = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left[\frac{m}{\sin \theta} P_n^m(\cos \theta) \sin(m\phi) \right] (g_{\text{ex}_n}^m + g_{\text{in}_n}^m) - \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left[\frac{m}{\sin \theta} P_n^m(\cos \theta) \cos(m\phi) \right] (h_{\text{ex}_n}^m + h_{\text{in}_n}^m), \quad (3.28)$$

$$Z = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n [P_n^m(\cos \theta) \cos(m\phi)] [ng_{\text{ex}_n}^m - (n+1)g_{\text{in}_n}^m] + \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n [P_n^m(\cos \theta) \sin(m\phi)] [nh_{\text{ex}_n}^m - (n+1)h_{\text{in}_n}^m], \quad (3.29)$$

sendo as componentes ortogonais e geocêntricas do campo magnético terrestre representadas pela magnitude das componentes do campo magnético (X , Y e Z) ou representadas pela amplitude das componentes da variação diurna do campo magnético (ΔX , ΔY e ΔZ).

Ademais, reduz-se o tamanho das expressões matemáticas das funções harmônicas a partir dos conjuntos de Equações 3.30 e 3.31, mostrados abaixo:

$$\begin{cases} \hat{X}_n^m = \frac{dP_n^m(\cos \theta)}{d\theta} \cos(m\phi), & \check{X}_n^m = \frac{dP_n^m(\cos \theta)}{d\theta} \sin(m\phi), \\ \hat{Y}_n^m = \frac{m}{\sin \theta} P_n^m(\cos \theta) \sin(m\phi), & \check{Y}_n^m = -\frac{m}{\sin \theta} P_n^m(\cos \theta) \cos(m\phi), \\ \hat{Z}_n^m = P_n^m(\cos \theta) \cos(m\phi), & \check{Z}_n^m = P_n^m(\cos \theta) \sin(m\phi), \end{cases} \quad (3.30)$$

$$\begin{cases} a_n^m = g_{\text{ex}_n}^m + g_{\text{in}_n}^m, & b_n^m = h_{\text{ex}_n}^m + h_{\text{in}_n}^m, \\ A_n^m = ng_{\text{ex}_n}^m - (n+1)g_{\text{in}_n}^m, & B_n^m = nh_{\text{ex}_n}^m - (n+1)h_{\text{in}_n}^m, \end{cases} \quad (3.31)$$

onde \hat{X}_n^m , \check{X}_n^m , \hat{Y}_n^m , \check{Y}_n^m , \hat{Z}_n^m e \check{Z}_n^m são os termos das funções harmônicas na forma reduzida para cada ordem n e grau m . a_n^m , b_n^m , A_n^m e B_n^m são os coeficientes da expansão em harmônicos esféricos na forma reduzida para cada grau n e ordem m

da função harmônica.

Desta forma, as componentes ortogonais do campo geomagnético, descritas nas Equações 3.27, 3.28 e 3.29, podem ser reescritas na forma reduzida a partir dos conjuntos de Equações 3.30 e 3.31. Assim, temos que:

$$X = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n [\hat{X}_n^m] (a_n^m) + \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n [\check{X}_n^m] (b_n^m), \quad (3.32)$$

$$Y = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n [\hat{Y}_n^m] (a_n^m) - \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n [\check{Y}_n^m] (b_n^m), \quad (3.33)$$

$$Z = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n [\hat{Z}_n^m] (A_n^m) + \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n [\check{Z}_n^m] (B_n^m). \quad (3.34)$$

Na forma matricial, as componentes ortogonais são obtidas a partir das seguintes expressões:

$$\mathbf{d}_{XY} = \mathbf{A}_{XY} \mathbf{M}_{XY}, \quad (3.35)$$

$$\mathbf{d}_Z = \mathbf{A}_Z \mathbf{M}_Z, \quad (3.36)$$

sendo \mathbf{d}_{XY} o vetor das componentes horizontais, \mathbf{A}_{XY} a matriz das funções harmônicas esféricas das componentes horizontais, \mathbf{M}_{XY} o vetor dos coeficientes da expansão em harmônicos esféricos das componentes horizontais na forma reduzida, \mathbf{d}_Z o vetor da componente vertical, \mathbf{A}_Z a matriz das funções harmônicas esféricas da componente vertical, \mathbf{M}_Z o vetor dos coeficientes da expansão em harmônicos esféricos da componente vertical na forma reduzida. As Equações 3.32 e 3.33 denotam as componentes horizontais do campo magnético, e portanto, são simplificadas na forma apresentada conforme a Equação 3.35. A Equação 3.34 denota a componente vertical do campo magnético, e é simplificada na forma apresentada conforme a Equação 3.36. Na forma matricial, cada elemento do vetor das componentes do campo magnético é definido em uma colatitude θ e longitude ϕ , sendo k o número total elementos.

Assim, os vetores das componentes do campo magnético \mathbf{d}_{XY} e \mathbf{d}_Z denotam:

$$\mathbf{d}_{XY} = \begin{bmatrix} X(\theta_1, \phi_1) \\ X(\theta_2, \phi_2) \\ \vdots \\ X(\theta_k, \phi_k) \\ Y(\theta_1, \phi_1) \\ Y(\theta_2, \phi_2) \\ \vdots \\ Y(\theta_k, \phi_k) \end{bmatrix}, \quad (3.37)$$

$$\mathbf{d}_Z = \begin{bmatrix} Z(\theta_1, \phi_1) \\ Z(\theta_2, \phi_2) \\ \vdots \\ Z(\theta_k, \phi_k) \end{bmatrix}, \quad (3.38)$$

enquanto as matrizes das funções harmônicas esféricas \mathbf{A}_{XY} e \mathbf{A}_Z denotam:

$$\mathbf{A}_{XY} = \begin{bmatrix} \hat{X}(\theta_1, \phi_1)_0^1 & \hat{X}(\theta_1, \phi_1)_1^1 & \cdots & \hat{X}(\theta_1, \phi_1)_N^N & \check{X}(\theta_1, \phi_1)_0^1 & \check{X}(\theta_1, \phi_1)_1^1 & \cdots & \check{X}(\theta_1, \phi_1)_N^N \\ \hat{X}(\theta_2, \phi_2)_0^1 & \hat{X}(\theta_2, \phi_2)_1^1 & \cdots & \hat{X}(\theta_2, \phi_2)_N^N & \check{X}(\theta_2, \phi_2)_0^1 & \check{X}(\theta_2, \phi_2)_1^2 & \cdots & \check{X}(\theta_2, \phi_2)_N^N \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \hat{X}(\theta_k, \phi_k)_0^1 & \hat{X}(\theta_k, \phi_k)_1^1 & \cdots & \hat{X}(\theta_k, \phi_k)_N^N & \check{X}(\theta_k, \phi_k)_0^1 & \check{X}(\theta_k, \phi_k)_1^1 & \cdots & \check{X}(\theta_k, \phi_k)_N^N \\ \hat{Y}(\theta_1, \phi_1)_0^1 & \hat{Y}(\theta_1, \phi_1)_1^1 & \cdots & \hat{Y}(\theta_1, \phi_1)_N^N & \check{Y}(\theta_1, \phi_1)_0^1 & \check{Y}(\theta_1, \phi_1)_1^1 & \cdots & \check{Y}(\theta_1, \phi_1)_N^N \\ \hat{Y}(\theta_2, \phi_2)_0^1 & \hat{Y}(\theta_2, \phi_2)_1^1 & \cdots & \hat{Y}(\theta_2, \phi_2)_N^N & \check{Y}(\theta_2, \phi_2)_0^1 & \check{Y}(\theta_2, \phi_2)_1^1 & \cdots & \check{Y}(\theta_2, \phi_2)_N^N \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \hat{Y}(\theta_k, \phi_k)_0^1 & \hat{Y}(\theta_k, \phi_k)_k^1 & \cdots & \hat{Y}(\theta_k, \phi_k)_N^N & \check{Y}(\theta_k, \phi_k)_0^1 & \check{Y}(\theta_k, \phi_k)_k^1 & \cdots & \check{Y}(\theta_k, \phi_k)_N^N \end{bmatrix}, \quad (3.39)$$

$$\mathbf{A}_Z = \begin{bmatrix} \hat{Z}(\theta_1, \phi_1)_0^1 & \hat{Z}(\theta_1, \phi_1)_1^1 & \cdots & \hat{Z}(\theta_1, \phi_1)_N^N & \check{Z}(\theta_1, \phi_1)_0^1 & \check{Z}(\theta_1, \phi_1)_1^1 & \cdots & \check{Z}(\theta_1, \phi_1)_N^N \\ \hat{Z}(\theta_2, \phi_2)_0^1 & \hat{Z}(\theta_2, \phi_2)_1^1 & \cdots & \hat{Z}(\theta_2, \phi_2)_N^N & \check{Z}(\theta_2, \phi_2)_0^1 & \check{Z}(\theta_2, \phi_2)_1^1 & \cdots & \check{Z}(\theta_2, \phi_2)_N^N \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \hat{Z}(\theta_k, \phi_k)_0^1 & \hat{Z}(\theta_k, \phi_k)_k^1 & \cdots & \hat{Z}(\theta_k, \phi_k)_N^N & \check{Z}(\theta_k, \phi_k)_0^1 & \check{Z}(\theta_k, \phi_k)_k^1 & \cdots & \check{Z}(\theta_k, \phi_k)_N^N \end{bmatrix}. \quad (3.40)$$

Por fim, os vetores dos coeficientes da expansão em harmônicos esféricos na forma reduzida \mathbf{M}_{XY} e \mathbf{M}_Z denotam:

$$\mathbf{M}_{XY} = \begin{bmatrix} a_0^1 \\ a_1^1 \\ a_0^2 \\ \vdots \\ a_N^N \\ b_0^1 \\ b_1^1 \\ b_0^2 \\ \vdots \\ b_N^N \end{bmatrix}, \quad (3.41)$$

$$\mathbf{M}_Z = \begin{bmatrix} A_0^1 \\ A_1^1 \\ A_0^2 \\ \vdots \\ A_N^N \\ B_0^1 \\ B_1^1 \\ B_0^2 \\ \vdots \\ B_N^N \end{bmatrix}. \quad (3.42)$$

Assim, uma vez conhecidos os coeficientes da expansão em harmônicos esféricos, é possível obter os valores das componentes do campo magnético para cada colatitude θ e longitude ϕ . Neste caso, a técnica para calcular estes coeficientes é descrita a partir de um conjunto de observações das componentes do campo magnético terrestre. Sabendo que as componentes do campo magnético terrestre são ortogonais e geocêntricas, pode-se modelar o campo geomagnético aplicando a pseudo-inversa da matriz das funções harmônicas esféricas no vetor dos valores das componentes do campo magnético. Neste caso, a solução geral deste modelo de inversão para as componentes horizontais e vertical do campo magnético utilizando o método de mínimos quadrados é dada por:

$$\mathbf{M}_{XY} = \left\{ (\mathbf{A}_{XY})^T \mathbf{A}_{XY} \right\}^{-1} (\mathbf{A}_{XY})^T \mathbf{d}_{XY}, \quad (3.43)$$

$$\mathbf{M}_Z = \left\{ (\mathbf{A}_Z)^T \mathbf{A}_Z \right\}^{-1} (\mathbf{A}_Z)^T \mathbf{d}_Z, \quad (3.44)$$

sendo \mathbf{M} os vetores dos coeficientes da expansão em harmônicos esféricos na forma reduzida, \mathbf{A} as matrizes das funções harmônicas e \mathbf{d} os vetores com os valores das componentes do campo magnético. O subíndice XY refere-se às componentes horizontais e o subíndice Z refere-se à componente vertical. $(\cdot)^T$ denota a matriz transposta e $\{\cdot\}^{-1}$ denota a matriz inversa. Neste caso, este modelo de inversão faz uso da matriz pseudo-inversa, onde a pseudo-inversa de \mathbf{A} à esquerda é representada por: $(\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T$, similarmente empregado na Equação 3.11.

Do conjunto de Equações 3.31 e dos coeficientes da expansão em harmônicos esféricos conforme as Equações 3.41 e 3.42, obtém-se as parcelas externas e internas dos coeficientes da expansão em harmônicos esféricos na seguinte forma:

$$\begin{cases} g_{\text{ex}_n}^m = \frac{(n+1)a_n^m + A_n^m}{2n+1}, & g_{\text{in}_n}^m = \frac{na_n^m - A_n^m}{2n+1}, \\ h_{\text{ex}_n}^m = \frac{(n+1)b_n^m + B_n^m}{2n+1}, & h_{\text{in}_n}^m = \frac{nb_n^m - B_n^m}{2n+1}. \end{cases} \quad (3.45)$$

Assim, é possível de se obter os sistemas de correntes elétricas primária e secundária do campo magnético, as quais são expressas da seguinte forma, conforme Chapman e Bartels (1940b):

$$J_{\text{ex}}(r, \theta, \phi) = R_E \sum_{n=1}^{\infty} \left[-\frac{10}{4\pi} \frac{2n+1}{n+1} \left(\frac{r}{R_E} \right)^n \sum_{m=0}^n \{g_{\text{ex}_n}^m \cos(m\phi) + h_{\text{ex}_n}^m \sin(m\phi)\} P_n^m(\cos \theta) \right], \quad (3.46)$$

$$J_{\text{in}}(r, \theta, \phi) = R_E \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{10}{4\pi} \frac{2n+1}{n} \left(\frac{r}{R_E} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n \{g_{\text{in}_n}^m \cos(m\phi) + h_{\text{in}_n}^m \sin(m\phi)\} P_n^m(\cos \theta) \right], \quad (3.47)$$

sendo $J(r, \theta, \phi)$ o sistema de correntes elétricas equivalente (em A). O subíndice “ex” correspondente à parcela de corrente elétrica primária e o subíndice “in” à parcela secundária. r é a distância radial a partir do centro da Terra (sendo $r = R_E + h$, onde R_E é o raio médio da Terra ($R_E = 6371,2$ km) e h é a altura em km), θ é a colatitude ($0^\circ \leq \theta \leq 180^\circ$) e ϕ é a longitude ($-180^\circ \leq \phi \leq 180^\circ$) ou ($0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$).

Ainda, realizou-se uma validação e comparação da técnica da expansão em harmônicos esféricos para o campo magnético terrestre. O objetivo desse estudo é validar as equações que descrevem as componentes ortogonais do campo magnético na expansão em harmônicos esféricos. Para alcançar esse objetivo, primeiramente foi escolhido um modelo que utiliza a expansão em harmônicos esféricos. Em seguida, foram obtidas as componentes ortogonais desse modelo em várias localidades. Os

resultados dessas componentes ortogonais foram utilizados como entrada nas equações da expansão em harmônicos esféricos. Posteriormente, foi aplicada a técnica de inversão para obter os coeficientes da expansão em harmônicos esféricos. Por fim, as componentes ortogonais do campo magnético foram obtidas a partir dos coeficientes calculados.

O modelo IGRF (do inglês *International Geomagnetic Reference Field*) foi escolhido como referência para esta comparação. O IGRF é um modelo empírico que representa a variação espacial do campo magnético principal da Terra baseado na expansão em harmônicos esféricos até o grau máximo $n_{\max} = 13$ e atualmente encontra-se na décima terceira versão, conhecida por IGRF-13 (ALKEN et al., 2021). Este modelo é desenvolvido e disponibilizado em colaboração por instituições que estudam e monitoram o campo magnético terrestre a cada 5 anos. Resumidamente, cada instituição colaboradora desenvolve um modelo que representa a variação espacial do campo geomagnético para os 5 anos seguintes e, a média dos coeficientes da expansão em harmônicos esféricos de todos os colaboradores é definida para a versão do modelo. Cada instituição faz uso de diferentes conjuntos de dados, sendo que as medidas observacionais são obtidas a partir de magnetômetros a bordo de satélites e instalados na superfície terrestre, além de diferentes técnicas para a modelagem do campo magnético principal.

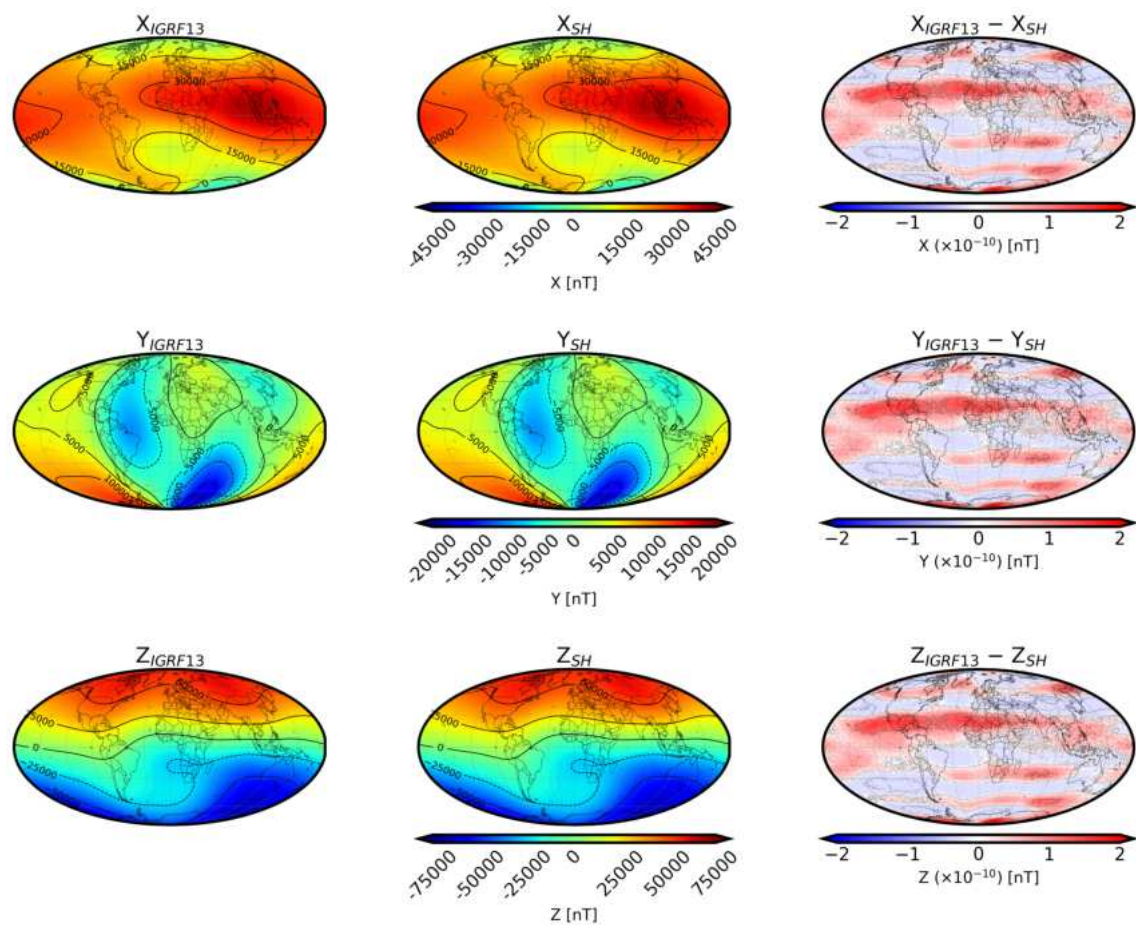
Na validação e comparação da técnica da expansão em harmônicos esféricos, o grau máximo $n_{\max} = 13$ utilizado no modelo IGRF-13 foi definido para as equações da expansão em harmônicos esféricos. As etapas realizadas na validação e comparação das equações da expansão em harmônicos esféricos são apresentadas abaixo:

- (1) Foram obtidas as componentes ortogonais do campo magnético terrestre a partir do modelo IGRF-13 em várias localidades ao redor do globo para uma data específica, ou seja, $X(\theta, \phi)$, $Y(\theta, \phi)$ e $Z(\theta, \phi)$ para um número k de localidades.
- (2) Foram preparadas para as componentes horizontais: o vetor com os dados do modelo IGRF-13 (\mathbf{d}_{XY} , Equação 3.37) e a matriz das funções harmônicas (\mathbf{A}_{XY} , Equação 3.39).
- (3) Aplicou-se o modelo de inversão para obter os coeficientes das componentes horizontais da expansão em harmônicos esféricos (\mathbf{M}_{XY} , Equação 3.43).

- (4) Foram preparadas para a componente vertical: o vetor com os dados do modelo IGRF-13 (\mathbf{d}_Z , Equação 3.38) e a matriz das funções harmônicas (\mathbf{A}_Z , Equação 3.40).
- (5) Aplicou-se o modelo de inversão para obter os coeficientes da componente vertical da expansão em harmônicos esféricos (\mathbf{M}_Z , Equação 3.44).
- (6) Foram rearranjados os coeficientes da expansão em harmônicos esféricos da forma reduzida (a_n^m, b_n^m, A_n^m e B_n^m) para a forma das parcelas externa e interna do campo magnético ($g_{ex_n}^m, h_{ex_n}^m, g_{in_n}^m$ e $h_{in_n}^m$), Equações 3.41, 3.42 e 3.45.
- (7) Finalmente, foram obtidas as variações espaciais das componentes ortogonais do campo magnético a partir dos coeficientes da expansão para todas as colatitudes ($0^\circ \leq \theta \leq 180^\circ$) e longitudes ($0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$) (Equações 3.35 e 3.36).

A Figura 3.23 ilustra a comparação da variação espacial das magnitudes das componentes ortogonais do campo geomagnético obtidos a partir do modelo IGRF-13 (painéis a esquerda), a partir da técnica de expansão em harmônicos esféricos (painéis centrais) e a diferença de ambas as técnicas (painéis a direita). Observou-se que a diferença das magnitudes das componentes ortogonais do modelo IGRF-13 e da expansão em harmônicos esféricos desenvolvida são da ordem do erro computacional, ou seja, 10^{-10} nT.

Figura 3.23 - Representação da variação espacial das magnitudes das componentes ortogonais do campo geomagnético obtidas a partir do modelo IGRF-13 (indicado pelo subíndice IGRF13) e a modelagem utilizando a expansão em harmônicos esféricos de grau máximo $n_{\text{max}} = 13$ (indicado pelo subíndice SH) e também, a diferença entre ambas as técnicas.



3.4.2 Metodologia para a determinação da variação diurna global do campo geomagnético

A variação diurna global do campo geomagnético também foi obtida utilizando a técnica de expansão em harmônicos esféricos a fim de estimar o sistema global de correntes elétricas Sq. O método baseia-se na abordagem proposta por [Suzuki \(1978\)](#). Esse autor realizou a análise de harmônicos esféricos nas medidas magnéticas da variação diurna do campo geomagnético coletadas a partir de uma distribuição não uniforme e esparsa de estações magnéticas, cobrindo uma faixa entre $\pm 60^\circ$ de latitude geomagnética. As principais características dessa técnica incluem:

- (1) Exclusão de estações equatoriais;
- (2) Uso simultâneo das componentes ortogonais do campo geomagnético (H , D e Z);
- (3) Adoção de uma função de ponderação para cada estação; e
- (4) Criação de estações fictícias em regiões com poucos dados, realizando a interpolação dos valores magnéticos nessas regiões.

Aqui, neste estudo, algumas modificações na metodologia foram incluídas como:

- (1) Utilização das três componentes ortogonais do campo geomagnético no sistema de coordenadas magnético local (N , E e Z) para obter os coeficientes da expansão em harmônicos esféricos (Estritamente falando, N e E não estejam na mesma direção que o norte magnético e o leste magnético no sistema de coordenadas quase dipolar. No presente estudo, ignoramos o desalinhamento entre as coordenadas quase dipolares e as coordenadas magnéticas locais);
- (2) Exclusão das componentes norte (N) e vertical (Z) na região equatorial devido à forte influência do eletrojato equatorial nessas componentes do campo magnético; e
- (3) Criação de dados das estações fictícias, com variação diurna igual a zero nT (N , E e Z), que são:
 - uma estação no polo magnético norte,
 - uma estação no polo magnético sul,

- uma estação no ponto subsolar oposto da Terra (ou meia-noite local), e
 - quatro estações ao redor da meia-noite local, localizadas a $\pm 30^\circ$ de longitude geográfica em relação ao ponto subsolar oposto da Terra e a $\pm 30^\circ$ de latitude geográfica em relação ao ponto subsolar oposto da Terra; e
- (4) Cálculo da média dos dados (para cada componente do campo magnético) em uma grade de 5° de latitude por 5° de longitude para mitigar o impacto de estações densamente distribuídas em algumas regiões, como a Europa.

Para realizar a análise da variação diurna global do campo geomagnético é necessário realizar um pré-processamento dos dados do vetor campo geomagnético \mathbf{B}^{GEO} . Como mencionado na Seção 3.2.2, as variações geomagnéticas obtidas a partir do modelo CHAOS-7 são subtraídas das medições magnéticas das estações numa tentativa de isolar a contribuição do sistema de correntes elétricas do dínamo. A seguir, são descritas as etapas para determinar a variação diurna regional do campo geomagnético, removendo a contribuição dos campos magnéticos do modelo CHAOS-7. Essas etapas também são ilustradas nas Figuras 3.24, 3.25 e 3.26 para as componentes nas direções norte geográfica (X), leste geográfica (Y) e vertical (Z) em Niemegk (NGK, $52,07^\circ$ N, $12,68^\circ$ L).

Em seguida, as componentes ortogonais da variação diurna do campo geomagnético são obtidas no sistema de coordenadas magnéticas local. Isso pode ser realizado por meio da rotação das componentes horizontais (X e Y) do sistema de coordenadas geográficas (GEO) para o sistema de coordenadas magnéticas locais (MAG), conforme descrito na Seção 3.1. Dessa forma, obtemos as medidas do vetor campo geomagnético \mathbf{B}^{MAG} para a análise da variação diurna global do campo geomagnético.

Figura 3.24 - Ilustração do pré-processamento dos dados usado para obter a componente norte da variação diurna no sistema de coordenadas magnéticas locais (ΔN) em Niemegk (NGK, 52,07° N, 12,68° L) de 1 a 31 de maio de 2020. O painel superior mostra as variações do campo geomagnético na componente norte a partir de observações terrestres (linha preta) e a saída do modelo CHAOS-7 (linha vermelha). O painel do meio mostra o campo magnético residual (linha azul), a linha de base do campo magnético durante a atividade geomagnética tranquila (linha vermelha), e o campo magnético residual à meia-noite local quando $H_p60 < 2\sigma$ (círculos azuis). O painel inferior mostra a componente norte da variação diurna nos sistemas de coordenadas geográficas (marinha) e magnéticas locais (magenta).

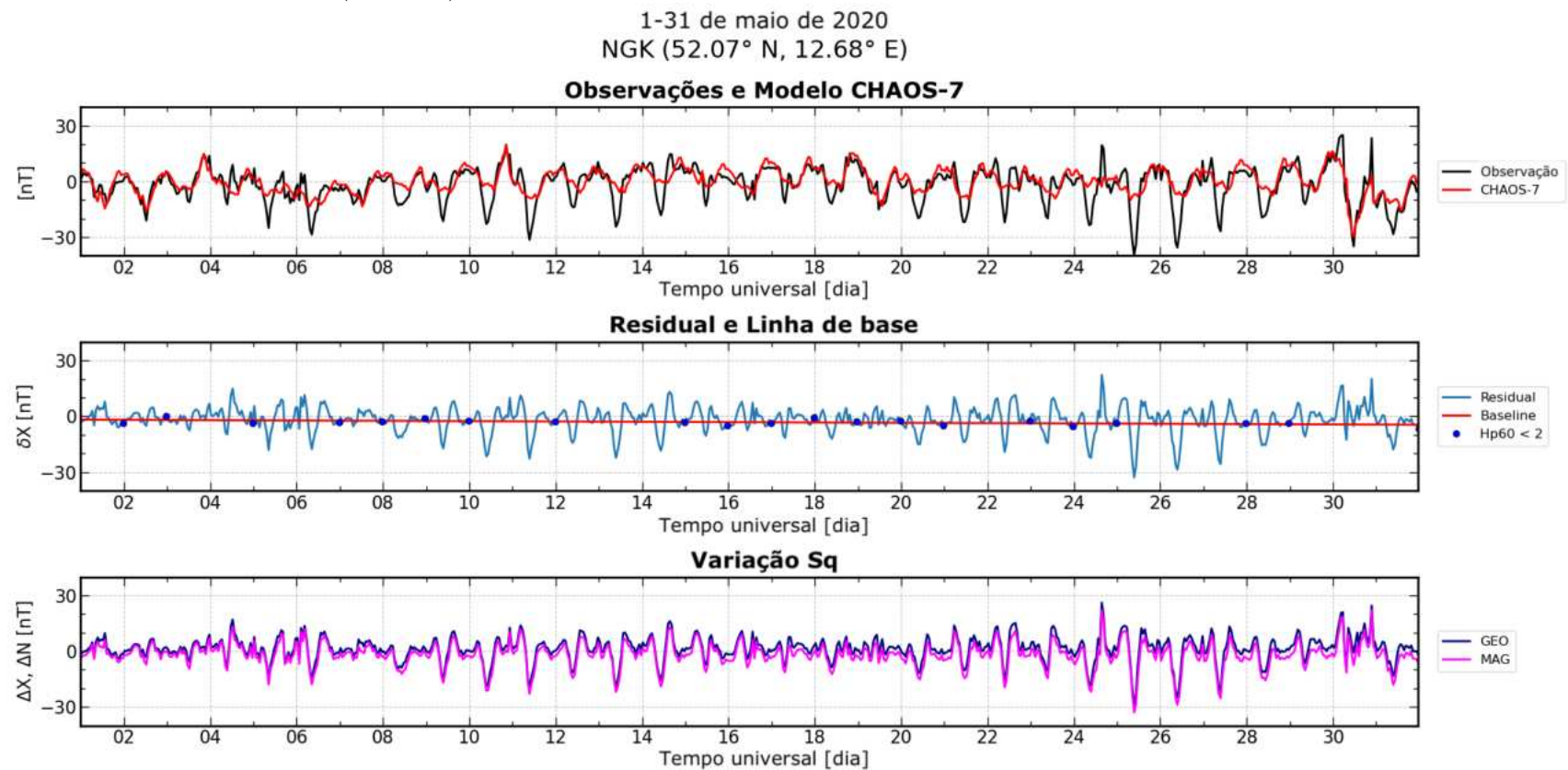


Figura 3.25 - Similar à Figura 3.24, mas para a componente leste magnética local (ΔE).

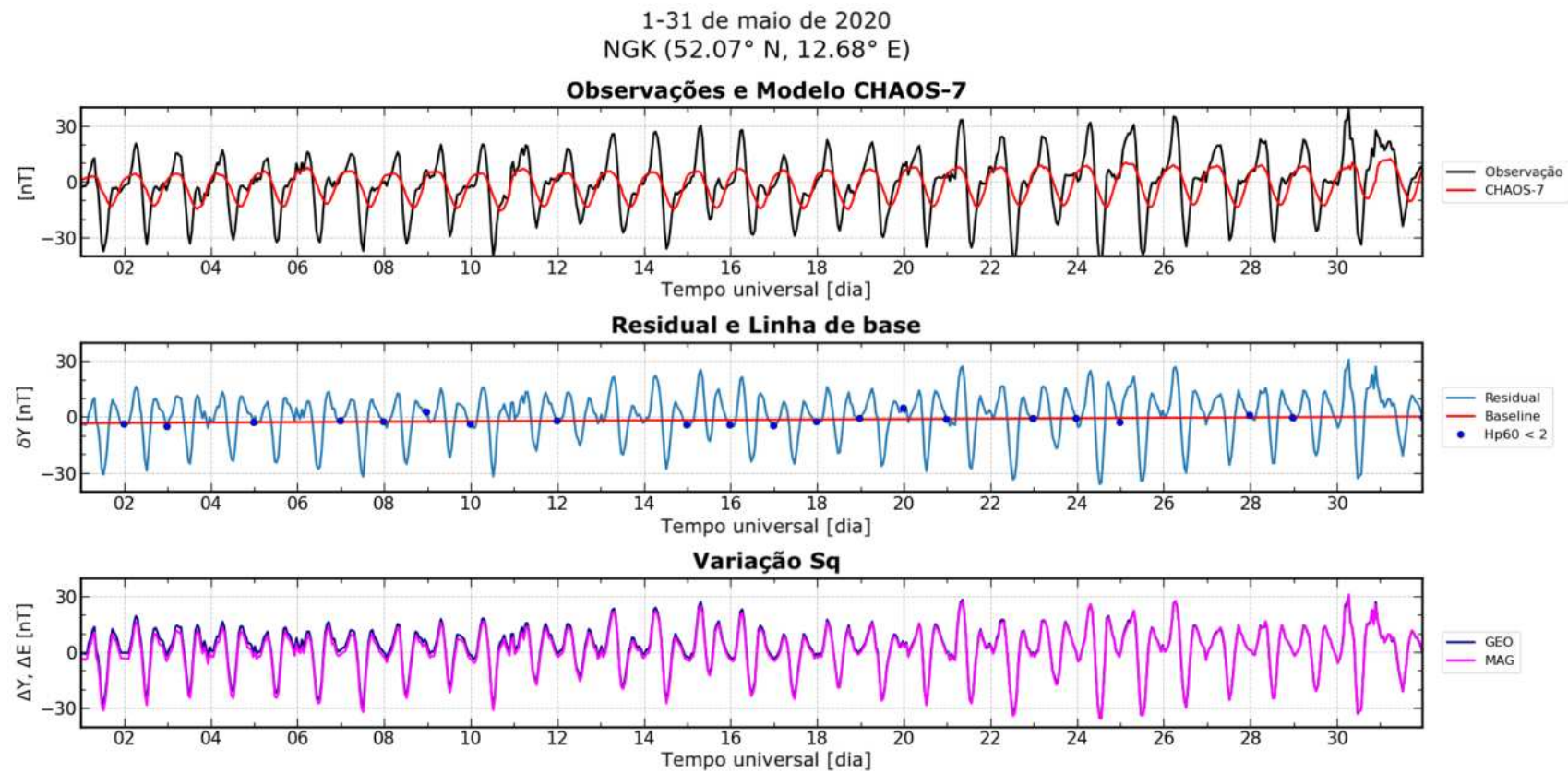
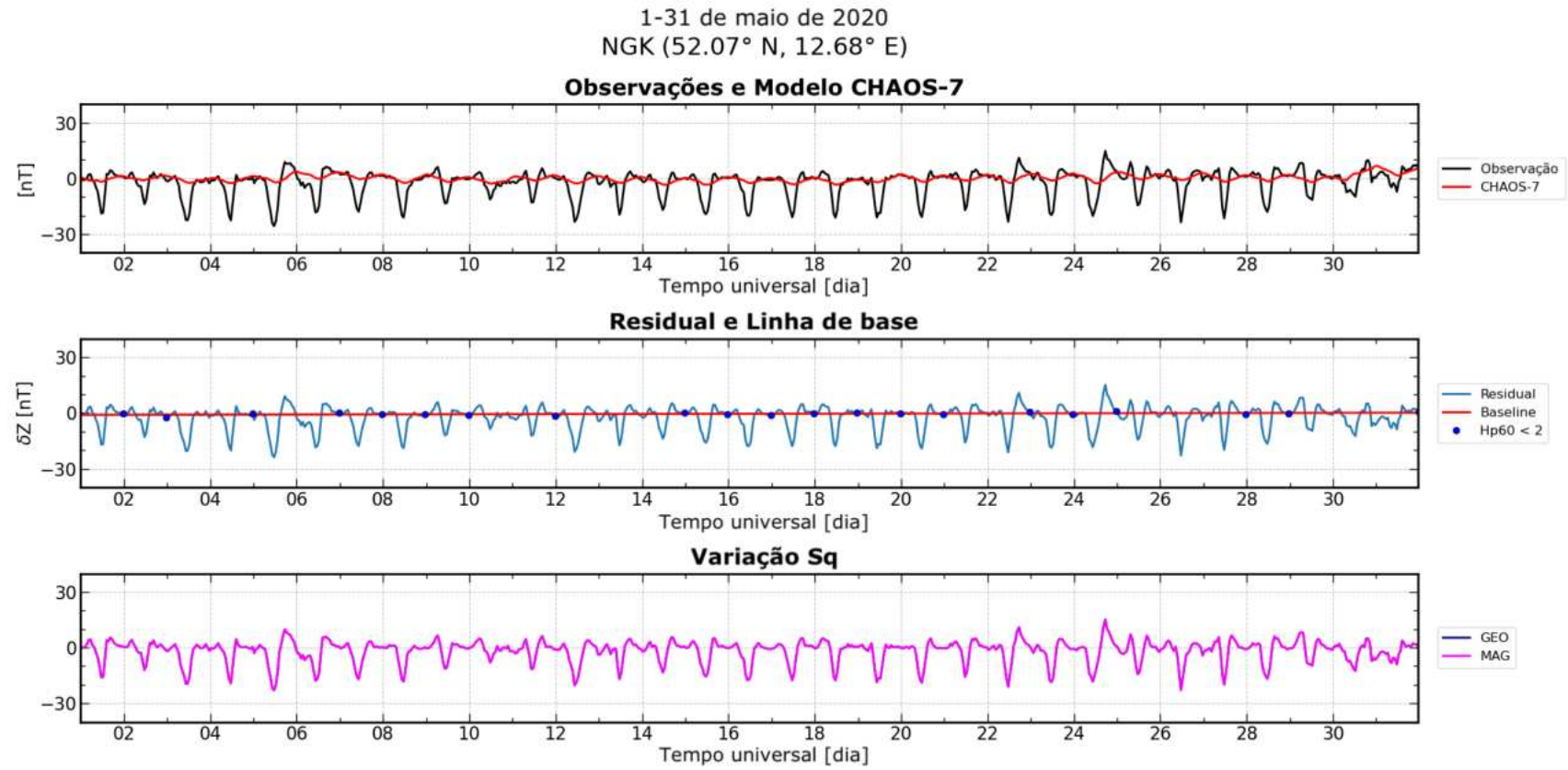


Figura 3.26 - Similar à Figura 3.26, mas para a componente vertical (ΔZ).



As etapas realizadas para isolar a contribuição do sistema de correntes elétricas do dínamo e determinação da variação diurna no sistema de coordenadas magnético local são descritas abaixo foram e também ilustradas no diagrama esquemático da Figura 3.27.

- a) A variação do campo geomagnético das medidas observacionais no GEO ($\mathbf{B}_{\text{OBS}}^{\text{GEO}}$; Figura 3.24, painel superior, linha preta) é obtida subtraindo a mediana mensal dos dados. Isso é feito para cada componente ortogonal do campo geomagnético (ou seja, X , Y e Z);
- b) Os campos magnéticos principal, da litosfera e magnetosférico no GEO são obtidas usando CHAOS-7 ($\mathbf{B}_{\text{CHAOS7}}^{\text{GEO}}$; Figura 3.24, painel superior, linha vermelha) e a mediana de cada componente ortogonal da saída do modelo CHAOS-7 é subtraída para obter o $\mathbf{B}_{\text{CHAOS7}}^{\text{GEO}}$;
- c) O campo magnético residual ($\delta\mathbf{B}^{\text{GEO}}$; Figura 3.24, painel do meio, linha azul) é obtido após subtrair a saída do modelo CHAOS-7 da observação, conforme mostrado na Equação 3.48:

$$\delta\mathbf{B}^{\text{GEO}} = \mathbf{B}_{\text{OBS}}^{\text{GEO}} - \mathbf{B}_{\text{CHAOS7}}^{\text{GEO}}; \quad (3.48)$$

- d) A linha de base do campo magnético durante a atividade geomagnética calma ($\delta\mathbf{B}_{\text{baseline}}^{\text{GEO}}$; Figura 3.24, painel do meio, linha vermelha) é obtida a partir do campo magnético residual. A linha de base foi definida como a regressão linear do campo magnético residual à meia-noite local quando o índice $Hp60$ não excedeu 2– ($Hp60 < 2\sigma$; Figura 3.24, painel do meio, círculos azuis);
- e) A variação diurna no sistema de coordenadas geográficas ($\Delta\mathbf{B}^{\text{GEO}}$; Figura 3.24, painel inferior, linha preta) é obtida após subtrair a linha de base do campo magnético residual, conforme mostrado na Equação 3.49:

$$\Delta\mathbf{B}^{\text{GEO}} = \delta\mathbf{B}^{\text{GEO}} - \delta\mathbf{B}_{\text{baseline}}^{\text{GEO}} \equiv \begin{bmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{bmatrix}, \quad (3.49)$$

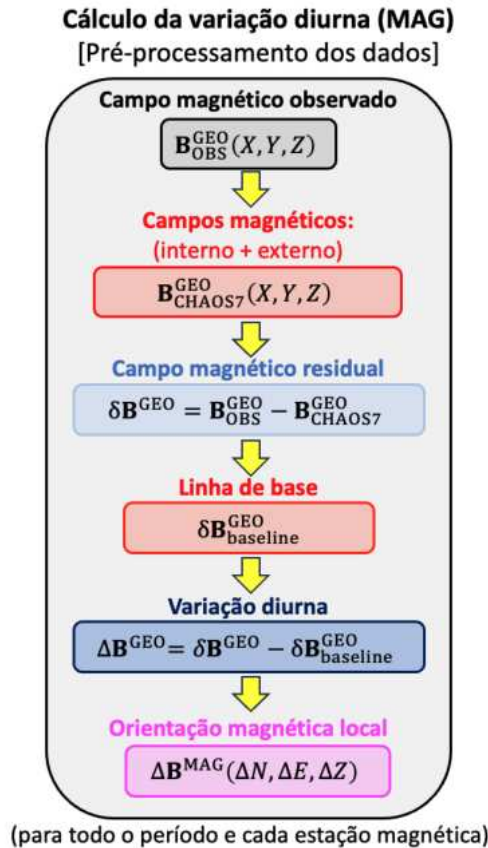
ΔX , ΔY , e ΔZ são os componentes ortogonais da variação diurna no GEO; e

- f) A variação diurna no sistema de coordenadas magnéticas locais ($\Delta \mathbf{B}^{\text{MAG}}$; Figura 3.24, painel inferior, linha magenta) é obtida rotacionando o vetor campo geomagnético no GEO pelo ângulo da declinação magnética local, conforme mostrado na Equação 3.50:

$$\Delta \mathbf{B}^{\text{MAG}} \equiv \begin{bmatrix} \Delta N \\ \Delta E \\ \Delta Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos D & \sin D & 0 \\ -\sin D & \cos D & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta Z \end{bmatrix}, \quad (3.50)$$

na qual ΔN , ΔE e ΔZ são os componentes ortogonais da variação diurna em MAG (em nT) e D é o ângulo de declinação magnética local obtido com o modelo IGRF-13 (em $^\circ$).

Figura 3.27 - Diagrama esquemático que ilustram as etapas (a) a (f) realizadas para o pré-processamento dos dados do vetor campo magnético $\mathbf{B}_{\text{OBS}}^{\text{GEO}}$ para isolar a contribuição do sistema de correntes elétricas do dínamo e determinar a variação diurna no sistema de coordenadas magnético local.



A exclusão das componentes N e Z das regiões equatoriais e criação de dados das estações fictícias para cada intervalo de hora universal do período analisado são incorporadas ao conjunto de dados (em cada intervalo do período: 01/05/2020 00:30 UT, 01/05/2020 01:30 UT, 01/05/2020 02:30 UT, \dots , 31/05/2020 21:30 UT, 31/05/2020 22:30 UT e 31/05/2020 23:30 UT).

Em seguida, a média dos dados em uma grade de 5° latitude por 5° de longitude é calculada. Essa grade de latitude por longitude foi definida a partir de um teste realizado para determinar a ponderação das estações magnéticas densamente distribuídas em algumas regiões do globo. Deste teste, ao analisar a Figura 3.12, observa-se que a distribuição espacial das medidas do campo geomagnético coletadas por magnetômetros não é uniforme. Existem disparidades significativas, com algumas localidades fornecendo um grande número de medidas e outras com poucas. Por exemplo, há uma concentração de medidas no continente europeu enquanto o continente africano possui poucas estações magnéticas. Para lidar com essa desigualdade na contribuição das localidades durante a modelagem, foi estabelecido um método para distribuir o peso das localidades. A Tabela 3.12 apresenta os critérios deste teste, exibindo o número médio de localidades em diferentes grades de latitude e longitude. Nesse contexto, a grade é definida como uma janela delimitada por latitudes e longitudes geográficas, enquanto uma célula se refere à área contida nessa grade com pelo menos duas estações magnéticas. Por sua vez, uma localidade é definida como uma estação magnética.

Tabela 3.12 - Número médio de células e localidades por grades de latitude e longitude.

Grade	Células	Localidades
$1,0^\circ \times 1,0^\circ$	3	6
$2,5^\circ \times 2,5^\circ$	5	10
$5,0^\circ \times 5,0^\circ$	12	27
$7,5^\circ \times 7,5^\circ$	16	45
$10,0^\circ \times 10,0^\circ$	21	58

Com a finalidade de exemplificar a ponderação das estações magnéticas densamente distribuídas, as Figuras 3.28, 3.29, 3.30, 3.31 e 3.32 apresentam mapas para cada cenário de grades testadas, representando as grades de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$, $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, $5,0^\circ \times 5,0^\circ$, $7,5^\circ \times 7,5^\circ$ e $10,0^\circ \times 10,0^\circ$, respectivamente. Em cada mapa, as localidades existentes no conjunto de dados são representadas em vermelho, enquanto as

localidades cujas médias foram calculadas são representadas em azul. Além disso, as grades correspondentes também são exibidas na figura.

A grade de $5^\circ \times 5^\circ$ (latitude por longitude) apresentou uma otimização de um total de 27 (21,8%) localidades distribuídas em 12 células de latitude e longitude. A ilustração desta grade é vista no mapa central da Figura 3.30. As demais grades resultaram no que convencionamos chamar de sub- ($1,0^\circ \times 1,0^\circ$ e $2,5^\circ \times 2,5^\circ$) ou super- ($7,5^\circ \times 7,5^\circ$ e $10,0^\circ \times 10,0^\circ$) otimização espacial das medidas do campo geomagnético. Para estas grades, isso pode significar que informações a respeito da variação espacial do campo geomagnético podem ser subestimadas ou não otimizadas.

Figura 3.28 - Distribuição média das estações magnética na grade de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ às 12:30 UT do dia 1 de maio de 2020.

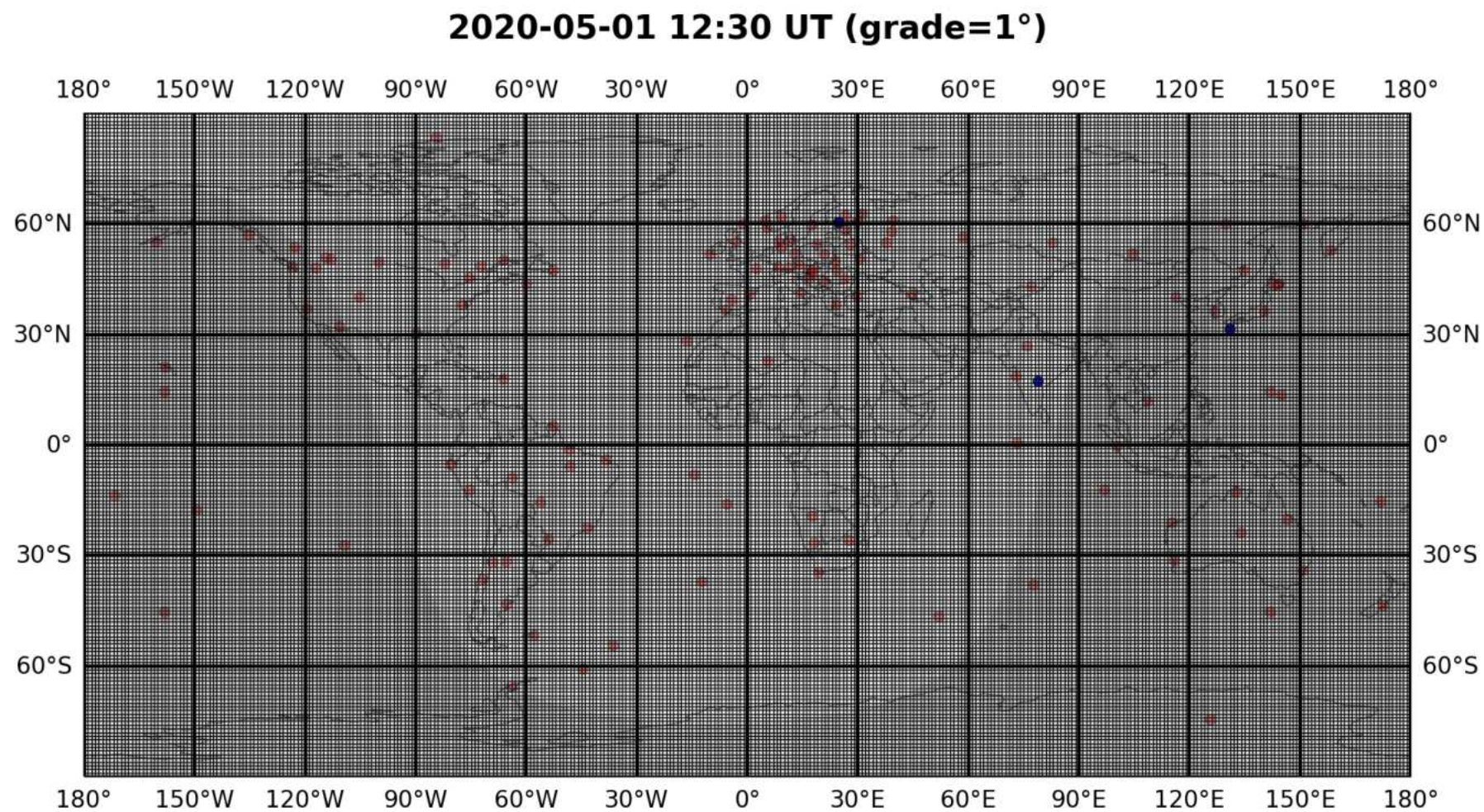


Figura 3.29 - Similar à Figura 3.28, mas para a grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$.

2020-05-01 12:30 UT (grade=2.5°)

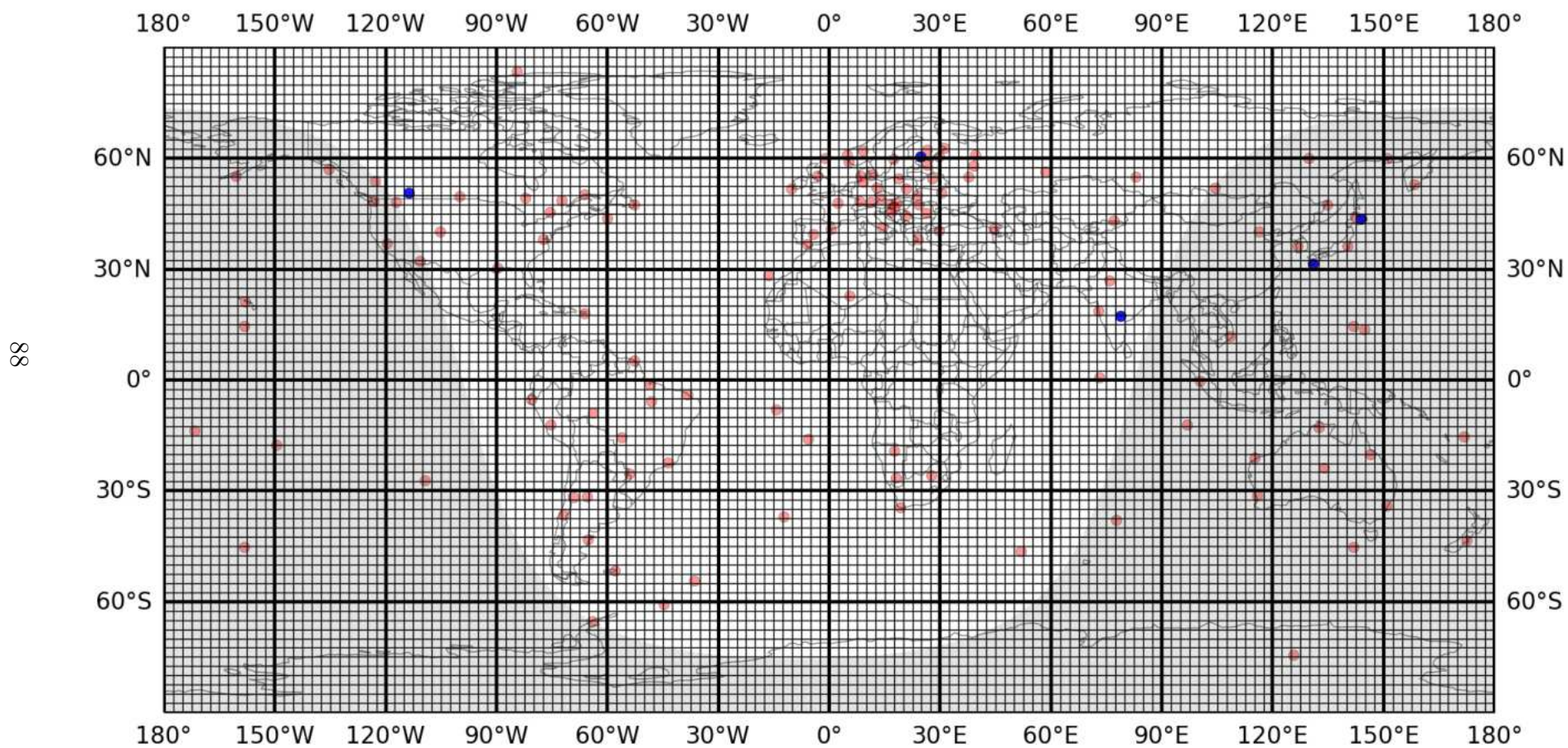


Figura 3.30 - Similar à Figura 3.28, mas para a grade de $5^\circ \times 5^\circ$.

2020-05-01 12:30 UT (grade=5°)

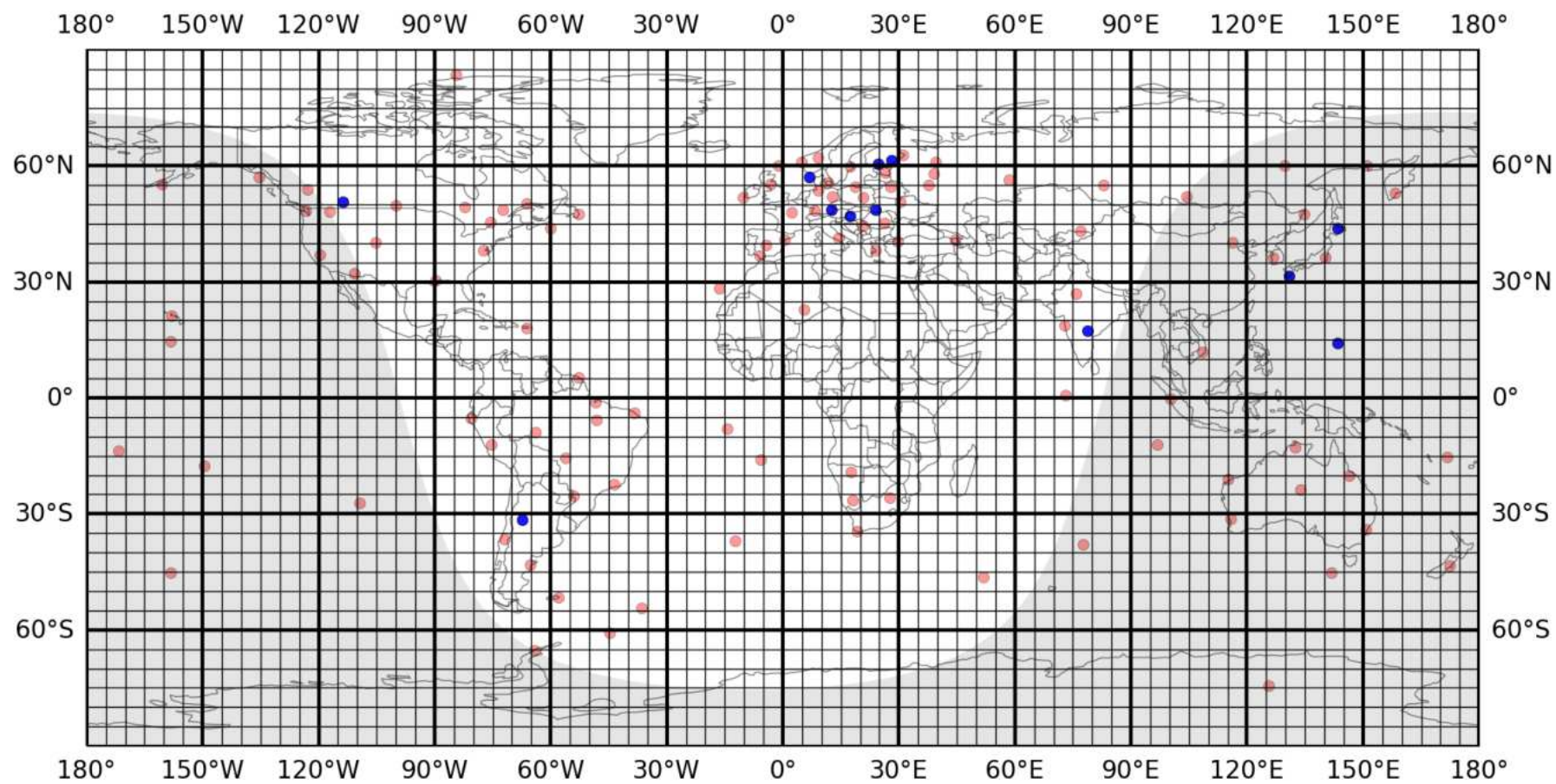


Figura 3.31 - Similar à Figura 3.28, mas para a grade de $7,5^\circ \times 7,5^\circ$.

2020-05-01 12:30 UT (grade=7.5°)

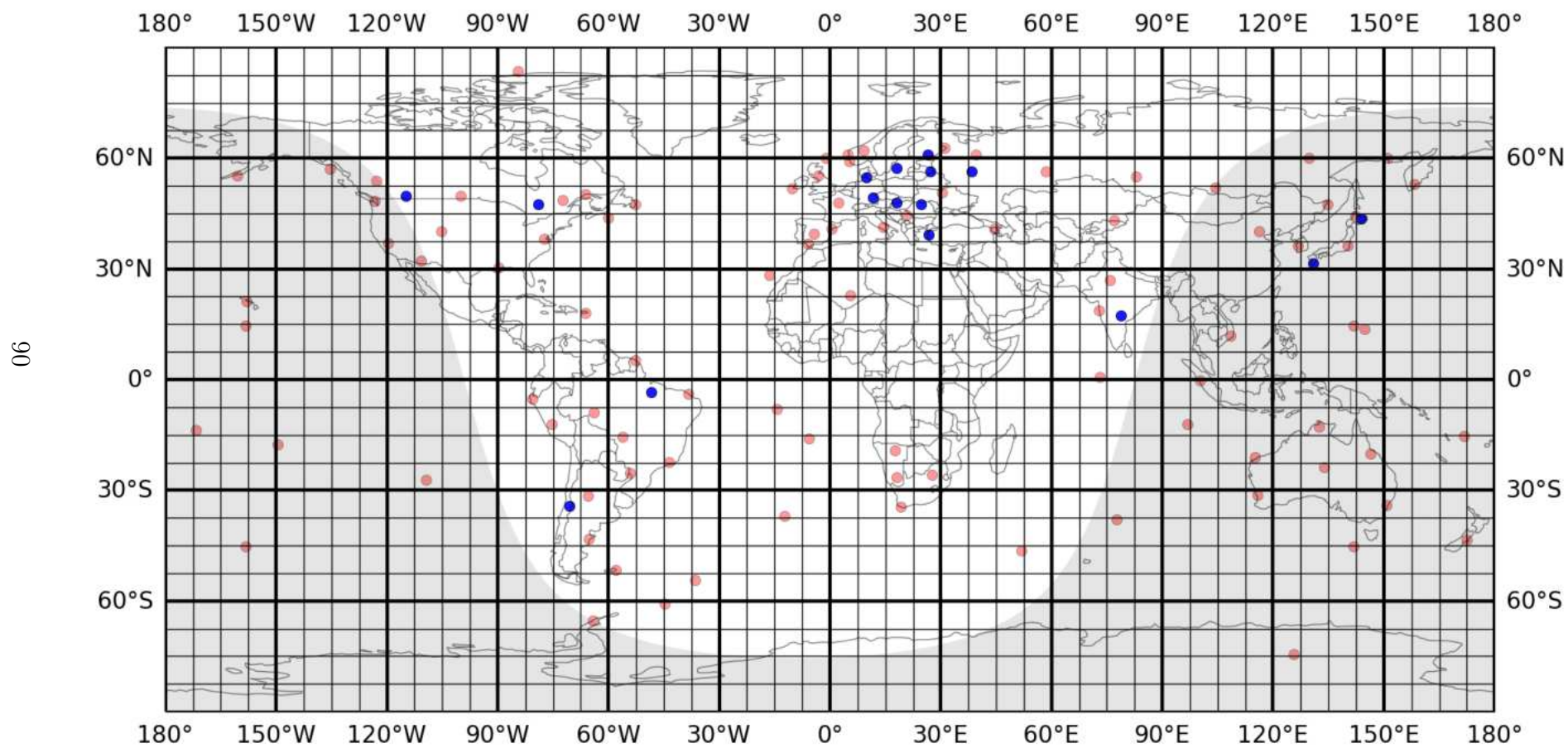
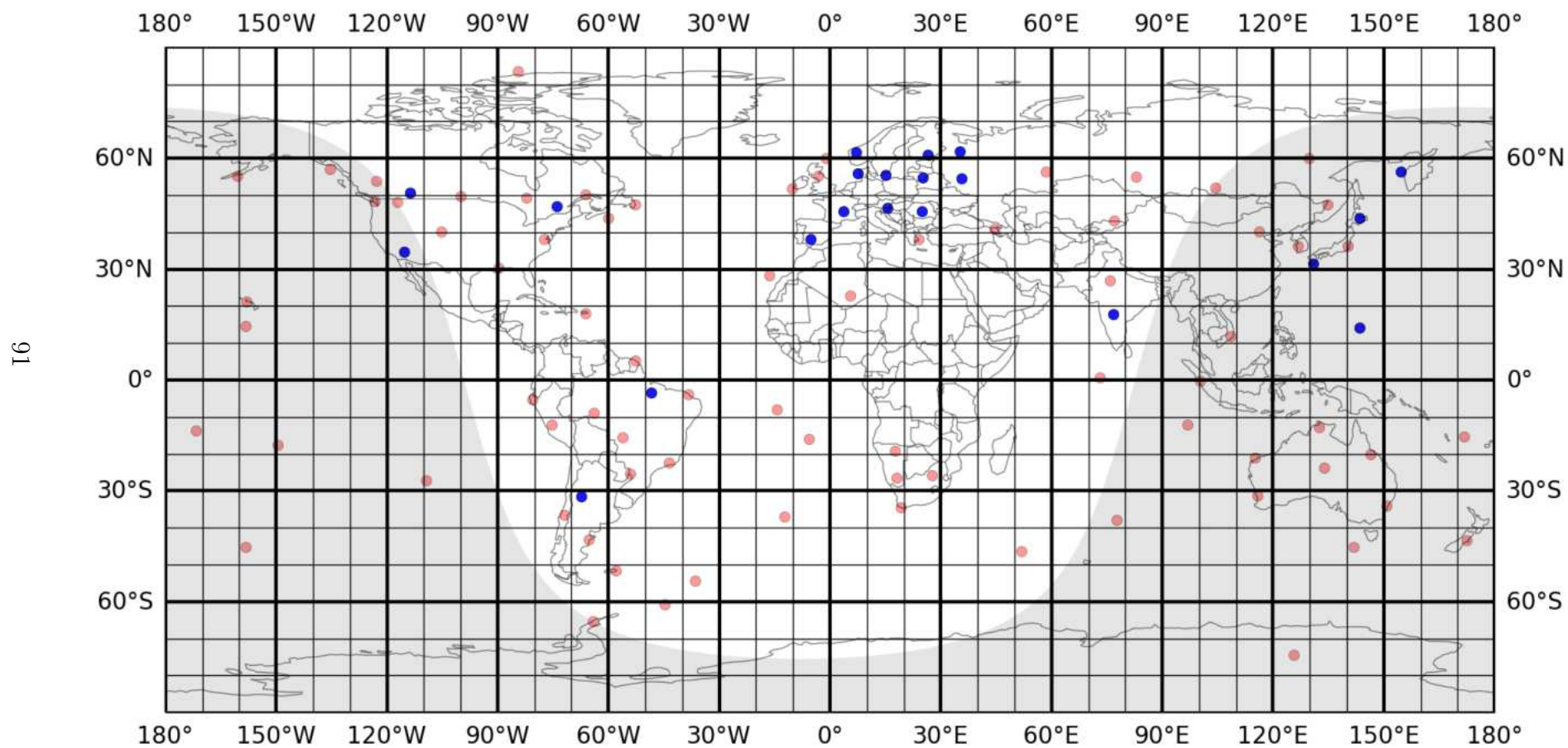


Figura 3.32 - Similar à Figura 3.28, mas para a grade de $10^\circ \times 10^\circ$.

2020-05-01 12:30 UT (grade=10°)



Por último, a técnica da expansão em harmônicos esféricos é aplicada para obter a variação diurna global do campo geomagnético, sendo truncada no grau máximo $n_{\max} = 4$. Esse valor de grau foi escolhido com base em estudos anteriores que mostraram ser suficiente para capturar as características globais do sistema de corrente elétrica da variação diurna, como mencionado por Takeda (2002a).

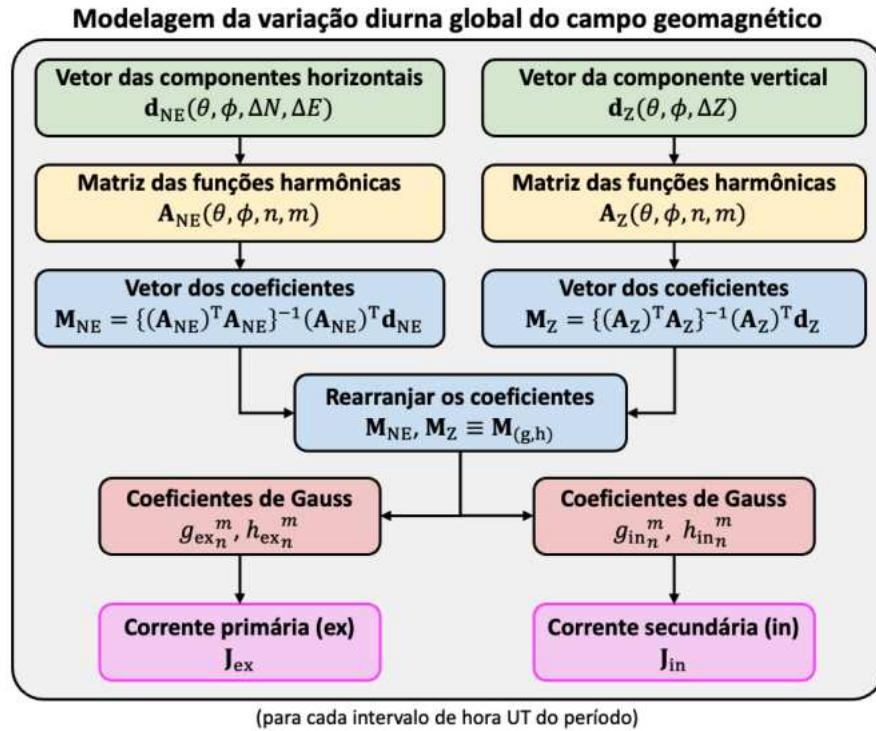
As etapas realizadas ao aplicar as equações da expansão em harmônicos esféricos descritas na Seção 3.4.1 foram:

- (1) Foram obtidas as componentes ortogonais da variação diurna do campo geomagnético no sistema de coordenadas magnético local para cada intervalo de tempo do período analisado, ou seja, $\Delta N(\theta, \phi)$, $\Delta E(\theta, \phi)$ e $\Delta Z(\theta, \phi)$ para um número k de localidades;
- (2) Foram preparadas para as componentes horizontais: o vetor com os dados da variação diurna (\mathbf{d}_{NE} , Equação 3.37) e a matriz das funções harmônicas (\mathbf{A}_{NE} , Equação 3.39);
- (3) Aplicou-se o modelo de inversão para obter os coeficientes das componentes horizontais da expansão em harmônicos esféricos (\mathbf{M}_{NE} , Equação 3.43);
- (4) Foram preparadas para a componente vertical: o vetor com os dados da variação diurna (\mathbf{d}_Z , Equação 3.38) e a matriz das funções harmônicas (\mathbf{A}_Z , Equação 3.40);
- (5) Aplicou-se o modelo de inversão para obter os coeficientes da componente vertical da expansão em harmônicos esféricos (\mathbf{M}_Z , Equação 3.44);
- (6) Foram rearranjados os coeficientes da expansão em harmônicos esféricos da forma reduzida (a_n^m , b_n^m , A_n^m e B_n^m) para a forma das parcelas externa e interna do campo magnético ($g_{\text{ex}_n}^m$, $h_{\text{ex}_n}^m$, $g_{\text{in}_n}^m$ e $h_{\text{in}_n}^m$), Equações 3.41, 3.42 e 3.45;
- (7) Em seguida, foram obtidas as variações espaciais das componentes ortogonais da variação diurna do campo geomagnético a partir dos coeficientes da expansão para todas as colatitudes ($0^\circ \leq \theta \leq 180^\circ$) e longitudes ($0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$) (Equações 3.35 e 3.36); e
- (8) Finalmente, foram obtidas as funções das correntes elétricas equivalentes (externa e interna) da variação diurna do campo geomagnético a partir

dos coeficientes da expansão para todas as colatitudes ($0^\circ \leq \theta \leq 180^\circ$) e longitudes ($0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$) (Equações 3.46 e 3.47).

A Figura 3.33 mostra um diagrama esquemático que ilustram as etapas (2) a (6) realizadas para a determinação dos coeficientes de Gauss da expansão em harmônicos esféricos na variação diurna global do campo geomagnético e a etapa (8) para a determinação das correntes elétricas equivalentes.

Figura 3.33 - Diagrama esquemático que ilustram as etapas realizadas para a determinação dos coeficientes de Gauss da expansão em harmônicos esféricos na variação diurna global do campo geomagnético e a determinação das correntes elétricas equivalentes.



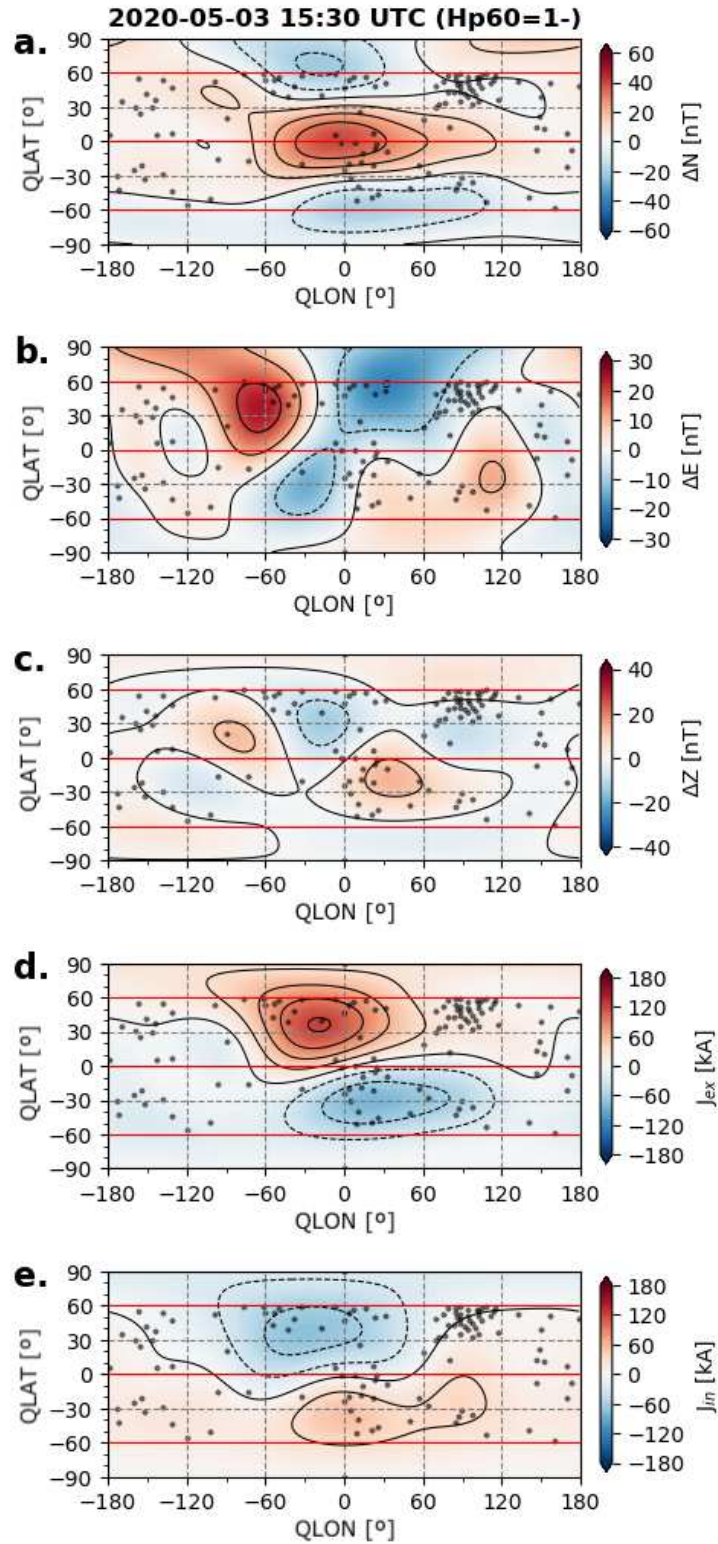
Com base nessa sequência, para o mês de maio de 2020, foram calculados os coeficientes da expansão em harmônicos esféricos para cada uma das 744 horas do mês. Para ilustrar o procedimento, a Tabela 3.13 apresenta um exemplo dos coeficientes de Gauss obtidos para o dia 3 de maio de 2020 às 15:30 UT. A tabela inclui os coeficientes correspondentes às parcelas externas ($g_{ex_n}^m$ e $h_{ex_n}^m$) e às parcelas internas ($g_{in_n}^m$ e $h_{in_n}^m$).

Tabela 3.13 - Coeficientes da expansão em harmônicos esféricos obtidos para o dia 3 de maio de 2020 às 15:30 UT.

g/h	n	m	ex (nT)	in (nT)
g	1	0	-5,4	-2,1
g	1	1	-1,4	-0,9
h	1	1	1,5	1,0
g	2	0	-1,0	-0,4
g	2	1	-5,0	-2,4
h	2	1	-0,5	0,6
g	2	2	-1,1	-0,3
h	2	2	2,3	0,7
g	3	0	3,0	1,6
g	3	1	-1,1	-0,2
h	3	1	0,2	0,0
g	3	2	-2,2	-0,8
h	3	2	0,3	0,2
g	3	3	-0,4	0,5
h	3	3	1,0	-0,4
g	4	0	-0,1	-0,4
g	4	1	1,4	0,5
h	4	1	1,6	0,0
g	4	2	-0,2	0,0
h	4	2	0,4	0,1
g	4	3	-0,5	-0,4
h	4	3	1,1	0,2
g	4	4	0,9	0,8
h	4	4	0,4	-0,3

A variação diurna global do campo geomagnético e as correntes elétricas equivalentes podem ser obtidas por meio dos coeficientes de Gauss da expansão em harmônicos esféricos. Utilizando os coeficientes da Tabela 3.13, foram gerados mapas de contorno da variação diurna global para o dia 3 de maio de 2020, às 15:30 UT, conforme mostrado na Figura 3.34. Os painéis (a) a (c) da figura representam as componentes ΔN , ΔE e ΔZ do campo geomagnético, respectivamente, enquanto os painéis (d) e (f) representam as correntes elétricas externas J_{ex} e internas J_{in} . As escalas de cores nos painéis (a) a (c) indicam a amplitude da variação das componentes em nanoteslas (nT), enquanto as escalas de cores nos painéis (d) e (f) indicam a intensidade das correntes elétricas em quiloampères (kA).

Figura 3.34 - Mapas da variação diurna global do campo geomagnético reconstruída em 3 de maio de 2020 às 15:30 UT. Os mapas ilustram a variação diurna para as componentes (a) ΔN , (b) ΔE e (c) ΔZ do campo geomagnético, bem como as densidades de correntes elétricas externa (d) J_{ex} e induzida (e) J_{in} .



3.4.3 Metodologia para determinação das marés atmosféricas na variação diurna do campo geomagnético

A região do dínamo está sujeita a modulações devido a diversas oscilações atmosféricas. Uma dessas oscilações inclui as marés, que são geradas pela absorção da radiação solar na parte inferior da atmosfera (FORBES, 1995; LIU et al., 2010). Essas marés têm a capacidade de se propagar para a região da mesosfera e baixa termosfera (MLT, do inglês *Mesosphere-Lower-Thermosphere*), como demonstrado por Richmond (1979). Na região do dínamo, observam-se diversos tipos de marés, algumas migratórias e outras não (HAGAN et al., 2001; HAGAN; FORBES, 2002; FORBES et al., 2003; FORBES et al., 2008).

A manifestação das oscilações das marés na atmosfera terrestre foi descrita por Forbes et al. (2008), utilizando a expressão:

$$A_{k,s} \cos(k\Omega t + s\phi - \varphi_{k,s}), \quad (3.51)$$

onde $A_{k,s}$ e $\varphi_{k,s}$ representam a amplitude (unidade de medida da oscilação) e a fase (em radianos) da oscilação respectivamente. k indica o k -ésimo harmônico do dia solar ($k = 1, 2, 3$ e 4 correspondentes às componentes harmônicas de 24, 12, 8 e 6 horas, respectivamente), adimensional. As componentes da onda que se propagam para oeste (leste) são denotados por $s > 0$ ($s < 0$), adimensionais, enquanto que $s = 0$ denota a oscilação aprisionada. Ω , t e ϕ denotam a taxa de rotação da Terra (em $2\pi/\text{dia}$), o tempo (em dias) e a longitude (em radianos), respectivamente.

Estudos anteriores mostraram que as características gerais do sistema de correntes ionosféricas podem ser reproduzidas através do uso de um modelo de dínamo impulsionado pelo vento neutro associado à maré diurna e semidiurna migratória (TARPLEY, 1970a; RICHMOND et al., 1976; STENING, 1977).

Para identificar a atividade das ondas na função de corrente equivalente, utilizamos a análise espectral de Fourier-wavelet. Essa análise permite examinar especificamente a atividade das ondas de maré nos focos dos vórtices dos sistemas de correntes elétricas ionosféricas em ambos os hemisférios.

O procedimento adotado consiste em extrair uma matriz bidimensional (2D) de dados da função de corrente equivalente, que é baseada na longitude magnética e no tempo. Em seguida, é aplicada a transformada de Fourier-wavelet a essa matriz 2D de dados espaço-temporais, focalizando nas componentes de onda que se propagam

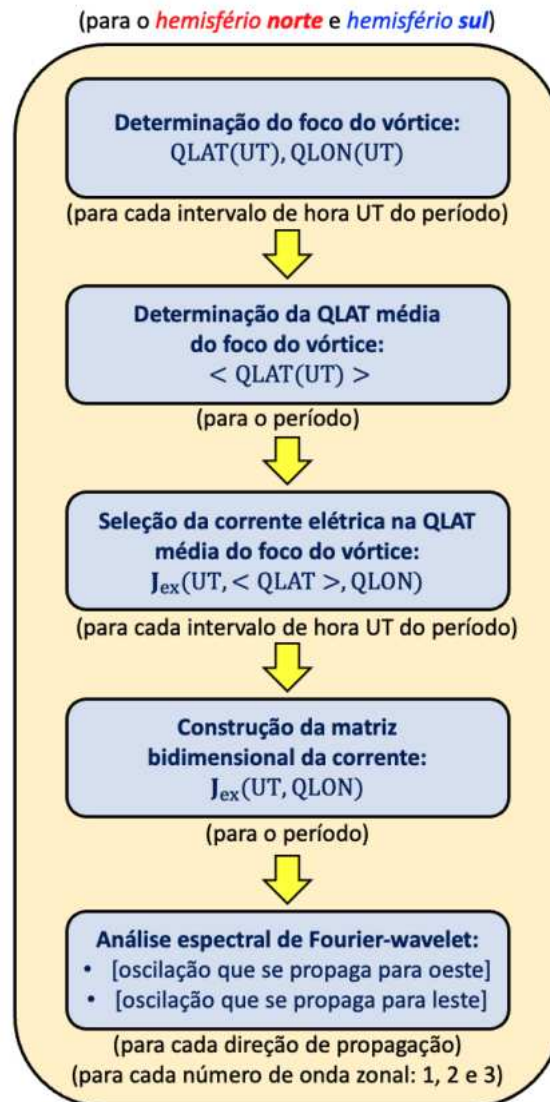
tanto para leste quanto para oeste, com números de onda zonal $s=1, 2$ e 3 .

O método de análise espectral de Fourier-wavelet utilizado é semelhante ao introduzido por Kikuchi (2014). Resumidamente, o método envolve a aplicação da Transformada Rápida de Fourier (FRIGO; JOHNSON, 1998) na longitude, seguida por uma análise de *wavelet* (TORRENCE; COMPO, 1998) no tempo. Os espectros de amplitude resultantes foram examinados para as componentes de onda que se propagam para leste e oeste, levando em consideração diferentes períodos e números de onda zonal. O código que determina os espectros de amplitudes desta análise espectral encontra-se na linguagem Python e pode ser acessado no *link* <<https://igit.iap-kborn.de/yamazaki/fourierwavelet>> (YAMAZAKI, 2023).

O procedimento utilizado para obter a matriz bidimensional da função de corrente elétrica equivalente para a variação diurna global nos hemisférios norte e sul é descrito abaixo e também ilustrado no diagrama da Figura 3.35.

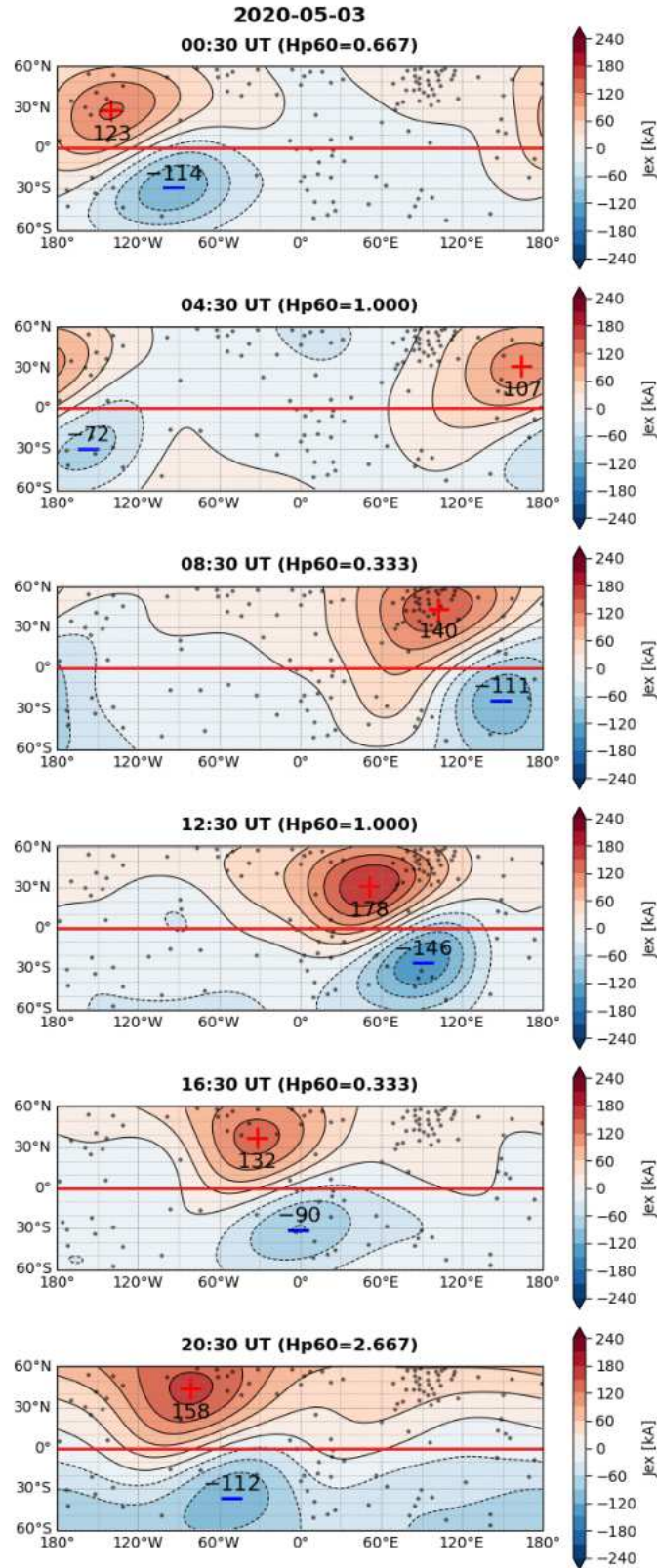
- 1) Determinação dos focos dos vórtices de correntes elétricas da variação diurna para todas as horas do mês de maio de 2020;
- 2) Cálculo da latitude quase dipolar média dos focos dos vórtices de correntes elétricas da variação diurna;
- 3) Seleção dos dados da densidade de correntes elétricas da variação diurna na latitude quase dipolar média dos focos dos vórtices de correntes elétricas da variação diurna; e
- 4) Construção da matriz bidimensional da corrente elétrica equivalente em função da longitude quase dipolar e do tempo.
- 5) Aplicação da análise espectral de Fourier-wavelet à matriz obtida.

Figura 3.35 - Diagrama esquemático para a determinação das marés atmosféricas na variação diurna global do campo geomagnético.



A Figura 3.36 apresenta a localização dos focos dos vórtices das correntes elétricas da variação diurna em diferentes horários do dia 3 de maio de 2020. Os painéis (a) a (f) mostram as correntes elétricas externas J_{ex} nos horários 00:30 UT, 04:30 UT, 08:30 UT, 12:30 UT, 16:30 UT e 20:30 UT. As cores nos painéis indicam a intensidade das correntes elétricas em quiloampères (kA). A linha vermelha representa o equador magnético. As linhas sólidas e tracejadas representam as isolinhas da densidade de correntes elétricas a cada 30 kA e a cada -30 kA, respectivamente. Os símbolos “+” no hemisfério norte e “−” no hemisfério sul indicam a posição dos focos dos vórtices das correntes elétricas da variação diurna.

Figura 3.36 - Mapas da densidade de corrente elétrica externa J_{ex} global da variação diurna no dia 3 de maio de 2020 às (a) 00:30 UT, (b) 04:30 UT, (c) 08:30 UT, (d) 12:30 UT, (e) 16:30 UT e (f) 20:30 UT.



4 RESULTADOS E DISCUSSÕES: ANÁLISE DA VARIAÇÃO DIURNA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO UTILIZANDO A TÉCNICA CLÁSSICA DE FOURIER

Nesta capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos da análise das componentes harmônicas da variação diurna regional do campo geomagnético utilizando a técnica clássica de Fourier. A análise abrange o período de janeiro de 2008 a dezembro de 2021 e o conjunto de dados analisados foi dividido em alta e baixa atividade solar, conforme descrito na Seção 3.2.1. A metodologia utilizada é baseada na determinação da variação diurna (ΔQDC) das componentes X , Y e Z do campo geomagnético (Seção 3.3.1) seguida pela determinação das componentes harmônicas da variação diurna média mensal utilizando a técnica clássica de Fourier (Seção 3.3.2). Por fim, a análise da variabilidade temporal e espacial das componentes harmônicas da variação diurna regional do campo geomagnético é realizada conforme descrito na Seção 3.3.3.

Os resultados desta análise são apresentados em duas seções. Na seção 4.1, são abordadas as características das componentes harmônicas da variação diurna média mensal durante alta e baixa atividade solar. Em seguida, na seção 4.2, são discutidas as similaridades e diferenças da variação diurna do campo geomagnético. Nas quais, foram qualificadas e quantificadas as componentes harmônicas da variação diurna em diferentes faixas de latitudes e longitudes, explorando os processos físicos envolvidos e suas influências.

4.1 Características da variação diurna regional do campo geomagnético durante alta e baixa atividade solar

Nesta seção são apresentadas as características das componentes harmônicas da variação diurna (ΔQDC) nas componentes X , Y e Z do campo geomagnético. As componentes harmônicas analisadas compreendem a estacionária (harmônico 0, constante), diurna (harmônico 1, 24h), semidiurna (harmônico 2, 12h), terdiurna (harmônico 3, 8h) e quarterdiurna (harmônico 4, 6h).

Nesta análise foram obtidas os coeficientes das componentes harmônicas para cada estação magnética ao longo dos meses de janeiro a dezembro, considerando diferentes faixas de longitude geográfica (Tabela 3.1) e latitude quase dipolar (Tabela 3.2) durante períodos de alto fluxo solar ($F10.7 > 93$) e baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$). As variabilidades espaciais foram analisadas nas faixas de longitude geográfica abrangendo as regiões da América (Tabela 3.4), Europa-África (Tabela 3.5) e Oceania-Ásia

(Tabela 3.6) bem como nas faixas de latitude quase dipolar.

Os coeficientes médios mensais das componentes harmônicas da série de Fourier da variação diurna (ΔQDC) das componentes ortogonais (X , Y e Z) do campo geomagnético são apresentadas nesta seção por meio de gráficos de calor. Cada figura exibe três mapas de calor, um para cada componente do campo geomagnético. Ademais, cada mapa de calor mostra as estações magnéticas e suas respectivas latitudes quase dipolares em 2015 ($QLAT_{2015}$) organizadas verticalmente do hemisfério norte para o hemisfério sul (de cima para baixo) no eixo vertical e os meses (de janeiro a dezembro) no eixo horizontal. Os coeficientes médios mensais da componente harmônica são mostradas para cada combinação de estação magnética e mês. Essa representação visual proporciona uma clara visualização da variação espacial e temporal dos coeficientes médios das componentes harmônicas ao longo dos meses para as componentes ortogonais da variação diurna. As escalas de cores utilizadas nos gráficos indicam os coeficientes correspondentes, permitindo uma fácil interpretação dos padrões e variações observados.

As Figuras 4.1, 4.2 e 4.3 exibem mapas de calor do coeficiente médio mensal da componente estacionária (harmônico 0, constante) durante períodos de alto fluxo solar ($F10.7 > 93$) nas estações magnéticas das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, respectivamente. Os gráficos estão dispostos da esquerda para a direita, correspondendo às componentes X , Y e Z , respectivamente. As escalas de cores utilizadas nestes mapas de calor variam do vermelho ao azul, representando valores positivos e negativos do coeficiente, respectivamente.

Figura 4.1 - Mapas de calor do coeficiente médio mensal da componente estacionária (harmônico 0, constante) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da América.

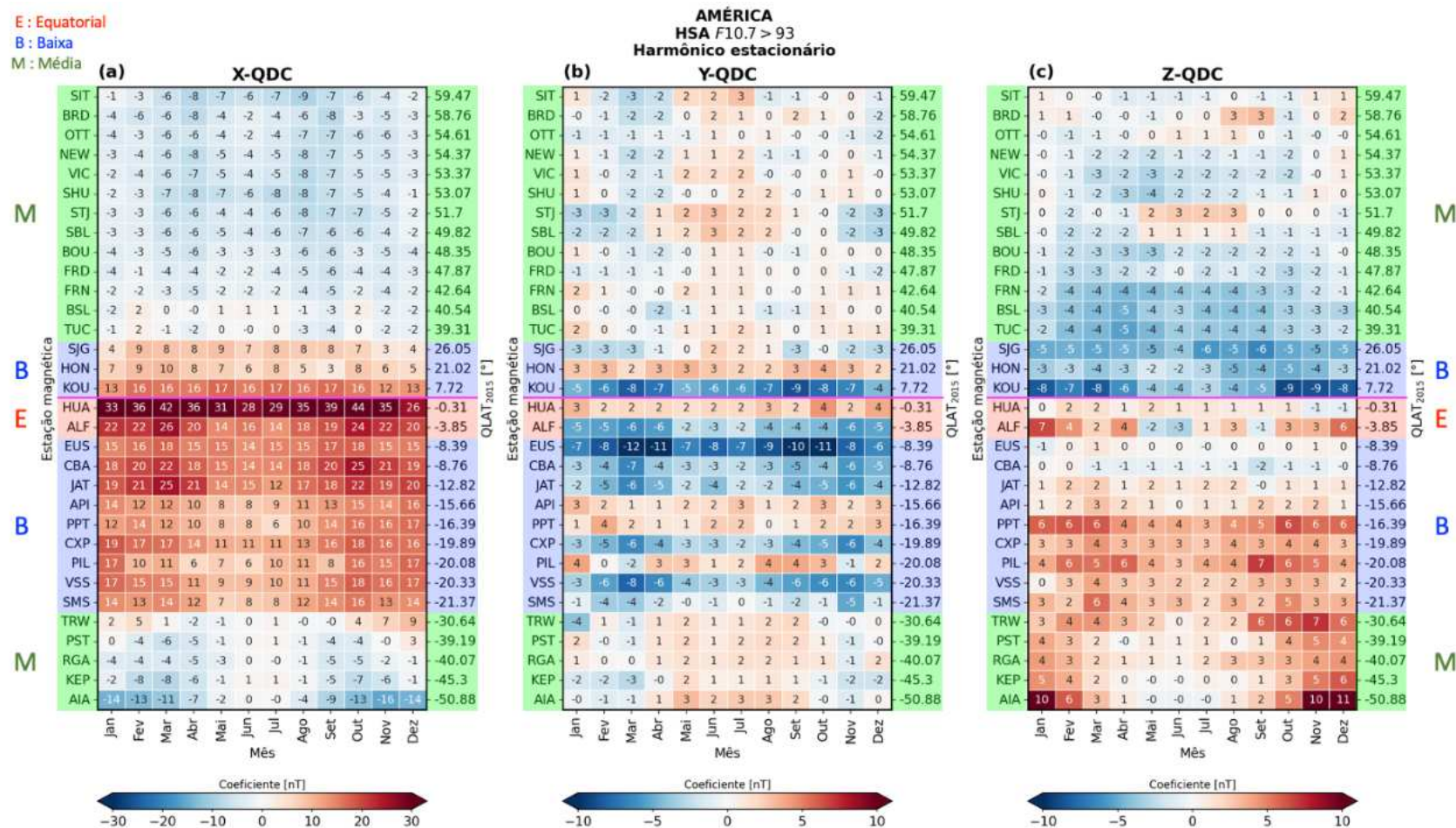


Figura 4.2 - Mapas de calor do coeficiente médio mensal da componente estacionária (harmônico 0, constante) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Europa-África.

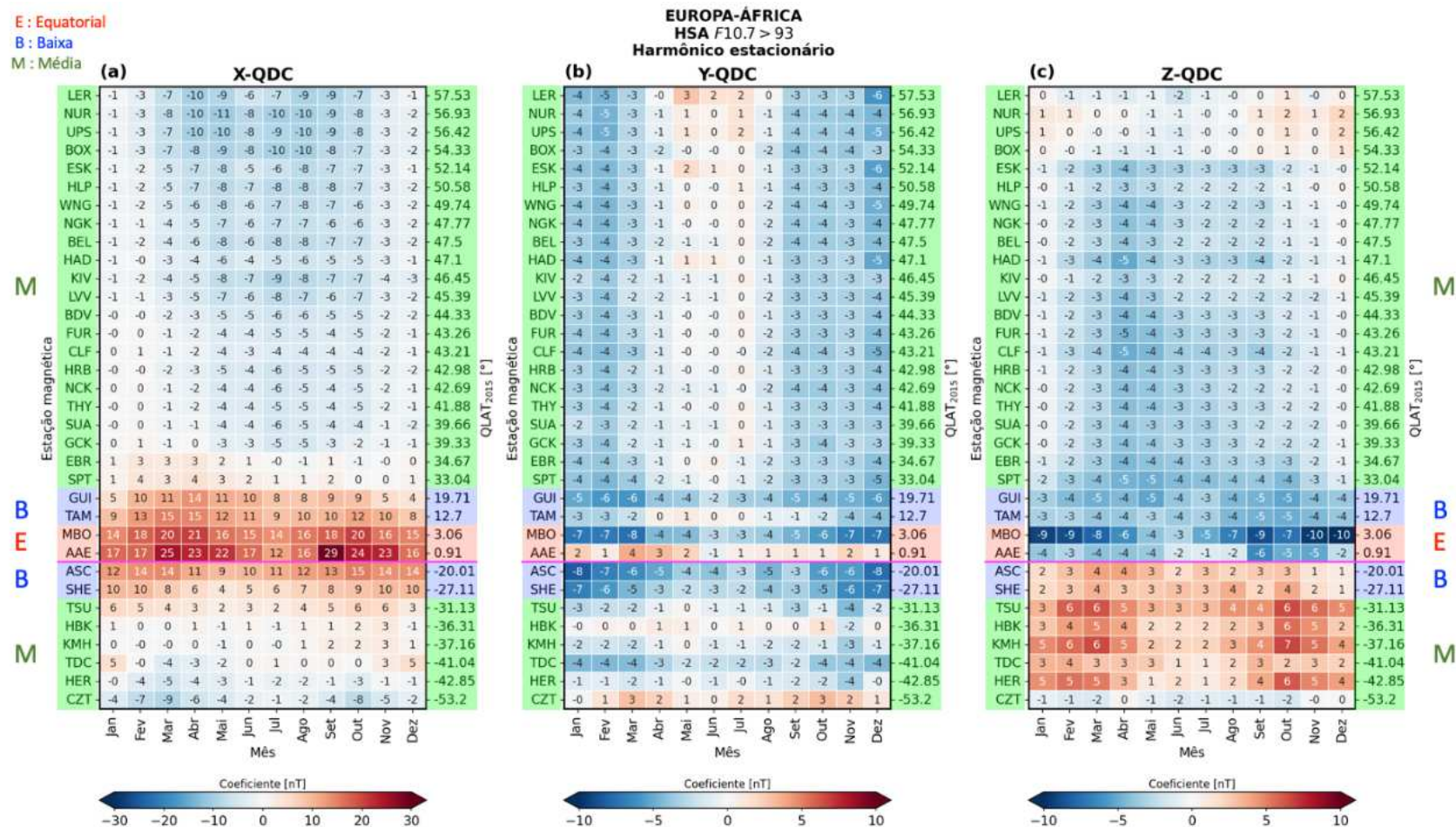
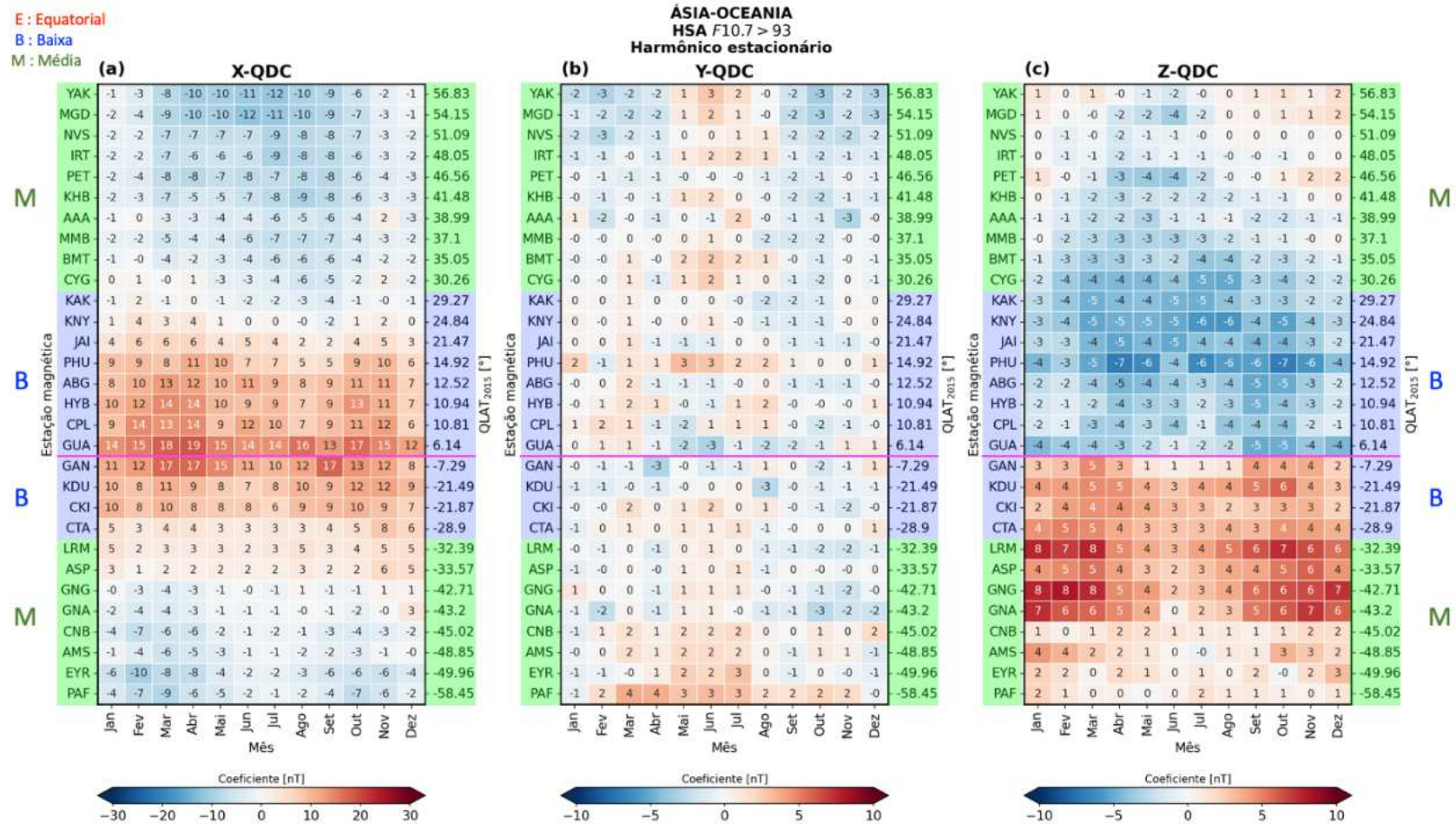


Figura 4.3 - Mapas de calor do coeficiente médio mensal da componente estacionária (harmônico 0, constante) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Ásia-Oceania.



O coeficiente médio mensal da componente estacionária da componente X apresenta uma variação latitudinal. Nota-se uma inversão do valor do coeficiente médio da componente harmônica estacionária entre as regiões de baixas latitudes e as regiões de médias latitudes em ambos os hemisférios. Esta inversão de valores, de positivos para negativos e vice-versa, está ligada à inversão do sentido das correntes elétricas do sistema de correntes Sq. Em outras palavras, os vórtices do sistema de correntes Sq no lado diurno apresentam um sentido para leste até as baixas latitudes, mudando para oeste nas latitudes médias.

Na região da América (Figura 4.1), os coeficientes médios mensais exibem maiores magnitudes para a componente X quando comparada a outros setores longitudinais. Nota-se que na região equatorial são observadas magnitudes superiores a 14 nT. Por exemplo, na estação magnética de Huancayo (HUA, $QLAT_{2015} = -0,31^\circ$), ao longo do equador magnético, os coeficientes são superiores a 26 nT com picos de 42 a 44 nT nos meses de equinócio de março e setembro. Na estação magnética de Alta Floresta (ALF, $QLAT_{2015} = -3,85^\circ$), os coeficientes atingem picos de 26 e 24 nT nos meses de equinócio de março e setembro, respectivamente. Nas regiões de baixas latitudes, essas magnitudes atingem coeficientes maiores do que 3 nT no hemisfério norte e 6 nT no hemisfério sul. Em ambos os hemisférios, os picos nos coeficientes também tendem a ocorrer entre os meses de equinócio de março e setembro. Além disso, a região brasileira de baixas latitudes exibe coeficientes ligeiramente maiores ao longo de todos os meses nas estações magnéticas de Eusébio (EUS, $QLAT_{2015} = -8,39^\circ$), Cuiabá (CBA, $QLAT_{2015} = -8,76^\circ$), Jataí (JAT, $QLAT_{2015} = -12,82^\circ$), Cachoeira Paulista (CXP, $QLAT_{2015} = -19,89^\circ$), Vassouras (VSS, $QLAT_{2015} = -20,33^\circ$) e São Martinho da Serra (SMS, $QLAT_{2015} = -21,37^\circ$) quando comparada a outras estações magnéticas como de Apia (API, $QLAT_{2015} = -15,66^\circ$), Papeete (PPT, $QLAT_{2015} = -16,39^\circ$) e Pilar (PIL, $QLAT_{2015} = -20,08^\circ$). Já nas regiões de médias latitudes, os coeficientes invertem-se na maior parte dos meses e chegam a atingir magnitudes de até -9 nT no hemisfério norte e -16 nT no hemisfério sul. Nessas latitudes também é observado o padrão em que os picos nos coeficientes ocorrem nos meses de equinócio de março e setembro. No hemisfério norte ainda é observado uma magnitude ligeiramente maior em agosto que não é visto no resultado do hemisfério sul.

Quanto à componente Y , as magnitudes dos coeficientes são da ordem de um terço daquelas observadas na componente X para a América. Além disso, há uma variabilidade nos coeficientes desta componente que oscilam entre valores positivos e negativos ao longo das diferentes latitudes e meses. Note também que os valores

estão muito próximos à zero. Na região equatorial, os coeficientes são predominantemente positivos ao longo do equador magnético e tornam-se negativos à medida que se afastam do equador magnético. Este comportamento ocorre em todos os meses. Note que, por exemplo, na estação magnética de HUA, os coeficientes são iguais ou superiores a 2 nT. Em contraste, na estação magnética de ALF, os coeficientes são inferiores a -2 nT. A região brasileira de baixas latitudes exibe coeficientes predominantemente negativos em todos os meses nas estações magnéticas de EUS, CBA, JAT, CXP, VSS e SMS. Por outro lado, as estações magnéticas de API, PPT e PIL exibem coeficientes predominantemente positivos em todos os meses, exceto em março (-2 nT) e outubro (-1 nT) em PIL.

Em relação à componente Z , as magnitudes dos coeficientes atingem valores semelhantes às da componente Y . Na região equatorial, os coeficientes são predominantemente positivos na maioria dos meses. É observado que na estação magnética de HUA, os coeficientes atingem 2 nT, enquanto na estação magnética de ALF, o coeficiente atinge uma magnitude de 7 nT. Nas regiões de baixas latitudes, os coeficientes são negativos no hemisfério norte e positivos no hemisfério sul na maioria dos meses e em quase todas as localidades correspondentes em cada hemisfério. No hemisfério norte, o coeficiente atinge -9 nT, enquanto no hemisfério sul o coeficiente é no máximo 7 nT. Nas regiões de médias latitudes, as magnitudes dos coeficientes tendem a diminuir em direção ao polo no hemisfério norte. Por outro lado, no hemisfério sul, o comportamento é mais complexo, com uma leve tendência de aumento na magnitude do coeficiente em direção ao polo. Observa-se que as magnitudes dos coeficientes da variação diurna da componente Z tendem a ser maiores nas estações magnéticas localizadas próximas às regiões costeiras, devido à intensificação da indução de correntes elétricas causada pelas correntes marítimas.

Para a região da Europa-África (Figura 4.2), as maiores magnitudes são observadas nos coeficientes da componente X . Na região equatorial, são observadas magnitudes superiores a 12 nT com intensificação também nos equinócios. Na estação magnética de Addis Ababa (AAE, $QLAT_{2015} = 0,91^\circ$), ao longo do equador magnético, a magnitude do coeficiente da componente estacionária atingiu picos de 25 nT e 29 nT nos meses de março e setembro, respectivamente, enquanto na estação magnética de Mbour (MBO, $QLAT_{2015} = 3,06^\circ$), os coeficientes máximos atingiram em torno de 20 nT. O padrão de aumentos nos equinócios é observado também nas regiões de baixas em ambos os hemisférios com picos máximos de 15 nT nos meses de março e setembro. Nas regiões de médias latitudes, os coeficientes invertem-se na maior parte dos meses e chegam a atingir -10 nT de coeficiente. No hemisfério

norte, os picos na magnitude do coeficiente da componente estacionária ocorrem nos meses do solstício de junho. Já no hemisfério sul, os picos ainda são observados nos equinócios. A inversão dos coeficientes ocorrem entre as estações magnéticas de Ebro (EBR, $QLAT_{2015} = 34,67^\circ$) e de Furstenfeldbruck (FUR, $QLAT_{2015} = 43,26^\circ$) no hemisfério norte, enquanto no hemisfério sul ocorrem entre as estações magnéticas de Hartebeesthoek (HBK, $QLAT_{2015} = -36,31^\circ$) e de Tristan da Cunha (TDC, $QLAT_{2015} = -41,04^\circ$).

Em relação à componente Y , as magnitudes dos coeficientes são menores do que aquelas observadas na componente X . Além disso, os coeficientes exibem uma variabilidade latitudinal e temporal mais uniforme em relação à região da América, oscilando entre valores positivos e negativos ao longo das diferentes latitudes e meses. Na região equatorial, os coeficientes são predominantemente positivos ao longo do equador magnético e tornam-se negativos à medida que se afastam do equador magnético em todos os meses. Por exemplo, na estação magnética de AAE, os coeficientes são iguais ou superiores a 1 nT, exceto em junho (-1 nT). Em contraste, na estação magnética de MBO, os coeficientes são inferiores a -3 nT. Nas regiões de baixas latitudes, as magnitudes dos coeficientes são maiores e predominantemente negativas durante os meses do solstício de dezembro.

Em relação à componente Z , as magnitudes dos coeficientes são semelhantes às da componente Y . Os coeficientes exibem valores negativos no hemisfério norte enquanto no hemisfério sul os valores são positivos. Adicionalmente, na região equatorial do hemisfério norte, as magnitudes dos coeficientes são ligeiramente maiores, chegando a até -10 nT nos meses de novembro e dezembro. Nas regiões de baixas latitudes, as magnitudes dos coeficientes são maiores no hemisfério norte, variando entre -3 nT e -5 nT, enquanto no hemisfério sul variam entre 1 nT e 4 nT. Nas regiões de médias latitudes, os coeficientes máximos atingem -5 nT no hemisfério norte e em torno de 7 nT no hemisfério sul nos meses de equinócios. No hemisfério norte, observa-se uma redução na magnitude dos coeficientes da componente estacionária acima da latitude da estação de Eskdalemuir (ESK, $QLAT = 52,14^\circ$), com coeficientes oscilando entre -1 nT e 1 nT. Por sua vez, observa-se um comportamento similar no hemisfério sul na estação magnética de Port Alfred (CZT, $QLAT = -53,20^\circ$). Um comportamento importante observado é que os coeficientes exibem predominância de valores negativos em Port Alfred em relação às demais estações magnéticas do hemisfério sul.

Na região da Ásia-Oceania (Figura 4.3), também foram observados coeficientes mai-

ores na componente X que nas componentes Y e Z . Diferentemente das regiões da América e Europa-África, não haviam dados magnéticos disponíveis para a região equatorial nesta análise. Nas regiões de baixas latitudes do hemisfério norte, os coeficientes da componente estacionária apresentaram predominância positiva. Os maiores valores ocorrem também nos equinócios de março e setembro. Por exemplo, na estação magnética de Guam (GUA, $QLAT = 6, 14^\circ$), os coeficientes atingiram valores de 19 nT e 17 nT em março e setembro, respectivamente. Já no hemisfério sul, na estação magnética de Gan (GAN, $QLAT = -7, 29^\circ$), foram observados picos de 17 nT na magnitude do coeficiente tanto em março quanto setembro. Nas regiões de médias latitudes, houve uma inversão nos coeficientes, indo de valores positivos para negativos. Essa inversão foi semelhante ao que foi observado na região da Europa-África. Essas inversões ocorreram entre as estações magnéticas de Beijing Ming Tombs (BMT, $QLAT_{2015} = 35, 05^\circ$) e Kanoya (KNY, $QLAT_{2015} = 24, 84^\circ$) no hemisfério norte, e entre as estações magnéticas de Alice Springs (ASP, $QLAT_{2015} = -33, 57^\circ$) e Gingin (GNG, $QLAT_{2015} = -42, 71^\circ$) no hemisfério sul. Ainda, no hemisfério norte, os picos na magnitude do coeficiente da componente estacionária ocorreram nos meses de solstício de junho, enquanto no hemisfério sul, os picos foram observados nos equinócios.

Na componente Y , as magnitudes dos coeficientes são consideravelmente menores do que as observadas na componente X . Ademais, as magnitudes foram inferiores observadas nas regiões da América (Figura 4.1) e Europa-África (Figura 4.2) para esta componente. Os coeficientes da componente estacionária exibem uma variabilidade latitudinal e temporal semelhante àquela observada na região da América, oscilando entre valores positivos e negativos ao longo das diferentes latitudes e meses. Tanto nas regiões de baixas como em médias latitudes, os coeficientes da componente estacionária apresentam valores negativos mais uniformes durante os meses de equinócio de setembro, e valores positivos mais uniformes nos meses de solstício de junho, em ambos os hemisférios.

Finalmente, na componente Z , as magnitudes dos coeficientes assemelham-se às observadas na região da América (Figura 4.1). No hemisfério norte, os coeficientes exibem valores negativos, enquanto no hemisfério sul exibem valores positivos. Nas regiões de baixas latitudes durante os meses de equinócio de março e setembro, as magnitudes dos coeficientes são maiores no hemisfério sul, alcançando até 6 nT, enquanto no hemisfério norte chegam a -7 nT. Já nas regiões de médias latitudes, os coeficientes atingem -5 nT no hemisfério norte durante os meses de solstício de junho, enquanto no hemisfério sul chegam a até 8 nT nos meses de solstício de

dezembro e equinócio de março. É importante mencionar que, ao contrário da região da Europa-África (Figura 4.2), não foi observada uma região de transição na qual há redução na magnitude dos coeficientes da componente estacionária no hemisfério norte. No entanto, os coeficientes exibem uma redução na magnitude no hemisfério sul, chegando inclusive a valores nulos.

Durante períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$), o comportamento dos coeficientes da componente estacionária (harmônico 0, constante) nas estações magnéticas das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania (ver Figuras 4.4, 4.5 e 4.6, respectivamente) assemelham-se a períodos de alto fluxo solar. Contudo, os coeficientes apresentam magnitudes menores tanto nas componentes X , Y e Z . Essa diferença de magnitude é mais evidente em regiões de baixas latitudes e na região equatorial, chegando a ultrapassar 10 nT de diferença em determinados meses. Por outro lado, para as regiões de médias latitudes, a diferença de magnitude é mínima, da ordem de 1 nT.

Figura 4.5 - Semelhante à Figura 4.2, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).

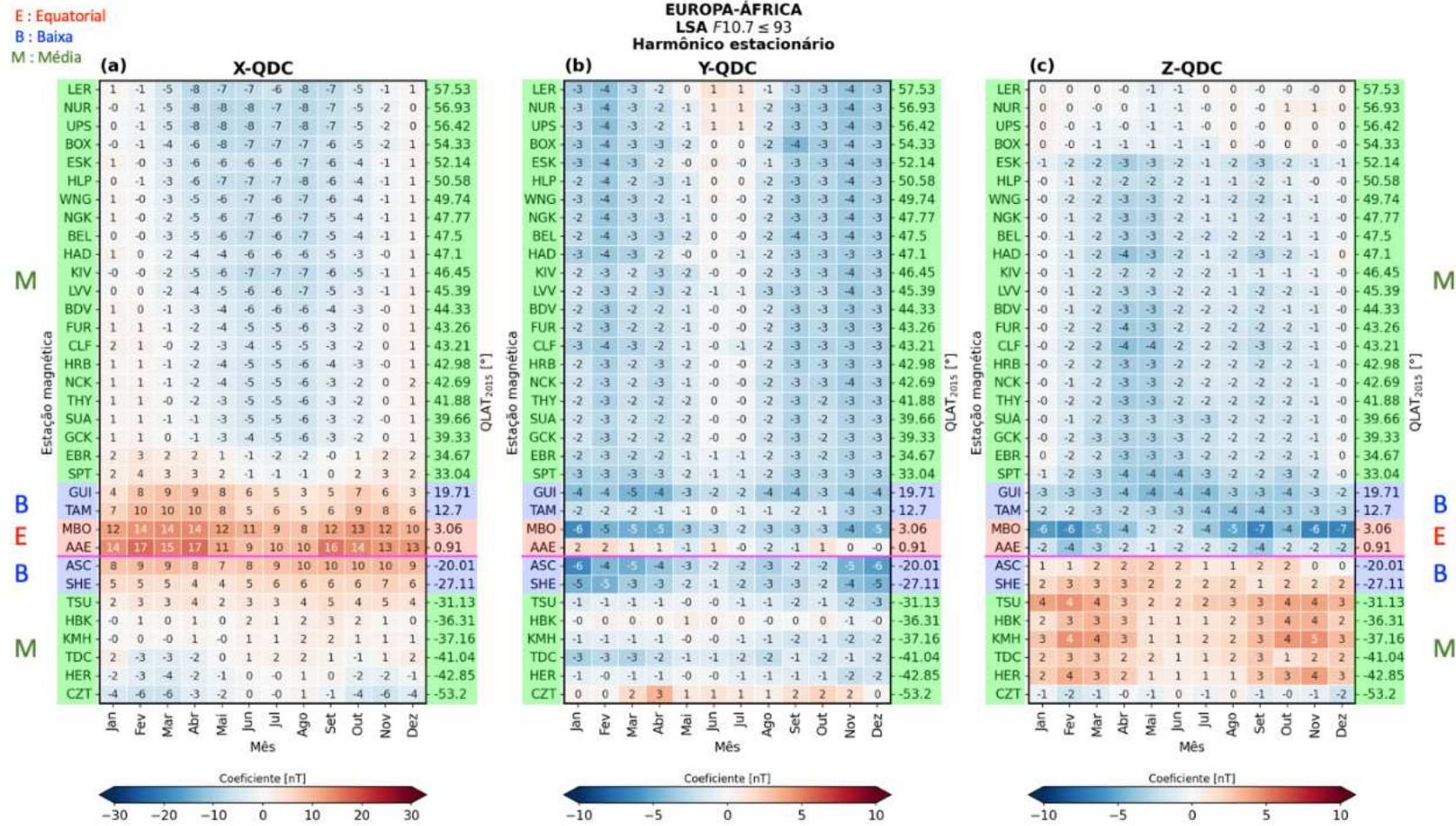
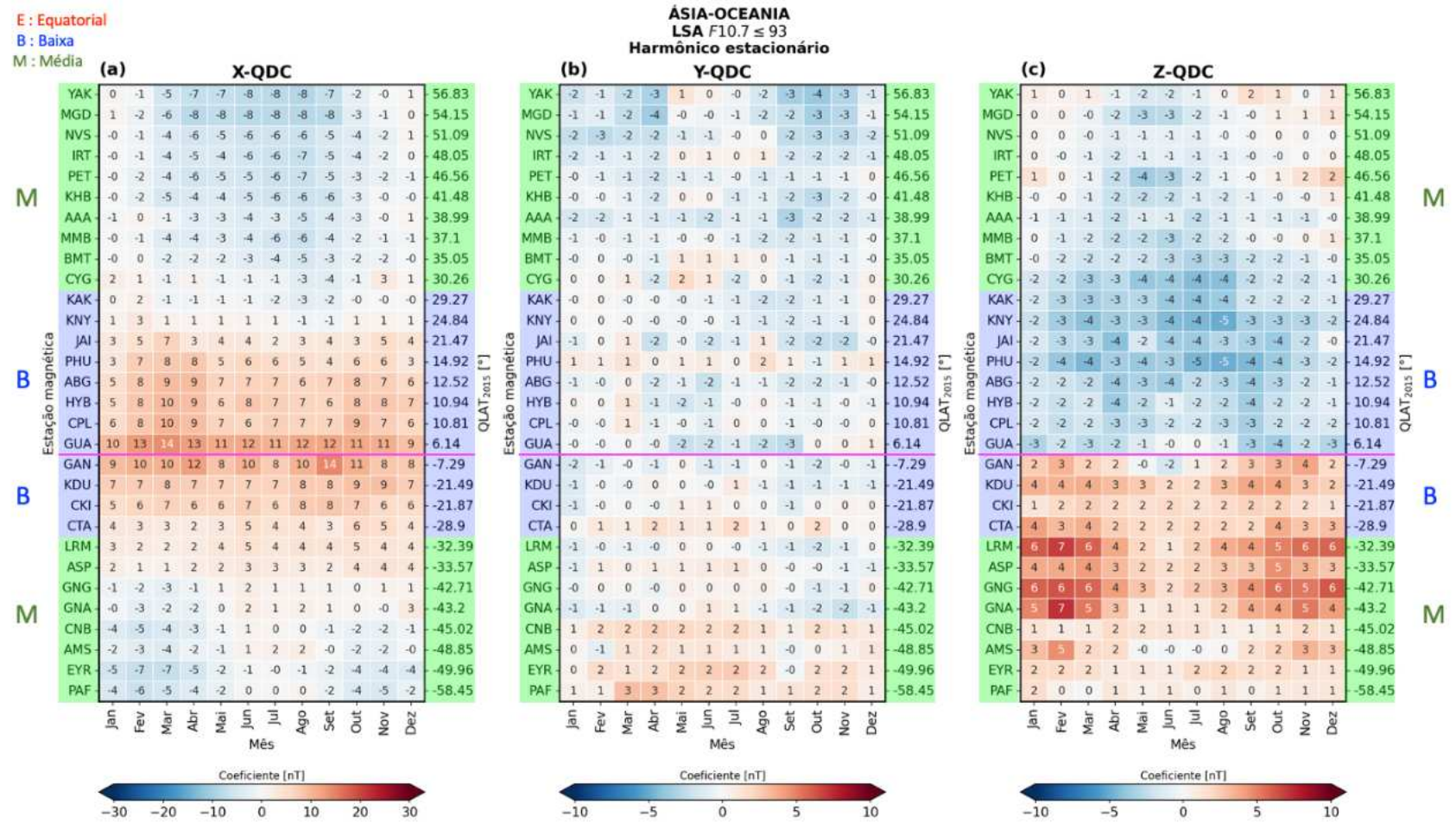


Figura 4.6 - Semelhante à Figura 4.3, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).



Para sumarizar as diferenças latitudinais em relação ao fluxo solar é apresentada a Tabela 4.1. Esta tabela refere-se ao valor absoluto da magnitude máxima do coeficiente da componente harmônica estacionária das componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético durante os meses de fluxo solar alto ($F_{10.7} > 93$) e baixo ($F_{10.7} \leq 93$), para os hemisférios norte e sul das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, para cada faixa de latitude (equatorial, baixas e médias). Em geral, a maior variabilidade em relação ao fluxo solar é observada na componente X , principalmente para a América do Sul. Na região equatorial da América do Sul esse comportamento foi mais expressivo, com uma diferença de 14 nT. Nessa tabela também fica evidente que não foi observado diferenças tão significativas nas componentes Y e Z em relação a atividade solar.

Tabela 4.1 - Magnitude máxima do coeficiente da componente harmônica estacionária das componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético durante os meses de fluxo solar alto ($F_{10.7} > 93$) e baixo ($F_{10.7} \leq 93$), para os hemisférios norte e sul das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, para cada faixa de latitude (equatorial, baixas e médias).

Fluxo solar	Setor longitudinal	Latitude (QLAT)	X		Y		Z	
			H. Norte	H. Sul	H. Norte	H. Sul	H. Norte	H. Sul
Alto	América	Média	9 (S)	16 (S)	3 (S)	4 (A)	5 (A)	11 (A)
		Baixa	17 (A)	25 (S/A)	9 (S/A)	12 (S)	9 (S)	7 (S)
		Equatorial	ND	44 (S)	ND	6 (A)	ND	7 (A)
	Europa-África	Média	11 (A)	9 (S)	6 (A)	4 (A)	5 (A)	7 (S)
		Baixa	15 (S)	15 (S)	6 (A)	8 (A)	5 (S)	4 (S)
		Equatorial	29 (S)	ND	8 (A)	ND	10 (A)	ND
	Ásia-Oceania	Média	12 (A)	10 (S)	3 (S/A)	4 (A)	5 (A)	8 (A/S)
		Baixa	19 (S)	17 (S)	3 (S)	3 (S)	7 (S)	6 (S)
		Equatorial	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Baixo	América	Média	6 (S)	11 (S)	3 (S)	3 (A)	4 (A)	8 (A)
		Baixa	13 (A)	15 (S/A)	7 (A/S)	8 (S)	6 (S)	6 (S)
		Equatorial	ND	29 (S)	ND	7 (S)	ND	5 (A)
	Europa-África	Média	8 (A)	6 (S)	4 (A)	3 (A)	4 (A)	5 (S)
		Baixa	10 (S)	10 (S)	5 (A)	6 (A)	4 (A)	3 (S)
		Equatorial	17 (S)	ND	6 (A)	ND	6 (A)	ND
	Ásia-Oceania	Média	8 (A)	7 (S)	4 (S)	3 (A)	4 (A)	7 (S/A)
		Baixa	14 (S)	14 (S)	3 (S/A)	2 (S)	5 (S)	4 (S/A)
		Equatorial	ND	ND	ND	ND	ND	ND

ND: sem dados

A: variação anual

S: variação semianual

H.: hemisfério

Adicionalmente, é importante observar que o coeficiente médio mensal da componente harmônica estacionária exibe uma variação significativa ao longo do ano para a componente X , abrangendo todas as regiões latitudinais (média, baixa e equatorial). Nas regiões de baixa latitude e equatorial, esta oscilação se caracteriza pela ocorrência de coeficiente máximo durante os meses de equinócios de março e setembro, com subsequente redução nos meses de solstício de inverno em cada hemisfério, sugerindo uma variação semianual. Por outro lado, nas regiões de médias latitudes, essa flutuação é caracterizada pela ocorrência de coeficiente máximo durante os meses do solstício de verão do respectivo hemisfério, indicando uma variação anual. Tais padrões persistem durante os períodos de baixo fluxo solar, apesar de se apresentarem com coeficiente reduzido, apesar da dificuldade de observá-los. Esta constatação sugere que sazonalidade exerce um impacto significativo no coeficiente médio das variações magnéticas das correntes elétricas do sistema Sq. Essas características serão discutidas na próxima seção deste capítulo.

A mesma análise que foi realizada para as coeficientes da componente harmônica estacionária também foi feita para a componente diurna (harmônico 1, 24h). Portanto, as Figuras 4.7, 4.8 e 4.9 mostram o comportamento da amplitude média mensal nas estações magnéticas das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, durante períodos de alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$), respectivamente. Novamente, as escalas de cores azul-branca, vermelho-branca e verde-branca são utilizadas nos mapas de calor para as componentes X , Y e Z , respectivamente, representando valores positivos até zero.

Figura 4.7 - Mapa de calor da amplitude média mensal da componente diurna (harmônico 1, 24h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F10.7 > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da América.

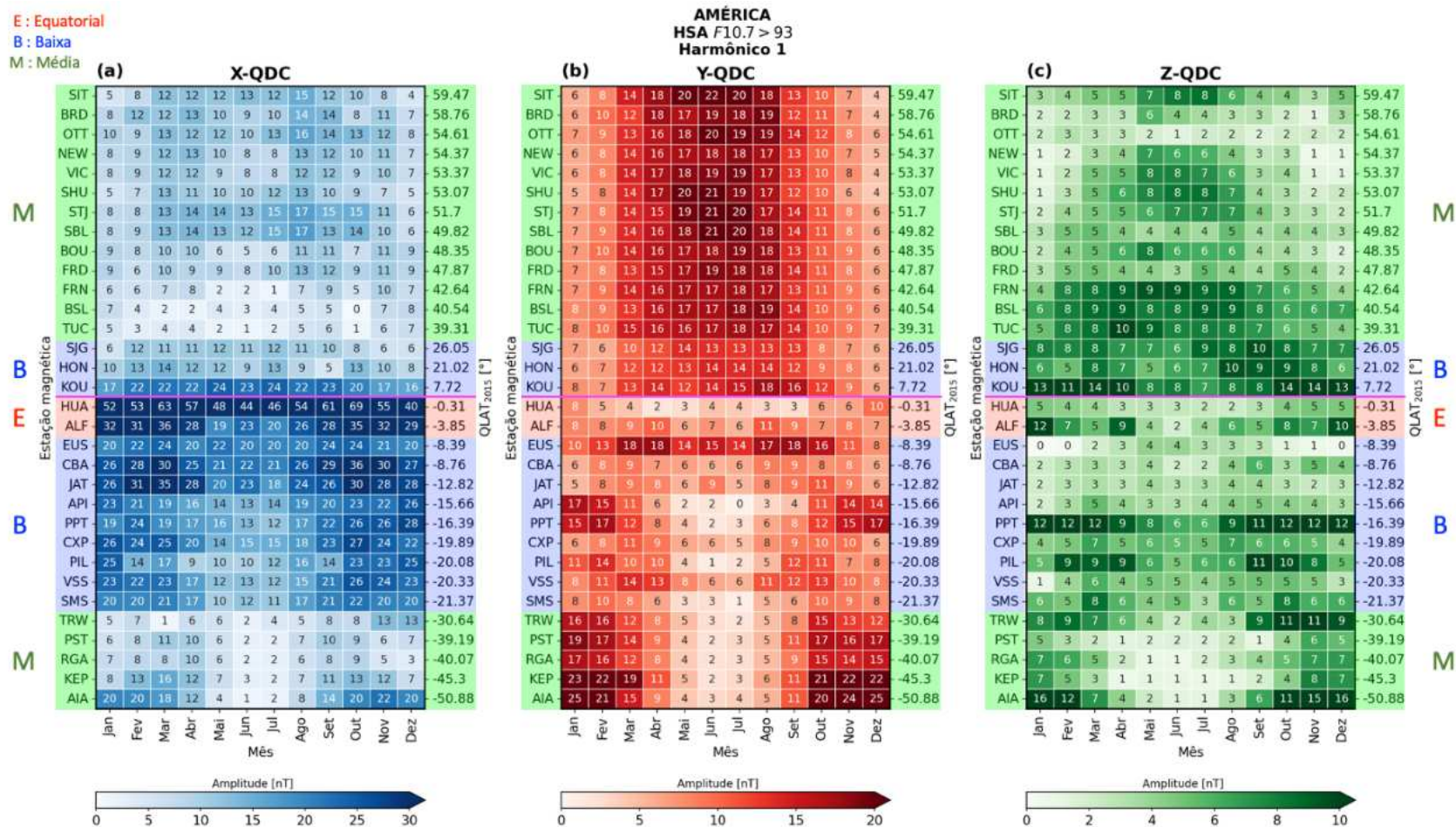
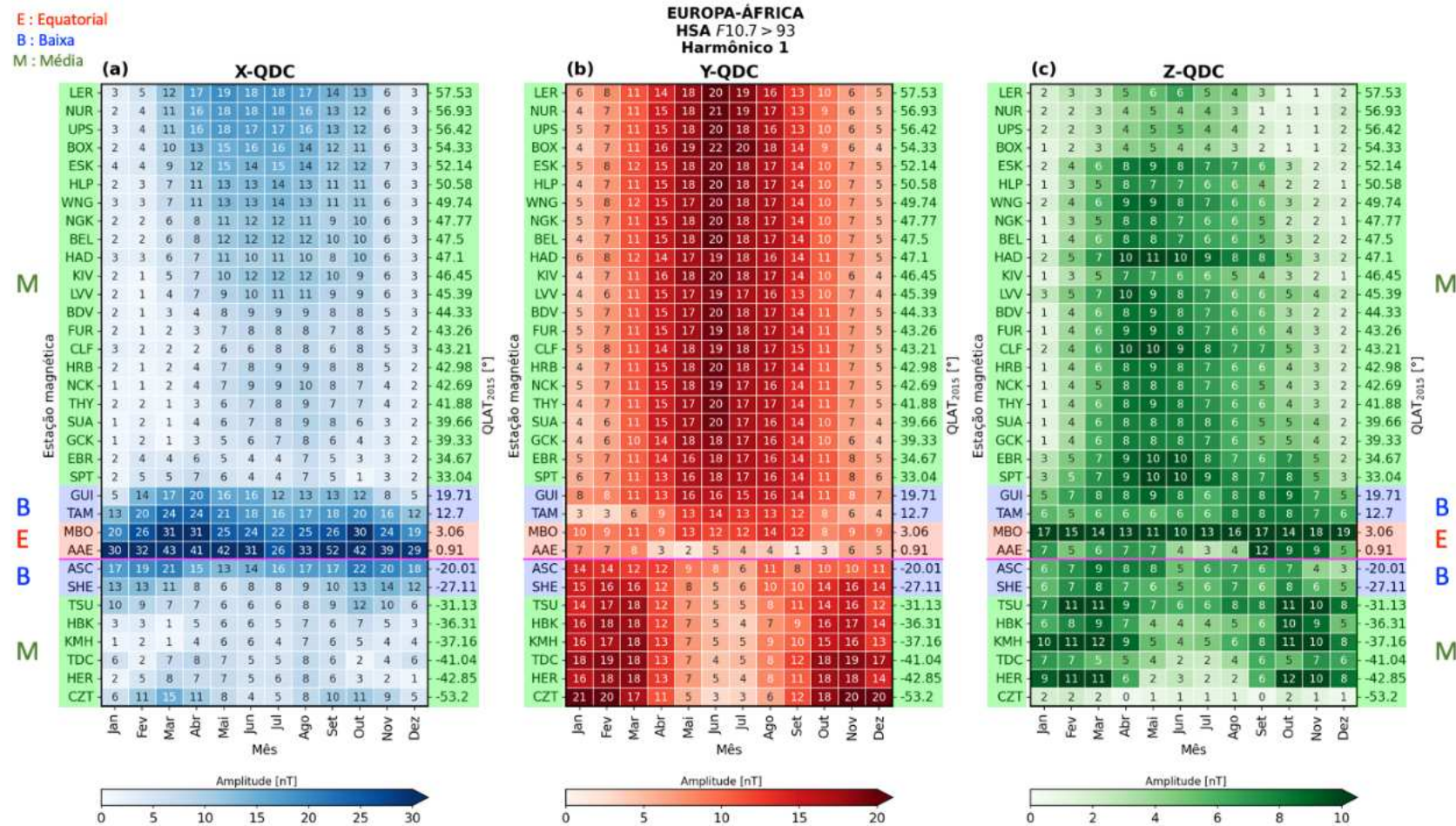


Figura 4.8 - Mapa de calor da amplitude média mensal da componente diurna (harmônico 1, 24h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F10.7 > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Europa-África.



Em geral, os resultados mostram que as amplitudes médias referente à componente diurna domina todas as latitudes, como era de se esperar. Ademais, a sua intensidade é maior no verão do hemisfério correspondente, também como esperado. Durante períodos de alto fluxo solar na região da América (Figura 4.7), as amplitudes da componente harmônica diurna apresentam padrões distintos de acordo com as faixas de latitude quase dipolares. Na componente X , observa-se que as magnitudes das amplitudes são maiores nas estações magnéticas localizadas no hemisfério sul em comparação com as estações magnéticas no hemisfério norte. Por exemplo, na região de médias latitudes do hemisfério norte, a magnitude máxima da amplitude foi de 17 nT na estação magnética de St. John's (STJ, $QLAT = 51,70^\circ$), e os valores maiores de amplitude ocorreram entre os meses dos solstícios de março e setembro, indicando uma variação semianual. Por sua vez, a magnitude máxima na região de médias latitudes do hemisfério sul foi de 22 nT na estação magnética de Argentine Island (AIA, $QLAT = -50,88^\circ$), com picos de amplitude também nos meses dos equinócios de março e setembro. Em contraste, as magnitudes das amplitudes na componente diurna são menores durante os meses de inverno tanto no hemisfério norte e quanto no hemisfério sul.

Nas regiões de baixas latitudes, as amplitudes são significativamente maiores nas estações magnéticas da região brasileira. Por exemplo, essas amplitudes apresentam picos de até 23 nT em CBA nos meses dos equinócios de março e setembro, enquanto em outras estações magnéticas, como API, PPT e PIL, os picos ocorrem nos meses dos solstícios de dezembro. No hemisfério norte, os picos de amplitude de até 18 nT foram observados em Kourou (KOU, $QLAT = 7,72^\circ$), próximos aos meses dos solstícios de junho. Na região equatorial, as estações magnéticas de HUA e ALF, no hemisfério sul, exibem picos de amplitudes nos meses dos equinócios de março e setembro. Em HUA, os picos de amplitude atingiram respectivamente 63 nT e 69 nT. Já em ALF, esses picos atingiram 36 nT e 35 nT, respectivamente. Essas variações ressaltam as características distintas das amplitudes da variação diurna em diferentes regiões da América durante períodos de alto fluxo solar.

Em relação à componente Y , as magnitudes das amplitudes apresentam padrões um pouco distintos em comparação à componente X . As magnitudes das amplitudes médias mensais na componente harmônica diurna são menores durante os meses dos solstícios de dezembro no hemisfério norte e durante os meses dos solstícios de junho no hemisfério sul, sendo menores nas estações magnéticas do hemisfério sul. Por exemplo, a menor amplitude no hemisfério norte foi 4 nT, enquanto no hemisfério sul foi 0 nT. Por sua vez, nas regiões de médias latitudes, as amplitudes médias

mensais da componente harmônica diurna da componente Y são ligeiramente maiores do que àquelas vistas na componente X . Nas regiões de baixas latitudes, essas amplitudes são menores na região brasileira em relação às demais estações magnéticas do hemisfério sul da região da América. Por sua vez, as amplitudes médias das regiões de baixas latitudes são parecidas quando comparadas entre os hemisférios, exceto as estações magnéticas da região brasileira. Estas baixas amplitudes nas regiões brasileiras podem ser devido à presença da SAMA que será discutido na próxima seção.

Nas estações magnéticas de HUA e ALF, localizadas na região equatorial do hemisfério sul, as amplitudes atingem picos nos meses do solstício de dezembro em HUA, enquanto em ALF os picos ocorrem nos meses de equinócio de março e setembro. Nas regiões de baixas e médias latitudes do hemisfério norte, os picos de amplitude são observados nos meses do solstício de junho. Já no hemisfério sul, esses picos ocorrem nos meses do solstício de dezembro nas regiões de médias latitudes. No entanto, nas regiões de baixas latitudes da região brasileira, esses picos ocorrem nos meses de equinócio de março e setembro. Por exemplo, as estações magnéticas de API e PPT exibem amplitudes maiores nos meses de solstício de dezembro (verão no hemisfério sul). Em PIL, por outro lado, parece haver um indicativo de que os picos dos meses do solstício de verão ocorrem antes, nos meses de equinócio de setembro. Além disso, as estações magnéticas de EUS, CBA, JAT, CXP e VSS exibem amplitudes quase equivalentes nos meses do solstício de junho em comparação aos meses do solstício de dezembro.

Já em relação à componente Z , as magnitudes das amplitudes apresentam comportamentos semelhantes à componente Y . Apenas algumas diferenças foram observadas. Nas estações magnéticas localizadas na região equatorial do hemisfério sul, as amplitudes da componente harmônica diurna são maiores nos meses do solstício de dezembro, chegando a atingir até 12 nT em ALF. Nas regiões de baixas latitudes do hemisfério sul, observa-se uma variação mais complexa, com valores de amplitude variando de 0 nT a 12 nT. Já nas regiões de médias latitudes, as amplitudes chegam a variar de 1 nT a 16 nT. Por exemplo, em AIA, observam-se picos de amplitude nos meses do solstício de dezembro, enquanto os valores mínimos são observados nos meses do solstício de junho. Os picos de amplitude observados nas estações magnéticas de baixas e médias latitudes no hemisfério norte sugerem uma variação anual com picos nos meses do solstício de junho.

Ao comparar as amplitudes das componentes harmônicas diurnas entre a região da

Europa-África (Figura 4.8) e outras regiões, observamos padrões distintos e bem definidos em cada componente do campo geomagnético. Na componente X , os picos de amplitude são mais pronunciados nos meses do solstício de junho nas estações magnéticas de médias latitudes no hemisfério norte, indicando uma variação anual. No hemisfério sul, as amplitudes sugerem uma variação semianual, com picos nos meses de equinócio de março e setembro. Em relação à componente Y , as amplitudes são relativamente maiores em comparação com a componente X . Quanto à componente Z , as magnitudes das amplitudes apresentam comportamentos semelhantes à componente Y . Os picos de amplitude nas estações magnéticas localizadas em baixas e médias latitudes no hemisfério norte sugerem uma variação anual. As amplitudes nas regiões de baixas e médias latitudes no hemisfério sul sugerem uma variação semianual.

Além disso, ao comparar as amplitudes das componentes harmônicas diurnas entre a região da Ásia-Oceania (Figura 4.9) e outras regiões, observamos padrões semelhantes aos observados na região da Europa-África em cada componente do campo geomagnético. Nas estações magnéticas de médias latitudes no hemisfério norte há também uma variação anual na componente X com picos no verão. Já nas regiões de baixas latitudes, os picos de amplitudes sugerem uma variação semianual em ambos os hemisférios com valores máximos nos meses de equinócio de março e setembro. Em relação à componente Y , as amplitudes também são relativamente maiores em comparação com a componente X . Finalmente, os picos de amplitude nas estações magnéticas localizadas em baixas e médias latitudes no hemisfério norte sugerem uma variação anual para a componente Z . Já no hemisfério sul, as amplitudes sugerem uma variação semianual nas regiões de baixas e médias latitudes para essa mesma componente.

Os resultados das amplitudes médias da componente diurna para os períodos de baixo fluxo solar ($F_{10.7} \leq 93$) são mostrados nas regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania (ver Figuras 4.10, 4.11 e 4.12, respectivamente). O mesmo padrão de comportamento foi semelhante aos resultados das amplitudes para o fluxo solar alto que foram mostrados anteriormente. Os valores máximos das amplitudes médias das componentes X , Y e Z foram observados para os períodos de baixo fluxo solar, sugerindo uma variabilidade da maré diurna em relação ao fluxo solar. Para as regiões de médias latitudes, a diferença de magnitude é mínima, da ordem de 1 nT, por exemplo. Com exceção é nas regiões da América do Sul. Para uma melhor análise, essas diferenças latitudinais em relação ao fluxo solar são sumarizadas na Tabela 4.2. Esta tabela exhibe a magnitude máxima da componente harmônica estacionária das

componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético durante os meses de fluxo solar alto ($F_{10.7} > 93$) e baixo ($F_{10.7} \leq 93$). Na tabela é mostrado os resultados para os hemisférios norte e sul das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania em cada faixa de latitude (equatorial, baixas e médias). Note que a maior variabilidade em relação ao fluxo solar é observada no hemisfério sul da região da América para a componente X , principalmente nas regiões de baixas latitudes e na região equatorial. A diferença de amplitude máxima do fluxo solar alto para baixo na região equatorial da América foi de 21 nT.

Figura 4.10 - Semelhante à Figura 4.7, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).

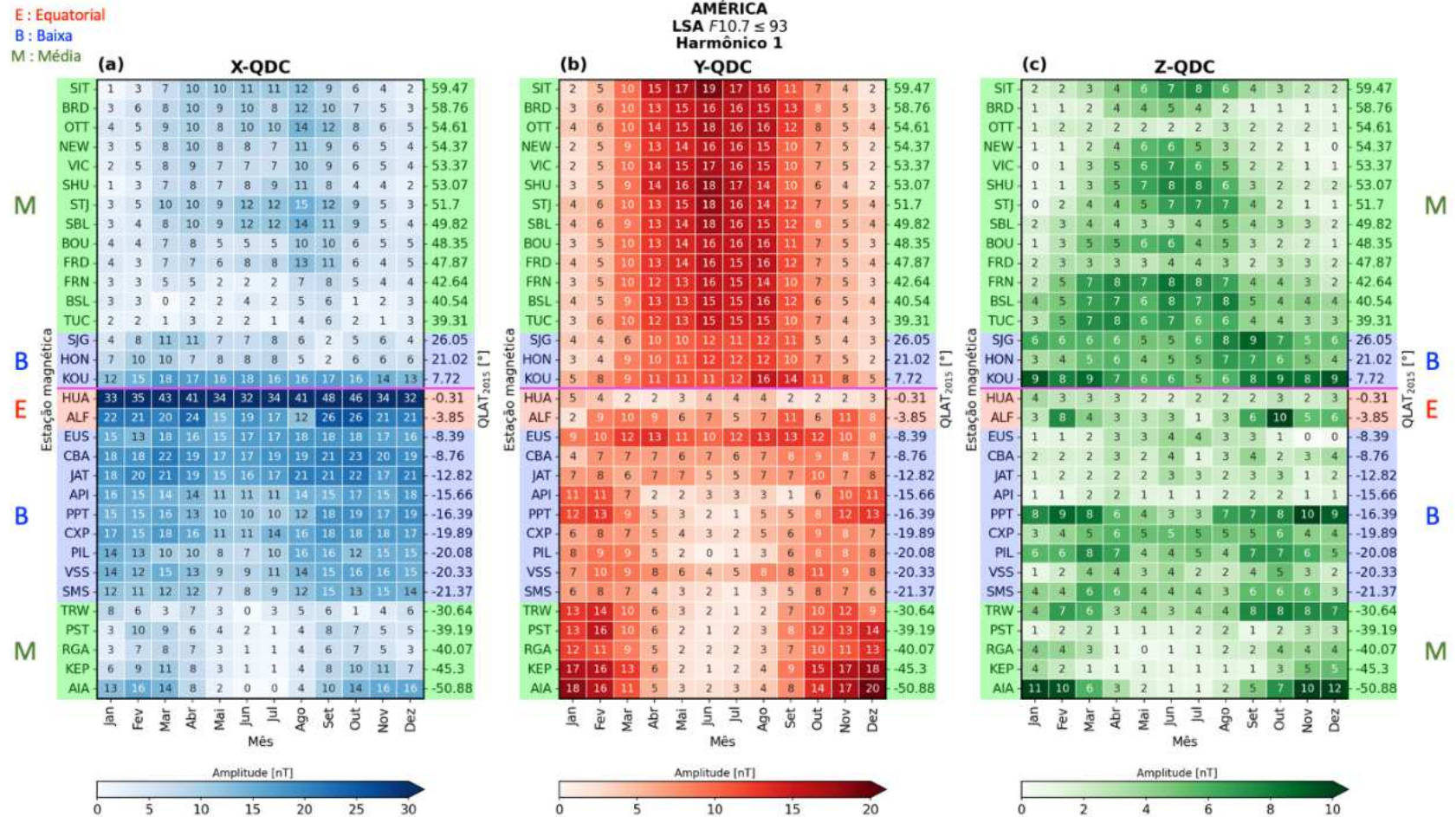


Figura 4.11 - Semelhante à Figura 4.8, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).

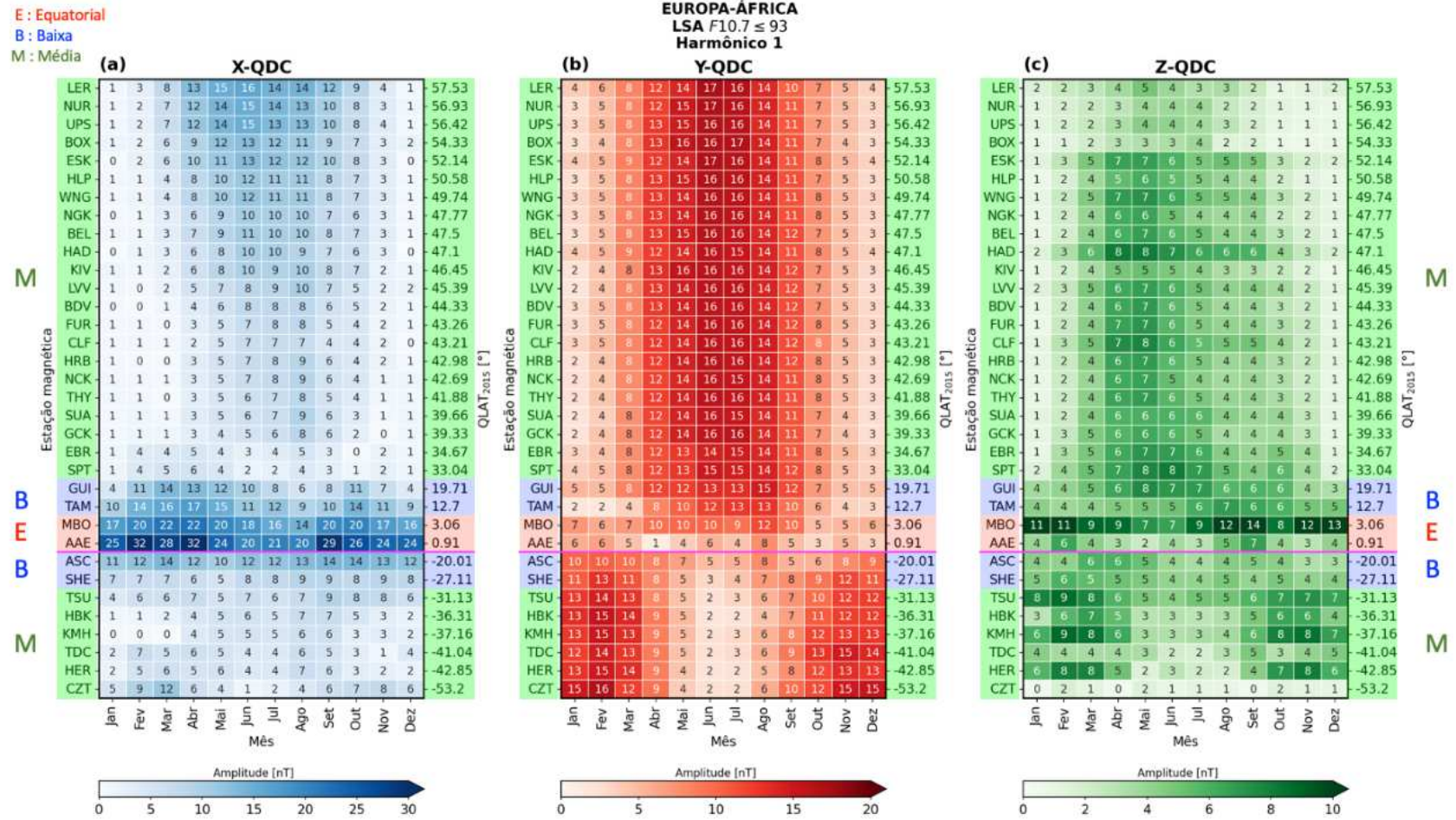


Figura 4.12 - Semelhante à Figura 4.9, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).

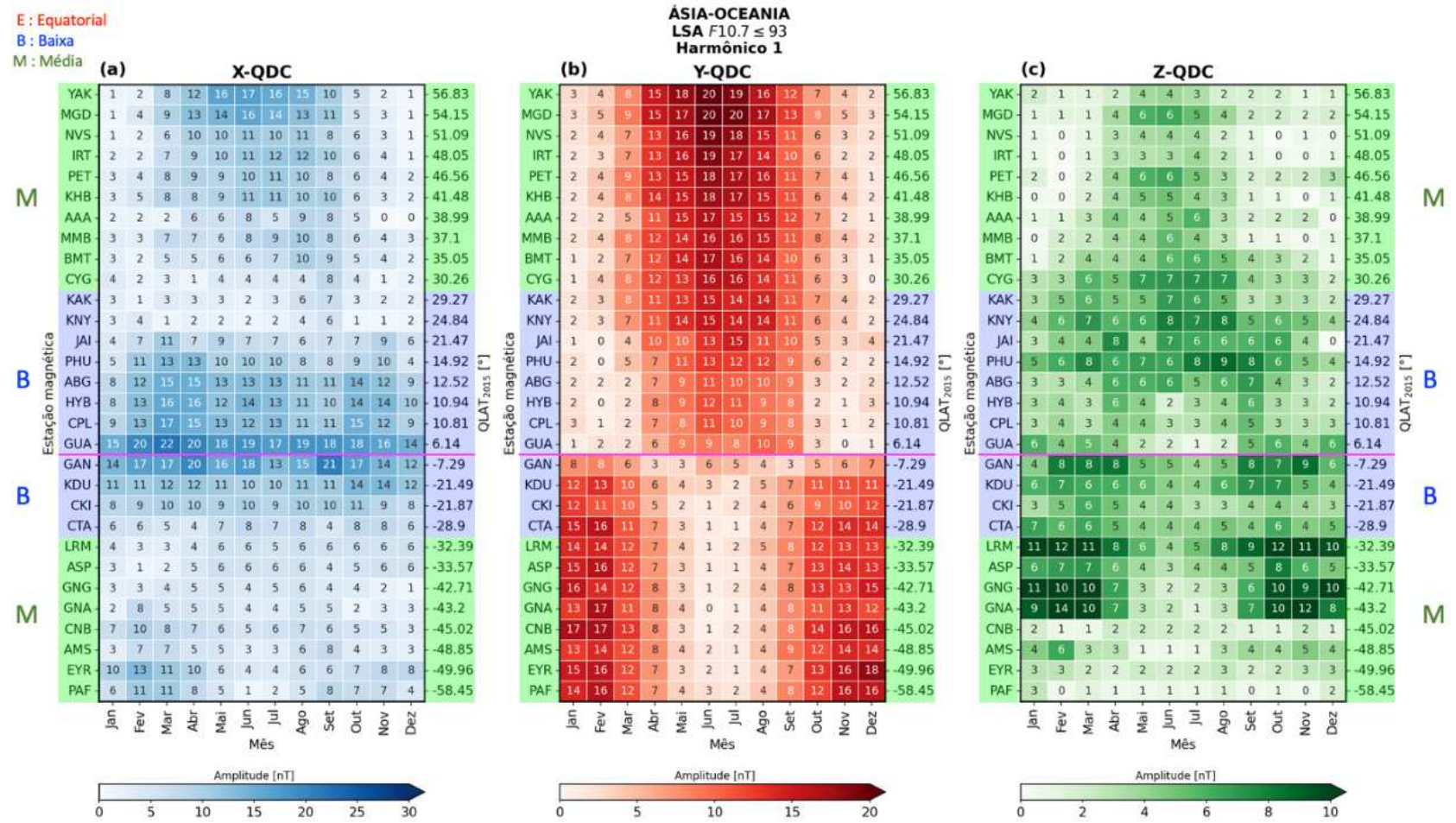


Tabela 4.2 - Semelhante à Tabela 4.1, porém para a componente harmônica diurna (24 horas).

Fluxo solar	Setor longitudinal	Latitude (QLAT)	X		Y		Z	
			H. Norte	H. Sul	H. Norte	H. Sul	H. Norte	H. Sul
Alto	América	Média	17 (S)	22 (S)	22 (A)	25 (A)	10 (A)	16 (A)
		Baixa	24 (A)	36 (S)	18 (A)	18 (S)	14 (A)	12 (S)
		Equatorial	ND	69 (S)	ND	11 (A)	ND	12 (A)
	Europa-África	Média	19 (A)	15 (S)	22 (A)	21 (S)	11 (A)	12 (S)
		Baixa	24 (S)	22 (S)	16 (A)	16 (S)	9 (S)	9 (S)
		Equatorial	52 (S)	ND	14 (S)	ND	19 (S)	ND
	Ásia-Oceania	Média	22 (A)	16 (S)	23 (A)	22 (A)	9 (A)	16 (S)
		Baixa	28 (S)	28 (S)	18 (A)	20 (A)	12 (S)	12 (S)
		Equatorial	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Baixo	América	Média	15 (S)	16 (S)	19 (A)	20 (A)	8 (A)	12 (A)
		Baixa	18 (A)	23 (S)	16 (A)	13 (S)	9 (S)	10 (S)
		Equatorial	ND	48 (S)	ND	11 (S)	ND	10 (A)
	Europa-África	Média	16 (A)	12 (S)	17 (A)	16 (A)	8 (A)	9 (S)
		Baixa	17 (S)	14 (S)	15 (A)	13 (A)	8 (A)	6 (S)
		Equatorial	32 (S)	ND	12 (A)	ND	14 (S)	ND
	Ásia-Oceania	Média	17 (A)	13 (S)	20 (A)	17 (A)	7 (A)	14 (S)
		Baixa	22 (S)	21 (S)	15 (A)	16 (A)	9 (S)	9 (S)
		Equatorial	ND	ND	ND	ND	ND	ND

ND: sem dados

A: variação anual

S: variação semianual

H.: hemisfério

Similarmente, a mesma análise foi aplicada para a componente harmônica semi-diurna (harmônico 2, 12h) da variação diurna nas regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania (ver Figuras 4.13, 4.14 e 4.15, respectivamente). As figuras exibem as amplitudes médias mensais da componente harmônica semidiurna durante períodos de alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$). As amplitudes da componente semidiurna exibem comportamentos semelhantes às amplitudes da componente diurna nas mesmas regiões, apesar das magnitudes serem menores. Este comportamento é principalmente observado nas regiões da Europa-África e Ásia-Oceania.

Figura 4.13 - Mapa de calor da amplitude média mensal da componente semidiurna (harmônico 2, 12h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F10.7 > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da América.

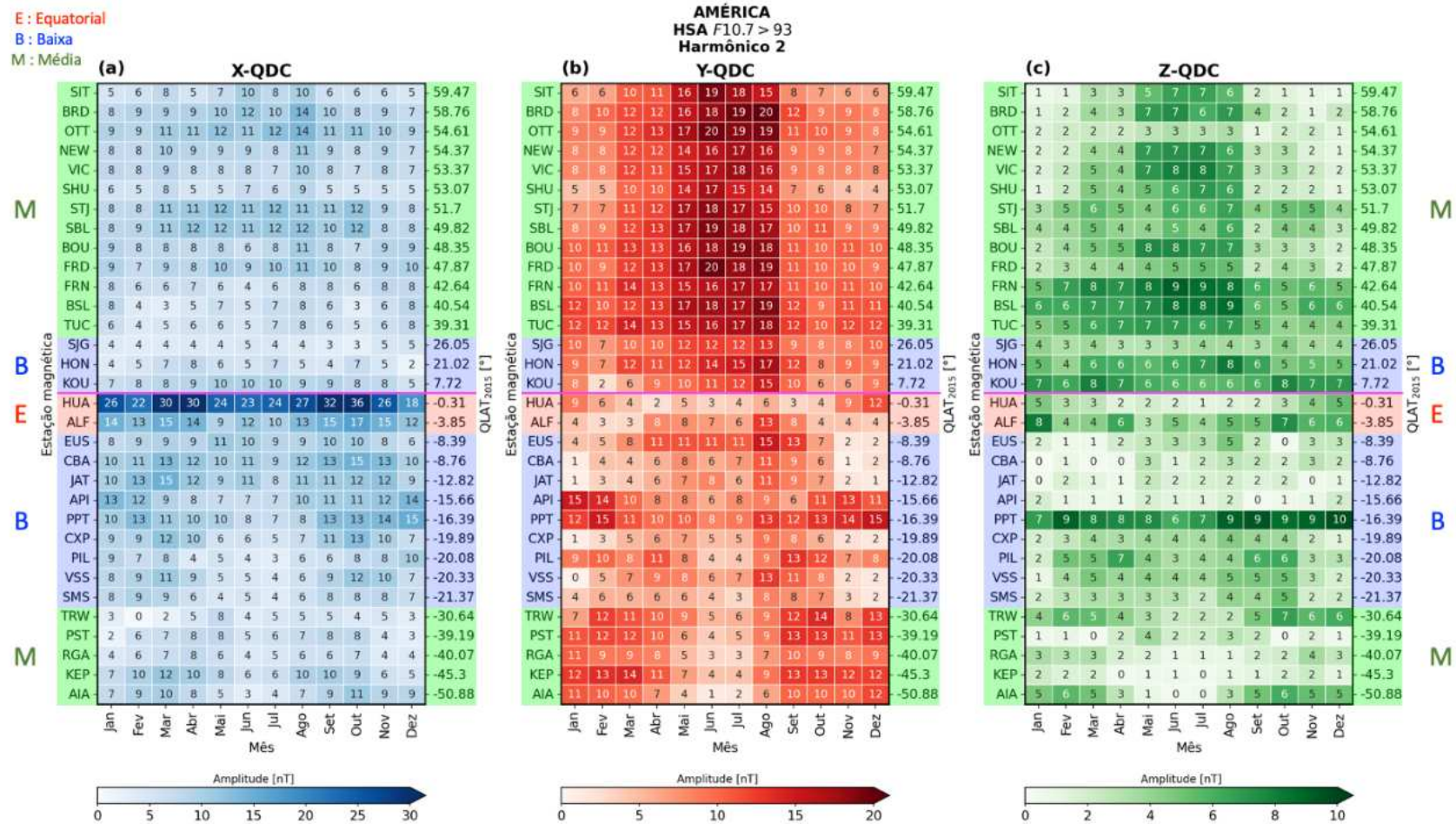
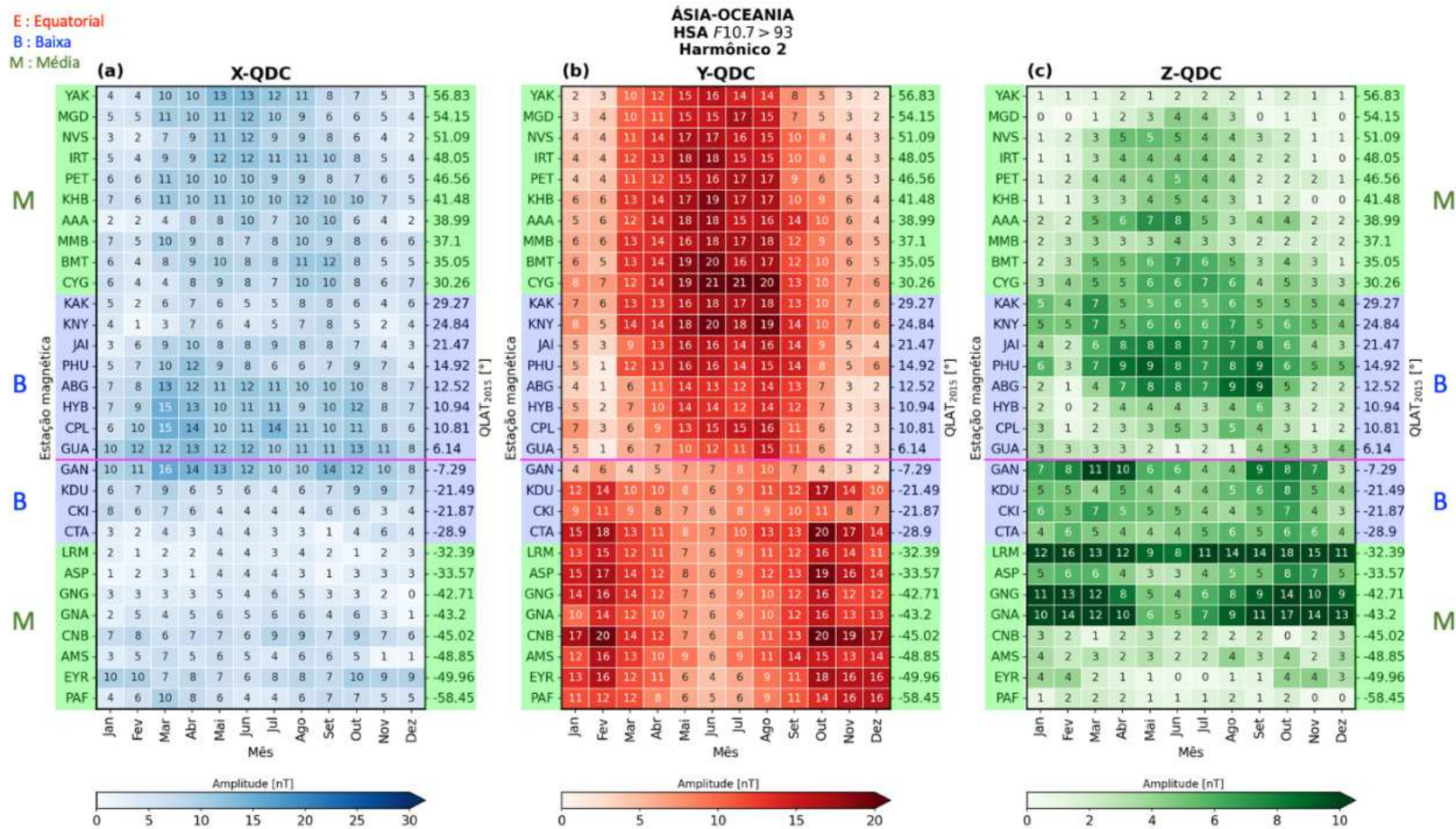


Figura 4.15 - Mapa de calor da amplitude média mensal da componente semidiurna (harmônico 2, 12h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F10.7 > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Ásia-Oceania.



Na região da América (Figura 4.13), a análise das amplitudes da componente harmônica semidiurna revela padrões distintos de acordo com as faixas de latitude quase dipolares. No hemisfério norte, nas faixas de latitude médias e baixas latitudes, a componente Y apresenta amplitudes médias mensais ligeiramente maiores do que a componente X , atingindo um valor máximo de 20 nT. Por outro lado, no hemisfério sul, na faixa de latitude equatorial, a componente X exibe amplitudes maiores em comparação com a componente Y , alcançando um valor máximo de 36 nT, enquanto a componente Y chega a 15 nT.

Para as faixas de latitude em baixas latitudes no hemisfério sul, as estações magnéticas na região brasileira, como CBA, JAT, CXP e VSS, apresentam amplitudes menores na componente Y em comparação com as estações magnéticas API, PPT e PIL. Além disso, a região brasileira exibe valores menores de amplitudes médias mensais na componente Y durante os meses de verão, em contraste com as amplitudes máximas observadas no verão do hemisfério norte. Nas estações API e PPT, a variação anual é observada nos meses de verão enquanto em PIL, a variação é semi-anual com amplitudes máximas nos equinócios. Analisando o conjunto das estações magnéticas, a componente Z apresenta uma redução de amplitude na componente harmônica semidiurna em CBA, JAT e API quando comparadas com as demais estações magnéticas da região da América do Sul. Em particular, a estação magnética de PPT exibe as maiores amplitudes médias mensais para a componente harmônica semidiurna da componente Z . Essas observações destacam as particularidades das amplitudes da variação diurna do campo geomagnético em diferentes faixas de latitude da região da América, quando comparadas com àquelas vistas nas regiões da Europa-África e Ásia-Oceania.

O período de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$) é apresentado nas Figuras 4.16, 4.17 e 4.18 para as estações magnéticas das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, respectivamente.

Figura 4.16 - Semelhante à Figura 4.13, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).

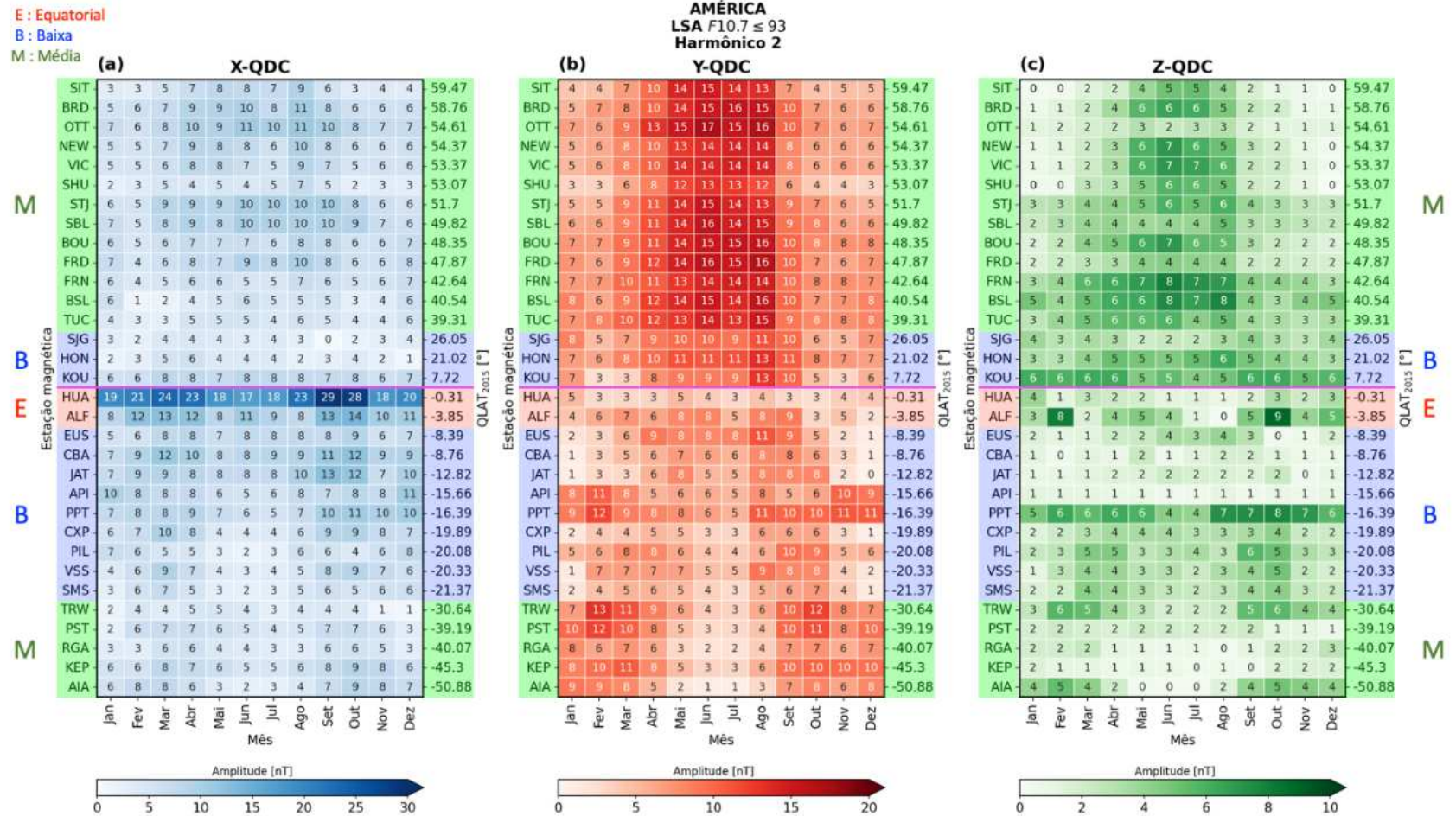
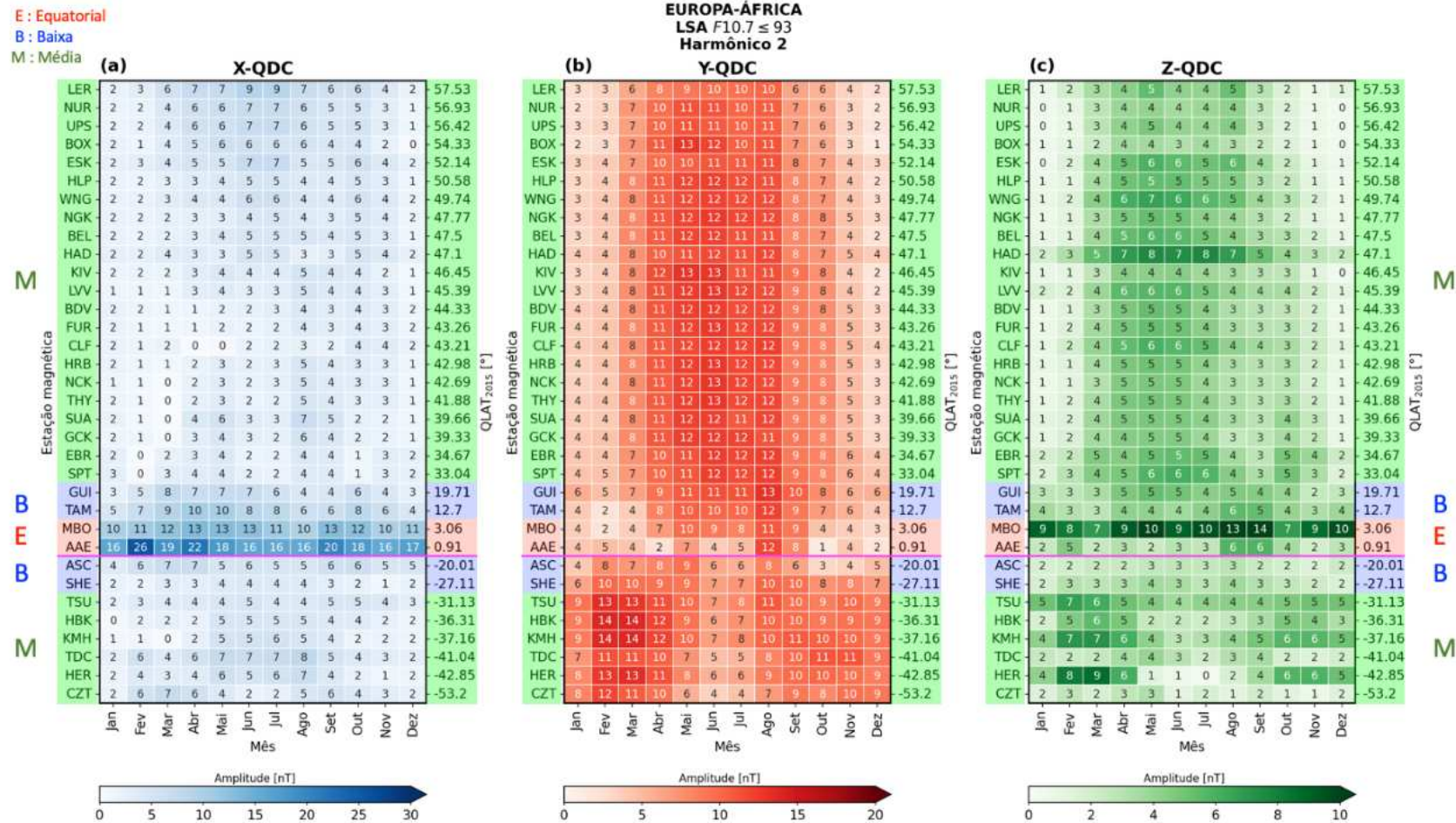


Figura 4.17 - Semelhante à Figura 4.14, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).



Conforme esperado, as amplitudes da componente semidiurna mostram magnitudes menores nas componentes X , Y e Z em comparação com os períodos de alto fluxo solar. Entretanto, uma característica distintiva pode ser observada na região brasileira durante o período de baixo fluxo solar. As amplitudes médias mensais da componente harmônica semidiurna da componente Y exibem uma variabilidade temporal e espacial, na qual apenas em CXP, VSS e SMS observam-se picos de amplitudes nos meses de equinócio, acompanhados por uma redução na amplitude nos meses de inverno e verão.

Para resumir as diferenças latitudinais e longitudinais em relação ao fluxo solar, apresentamos a Tabela 4.3, que reúne os resultados das magnitudes máximas das amplitudes da componente harmônica semidiurna para as diferentes regiões e períodos solares de alto e baixo fluxo. Claramente é observado que as magnitudes das componentes harmônicas semidiurnas são maiores durante o período de alto fluxo solar e menores durante o período de baixo fluxo solar. Esse comportamento é esperado, pois há maior deposição de energia na ionosfera durante períodos de fluxo solar alto, o que leva a oscilações geomagnéticas mais intensas.

Ademais, nota-se que a componente Y é dominante em relação às demais componentes (X e Z) em várias faixas de latitude do hemisfério norte nas regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania durante ambos os períodos de fluxo solar. Isso sugere que as oscilações geomagnéticas nessa região são mais influenciadas pela componente harmônica semidiurna ao longo do hemisfério norte.

Tabela 4.3 - Magnitude máxima da componente harmônica semidiurna (12 horas) das componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético durante os meses de fluxo solar alto ($F_{10.7} > 93$) e baixo ($F_{10.7} \leq 93$), para os hemisférios norte e sul das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, para cada faixa de latitude (equatorial, baixas e médias).

Fluxo solar	Setor longitudinal	Latitude (QLAT)	X		Y		Z	
			H. Norte	H. Sul	H. Norte	H. Sul	H. Norte	H. Sul
Alto	América	Média	14 (A)	12 (S)	20 (A)	14 (A)	9 (A)	7 (A)
		Baixa	10 (A)	15 (S)	17 (S)	15 (S)	8 (A)	10 (S)
		Equatorial	ND	36 (S)	ND	13 (A)	ND	8 (A)
	Europa-África	Média	13 (A)	9 (S)	17 (A)	18 (S)	10 (A)	11 (S)
		Baixa	13 (A)	9 (S)	15 (A)	14 (S)	7 (A)	5 (S)
		Equatorial	33 (S)	ND	13 (A)	ND	16 (S)	ND
	Ásia-Oceania	Média	13 (A)	10 (S)	21 (A)	20 (A)	8 (A)	19 (S)
		Baixa	15 (S)	16 (S)	20 (A)	20 (S)	9 (A)	11 (S)
		Equatorial	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Baixo	América	Média	11 (A)	9 (S)	17 (A)	13 (A)	8 (A)	6 (A)
		Baixa	8 (A)	13 (S)	13 (S)	12 (S)	6 (A)	8 (S)
		Equatorial	ND	29 (S)	ND	9 (A)	ND	9 (A)
	Europa-África	Média	9 (A)	8 (S)	13 (A)	14 (S)	8 (A)	9 (S)
		Baixa	10 (S)	7 (S)	13 (A)	10 (S)	6 (A)	4 (S)
		Equatorial	26 (S)	ND	12 (A)	ND	14 (S)	ND
	Ásia-Oceania	Média	11 (A)	10 (S)	16 (A)	16 (A)	6 (A)	17 (S)
		Baixa	11 (S)	11 (S)	15 (A)	15 (S)	7 (A)	8 (S)
		Equatorial	ND	ND	ND	ND	ND	ND

ND: sem dados

A: variação anual

S: variação semianual

H.: hemisfério

As Figuras 4.19, 4.20 e 4.21 apresentam as amplitudes da componente harmônica terdiurna (harmônico 3, 8h) nas regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, respectivamente, durante períodos de alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$). Em geral, as amplitudes das componentes terdiurnas são menores em comparação às componentes anteriores. Na região da América (Figura 4.19) é observado um comportamento com padrões ligeiramente distintos em cada componente do campo geomagnético em relação às componentes harmônicas anteriores (estacionária, diurna e semidiurna) em cada componente do campo geomagnético. As amplitudes das componentes terdiurnas são menores em comparação às componentes anteriores. Na componente X , observam-se picos de amplitude nos meses do solstício de junho no hemisfério norte, indicando uma variação anual. No hemisfério sul, os picos de amplitude sugerem uma variação semianual, com máximos nos meses de equinócio de março e setembro. Quanto à componente Y , os picos de amplitude em ambos os hemisférios parecem ocorrer entre os meses do equinócio de março e setembro, sendo mais proeminente no mês de agosto. Especificamente, o comportamento das amplitudes da componente Y na região brasileira, os picos de amplitude sugerem uma variação anual, na qual as amplitudes maiores ocorrem no solstício de junho (inverno) e mínimo no solstício de dezembro (verão). Na componente Z , as magnitudes das amplitudes apresentam uma variação anual com picos nos meses de solstício de junho no hemisfério norte, e uma variação semianual com máximos nos meses de equinócio de março e setembro.

Na região da Europa-África (Figura 4.20), as amplitudes da componente X apresenta variação anual, com picos de amplitude nos meses do solstício de junho no hemisfério norte e semianual no hemisfério sul. As amplitudes das componentes Y e Z exibem um padrão semelhante à variação semianual, com máximos nos equinócios de março e setembro em médias latitudes de ambos os hemisférios. Os picos máximos na amplitude da componente Y são maiores no hemisfério sul e parecem ocorrer mais condensados nos meses do equinócio de março e setembro. Por sua vez, as amplitudes no hemisfério norte parecem ocorrerem mais difundida ao longo dos mesmos meses de equinócio. Já em baixas latitudes, os picos de amplitude sugerem uma variação anual com máximo nos meses do solstício de junho em ambos hemisférios. Além disso, os valores mínimos de amplitude mensal da componente harmônica terdiurna ocorrem nos meses do solstício de dezembro (inverno) no hemisfério norte em contraste com o hemisfério sul.

A região da Ásia-Oceania (Figura 4.21) apresentou diferenças no comportamento das amplitudes comparada com as regiões anteriores nas amplitudes da componente terdiurna. Na componente X , as amplitudes exibem um comportamento semianual,

alcançando picos nos meses de equinócio de março e setembro. Para a componente Y , as amplitudes exibem uma variação anual com pico nos meses de solstício de junho no hemisfério norte enquanto no hemisfério sul apresentam uma variação semianual com picos nos meses de equinócio de março e setembro. Nota-se ainda que na componente Z , os picos de amplitudes são maiores em relação às regiões da América e da Europa-África.

Figura 4.20 - Mapa de calor da amplitude média mensal da componente terdiurna (harmônico 3, 8h) da série de Fourier das componentes (a) X, (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Europa-África.

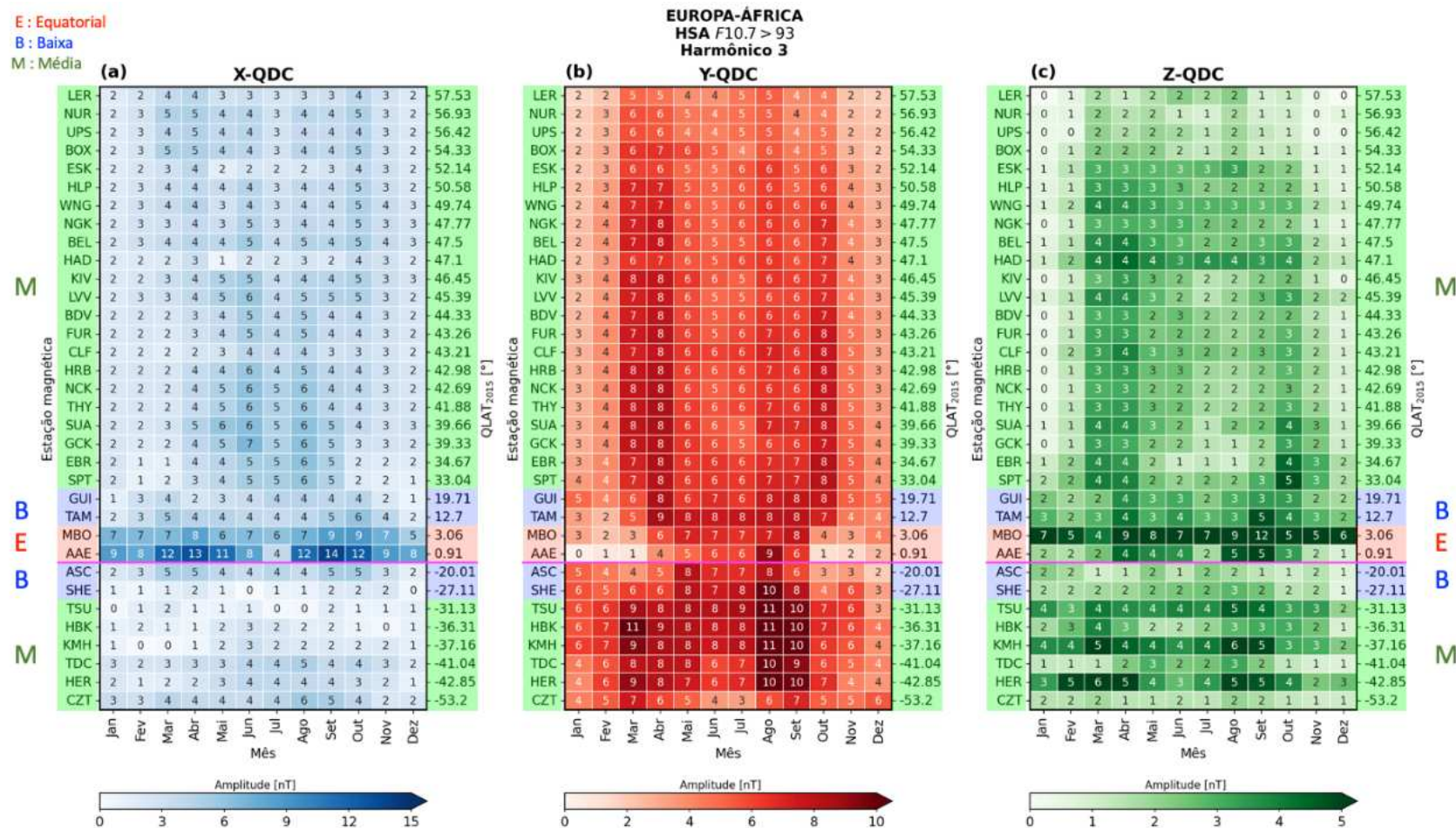
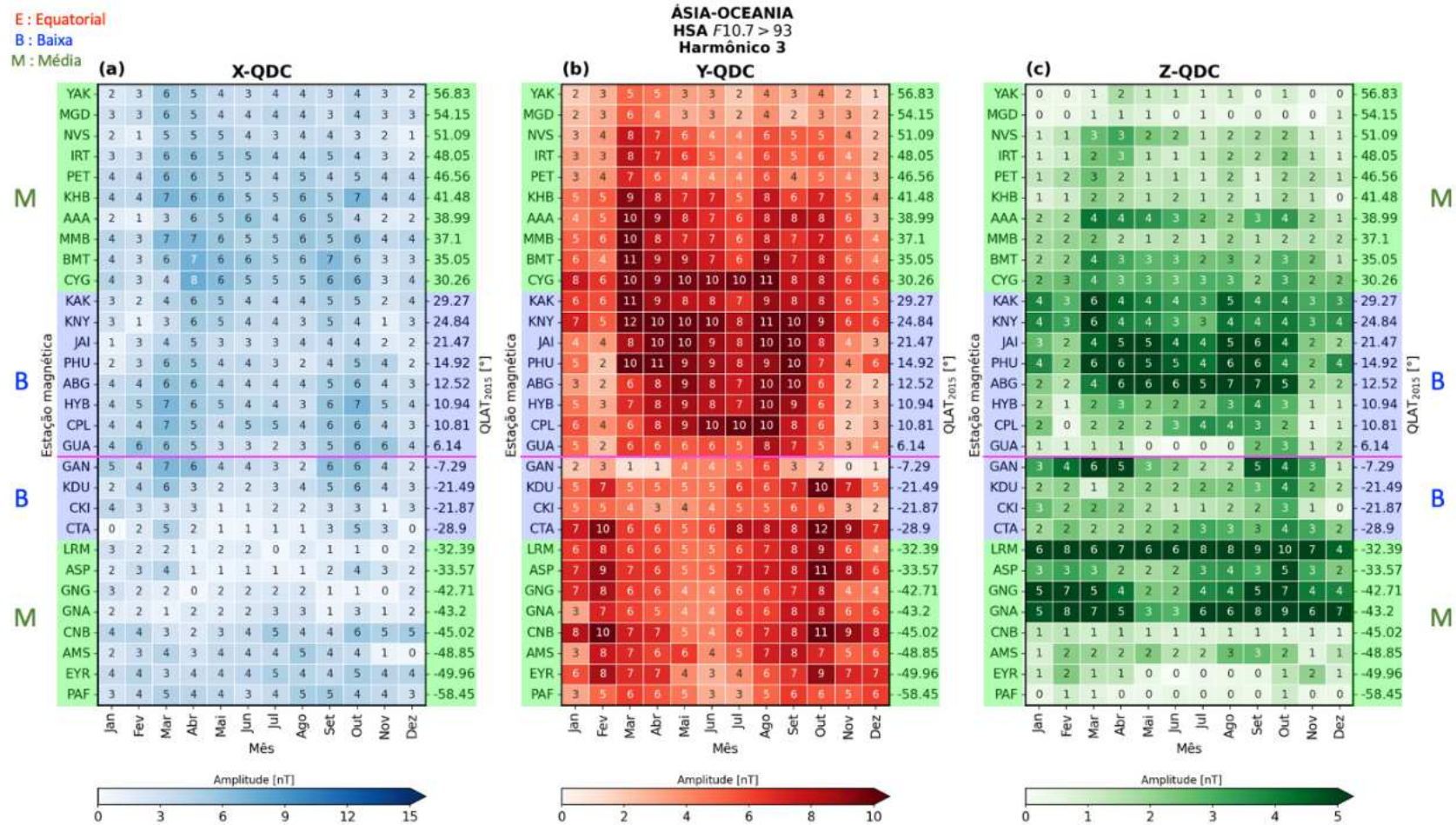


Figura 4.21 - Mapa de calor da amplitude média mensal da componente terdiurna (harmônico 3, 8h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F10.7 > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Ásia-Oceania.



Para períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$), as amplitudes da componente terdiurna (harmônico 3, 8h) das estações magnéticas das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania é apresentada nas Figuras 4.22, 4.23 e 4.24, respectivamente. Como esperados, as magnitudes são menores nas componentes X , Y e Z em comparação ao período de alto fluxo solar. Contudo, a diferença na magnitude das amplitudes é de aproximadamente da ordem de 1 nT para cada mês. Isso indica que, embora haja uma redução geral nas amplitudes durante os períodos de baixo fluxo solar, as características temporais e espaciais da componente harmônica terdiurna do campo geomagnético permanecem consistentes para os três setores longitudinais. Esses padrões nas amplitudes da componente harmônica terdiurna refletem particularidades locais na dinâmica dos sistemas de correntes Sq em cada região.

Figura 4.22 - Semelhante à Figura 4.19, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).

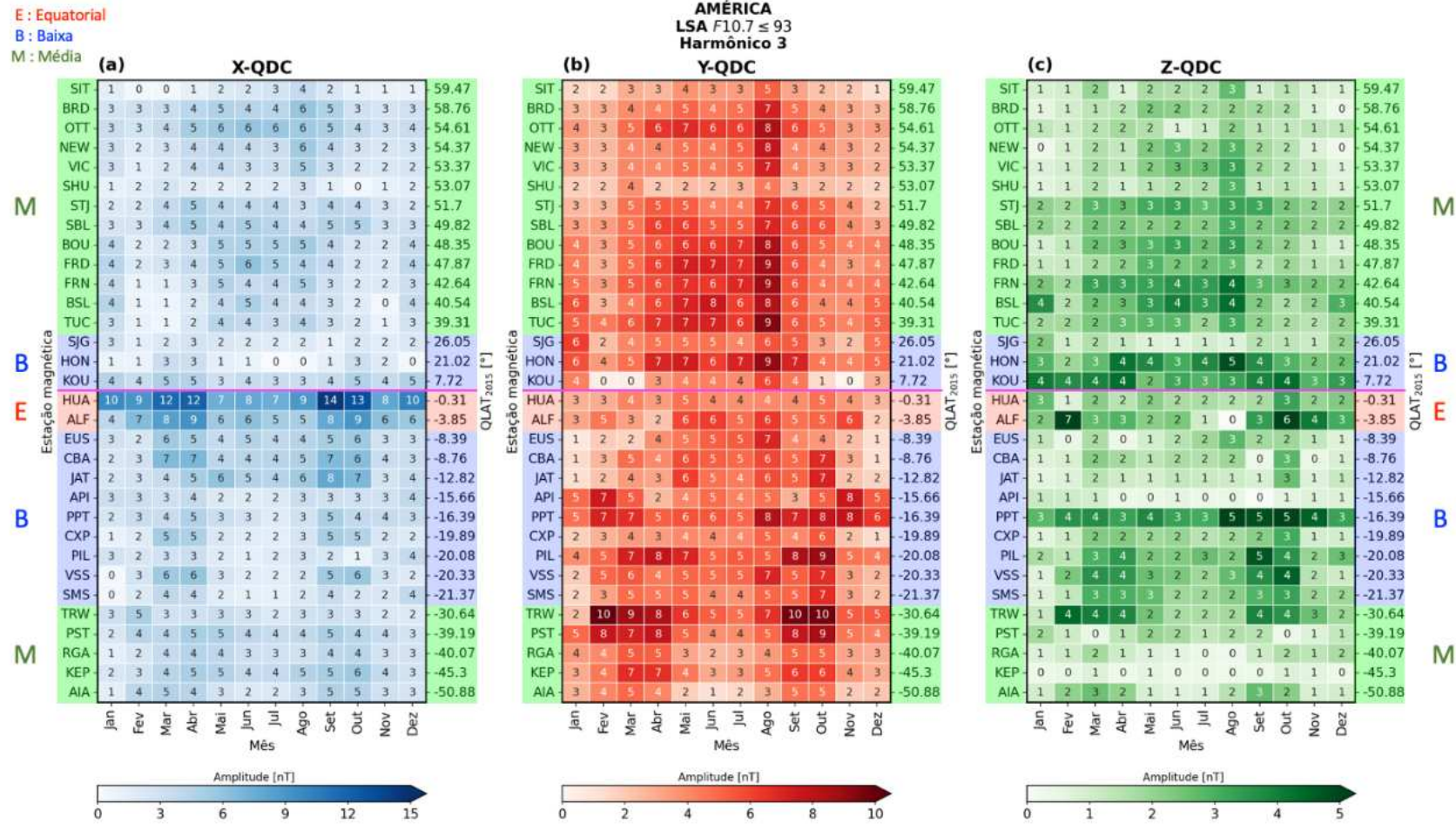
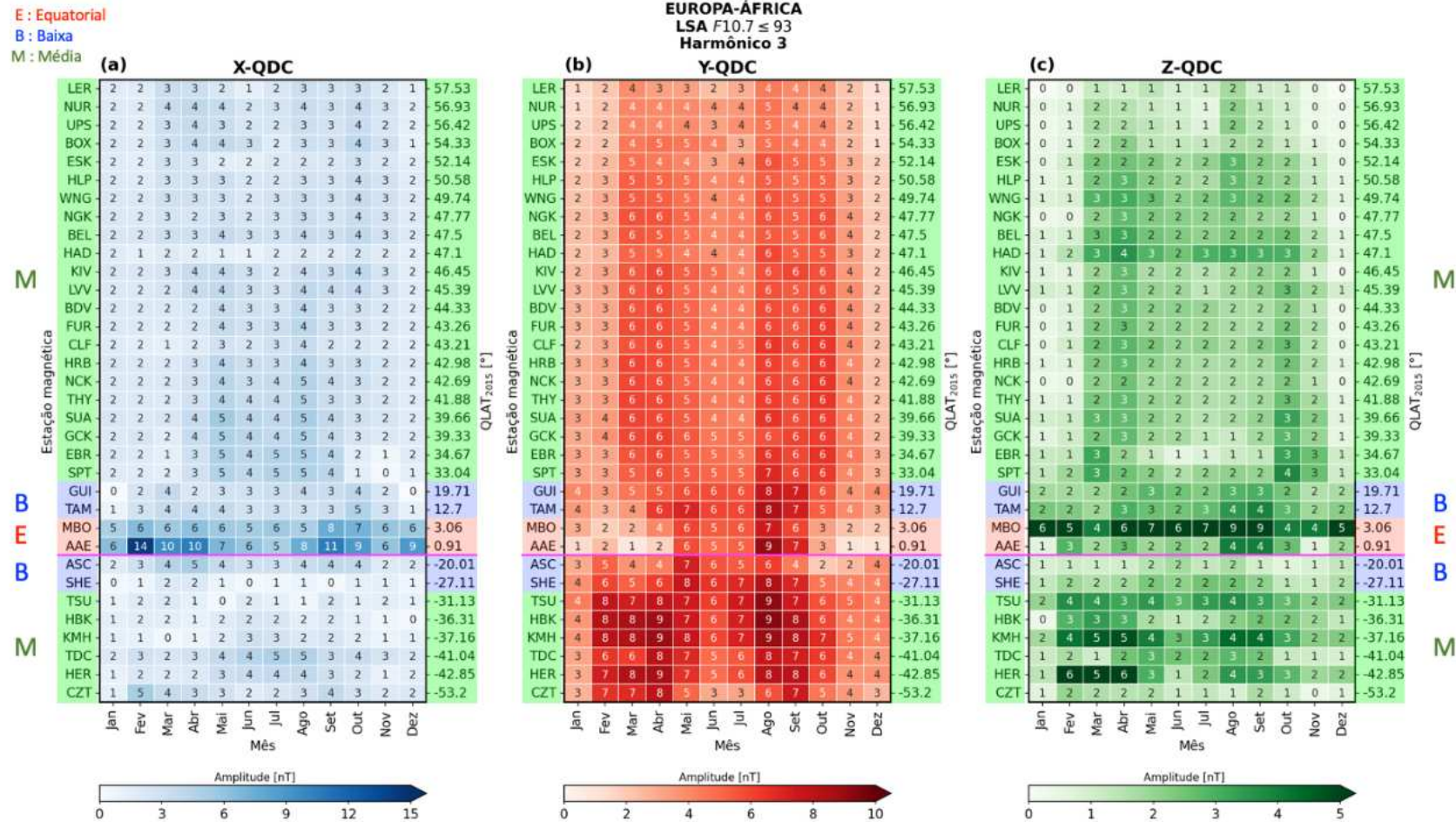


Figura 4.23 - Semelhante à Figura 4.20, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).



As características gerais da componente harmônica terdiurna são apresentadas na Tabela 4.4. É possível observar na tabela com mais clareza as poucas diferenças em relação ao fluxo solar para as componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético. Além disso, a componente Y é ligeiramente maior do que a componente X em médias e baixas latitudes. Enquanto na região equatorial a componente X é mais proeminente.

Tabela 4.4 - Magnitude máxima da componente harmônica terdiurna (8 horas) das componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético durante os meses de fluxo solar alto ($F_{10.7} > 93$) e baixo ($F_{10.7} \leq 93$), para os hemisférios norte e sul das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, para cada faixa de latitude (equatorial, baixas e médias).

Fluxo solar	Setor longitudinal	Latitude (QLAT)	X		Y		Z	
			H. Norte	H. Sul	H. Norte	H. Sul	H. Norte	H. Sul
Alto	América	Média	7 (A)	6 (S)	11 (S)	10 (S)	5 (A)	4 (S)
		Baixa	6 (A)	8 (S)	12 (S)	11 (S)	6 (A)	6 (S)
		Equatorial	ND	15 (S)	ND	9 (S)	ND	6 (S)
	Europa-África	Média	7 (A)	6 (S)	8 (S)	11 (S)	5 (S)	6 (S)
		Baixa	6 (A)	5 (A)	9 (A)	10 (S)	5 (S)	3 (S)
		Equatorial	14 (S)	ND	9 (S)	ND	12 (S)	ND
	Ásia-Oceania	Média	8 (S)	6 (S)	11 (S)	11 (S)	4 (A)	10 (S)
		Baixa	7 (S)	7 (S)	12 (A)	12 (A)	7 (A)	6 (S)
		Equatorial	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Baixo	América	Média	6 (A)	6 (S)	9 (S)	9 (S)	4 (A)	4 (S)
		Baixa	5 (A)	8 (S)	9 (S)	10 (S)	4 (A)	5 (S)
		Equatorial	ND	14 (S)	ND	6 (S)	ND	7 (S)
	Europa-África	Média	5 (A)	5 (S)	7 (S)	9 (S)	4 (S)	6 (S)
		Baixa	5 (A)	5 (A)	8 (A)	8 (S)	4 (S)	2 (S)
		Equatorial	14 (S)	ND	9 (S)	ND	9 (S)	ND
	Ásia-Oceania	Média	7 (S)	6 (S)	10 (S)	9 (S)	4 (A)	10 (S)
		Baixa	5 (S)	6 (S)	10 (A)	9 (S)	6 (A)	5 (S)
		Equatorial	ND	ND	ND	ND	ND	ND

ND: sem dados

A: variação anual

S: variação semianual

H.: hemisfério

Finalmente, as Figuras 4.25, 4.26 e 4.27 mostram as amplitudes da componente quarterdiurna (harmônico 4, 6h) nas regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, respectivamente, durante períodos de alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$).

Figura 4.25 - Mapa de calor da amplitude média mensal da componente quarterdiurna (harmônico 4, 6h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F10.7 > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da América.

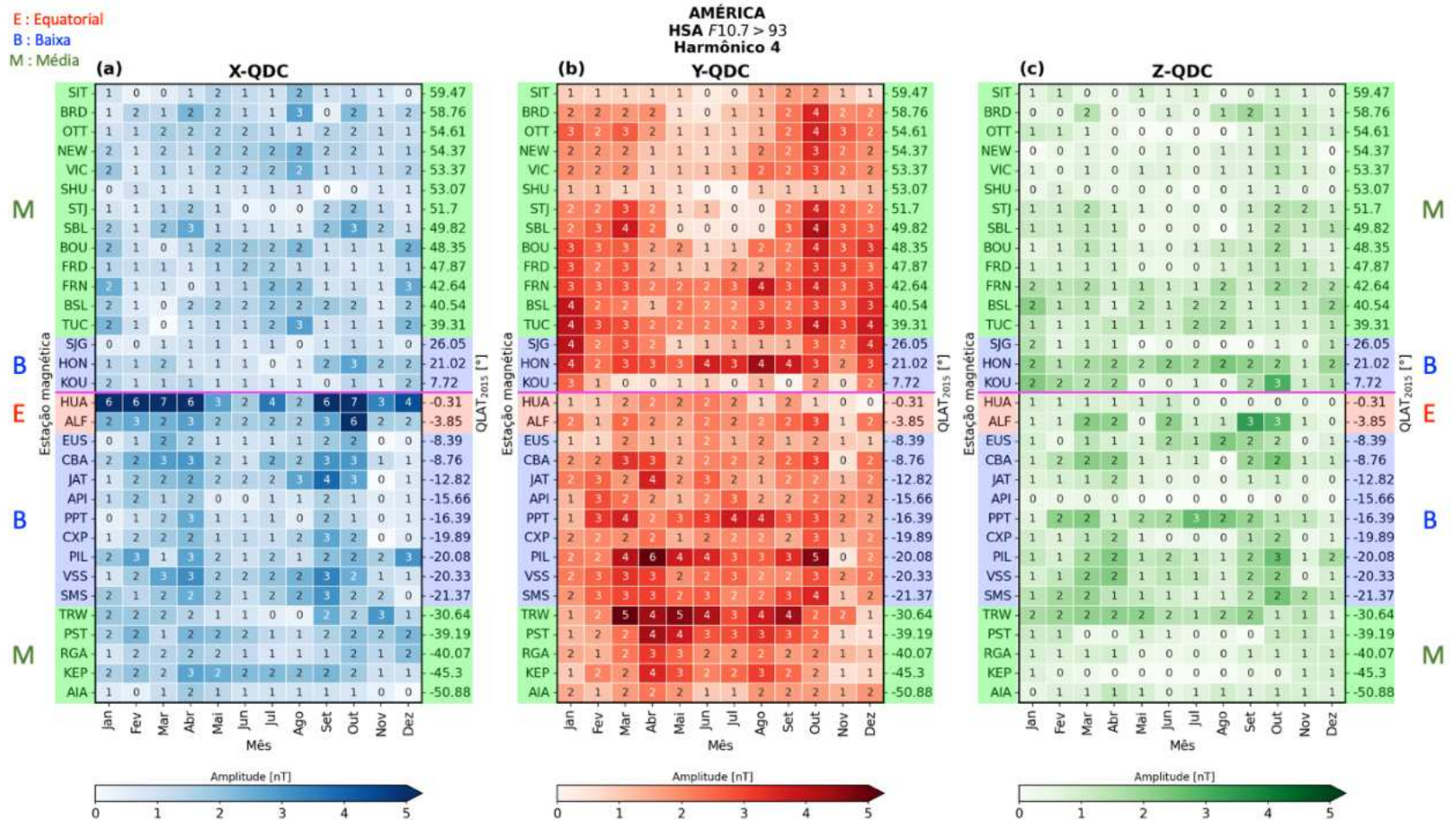
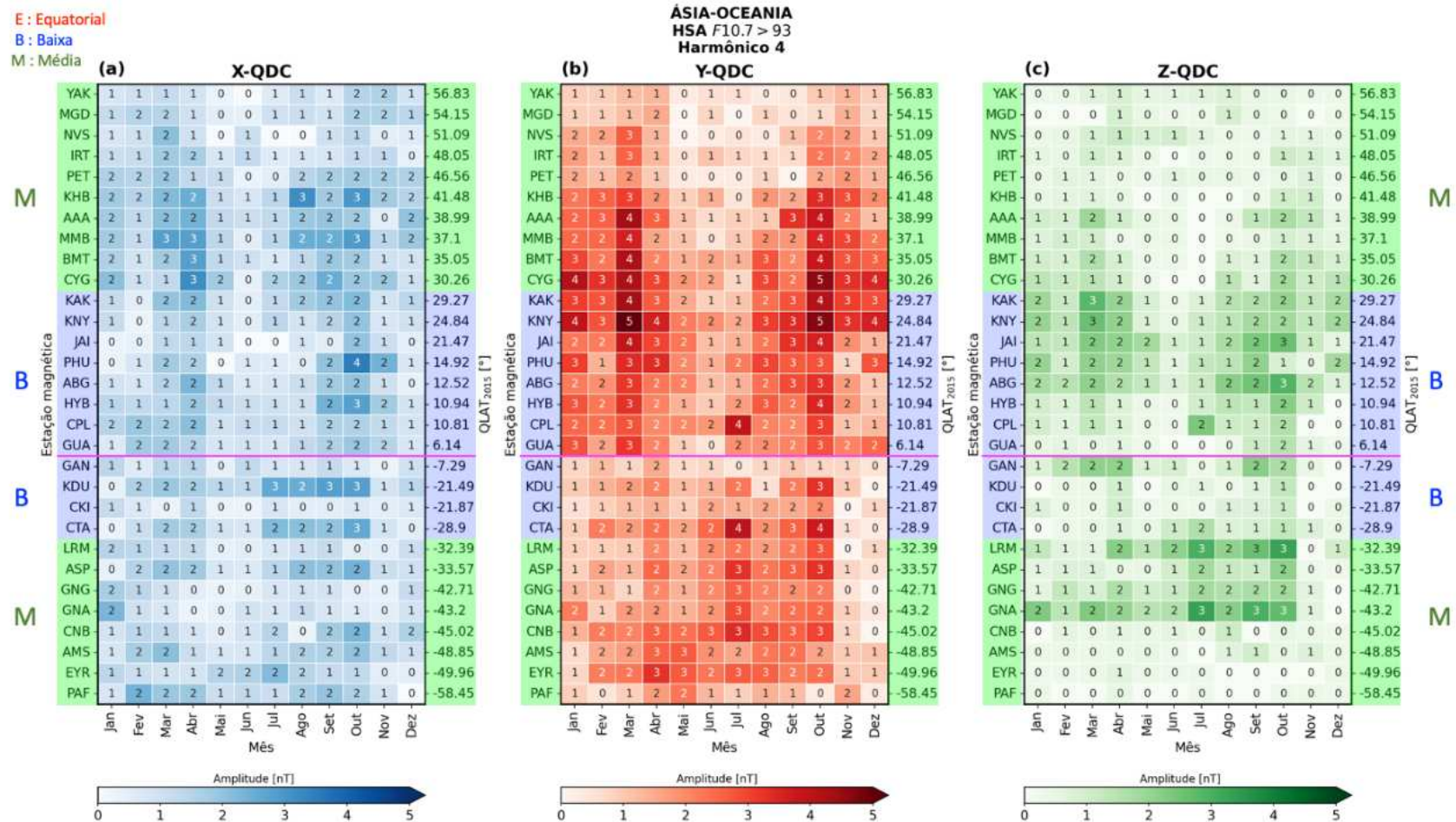


Figura 4.27 - Mapa de calor da amplitude média mensal da componente quarterdiurna (harmônico 4, 6h) da série de Fourier das componentes (a) X , (b) Y e (c) Z da ΔQDC durante alto fluxo solar ($F_{10.7} > 93$) com função dos meses e da latitude quase dipolar nas estações magnéticas da região da Ásia-Oceania.



Ao analisar a região da América (Figura 4.25), observa-se que as amplitudes da componente harmônica quarterdiurna exibem padrões distintos em relação às componentes harmônicas anteriores para cada componente do campo geomagnético. Notavelmente, as magnitudes da componente quarterdiurna são ainda mais reduzidas em comparação com as componentes anteriores. De maneira geral, as amplitudes médias mensais da componente Y ora são maiores, ora são equivalentes às aquelas observadas na componente X . Além disso, a variação latitudinal e mensal da componente quarterdiurna apresenta uma variabilidade muito atenuada, sendo difícil de identificar padrões claros visto que a sua magnitude é muito pequena. Na componente X , a região equatorial apresenta amplitudes médias mensais mais elevadas do que as demais latitudes. Ademais, a componente harmônica quarterdiurna parece apresentar amplitudes um pouco maiores na região brasileira do que às aquelas vistas nas demais latitude, com um padrão de uma variação semianual e com picos nos meses dos equinócios de março e setembro. Por sua vez, a componente Y exibe uma variação latitudinal bastante evidente no hemisfério norte, com valores mais pronunciados nos meses do solstício de dezembro e em alguns meses dos equinócios de março e setembro. As amplitudes mínimas da componente quarterdiurna são vistas nos meses do solstício de junho (verão). Já no hemisfério sul, as amplitudes exibem um padrão de picos próximos aos meses dos equinócios de março e setembro, mas com valores ligeiramente elevados no solstício de junho (inverno). Essas características sugerem comportamentos complexos e variados das oscilações de periodicidade de 6 horas.

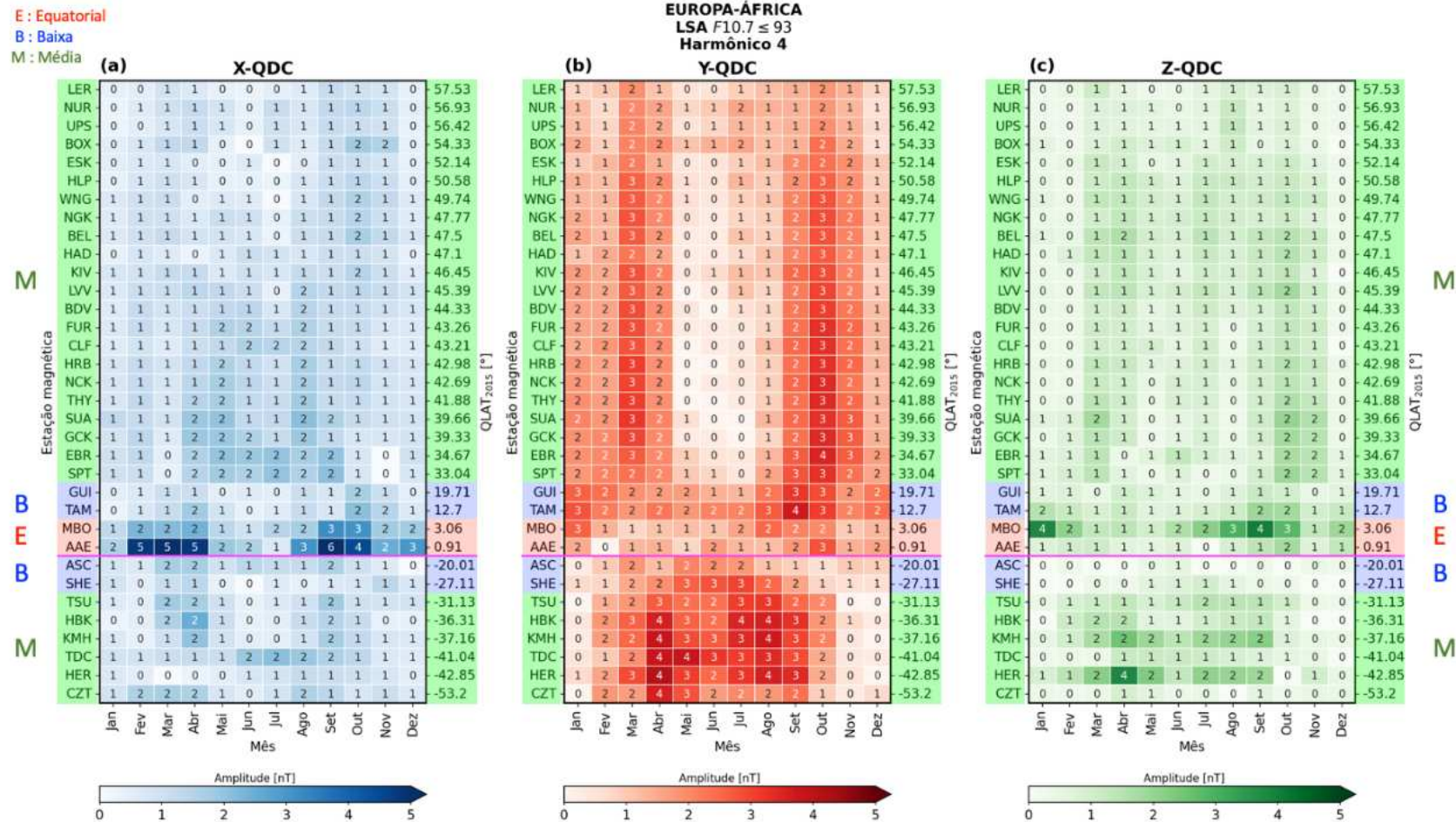
Na região da Europa-África (Figura 4.26), as amplitudes da componente quarterdiurna exibem padrões mais uniformes em comparação com as diferentes faixas de latitude e meses na região da América. Na componente X , ocorre uma variação semianual que tende a se tornar uma variação anual à medida que a faixa de latitude vai de médias latitudes para baixas latitudes no hemisfério norte. No hemisfério sul, a variação anual tende a ocorrer em médias latitudes e se torna semianual em baixas latitudes. As amplitudes da componente Y também exibem uma variação semianual, com máximos em março e setembro no hemisfério norte, e uma variação anual no hemisfério sul, com picos de amplitude em junho. Na componente Z , as magnitudes das amplitudes seguem um padrão semelhante à componente Y , com variação semianual no hemisfério norte e variação anual no hemisfério sul.

Na região da Ásia-Oceania (Figura 4.27), as amplitudes da componente quarterdiurna apresentam comportamentos semelhantes à região da Europa-África. Na componente X , ocorre uma variação semianual, com picos em março e setembro

em ambos os hemisférios. As amplitudes das componentes Y e Z exibem uma variação semianual no hemisfério norte e uma variação anual no hemisfério sul.

Quando a análise é realizada para os períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$), as amplitudes da componente quarterdiurna (harmônico 4, 6h) possuem uma redução da ordem de 1 nT em relação ao fluxo solar para as três regiões longitudinais estudadas (ver Figuras 4.28, 4.29 e 4.30, respectivamente). As características temporais e espaciais da componente quarterdiurna permaneceram consistentes para ambos os níveis de fluxo solar.

Figura 4.29 - Semelhante à Figura 4.26, porém durante períodos de baixo fluxo solar ($F10.7 \leq 93$).



As diferenças latitudinais da componente harmônica quarterdiurna encontram-se sumarizadas na Tabela 4.5. Note que, em geral, a magnitude máxima da componente quarterdiurna durante baixo fluxo solar não excede àquela vista durante alto fluxo solar. Além disso, a componente Y é geralmente maior do que as componentes X e Z em médias e baixas latitudes dos três setores longitudinais, enquanto a componente X é maior na região equatorial.

Tabela 4.5 - Magnitude máxima da componente harmônica quarterdiurna (6 horas) das componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético durante os meses de fluxo solar alto ($F_{10.7} > 93$) e baixo ($F_{10.7} \leq 93$), para os hemisférios norte e sul das regiões da América, Europa-África e Ásia-Oceania, para cada faixa de latitude (equatorial, baixas e médias).

Fluxo solar	Setor longitudinal	Latitude (QLAT)	X		Y		Z	
			H. Norte	H. Sul	H. Norte	H. Sul	H. Norte	H. Sul
Alto	América	Média	3 (S)	3 (A)	4 (S)	5 (A)	2 (S)	2 (A)
		Baixa	3 (S)	4 (S)	4 (A)	6 (S)	3 (S)	3 (S)
		Equatorial	ND	7 (S)	ND	3 (S)	ND	3 (S)
	Europa-África	Média	2 (S)	2 (A)	4 (S)	4 (A)	2 (S)	3 (A)
		Baixa	3 (S)	2 (A)	4 (S)	3 (A)	2 (S)	1 (A)
		Equatorial	6 (S)	ND	3 (A)	ND	4 (S)	ND
	Ásia-Oceania	Média	3 (A/S)	2 (S)	5 (S)	3 (S)	2 (S)	3 (S)
		Baixa	4 (S)	3 (S)	5 (S)	4 (A/S)	3 (S)	2 (A/S)
		Equatorial	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Baixo	América	Média	2 (S)	3 (A)	4 (S)	6 (A)	2 (S)	3 (A)
		Baixa	2 (S)	4 (S)	4 (A)	5 (S)	2 (S)	3 (S)
		Equatorial	ND	6 (S)	ND	3 (S)	ND	3 (S)
	Europa-África	Média	2 (S)	2 (S)	4 (S)	4 (A)	2 (S)	4 (A)
		Baixa	2 (S)	2 (A)	4 (S)	3 (A)	2 (S)	1 (A)
		Equatorial	6 (S)	ND	3 (A)	ND	4 (S)	ND
	Ásia-Oceania	Média	3 (A/S)	3 (S)	4 (S)	3 (A)	2 (S)	3 (A)
		Baixa	2 (S)	2 (S)	4 (S)	3 (A/S)	2 (S)	2 (A/S)
		Equatorial	ND	ND	ND	ND	ND	ND

ND: sem dados

A: variação anual

S: variação semianual

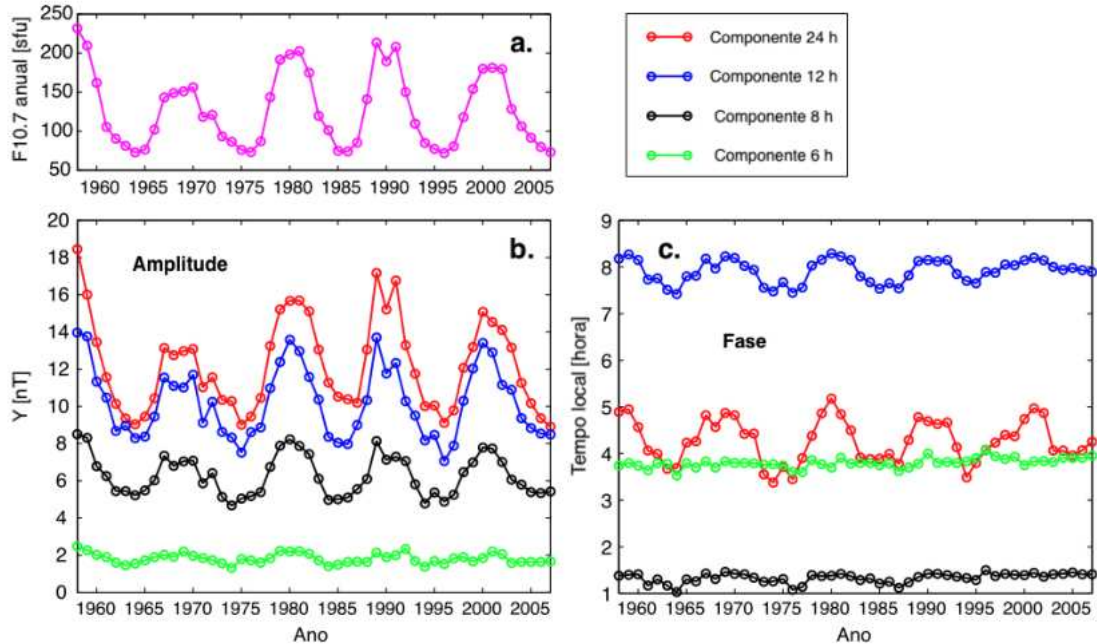
H.: hemisfério

4.2 Similaridades e diferenças da variação diurna regional do campo geomagnético

O sistema de correntes Sq é objeto de diversos estudos conduzidos por pesquisadores com o objetivo de investigar as suas características, como a dependência da atividade solar, a variação sazonal, a relação com as marés atmosféricas, o movimento dos focos dos vórtices de correntes e a variação longitudinal (MATSUSHITA, 1967; TARPLEY, 1973; RASTOGI et al., 1994; MIYAHARA; OOISHI, 1997; STENING et al., 2007; YAMAZAKI et al., 2010; THU et al., 2011). Esses estudos foram pouco explorados na região da América do Sul, onde se encontra peculiaridades como a SAMA. Portanto, nesta seção, serão discutidas as similaridades e diferenças observadas na variação diurna local, com foco na região da América do Sul.

Em relação à atividade solar, já se é bem conhecido que a variação diurna do campo geomagnético apresenta uma dependência (CHAPMAN; BARTELS, 1940b; MATSUSHITA, 1967; TAKEDA, 2002b; YAMAZAKI et al., 2011a; SHINBORI et al., 2017; CHEN et al., 2020). Especificamente, em todos estes estudos, observa-se uma dependência linear da variação diurna do campo geomagnético com a atividade solar, na qual maior a atividade solar, maior é a variação diurna. Um exemplo pode ser visto no trabalho de Yamazaki e Maute (2017), no qual os autores observaram as variações ano-a-ano dos valores médios anuais do fluxo solar $F_{10.7}$ e das amplitudes e fases das componentes harmônicas da expansão em séries de Fourier de 24-, 12-, 8- e 6-horas na componente Y em Kakioka ($36,2^\circ$ N, $140,2^\circ$ L) entre 1958 e 2007. Essas variações são mostradas na Figura 4.31, onde os painéis “a”, “b” e “c” ilustram o valor médio anual do fluxo solar, amplitude e fase das componentes harmônicas da expansão em séries de Fourier, respectivamente. Nesta figura, observa-se claramente uma dependência da atividade solar nas quatro principais componentes harmônicas da variação diurna do campo geomagnético. Essa dependência com a atividade solar é vista tanto nas amplitudes quanto na fase de cada componente harmônica. Na componente harmônica quarterdiurna não há uma clara dependência com a atividade solar. Além disso, os autores observaram que as fases das componentes diurna e semidiurna também apresentam uma dependência com a atividade solar. A fase está relacionada à posição da latitude do foco do vórtice do sistema de correntes Sq. Os autores ainda observaram uma grande variação sazonal da posição da latitude do foco do vórtice do sistema de correntes Sq durante a atividade solar baixa em comparação com a atividade solar alta. Essa variabilidade pode estar associada à processos físicos que governam o comportamento do sistema de correntes Sq em diferentes níveis de atividade solar.

Figura 4.31 - Variações ano-a-ano do (a) fluxo solar $F10.7$ e das (b) amplitudes e (c) fases das componentes harmônicas da expansão em séries de Fourier de 24, 12, 8 e 6 horas na componente Y em Kakioka ($36,2^\circ$ N, $140,2^\circ$ L), Japão entre 1958 e 2007.

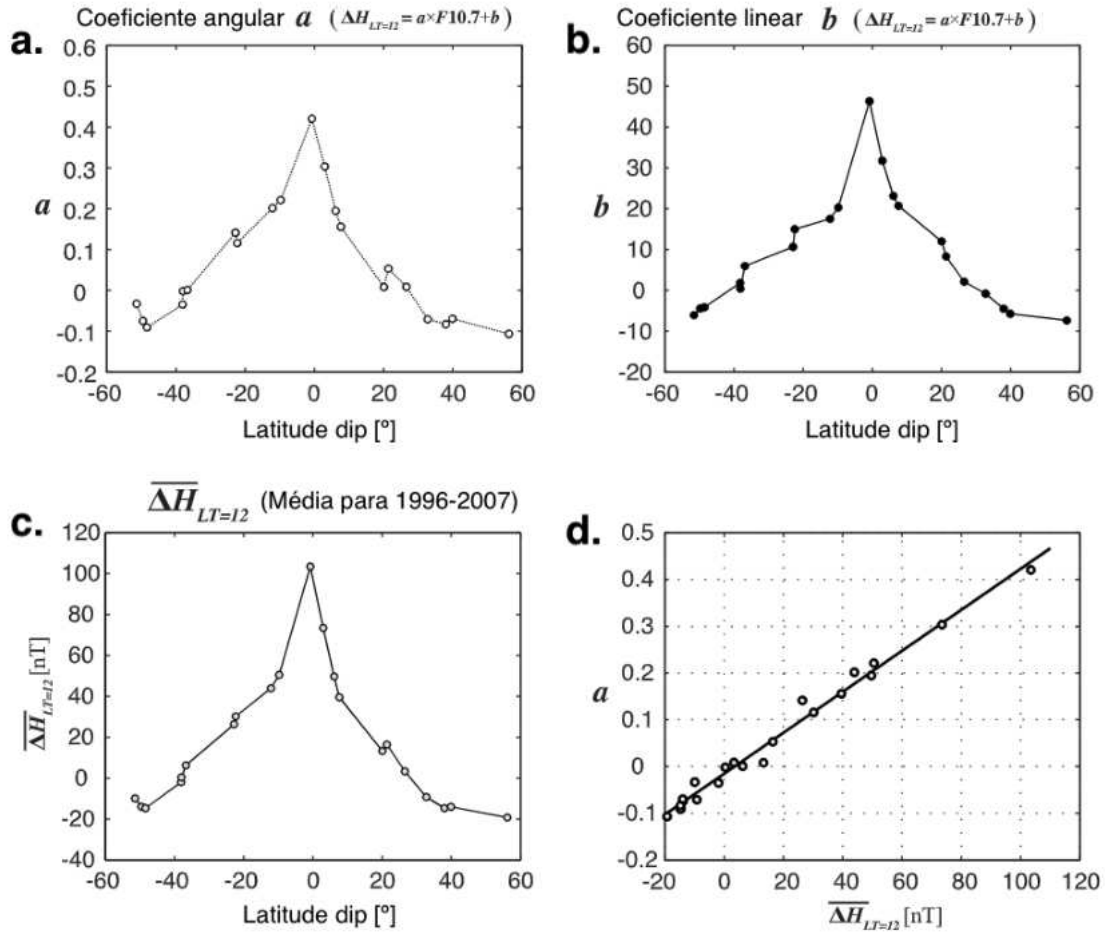


Fonte: Adaptada de Yamazaki e Maute (2017).

Yamazaki et al. (2011a) conduziram um estudo para a modelagem empírica da variação diurna ao longo do setor longitudinal da Ásia-Oceania. Neste estudo, os autores utilizaram um conjunto de dados entre os anos de 1996 e 2007 e estimaram a dependência da variação diurna com a atividade solar. A Figura 4.32 ilustra a dependência linear da variação diurna da componente H durante o meio-dia local (ΔH_{12LT}) com o fluxo solar ($F10.7$) das estações magnética do setor longitudinal da Ásia-Oceania. Essa dependência com a atividade solar é representada pela regressão linear expressa por $\Delta H_{12LT} = a \times F10.7 + b$. Nos painéis “a” e “b” desta figura, os autores apresentam as distribuições latitudinais dos coeficientes angulares (a) e lineares (b) e no painel “c” é mostrada a distribuição latitudinal da variação média da $\overline{\Delta H_{12LT}}$ correspondente. O painel “d” exibe a relação entre a $\overline{\Delta H_{12LT}}$ e o coeficiente angular a . Através dos painéis “a” e “b”, os autores mostraram que esta dependência a atividade solar é máxima ao longo da região equatorial e mínima próxima às regiões de médias latitudes. Esse comportamento é confirmado no painel “c”, no qual pode-se observar que os valores médios da $\overline{\Delta H_{12LT}}$ entre 1996 e 2007 exibem a variação

latitudinal semelhante à dependência com a atividade solar. Essa dependência é vista linearmente quando se compara o coeficiente angular a e a medida observacional da $\overline{\Delta H}_{12LT}$ (painel “d”).

Figura 4.32 - Representação da dependência da variação diurna da componente H durante o meio-dia local (ΔH_{12LT}) com o fluxo solar ($F10.7$). A regressão linear obtida para cada estação magnética é representada por $\Delta H_{12LT} = a \times F10.7 + b$. As distribuições latitudinais dos coeficientes angulares (a) e lineares (b) são mostrados nos painéis “a” e “b”. A distribuição latitudinal da $\overline{\Delta H}_{12LT}$ é mostrada no painel “c”. A relação entre a $\overline{\Delta H}_{12LT}$ e o coeficiente angular a é exibida no painel “d”.



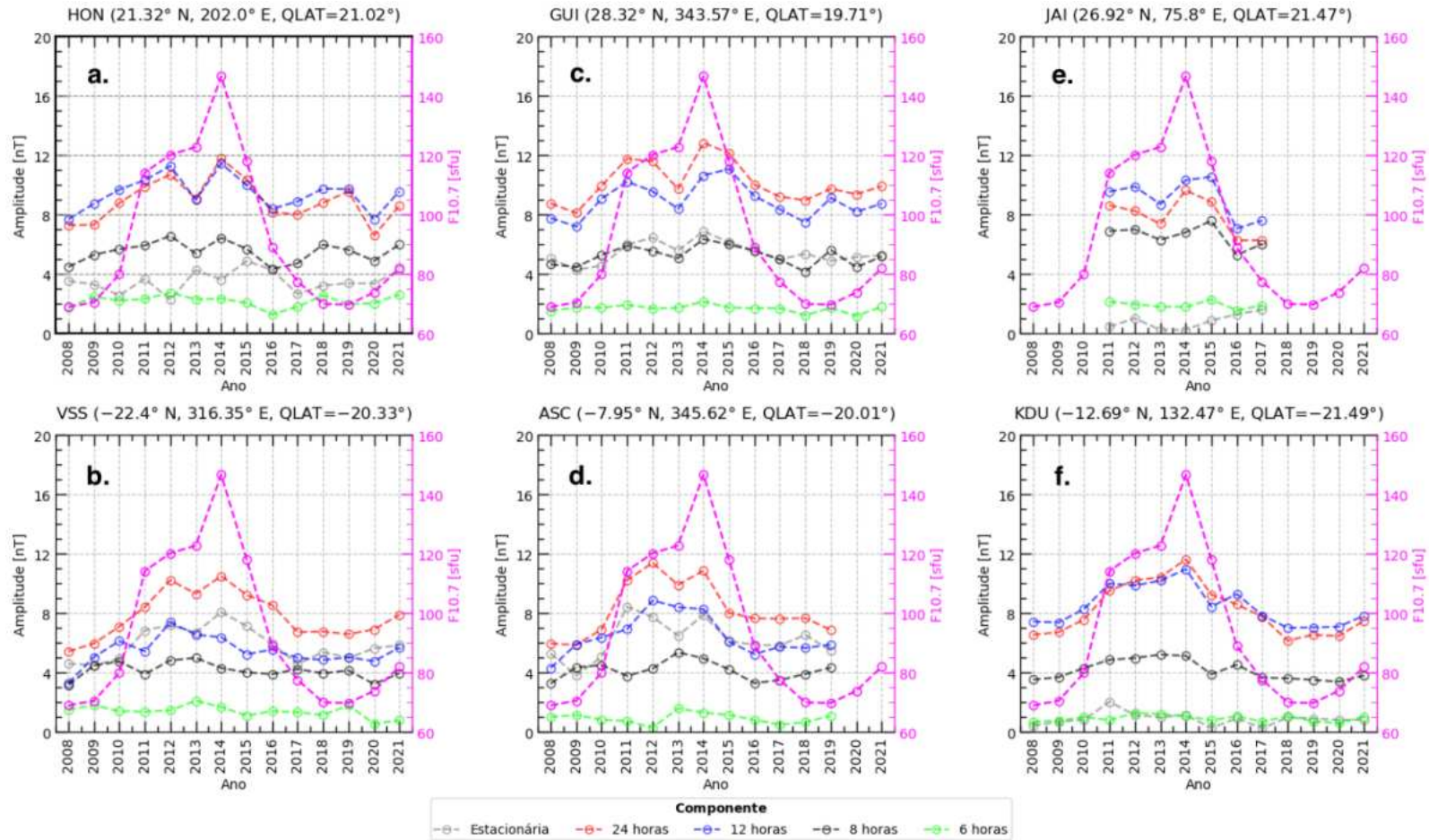
Fonte: Adaptada de Yamazaki et al. (2011a).

Por outro lado, Liu e Richmond (2013) discutiram como a variabilidade ionosférica devido às ondas na atmosfera se torna mais significativa em condições de atividade

solar baixa do que em condições de atividade solar alta. Os autores conduziram experimentos numéricos para quantificar a contribuição ondas de larga escala na eletrodinâmica ionosférica e a examinaram a dependência das perturbações ionosféricas através da atividade solar com o Modelo de Circulação Geral da Eletrodinâmica da Termosfera-Ionosfera e Mesosfera (TIME-GCM, do inglês *Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere Electrodynamics General Circulation Model*). Estes autores constataram que a influência da variabilidade ionosférica na baixa atmosfera é mais evidente durante o mínimo solar. Isso ocorre não apenas porque a variabilidade é mais identificável em uma condição típica mais calma, mas também devido à maior significância da componente da maré diurna migrante (DW1) na região do dínamo da região E.

A relação entre as componentes dos ventos de marés e a atividade solar ainda é um assunto debatido na comunidade científica. Em geral, os resultados desta tese concordam com os resultados de Yamazaki e Maute (2017), na qual também revelaram uma clara dependência das amplitudes da variação diurna das componentes X , Y e Z do campo geomagnético em relação ao fluxo solar para as componentes harmônicas, exceto para a componente quarterdiurna. Portanto, para complementar as discussões a respeito da dependência da atividade solar, foi realizada a mesma análise de Yamazaki e Maute (2017) no conjunto de dados na região de baixas latitudes conjugadas magneticamente nos setores longitudinais da América, da Europa-África e da Ásia-Oceania. A Figura 4.33 mostram as amplitudes médias anuais (2008-2021) das componentes harmônicas da expansão em séries de Fourier na componente Y da variação diurna do campo geomagnético em comparação com o fluxo solar médio anual correspondente. As amplitudes foram calculadas para as estações magnéticas de Honolulu (“a”, QLAT= 21, 02°) e Vassouras (“b”, QLAT= -20, 33°) para a América, Guimar (“c”, QLAT= 19, 71°) e Ascension Island (“d”, QLAT= -20, 01°) para a Europa-África e Jaipur (“e”, QLAT= 21, 47°) e Kakadu (“f”, QLAT= -21, 49°) para a Ásia-Oceania. Nesta figura, as amplitudes médias anuais das componentes harmônicas são indicadas pelas cores: cinza (estacionária), vermelha (24 horas), azul (12 horas), preta (8 horas) e verde (6 horas). O fluxo solar correspondente neste período é mostrado em cada painel na cor magenta. Concordando com os resultados de Yamazaki e Maute (2017) para o setor japonês, os resultados aqui mostram uma dependência da atividade solar nas componentes harmônicas estacionária, diurna, semidiurna e até terdiurna. Contudo, essa dependência não é vista claramente na componente harmônica quarterdiurna.

Figura 4.33 - Amplitudes médias anuais (2008-2021) das componentes harmônicas na componente Y da variação diurna do campo geomagnético nas regiões da América (painéis “a” e “b”), Europa-África (painéis “c” e “d”) e Ásia-Oceania (painéis “e” e “f”), em comparação com o fluxo solar médio anual correspondente.



Recentemente, [Andrioli et al. \(2022\)](#) analisou as componentes diurna e semidiurna tanto dos ventos zonais quanto dos ventos meridionais em relação ao ciclo de atividade solar. Os autores encontraram uma anti-correlação entre a amplitude dos ventos e a atividade solar. Eles atribuíram esse fato há uma maior ocorrência de eventos de feixes de vento solar rápido (HSS, do inglês *high-speed solar wind streams*) durante a baixa atividade solar, na qual os elétrons de baixa energia poderiam penetrar na mesosfera, levando à dissociação do nitrogênio molecular (N_2). O N_2 é o responsável por formar o óxido nítrico (NO), que por sua vez, irradia o infravermelho. Assim, há uma intensificação das amplitudes de marés, uma vez que a absorção do infravermelho na molécula de água (H_2O) é uma das causas de sua ocorrência.

Ademais, [Andrioli et al. \(2022\)](#) observou que as camadas esporádicas (Es) na região de baixa latitude do setor brasileiro seguiam com esse padrão de anti-correlação. As camadas Es são adensamentos de plasma ionosférico formados principalmente por ventos de marés ([RESENDE et al., 2017](#)). Logo, a ocorrência das camadas Es foi observada muito mais intensa na baixa atividade solar e foi atribuída às maiores amplitudes das componentes diurnas e semidiurnas das marés. Esta relação da atividade solar com as camadas Es foi analisada globalmente por [Arras et al. \(2008\)](#). Nesse caso, os autores analisaram essas camadas entre os anos de 2002 e 2008 usando medidas de rádio ocultação (RO, do inglês *Radio Occultation*) obtidas dos satélites CHAMP, GRACE-A e FORMOSAT-3/COSMIC. Os autores observaram que há uma anti-correlação da ocorrência das camadas Es com a atividade solar que só ocorriam em regiões de até 20° de latitude magnética. Ou seja, não houve diferenças significativas em médias latitudes. Eles ainda atribuíram esse fato que as camadas Es podem ter influência de campos elétricos em baixas latitudes e por isso essa dependência com a atividade solar poderia ocorrer. Os autores ainda afirmaram que as componentes de marés não teriam nenhuma dependência com a atividade solar, uma vez que em médias latitudes as camadas Es não sofreram nenhuma influência significativa.

Alguns autores já observaram a dependência da intensidade das correntes elétricas do sistema Sq com a atividade solar durante o máximo solar, sendo essa dependência aproximadamente duas vezes maior do que durante o mínimo solar ([TAKEDA, 1999](#); [TAKEDA, 2002a](#)). Esse comportamento é especialmente notado em regiões equatoriais para as componentes de amplitudes mais fortes, como a estacionária e diurna. Essa relação pode ser atribuída ao fato de que o sistema de correntes Sq depende fortemente da densidade eletrônica (ver Equações 2.1, 2.2 e 2.3). Do exposto acima, considerando também os trabalhos sobre os ventos de marés, acredita-se que,

mesmo que houvesse uma dependência como afirmado em [Andrioli et al. \(2022\)](#), a densidade eletrônica da região E se sobrepõe, e por isso, nenhuma anti-correlação foi observada neste estudo. Além disso, em outros setores e em médias latitudes, essa diferença não é tão significativa, o que está de acordo com as afirmações em [Arras et al. \(2008\)](#). Dessa forma, acredita-se que as variações relacionadas à atividade solar estão mais fortemente associadas à densidade eletrônica, em vez dos ventos de marés.

Por fim, essas observações ressaltam a relevância dos estudos sobre a dependência da variação diurna do campo geomagnético em relação à atividade solar. Acredita-se que a correlação positiva com a dependência da atividade solar no sistema de correntes Sq está associada primariamente às mudanças nas condutividades ionosféricas ([YAMAZAKI; MAUTE, 2017](#); [ZHAO et al., 2022](#)). De fato, a atividade solar provoca as mudanças nas condutividades ionosféricas diretamente da densidade eletrônica (N). [Takeda \(2013\)](#) atribui que as condutividades Pedersen (σ_P) e Hall (σ_H) são proporcionais à densidade eletrônica, sendo que σ_P é primariamente responsável pela formação do sistema de correntes Sq e que σ_H contribui com o aumento da densidade de corrente. A contribuição da condutividade Hall (σ_H) na intensidade das correntes do dínamo foi confirmada por [Takeda \(1991\)](#). Portanto, uma vez que a atividade solar afeta diretamente a ionização da alta atmosfera ([BILITZA, 1990](#)), aumentam-se as condutividades que seriam refletidas nos campos elétricos do dínamo da região E e, por consequente, são observadas nas principais componentes harmônicas da variação diurna do campo geomagnético. Esse estudo mostra que as oscilações harmônicas registradas no campo geomagnético são somadas às contribuições da intensificação das condutividades ionosféricas e às ondas de marés (ventos).

As diferenças sazonais na variação diurna do campo geomagnético estão associadas à combinação entre o ângulo de inclinação do eixo de rotação da Terra e o seu movimento de translação. Essa variação ocorre porque a incidência da radiação solar na atmosfera terrestre varia ao longo do ano entre os hemisférios, o que resulta nas diferentes estações do ano. Nesse contexto, é possível observar diferenças na variação diurna do campo geomagnético, embora com magnitudes distintas, tanto em períodos de alta atividade solar quanto em períodos de baixa atividade solar para todas as regiões analisadas.

Diversos estudos têm sido conduzidos com o objetivo de explorar as características dessa variação sazonal na variação diurna do sistema de correntes Sq ([CAMPBELL;](#)

SCHIFFMACHER, 1985; CAMPBELL; SCHIFFMACHER, 1988; PEDATELLA et al., 2011; SHINBORI et al., 2017; YAMAZAKI; MAUTE, 2017; CHEN et al., 2021). Essas pesquisas têm se baseado em medidas magnéticas realizadas na superfície terrestre ou a bordo de satélites, fazendo o uso de modelagem empírica ou simplesmente observando as características da variação diurna nas componentes do campo geomagnético. Entre as características gerais da variação sazonal da variação diurna do campo geomagnético estão a dominância das componentes anual (período de 365,24 dias) e semianual (período de 182,62 dias). De forma geral, a componente anual está associada a amplitudes maiores no solstício de verão em comparação com o solstício de inverno nas regiões de médias e altas latitudes. Por outro lado, a componente semianual está associada a amplitudes maiores nos meses de equinócio em relação aos demais meses, especialmente nas regiões equatoriais e de baixas latitudes (YAMAZAKI; MAUTE, 2017; SHINBORI et al., 2017; CHEN, 2019; CHEN et al., 2020).

Nos resultados apresentados aqui, este comportamento anual e semianual foi observado nas componentes X , Y e Z do campo geomagnético tanto em períodos de alta atividade solar quanto em períodos de baixa atividade solar de três setores longitudinais (América, Europa-África e Ásia-Oceania). As características da variação sazonal foram observadas tanto para a componente harmônica estacionária quanto para as quatro principais componentes harmônicas: diurna (24 horas), semidiurna (12 horas), terdiurna (8 horas) e quarterdiurna (6 horas). Como já explicitado, as marés atmosféricas são capazes de gerar as correntes elétricas do dínamo da região E (STENING, 1969; STENING, 1970; TARPLEY, 1970b; STENING, 1977; RICHMOND, 1979; TAKEDA; MAEDA, 1980; RICHMOND, 1989). No geral, tanto a alta atividade solar quanto a baixa atividade solar apresentaram o mesmo padrão de variação sazonal em relação ao fluxo solar, como visto nas Tabelas 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5. As componentes harmônicas que apresentaram pequenas variações mês-a-mês dificultaram a determinação de qual seria a componente sazonal dominante. Nestes casos, a sua componente sazonal ora classificada como anual ora semianual foram determinadas a partir dos números de picos das componentes harmônicas ao longo do ano.

Especificamente, há uma boa concordância das componentes diurnas e semidiurnas marés atmosféricas com as medidas magnéticas. No entanto, há poucos estudos na literatura sobre as componentes harmônicas terdiurna e quarterdiurna. As componentes das marés atmosféricas já bem estudadas no setor Americano têm as suas maiores amplitudes nos equinócios (BATISTA et al., 2004). E a variabilidade diária

das correntes Sq é atribuída principalmente a mudanças no vento de maré segundo [Chen et al. \(2007\)](#). Com isso, acredita-se que as altas amplitudes do modo harmônico zero¹ esteja inteiramente ligado ao comportamento do vento médio atmosférico e, por isso, os resultados concordam entre si, uma vez que foi observado que as maiores amplitudes ocorrem nos equinócios. Especificamente, as componentes harmônicas diurna e semidiurna apresentaram componente semianual na componente X no hemisfério sul e componentes anual na componente Y no hemisfério norte. Na componente harmônica terdiurna observam-se uma dominância maior de componentes semianuais com picos nos equinócios em todas as faixas de latitude e longitude. O comportamento das componentes de marés com valores altos nos equinócios concorda com o perfil das componentes harmônicas diurnas, semidiurnas e terdiurnas apresentados em estudos anteriores ([BATISTA et al., 2004](#); [RESENDE et al., 2017](#); [FONTES et al., 2023](#)).

Já a componente harmônica quarterdiurna apresenta uma variação semianual com picos nos equinócios no hemisfério norte enquanto no hemisfério sul observa-se uma variação anual com pico no solstício de inverno. Um ponto importante de observação é que há uma inversão do comportamento da componente Y da maré quarterdiurna em todos os setores analisados. Por exemplo, se as marés diurna, semidiurna e terdiurna tiveram um ciclo semianual na América do Sul, esse ciclo passou a ser anual na quarterdiurna. A componente da maré quarterdiurna é a menos explorada por estudos observacionais e de modelos devido à sua fraca manifestação de amplitude que é significativamente menor em comparação com as outras três componentes harmônicas. Portanto, não foi encontrada na literatura uma possível explicação para esse comportamento. A maioria dos autores que já estudaram essa componente atribuem que a sua existência é devida a interação não linear entre as marés migratórias na baixa atmosfera, principalmente entre as marés diurnas e terdiurnas ([SMITH et al., 2004](#); [XU et al., 2014](#)). [Guharay et al. \(2018\)](#) analisou essa componente em três regiões brasileiras utilizando observações de radar meteorológico, a saber: São João do Cariri (7,4° S, 36,5° O), Cachoeira Paulista (22,7° S, 45° O) e Santa Maria (29,7° S, 53,7° O) para o ano de 2005. Os resultados desses autores mostraram que a sua amplitude está em torno de 3 m/s com uma sazonalidade não muito bem definida. Em questão a sazonalidade, eles ainda observaram amplitudes menores nas marés quarterdiurnas no final do verão e no intervalo do outono. Os resultados aqui também mostram para todos os setores uma sazonalidade não definida. Os maiores valores na América do Sul foram em torno de abril a setembro e é mais claro na componente Y

¹O termo “modo harmônico zero” é utilizado para indicar o vento médio no estudo realizado por [Forbes e Garrett \(1979\)](#).

que se refere a componente zonal. As amplitudes variaram de no máximo até 7 m/s nas regiões de baixa latitudes e próximas ao equador. No setor da Europa-África, essa componente foi menor comparado aos outros setores.

Ademais, [Campbell e Schiffmacher \(1985\)](#) e [Campbell e Schiffmacher \(1988\)](#) analisaram o comportamento do sistema de correntes Sq para os hemisférios norte e sul, respectivamente. Em ambos os estudos, os autores estimaram as correntes elétricas do sistema de correntes Sq a partir das medidas magnéticas de observatórios magnéticos. Os autores encontraram que as amplitudes máximas em ambos os hemisférios nas regiões de baixa e médias latitudes ocorria nos equinócios. [Moro et al. \(2017\)](#) analisaram o comportamento dos campos elétricos e, conseqüentemente, o comportamento das correntes elétricas em torno do equador magnético para os setores peruano e brasileiro na América do Sul. De fato, eles observaram que as componentes do campo elétrico durante os meses de verão na América do Sul apresentam uma diminuição em relação aos equinócios, porém maiores do que durante os meses de inverno. Contudo, na região de São Luís, no Brasil, os resultados mostraram que a corrente do eletrojato equatorial (EEJ) foi máxima durante o verão. Eles sugerem que as diferenças sazonais que ocorrem com o EEJ nos dois setores são devidas às diferenças entre o ângulo de declinação magnética. Neste estudo em geral, exceto apenas para algumas exceções na componente Y, não foi observado um aumento mais expressivo no verão no setor equatorial. Isso demonstra que os dados estão inteiramente relacionados com as amplitudes dos ventos de marés, que é um impulsor da corrente do EEJ bem como do dínamo da região E em todas as latitudes.

Finalmente, em médias latitudes, o ciclo anual domina, o que significa que um mínimo nos equinócios e máximo durante os solstícios. Vale lembrar que a condutividade ionosférica é relacionada também com a densidade eletrônica, como visto anteriormente na discussão da dependência com a atividade solar. Acredita-se que essa variação sazonal seria uma competição entre esses termos. Portanto, em regiões que os máximos foram no verão, acredita-se que a densidade eletrônica se sobrepôs aos ventos.

Outro fator importante de se mencionar são as variações longitudinais. [Moro et al. \(2017\)](#) analisou as componentes do campo elétrico do EEJ para os setores brasileiro (São Luís, 2,3° S, 44,2° O, $QLAT_{2001} = -1,03^\circ$) e peruano (Jicamarca, 11,9° S, 76,8° O, $QLAT_{2001} = 0,63^\circ$) entre os anos de 2001 e 2010. Os autores mostraram que os valores dos campos elétricos são maiores no setor peruano do que no setor brasileiro.

Na componente harmônica estacionária da componente X do campo geomagnético foi observado esse comportamento. Contudo, vale mencionar que Alta Floresta (ALF, QLAT = $-3,85^\circ$) está um pouco mais afastada do centro do EEJ e que isso pode ter influência significativa no sistema de correntes Sq.

Um outro fato interessante a se notar é que as magnitudes dos coeficientes das componentes harmônicas estacionárias são muito maiores no setor brasileiro do que na região da Europa-África e Ásia-Oceania. Especificamente, observam-se magnitudes bem significativas de baixas latitudes na região da SAMA e que atingem valores equivalentes à região equatorial de ALF. Denardini et al. (2013) explica que a variação com a altura do campo magnético total (\mathbf{B}) não causa modificação significativa na corrente elétrica nas regiões próximas ao equador magnético, considerando as realidades locais. Contudo, os resultados obtidos nesta tese mostram que o fato do campo magnético total \mathbf{B} ser menos intenso na região da SAMA, pode alterar o comportamento das condutividades e, conseqüentemente, das correntes.

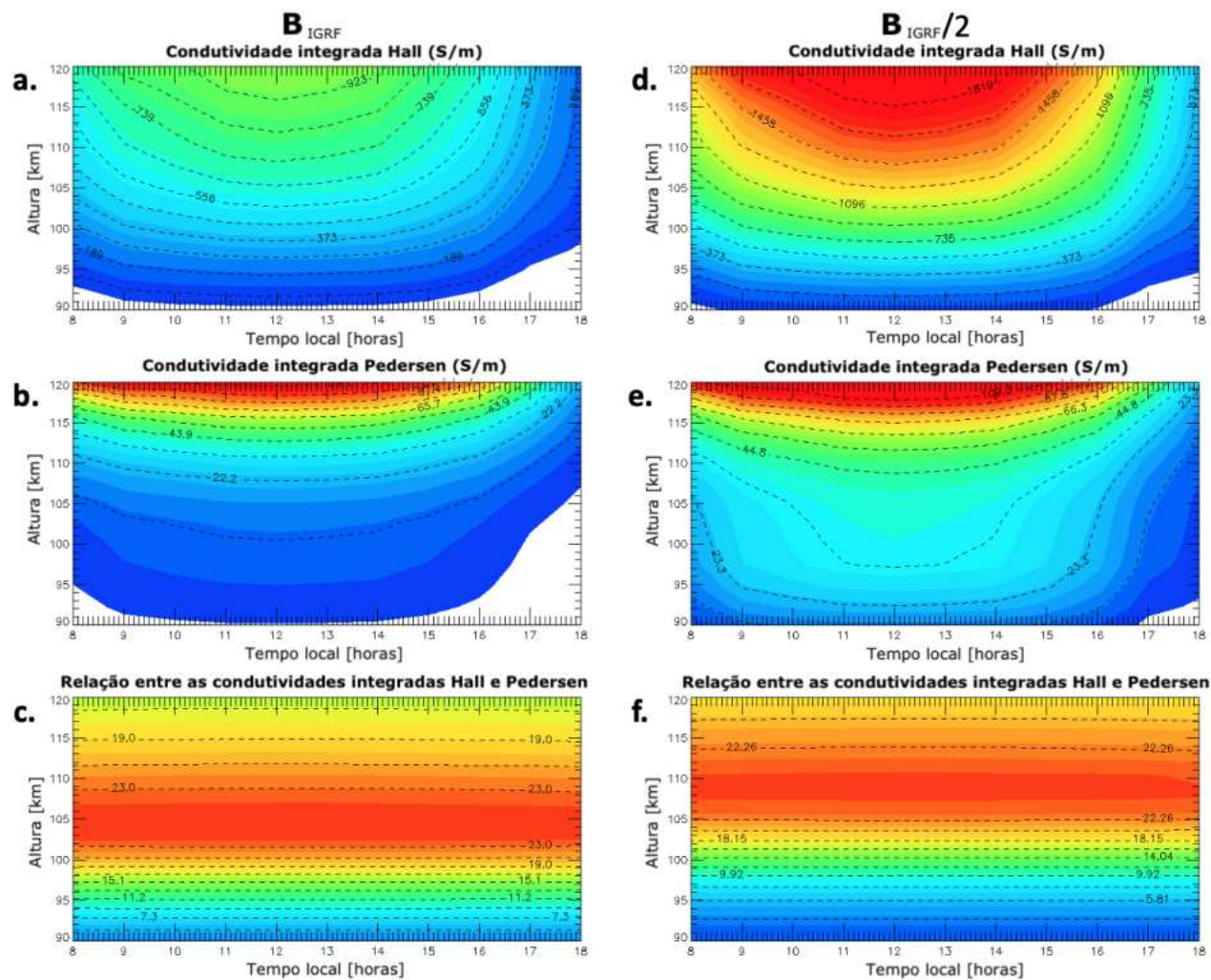
Para observar esse efeito mais detalhadamente, foi investigado se uma diminuição do campo magnético total \mathbf{B} afetaria as condutividades integradas Pedersen (Σ_P) e Hall (Σ_H) ao longo da linha de campo magnético correspondente às alturas da região E ionosférica. Para isso, foi utilizado o modelo de condutividade ionosférica integrada ao longo da linha de campo magnético. Este modelo foi inicialmente desenvolvido por Denardini (2007) e atualizado posteriormente por Olívio (2009) e por Moro (2015). O modelo de condutividade ionosférica integrada utiliza parâmetros de modelos empíricos da atmosfera neutra, da atmosfera ionizada e do campo geomagnético para determinar as condutividades na região E. Este modelo também considera as frequências de colisão de entre íons-neutros obtidas por Schunk (1996) e elétrons-neutros dadas por Schunk e Nagy (2000), e mais detalhes sobre este modelo podem ser encontrados em Moro (2015).

Neste modelo, foram realizadas duas simulações para obter os perfis verticais das condutividades integradas Σ_H e Σ_P entre 8 e 18 horas (tempo local) para o dia 7 de fevereiro de 2001 na região equatorial do setor brasileiro (São Luís, $2,3^\circ$ S, $44,2^\circ$ O) considerando diferentes intensidades do campo magnético total \mathbf{B} . Isso foi feito a fim de se estudar o que ocorreria sob condições de variação mais intensa do campo magnético total \mathbf{B} , como seria o caso de setores longitudinais diferentes.

No primeiro caso, essas condutividades foram estimadas para um campo magnético total arbitrário de 44000 nT. Já no segundo caso, foram obtidas as condutividades integradas para metade do valor do campo magnético total ou seja 22000 nT. Os

perfis verticais obtidos são exibidos na Figura 4.34. Nesta figura são mostrados os resultados dos perfis verticais das condutividades integradas (painéis “a” e “d”) Hall (Σ_H), (painéis “b” e “e”) Pedersen (Σ_P) e a (painéis “c” e “f”) relação entre as condutividades integradas Hall e Pedersen (Σ_H/Σ_P).

Figura 4.34 - Simulações dos perfis verticais das condutividades integradas Hall (Σ_H) e Pedersen (Σ_P) e a relação entre as condutividades integradas Hall e Pedersen (Σ_H/Σ_P) no dia 7 de fevereiro de 2001.



Apesar desses resultados serem para o setor equatorial, eles mostram um indício de como um campo magnético \mathbf{B} mais fraco afetaria as condutividades ionosféricas. Nota-se que a condutividade integrada Pedersen Σ_P não apresentaram grandes modificações. Contudo, a condutividade integrada Σ_H mostra valores muito elevados quando o campo magnético \mathbf{B} tem valores menores. De fato, a corrente elétrica do dínamo da região E é dada por:

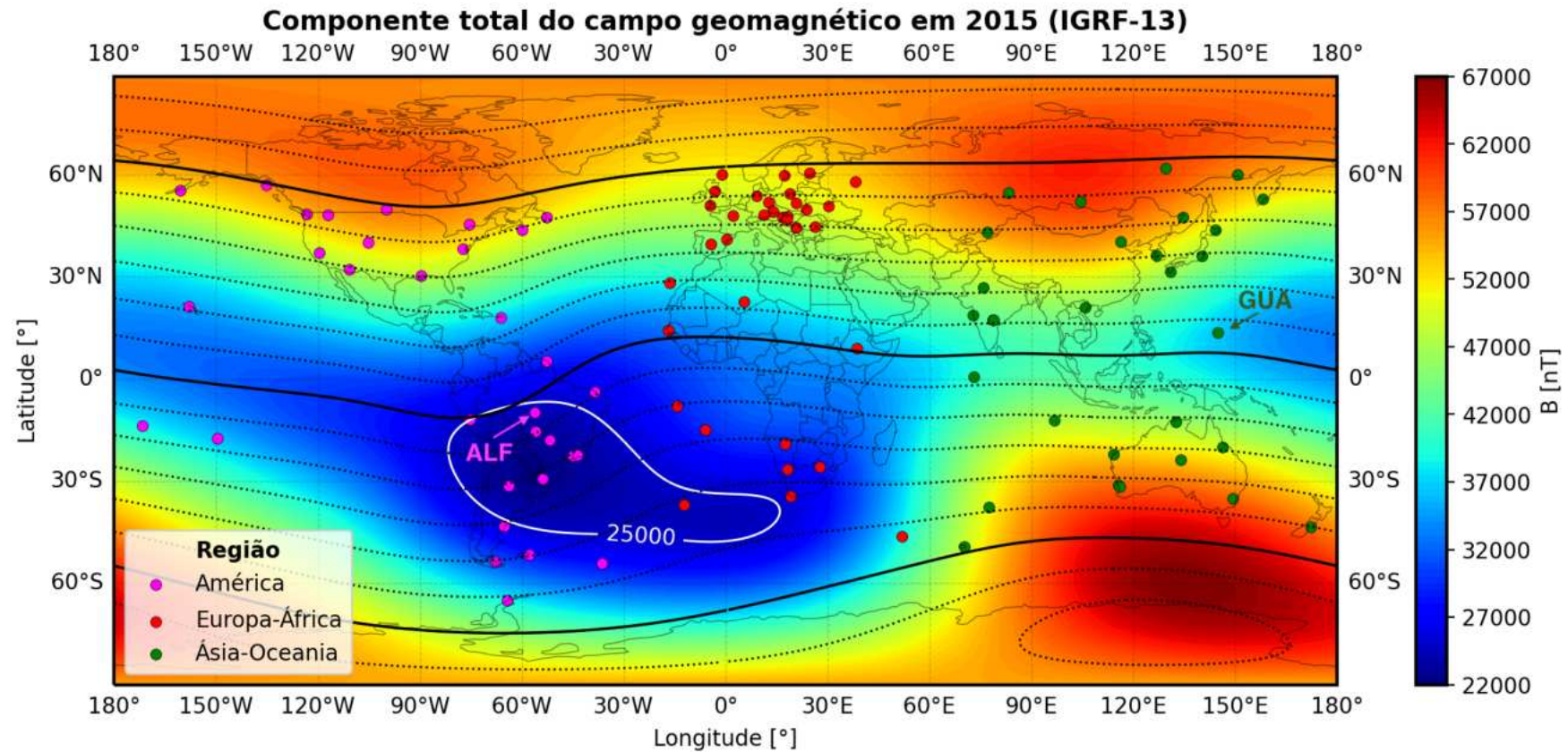
$$\mathbf{J} = \sigma_{\parallel} \mathbf{E}_{\parallel} + \sigma_P \mathbf{E}_{\perp} + \sigma_H \frac{\mathbf{B}}{|\mathbf{B}|} \times \mathbf{E}_{\perp}. \quad (4.1)$$

Portanto, uma vez que a condutividade integrada Hall Σ_H está relacionada com a deriva eletromagnética, é esperado o seu aumento. Este comportamento afetaria o valor total das correntes da região E mesmo que esteja fora do equador magnético. A condutividade integrada Hall Σ_H tem um pico aproximadamente em 110-120 km de altitude e que qualquer modificação afetaria a corrente total do dínamo da região E.

Com base nesse estudo exploratório para a região equatorial, poderia inferir que algo similar na região da SAMA poderia ser a explicação para as amplitudes maiores da variação diurna nesta região, visto principalmente na componente harmônica estacionária.

Por fim, nota-se que as amplitudes da componente harmônica estacionária da América do Sul como um todo são muito maiores que às vistas nos setores da Europa-África e Ásia-Oceania. Pelo exposto acima, é favorável considerar que as regiões que têm um campo magnético total mais fraco terão amplitudes maiores. A Figura 4.35 mostra o mapa da distribuição global da componente total do campo geomagnético em 2015 obtida a partir últimos coeficientes do modelo IGRF. A linha preta corresponde à localização do equador magnético. Nesta figura, a parte mais azulada indica valores reduzidos do campo magnético total enquanto a parte avermelhada representa valores maiores do campo magnético.

Figura 4.35 - Mapa da distribuição global da componente total do campo geomagnético obtida a partir do modelo IGRF-13 para o ano de 2015.



Como já foi mencionado, a América do Sul encontra-se na região onde o campo magnético total apresenta valores reduzidos, onde observamos-se as amplitudes da componente harmônica estacionária bem significativas comparados a outros setores como na América do Norte. Um fato que comprova a influência do campo magnético é a análise da estação de Guam (GUA, QLAT= 6, 14°, indicada na Figura 4.35), situada na região da Ásia-Oceania, na qual o campo magnético total é mais fraco. Os valores do campo magnético nessa estação são comparáveis os de Alta Floresta (também indicada na Figura 4.35). Essa estação mostrou valores de amplitude da componente harmônica estacionária equivalentes a setores mais próximos do equador magnético mesmo estando localizada em torno de 7° de latitude magnética (fora da região do EEJ).

Adicionalmente, em médias latitudes observam-se valores muito baixos de amplitudes das componentes harmônicas estacionárias, tanto nas estações da região da América quanto da Europa-África e Ásia-Oceania, independente do campo magnético total ser mais forte ou mais fraco. Isso se deve ao fato que as condutividades Pedersen e Hall não apresentarem valores tão significativos em médias latitudes e qualquer variação do campo magnético total não seria suficiente para ser visualizada nas amplitudes da componente harmônica estacionária.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES: ANÁLISE DA VARIAÇÃO DIURNA DO CAMPO GEOMAGNÉTICO UTILIZANDO A TÉCNICA DE EXPANSÃO EM HARMÔNICOS ESFÉRICOS

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados obtidos a partir da análise da variação diurna global do campo geomagnético utilizando a técnica de expansão em harmônicos esféricos para modelar o sistema de correntes Sq. Os resultados abrangem o período de 1 a 31 de maio de 2020, que foi caracterizado por uma atividade geomagnética calma registrada entre 2017 e 2021, conforme descrito na Seção 3.2.2. A análise é baseada na metodologia descrita na Seção 3.4, na qual foi realizada a modelagem do sistema de correntes Sq da variação diurna. Nessa análise, foi investigada a intensidade da corrente bem como as posições da latitude e longitude quase dipolares do foco do vórtice do sistema de correntes Sq ao longo do tempo.

Os resultados desta análise estão divididos em duas seções. Na Seção 5.1, são abordadas as características dos sistemas de correntes Sq da variação diurna global do campo geomagnético. Em seguida, na Seção 5.2, são apresentados os resultados das marés atmosféricas associadas aos sistemas de correntes Sq da variação diurna global do campo geomagnético.

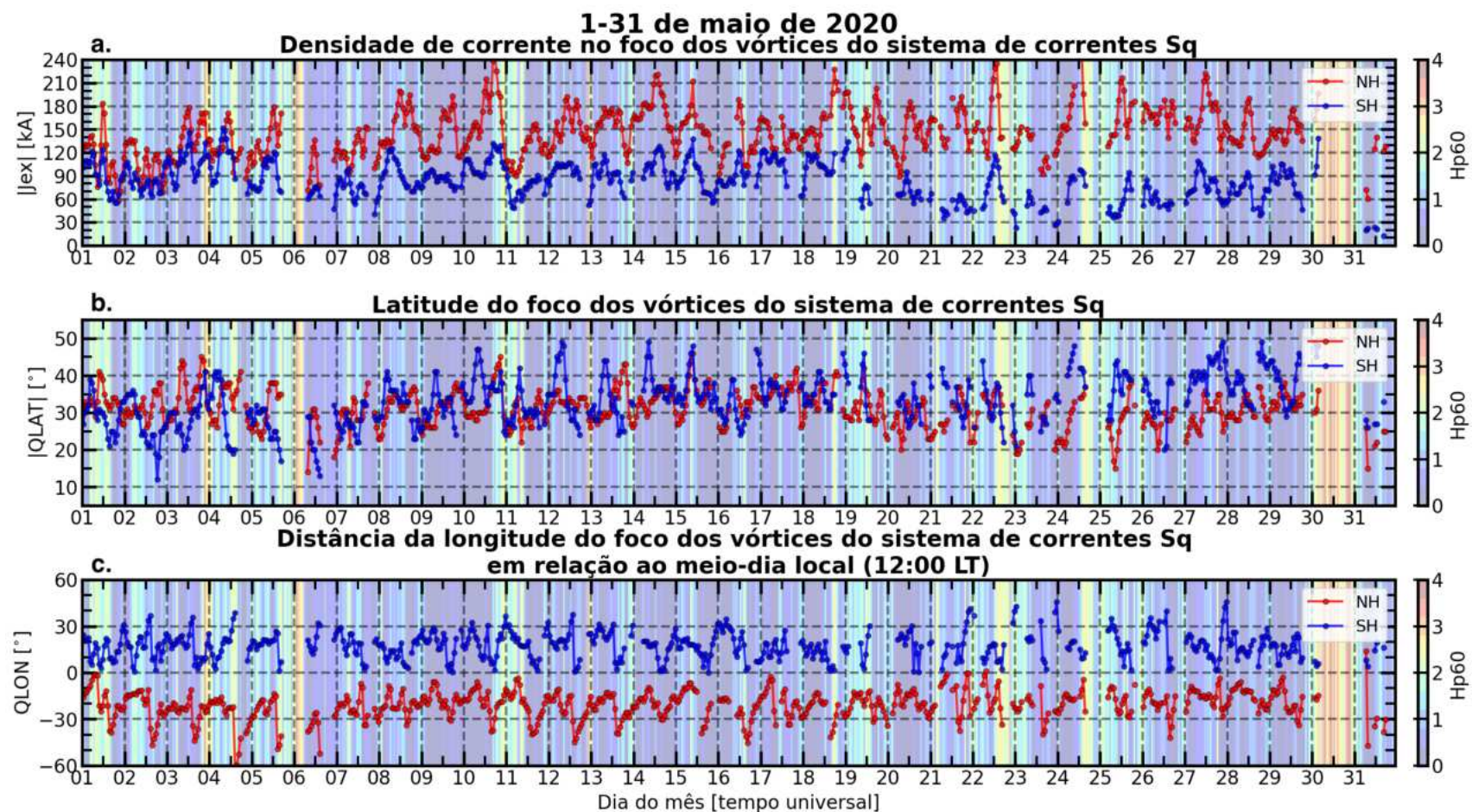
5.1 Características do sistema de correntes Sq da variação diurna global do campo geomagnético

A intensidade da corrente elétrica no sistema de correntes Sq é utilizada para caracterizar as variações diurnas globais do campo geomagnético, de acordo com Yamazaki e Maute (2017). Neste contexto, investigou-se a variabilidade espaço-temporal do sistema de correntes Sq. Para isso, foram estimadas as correntes Sq a cada hora universal entre 1 e 31 de maio de 2020, utilizando a técnica de expansão em harmônicos esféricos.

As características do sistema de correntes Sq da variação diurna global do campo geomagnético são analisadas por meio das séries temporais da magnitude da densidade de corrente elétrica e da posição dos focos do vórtice do sistema de correntes Sq. A Figura 5.1 ilustra três aspectos dessas séries temporais para a corrente elétrica nos focos do sistema de correntes Sq. Os painéis (a), (b) e (c) mostram, respectivamente, a densidade de corrente elétrica, a posição absoluta da latitude quase dipolar QLAT e a distância da longitude quase dipolar em relação ao meio-dia local (12:00LT) para os focos do vórtice dos sistemas de correntes Sq nos hemisférios norte (círculo verme-

lho) e sul (círculo azul). Também é apresentado o índice de atividade geomagnética H_p60 de 0o a 4o em cada painel, na cor de fundo sombreada.

Figura 5.1 - Série temporal da (a) magnitude da densidade de corrente elétrica, (b) latitude quase dipolar absoluta e (c) distância da longitude dipolar em relação ao meio-dia local (12:00LT) no foco dos vórtices do sistema de correntes Sq da variação diurna no hemisfério norte (em vermelho) e no hemisfério sul (em azul) entre o dia 1 e 31 de maio de 2020. Em cada painel, a cor de fundo sombreada ilustra o índice de atividade geomagnética H_p60 de 0o a 4o.



No que se refere ao índice de atividade geomagnética *Hp60*, este não excedeu 40, indicando um período de baixa atividade geomagnética em maio de 2020. Durante a maior parte do período analisado, o índice *Hp60* variou entre 00 e 20, abrangendo 91,67% do período, como evidenciado pela cor de fundo sombreada em tons de azul-verde. No entanto, nos dias 6 e 30, foi observada uma perturbação geomagnética com o índice *Hp60* oscilando em torno de 30 (cor de fundo sombreada em tons de laranja). No dia 30, em particular, os focos do sistema de correntes Sq não apresentaram o comportamento típico em termos de magnitude da corrente elétrica e posição do foco do vórtice. Portanto, esses resultados foram excluídos da série temporal. Além disso, outras horas UT também foram excluídas quando o comportamento típico da corrente elétrica diurna dos vórtices do sistema de correntes Sq não pôde ser determinado. Por exemplo, em períodos de atividade geomagnética calma, espera-se que a magnitude da corrente elétrica diurna seja maior do que a noturna, e que a posição dos focos esteja entre $(\pm) 10^\circ$ e 50° de latitude quase dipolar para ambos os hemisférios. Portanto, esses critérios também foram considerados para restringir os dados dessa análise.

A Figura 5.1a mostra a variabilidade temporal da magnitude da densidade de corrente elétrica nos focos do sistema de correntes Sq da variação diurna global do campo geomagnético no hemisfério norte (em vermelho) e no hemisfério sul (em azul). É possível observar que a densidade de corrente elétrica é relativamente maior no hemisfério norte do que no hemisfério sul. O valor médio observado para a magnitude da corrente no hemisfério norte é de aproximadamente 145 ± 32 kA, enquanto no hemisfério sul é de cerca de 84 ± 24 kA. Essa característica está em acordo com estudos anteriores que mostraram uma maior intensidade da densidade de corrente elétrica da variação diurna no hemisfério norte do que no hemisfério sul em maio, em consonância com a baixa atividade solar (CAMPBELL; SCHIFFMACHER, 1985; CAMPBELL; SCHIFFMACHER, 1988).

É observada uma variabilidade de dia-a-dia na magnitude da densidade de corrente elétrica do sistema de correntes Sq da variação diurna global, com um padrão de aumento e diminuição das correntes elétricas em ambos os hemisférios entre os dias 1 e 18. Hibberd e Davidson (1988) relataram que as intensidades das correntes elétricas da variação diurna nos hemisférios norte e sul tendem a variar de forma semelhante. A partir do dia 19 de maio, é observada uma redução significativa na magnitude da densidade de corrente elétrica do sistema de corrente Sq no hemisfério sul, enquanto nenhuma mudança significativa é observada no hemisfério norte. Essa diminuição no hemisfério sul pode estar relacionada a uma variação mensal na magnitude das

correntes ionosféricas devido à transição do equinócio de março para o solstício de junho (outono para o inverno). Ademais, essa variação mensal observada no hemisfério sul é consistente com a variação semianual do sistema de correntes Sq, conforme observado em maio. No hemisfério norte, o comportamento é contrário, no qual observa-se a variação anual para esse mês de maio.

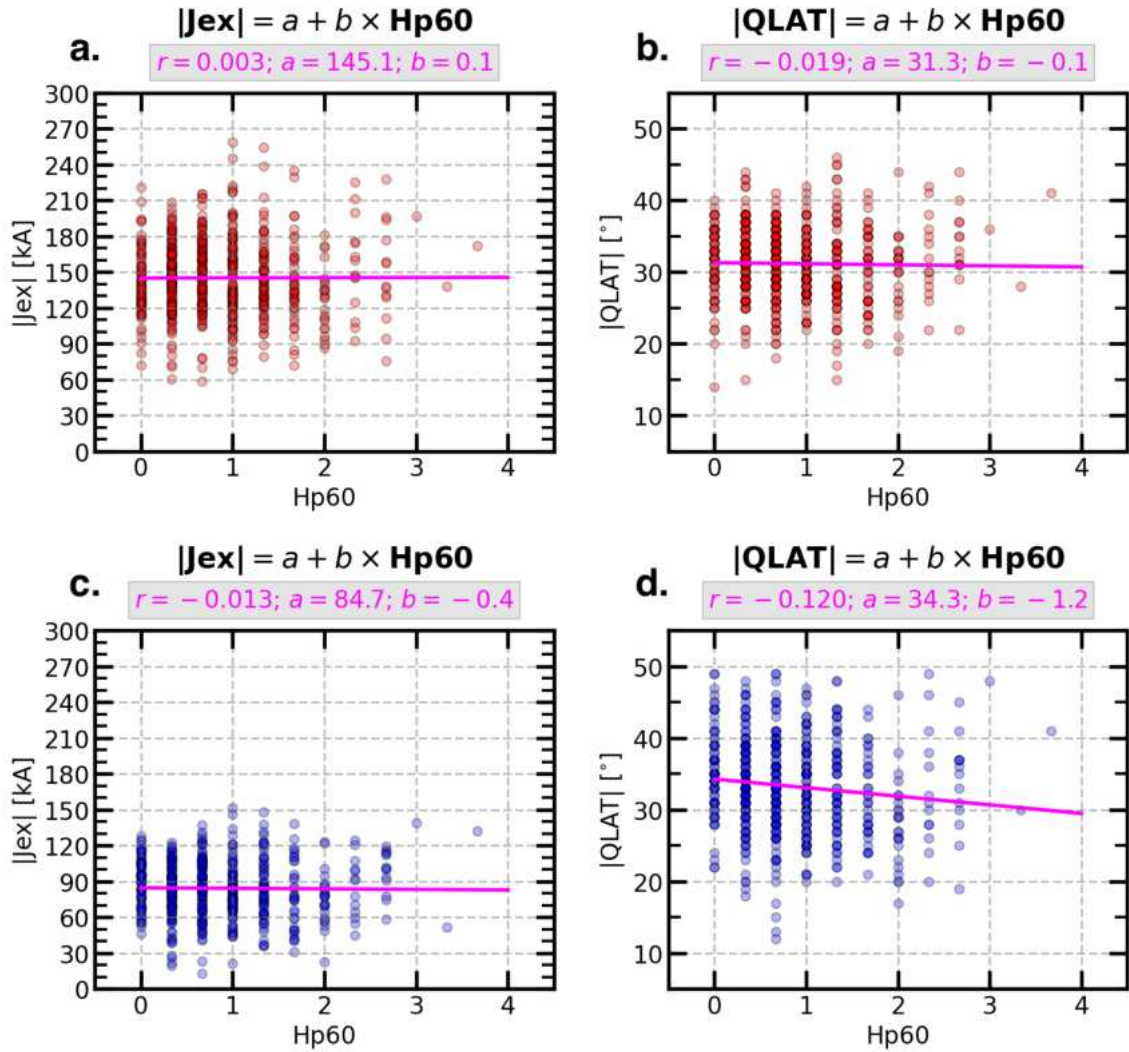
A variação anual no hemisfério norte e semianual no hemisfério sul é também observada para os três harmônicos nos dados observacionais das componentes do campo magnético medidas em solo, conforme mostrado nas sessões anteriores. Essas distintas características nos permitem analisar com mais profundidade as variações e assimetrias da intensidade do campo magnético e do seu comportamento entre os hemisférios norte e sul. De fato, as diferenças de deslocamento entre as coordenadas magnéticas e geográficas nos dois hemisférios implicam em diferenças relacionadas a condutividade e, conseqüentemente, a corrente. A exposição à luz solar, que determina em grande parte a condutividade ionosférica no lado diurno, será mais variável no hemisfério sul do que no hemisfério norte. Isso é pode ser notado na Figura 5.1a, na qual é notável que a variação do hemisfério sul muito mais aparente do que o hemisfério norte (SUZUKI, 1979).

A inclinação do campo magnético também é diferente nos dois hemisférios. As linhas de campo no hemisfério norte são mais verticais nos locais aonde o campo magnético é mais forte. Acredita-se que os altos valores de corrente no hemisfério norte comparados ao hemisfério sul estejam associados a esse fator.

Ao analisar a excursão das séries temporais entre a atividade geomagnética do índice *Hp60* e da densidade da corrente elétrica no sistema de correntes Sq, observa-se que o aumento na atividade geomagnética nos hemisférios norte e sul parece correlacionar-se com uma redução na magnitude da corrente elétrica desse sistema. Para observar se existe essa possível correlação é mostrada a Figura 5.2 referentes aos gráficos de dispersão (painéis “a” e “c”) da magnitude da densidade de corrente elétrica versus o índice *Hp60* e (painéis “b” e “d”) da latitude quase dipolar absoluta versus o índice *Hp60*. Nesta figura, os painéis “a” e “b” correspondem aos dados do hemisfério norte (vermelho), enquanto os painéis “c” e “d” correspondem aos dados do hemisfério sul (azul). A linha magenta de cada gráfico corresponde à curva de regressão linear. É possível observar através dos painéis “a” e “c” desta figura que o coeficiente de correlação de Pearson (r) entre a intensidade das correntes e o índice *Hp60* é nula ($r = 0,0$) em ambos os hemisférios. Vale lembrar que houve horários em que os dados da posição dos focos dos vórtices do sistema de correntes Sq dessa análise

foram removidos. Contudo, essa análise foi realizada para o mês todo e talvez por este fato não foi possível observar alguma correlação.

Figura 5.2 - Gráficos de dispersão (painéis “a” e “c”) da magnitude da densidade de corrente elétrica versus o índice *Hp60* e (painéis “b” e “d”) da latitude quase dipolar absoluta versus o índice *Hp60*. Os painéis “a” e “b” correspondem aos dados do hemisfério norte (vermelho), enquanto os painéis “c” e “d” correspondem aos dados do hemisfério sul (azul). A linha magenta de cada gráfico corresponde à curva de regressão linear.

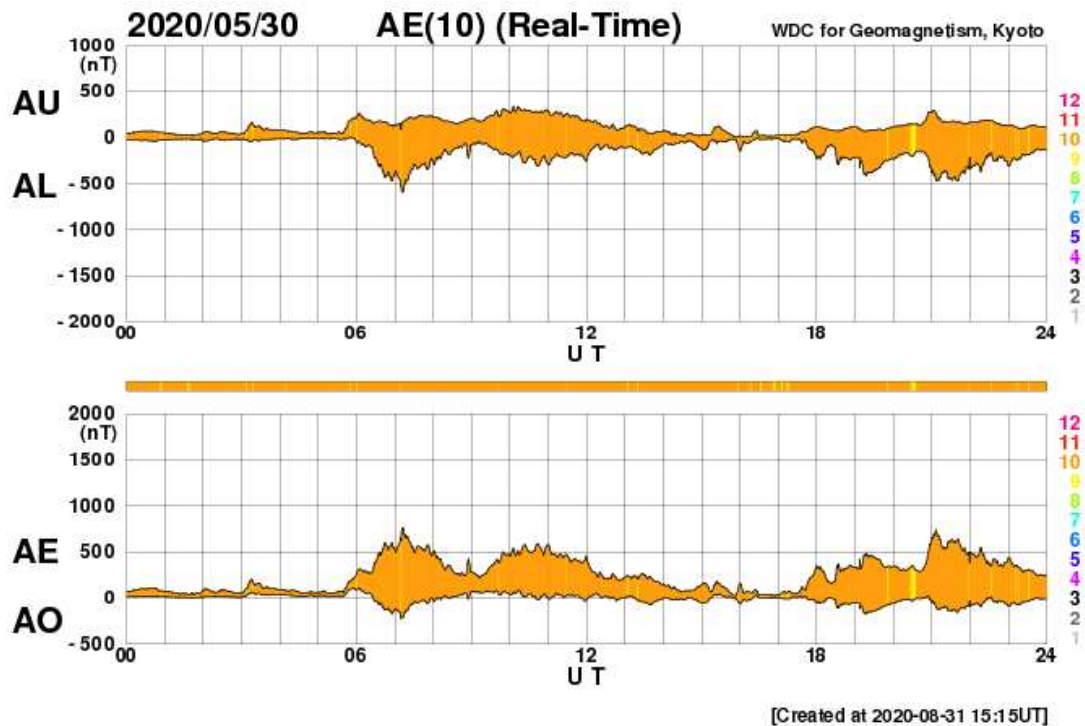


A redução na magnitude da corrente elétrica é particularmente visível quando o índice *Hp60* varia entre 2o e 4o em datas específicas, como nos dias 1, 4-6, 10-11, 19, 22, 25 e 31. Portanto, uma das possibilidades para essa alteração é possivelmente devido ao efeito de campos elétricos do dínamo perturbado, conforme descrito por

[Yamazaki et al. \(2011b\)](#). Neste caso, a entrada de partículas nas regiões polares durante períodos perturbados aciona os ventos termosférico perturbados ocasionando campos elétricos com sentido opostos ao padrão típico da ionosfera calma. Assim, a ação do dínamo perturbado faz com que o sistema de correntes ionosféricas seja modificado. Um bom índice para observar a entrada de partículas na ionosfera polar é o índice de atividade geomagnética do eletrojato auroral, índice *AE*.

A Figura 5.3 ilustra a atividade geomagnética na região auroral para o dia 30 de maio de 2020. Nota-se que este índice ao longo do dia é calmo, mas alcançou valores maiores que 500 nT em alguns horários do dia. O mesmo comportamento ocorre para outras datas. Isso é um indicativo que, mesmo com atividade magnética bastante fraca, a entrada de partículas na ionosfera pode alterar o comportamento das correntes em ambos os hemisférios.

Figura 5.3 - Índice *AE* de atividade geomagnética no dia 30 de maio de 2020.



Fonte: [WDC Kyoto \(2023\)](#).

Retornando à análise da Figura 5.1b, a variabilidade espaço-temporal dos focos do sistema de correntes Sq na variação diurna global do campo geomagnético é

ilustrada tanto para o hemisfério norte (em vermelho) quanto para o sul (em azul). Nessa representação gráfica, é possível determinar a latitude magnética média dos focos do vórtice do sistema de correntes Sq, que é de aproximadamente $31^\circ \pm 5^\circ$ QLAT no hemisfério norte e de cerca de $-33^\circ \pm 7^\circ$ QLAT no hemisfério sul. Esses resultados são semelhantes aos valores encontrados por [Campbell e Schiffmacher \(1985\)](#) e [Campbell e Schiffmacher \(1988\)](#). O primeiro estudo indicou que a latitude geomagnética do foco do vórtice do sistema de correntes Sq se situa entre $32,5^\circ$ e $42,5^\circ$ de latitude no hemisfério norte, enquanto o segundo apontou que a latitude do foco do vórtice do sistema de correntes Sq se localiza entre $-22,5^\circ$ e $-35,0^\circ$ de latitude no hemisfério sul.

Além disso, observa-se que os focos dos vórtices do sistema de correntes Sq deslocam-se em direção ao equador (polo) à medida que a atividade geomagnética aumenta (diminui) nos hemisférios norte e sul, já relatado por [Kane \(1974\)](#) e [Takeda \(1999\)](#). No entanto, observa-se um deslocamento em direção ao polo de aproximadamente 10° na posição da latitude quase dipolar dos focos dos vórtices do sistema de correntes Sq no hemisfério sul a partir do dia 19, o que é consistente com a redução na intensidade do sistema de correntes Sq nesse hemisfério. [Stening et al. \(2005\)](#) relataram um deslocamento em direção ao polo dos focos do vórtice do sistema de correntes Sq à medida que a intensidade do eletrojato equatorial aumenta. No entanto, o eletrojato equatorial não pode ser analisado neste estudo devido à falta de medições magnéticas na região equatorial.

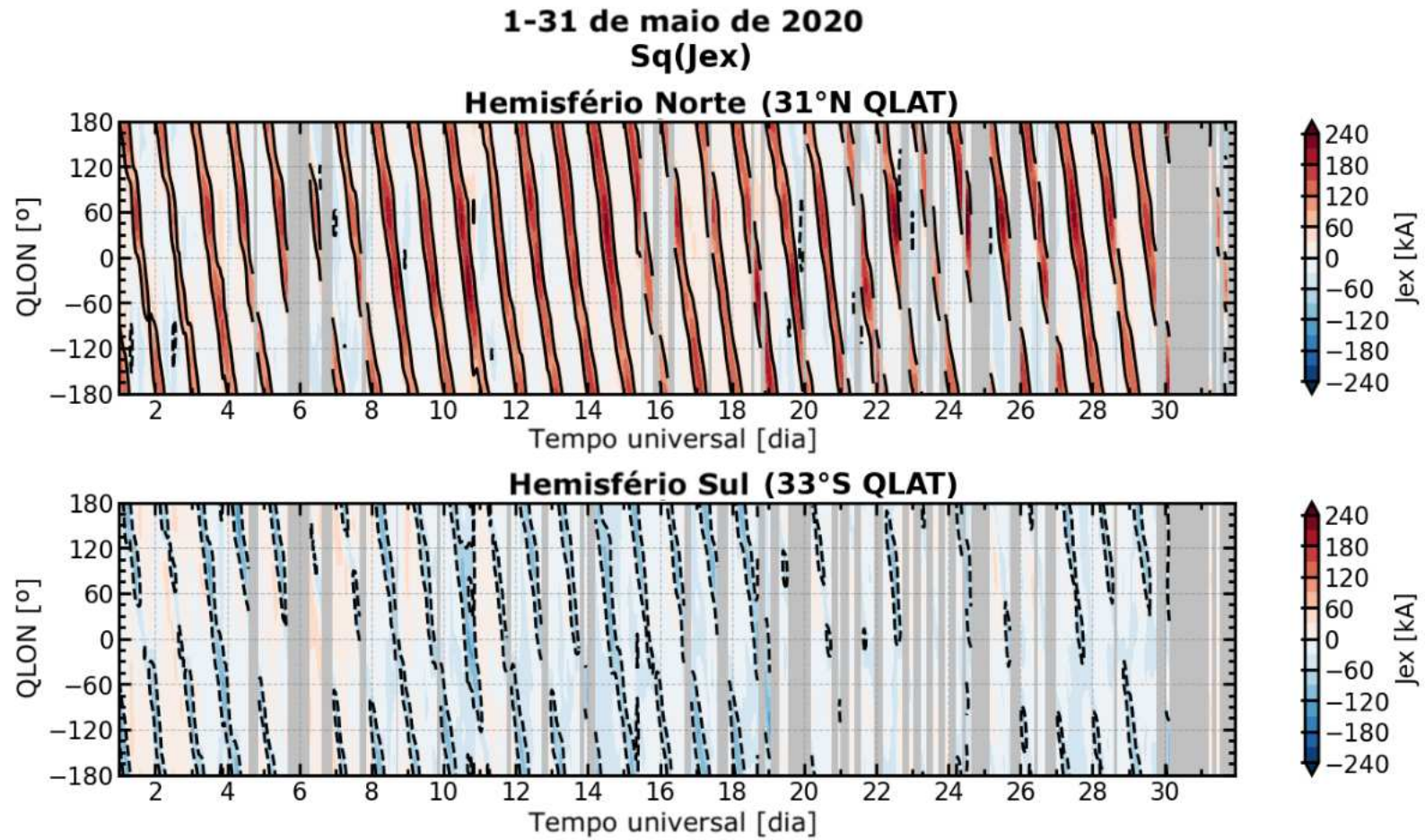
Por fim, a posição da longitude magnética dos focos dos vórtices do sistema de correntes Sq em relação ao meio-dia local (12:00 LT) é ilustrada no painel inferior (Figura 5.1c). Nesse painel, observa-se um deslocamento de cerca de 30° de longitude magnética dos focos dos vórtices do sistema de correntes Sq em relação ao meio-dia local nos hemisférios norte e sul. O deslocamento observado é cerca de 30° de longitude magnética antes do meio-dia local no hemisfério norte e cerca de 30° de longitude magnética depois do meio-dia local no hemisfério sul. Essa diferença de longitude entre os focos Sq nos hemisférios norte e sul também pode ser considerada uma diferença de tempo local, e está em acordo com estudos anteriores ([CAMPBELL; SCHIFFMACHER, 1985](#); [CAMPBELL; SCHIFFMACHER, 1988](#); [YAMAZAKI et al., 2011a](#)), que indicaram que o horário local do foco do vórtice do sistema de correntes Sq no hemisfério norte está de 1 a 2 horas à frente do foco Sq no hemisfério sul em maio.

Essa diferença pode estar relacionada à importância relativa de diferentes marés

não migrantes na introdução de variações de longitude que podem ter alguma influência nas correntes Sq, conforme proposto por [Pedatella et al. \(2011\)](#). De fato, a estrutura e a força do sistema de corrente Sq são controladas principalmente pela condutividade ionosférica e ventos de maré. Portanto, as diferenças longitudinais podem estar de alguma forma relacionadas a variações na condutividade ou ventos de maré ou alguma combinação dos dois. [Matsushita \(1967\)](#) citado em [Pedatella et al. \(2011\)](#) reforçou ainda que a condutividade ionosférica depende da intensidade do campo geomagnético principal e, assim, as variações longitudinais na intensidade do campo geomagnético principal podem introduzir diferenças longitudinais na função de corrente Sq. Ademais, [Pedatella et al. \(2011\)](#) afirmam que as condutividades variáveis associadas às variações do campo geomagnético podem induzir variações longitudinais em correntes alinhadas ao campo uma assimetria hemisférica do sistema de corrente Sq como foi observado nos dados observacionais da seção anterior, principalmente no setor Americano.

Adicionalmente, como já observado anteriormente, as correntes elétricas e a latitude quase dipolar dos focos do vórtices do sistema de correntes Sq apresentam modulações nos hemisférios norte e sul. Como já foi também mencionado, já é bem conhecido que o sistema de ventos de marés é que impulsiona o dínamo da região E ([RICHMOND, 1979](#)). Com base nisso, foi realizada uma análise da latitude quase dipolar média dos focos do vórtices do sistema de correntes Sq em relação às componentes de marés atmosféricas a cada hora UT para o mês de análise, maio de 2020. Como resultado, a Figura 5.4 apresenta os mapas de contorno da magnitude da densidade da corrente elétrica na latitude quase dipolar média dos focos do vórtices do sistema de correntes Sq em função da longitude magnética versus tempo nos hemisférios norte (painel superior) e sul (painel inferior). As linhas de contorno sólidas e tracejadas indicam a magnitude da densidade da corrente elétrica do sistema Sq de 60 kA e -60 kA, respectivamente. O sombreamento em cinza indica o período em que os focos Sq não foram determinados.

Figura 5.4 - Mapas de contorno da magnitude da densidade da corrente elétrica na latitude quase dipolar média dos focos do vórtices do sistema de correntes Sq em função da longitude magnética versus tempo, nos hemisférios norte (painel superior) e sul (painel inferior), para cada hora UT em maio de 2020. As isolinhas de 60 kA e -60 kA são indicadas pelas linhas sólidas e tracejadas, respectivamente.



No hemisfério norte, o perfil longitudinal da densidade de corrente elétrica na latitude quase dipolar média dos focos do vórtice do sistema de correntes Sq exibe variações regulares na corrente elétrica, sem variações longitudinais ou horárias significativas que poderiam ser identificadas à primeira vista. No entanto, observam-se variações significativas nos dias 5-6, 18-27 e 30-31, quando ocorre uma perturbação geomagnética. Este comportamento pode estar associado ao dínamo perturbado, já discutido junto aos resultados da Figura 5.1, uma vez que as condutividades podem ser afetadas quando o índice AE alcança valores significativos (RESENDE et al., 2021).

A magnitude das correntes elétricas do sistema de corrente Sq no hemisfério sul mostra fortes variações horárias no perfil longitudinal. Por exemplo, não é observado um perfil longitudinal regular para a densidade de corrente elétrica do sistema de corrente Sq nessa série temporal, uma vez que o contorno de -60 kA não é observado ao longo das longitudes magnéticas entre 180°W e 180°E .

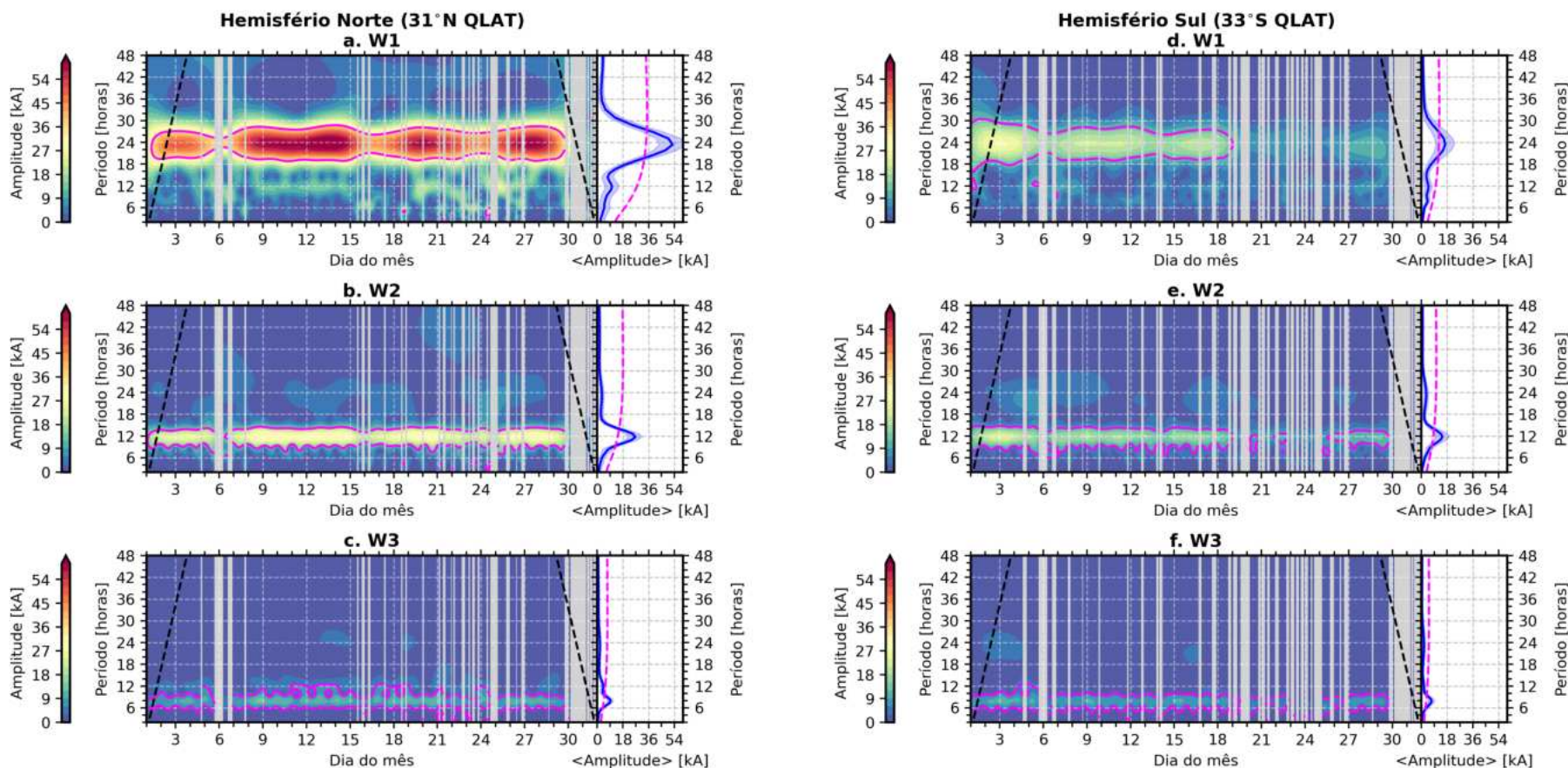
A variabilidade longitudinal pode estar associada ao campo geomagnético é o fato de que o sistema de vento de maré que impulsiona o dínamo do vento ionosférico é organizado em coordenadas geográficas, enquanto os campos e correntes elétricas ionosféricas são organizados em relação às coordenadas magnéticas. Como resultado dessa diferença, o deslocamento entre os equadores geográfico e geomagnético pode introduzir variações longitudinais nas correntes Sq. Finalmente, a principal variabilidade espaço-temporal do sistema de corrente Sq é observada no hemisfério sul, apresentando uma variabilidade complexa hora-a-hora, dia-a-dia e longitudinal.

5.2 A variabilidade das marés atmosféricas associadas aos sistemas de correntes Sq

A causa exata das variações latitudinais e longitudinais no sistema de corrente Sq ainda permanece em aberto e é bastante discutida no meio científico (PEDATELLA et al., 2011; YAMAZAKI; MAUTE, 2017). Pedatella et al. (2011) mostrou que o campo geomagnético principal exibe principalmente uma variação de longitude nos ventos de marés, principalmente no número de onda 1. Uma análise da variabilidade das marés atmosféricas associadas aos sistemas de correntes Sq foi desenvolvida para o mês de maio de 2020. Esta análise emprega o método de análise espectral de Fourier-wavelet, que descreve a amplitude das oscilações das marés na atmosfera terrestre vista nas correntes elétricas do sistema de correntes Sq, já discutida na Seção 3.4.3.

A Figura 5.5 ilustra o espectro de Fourier-wavelet da magnitude da corrente elétrica (J_{ex}) na posição dos focos dos vórtices do sistema de correntes Sq durante 1-31 de maio de 2020 para as oscilações propagantes para oeste. Os espectros de amplitude foram obtidos para a oscilação que se propaga para oeste usando a transformada de Fourier-wavelet no hemisfério norte (painéis esquerdos) em 31°N de QLAT e no hemisfério sul em 33°S de QLAT (painéis direitos). As linhas magenta correspondem a espectros de amplitude acima de 95% de confiança para um ruído de fundo vermelho. Os espectros de amplitude da transformada de Fourier-wavelet média no tempo (linha azul) são mostrados ao lado do mapa de contorno correspondente. Os painéis de cima para baixo correspondem às oscilações com número de onda zonal 1, 2 e 3. O sombreamento em cinza indica o tempo em que os dados dos focos Sq não são determinados, conforme descrito na Figura 5.4.

Figura 5.5 - Espectro de Fourier-wavelet da magnitude da corrente elétrica (J_{ex}) na posição dos focos dos vórtices do sistema de correntes Sq durante 1-31 de maio de 2020 para as oscilações propagantes para oeste ($s > 0$) no hemisfério norte (esquerda) e no hemisfério sul (direita).



Em ambos os hemisférios, observam-se picos de amplitude acima do nível de confiança de 95% nas oscilações propagantes para oeste nos números de onda zonal 1, 2 e 3. No hemisfério norte, os picos de amplitudes da intensidade da corrente S_q situaram-se entre 32-64 kA, 16-32 kA e 6-12 kA para os números de onda zonais 1, 2 e 3, respectivamente. No hemisfério sul, por sua vez, esses picos de amplitudes foram de 15-27 kA, 12-24 kA e 6-10 kA para os números de onda zonais 1, 2 e 3, respectivamente. A razão dos picos de amplitude do hemisfério norte com o hemisfério sul desses números de onda zonais foi 2,3, 1,4 e 1,2 vezes maior no hemisfério norte para os números de onda zonais 1, 2 e 3, respectivamente. Adicionalmente, além das diferenças nas amplitudes, foi também observada uma notável variabilidade nas oscilações propagantes para oeste a partir do dia 19 de maio no hemisfério sul.

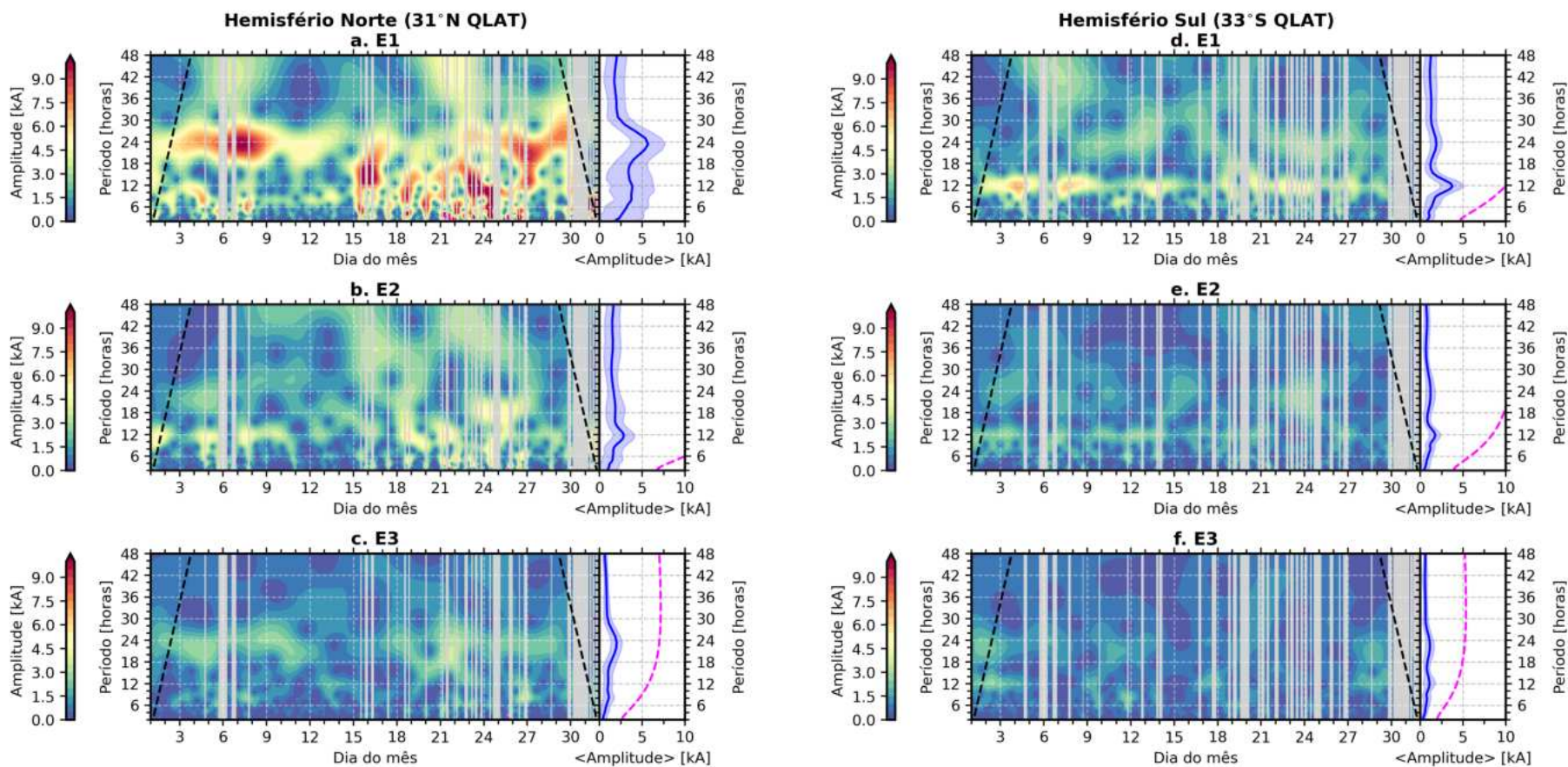
Como é observado na Figura 5.5, o número zonal 1, que refere a maré diurna do hemisfério norte é mais elevado quando comparado ao hemisfério sul. Zhang e Shepherd (2005) analisaram o comportamento da maré diurna mensal nos anos de 1992 a 1996 para as latitudes entre 40° S e 40° N. Eles observaram que a maré diurna mensal é sempre maior no hemisfério norte que no hemisfério sul durante os equinócios entre as alturas de 100 e 110 km, o que corrobora com nossos resultados. Recentemente, Sun et al. (2022) analisou o comportamento das marés migrantes e não migrantes em relação ao ciclo solar na regiões da mesosfera e da baixa termosfera (MLT) entre 60° S e 60° N. Este estudo teve foco somente em médias latitudes de ambos os hemisférios. Os seus resultados mostraram diferenças significativas tanto na componente zonal quanto na componente meridional. No que diz respeito a maré diurna, os autores concluíram que a DW1 nos equinócios tem valores um pouco superior no hemisfério norte quando comparado ao hemisfério sul. Este comportamento é pronunciado na altura em 110 km. Na altura de 140 km este comportamento se inverte e a amplitude da maré DW1 se torna mais significativa no hemisfério sul.

Ainda, Sun et al. (2022) analisou o comportamento da componente semidiurna e terdiurna da maré migrante para oeste. Nas alturas entre 100 e 120 km, a amplitude máxima da SW2 e TW3 alcançaram 30 e 12 m/s, respectivamente no hemisfério norte. No hemisfério sul, as amplitudes máximas nos resultados de Sun et al. (2022) foram de 20 m/s para a SW2 e 8 m/s para TW3. Os nossos resultados mostraram que a densidades de correntes máximas tem valores comparáveis o que observado nos resultados de Sun et al. (2022). Note que para a W2 e W3 do hemisfério norte, os valores foram de 25 e 15 kA, respectivamente. Já no hemisfério sul, as amplitudes máximas foram de 18 e 9 kA para a W2 e W3, respectivamente.

A explicação desses valores diferentes é devido ao fato da inclinação da Terra com o plano da eclíptica e sua rotação em torno de seu eixo são responsáveis por um aquecimento desigual da atmosfera entre os polos e o equador, resultando em uma circulação em grande escala. O fluxo de vento neutro representa componentes de vento zonal e meridional em uma trajetória tridimensional ao longo da componente vertical (FORBES; GARRETT, 1979). Este aquecimento é mais pronunciado no verão e inverno, como já mostrado nos resultados observacionais anteriores. Contudo, foi também observado nos equinócios usando a técnica de harmônicos esféricos. Por fim, a corrente Sq está diretamente relacionada com o comportamento dos ventos de marés e por isso essas diferenças também são observadas nos dados das componentes magnéticas em magnetômetros.

Assim como a Figura 5.5, a Figura 5.6 ilustra o espectro de Fourier-wavelet da magnitude da corrente elétrica na posição dos focos do vórtice do sistema de corrente Sq durante 1-31 de maio de 2020, mas para as oscilações que se propagam para leste. Os espectros de amplitude dos números de onda zonais -1 , -2 e -3 são obtidos para os hemisférios norte (painéis esquerdos) e sul (painéis direitos). Os espectros de amplitude da transformada de Fourier-wavelet média no tempo (linha azul) são mostrados nos gráficos ao lado dos espectros de amplitude com o nível de confiança de 95% correspondente (linha magenta) em ambos os hemisférios. Os valores mais altos no hemisfério norte também são observados para os números de onda zonais -1 , -2 e -3 , respectivamente.

Figura 5.6 - Espectro de Fourier-wavelet da magnitude da corrente elétrica (J_{ex}) na posição dos focos dos vórtices do sistema de correntes Sq durante 1-31 de maio de 2020 para as oscilações propagantes para leste ($s < 0$) no hemisfério norte (esquerda) e no hemisfério sul (direita).



As oscilações que se propagam para leste na intensidade da corrente Sq mostram uma forte variabilidade hora-a-hora e dia-a-dia em ambos os hemisférios. No hemisfério norte, harmônicos (períodos de 6-12 horas) da maré solar com número de onda zonal -1 aparecem a partir da segunda metade de maio, juntamente com a maré diurna. O número de onda zonal -2 também aparece com forte variabilidade hora-a-hora e dia-a-dia na maré semidiurna. Além disso, o modo diurno (DE3) aparece no número de onda zonal -3 nos dias 1-12 e 18-30.

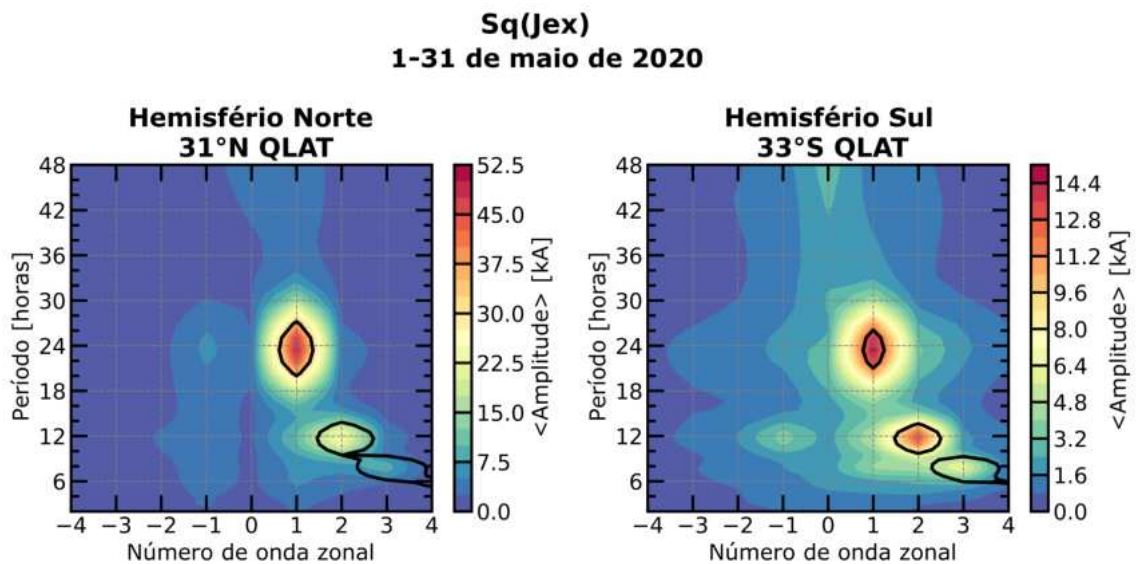
Sun et al. (2022) também analisaram a maré não-migrante ou propagação para leste e seus resultados se assemelham com os aqui observados, utilizando a técnica de harmônicos esféricos. A maré não migrante para leste tem valores de amplitude inferior a para oeste e valores superiores no hemisfério norte para a diurna, semidiurna e terdiurna. Sun et al. (2022) discutem que a E2 e E3 se propagam para cima na termosfera com menos dissipação por causa de seus longos comprimentos de onda verticais. Portanto, as suas amplitudes são pequenas quando comparadas com as marés migrantes para oeste nas alturas de 100 km.

É importante mencionar que o pico de amplitude está abaixo do nível de confiança de 95% nos componentes de ondas de maré que se propagam para leste, mas os modos de maré são pronunciados nas médias temporais dos espectros. Adicionalmente, essas fortes variabilidades hora-a-hora e dia-a-dia para ambas propagações de marés parecem estar relacionadas a mudanças locais no dínamo ionosférico em vez de comportamentos globais. Briggs (1984) sugeriu que mudanças aleatórias dia-a-dia nas correntes do dínamo são impulsionadas por modos de maré propagantes ascendentes. Contudo, são necessárias investigações adicionais para explicar essas mudanças aleatórias nos componentes de ondas de maré, principalmente que se propagam para leste.

Finalmente, para sumarizar os resultados obtidos sobre as marés atmosféricas associadas aos sistemas de correntes Sq, apresentamos a Figura 5.7. Nesta figura, são destacados os mapas de contorno dos espectros de amplitude da transformada de Fourier-wavelet média ao longo do tempo do sistema de correntes Sq, abrangendo o período de 1 a 31 de maio de 2020. O painel à esquerda exibe os espectros referentes ao hemisfério norte, localizado em 31°N de QLAT, enquanto o painel à direita apresenta os espectros correspondentes ao hemisfério sul, em 33°S de QLAT. Os números de onda > 0 indicam a componente de propagação para oeste, ao passo que os números de onda < 0 representam as componentes propagantes para leste. Este espectro abrange um intervalo de período de 2 a 48 horas. As linhas de con-

torno pretas delineiam os espectros de amplitude acima de 95% de confiança para um fundo de ruído vermelho."

Figura 5.7 - Mapas de contorno dos espectros de amplitude da transformada de Fourier-wavelet média ao longo do tempo do sistema de correntes Sq, abrangendo o período de 1 a 31 de maio de 2020. O painel à esquerda exibe os espectros referentes ao hemisfério norte, localizado em 31°N de QLAT, enquanto o painel à direita apresenta os espectros correspondentes ao hemisfério sul, em 33°S de QLAT. Os números de onda zonal > 0 indicam a componente de propagação para oeste, números de onda < 0 representam a componente de propagação para leste, e números de onda zonal $= 0$ correspondem à oscilação aprisionada. As linhas de contorno pretas correspondem a espectros de amplitude acima de 95% de confiança para um fundo de ruído vermelho.



Em ambos os hemisférios, observam-se oscilações predominantes que se propagam para oeste, caracterizadas pelo número de onda zonal 1 (W1) com um período de 24 horas, número de onda zonal 2 (W2) com um período de 12 horas e número de onda zonal 3 (W3) com um período de 8 horas. Notavelmente, os picos de amplitude das marés que se propagam para oeste no Hemisfério Norte são mais pronunciados do que no Hemisfério Sul. Simultaneamente, observam-se pequenas amplitudes nas componentes que se propagam para leste em ambos os hemisférios. Embora os espectros de amplitude média ao longo do tempo se assemelhem nos dois hemisférios, suas variações diárias não mostram correlação entre eles.

6 PRINCIPAIS CONTRIBUIÇÕES, SUMÁRIO DE RESULTADOS, CONCLUSÕES E TRABALHOS FUTUROS

Neste estudo, investigaram-se as variações diurnas do campo geomagnético resultantes das correntes ionosféricas em escalas regional e global durante o ciclo solar 24 até início do ciclo 25 no intervalo de latitude magnética de -60° a 60° . A análise da variação diurna em escala regional envolveu a quantificação e qualificação das variações espaciais e temporais observadas nas componentes X , Y , Z do campo geomagnético ao longo de um período de quatorze anos (2008-2021). De modo geral, estimou-se a variação diurna média mensal a partir da análise dos dados coletados por estações magnéticas, através do cálculo da curva do dia calmo geomagneticamente (QDC, do inglês *Quiet Day Curve*). A variação diurna obtida passou por uma decomposição em componentes harmônicas, utilizando-se a técnica da expansão em série de Fourier. Essas componentes harmônicas foram associadas às componentes das marés atmosféricas, as quais desempenham um papel importante na geração das correntes elétricas do dínamo da região E ionosférica. Os resultados foram analisados em dois níveis de fluxo solar (alto e baixo), em diferentes regiões latitudinais (equatorial, baixas e médias latitudes magnéticas quase dipolares, ou seja, $\pm 60^\circ$), e em distintas regiões longitudinais (América, Europa-África e Ásia-Oceania).

Adicionalmente, a análise da variação diurna em escala global envolveu a quantificação e qualificação das variações espaciais e temporais observadas na intensidade das correntes do sistema de correntes Sq durante um mês geomagneticamente calmo (maio de 2020). Para essa análise, uma técnica de modelagem da variação diurna causada pelo sistema de correntes Sq global foi desenvolvida, utilizando a expansão em harmônicos esféricos. Foram empregados dados coletados por estações magnéticas abrangendo uma latitude magnética quase dipolar de $\pm 60^\circ$. Os resultados foram discutidos em termos das correntes elétricas na posição do foco do vórtice do sistema de correntes Sq em cada hemisfério (norte e sul). Além disso, foram investigadas as atividades de ondas no sistema de correntes Sq utilizando a técnica de análise espectral de Fourier-wavelet.

6.1 Principais contribuições

No âmbito deste trabalho de Tese de Doutorado em Geofísica Espacial do INPE, as principais contribuições deste estudo são as seguintes:

- a) Realização de uma comparação inédita da variação diurna do campo geomagnético entre distintas regiões latitudinais e longitudinais dentro e fora

da região da SAMA.

- b) Desenvolvimento de uma modelagem da variação diurna causada pelo sistema de correntes Sq global.
- c) Realização de uma investigação pioneira da atividade de ondas no sistema global de correntes Sq.

6.2 Sumário de resultados e conclusões

A metodologia desenvolvida para analisar a variação diurna em escala regional permite decompor a variação diurna em componentes harmônicas, utilizando a expansão em série de Fourier. Os principais resultados provenientes da análise da variação diurna em escala regional, devidamente relacionados às discussões apresentadas no Capítulo 4, incluem:

- Em geral, as características temporais e espaciais das componentes harmônicas estacionária, diurna (24 horas), semidiurna (12 horas), terdiurna (8 horas) e quarterdiurna (6 horas) permaneceram consistentes para ambos os níveis de fluxo solar as componentes X , Y e Z da variação diurna do campo geomagnético.
- As amplitudes das componentes harmônicas estacionária, diurna, semidiurna e terdiurna exibiram uma redução durante os períodos de baixo fluxo solar. As amplitudes da componente harmônica quarterdiurna não apresentaram redução significativa com relação ao fluxo solar.
- A amplitude da componente harmônica estacionária exibe uma variação significativa ao longo do ano para a componente X , abrangendo todas as regiões latitudinais (média, baixa e equatorial). Nas regiões de baixa latitude e equatorial, esta oscilação se caracteriza pela ocorrência da amplitude máxima durante os meses de equinócios de março e setembro, com subsequente redução nos meses de solstício de inverno em cada hemisfério, sugerindo uma variação semianual. Por outro lado, nas regiões de médias latitudes, essa flutuação é caracterizada pela ocorrência da amplitude máxima durante os meses do solstício de verão do respectivo hemisfério, indicando uma variação anual. Tais padrões persistem durante os períodos de baixo fluxo solar, apesar de se apresentarem com amplitude reduzida, apesar da dificuldade de observá-los. Esta constatação sugere que sazonalidade exerce um impacto significativo na amplitude média das variações

magnéticas das correntes elétricas do sistema Sq. As diferenças sazonais na variação diurna do campo geomagnético estão associadas à combinação entre o ângulo de inclinação do eixo de rotação da Terra e o seu movimento de translação. Essa variação ocorre porque a incidência da radiação solar na atmosfera terrestre varia ao longo do ano entre os hemisférios, o que resulta nas diferentes estações do ano. Nesse contexto, é possível observar diferenças na variação diurna do campo geomagnético, embora com magnitudes distintas, tanto em períodos de alta atividade solar quanto em períodos de baixa atividade solar para todas as regiões analisadas.

- A maior variabilidade da amplitude da componente harmônica diurna em relação ao fluxo solar é observada no hemisfério sul da região da América para a componente X , principalmente nas regiões de baixas latitudes e na região equatorial. A diferença de amplitude máxima do fluxo solar alto para baixo na região equatorial da América foi de 21 nT.
- As amplitudes da componente semidiurna exibem comportamentos semelhantes às amplitudes da componente diurna nas mesmas regiões, apesar das magnitudes serem menores.
- Na amplitude da componente harmônicas terdiurna, a componente Y é ligeiramente maior do que a componente X em médias e baixas latitudes. Enquanto na região equatorial a componente X é mais proeminente. A componente harmônica terdiurna exibe uma dominância maior de componentes semianuais com picos nos equinócios em todas as faixas de latitude e longitude.
- A magnitude máxima da amplitude da componente quarterdiurna durante baixo fluxo solar não excede àquela vista durante alto fluxo solar. Além disso, a componente Y é geralmente maior do que as componentes X e Z em médias e baixas latitudes dos três setores longitudinais para esse harmônico, enquanto a componente X é maior na região equatorial. Ainda, a componente harmônica quarterdiurna apresenta uma variação semianual com picos nos equinócios no hemisfério norte enquanto no hemisfério sul observa-se uma variação anual com pico no solstício de inverno. Um ponto importante de observação é que há uma inversão do comportamento da componente Y da maré quarterdiurna em todos os setores analisados.
- Um fato inédito nesta tese foi mostrar que o principal fator o qual é atribuída à variação longitudinal é a intensidade do campo magnético total.

Foi realizado um estudo exploratório para a região equatorial para explicar as maiores amplitudes do harmônico estacionário na região da SAMA, principalmente observado na componente X . Os resultados mostraram que um campo magnético de menor intensidade aumenta consideravelmente a condutividade Hall, aumentando as condutividades ionosféricas. Outros setores com o campo magnético menos intenso, como por exemplo Guam, também foram observadas valores elevados amplitudes. Portanto, é favorável considerar que as regiões que se observa o campo magnético total menos intenso terão amplitudes maiores. Em médias latitudes observam-se valores muito baixos de amplitudes nas componentes harmônicas estacionárias, tanto nas estações da região da América quanto da Europa-África e Ásia-Oceania, independente do campo magnético total ser mais intenso ou menos intenso. Isso se deve ao fato que as condutividades Pedersen e Hall não apresentarem valores tão significativos em médias latitudes e qualquer variação do campo magnético total não seria suficiente para ser visualizada nas amplitudes da componente harmônica estacionária.

A metodologia desenvolvida para analisar a variação diurna em escala global permite modelar essa variação global e decompor a atividade de ondas nas correntes elétricas do sistema de variação diurna de correntes. Os principais resultados provenientes da análise da variação diurna em escala global, devidamente relacionados às discussões apresentadas no Capítulo 5, são:

- O valor médio observado para a magnitude da corrente no hemisfério norte foi de aproximadamente 145 ± 32 kA, enquanto no hemisfério sul foi de cerca de 84 ± 24 kA.
- A latitude magnética média dos focos do vórtice do sistema de correntes Sq, que foi de aproximadamente $31^\circ \pm 5^\circ$ QLAT no hemisfério norte e de cerca de $-33^\circ \pm 7^\circ$ QLAT no hemisfério sul.
- No hemisfério norte, o perfil longitudinal da densidade de corrente elétrica na latitude quase dipolar média dos focos do vórtice do sistema de correntes Sq exibe variações regulares na corrente elétrica, sem variações longitudinais ou horárias significativas que poderiam ser identificadas à primeira vista. Já a magnitude das correntes elétricas do sistema de corrente Sq no hemisfério sul mostra fortes variações horárias no perfil longitudinal.

- Em ambos os hemisférios, picos de amplitude acima (abaixo) do nível de confiança de 95% são observados nas oscilações propagantes para oeste (leste) nos números de onda zonal 1, 2 e 3. No hemisfério norte, as faixas de amplitudes observadas nos espectros foram de 32-64 kA no número de onda zonal 1, 16-32 kA no número de onda zonal 2 e 6-12 kA no número de onda zonal 3. Já no hemisfério sul, as faixas de amplitude dos picos observadas nos espectros foram de 15-27 kA no número de onda zonal 1, 12-24 kA no número de onda zonal 2 e 6-10 kA no número de onda zonal 3. A razão dos picos de amplitude do hemisfério norte com o hemisfério sul desses números de onda zonais foi 2,3, 1,4 e 1,2 vezes maior no hemisfério norte para os números de onda zonais 1, 2 e 3, respectivamente. Acredita-se que a maré não migrante para leste tem valores de amplitude inferior porque se propagam para cima na termosfera com menos dissipação por causa de seus longos comprimentos de onda verticais. Portanto, as suas amplitudes são pequenas quando comparadas com as marés propagantes para oeste nas alturas de 100 km.
- As fortes variabilidades hora-a-hora e dia-a-dia para ambas propagações de marés parecem estar relacionadas a mudanças locais no dínamo ionosférico em vez de comportamentos globais, principalmente por modos marés propagantes ascendentes.
- Ao analisar a excursão das séries temporais entre a atividade geomagnética do índice $Hp60$ e da densidade da corrente elétrica no sistema de correntes Sq, observa-se que o aumento na atividade geomagnética nos hemisférios norte e sul parece correlacionar-se com uma redução na magnitude da corrente elétrica desse sistema. Contudo, não foi observado uma correlação entre a redução na magnitude da corrente elétrica com a atividade geomagnética. Um dos fatos pode ser que essa análise foi realizada para o mês todo.
- A redução na magnitude da corrente elétrica é particularmente visível quando o índice $Hp60$ varia entre 20 e 40 em datas específicas, como nos dias 1, 4-6, 10-11, 19, 22, 25 e 31 de maio de 2020. Uma das possibilidades para essa alteração é possivelmente devido ao efeito de campos elétricos do dínamo perturbado, na qual a entrada de partículas nas regiões polares aciona os ventos termosféricos perturbados ocasionando campos elétricos com sentido opostos ao padrão típico da ionosfera calma. Assim, a ação do dínamo perturbado faz com que o sistema de correntes ionosféricas seja

modificado. Observou-se que o índice AE esteve alto para esses dias, indicando um possível mecanismo de dínamo perturbado presente.

6.3 Trabalhos futuros

É importante ressaltar que esta Tese de Doutorado demonstra o potencial de obter informações sobre o sistema global de correntes Sq através da análise de dados provenientes de estações magnéticas. Isso, por sua vez, sugere tópicos de pesquisa considerados promissores para serem explorados em trabalhos futuros, tais como:

- a) Desenvolver um modelo empírico para o sistema de correntes Sq global durante períodos geomagneticamente calmos, incluindo a consideração de variabilidades ionosféricas, como a dependência em relação à atividade solar, sazonalidade e variações longitudinais. Com isso, será possível investigar outras atividades de ondas, como a onda planetária, no contexto do sistema global de correntes Sq.
- b) Aprimoramento da técnica de expansão em harmônicos esféricos para a análise de períodos geomagneticamente perturbados, principalmente sob a ação de penetração de campos elétricos e dínamo perturbado na ionosfera.
- c) Extensão do modelo de condutividades ionosféricas equatorial para incorporar outras regiões, especialmente a região da SAM, a fim de explorar quantitativamente os efeitos do campo magnético total na variação diurna tanto em períodos calmos quanto perturbados geomagneticamente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AKASOFU, S. I.; CHAPMAN, S. **Solar-terrestrial physics**. Oxford: Clarendon Press, 1972. 901 p. (International Series of Monographs on Physics). 7

ALKEN, P.; THÉBAULT, E.; BEGGAN, C. D.; AMIT, H.; AUBERT, J.; BAERENZUNG, J.; BONDAR, T. N.; BROWN, W. J.; CALIFF, S.; CHAMBODUT, A.; CHULLIAT, A.; COX, G. A.; FINLAY, C. C.; FOURNIER, A.; GILLET, N.; GRAYVER, A.; HAMMER, M. D.; HOLSCHNEIDER, M.; HUDER, L.; HULOT, G.; JAGER, T.; KLOSS, C.; KORTE, M.; KUANG, W.; KUVSHINOV, A.; LANGLAIS, B.; LÉGER, J. M.; LESUR, V.; LIVERMORE, P. W.; LOWES, F. J.; MACMILLAN, S.; MAGNES, W.; MANDEA, M.; MARSAL, S.; MATZKA, J.; METMAN, M. C.; MINAMI, T.; MORSCHHAUSER, A.; MOUND, J. E.; NAIR, M.; NAKANO, S.; OLSEN, N.; PAVÓN-CARRASCO, F. J.; PETROV, V. G.; ROPP, G.; ROTHER, M.; SABAKA, T. J.; SANCHEZ, S.; SATURNINO, D.; SCHNEPF, N. R.; SHEN, X.; STOLLE, C.; TANGBORN, A.; TØFFNER-CLAUSEN, L.; TOH, H.; TORTA, J. M.; VARNER, J.; VERVELIDOU, F.; VIGNERON, P.; WARDINSKI, I.; WICHT, J.; WOODS, A.; YANG, Y.; ZEREN, Z.; ZHOU, B. International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. **Earth, Planets and Space**, v. 73, n. 1, p. 49, 2021. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>>>. 75

ANDRIOLI, V. F.; XU, J.; BATISTA, P. P.; RESENDE, L. C. A.; SILVA, L. A. D.; MARCHEZI, J. P.; LI, H.; WANG, C.; LIU, Z.; GUHARAY, A. New findings relating tidal variability and solar activity in the low latitude MLT region. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 127, n. 3, p. e2021JA030239, 2022. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2021JA030239>>>. 165, 166

APPLETON, E. V.; BARNETT, M. A. F. Local reflection of wireless waves from the upper atmosphere. **Nature**, v. 115, n. 2888, p. 333–334, 1925. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1038/115333a0>>>. 5

ARRAS, C.; WICKERT, J.; BEYERLE, G.; HEISE, S.; SCHMIDT, T.; JACOBI, C. A global climatology of ionospheric irregularities derived from GPS radio occultation. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 14, p. 14809, 2008. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2008GL034158>>>. 165, 166

BAKER, W. G.; MARTYN, D. F. Electric currents in the ionosphere - the conductivity. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences**, v. 246, n. 913, p. 281–294, 1953. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1098/rsta.1953.0016>>>. 10, 11

BANKS, P. M.; KOCKARTS, G. **Aeronomy: Part A**. New York: Academic Press, 1973a. 444 p. ISBN 978-0-12-077801-0. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1016/C2013-0-10328-5>>>. 6, 7

_____. **Aeronomy**: Part B. New York: Academic Press, 1973b. 372 p. ISBN 978-0-12-077802-7. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1016/C2013-0-10329-7>>>. 6

BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R.; TOKUMOTO, A. S.; LIMA, L. M. Structure of the mean winds and tides in the meteor region over Cachoeira Paulista, Brazil (22.7°S,45°W) and its comparison with models. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 66, n. 6-9, p. 623–636, 2004. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2004.01.014>>>. 167, 168

BILITZA, D. **International reference ionosphere 1990**. Greenbelt, Maryland: National Space Science Data Center, NSSDC, 1990. 158 p. Report 90-22. 166

_____. The importance of EUV indices for the international reference ionosphere. **Physics and Chemistry of the Earth, Part C: Solar, Terrestrial & Planetary Science**, v. 25, n. 5–6, p. 515–521, 2000. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/S1464-1917\(00\)00068-4](https://doi.org/10.1016/S1464-1917(00)00068-4)>>. 14

BLOXHAM, J.; GUBBINS, D.; JACKSON, A. Geomagnetic secular variation. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 329, n. 1606, p. 415–502, 1989. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1098/rsta.1989.0087>>>. 23

BOLL, R.; OVERSHOTT, K. J. **Sensors: magnetic sensors**. VCH, 1989. 513 p. ISBN 9783527267712. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1002/9783527620166>>>. 23

BRIGGS, B. H. The variability of ionospheric dynamo currents. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 46, n. 5, p. 419–429, 1984. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(84\)90086-2](https://doi.org/10.1016/0021-9169(84)90086-2)>>. 193

CAMPBELL, W. H. Annual and semiannual changes of the quiet daily variations (Sq) in the geomagnetic field at North American locations. **Journal of Geophysical Research**, v. 87, n. A2, p. 785–796, 1982. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/JA087iA02p00785>>>. 16, 17

_____. **Introduction to geomagnetic fields**. 2. ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1017/CBO9781139165136>>>. 66

CAMPBELL, W. H.; MATSUSHITA, S. Sq currents: a comparison of quiet and active year behavior. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 87, n. A7, p. 5305–5308, 1982. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/JA087iA07p05305>>>. 14

CAMPBELL, W. H.; SCHIFFMACHER, E. R. Quiet ionospheric currents of the northern hemisphere derived from geomagnetic records. **Journal of Geophysical Research**, v. 90, n. A7, p. 9475–6486, 1985. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/JA090iA07p06475>>>. 167, 169, 180, 184

_____. Quiet ionospheric currents of the southern hemisphere derived from geomagnetic records. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, n. A2, p. 933–944, 1988. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/JA093iA02p00933>>>. 167, 169, 180, 184

CHAPMAN, S. The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in an atmosphere on a rotating earth. **Proceedings of the Physical Society**, v. 43, n. 1, p. 26, 1931. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1088/0959-5309/43/1/305>>>. 6

CHAPMAN, S.; BARTELS, J. **Geomagnetism**: geomagnetic and related phenomena. London: Oxford University Press, 1940a. 542 p. (The International Series of Monograph on Physics, v. 1). 5, 14, 50

_____. **Geomagnetism**: analysis of the data and physical theories. London: Oxford University Press, 1940b. 507 p. (The International Series of Monograph on Physics, v. 2). 74, 160

CHAPMAN, S.; LINDZEN, R. S. **Atmospheric tides**: thermal and gravitational. Dordrecht: Springer, 1970. 200 p. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1007/978-94-010-3399-2>>>. 13

CHAPMAN, S.; STAGG, J. M. On the variability of the quiet-day diurnal magnetic variation at Eskdalemuir and Greenwich. **Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 123, n. 791, p. 27–53, 1929. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1098/rspa.1929.0054>>>. 17, 18

CHEN, G.-X.; XU, W.-Y.; DU, A.-M.; WU, Y.-Y.; CHEN, B.; LIU, X.-C. Statistical characteristics of the day-to-day variability in the geomagnetic Sq field. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 112, n. A6, 2007. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2006JA012059>>>. 168

CHEN, S. S. **Desenvolvimento de um modelo empírico para a obtenção da curva do dia calmo geomagneticamente (QDC)**. 140 p. (sid.inpe.br/mtc-m21c/2019/05.13.20.41-TDI). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2019. Disponível em: <<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3TA9JUP>>>. Acesso em: 13 set. 2023. 25, 51, 167

CHEN, S. S.; DENARDINI, C. M.; RESENDE, L. C. A.; CHAGAS, R. A. J.; MORO, J.; PICANÇO, G. A. S. Development of an empirical model for estimating the Quiet Day Curve (QDC) over the Brazilian Sector. **Radio Science**, v. 55, n. e2020RS007105, 2020. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2020RS007105>>>. 51, 160, 167

CHEN, S. S.; DENARDINI, C. M.; RESENDE, L. C. A.; CHAGAS, R. A. J.; MORO, J.; SILVA, R. P.; CARMO, C. S.; PICANÇO, G. A. S. Evaluation of the

Solar Quiet Reference Field (SQRF) model for space weather applications in the South America Magnetic Anomaly. **Earth, Planets and Space**, v. 73, n. 61, 2021. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1186/s40623-021-01382-8>>>. 167

COWLING, T. G. The electrical conductivity of an ionised gas in the presence of a magnetic field. **Monthly Notices of the Royal Astronomical Society**, v. 93, n. 1, p. 90–97, 1932. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1093/mnras/93.1.90>>>. 10

DENARDINI, C. M. **Desenvolvimento de um sistema de correção de fase para o radar ionosférico de São Luís do Maranhão**. 137 p. INPE-7174-TDI/676. Dissertação (Mestrado em Geofísica) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1999. Disponível em: <<<http://urlib.net/rep/6qtX3pFwXQZ4PKzA/ipRBi>>>. Acesso em: 13 set. 2023. 12

DENARDINI, C. M. A conductivity model for the Brazilian equatorial E-region: initial results. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 2, p. 87–94, 2007. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1590/S0102-261X2007000600011>>>. 170

DENARDINI, C. M.; AVEIRO, H. C.; SOBRAL, J. H. A.; BAGESTON, J. V.; GUIZELLI, L. M.; RESENDE, L. C. A.; MORO, J. E region electric fields at the dip equator and anomalous conductivity effects. **Advances in Space Research**, v. 51, n. 10, p. 1857–1869, 2013. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.06.003>>>. 170

DENARDINI, C. M.; CHEN, S. S.; RESENDE, L. C. A.; MORO, J.; BILIBIO, A. V.; FAGUNDES, P. R.; GENDE, M. A.; CABRERA, M. A.; BOLZAN, M. J. A.; PADILHA, A. L.; SCHUCH, N. J.; HORMAECHEA, J. L.; ALVES, L. R.; NETO, P. F. B.; NOGUEIRA, P. A. B.; PICANÇO, G. A. S.; BERTOLLOTTO, T. O. The Embrace magnetometer network for South America: network description and its qualification. **Radio Science**, v. 53, n. 3, p. 288–302, 2018a. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1002/2017RS006477>>>. 24, 31, 42

_____. The Embrace magnetometer network for South America: first scientific results. **Radio Science**, v. 53, n. 3, p. 379–393, 2018b. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1002/2018RS006540>>>. 24, 25, 51

DENARDINI, C. M.; SILVA, M. R. D.; GENDE, M. A.; 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. 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. Disponível em: <<<https://doi.org/10.22564/rbgf.v33i1.603>>>. 24, 50

DOUMOUYA, V.; COHEN, Y.; ARORA, B. R.; YUMOTO, K. Local time and longitude dependence of the equatorial electrojet magnetic effects. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, n. 14-15, p. 1265–1282, 2003. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2003.08.014>>>. 19

EMMERT, J. T.; RICHMOND, A. D.; DROB, D. P. A computationally compact representation of Magnetic-Apex and Quasi-Dipole coordinates with smooth base vectors. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 115, n. A8, p. 1626–1630, 2010. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2010JA015326>>>. 34

FEJER, B. G.; PAULA, E. R. de; GONZÁLEZ, S. A.; WOODMAN, R. F. Average vertical and zonal F region plasma drifts over Jicamarca. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 96, p. 13901–13906, 1991. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/91JA01171>>>. 30

FINLAY, C. C.; KLOSS, C.; OLSEN, N.; HAMMER, M. D.; TØFFNER-CLAUSEN, L.; GRAYVER, A.; KUVSHINOV, A. The CHAOS-7 geomagnetic field model and observed changes in the South Atlantic Anomaly. **Earth, Planets and Space**, v. 72, n. 156, 2020. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1186/s40623-020-01252-9>>>. 48

FONTES, P. A.; MUELLA, M. T. de A. H.; RESENDE, L. C. A.; ANDRIOLI, V. F.; FAGUNDES, P. R.; PILLAT, V. G.; BATISTA, P. P.; CARRASCO, A. J. Effects of the terdiurnal tide on the sporadic E (Es) layer development at low latitudes over the Brazilian sector. **Annales Geophysicae**, v. 41, n. 1, p. 209–224, 2023. Disponível em: <<<https://doi.org/10.5194/angeo-41-209-2023>>>. 168

FORBES, J. M. The equatorial electrojet. **Reviews of Geophysics**, v. 19, n. 3, p. 469–504, 1981. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/RG019i003p00469>>>. 10

_____. Tidal and planetary waves. In: JOHNSON, R. M.; KILLEEN, T. L. (Ed.). **The upper mesosphere and lower thermosphere: a review of experiment and theory**. Washington D.C.: American Geophysical Union, 1995, (Geophysical Monograph Series, v. 87). p. 67–87. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/GM087p0067>>>. 96

FORBES, J. M.; GARRETT, H. B. Theoretical studies of atmospheric tides. **Reviews of Geophysics**, v. 17, n. 8, p. 1951–1981, 1979. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/RG017i008p01951>>>. 13, 168, 191

FORBES, J. M.; ZHANG, X.; PALO, S.; RUSSELL, J.; MERTENS, C. J.; MLYNCZAK, M. Tidal variability in the ionospheric dynamo region. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 113, n. 2, 2008. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2007JA012737>>>. 96

FORBES, J. M.; ZHANG, X.; TALAAT, E. R.; WARD, W. Nonmigrating diurnal tides in the thermosphere. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 108, n. A1, 2003. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2002JA009262>>>. 96

FRIGO, M.; JOHNSON, S. FFTW: an adaptive software architecture for the FFT. In: IEEE INTERNATIONAL CONFERENCE ON ACOUSTICS, SPEECH AND SIGNAL PROCESSING. **Proceedings...** Seattle: IEEE, 1998. p. 1381–1384. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1109/ICASSP.1998.681704>>>. 97

FRIIS-CHRISTENSEN, E.; LÜHR, H.; HULOT, G. Swarm: a constellation to study the Earth's magnetic field. **Earth, Planets and Space**, v. 58, p. 351–358, 2006. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1186/BF03351933>>>. 23

GJERLOEV, J. W. The SuperMAG data processing technique. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 117, n. A9, 2012. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2012JA017683>>>. 42

GUHARAY, A.; BATISTA, P. P.; BURITI, R. A.; SCHUCH, N. J. On the variability of the quarter-diurnal tide in the MLT over Brazilian low-latitude stations. **Earth, Planets and Space**, v. 70, n. 140, p. 1–14, 2018. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1186/s40623-018-0910-9>>>. 168

HAGAN, M. E.; FORBES, J. M. Migrating and nonmigrating diurnal tides in the middle and upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D24, 2002. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2001JD001236>>>. 96

HAGAN, M. E.; ROBLE, R. G.; HACKNEY, J. Migrating thermospheric tides. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 106, n. A7, p. 12739–12752, 2001. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2000JA000344>>>. 96

HARGREAVES, J. K. **The solar-terrestrial environment**: an introduction to geospace - the science of the terrestrial upper atmosphere, ionosphere, and magnetosphere. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 436 p. 5, 7

HASEGAWA, H. On the position of the focus of the geomagnetic Sq current system. **Journal of Geophysical Research**, v. 65, n. 5, p. 1437–1447, 1960. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/JZ065i005p01437>>>. 17, 18

HIBBERD, F. H. Day-to-day variability of the Sq geomagnetic field variation. **Australian Journal of Physics**, v. 34, n. 1, p. 81–90, 1981. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1071/PH810081>>>. 17, 18

HIBBERD, F. H.; DAVIDSON, R. E. Global scale of the day-to-day variability of Sq. **Geophysical Journal International**, v. 92, n. 2, p. 315–321, 1988. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1111/J.1365-246X.1988.TB01142.X>>>. 180

HIRONO, H. On the influence of the Hall current to the electrical conductivity of the ionosphere. I. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 2, n. 1, p. 1–8, 1950. Disponível em: <<<https://doi.org/10.5636/jgg.2.1>>>. 10, 11

JANKOWSKI, J.; SUCKSDORFF, C. **IAGA guide for magnetic measurements and observatory practice**. Warsaw: IAGA, 1996. 232 p. ISBN 0-9650686-2-5. Disponível em: <<<http://www.iaga-aiga.org/data/uploads/pdf/guides/iaga-guide-observatories.pdf>>>. Acesso em: 13 set. 2023. 25

KANE, R. P. Relation between the strength of the Sq current system and its focus position. **Proceedings of the Indian Academy of Sciences - Section A**, v. 80, n. 1, p. 17–25, 1974. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1007/BF03046669>>>. 184

KELLEY, M. C. **The Earth's ionosphere**: plasma physics and electrodynamics. London: Academic Press, 1989. 500 p. (International Geophysics Series, v. 43). 5, 6

KIKUCHI, K. An introduction to combined Fourier-wavelet transform and its application to convectively coupled equatorial waves. **Climate Dynamics**, v. 43, n. 5-6, p. 1339–1356, 2014. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1007/S00382-013-1949-8>>>. 97

KIRCHHOFF, V. H. J. H. **Introdução à geofísica espacial**. São Paulo: Nova Stella, 1991. 149 p. 7

KIRCHHOFF, V. W. J. H.; CARPENTER, L. A. The day-to-day variability in ionospheric electric fields and currents. **Journal of Geophysical Research**, v. 81, n. 16, p. 2737–2742, 1976. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1029/JA081i016p02737>>>. 17, 18

KIVELSON, M. G.; RUSSELL, C. T. **Introduction to space physics**. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 586 p. 6

LAUNDAL, K. M.; RICHMOND, A. D. Magnetic coordinate systems. **Space Science Reviews**, v. 206, n. 1, p. 27–59, 2017. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1007/s11214-016-0275-y>>>. 11

LIU, H.-L.; FOSTER, B. T.; HAGAN, M. E.; MCINERNEY, J. M.; MAUTE, A.; QIAN, L.; RICHMOND, A. D.; ROBLE, R. G.; SOLOMON, S. C.; GARCIA, R. R.; KINNISON, D.; MARSH, D. R.; SMITH, A. K.; RICHTER, J.; SASSI, F.; OBERHEIDE, J. Thermosphere extension of the Whole Atmosphere Community Climate Model. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 115, n. A12, 2010. Disponível em: <<<http://doi.org/10.1029/2010JA015586>>>. 96

LIU, H. L.; RICHMOND, A. D. Attribution of ionospheric vertical plasma drift perturbations to large-scale waves and the dependence on solar activity. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 118, n. 5, p. 2452–2465, 2013. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1002/jgra.50265>>>. 162

LIU, L.; WAN, W.; NING, B.; PIROG, O. M.; KURKIN, V. I. Solar activity variations of the ionospheric peak electron density. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 111, n. A8, p. 515–521, 2006. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1029/2006JA011598>>>. 14, 16

LOVE, J. Magnetic monitoring of Earth and space. **Physics Today**, v. 61, n. 2, p. 31–37, 2008. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1063/1.2883907>>>. 31, 42

MAEDA, K.; KATO, S. Electrodynamics of the ionosphere. **Space Science Reviews**, v. 5, n. 1, p. 57–79, 1966. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1007/BF00179215>>>. 5

MATSUSHITA, S. III-1. Solar quiet and lunar daily variation fields. In: MATSUSHITA, S.; CAMPBELL, W. H. (Ed.). **Physics of Geomagnetic Phenomena**. New York: Academic Press, 1967, (International Geophysics Series, v. 11). p. 301–424. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-480301-5.50013-6>>>. 14, 18, 160, 185

MATSUSHITA, S.; MAEDA, H. On the geomagnetic solar quiet daily variation field during the IGY. **Journal of Geophysical Research**, v. 70, n. 11, p. 2535–2558, 1965. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/JZ070i011p02535>>>. 16

MATZKA, J.; STOLLE, C.; YAMAZAKI, Y.; BRONKALLA, O.; MORSCHHAUSER, A. The geomagnetic Kp index and derived indices of geomagnetic activity. **Space Weather**, v. 19, n. 5, p. e2020SW002641, 2021. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2020SW002641>>>. 29

MIYAHARA, S.; OOISHI, M. Variation of Sq induced by atmospheric tides simulated by a middle atmosphere general circulation model. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 49, n. 1, p. 77–87, 1997. Disponível em: <<<https://doi.org/10.5636/JGG.49.77>>>. 160

MORO, J. **Variações longitudinais dos campos elétricos do eletrojato equatorial no setor americano**. 141 p. Tese (Doutorado em Geofísica) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015. Disponível em: <<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3HRKKTS>>>. Acesso em: 13 set. 2023. 170

MORO, J.; RESENDE, L. C.; DENARDINI, C. M.; XU, J.; BATISTA, I. S.; ANDRIOLI, V. F.; CARRASCO, A. J.; BATISTA, P. P.; SCHUCH, N. J. Equatorial E region electric fields and sporadic E layer responses to the recovery phase of the November 2004 geomagnetic storm. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 122, n. 12, p. 12,517–12,533, 2017. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1002/2017JA024734>>>. 169

NEWITT, L. R.; BARTON, C. E.; BITTERLY, J. **IAGA guide for magnetic repeat station surveys**. Warsaw: IAGA, 1997. 120 p. ISBN 0-9650686-1-7. Disponível em: <<<http://www.iaga-aiga.org/data/uploads/pdf/guides/iaga-guide-repeat-stations.pdf>>>. Acesso em: 13 set. 2023. 25

OBIEKEZIE, T. N.; OBIADAZIE, S. C.; AGBO, G. A. Day-to-day variability of H and Z components of the geomagnetic field at the African longitudes. **International Scholarly Research Notices**, v. 2013, p. 1–7, 2013. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1155/2013/909258>>>. 17, 18

OLÍVIO, E. P. de A. **Estudo das condutividades e campos elétricos na região E equatorial brasileira**. 96 p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009. 170

PEDATELLA, N. M.; FORBES, J. M.; RICHMOND, A. D. Seasonal and longitudinal variations of the solar quiet (Sq) current system during solar minimum determined by CHAMP satellite magnetic field observations. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 116, n. A4, p. 4317, 2011. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2010JA016289>>>. 167, 185, 187

RABIU, A. B.; FOLARIN, O. O.; UOZUMI, T.; HAMID, N. S. A.; YOSHIKAWA, A. Longitudinal variation of equatorial electrojet and the occurrence of its counter electrojet. **Annales Geophysicae**, v. 35, n. 3, p. 535–545, 2017. Disponível em: <<<https://doi.org/10.5194/angeo-35-535-2017>>>. 18, 20

RABIU, A. B.; MAMUKUYOMI, A. I.; JOSHUA, E. O. Variability of equatorial ionosphere inferred from geomagnetic field measurements. **Bulletin of the Astronomical Society India**, v. 35, p. 607–618, 2007. 51

RASTOGI, R. G. Longitudinal variation in the equatorial electrojet. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 24, n. 12, p. 1031–1040, 1962. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(62\)90158-7](https://doi.org/10.1016/0021-9169(62)90158-7)>>. 19

RASTOGI, R. G.; ALEX, S.; PATIL, A. Seasonal variations of geomagnetic D, H and Z fields at low latitudes. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 46, n. 2, p. 115–126, 1994. Disponível em: <<<https://doi.org/10.5636/jgg.46.115>>>. 160

RASTOGI, R. G.; IYER, K. N. Quiet day variation of geomagnetic H-field at low latitudes. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 28, n. 6, p. 461–479, 1976. Disponível em: <<<https://doi.org/10.5636/jgg.28.461>>>. 16

RESENDE, L. C. A. **Estudo sobre a formação e dominância das camadas E-esporádicas considerando a competição entre ventos e campos elétricos**. 184 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2014. Disponível em: <<<http://urlib.net/8JMKD3MGP5W34M/3H52UHS>>>. Acesso em: 13 set. 2023. 12

RESENDE, L. C. A.; BATISTA, I. S.; DENARDINI, C. M.; BATISTA, P. P.; CARRASCO, A. J.; ANDRIOLI, V. F.; MORO, J. Simulations of blanketing sporadic E-layer over the Brazilian sector driven by tidal winds. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 154, p. 104–114, 2017. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2016.12.012>>>. 165, 168

RESENDE, L. C. A.; SHI, J.; DENARDINI, C. M.; BATISTA, I. S.; PICANÇO, G. A. S.; MORO, J.; CHAGAS, R. A. J.; BARROS, D.; CHEN, S. S.; NOGUEIRA, P. A. B.; ANDRIOLI, V. F.; SILVA, R. P.; CARRASCO, A. J.; ARAUJO, R. C. de; WANG, C.; LIU, Z. The impact of the disturbed electric field in the sporadic E (Es) layer development over Brazilian region. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 126, n. 2, 2021. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2020JA028598>>>. 187

RICHMOND, A. D. Ionospheric wind dynamo theory: a review. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 31, n. 3, p. 287–310, 1979. Disponível em: <<<https://doi.org/10.5636/jgg.31.287>>>. 96, 167, 185

_____. Modeling the ionosphere wind dynamo: a review. **Pure and Applied Geophysics**, v. 131, n. 3, p. 413–435, 1989. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1007/BF00876837>>>. 167

_____. Ionospheric electrodynamics using magnetic Apex coordinates. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 47, n. 2, p. 191–212, 1995. Disponível em: <<<https://doi.org/10.5636/jgg.47.191>>>. 34

RICHMOND, A. D.; MATSUSHITA, S.; TARPLEY, J. D. On the production mechanism of electric currents and fields in the ionosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 81, n. 4, p. 547–555, 1976. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/JA081i004p00547>>>. 96

RICHMOND, A. D.; THAYER, J. P. Ionospheric electrodynamics: a tutorial. In: OHTANI, S.; FUJII, R.; HESSE, M.; LYSACK, R. L. (Ed.). **Magnetospheric current systems**. Washington DC: American Geophysical Union, 2000, (Geophysical Monograph Series, v. 118). p. 131–146. ISBN 9781118669006. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/GM118p0131>>>. 5

RIPKA, P. Review of fluxgate sensors. **Sensors and Actuators A: Physical**, v. 33, n. 3, p. 129–141, 1992. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0924-4247\(92\)80159-Z](https://doi.org/10.1016/0924-4247(92)80159-Z)>>. 23

_____. **Magnetic sensors and magnetometers**. Boston: Artech House, 2001. 494 p. (Artech House Remote Sensing Library). 24

RISHBETH, H. Basic physics of the ionosphere: a tutorial review. **Journal of the Institution of Electronic and Radio Engineers**, v. 58, n. 6S, p. S207–S223, 1988. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1049/jiere.1988.0060>>>. 6, 7

RISHBETH, H.; GARRIOTT, O. K. **Introduction to ionospheric physics**. New York: Academic Press, 1969. 331 p. 5, 6, 7, 11, 12

SARMIENTO, K. V. E. **Estimativa da amplitude de correntes geomagneticamente induzidas em diferentes locais no Brasil durante tempestades magnéticas do ano de 2015**. 112 p. (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/03.29.20.56-TDI). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2018. Disponível em: <<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QQJTK5>>>. Acesso em: 13 set. 2023. 25

SCHLAPP, D. M. World-wide morphology of day-to-day variability of Sq. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 30, n. 10, p. 1761–1776, 1968. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(68\)90096-2](https://doi.org/10.1016/0021-9169(68)90096-2)>>. 17, 18

SCHUNK, R. W. **Solar-terrestrial energy program: handbook of ionospheric models**. Logan: Center for Atmospheric and Space Sciences, 1996. 296 p. 170

SCHUNK, R. W.; NAGY, A. F. **Ionospheres**: physics, plasma physics, and chemistry. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 554 p. 7, 170

SHINBORI, A.; KOYAMA, Y.; NOSÉ, M.; HORI, T.; OTSUKA, Y. Characteristics of seasonal variation and solar activity dependence of the geomagnetic solar quiet daily variation. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 122, n. 10, p. 10,796–10,810, 2017. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1002/2017JA024342>>>. 14, 15, 16, 160, 167

SINNHUBER, M.; NIEDER, H.; WIETERS, N. Energetic particle precipitation and the chemistry of the mesosphere/lower thermosphere. **Surveys in Geophysics**, v. 33, n. 6, p. 1281–1334, 2012. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1007/s10712-012-9201-3>>>. 6

SMITH, A. K.; PANCHEVA, D. V.; MITCHELL, N. J. Observations and modeling of the 6-hour tide in the upper mesosphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 109, n. D10, p. 10105, 2004. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2003JD004421>>>. 168

STENING, R. An assessment of the contributions of various tidal winds to the sq current system. **Planetary and Space Science**, v. 17, n. 5, p. 889–908, 1969. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0032-0633\(69\)90095-6](https://doi.org/10.1016/0032-0633(69)90095-6)>>. 167

_____. Tidal winds and the sq current system. **Planetary and Space Science**, v. 18, n. 1, p. 121–122, 1970. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0032-0633\(70\)90071-1](https://doi.org/10.1016/0032-0633(70)90071-1)>>. 167

_____. Ionospheric dynamo calculations with semidiurnal winds. **Planetary and Space Science**, v. 25, n. 11, p. 1075–1080, 1977. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0032-0633\(77\)90154-4](https://doi.org/10.1016/0032-0633(77)90154-4)>>. 96, 167

STENING, R.; REZTSOVA, T.; MINH, L. H. Day-to-day changes in the latitudes of the foci of the Sq current system and their relation to equatorial electrojet strength. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. A10308, 2005. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2005JA011219>>>. 17, 18, 184

_____. Variation of Sq focus latitudes in the Australian/Pacific region during a quiet sun year. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 69, n. 6, p. 734–740, 2007. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2006.12.002>>>. 160

STENING, R. J. Modeling the equatorial electrojet. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 90, n. A2, p. 1705–1719, 1985. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/JA090iA02p01705>>>. 19

_____. What drives the equatorial electrojet? **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 57, n. 10, p. 1117–1128, 1995. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(94\)00127-A](https://doi.org/10.1016/0021-9169(94)00127-A)>>. 19

STEWART, B. Meteorology, terrestrial magnetism. In: BAYNES, T. S.; SMITH, W. R. (Ed.). **Encyclopedia britannica**. 9. ed. Edinburgh: Adam & Charles Black, 1883. v. 16, p. 181–184. 5

SUN, R.; GU, S.; DOU, X.; LI, N. Tidal structures in the mesosphere and lower thermosphere and their solar cycle variations. **Atmosphere**, v. 13, n. 12, p. 2036, 2022. Disponível em: <<<https://doi.org/10.3390/atmos13122036>>>. 190, 193

SUZUKI, A. Geomagnetic Sq field at successive universal times. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 40, n. 4, p. 449–463, 1978. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(78\)90177-0](https://doi.org/10.1016/0021-9169(78)90177-0)>>. 78

_____. UT and day-to-day variations in equivalent current systems for world geomagnetic variations. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 31, n. 1, p. 21–46, 1979. Disponível em: <<<https://doi.org/10.5636/jgg.31.21>>>. 181

TAKEDA, M. Role of Hall conductivity in the ionospheric dynamo. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 96, n. A6, p. 9755–9759, 1991. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/91JA00667>>>. 166

_____. Time variation of global geomagnetic Sq field in 1964 and 1980. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 61, n. 10, p. 765–774, 1999. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(99\)00028-0](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(99)00028-0)>>. 16, 165, 184

_____. Features of global geomagnetic Sq field from 1980 to 1990. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 107, n. A9, 2002a. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2001JA009210>>>. 16, 92, 165

_____. The correlation between the variation in ionospheric conductivity and that of the geomagnetic sq field. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, n. 15, p. 1617–1621, 2002b. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(02\)00140-2](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(02)00140-2)>>. 160

_____. Contribution of wind, conductivity, and geomagnetic main field to the variation in the geomagnetic Sq field. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 118, n. 7, p. 4516–4522, 2013. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1002/jgra.50386>>>. 166

TAKEDA, M.; MAEDA, H. Three-dimensional structure of ionospheric currents 1. Currents caused by diurnal tidal winds. **Journal of Geophysical Research**, v. 85, n. A12, p. 6895–6899, 1980. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/JA085iA12p06895>>>. 167

TARPLEY, J. D. The ionospheric wind dynamo - II: solar tides. **Planetary and Space Science**, v. 18, n. 7, p. 1091–1103, 1970a. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0032-0633\(70\)90110-8](https://doi.org/10.1016/0032-0633(70)90110-8)>>. 96

_____. The ionospheric wind dynamo - I: lunar tide. **Planetary and Space Science**, v. 18, n. 7, p. 1075–1090, 1970b. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0032-0633\(70\)90109-1](https://doi.org/10.1016/0032-0633(70)90109-1)>>. 167

_____. Seasonal movement of the Sq current foci and related effects in the equatorial electrojet. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 35, n. 6, p. 1063–1071, 1973. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1016/0021-9169\(73\)90005-6](https://doi.org/10.1016/0021-9169(73)90005-6)>>. 160

THU, H. P. T.; AMORY-MAZAUDIER, C.; HUY, M. L. Sq field characteristics at Phu Thuy, Vietnam, during solar cycle 23: comparisons with Sq field in other longitude sectors. **Annales Geophysicae**, v. 29, n. 1, p. 1–17, 2011. Disponível em: <<<https://doi.org/10.5194/angeo-29-1-2011>>>. 160

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, 1998. Disponível em: <<[https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)>>. 97

TUVE, M. A.; BREIT, G. Note on a radio method of estimating the height of the conducting layer. **Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity**, v. 30, n. 1, p. 15–16, 1925. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/TE030i001p00015>>>. 5

USOSKIN, I. G.; DESORGHER, L.; VELINOV, P.; STORINI, M.; FLÜCKIGER, E. O.; BÜTIKOFER, R.; KOVALTSOV, G. A. Ionization of the Earth's atmosphere by solar and galactic cosmic rays. **Acta Geophysica**, v. 57, n. 1, p. 88–101, 2009. Disponível em: <<<https://doi.org/10.2478/s11600-008-0019-9>>>. 6

VALLADARES, C. E.; CHAU, J. L. The low-latitude ionosphere sensor network: initial results. **Radio Science**, v. 47, n. 4, 2012. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2011RS004978>>>. 42

WORLD DATA CENTER FOR GEOMAGNETISM KYOTO. **Real-time (Quicklook) AE index**. 2023. Disponível em: <<https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/ae_realtime/index.html>>. Acesso em: 13 set. 2023. 183

XU, J.; SMITH, A. K.; LIU, M.; LIU, X.; GAO, H.; JIANG, G.; YUAN, W. Evidence for nonmigrating tides produced by the interaction between tides and stationary planetary waves in the stratosphere and lower mesosphere. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 2, p. 471–489, 2014. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1002/2013JD020150>>>. 168

YAMAZAKI, Y. Solar and lunar daily geomagnetic variations and their equivalent current systems observed by Swarm. **Earth, Planets and Space**, v. 74, p. 1–21, 2022. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1186/s40623-022-01656-9>>>. 6

_____. A method to derive Fourier–wavelet spectra for the characterization of global-scale waves in the mesosphere and lower thermosphere and its MATLAB and Python software (fourierwavelet v1.1). **Geoscientific Model Development**, v. 16, p. 4749–4766, 2023. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.5194/GMD-16-4749-2023>>>. 97

YAMAZAKI, Y.; MATZKA, J.; STOLLE, C.; KERVALISHVILI, G.; RAUBERG, J.; BRONKALLA, O.; MORSCHHAUSER, A.; BRUINSMA, S.; SHPRITS, Y. Y.; JACKSON, D. R. Geomagnetic activity index H_{po}. **Geophysical Research Letters**, v. 49, n. 10, p. e2022GL098860, 2022. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1029/2022GL098860>>>. 39

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. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1007/s11214-016-0282-z>>>. 6, 10, 16, 18, 51, 64, 68, 160, 161, 163, 166, 167, 177, 187

YAMAZAKI, Y.; YUMOTO, K.; CARDINAL, M. G.; FRASER, B. J.; HATTORI, P.; KAKINAMI, Y.; LIU, J. Y.; LYNN, K. J. W.; MARSHALL, R.; MCNAMARA, D.; NAGATSUMA, T.; NIKIFOROV, V. M.; OTADOY, R. E.; RUHIMAT, M.; SHEVTSOV, B. M.; SHIOKAWA, K.; ABE, S.; UOZUMI, T.; YOSHIKAWA, A. An empirical model of the quiet daily geomagnetic field variation. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 116, n. A10312, p. 1–21, 2011a. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1029/2011JA016487>>>. 30, 51, 160, 161, 162, 184

YAMAZAKI, Y.; YUMOTO, K.; UOZUMI, T.; ABE, S.; CARDINAL, M. G.; MCNAMARA, D.; MARSHALL, R.; SHEVTSOV, B. M.; SOLOVYEV, S. I. Reexamination of the Sq-EEJ relationship based on extended magnetometer networks in the east Asian region. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 115, n. A9, p. 3553–3569, 2010. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1029/2010JA015339>>>. 160

YAMAZAKI, Y.; YUMOTO, K.; UOZUMI, T.; CARDINAL, M. G. Intensity variations of the equivalent Sq current system along the 210° magnetic meridian. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 116, n. A10308, 2011b. Disponível em: <<<https://doi.org/10.1029/2011JA016632>>>. 183

ZHANG, S. P.; SHEPHERD, G. G. Variations of the mean winds and diurnal tides in the mesosphere and lower thermosphere observed by WINDII from 1992 to 1996. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 14, p. 1–4, 2005. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.1029/2005GL023293>>>. 190

ZHAO, X.; HE, Y.; WU, Y.; LI, Q. Equivalent current systems of quiet ionosphere during the 24th solar cycle derived from the geomagnetic records in China.

Atmosphere, v. 13, n. 11, p. 1843, 2022. Disponível em:

<<<https://doi.org/10.3390/atmos13111843>>>. 166