



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/05.11.16.23-TDI

**ESTUDO DA VARIABILIDADE IONOSFÉRICA DE
BAIXAS LATITUDES NO SETOR BRASILEIRO
DURANTE EVENTOS DE FEIXES DE VENTO SOLAR
DE ALTA VELOCIDADE**

Stella Pires de Moraes Santos

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Cláudia Maria Nicoli Cândido e Fábio Becker Guedes, aprovada em 26 de maio de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/42FDKFE>>

INPE
São José dos Campos
2020

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

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 INTELECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA N° 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Cauê Silva Fróes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/05.11.16.23-TDI

**ESTUDO DA VARIABILIDADE IONOSFÉRICA DE
BAIXAS LATITUDES NO SETOR BRASILEIRO
DURANTE EVENTOS DE FEIXES DE VENTO SOLAR
DE ALTA VELOCIDADE**

Stella Pires de Moraes Santos

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Cláudia Maria Nicoli Cândido e Fábio Becker Guedes, aprovada em 26 de maio de 2020.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/42FDKFE>>

INPE
São José dos Campos
2020

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Santos, Stella Pires de Moraes.

Sa59e Estudo da variabilidade ionosférica de baixas latitudes no setor brasileiro durante eventos de feixes de vento solar de alta velocidade / Stella Pires de Moraes Santos. – São José dos Campos : INPE, 2020.

xxiv + 150 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2020/05.11.16.23-TDI)

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2020.

Orientadores : Drs. Cláudia Maria Nicoli Cândido e Fábio Becker Guedes.

1. Ionosfera. 2. Feixe rápido de vento solar. 3. Região de interação corrotante. 4. Tempestade geomagnética. 5. Conteúdo eletrônico total. I.Título.

CDU 550.388



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

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

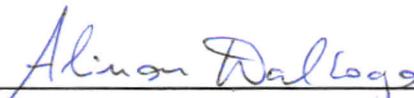
Aluno (a): **Stella Pires de Moraes Santos**

Título: "ESTUDO DA VARIABILIDADE IONOSFÉRICA DE BAIXAS LATITUDES NO SETOR BRASILEIRO DURANTE EVENTOS DE FEIXES DE VENTO SOLAR DE ALTA VELOCIDADE"

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de **Mestre** em

Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre

Dr. Alisson Dal Lago

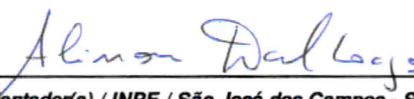


Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado Reprovado

Dra. Cláudia Maria Nicoli Cândido

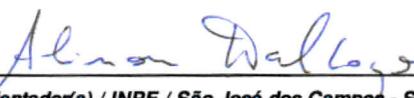


Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado Reprovado

Dr. Fábio Becker Guedes



Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado Reprovado

Dr. Jonas Rodrigues de Souza

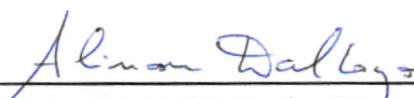


Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado Reprovado

Dr. Renato Alves Borges



Convidado(a) / UNB / Brasília - DF

Participação por Vídeo - Conferência

Aprovado Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 26 de maio de 2020

“Nothing in the world can take the place of Persistence. Talent will not; nothing is more common than unsuccessful men with talent. Genius will not; unrewarded genius is almost a proverb. Education will not; the world is full of educated derelicts. Persistence and determination alone are omnipotent. The slogan 'Press On' has solved and always will solve the problems of the human race.”

Calvin Coolidge

*Para minhas: filha Angélica, mãe Amanda e avó Thereza,
sem vocês, nada faria sentido.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por permitir que eu pudesse realizar meu sonho de criança de estudar ciências espaciais e por toda força que me foi concedida para defender minha dissertação diante das adversidades.

A minha família: meu pai Paulo, minha avó Thereza, minhas irmãs Nathália, Myrian e Lívia. Em especial, agradeço a minha mãe Amanda e filha Angélica pela dedicação, apoio e por ambas acreditarem em mim mais do que ninguém nessa vida.

Aos meus tios Tânia, Piorino. minha prima Raphaela por sempre incentivarem os meus estudos. Também quero agradecer a minha tia Ila que foi também minha professora de ciências no Ensino Fundamental.

Aos meus orientadores Dra. Cláudia Nicoli Cândido e Dr Fábio Becker Guedes pela orientação, compreensão, apoio, por serem profissionais muito dedicados e por todo conhecimento que puderam transmitir para mim.

Ao meu ex-orientador do PIBID professor José de Oliveira que foi me ensinou o “caminho dos barcos” para a área de pesquisa.

À Capes pela bolsa de estudos concedida; ao INPE e ao governo federal brasileiro, por possibilitar o ingresso no programa de Mestrado em Geofísica Espacial.

Aos professores e pesquisadores da pós-graduação em Geofísica Espacial. Em especial agradeço ao Dr. José Humberto Andrade Sobral por ter sido meu orientador na iniciação científica.

A banca examinadora: Dr Alisson Dal Lago, Dr. Jonas Rodrigues de Souza e Dr. Renato Alves Borges por disponibilizarem sua atenção, conhecimento e tempo para integrar a banca e fazer sugestões para o trabalho.

Aos meus colegas: Saul, Frank, Patrick, Solomon, Graziela, Ana Clara e Paola, por toda a ajuda que me deram durante as disciplinas e pelas discussões durante

o desenvolvimento da dissertação, e aos que contribuíram direta ou indiretamente para este trabalho.

Ao Dr. Alexandre Pimenta por ceder imagens de imageador do Amazonas no comprimento de 6300 nm.

Ao EMBRACE (Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial) por dados de imagem, digissonda e magnetômetros.

Ao LISN (*Low Latitude Ionospheric Sensor Network*), que é um projeto liderado pela Unversidade do Texas no Dallas em colaboração com o Instituto Geofísico do Peru e outras instituições, que fornece informações em benefício da comunidade científica, tais como dados de magnetômetros e dados de TEC.

Ao Solen.Info por fornecer dados de imagem e informações do disco Solar.

Ao SPDF (*Space Physics Data Facility*) por fornecer dados do vento solar e meio interplanetário através do site Omniweb.

A E. Yizengaw, E. Zesta, M. B. Moldwin e o restante dos membros dos times AMBER e SAMBA pelos dados. AMBER é operada pela Universidade de Boston e financiada pela NASA e AFOSR. SAMBA também é operada pela UCLA e financiada pela NSF.

RESUMO

Neste trabalho apresenta-se um estudo do comportamento da ionosfera de baixas latitudes no Brasil durante a fase inicial de declínio do ciclo solar 24 compreendendo os anos de 2016 e 2017. A fase decrescente do ciclo solar é caracterizada pela redução do número de manchas solares e pelo aparecimento gradual de regiões denominadas buracos coronais. Os buracos coronais são regiões escuras, de baixa densidade e campos magnéticos “abertos”, de onde emanam feixes de vento solar de alta velocidade, que ao se propagarem pelo espaço interplanetário interagem com feixes de vento lento que os precederam criando uma região de interação de feixes. Como os buracos corrotam com o Sol, as vezes retornando em várias rotações seguintes, tais regiões são denominadas Regiões de Interação Corrotante, ou CIRs (acrônimo do inglês, *Corotating Interaction Regions*). As CIRs se caracterizam por regiões de compressão e rarefação do plasma, por campos magnéticos altamente oscilatórios, devido a presença de ondas de Alfvén. Estes campos são os responsáveis por tempestades geomagnéticas quando sua componente sul se reconecta com o campo geomagnético. Estas tempestades variam na maioria das vezes entre fracas e moderadas, com poucos casos em que a tempestade é intensa. As tempestades geomagnéticas associadas a este tipo de fenômeno, as quais são estudadas nesse trabalho, afetam a ionosfera de baixas latitudes de várias formas. Uma delas é a variação do Conteúdo Eletrônico Total Vertical, ou VTEC (acrônimo do inglês, *Vertical Total Electron Content*) por vários dias após o início da tempestade, com intensificações percentuais com relação aos cinco dias mais calmos tão elevadas quanto 400%, especialmente no período noturno. As causas desta intensificação são discutidas em termos de campos elétricos de penetração, do dínamo perturbado e a possível modificação da atmosfera neutra. Além disto, verifica-se a ocorrência de irregularidades de plasma na região equatorial, denominadas Bolhas de plasma, ou spread-F equatorial, o que pode ter sido influenciado por campos elétricos perturbados associados às tempestades. Também foi realizado um estudo estatístico da resposta ionosférica no período mencionado, através do VTEC, considerando-se majoritariamente as tempestades moderadas, ou seja, utilizamos um filtro para o $|\text{Sym-H}|$, onde: $50 \text{ nT} \leq |\text{Sym-H}| \leq 110 \text{ nT}$ e para tempestades causadas apenas por CIRs/HSSs. As variações do VTEC em quatro estações mais representativas foram analisadas e verificou-se que as maiores intensificações ocorrem no período entre 18:00 e 04:00 LT (hora local), principalmente nas regiões das cristas da Anomalia Equatorial de Ionização, ou EIA (acrônimo do inglês, *Equatorial Ionization Anomaly*). Este trabalho tem, portanto, potencial para contribuir com um melhor entendimento sobre a influência do vento solar na ionosfera de baixas latitudes, durante períodos de atividade solar moderada bem como contribuir no desenvolvimento de métodos para previsão de Clima Espacial.

Palavras-chave: Ionosfera, Feixe Rápido de Vento Solar, Região de Interação Corrotante, Tempestade Geomagnética, Conteúdo Eletrônico Total, Clima espacial.

STUDY OF LOW LATITUDE IONOSPHERIC VARIABILITY OVER BRAZILIAN SECTOR DURING HIGH SPEED SOLAR WIND STREAMS EVENTS

ABSTRACT

This work presents a study of the behavior of the low latitude ionosphere in Brazil during the descending phase of the solar cycle 24 comprising the years 2016 and 2017. The descending phase of the solar cycle is characterized by the decreasing number of sunspots and the gradual appearance of regions defined as Coronal Holes. Coronal Holes are dark regions of low-density and “open” magnetic fields, from which High-Speed Solar Wind streams emanate. As the solar wind streams propagate through interplanetary space, they interact with slow wind streams that preceded them, creating interaction regions. As the Coronal Holes corotate with the Sun, sometimes returning for several subsequent rotations, as such regions are defined as Corotating Interaction Regions or CIRs. CIRs are characterized by regions of compression and rarefaction of the plasma, and highly oscillatory magnetic fields, due to the presence of Alfvén waves. These fields are responsible for geomagnetic storms after complex reconnection processes with the geomagnetic field. These storms are usually weak to moderate with few cases of intense storms. Geomagnetic storms associated with this kind of solar events affect the low latitude ionosphere in several ways. For instance, it's observed a variation of the Vertical Total Electron Content, VTEC, by several days after the storm beginning, with intensifications as high as 400% in comparison to the five quietest days VTEC, especially at night. The sources of these intensifications are discussed in terms of Prompt Penetration Electric Fields, PPEF, Disturbance Dynamo Electric Fields, DDEF, and the possible modifications of the neutral atmosphere. Also, there occur plasma irregularities over the equatorial region, defined as Equatorial Plasma Bubbles, EPBs, or Spread-Fs, which can be influenced by disturbed electric fields associated with storms. A statistical study of the ionospheric response using the parameter VTEC, was also carried out for the analyzed period, considering mostly moderate storms, that is, we use a filter for $|\text{Sym-H}|$, where: $50 \text{ nT} \leq |\text{Sym-H}| \leq 110 \text{ nT}$ only for CIRs/HSSs – driven storms. The variation of the VTEC in four most representative sites was analyzed, and it was found that the highest intensifications occur in the period between 06:00 pm and 04:00 am LT (Local Time), mainly around the regions at the crests of Equatorial Ionization Anomaly, EIA. In this context, this work is of great interest for understanding the influence of the solar wind on the low latitude ionosphere during periods of moderate to low solar activity, as well as in the development or improvement of methods for Space Weather forecasting studies.

Keywords: Ionosphere, High-speed Solar Wind Streams, Corotating Interaction Region, Geomagnetic Storm, Total Electron Content, Space weather.

LISTA DE FIGURAS

| | <u>Pág</u> |
|--|------------|
| Figura 1.1 Esquema do interior do Sol..... | 3 |
| Figura 1.2 Representação esquemática das camadas externas do Sol..... | 3 |
| Figura 1.3 - Representação artística do sistema Sol - Terra. | 4 |
| Figura 1.4 - Representação do campo magnético em forma da Espiral de Parker..... | 5 |
| Figura 1.5 - Progressão do Ciclo Solar através do número de manchas solares6 | |
| Figura 1.6 - Progressão do Ciclo Solar através do Fluxo Solar F10.7..... | 7 |
| Figura 1.7 - Representação Esquemática de uma ICME apresentando seu campo magnético, bainha, onda de choque, velocidade do vento solar. | 8 |
| Figura 1.8 - Buraco Coronal Polar (à esquerda) e Buraco Coronal Equatorial (à direita) observados em diferentes faixas espectrais..... | 10 |
| Figura 1.9 - Esquema da interação entre os fluxos no referencial inercial. | 11 |
| Figura 1.10 - Modelo de saia de Bailarina..... | 11 |
| Figura 1.11 -Representação da HCSPS. | 12 |
| Figura 1.12 - Comparação do Dst para tempestades causadas por CMEs e CIRs | 14 |
| Figura 1.13 - Representação da Magnetosfera..... | 16 |
| Figura 1.14 - Parâmetros do Plasma Interplanetário e Índices Geomagnéticos | 17 |
| Figura 1.15 – Diagrama esquemático do sistema de coordenadas GSM. | 18 |
| Figura 1.16 – Variação do Índice Kp durante uma tempestade causada por CIR. | 22 |
| Figura 1.17 – Perfil de Densidade da Ionosfera | 25 |
| Figura 1.18 Definição do Ângulo Solar Zenital χ em relação a incidência solar. | 30 |
| Figura 1.19 Variação temporal observada no VTEC entre os dias 01 e 05 de Junho de | 30 |
| Figura 1.20 Variação temporal e latitudinal da média zonal de NmF ₂ | 32 |

| | |
|---|----|
| Figura 1.21 - Comparação entre o modelo IRI 90, dados observados às 05 LT e 16 LT, respectivamente, durante o verão em Cachoeira Paulista. | 33 |
| Figura 1.22 - Mapa de TEC para o setor equatorial e de baixas latitudes da América do Sul brasileiro durante o ano de 2013. | 35 |
| Figura 1.23 Diagrama esquemático da formação da Anomalia de Ionização Equatorial | 36 |
| Figura 1.24 - O eletrojato equatorial representado com geometria de placas. . | 38 |
| Figura 1.25 - Diagrama esquemático da instabilidade de Rayleigh-Taylor. | 41 |
| Figura 1.26 - Diagrama esquemático no plano equatorial mostrando que um decréscimo | 43 |
| Figura 1.27 - Diagrama esquemático do Dínamo Perturbado | 44 |
| Figura 2.1 - Configuração dos Satélites GPS..... | 46 |
| Figura 2.2 - Configuração gráfica do processo de obtenção do TEC..... | 53 |
| Figura 2.3 - Ilustração representando a localização das estações utilizadas. . | 63 |
| Figura 2.4 - Catálogo de Buracos Coronais do site Solen Info..... | 64 |
| Figura 2.5 - Parâmetros interplanetários e geomagnéticos..... | 66 |
| Figura 2.6 - Site RBMC | 67 |
| Figura 3.1 – Fluxo Solar, F10.7, em SFU..... | 71 |
| Figura 3.2 - Variação temporal de parâmetros solares, interplanetários e índices geomagnéticos entre os anos de 2016 e 2017..... | 73 |
| Figura 3.3 - Variação Sazonal e temporal do VTEC em 4 estações brasileiras..... | 76 |
| Figura 3.4 - Disco Solar e buracos coronais em maio de 2016..... | 78 |
| Figura 3.5 – Parâmetros Solares e Interplanetários e Índices Geomagnéticos de maio de 2016..... | 81 |
| Figura 3.6 - Variação temporal do Conteúdo Eletrônico Total Vertical de 5 a 12 de maio de 2016..... | 83 |
| Figura 3.7 – Sym-H e Magnetômetros Locais. | 85 |
| Figura 3.8 - Variação temporal de parâmetros interplanetários e índices geomagnéticos e parâmetros ionosféricos. (05/05 – 12/05)..... | 90 |

| | |
|---|-----|
| Figura 3.9 - Variação de parâmetros interplanetários, índices geomagnéticos, ionosféricos e o desvio percentual do VTEC durante o intervalo das tempestades..... | 93 |
| Figura 3.10 - Mapas de TEC entre 06/05 (às 06:00 UT) e 07/05 (às 05:00 UT)..... | 95 |
| Figura 3.11 - Mapas de TEC entre 07/05 (às 06:00 UT) e 08/05 (às 05:00 UT)..... | 96 |
| Figura 3.12 -Mapas de TEC entre 08/05 (às 06:00 UT) e 09/05 (às 05:00 UT)..... | 97 |
| Figura 3.13 - Mapas de TEC entre 09/05 (às 06:00 UT) e 10/05 (às 05:00 UT)..... | 98 |
| Figura 3.14- Composição da Ionosfera (O/N ₂) do dia 05/05 até o dia 12/05.... | 99 |
| Figura 3.15- Disco solar e buraco transequatorial - CH 826. | 100 |
| Figura 3.16 -Variação temporal de parâmetros solares, interplanetários e índices geomagnéticos entre os dias 25/09 e 10/10/2017. | 103 |
| Figura 3.17- Variação temporal dos parâmetros interplanetários, e índices geomagnéticos da tempestade de 25/09 a 10/10, e a variação do VTEC com relação à média dos 5QD. A curva cinza é o valor médio do VTEC dos 5 dias mais calmos, o envoltório é o desvio padrão e a curva a é o VTEC medido em cada estação durante o período..... | 105 |
| Figura 3.18 - Variação do Sym-H e da componente Horizontal do campo magnético local no Brasil..... | 107 |
| Figura 3.19 - Variação temporal de parâmetros interplanetários e índices geomagnéticos e parâmetros ionosféricos entre os dias 25/09 e 04/10..... | 108 |
| Figura 3.20– Variação temporal de parâmetros interplanetários e índices geomagnéticos e parâmetros ionosféricos durante os dias 25/09 até 04/10.. | 112 |
| Figura 3.21 - Mapas de TEC de 27/09 a 28/09, das 06:00 – 05:00 UT | 113 |
| Figura 3.22 - Mapas de TEC de 28/09 a 29/09, das 06:00 – 05:00 UT | 114 |
| Figura 3.23 - Mapas de TEC de 29/09 a 30/09, das 06:00 – 05:00 UT | 115 |
| Figura 3.24 - Mapas de TEC de 30/09 a 01/10, das 06:00 – 05:00 UT | 116 |
| Figura 3.25 - Variação temporal de parâmetros interplanetários e índices geomagnéticos e a variação diária do VTEC em relação ao CBS. A curva cinza | |

| | |
|--|-----|
| é o valor do TEC do dia calmo antes da tempestade (25/09) 25/09 até 05/10. | 118 |
| Figura 3.26 - Variação temporal do desvio percentual do VTEC em relação ao CBS. | 120 |
| Figura 3.27 - Desvios percentuais máximos positivos e negativos com relação ao 5QD e ao CBS. | 123 |
| Figura 3.28- Distribuição dos desvios percentuais máximos positivos e negativos do VTEC por fase durante os anos de 2016 & 2017. | 125 |
| Figura 3.29 - Distribuição dos desvios percentuais máximos positivos e negativos do VTEC com relação à hora de ocorrência durante os anos de 2016 & 2017. | 126 |
| Figura 3.30 - Distribuição dos desvios percentuais máximos positivos e negativos do VTEC comparado ao CBS com relação à fase da tempestade durante os anos de 2016 & 2017. | 127 |
| Figura 3.31 - Distribuição com relação à hora de ocorrência dos desvios percentuais máximos positivos e negativos do VTEC em relação aos CBS. 2016 & 2017. | 128 |
| Figura 3.32 - Assinaturas de irregularidades de plasma observadas com imageamento all-sky da emissão OI 630.0 nm e com ionossonda (ionograma e directograma) na região equatorial ou próximo a esta, entre os dias 06 e 10 de maio de 2016. | 131 |
| Figura 3.33 - Assinaturas de irregularidades de plasma observadas com imageamento all-sky da emissão OI 630.0 nm e com ionossonda (ionograma e directograma) na região equatorial ou próximo a esta, entre os dias 26 e 30/09 de 2017. | 133 |

LISTA DE TABELAS

| | Pág |
|---|------------|
| Tabela 1.1 Características do vento solar | 5 |
| Tabela 2.1 Portadoras e suas frequências..... | 47 |
| Tabela 2.2 - Coordenadas das Estações | 62 |
| Tabela 3.1- Valores Médios de F10.7 de 2014 - 2020. | 74 |
| Tabela 3.2 Fase e Desvio Percentual Máximo das Tempestades em cada região. | 92 |
| Tabela 3.3 - Diferenças entre o desvio percentuais de VTEC5QD e VTECCBS | 119 |

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

| | |
|---------|--|
| AE | Auroral Electrojet |
| AL | Auroral Lower |
| AMBER | African Meridian B-Field Education and Research |
| ARTIST | Automatic Real Time Ionogram Scaler with True Height |
| AU | Auroral Upper |
| BEPA | Belém do Pará |
| BOAV | Boa Vista |
| B_x | Componente x do campo magnético interplanetário |
| B_y | Componente y do campo magnético interplanetário |
| B_z | Componente z do campo magnético interplanetário |
| CBS | Calm before the storm |
| CH | Coronal Hole |
| CIR | Corrotating Interaction Region |
| CME | Coronal Mass Ejection |
| DoD | Department of Defense |
| Dst | Disturbance Storm Time |
| E_y | Campo Elétrico Interplanetário |
| EEJ | Equatorial Electrojet |
| EMBRACE | Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial |
| GLONASS | Globalnaya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema |
| GNSS | Global Navigation Satellite System |
| GPS | Global Positioning System |
| GSM | Geocentric Solar Magnetospheric |
| HF | High Frequency |

| | |
|----------|---|
| HILDCAA | High-intensity Long-Duration Continuous AE Activity |
| HSS | High-Speed Stream |
| ICME | Interplanetary Coronal Mass Ejection |
| IMF | Interplanetary Magnetic Field |
| IRI | International Reference Ionosphere |
| JICA | Jicamarca |
| LISN | Low Latitude Ionospheric Sensor Network |
| MEO | Medium Earth's Orbit |
| MHD | Magneto-hidro-dynamic |
| N_p | Densidade de Partículas |
| MSCG | Campo Grande - MS |
| PIM | Parameterized Ionospheric Model |
| PITN | Teresina - PI |
| PIU | Piura |
| RBMC | Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo |
| SALU | São Luís - MA |
| SAMBA | South American Meridional B-Field Array |
| SFU | Solar Flux Unit |
| SI | Sistema Internacional de Unidades |
| SJSP | São José dos Campos – SP |
| SYM-H | Symetric H |
| UA | Unidade Astronômica |
| V_{sw} | Velocidade do Vento Solar. |

SUMÁRIO

| | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| 1 INTRODUÇÃO..... | 1 |
| 1.1 Motivação para este trabalho..... | 1 |
| 1.2 O Sol..... | 2 |
| 1.3 Atividade solar | 6 |
| 1.3.1 Estruturas geofetivas..... | 7 |
| 1.3.2 Ejeção de Massa Coronal | 8 |
| 1.3.3 Feixes rápidos de vento solar e Região de Interação Corrotante (CIR).9 | 9 |
| 1.4 Um breve comentário sobre o meio interplanetário | 14 |
| 1.4.1 Geofetividade | 15 |
| 1.4.2 Os 5 dias mais calmos (5QD) e dia mais calmo antes da tempestade (CBS) | 20 |
| 1.5 A Ionosfera | 23 |
| 1.5.1 Processos de transporte | 28 |
| 1.5.2 Variação ionosférica..... | 29 |
| 1.5.3 - Algumas características da Ionosfera de Baixas Latitudes | 34 |
| 1.5.4 Efeitos de tempestades geomagnéticas na ionosfera | 41 |
| 2 INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA | 45 |
| 2.1 Sistema GNSS..... | 45 |
| 2.1.1 Princípios básicos de funcionamento | 46 |
| 2.1.2 Refração ionosférica e Conteúdo Eletrônico total (TEC)..... | 48 |
| 2.1.3 Cálculo do TEC a partir das pseudodistâncias..... | 53 |
| 2.1.4 Cálculo do TEC a partir da fase da onda portadora | 55 |
| 2.1.5 Cálculo do TEC através do software do Boston College – Gopi Seemala..... | 57 |
| 2.2 Digissondas | 58 |
| 2.3 Metodologia | 60 |
| 2.3.1 Parâmetros solares e índices geomagnéticos..... | 63 |
| 2.3.2 Método de análise | 64 |
| 3 RESULTADOS | 71 |

| | |
|--|-----|
| 3.1 A ionosfera equatorial e de baixas latitudes no Brasil durante os anos 2016 e 2017. | 75 |
| 3.1.1 Tempestades 1 e 2 :05 - 12 de maio de 2016. | 77 |
| 3.2 Tempestade 3: 25/09/17 a 10/10/2017 | 100 |
| 3.2.1 O dia calmo antes da tempestade como dia quieto de referência para o aumento do TEC | 117 |
| 3.3 Estudo estatístico das tempestades causadas por CIR/HSSs nos anos de 2016 e 2017 | 121 |
| 3.4 Irregularidades do plasma ionosférico equatorial durante tempestades causadas por HSS/CIRs | 129 |
| 4 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS | 134 |
| 5 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS..... | 138 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 139 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 Motivação para este trabalho

A sociedade contemporânea depende cada vez mais de tecnologias envolvendo satélites de telecomunicações e de sistemas de navegação e posicionamento. Esses sistemas utilizam o ambiente espacial como meio de transmissão dos sinais de rádio, cuja propagação e qualidade dependem, por sua vez, das condições da ionosfera (LIU et al., 2012). A ionosfera equatorial e de baixas latitudes no Brasil, dotada de características peculiares como, por exemplo, a elevada declinação negativa do campo geomagnético, é afetada por complexos processos eletrodinâmicos os quais afetam sua homogeneidade e conseqüentemente a propagação dos sinais de radiofrequência (ABDU, 2005; ABDU; BRUM, 2009). Além de elevados gradientes nas regiões de baixas latitudes, ela é afetada pela ocorrência de irregularidades chamadas Bolhas de Plasma, que se desenvolvem ao anoitecer e que se propagam com velocidades zonais que variam de 50 a 250 km/h até períodos tardios da noite. Além disto, ao se propagarem verticalmente para cima no equador, se deslocam para regiões de latitudes mais altas, quase alinhadas as linhas de campo geomagnético, afetando os sinais de rádio por longas distâncias (J. H.A. Sobral et al., 2002; 2006). Adicionalmente, durante tempestades geomagnéticas causadas por eventos solares, pode haver uma intensificação da deriva vertical do plasma e a conseqüente formação de cristas de ionização ao norte e ao sul do equador (ABDU, 2005; CANDIDO et al., 2018; LIU et al., 2012). As tempestades mais intensas, causadas por Ejeção de massa coronal, CME (do inglês, *Coronal Mass Ejections*) do sol, mais frequentes durante atividade solar alta, que são capazes de provocar fortes tempestades geomagnéticas, sendo amplamente estudadas. Essas tempestades são do tipo transientes, e alteram drasticamente a ionosfera, se recuperando rapidamente em horas ou dias. No entanto, na fase de atividade solar mais baixa, as tempestades mais comuns são as originadas pela incidência de ventos solares rápidos, ou HSSs (do inglês, *High-speed streams*), emanados por buracos coronais (TSURUTANI et al., 2006a; VERKHOGLYADOVA et al., 2013). Tais estruturas são portadoras de

campo magnético oscilatório que, ao atingirem a magnetosfera terrestre causam tempestades mais fracas que as anteriores, mas caracterizada por uma fase de recuperação mais longa. A energia depositada por estes eventos de feixes rápidos de ventos solar, integrada ao longo de um ano pode ser superior a depositada pelas CMEs (TSURUTANI et al., 2006a). O processo através do qual tais estruturas afetam a ionosfera, ainda carece de muitos estudos e investigações, pois englobam diversos mecanismos de deposição de energia. Neste sentido, como há um grande interesse em se entender os processos de acoplamento do sistema vento solar-magnetosfera-termosfera-ionosfera e melhorar os processos que envolvem a previsibilidade dos eventos solares que possam afetar os sistemas tecnológicos, é necessário considerar os eventos que acontecem no período de atividade solar moderada e baixa, como o proposto neste estudo. Com isto, pretendemos compreender melhor os processos físicos envolvidos e propor métodos e melhoramentos na Previsão de Clima Espacial.

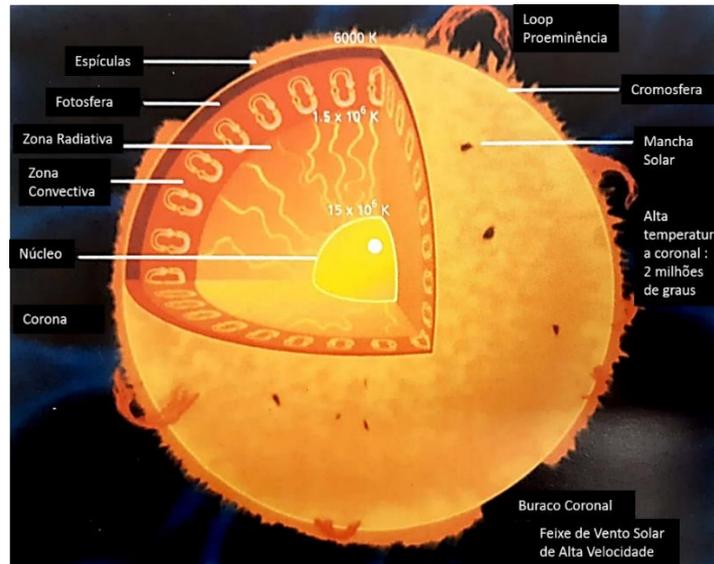
A seguir será apresentada a fundamentação teórica necessária para o desenvolvimento desta pesquisa. As seções serão divididas em: características do Sol, Atividade Solar, Meio Interplanetário, Geofetividade, e, por fim, a ionosfera de baixas latitudes.

1.2 O Sol

O Sol é uma estrela comum, grande, massiva (que tem aproximadamente $3,3 \times 10^5$ vezes a massa da Terra), e que tem como fonte de energia a fusão do Hélio. (ECHER et al., 2003; LANG, 2001).

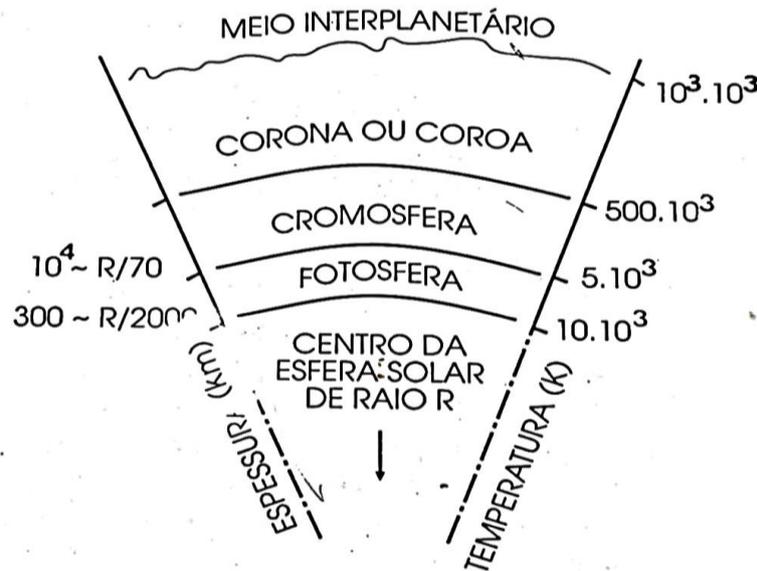
É em geral descrito em termos de regiões internas: Núcleo, Zona Radiativa e Zona Convectiva, representadas na Figura 1.1, e em regiões externas: Fotosfera, Cromosfera e Corona, representadas na Figura 1.2 (KIRCHHOFF, 1991).

Figura 1.1 Esquema do interior do Sol.



Fonte: Adaptado de Lang (2011).

Figura 1.2 Representação esquemática das camadas externas do Sol.

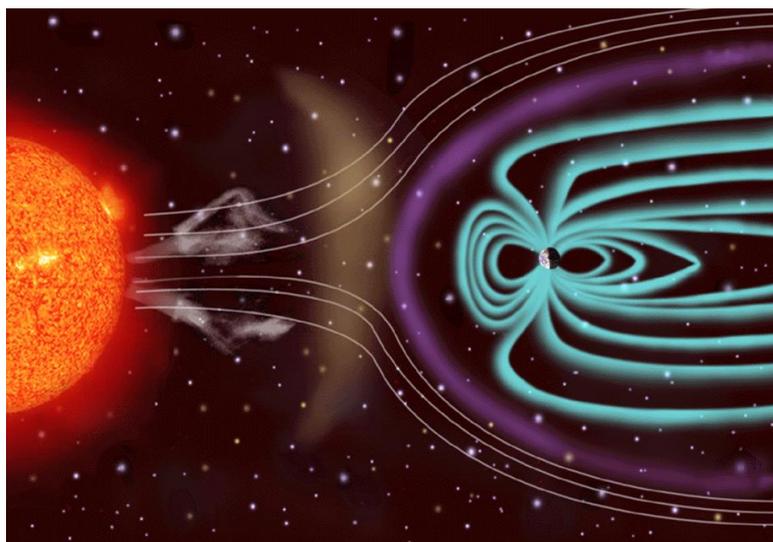


Fonte: Kirchhoff (2001).

Uma característica do Sol é que ele emana um fluxo de partículas continuamente da corona, chamado de vento solar, que é predominantemente formado por elétrons e núcleos de Hélio ionizado. Essa liberação de partículas acontece devido a grande diferença de pressão entre a coroa solar e o espaço interplanetário. Sendo assim, mesmo com grande ação gravitacional ele é

lançado para fora do Sol. O vento é acelerado com velocidades muito altas pois o gradiente de pressão decresce com o inverso da distância radial, enquanto que a atração gravitacional decresce bem mais rápido, com o quadrado da distância (COSTA et al., 2011). A Figura 1.3 representa este fenômeno.

Figura 1.3 - Representação artística do sistema Sol - Terra.



Fonte: Peña (2016).

O conhecimento sobre vento solar é mais baseado em fundamentação teórica do que em observações devido a sua origem complexa e a inexistência de medidas *in situ*, porém, na órbita da Terra suas características são observadas e analisadas. Atualmente, sondas orbitando mais próximas ao sol, como Sonda solar Parker, em 0.3 AU (PERRONE et al., 2020) estão lançando uma nova luz sobre a dinâmica do vento solar bem antes deste ser medido nas proximidades da Terra, em 1 AU. O vento solar possui densidade média de 5 partículas/cm³ e 400 km/s e campo magnético espiralado, conhecido como espiral de Arquimedes ou Parker, de aproximadamente 5 nT (Figura 1.4), em condições calmas. Suas características variam em relação ao ambiente onde é medido (COSTA et al., 2011). Devido a sua alta condutividade, o plasma do vento solar transporta linhas de campo magnético “congelada” do Sol, e sendo assim, o campo magnético interplanetário pode ser considerado uma “expansão” do campo magnético solar.

No que diz respeito a sua região de formação, o feixe de vento solar pode ser dividido como feixe de vento solar de baixa velocidade (ou ambiente) e feixe de vento solar de alta velocidade. Os feixes de ventos solares de baixa velocidade provem de qualquer latitude solar, principalmente as mais próximas ao equador do Sol, com velocidades da ordem de 300 km/s, costumam ser densos e apresentam comportamento irregular. Por outro lado, os feixes de vento solar de alta velocidade são originados de buracos coronais (polares e transequatoriais), podendo atingir velocidades tão altas quanto 900 km/s.

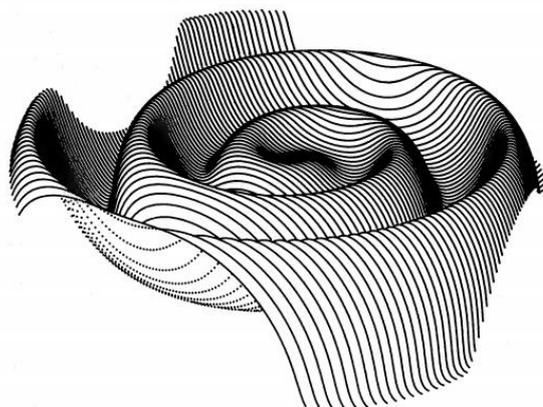
Na tabela a seguir baseada em (KIVELSON; RUSSELL; BROWN, 1996), algumas características são listadas:

Tabela 1.1 Características do vento solar.

| | |
|---------------------------|-------------------------|
| Densidade dos Prótons | 6,6 cm ⁻³ |
| Densidade dos Elétrons | 7,1 cm ⁻³ |
| Velocidade do Fluxo | 450 km/s |
| Temperatura dos Prótons | 1,2 x 10 ⁵ K |
| Campo Magnético (Indução) | 7X10 ⁻⁹ T |

Fonte: Adaptada de Kivelson et al (1996).

Figura 1.4 - Representação do campo magnético em forma da Espiral de Parker.



Fonte: Jokipii e Thomas (1981).

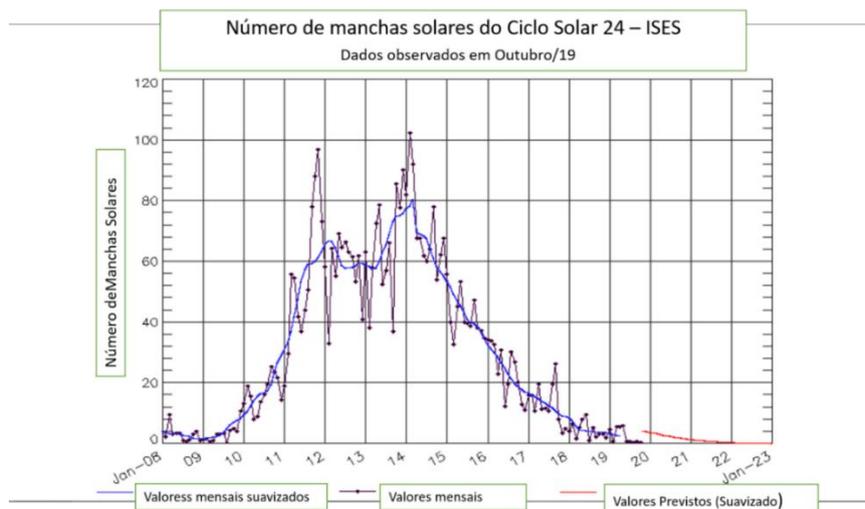
1.3 Atividade solar

Conforme apresentado na seção 1.2, a Fotosfera é a região atmosférica mais baixa do Sol. É nesta região também que o Sol mais perde energia para o meio interplanetário. Ela é fonte da luz visível e tem temperatura efetiva de aproximadamente 5780 K. Como o Sol não tem superfície, ela é considerada o mais próximo do que se poderia chamar de “Superfície Solar” (LANG, 2001), e é onde se verifica a atividade solar através da observação de Manchas, podendo ela ser alta ou baixa.

Manchas solares são regiões mais escuras e frias da Fotosfera. A mancha solar é constituída pela Umbra e pela Penumbra, sendo a Umbra a região mais fria e menos luminosa das duas. As manchas solares costumam aparecer em pares. O ciclo solar, por sua vez, tem duração de aproximadamente 11 anos, o chamado ciclo de Schwabe, apresentando máximos e mínimos. Em geral os máximos e mínimos duram em média ~ 2 anos, o período ascendente em torno de 4 ou 5 anos e a fase descendente 6 a 8 anos.

Os últimos ciclos solares têm sido estudados e nomeados, e os anos estudados neste trabalho, 2016 e 2017, correspondem à fase descendente do ciclo solar 24 (Figura 1.5).

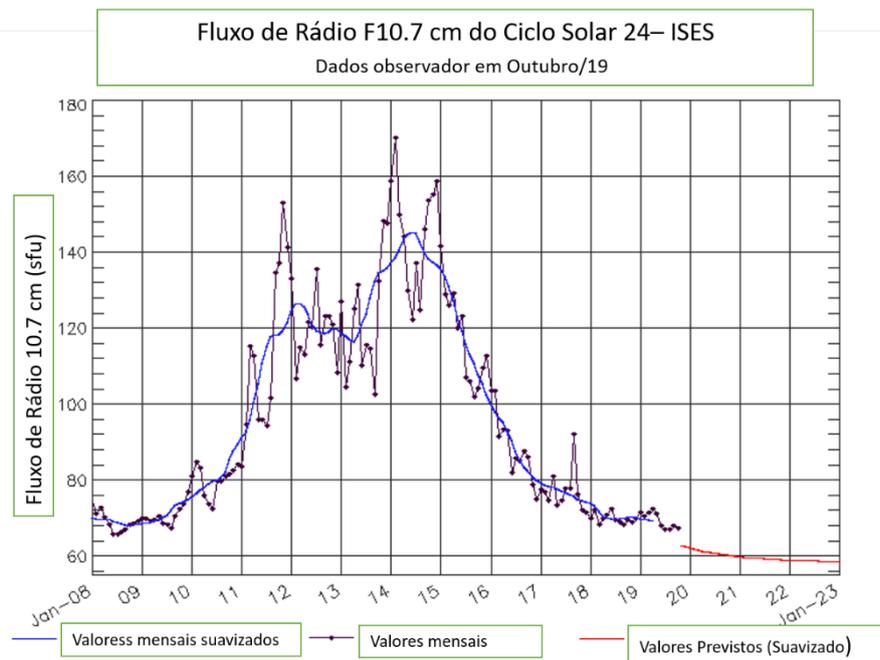
Figura 1.5 - Progressão do Ciclo Solar através do número de manchas solares.



Fonte: Adaptado de Space Weather Prediction Center (2019).

Embora o número de manchas seja o principal indicativo da fase do ciclo, uma outra maneira de inferi-lo é determinando-se a força da emissão de rádio solar em uma banda larga de 100 MHz centralizada em 2800 MHz (de comprimento de onda de 10.7 cm), em uma hora, e expressa em SFU (do inglês, *Solar Flux Units*) (TAPPING, 2013) , onde $1 \text{ SFU} = \frac{10^{-19} \text{ ergs}}{\text{s} \times \text{cm}^2 \times \text{Hz}}$, chamada de fluxo F_{10.7} (Figura 1.6). O monitoramento desta densidade de fluxo começou em 1947 e, depois do número de manchas solares, é o registro mais antigo de atividade solar que existe.

Figura 1.6 - Progressão do Ciclo Solar através do Fluxo Solar F10.7.



Fonte: Space Weather Prediction Center (2019).

1.3.1 Estruturas geofetivas

Nesta seção serão apresentadas algumas estruturas geofetivas que podem acontecer durante o período de declínio solar e que serão importantes para compreensão do trabalho, com ênfase especial para os Feixes Rápidos de Vento Solar e Região de Interação Corrotante.

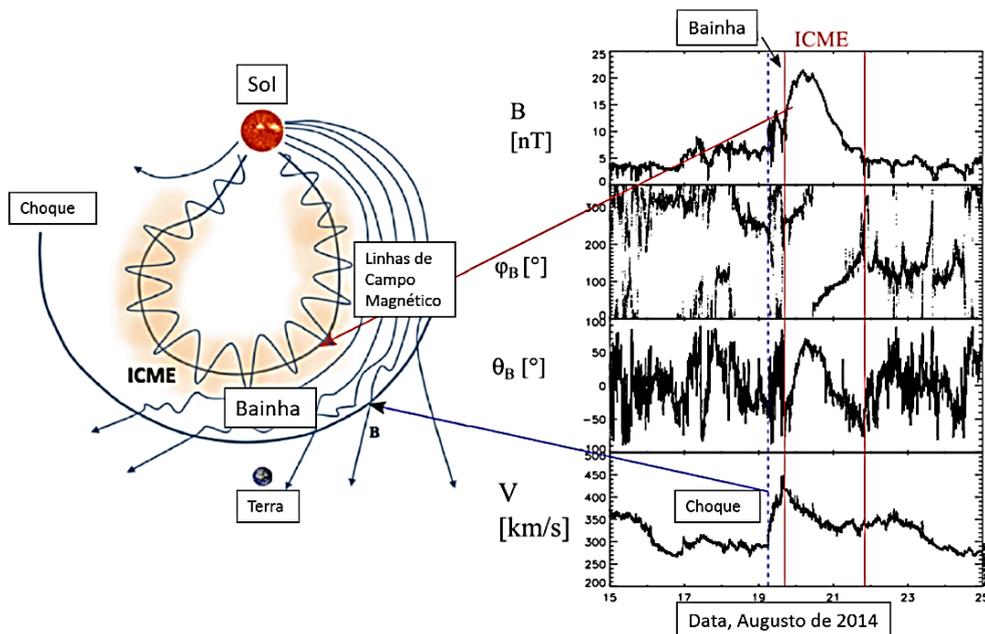
1.3.2 Ejeção de Massa Coronal

Quando as manchas solares ainda estão presentes na Fotosfera solar, pode acontecer a Ejeção de Massa Coronal.

A Ejeção de Massa Coronal, do inglês *Coronal Mass Ejection*, CME, é uma estrutura de plasma e campo magnético emitidos das regiões ativas do Sol. As CMEs são capazes de causar as tempestades geomagnéticas mais intensas, com valores mínimos de Dst que ultrapassam -100 nT. As tempestades causadas por CMEs causam um aumento abrupto no campo magnético da Terra chamado de Impulso Súbito, do inglês *Sudden Impulse*, SI (Figura 1.7). (KILPUA; KOSKINEN; PULKKINEN, 2017; TSURUTANI et al., 2006a).

Esta estrutura costuma acontecer mais durante o período de máxima atividade solar devido ao alto número de regiões ativas; entretanto, na fase de declínio ainda existe um número menor destas regiões e, elas podem ainda ser geofetivas.

Figura 1.7 - Representação Esquemática de uma ICME apresentando seu campo magnético, bainha, onda de choque, velocidade do vento solar.



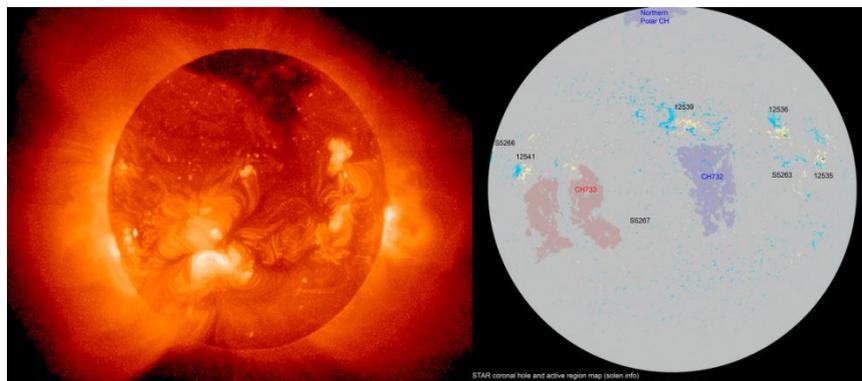
Fonte: Kilpua et al (2017).

1.3.3 Feixes rápidos de vento solar e Região de Interação Corrotante (CIR)

Durante o período de declínio e de mínimo do ciclo solar, o número de manchas solares diminui dando lugar a outras estruturas que durante o período de alta atividade solar só eram predominantes na região polar do Sol: os Buracos Coronais (GOMBOSI; HOLMAN, 1999).

Os Buracos Coronais são regiões mais frias e menos densas da Corona solar do que a região brilhante que a circunda. Durante o período de mínima atividade solar os buracos coronais cobrem aproximadamente 20% da superfície solar (GOMBOSI; HOLMAN, 1999). Os buracos coronais polares são regiões essencialmente permanentes, enquanto os buracos de latitudes mais baixas só duram por algumas rotações solares. Os buracos coronais localizados em baixas latitudes estão geralmente conectados a buracos coronais polares. Uma das características mais importantes dos buracos coronais são as linhas de campo magnético “aberto”. A interação entre a gravidade e a força do gradiente de pressão que se expandem em direções opostas, resulta em uma expansão rápida externa do plasma coronal ao longo de campos magnéticos abertos. Os campos magnéticos coronais em latitudes baixas não são radiais, portanto, o plasma não pode deixar as proximidades do Sol ao longo das linhas de campo magnético (GOMBOSI; HOLMAN, 1999). Entretanto, na base de buracos coronais de latitudes baixas, a direção do campo magnético é quase radial e a expansão do plasma quente pode se estender ao longo das linhas de campo magnético sem muita resistência. Essa expansão reduz grandemente a densidade do plasma em linhas de campo aberta, que aparece como regiões escuras nas imagens de Raio-X. O desenvolvimento de buracos coronais durante o ciclo solar está fortemente ligado a evolução do campo magnético do Sol (GOMBOSI; HOLMAN, 1999). Os buracos coronais são detectáveis em ampla escala espectral, como nos Raios-X e através da linha He 1083 nm (TSURUTANI et al., 2006b). A Figura 1.8 mostra exemplos de buracos coronais polar (região escura) e equatorial regiões lilás e rosa, respectivamente.

Figura 1.8 - Buraco Coronal Polar (à esquerda) e Buraco Coronal Equatorial (à direita) observados em diferentes faixas espectrais.

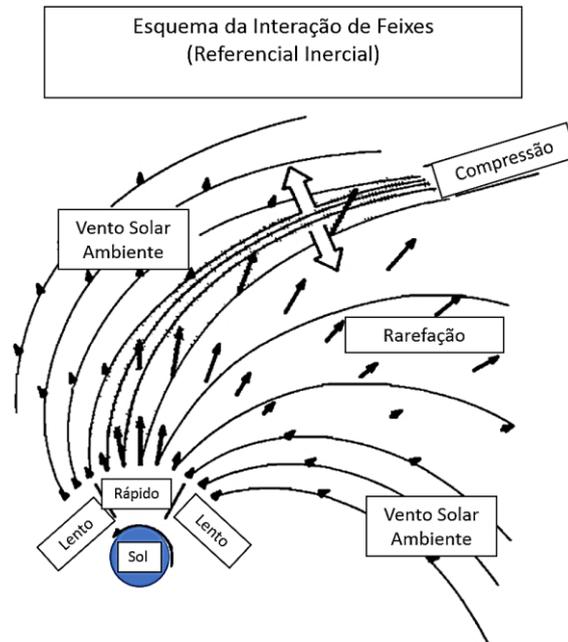


Fonte: Adaptado de Tsurutani et al (2006) e Solen.info (2019).

Uma característica muito importante do buraco coronal é que dele emana uma estrutura chamada Feixe de Vento Solar de Alta Velocidade, ou *High-Speed Stream*, HSS, que é o vento solar com velocidade aumentada, já mencionado nas seções anteriores, que pode atingir velocidades entre 500 e 900 km/s. Quando este vento solar de alta velocidade é proveniente de buracos coronais situados em latitudes mais baixas e se propaga para o meio interplanetário, ele irá se encontrar com o vento solar lento, emanado de regiões de campo magnético “fechado”, com o qual irá interagir (ou “colidir”) gerando uma região de interação de feixes (TSURUTANI et al., 2006a) . Como os buracos corrotam com o Sol, as grandes regiões formadas por este encontro passam a ser denominadas CIRs (*Corotating Interaction Regions*). As CIRs são estruturas geofetivas que podem causar tempestades geomagnéticas de intensidades baixas a moderadas, envolvendo processos de reconexão entre o campo magnético interplanetário para o sul (B_z) e o campo geomagnético. Em geral as CIRs não estão bem formadas antes de atingir 1 UA (onde, UA = Unidade Astronômica, corresponde à distância média entre o Sol e a Terra, $\sim 1,5 \times 10^8$ km da Terra), de modo que foram designadas como proto-CIRs por (ECHER et al., 2011), aqui doravante designado apenas por CIR. No vento solar rápido a energia cinética do plasma é convertida em energia térmica, resultando no aquecimento e diminuição da densidade do plasma (ALVES; ECHER; GONZALEZ, 2006; PIZZO, 1982). Na Figura 1.9, o esquema de formação da CIR

é exibido. Nota-se a ocorrência de regiões de compressão e de rarefação na interação dos feixes. As setas indicam “choques” dianteiros (*forward*) e reversos.

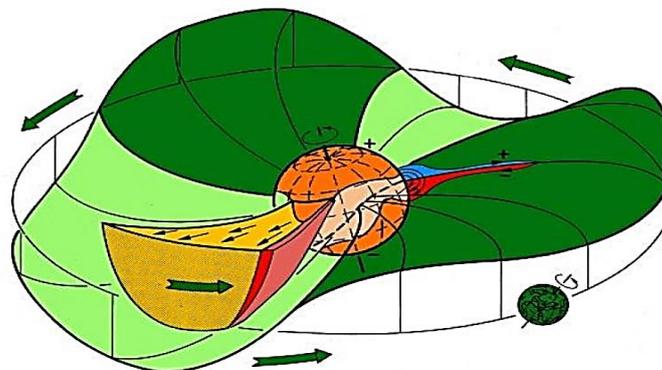
Figura 1.9 - Esquema da interação entre os fluxos no referencial inercial.



Fonte: Adaptado de Pizzo (1978).

A Figura 1.10 mostra uma representação artística da geometria do meio interplanetário até a órbita terrestre, conhecida como “saia de bailarina”:

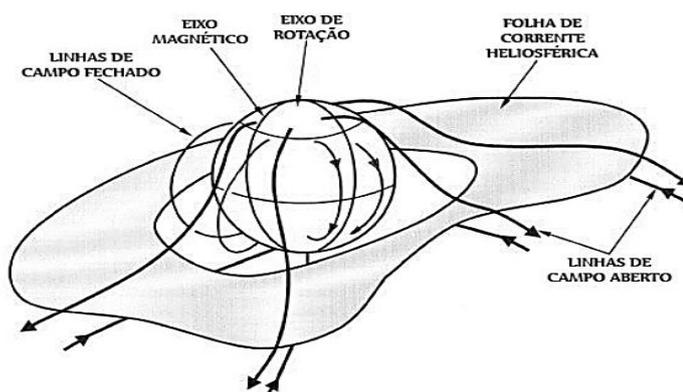
Figura 1.10 - Modelo de saia de Bailarina.



Fonte: Schwenn (2006).

Quando as CIRs atingem a magnetosfera terrestre, podem causar tempestades magnéticas de intensidades fracas a moderadas e são usualmente formadas adjacentes à lâmina de corrente heliosférica, ou *Heliospheric Current Sheet Plasma Sheet*, HCSPS, conforme mostra a Figura 1.11:

Figura 1.11 -Representação da HCSPS.



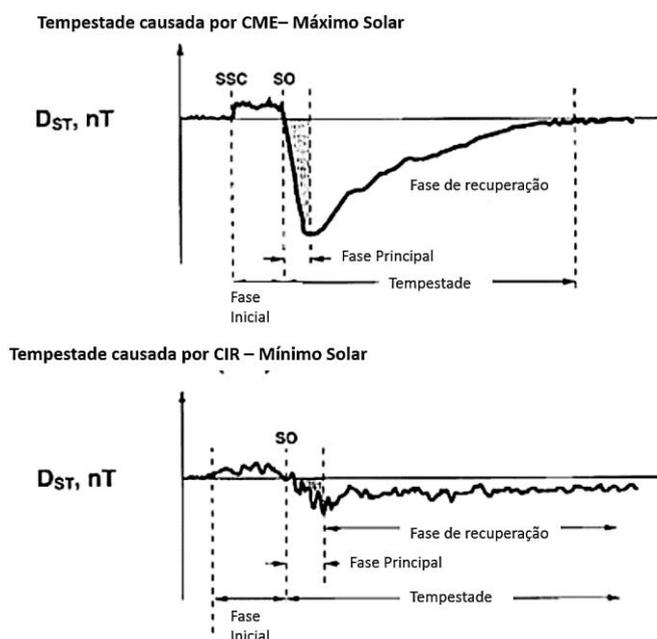
Fonte: Adaptado de Alfvén (1976).

A alta densidade do plasma próximo à lâmina de corrente de plasma causa aumentos na pressão absoluta na magnetosfera. Isso pode ser detectado quando a componente horizontal do campo magnético aumenta, o que é medido por magnetômetros localizados na região do equador, na fase inicial da tempestade. Como o aumento da densidade da lâmina de corrente de plasma é gradual, a fase inicial da tempestade também é gradual, sem SIs (impulsos súbitos) (TSURUTANI et al., 2006a). As componentes B_z do campo magnético interplanetário negativo das ondas de Alfvén dentro dos feixes de vento solar de alta velocidade levam a atividade auroral contínua de longa duração chamada de HILDCAAs (do inglês, *High-intensity Long-Duration Continuous Auroral Activity*) ou Atividade Auroral Contínua de Longa Duração e Alta Intensidade, que podem durar vários dias. A entrada média anual de energia no sistema magnetosfera-ionosfera pode ser maior do que durante um período de máximo solar quando ejeções de massa coronal interplanetária (ICMEs) dominam a atividade solar e geomagnética (TSURUTANI et al., 2006).

O foco deste trabalho será em caracterizar apenas fenômenos que ocorrem durante a fase de declínio do ciclo solar, portanto, ICMEs e tempestades causadas por elas não serão aprofundadas.

Afim de se comparar os dois tipos de tempestades mencionados anteriormente (causadas por ICMEs e CIRs), no painel superior da Figura 1.12, encontra-se um exemplo da variação do índice Dst para uma tempestade causada por CME, durante o período de máximo solar. Observa-se que ocorre um aumento súbito no Dst, chamado de início súbito da tempestade, ou SSC, acrônimo do inglês Sudden Storm Commencement, que é a fase inicial da tempestade. Em seguida, acontece uma diminuição abrupta no Dst fazendo com que ele alcance um mínimo (cujo valor depende da intensidade da tempestade), chamado de fase principal e, por fim, uma rápida fase de recuperação. No painel inferior, encontra-se um exemplo de variação do índice Dst para tempestades causadas por CIRs/HSSs. Neste último caso é possível notar que a variação para o Dst é bem menor, porém, bem mais variável (devido a Alfvénicidade da CIR). Esse tipo de tempestade não apresenta um início súbito. Observa-se, no entanto, apenas um leve aumento no Dst antes da tempestade. Então, o valor do Dst também diminui até um mínimo, chamado de fase principal da tempestade. A fase de recuperação, logo após a principal, entretanto, é bem mais lenta e pode durar dias para que a tempestade se recupere.

Figura 1.12 - Comparação do Dst para tempestades causadas por CMEs e CIRs.



Fonte: Adaptado de Tsurutani et al (2016).

1.4 Um breve comentário sobre o meio interplanetário

O meio interplanetário é a região preenchida pelo vento solar até a Heliopausa, sendo a Heliopausa uma região limite entre o vento solar e o vento interestelar (PARKER, 1961; RICHARDSON et al., 2019; THOMAS, 1978). De volta ao meio interplanetário, o espaço entre os planetas é extremamente tênue. Existem cerca de 5×10^6 elétrons e 5×10^6 de prótons por metro cúbico no vento solar próximo a Terra, enquanto em nosso ar no nível do mar existem $2,5 \times 10^{25}$ moléculas em 1 m^3 .

O campo magnético na Corona é de aproximadamente 10^5 nT , enquanto o meio interplanetário apresenta $0,5 \text{ nT}$. Na órbita da Terra, o campo magnético tem intensidade média de cerca de 5 nT .

As características do campo magnético interplanetário, decorrentes da energia do campo magnético transportado pelo vento solar, varia de acordo com o ciclo de 11 anos da atividade do sol. Cerca de 1 milhão de toneladas de material são transportadas do sol a cada segundo. Sempre que o Sol está ativo, grandes

ejeções de plasma e estruturas de campo intensas podem ser vistas no espaço interplanetário, que pode ser tratado como um fluxo de plasma magneto-hidrodinâmico (MHD). Um plasma é um gás ionizado quase neutro, contendo elétrons livres suficientes para circular (entre outros) sob a influência dos fenômenos eletromagnéticos coletivos. Se um por cento do gás é ionizado, ele já se comporta como um plasma. O próprio plasma é eletricamente neutro e sua existência só é possível pelo equilíbrio de ionização e recombinação. Se um plasma gasoso esfria, as partículas carregadas são recombinadas e deixam de ser plasma. Existem três componentes distintos do vento solar no meio interplanetário (BAUMANN, 2008):

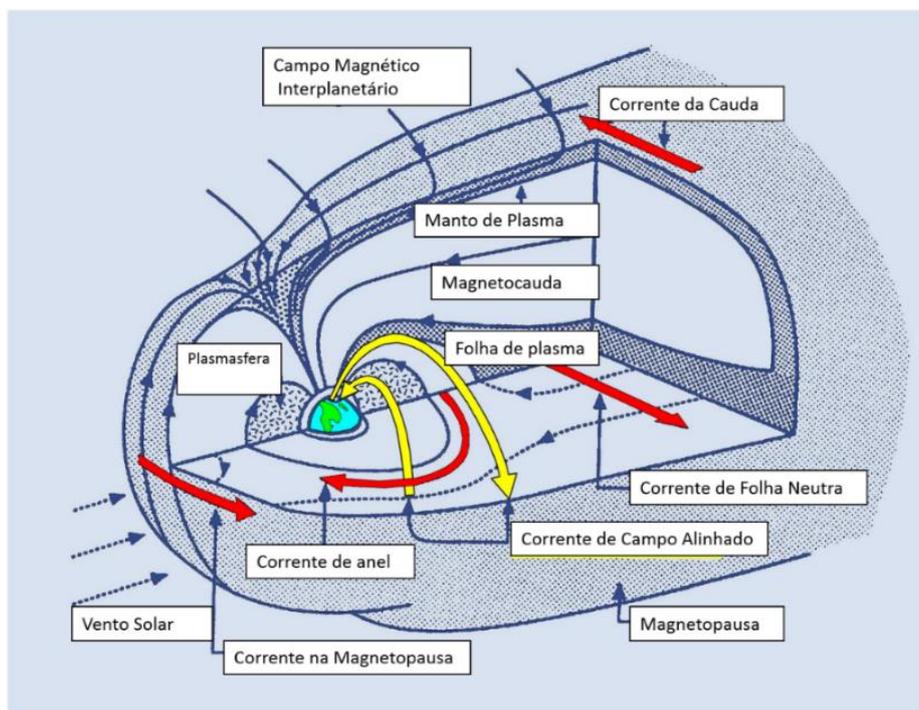
- Fluxos de alta velocidade a partir de buracos coronais;
- Fluxos lentos, densos e frios perto da lâmina de corrente heliosférica;
- Transientes associados a explosões solares e ejeção de massa coronal.

1.4.1 Geofetividade

A definição de Geofetividade remete à capacidade de uma estrutura solar/interplanetária causar perturbações geomagnéticas. Durante o ciclo solar, o Sol pode ejetar ou emanar mais ou menos radiação, partículas e campos, estruturas que podem causar perturbações no campo magnético da Terra, produzindo as chamadas tempestades geomagnéticas (HATHAWAY, 2015).

As tempestades geomagnéticas são caracterizadas pelo decréscimo da componente horizontal (H) do campo geomagnético e têm início quando ocorre um processo de reconexão entre a componente sul do campo magnético interplanetário, IMF Bz, com as linhas de campo da magnetosfera terrestre, a qual é a região de domínio do campo geomagnético. No meio interplanetário, a Magnetosfera se apresenta como uma cavidade causada pela interação do Vento Solar com o campo magnético intrínseco da Terra, ou seja, a interação do vento solar com o campo planetário terrestre, representado na Figura 1.13.

Figura 1.13 - Representação da Magnetosfera.



Fonte: Adaptado de Kivelson et al (1996).

Quando acontece uma tempestade geomagnética, partículas provenientes do vento solar são injetadas na magnetosfera interna, então, elas se movem ao redor da Terra. Os elétrons se movimentam para o leste, enquanto os prótons para o oeste devido às curvaturas e aos gradientes do campo. As partículas injetadas aumentam a corrente anelar, que é um sistema de correntes que circula a Terra em latitudes equatoriais de leste para oeste, fazendo com que o valor da componente H do campo magnético diminua (COSTA et al., 2011).

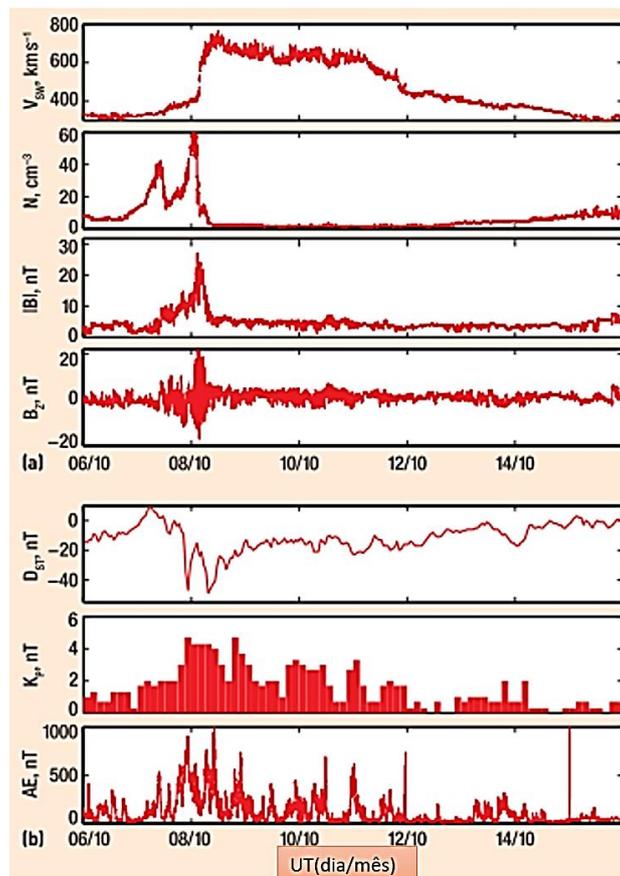
A evolução de uma tempestade geomagnética é avaliada segundo alguns índices e parâmetros, como os mostrados na Figura 1.14.

No painel a), verifica-se a variação da velocidade do vento-solar, V_{sw} , Densidade do plasma, N , e o campo magnético interplanetário, $|B|$, e da componente vertical do mesmo, B_z , em outubro de 2005. Os parâmetros exibem assinaturas da CIR (aumento abrupto de N – compressão dos feixes, e, subsequente aumento de V_{sw}). Os valores de N e os de $|B|$ aumentam depois das 18:00 h UT em 06 de outubro de 2005 e um grande aumento em V_{sw} ocorre

às 03:30 UT no dia 08 e a alta velocidade persiste por mais de quatro dias, acompanhada de flutuações alfvénicas rápidas em $|B|$.

Em b) os índices geomagnéticos no mesmo período são representados: Dst, Kp e AE. O Dst (que representa a intensidade da corrente anelar) se mantém dentro de um nível de tempestade fraca, e atinge um mínimo claro em $\sim 08:00$ UT no dia 08, em ~ -40 nT. O índice Kp (que representa a intensidade da convecção magnetosférica) aumenta de níveis baixos (<2) para moderado (~ 4) durante o CIR antes de decair novamente por ~ 4 dias durante o evento de feixe rápido. O índice de eletrojato auroral, AE, mostra variações grandes e persistentes durante o CIR e o HSS. Algumas dessas variações se referem as assinaturas de subtempestades durante a tempestade fraca (KAVANAGH; DENTON, 2007).

Figura 1.14 - Parâmetros do Plasma Interplanetário e Índices Geomagnéticos.

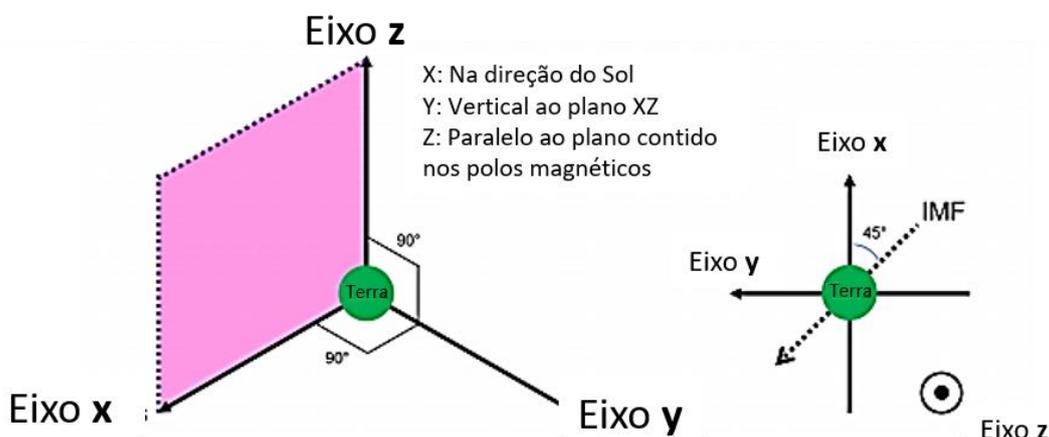


Fonte: Kavanah e Denton (2007).

Os parâmetros mais comuns utilizados para se caracterizar o plasma interplanetário são: a velocidade do vento solar, V_{sw} , em km/s; a densidade do plasma N , em cm^{-3} , que indica quando há compressão no plasma interplanetário; o campo magnético, $|B|$, em nT; o campo elétrico interplanetário, em mV/m, que juntamente com a componente vertical do campo magnético, B_z , indica quando há penetração de campo, e as componentes B_x e B_y do Campo Magnético interplanetário (TSURUTANI et al., 2006a).

Sobre o sistema de coordenadas GSM, o eixo x do sistema de coordenadas GSM é definido ao longo da linha que conecta o centro do Sol ao centro da Terra. A origem é definida no centro da Terra, e é positiva quando aponta para o Sol. O eixo y é definido como o produto vetorial do eixo x GSM e o eixo de dipolo magnético, e é positivo na direção do anoitecer. O eixo z é definido como o produto vetorial dos eixos x e y (NAKAGAWA; NOZAWA; SHINBORI, 2019). O eixo de dipolo magnético se encontra no plano xz , conforme ilustra a Figura 1.15.

Figura 1.15 – Diagrama esquemático do sistema de coordenadas GSM.



Fonte: Nakagawa et al (2019).

Podemos citar os índices Geomagnéticos: K_p (índice global) e seu equivalente linear A_p (latitudes médias), Dst (baixas latitudes), AE (altas latitudes) e o índice $Sym-H$.

O índice Kp é obtido a partir de 13 observatórios e seus dados são medidos a cada 3 horas, tendo início a zero hora. Sendo assim, a cada dia são fornecidos 8 valores para Kp. O índice Kp varia de 0 a 9 (-1,1,-2,2,-3,3...), fornecendo um número correspondente a um grau de perturbação global do campo geomagnético. Para ser considerado ativo, o índice Kp precisa ser > 4 (RANGARAJAN; IYEMORI, 1997; ROSTOKER, 1967).

O índice Ap mede as atividades geomagnéticas em latitudes médias, ele é obtido a partir da média de 8 valores diários de outro índice, o índice ap, que é obtido a cada 3 horas em estações localizadas a 50° de latitude dipolar. O índice ap é o equivalente linear de Kp.

O índice Dst (do inglês, *Disturbance Storm Time*) é usado para medir a intensidade da corrente anelar que causa perturbações no campo geomagnético H. O índice Dst é medido a partir de dados de 4 observatórios localizados próximos a região equatorial terrestre, sendo subtraídos desses dados as variações secular e diurna. Esse índice é um dos utilizados para definir e classificar as tempestades geomagnéticas (ROSTOKER, 1967).

O índice AE (*Auroral Electroject*) é utilizado para medir a atividade Geomagnética na Zona Auroral. Assim como o Dst, ele também é obtido através da componente H do campo magnético, porém, em 12 observatórios na zona auroral, no Hemisfério Norte e pode ter resolução de 1 minuto ou uma hora, dependendo da agência onde o dado é captado. Ele é obtido da diferença dos índices AU (*Auroral Upper*) e AL (*Auroral Low*). A normalização dele é obtida a partir de um valor dos cinco dias mais calmos do ano para cada observatório (SOUZA, 2015).

O índice Sym-H é obtido em latitudes médias e é muito parecido com o Dst, porém, com estações em coordenadas diferentes e resolução temporal de 1 minuto (IYEMORI et al., 2010).

1.4.2 Os 5 dias mais calmos (5QD) e dia mais calmo antes da tempestade (CBS)

Para compreender melhor o desenvolvimento deste trabalho é preciso introduzir a definição dos 5 dias mais calmos, aqui designado como 5QD, onde, QD refere-se a *Quietest Days* e do dia mais calmo antes da tempestade, CBS (do inglês, *Calm Before Storm*).

- **Cinco dias mais calmos, 5 QD**

De acordo com a explicação fornecida pelo Instituto Helmholtz-Zentrum-Postdam Deutsches GeoForschungs Zentrum, do site: <https://www.gfz-potsdam.de/Kp-index/>, a definição dos 5 dias mais calmos do mês é determinada com base em três critérios para o índice geomagnético Kp:

- a) A soma de todos os oito valores de Kp por um dia;
- b) A soma dos quadrados desses valores de Kp;
- c) O valor máximo dos oito valores de Kp;

A cada dia é atribuído um número ordinal para cada um desses critérios. A média desses três critérios resulta em cinco (ou dez) dias com os valores mais baixos nos dias mais calmos e os cinco dias com os valores médios mais altos nos dias de tempestade.

No entanto, a classificação acima permite apenas uma classificação relativa dentro de cada mês. Se o nível geral de tempestades variar muito entre cada ano ou meses, os dias de tempestade designados podem muito bem ser dias com pouca atividade geomagnética, ou os dias calmos podem realmente ser tempestuosos.

Para marcar essa situação, os dias selecionados que não atendem aos critérios absolutos são marcados da seguinte maneira:

- I- um dia calmo escolhido é considerado não muito calmo e marcado com a letra A se Ap for maior que 6, ou com a letra K se Ap for menor

ou igual a 6, mas um valor de Kp maior que 3 ou 2 maior contém como 2+.

- II- um dia com tempestade selecionado que não é considerado como perturbado é marcado com um asterisco (*) se Ap for menor que 20.

Para melhor compreensão do termo 5QD acessar o site do Centro de Pesquisas Alemão Potsdam, (BAUMANN, 2008) e (VENKATESH et al., 2015).

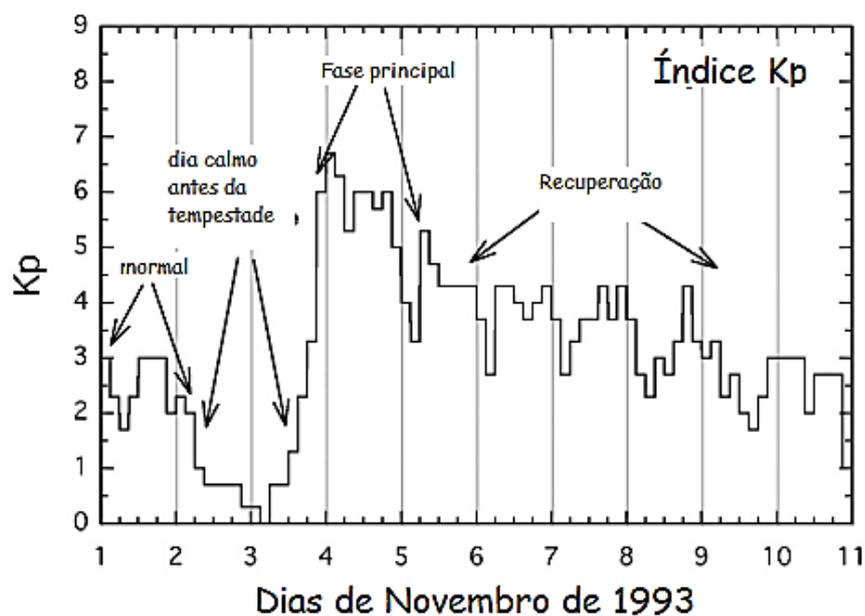
- **CBS – Calm Before Storm**

O dia calmo antes da tempestade, CBS (do inglês, *Calm Before Storm*, CBS), refere-se à “calmaria observada um ou dois dias antes de uma tempestade” relativa a um intervalo temporal de atividade geomagnética extremamente baixa que precede uma tempestade causada por feixes rápidos de vento solar. Ele costuma acontecer quando o feixe lento de vento solar passa pela Terra logo antes da tempestade conforme descrito por (BOROVSKY; STEINBERG, 2006).

Esse período calmo pode ser importante para “pré-condicionar” a magnetosfera para tempestades que se seguirão e pode causar: decaimento na densidade numérica dos elétrons relativísticos, carga de massa da convecção da magnetosfera média durante a fase inicial da tempestade, descarregamento do cinturão de radiação externo pela formação de uma pluma de drenagem no começo da tempestade e uma contribuição para a lâmina de plasma interior e para a corrente de anel pela convecção de plasma frio e denso no dipolo (BOROVSKY; STEINBERG, 2006). A Figura 1.16 mostra um exemplo de calmaria antes da tempestade que mostra a variação do índice Kp por um período de 10 dias durante o mês de novembro de 1993. As diferentes fases da tempestade são assinaladas. A assinatura do Kp tem aumentos rápidos e decaimentos lentos, o que é típico para uma tempestade causada por CIR/HSS (BOROVSKY et al., 1998). Além disso, é possível verificar um intervalo geomagneticamente calmo por 2 dias (BOROVSKY; STEINBERG, 2006). Os intervalos de calmaria antes da tempestade começam quando os valores do Kp

estão abaixo de 1 e terminam quando sobem para acima de 1,3. Segundo a definição de Borovsky et al, 2006, intervalo entre estes valores dura menos de seis horas, então, não são considerados *Calm Before Storm*. Segundo Borovsky, ainda há uma carência de estudos sobre este dia no que se refere à ionosfera (BOROVSKY; STEINBERG, 2006).

Figura 1.16 – Variação do Índice Kp durante uma tempestade causada por CIR.



Fonte: Adaptado de Borovsky et al (1998).

1.5 A Ionosfera

Richmond (1987, p.125) descreve: “Onde a atmosfera superior encontra o ambiente hostil do espaço, elétrons são retirados das moléculas para criar a ionosfera: um gás eletricamente condutor que reflete ondas de rádio e permite que correntes fluam ao redor da Terra. A ionosfera é o limite físico primário entre a atmosfera e a magnetosfera”. Ela é a região superior da atmosfera terrestre, que se estende de 60 até ~ 2000 km (GULYAEVA, 2007) onde existem quantidades de íons e elétrons capazes de interagir e interferir nas ondas de rádio. (KELLEY, 2009; RICHMOND, 1987; RISHBETH; GARRIOTT, 1969).

A ionosfera consiste em íons e elétrons formados por ionização primária durante a interação da radiação solar no extremo ultra violeta (EUV), ultra violeta (UV) e Raios- X com átomos e moléculas da atmosfera neutra. Existe um segundo processo de ionização que ocorre principalmente durante a noite, chamado de secundário ou corpuscular, que resulta da colisão entre partículas com alta energia cinética e partículas neutras da atmosfera, portanto, ela é altamente afetada por processos que se originam na atmosfera neutra e na magnetosfera (KELLEY, 2009).

A taxa de produção de íons q é regida pela equação de Chapman (KIRCHHOFF, 1991):

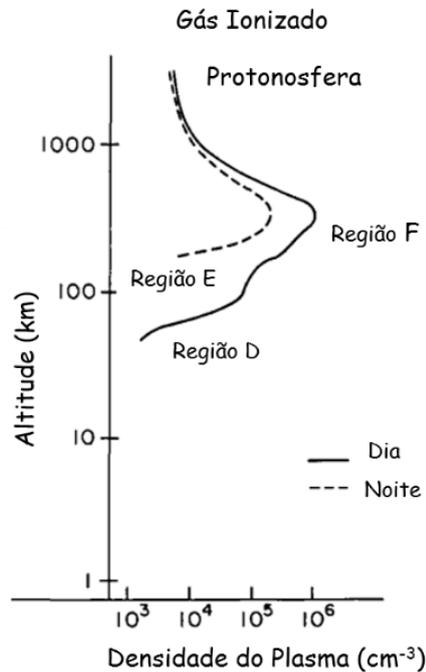
$$q = \frac{\eta I_{\infty}}{He} \exp(1 - z - e^{-z} \sec \chi) \quad (1.1)$$

Em que η é a eficiência da ionização, I_{∞} é a intensidade da radiação solar incidente fora da atmosfera antes de sofrer atenuação, H é a altura de escala, e é a carga do elétron, Z a altura reduzida e χ é o ângulo zenital do Sol. A taxa de produção de íons depende de ambas radiação e densidade de partículas. Conforme a altitude aumenta, a intensidade de radiação torna-se maior e a densidade de partículas diminui exponencialmente. Assim, em uma altitude específica (z_m) haverá uma taxa de produção iônica máxima q_m (KIRCHHOFF, 1991).

Outros processos muito importantes que ocorrem na ionosfera são os de perda da ionização: recombinação iônica, eletrônica e por troca, com intensidade diferente em diferentes altitudes. Na parte inferior da ionosfera, a junção eletrônica deve ser considerada, por exemplo, que é o processo onde elétrons se unem aos átomos neutros formando íons negativos.

A ionosfera é um plasma que tende a se separar em camadas em todas as latitudes, apesar dos diferentes processos que dominam em diferentes latitudes (KELLEY, 2009; RISHBETH; GARRIOTT, 1969). A Figura 1.17 adaptada de (KELLEY, 2009) apresenta o perfil de densidade de médias latitudes, cujo pontilhado representa o perfil noturno e a linha contínua, o diurno. Durante o dia, o espectro solar é incidente em uma atmosfera neutra que aumenta exponencialmente em densidade com a diminuição da altitude. Como os fótons são absorvidos pelo processo de fotoionização, os próprios feixes diminuem em intensidade à medida que penetram. A combinação da diminuição do fluxo solar, com o aumento da densidade neutra e a difusão fornecem uma explicação simples para as camadas verticais de larga escala de ionização mostrados na Fig. 1.17. O pico da densidade do plasma ocorre na região F e tem valores tão altos quanto $10^6/\text{cm}^3$ próximo ao meio dia. O fator que limita o pico de densidade é o valor da taxa de recombinação, a qual com os íons e elétrons combinam para formar uma molécula neutra ou átomo (KELLEY, 2009). Outro fator importante possível de se observar na Figura 1.17 é que durante o dia as regiões ionosféricas são divididas em Região D, E e F, porém, durante a noite, somente as Regiões E e F predominam. A seguir, algumas características das regiões serão apresentadas brevemente:

Figura 1.17 – Perfil de Densidade da Ionosfera.



Adaptado de Kelley (2009).

Região D

É provavelmente a mais complexa da ionosfera. Há dúvidas consideráveis quanto ao fato de existir camadas distintas nessa região, mas não há dúvidas de que as perturbações sobre ela afetam muito a absorção de sinais de rádio de alta frequência e reflexão na de baixa (WHITTEN; POPPOFF, 1971). A região D é a mais baixa, se encontra entre 60 e 80 km, e portanto é produzida pelas radiações ionizantes mais penetrantes que atuam sobre a Terra fazendo com que caracteristicamente essa seja uma região de plasma fracamente ionizado e com espécies neutras de grande porte, bem como reações complexas envolvendo recombinação, junção eletrônica e separação eletrônica (WHITTEN; POPPOFF, 1971).

As principais radiações ionizantes nessa região são: Raio-X Solares ($\lambda < 10 \text{ \AA}$) e cósmicos que geram os íons O_2^+ e N_2^+ , e a radiação Lyman- α ($\lambda > 1216 \text{ \AA}$) que gera o íon NO^+ . A região onde íons positivos, negativos e elétrons coexistem

em níveis de concentração que garante a região uma quase-neutralidade e tem como principal efeito absorver ou atenuar sinais de comunicação de radiofrequência. À noite, devido à ausência da radiação solar, ela praticamente desaparece devido a processos de recombinação (WHITTEN; POPPOFF, 1971).

Região E

A região E está localizada entre as regiões D e F₁, entre 90 e 150 km, aproximadamente. Ela é essencialmente controlada por radiação solar e diminui drasticamente a noite: durante o dia sua densidade eletrônica é da ordem de 10¹¹ elétrons/m³, enquanto que durante o período noturno, ela cai para 10⁹ elétrons/m³ (HARGREAVES, 2003). Suas principais radiações ionizantes são raios-X ($\lambda < 10 - 100 \text{ \AA}$), que criam os íons O_2^+ e N_2^+ , e a radiação Lyman- β ($\lambda > 1225,7 \text{ \AA}$) que gera o íon NO^+ , também havendo constituintes metálicos que são Fe^+ , Mg^+ , Ca^+ , Na^+ e Si^+ (PAES, 2012).

Os processos dominantes são a recombinação eletrônica dissociativa e a quadrática por troca de cargas, que faz com que haja um decréscimo acelerado durante a noite. Devido a processos corpusculares, durante condições adequadas, ela pode formar uma fina (sendo sua espessura entre 0,2 e 2 km) e muito densa camada chamada de E esporádica ou E_s. Ela pode causar cintilação na fase e na amplitude do sinal de GPS (CHANG et al., 2018). Outra característica de grande relevância desta região é sua alta condutividade elétrica que faz com que sejam geradas correntes elétricas ionosféricas intensas, como o eletrojato equatorial formado em latitudes ao redor do equador geomagnético, em $\sim \pm 4^\circ$ de latitude (CARMO, 2018; RISHBETH; GARRIOTT, 1969; WHITTEN; POPPOFF, 1971).

Região F

A região F é a mais alta da ionosfera, localizando-se entre 150 e ~ 2000 km de altitude. Seu nível de ionização varia ao longo do dia por conta de seus processos de transporte que a conduzem para camadas mais elevadas, onde os

processos de recombinação são menos efetivos e faz com que seja possível ela se manter durante a noite toda.

A radiação dominante no processo de fotoionização da região F é a radiação no extremo ultravioleta, EUV, com comprimento de onda $\lambda < 910 \text{ \AA}$ criam os íons O^+ e O_2^+ . Esta região é dividida em camadas F_1 , F_2 e F_3 .

A região F_1 é definida como “um pico secundário na concentração eletrônica, ou apenas uma pequena inflexão na curva em torno de 180 km” (KIRCHHOFF, 1991) que acontece durante o dia. Esta região é de grande importância pois é onde ocorre a transição do processo de perda iônica quadrática para linear.

A região F_2 é a região acima da F_1 e é onde existe alta concentração de elétrons, sendo também é a região de maior interesse na propagação de rádio. Entretanto é também a região mais variável, anômala e mais difícil de prever (HARGREAVES, 2003). Seu pico de densidade eletrônica acontece em torno de 250-300 km de altitude, e seu ápice ocorre ao meio dia e nas primeiras horas da tarde (PAES, 2012). Acima do pico, o plasma ionosférico encontra-se em equilíbrio difusivo e se distribuindo com sua própria escala de altura (KIRCHHOFF, 1991). A região F_2 é dominada por processos dinâmicos, onde a ionosfera superior interage com os ventos termosféricos. A presença do campo magnético também exerce grande influência na distribuição da ionização na região F_2 (KIRCHHOFF, 1991).

Na altura da camada F_2 a atmosfera possui grande rarefação de partículas, conseqüentemente a recombinação corre de forma lenta e com baixa eficiência e portanto, mesmo após o pôr do sol quando o processo fotoionizante é interrompido, a camada F_2 ainda estará presente e ativa (PAES, 2012).

A formação de uma camada F_3 é uma característica comum na região de aproximadamente $\pm 10^\circ$ de latitude magnética da ionosfera equatorial e de baixas latitudes durante o dia. Esta camada ocorre principalmente durante horários próximos ao meio dia devido à efeitos combinados da deriva vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ e ventos neutros que aumentam significativamente o acúmulo de plasma acima da camada F_2 (com altitudes que variam entre 500 e 600 km). A taxa de

ocorrência desta camada é maior no verão e diminui com o aumento da atividade solar (BATISTA et al., 2017; ZHAO et al., 2011).

1.5.1 Processos de transporte

O comportamento da ionosfera é controlado através de processos físicos que podem ser expressos por equações de conservação de massa, momento e energia. O perfil de concentração iônica é determinado por meio da concorrência entre processos químicos e de transporte que acontecem na ionosfera e isto é expresso através da equação da continuidade (TARDELLI, 2016):

$$\frac{\partial \eta_e}{\partial t} = q - L - \nabla \cdot (\eta_e \mathbf{v}) \quad (1.2)$$

Em que q representa a taxa de produção de íons, L representa o processo de perda, que pode ser quadrático (característico das regiões D e E) ou linear (característico da região F), \mathbf{v} é a velocidade de deriva do plasma e η_e é a densidade eletrônica (TARDELLI, 2016).

Os principais agentes do processo de transporte de plasma ionosférico são os ventos neutros, campos elétricos, gradientes de pressão e efeitos gravitacionais. Os ventos neutros advêm de marés atmosféricas desencadeadas pelo aquecimento solar, onde gradientes de pressão geram forças de arraste proporcionais a diferença de velocidade do vento, de partículas e suas frequências de colisão (PAES, 2012).

Os campos elétricos se originam por conta da ação de ventos que produzem os dínamos das regiões E e F durante o dia e a noite. Os íons e elétrons cuja dinâmica é submetida pelo campo elétrico dependem da frequência de colisão e do campo magnético. Isso resulta na deriva eletromagnética do plasma ionosférico $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$, que faz com que ele seja transportado vertical e perpendicularmente às linhas de campo geomagnético (PAES, 2012).

1.5.2 Variação ionosférica

Devido ao fato de a existência da ionosfera estar altamente relacionada com a radiação solar, os movimentos da Terra em relação ao Sol ou as mudanças na atividade solar lhe afetam consideravelmente. Essas variações podem acontecer de forma cíclica ou aleatória, sendo que algumas das variações cíclicas da ionosfera, que podem ser previstas com uma certa precisão são: a variação diária, a variação sazonal e a variação com o ciclo solar. As variações irregulares são: a aparição da camada esporádica E, embora a designação “esporádica” não reflita necessariamente esta condição, as perturbações ionosféricas causadas por variações da atmosfera neutra, e as tempestades ionosféricas.

Existem diferentes maneiras de se verificar tais variações na ionosfera. Nesse trabalho serão utilizadas a variação do Conteúdo Eletrônico Total Vertical, VTEC (acrônimo do inglês *Vertical Total Electron Content*) e utilizando sondagem ionosférica através de Digissondas, sendo que ambos serão abordados no capítulo de Metodologia. A seguir, serão apresentados alguns tipos de variação mencionadas nesta seção.

Variação diária

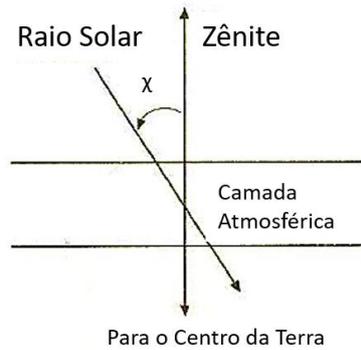
A ionosfera varia com a hora do dia, o que se deve a incidência da luz solar e a rotação da Terra. A variação diária ocorre principalmente em altitudes mais baixas da ionosfera, alcançado seu valor máximo próximo das 12:00 LT, onde LT = Local Time, ou hora local.

Como já mencionado anteriormente, a taxa de produção iônica é dada pela Equação 1.1, a qual é expressa em termos de χ , que é o ângulo zenital do Sol (KIRCHHOFF, 1991).

Na Figura 1.18, apresenta-se uma representação artística da incidência solar com relação ao ângulo zenital. Através dela observa-se que quanto menor o ângulo, maior a incidência da radiação solar. Isto que justifica os valores máximos de ionização durante o meio dia local e os valores mínimos de

ionização durante o final da tarde e à noite (ângulo zenital maior e ausência de incidência solar).

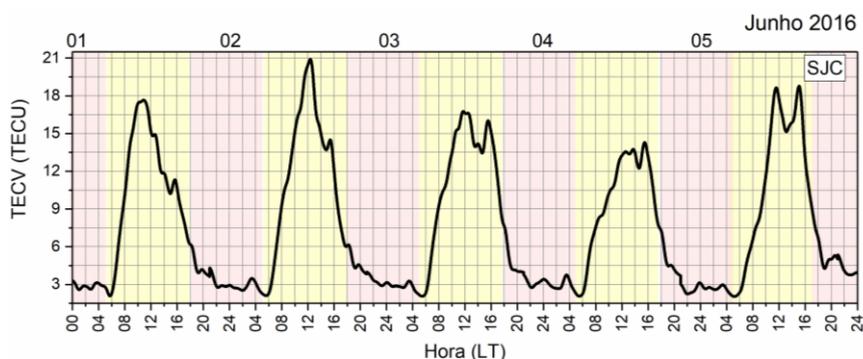
Figura 1.18 Definição do Ângulo Solar Zenital χ em relação a incidência solar.



Fonte: Adaptado de Kirchoff (1991).

A Figura 1.19 apresenta uma variação temporal do VTEC da ionosfera de baixas latitudes (borda da crista sul da EIA) na região de São José dos Campos entre os dias 01 e 05 de junho de 2016. Nela é possível verificar a variação diária da ionosfera, com o pico às 12:00 LT sendo os valores mínimos observados no período noturno e pré-amanhecer. A região rosa representa os horários noturnos e a amarela os diurnos.

Figura 1.19 Variação temporal observada no VTEC entre os dias 01 e 05 de Junho de 2016 na estação de São José dos Campos em LT.



Fonte: Produção da autora.

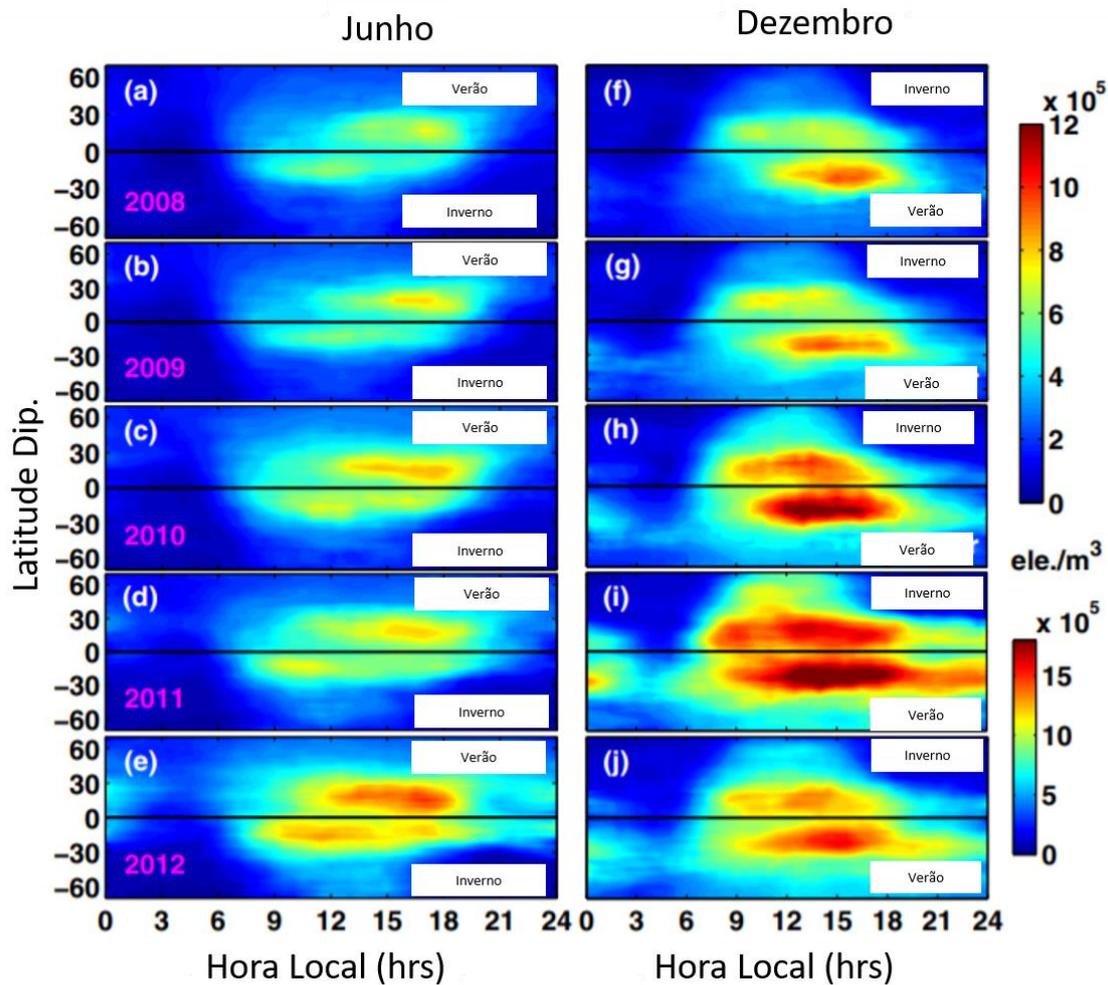
Variação sazonal

Como já mencionado, a ionização varia com o ângulo zenital solar χ . Esse ângulo varia com as estações do ano. Durante o verão, os valores χ são mais baixos às 12:00 LT, o que induzira a se esperar que os valores do conteúdo eletrônico da ionosfera fossem mais altos que durante o inverno, por exemplo. Entretanto, é bem estabelecida na literatura que durante o inverno a altura do pico da camada F₂ durante o meio dia local é maior do que no verão. Durante a noite, entretanto, isso desaparece (RISHBETH; GARRIOTT, 1969) e é chamada de Anomalia de Inverno ou Sazonal.

A Anomalia de Inverno do VTEC é mostrada na Figura 1.20, que apresenta a variação com a hora local e latitudinal da média zonal de NmF₂ durante os solstícios de junho (esquerda) e dezembro (direita) de 2008 até 2012. A linha sólida preta horizontal representa o equador magnético.

Como já mencionado, durante a Anomalia de Inverno os valores do pico de densidade da camada F₂, NmF₂, são maiores no hemisfério de inverno que no de verão durante o período da manhã (HARGREAVES, 2003; RISHBETH; GARRIOTT, 1969; SAI GOWTAM; TULASI RAM, 2017). Isso é explicado por conta da circulação neutra do hemisfério que está no verão para o hemisfério que está no inverno: ela diminui a taxa de O/N₂ no hemisfério que está no verão e aumenta a que está no inverno. O aumento da densidade de O e a diminuição da densidade de N₂ no inverno aumentam a densidade de O⁺, devido ao aumento relativo na taxa de produção e diminuição na taxa de perda (RISHBETH; GARRIOTT, 1969).

Figura 1.20 Variação temporal e latitudinal da média zonal de NmF₂.



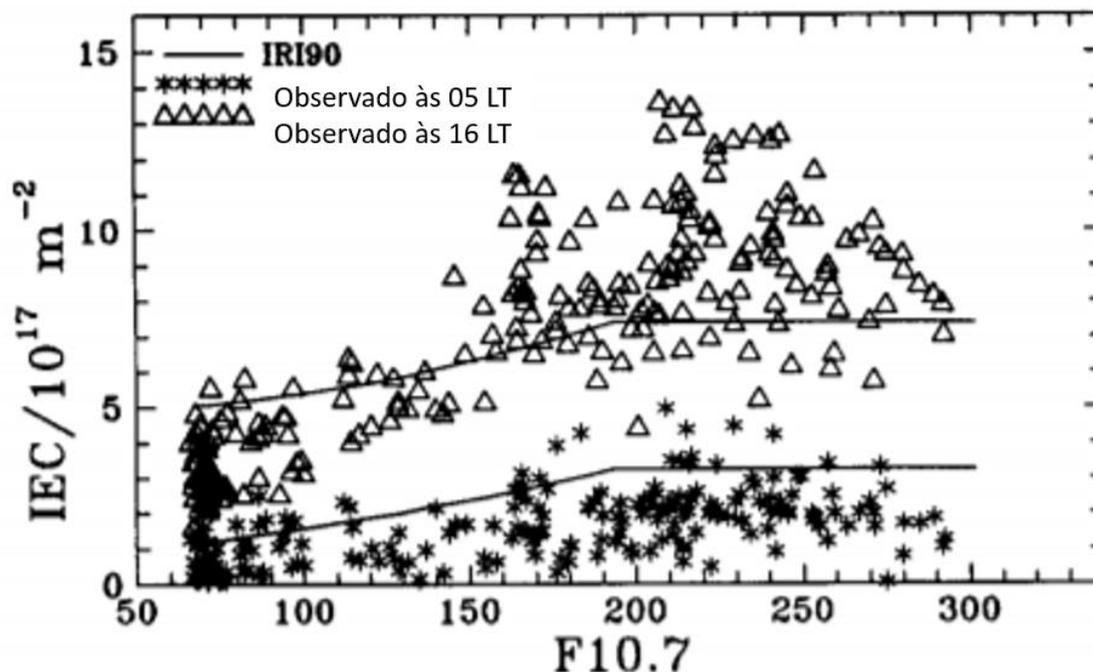
Fonte: Adaptado de Gowtam e Ram (2017).

Varição da ionosfera com a atividade solar

As variações com o ciclo solar são relacionadas aos fluxos de radiação de Raios-X e EUV, que são, como mencionado anteriormente, as principais fontes de ionização da atmosfera neutra (KELLEY, 2009; KIRCHHOFF, 1991). Sendo assim, a variação na atividade solar influencia fortemente a ionosfera, como pode ser visto na Figura 1.21 adaptada de (BATISTA et al., 1994). Ela apresenta a variação do fluxo solar F10.7 com relação ao conteúdo eletrônico ionosférico IEC (do inglês *Ionospheric Electron Content*) para o verão durante os anos de 1982, 1984, 1986 e 1989 em Cachoeira Paulista às 05:00 e 16:00 LT, respectivamente.

Observou-se dependência do conteúdo eletrônico com relação ao fluxo solar até atingir um valor de saturação. Para mais detalhes, ler (BATISTA et al., 1994).

Figura 1.21 - Comparação entre o modelo IRI 90, dados observados às 05 LT e 16 LT, respectivamente, durante o verão em Cachoeira Paulista.



Fonte: Batista et al (1994).

Variação latitudinal

A estrutura global da ionosfera não é homogênea nas diferentes latitudes, deste modo, a ionosfera varia conforme a região latitudinal, havendo três principais regiões as quais apresentam características e fenomenologia distintas:

a) Região de Altas Latitudes

São regiões que normalmente se situam acima de 60° (norte ou sul) de latitude magnética, onde acontece intensa precipitação de partículas, as linhas do campo geomagnético são quase verticais, intensificando o processo de ionização por impacto. É nessa região que ocorrem as auroras, fenômenos de luminescência atmosférica intensos que iluminam o céu noturno visíveis a olho nu (WHITTEN; POPPOFF, 1971).

b) Região de Médias Latitudes

Está localizada entre 60° e 30° de latitudes magnéticas. É uma região que não é afetada por fenômenos aurorais nem equatoriais durante as condições geomagnéticas calmas e moderadas. Essa região apresenta maior estabilidade temporal e concentrações que mais se aproximam dos modelos ionosféricos clássicos (ARLAN, 2019).

c) Região de Baixas Latitudes

É a região abaixo de 30° de latitudes magnéticas N e S e que também abrange a ionosfera equatorial. Ela é altamente afetada por processos eletrodinâmicos altamente variáveis (FEJER, 2011).

1.5.3 Algumas Características da Ionosfera de Baixas Latitudes

Como já mencionado anteriormente, é a região que abrange o equador magnético ($\pm 30^\circ$ N-S), e é altamente afetada por diversos processos. Nessa região, a deriva de plasma vertical ($\mathbf{E} \times \mathbf{B}$) controla a distribuição e composição do plasma ionosférico e afeta fortemente a geração de irregularidades de plasma, ou Bolhas de Plasma, as quais são flutuações na densidade do plasma ionosférico com ampla escala espacial, variando de centímetros a dezenas de quilômetros de tamanho.

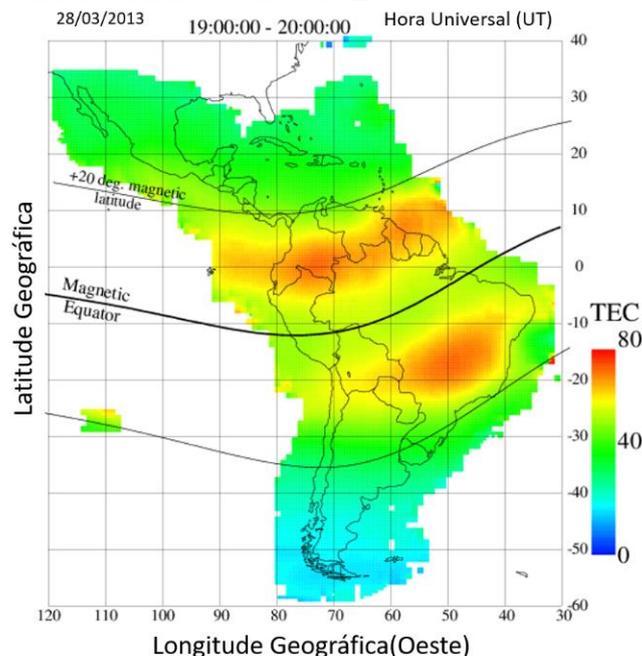
Os campos elétricos, a deriva de plasma e correntes ionosféricas quase sempre resultam das ações do dínamo dos ventos neutros das regiões E e F, mas podem ser significativamente perturbados por ações de onda de gravidade oriundas da atmosfera inferior e por ondas planetárias durante períodos geomagneticamente calmos. Por outro lado, também pode ser severamente afetada pelo dínamo do sistema magnetosfera-termosfera-ionosfera em períodos geomagneticamente perturbados, ou seja, durante tempestades geomagnéticas.

Em latitudes equatoriais os campos elétricos ionosféricos resultam no Eletrojato Equatorial, EEJ (do inglês, Equatorial electrojet), discutido em seção posterior, e na deriva vertical do plasma da região F. A deriva vertical é o principal elemento

no desenvolvimento da anomalia de ionização de Appleton, ou Anomalia equatorial da ionização, EIA, e na geração de instabilidades e irregularidades de plasma (FEJER, 2011).

A Figura 1.22 é a representação do Conteúdo Eletrônico Total da ionosfera de baixa latitude sobre o Brasil, através de um mapa de TEC cedido pela Rede de Sensores Ionosféricos de Baixas latitudes, LISN (do inglês, *Low Latitude Ionospheric Sensor Network*), disponível em <http://lisn.igp.gov.br/>), no dia 28 de março de 2013 entre 19:00 e 20:00 UT ou, 16:00 e 17:00 LT. É possível identificar o fenômeno da EIA, nas chamadas crista norte e crista sul, que será descrito a seguir.

Figura 1.22 - Mapa de TEC para o setor equatorial e de baixas latitudes da América do Sul brasileiro durante o ano de 2013.

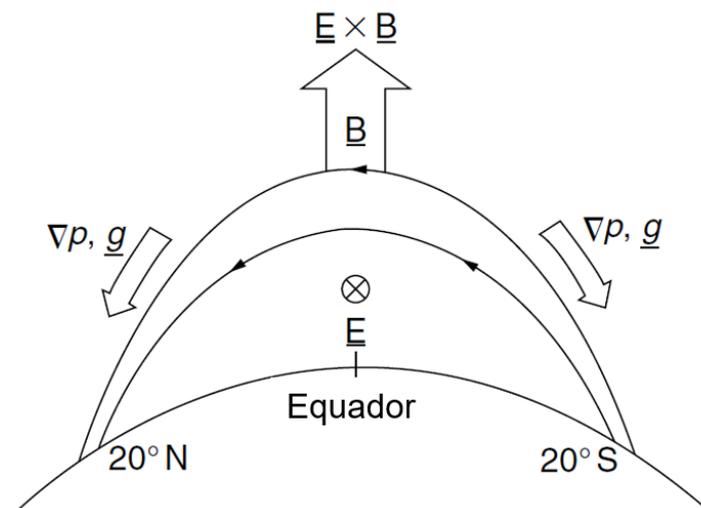


Fonte: Adaptado de LISN (2020).

A Anomalia Equatorial de Ionização ou, Anomalia de Appleton, é caracterizada pela distribuição latitudinal de ionização na região F. Isso é causado devido à combinação de campos elétricos e magnéticos sobre a região equatorial e de baixas latitudes. Os campos elétricos zonais no equador magnético são para

leste durante o dia, o que cria uma deriva de plasma vertical e estacionária $\frac{\mathbf{E} \times \mathbf{B}}{B^2}$. Logo após o pôr-do-sol, esse campo elétrico para leste é aumentado e o plasma da região F pode ser elevado para altitudes muito altas onde a recombinação é mais lenta, enquanto o plasma de baixa altitude decai rapidamente após o pôr-do-sol. Isso resulta em um chamado efeito fonte, visto que o plasma equatorial denso se eleva até as forças de pressão serem altas o suficiente e assim começa a “descer” através das linhas de campo magnético devido as forças gravitacionais e os gradientes de pressão indo para regiões de baixas latitudes, concentrando-se em 20° N e 20° S (KELLEY, 2009):

Figura 1.23 Diagrama esquemático da formação da Anomalia de Ionização Equatorial.



Fonte: Kelley (2009).

A equação que descreve a velocidade de deriva é obtida da seguinte forma:

$$\mathbf{V} = \frac{\mathbf{E} \times \mathbf{B}}{B^2} \quad (1.3)$$

Em que \mathbf{V} é a velocidade da deriva vertical, \mathbf{E} é o campo elétrico zonal e \mathbf{B} é o campo geomagnético.

As tempestades magnéticas podem intensificar a EIA ou inibi-la, o que será discutido na próxima seção.

Dínamo na Região E

Os campos elétricos presentes na região E são muito importantes. Estes campos são gerados por ventos de maré (\mathbf{U}), que por sua vez são gerados por absorção da radiação solar na estratosfera pelo ozônio e pelo vapor d'água na troposfera. Os ventos transmitem movimento às camadas ionizadas através de colisões e arrastam apenas os íons, pois os elétrons ficam aprisionados ao campo geomagnético. Assim, a interação entre os ventos de maré e o plasma ionosférico sobre a presença de um campo magnético \mathbf{B} faz com que um campo elétrico induzido ($\mathbf{U} \times \mathbf{B}$) se desenvolva (KELLEY, 1989; VALENTIM, 2015). Visto que a corrente associada a este campo não é estacionária, $\nabla \cdot \mathbf{J} \neq 0$, campos elétricos de polarização são gerados nesta região, fazendo com que $\nabla \cdot \mathbf{J} = 0$, e então o campo elétrico total é expresso por (VALENTIM, 2015):

$$\mathbf{E} = \mathbf{E}_p + (\mathbf{U} \times \mathbf{B}) \quad (1.4)$$

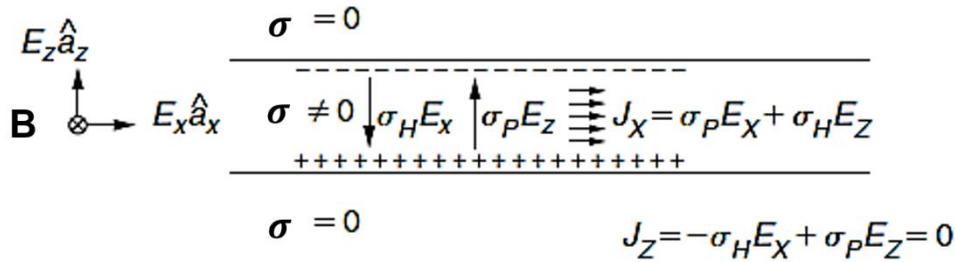
Como suas linhas de força são equipotenciais, o campo elétrico \mathbf{E}_p é mapeado para a região F. Isso faz com que as derivas do plasma da região F durante o dia sejam representativas dos ventos neutros da região E. Ao anoitecer, com a diminuição da condutividade da região E, o acoplamento entre as regiões E e F decresce proporcionalmente, fazendo com que o dínamo da região F domine (VALENTIM, 2015).

A ação do dínamo ionosférico é mais eficiente entre 90 e 120 km de altitude, devido à configuração das condutividades ionosféricas. Nesta região existe um fluxo intenso de corrente elétrica para leste chamado de Eletrojato Equatorial, EEJ (acrônimo do inglês *Equatorial Electrojet*) (VALENTIM, 2015).

A Figura 1.24 representa o EEJ: suponha que um fluxo de corrente está confinado entre 90 e 120 km, e, que esta região está sujeita a um campo elétrico zonal E_x na direção leste, constante em altura e perpendicular a \mathbf{B} . O campo E_x induz dois tipos de correntes na região E equatorial que são chamadas de Hall e Pedersen. A corrente Hall, $\sigma_H E_x$, flui perpendicular a \mathbf{B} e a E_x . Já a corrente Pedersen, $\sigma_P E_x$ paralela ao campo elétrico zonal E_x e perpendicular a \mathbf{B} . Como a corrente Hall não pode fluir além dos limites de altitude da camada devido à baixa condutividade das regiões, cargas se acumulam nos limites propiciando a

geração de um campo elétrico de polarização $E_z \hat{a}_z$. Associado a este campo, surgem correntes Hall $\sigma_H E_z$ e Pedersen $\sigma_P E_z$. As componentes \hat{a}_x e \hat{a}_z que estão na Figura 1.24 são vetores unitários nas direções leste e vertical para cima (VALENTIM, 2015).

Figura 1.24 - O eletrojoato equatorial representado com geometria de placas.



Fonte: Adaptado de Kelley (2009).

Considera-se que as correntes verticais não são capazes de fluir em um estado estacionário, assim $\sigma_H E_x = \sigma_P E_z$. Dessa igualdade, sabemos que:

$$E_z = \left(\frac{\sigma_H}{\sigma_P} \right) E_x \quad (1.5)$$

As correntes $\sigma_P E_x$ e $\sigma_H E_z$ se somam na horizontal e formam o eletrojoato equatorial J_x que é dado por:

$$J_x = \left(\frac{\sigma_H^2 + \sigma_P^2}{\sigma_P} \right) E_x = \sigma_c E_x \quad (1.6)$$

Onde σ_c é a condutividade Cowling.

Dínamo na Região F

Na região F são gerados ventos termosféricos horizontais devido à absorção da radiação solar. Eles são capazes de mover o plasma através da linha do campo magnético.

O principal movimento induzido por estes ventos é a deriva de íons e elétrons ao longo das linhas de campo magnético, proporcional à componente do vento na direção do campo (NEGRETI, 2012). Por conta da dependência com a carga das partículas carregadas, íons e elétrons se movem em direções opostas, sendo o íon na direção $\mathbf{U} \times \mathbf{B}$ e os elétrons o contrário, dando origem a uma corrente elétrica. Qualquer divergência nessa corrente tende a criar um campo de polarização na região F (E_p). Como há um forte acoplamento entre as regiões E e F durante o dia, o campo E_p da região F é descarregado por correntes que fluem ao longo de \mathbf{B} e através da região E, fechando os circuito entre as regiões E e F (VALENTIM, 2015). Durante a noite, o circuito não se fecha pois o fluxo de correntes é obstruído por conta da diminuição de condutividade da região E. Isso dá origem aos campos elétricos de polarização na região F (VALENTIM, 2015).

Os campos elétricos ionosféricos podem ser originados de maneiras diferentes, pelo vento neutro ($\mathbf{E}_w = \mathbf{U} \times \mathbf{B}$) ou pelos campos eletrostáticos de polarização dado por $E_p = -\nabla\phi$, onde ϕ é o potencial eletrostático (VALENTIM, 2015). Assim, o campo elétrico total é representador por:

$$\mathbf{E}_t = \mathbf{E}_w + \mathbf{E}_p. \quad (1.7)$$

E a densidade de corrente elétrica \mathbf{J} pode ser escrita pela lei de Ohm:

$$\mathbf{J} = [\boldsymbol{\sigma}] \cdot (\mathbf{E}_w + \mathbf{E}_p) = [\boldsymbol{\sigma}] \cdot (\mathbf{U} \times \mathbf{B} - \nabla\phi) \quad (1.8)$$

sendo $[\boldsymbol{\sigma}]$ o tensor condutividade.

De acordo com (RISHBETH, 1997), os campos elétricos de polarização na ionosfera são fortemente influenciados pelos campos elétricos oriundos de processos magnetosféricos, os quais são gerados nas altas latitudes ionosféricas, mas que podem penetrar nas baixas latitudes, bem como pelos

campos elétricos gerados devido ao aquecimento da região auroral (VALENTIM, 2015).

Instabilidade de Rayleigh-Taylor

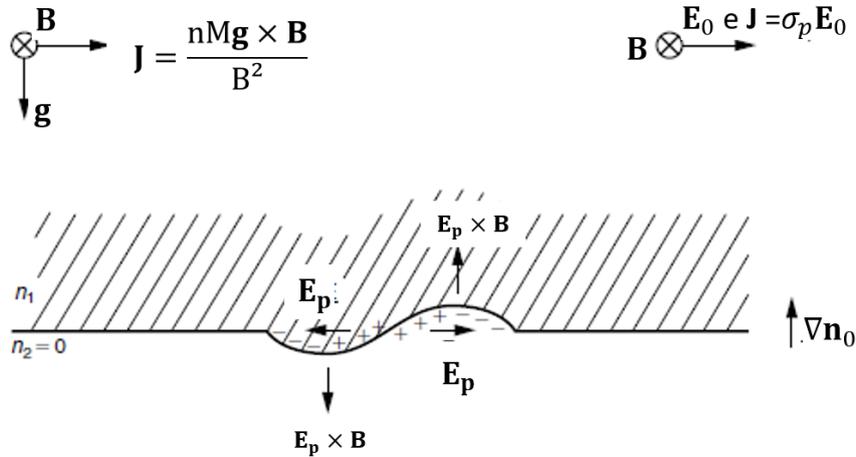
A ionosfera equatorial noturna é instável a perturbações de densidade dependendo das condições do ambiente ionosfera-termosfera decorrente dos processos dinâmicos do pôr do sol. O Pico Pré-Reversão no campo elétrico zonal causa elevação da altura na camada F ao entardecer (isto é, o ressurgimento da fonte de plasma) tornando o gradiente de densidade na parte inferior mais abrupto devido aos efeitos eletrodinâmicos e de recombinação, o que define as pré-condições para o desenvolvimento da instabilidade (ABDU, 2005). Acredita-se que a instabilidade seja conduzida pelo mecanismo gravitacional Rayleigh-Taylor, GRT, caracterizado por uma situação similar a um fluido pesado repousando sobre um fluido leve (ABDU, 2005). Essa teoria explica a formação das Bolhas de Plasma, admitindo que existem dois fluidos distintos cujas densidades são n_1 e n_2 e $n_1 > n_2$, havendo um gradiente de densidade se dirigindo para cima ∇n_0 , conforme Figura 1.25. Este mecanismo está sobre o efeito da gravidade \mathbf{g} e da ação de um campo magnético horizontal \mathbf{B} . Efeitos de colisão são desprezados e, supondo que haja qualquer perturbação na superfície que os separa (CARMO, 2018). A interação entre \mathbf{B} e \mathbf{g} gera um fluxo horizontal de corrente na direção x , dada por:

$$J_x = \frac{nM\mathbf{g} \times \mathbf{B}}{B^2} \quad (1.9)$$

em que M é a massa dos íons e n é a densidade do plasma.

Por conta da perturbação na superfície, a corrente diverge, fazendo com que haja um acúmulo de cargas na borda, originando um campo elétrico de polarização (\mathbf{E}_p), gerando uma deriva das cargas em sua presença, resultando em $\mathbf{E}_p \times \mathbf{B}$. A deriva vertical resulta no desenvolvimento das Bolhas de Plasma, onde a região menos densa se propaga através da região mais densa.

Figura 1.25 - Diagrama esquemático da instabilidade de Rayleigh-Taylor.



Fonte: Adaptado de Kelley (2009).

1.5.4 Efeitos de tempestades geomagnéticas na ionosfera

Na Seção 1.4.1 foi definido o que é Geofetividade e tempestade geomagnética. Os efeitos das tempestades geomagnéticas na ionosfera serão tratadas nesta seção.

A tempestade geomagnética é uma mudança drástica causada no campo geomagnético devido a interação com estruturas geofetivas solares que causam modificações globais no sistema termosfera-ionosfera. O resultado são modificações no campo elétrico zonal, intensidade e direção dos ventos neutros e na composição e temperatura do gás neutro (SEPULVEDA, 2015).

As modificações do campo elétrico zonal podem ocorrer por dois fatores: penetração direta de campos elétricos, PPEF (acrônimo do inglês *Prompt Penetration Electric Fields*) da magnetosfera às latitudes equatoriais e baixas latitudes; e o dínamo perturbado, DD (acrônimo do inglês *Disturbed Dynamo*), que surge devido a mudanças na circulação termosférica global (SEPULVEDA, 2015).

As modificações dos ventos neutros ocorrem devido ao aquecimento da termosfera nas regiões aurorais e expansão dos gases nas altas latitudes. Eles têm direção oposta aos ventos produzidos por aquecimento solar durante o dia e a magnitude dependerá da intensidade da tempestade (SEPULVEDA, 2015).

As modificações da composição do gás neutro ocorrem devido à mudança na circulação atmosférica produzida pelo aquecimento auroral que começa com a elevação do gás em altas latitudes para maiores altitudes, criando uma célula de circulação que se fecha em médias ou baixas latitudes alterando a composição dos constituintes neutros atmosféricos, a taxa dos constituintes moleculares e a concentração dos constituintes atômicos do gás. Um exemplo é alteração entre as taxas de concentração do nitrogênio molecular e do oxigênio atômico O/N_2 que afeta diretamente a ionosfera (SEPULVEDA, 2015).

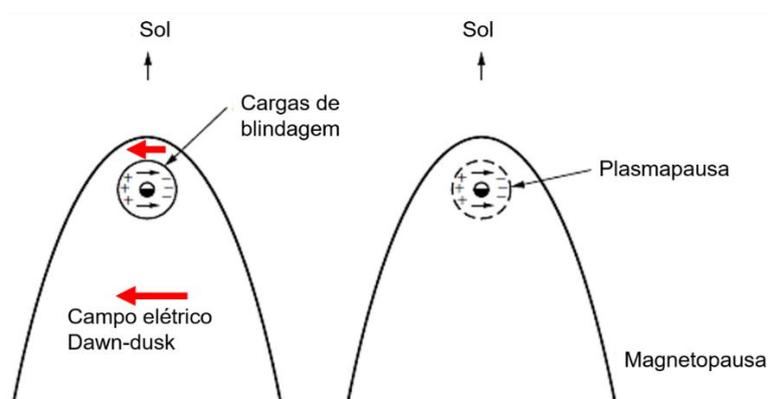
A seguir serão detalhados os mecanismos de penetração de campos elétricos e dínamo perturbado.

Penetração direta de campos elétricos (PPEF)

É conhecido que existe um campo elétrico estacionário na magnetosfera, e a divergência da corrente anelar em $L=4$ irá eventualmente criar uma separação de cargas (Figura 1.26 à esquerda), tal que o campo elétrico da magnetosfera será blindado em baixas latitudes. Essa região de separação de cargas é chamada de camada de Alfvén (KELLEY, 2009).

O campo elétrico magnetosférico E_i depende de $\mathbf{V}_{sw} \times \mathbf{B}$ (sendo que \mathbf{V}_{sw} é a velocidade do vento solar e \mathbf{B} é o campo magnético interplanetário). Durante eventos solares a intensidade do vento solar varia, fazendo com que o campo magnético aumente ou diminua rapidamente. Assim ocorre um desequilíbrio temporário das cargas que resulta em um campo elétrico de penetração na ionosfera (SEPULVEDA, 2015). O campo de penetração direta ou PPEF (do inglês, *Prompt Penetration Electric Field*) é um termo que diz respeito a campos elétricos de movimento interplanetários que aparecem quase que imediatamente na magnetosfera e ionosfera terrestre (principalmente nas regiões de baixa latitude e equatorial) após haverem convergido do vento solar para a magnetosfera (TSURUTANI et al., 2008).

Figura 1.26 - Diagrama esquemático no plano equatorial mostrando que um decréscimo rápido da convecção magnetosférica pode criar mudanças do campo elétrico na plasmasfera.



Fonte: Kelley (2009).

Estes campos penetram a atmosfera terrestre quando o IMF B_z muda sua configuração de norte para sul. A mudança de configuração para sul de um IMF B_z norte e estacionário resulta em aumentos nas correntes da região 1 comparadas com aquelas da região 2 e assim resulta nos campos PPEF. Similarmente a mudança de configuração para norte de um IMF B_z sul ou o decréscimo de um grande valor para 0, uma PPEF é gerada no sentido oposto ao da anterior. Estes dois tipos de campo elétrico derivado deste processo são denominados campos de *undershielding* e *overshielding*, respectivamente. Os campos *undershielding* são direcionados para leste durante o dia e para oeste durante a noite. Já o campo *overshielding* são direcionados para oeste durante o dia e leste durante a noite (SHARMA et al., 2011).

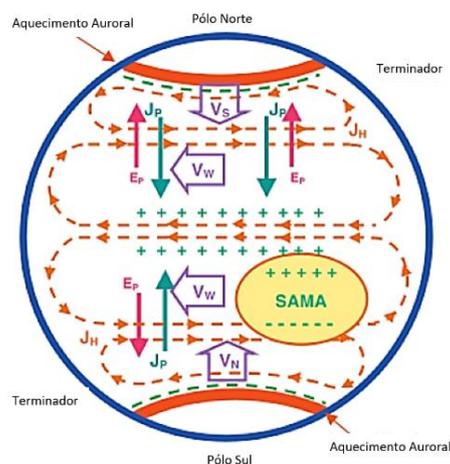
Durante o processo de *undershielding*, o campo elétrico zonal da ionosfera de baixas latitudes do lado diurno da Terra podem ser alterados drasticamente, fazendo com que haja uma intensificação da deriva vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$. Com isto o plasma ionosférico pode ser deslocado para altitudes mais altas, bem como pode-se observar uma intensificação do Eletrojato Equatorial. No lado noturno, o efeito é oposto com uma possível inibição da EIA. No setor do entardecer pode ser observado um campo elétrico para leste intensificado, que por sua vez favorece o desenvolvimento de irregularidades de plasma, ou Spread-F (SEPULVEDA, 2015).

Dínamo Perturbado

Durante períodos geomagneticamente perturbados, pode ocorrer o aquecimento Joule auroral, o que altera o sistema de ventos, e resulta na geração de ventos que sopram para o equador, ou seja, ocorre uma alteração no sistema do dínamo atmosférico, que recebe o nome de *dínamo perturbado* (SEPULVEDA, 2015; VALENTIM, 2015).

A Figura 1.27 representa o mecanismo de geração do campo elétrico formado devido ao dínamo dos ventos perturbados, os ventos dirigidos para o equador V_N e V_S produzidos pelo aquecimento auroral, por conta da força Coriolis irão gerar movimentos zonais para Oeste nas latitudes médias (V_W), junto com a componente vertical do campo magnético (B , para baixo no hemisfério norte e para cima no hemisfério sul), gera uma corrente Pedersen (J_P) na direção do equador. Esta corrente carrega positivamente a ionosfera no equador até que seja estabelecido um campo elétrico polarizado resultante (E_P) em direção aos polos. Este campo elétrico é perpendicular ao campo magnético, produz uma corrente Hall (J_H) que tem máxima intensidade em latitudes médias, e, nos terminadouros, resulta em dois tipos de corrente, estabelecendo um campo elétrico *dawn-to-dusk* no setor equatorial. Este campo produzido em polaridade oposta ao dínamo de períodos calmos (ABDU et al., 2006; SEPULVEDA, 2015).

Figura 1.27 - Diagrama esquemático do Dínamo Perturbado.



Fonte: Abdul et al (2006).

2 INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA

Neste capítulo serão apresentados os principais instrumentos utilizados para se verificar a resposta ionosférica às tempestades geomagnéticas causadas por HSSs e CIRs, bem como a metodologia utilizada para se analisar os resultados. Os principais instrumentos descritos serão o sistema GNSS e a Digissonda. Para se saber mais sobre imageadores (SOBRAL et al., 2002) e magnetômetros, consultar (DENARDINI et al., 2018) .

Após a apresentação dos instrumentos, será introduzida então a metodologia descrevendo a forma de se verificar a resposta ionosférica através da utilização de dados de GNSS, digissonda, imageador e magnetômetros.

2.1 Sistema GNSS

O GNSS (do inglês, “*Global Navigation Satellite System*”) é um termo universal que designa um sistema de navegação por satélite, que provê informações contínuas sobre posicionamento em todo o planeta. O Sistema GNSS é formado pelas seguintes constelações de cobertura global: *NAVSTAR Global Positioning System* (GPS) dos Estados Unidos, o *Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema* (GLONASS) da Rússia, o Galileo da Europa e BeiDou Navigation Satellite System da China.

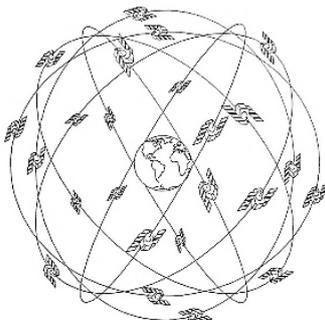
O primeiro sistema de rádio navegação usado foi o GPS. Ele foi desenvolvido pelo Departamento de Defesa, *DoD* (do inglês *Department of Defense*) dos Estados Unidos, podendo ser usado tanto em aplicações civis como: navegação em terra, ar e mar; telefones celulares; geodésia; topografia; agricultura; em aplicações esportivas; além das aplicações militares estratégicas como busca e salvamento, reconhecimento e mapeamento de áreas, etc. A localização acontece por meio da transmissão de sinais de rádio enviados de cada satélite da constelação em direção à rede local de receptores (BERNHARD; LICHTENEGGER; COLLINS, 2001).

2.1.1 Princípios básicos de funcionamento

Os satélites de GPS estão posicionados na órbita média da Terra MEO (do inglês *Medium Earth's Orbit*), em aproximadamente 20.200 quilômetros acima da superfície da Terra e com inclinação de 55° em 6 planos orbitais igualmente espaçados. O período de revolução para satélites posicionados na MEO é de aproximadamente 12 horas e sua velocidade é de, aproximadamente, 11265 km/h (HOFMANN-WELLENHOF; H. LICHTENEGGER, 2011; MONICO, 2008). Eles possuem um relógio atômico a bordo e constantemente difundem o tempo preciso de acordo com seu próprio relógio, junto com a informação adicional que conta com os elementos orbitais de movimento, como determinado por estações de observação terrestre (NOGUEIRA, 2009).

O GPS é dividido em segmentos: espacial, que está associado com a constelação de seus satélites; o de controle, que monitora e faz a devida manutenção do sistema; e o de usuário que é abrangente e continua a se ampliar. O segmento espacial é formado por 24 satélites ou mais, igualmente distantes, porém em planos de órbita diferentes (Figura 2.1), fazendo com que no mínimo 4 satélites estejam disponíveis em qualquer lugar da Terra, a qualquer hora, permitindo a determinação em tempo real do usuário. Três satélites são suficientes para geometricamente se determinar a posição desejada, entretanto, para efeitos de correção temporal, um quarto é utilizado que faz com que haja sincronismo entre os relógios do usuário e satélite (EL-RABBANY, 2006; GEMAEEL; JOSÉ BITTENCOURT DE ANDRADE, 2004; MONICO, 2008).

Figura 2.1 - Configuração dos Satélites GPS.



Fonte: Gemael e Andrade (2004).

A técnica básica da navegação por GPS é a utilização de um caminho percorrido por uma onda eletromagnética que se alterna a partir dos satélites na visada, que transmitem suas posições aproximadas, através de uma geometria determinada pela latitude, longitude e altitude e um relógio de correção do usuário (MONICO, 2008).

Os satélites de GPS transmitem as ondas portadoras L₁, L₂ e L₅, cujas frequências e comprimentos de onda serão listados na Tabela 2.1. Essas portadoras são transmitidas com modulações nos códigos, que comparados a um sinal de referência no receptor, permite que se formem as observáveis.

Tabela 2.1 Portadoras e suas frequências.

| Portadora | Frequência | Comprimento de onda (λ) |
|----------------|-------------|-----------------------------------|
| L ₁ | 1575,42 MHz | 19 cm |
| L ₂ | 1227,60 MHz | 24 cm |
| L ₅ | 1176,45 MHz | 25,5 cm |

Fonte: Adaptado de Monico (2008).

Os códigos binários utilizados para se modular as portadoras são (NEGRETI, 2012):

- O código C/A (*Coarse Acquisition*, do inglês, fácil aquisição) modula a portadora L₁. O código C/A é um código PRN (*Pseudo Random Noise*, do inglês, ruído pseudo aleatório) repetitivo (1 ms) com frequência de 1,023 MHz (NEGRETI, 2012). Para cada satélite, existe um código C/A PRN, o que faz com que seja possível os diferenciar. Assim, todos os satélites podem transmitir seus sinais na mesma frequência, diferenciando apenas na modulação. Este código é a base para o posicionamento civil (NEGRETI, 2012).
- O código P (*Precise*, do inglês, preciso) modula ambas portadoras L₁ e L₂ com frequência 10,23 MHz e é gerado por um algoritmo que se repete a cada 266,41 dias (NEGRETI, 2012). A sequência de pulsos do código P

não apresenta nenhuma simetria ao longo deste período, possibilitando o rastreamento de um satélite em particular visto que cada satélite transmite um segmento específico do código P a cada 7 dias (NEGRETI, 2012).

- Por fim, a mensagem de navegação também modula o sinal L₁-C/A. A mensagem de navegação é um código de 50 MHz consistindo de bits de dados que descrevem as órbitas do satélite, correções do relógio e outros parâmetros do sistema (NEGRETI, 2012).

As observáveis do GPS utilizadas para o cálculo do Conteúdo Eletrônico Total são a pseudodistância e a fase portadora (NEGRETI, 2012). Os arquivos que as contém possuem formato RINEX (do inglês, *Receiver Independent Exchange Format*) a fim de se padronizar para que seja mais fácil a troca de dados independentemente do receptor e do usuário. São arquivos escritos em ASCII (do inglês, *American Standard Code for Information Interchange*) que possuem uma seção de cabeçalho e uma seção de dados, onde as observações dos satélites visíveis são divididas em intervalos temporais e um dos arquivos contém dados de um dia completo (NEGRETI, 2012). Existem três tipos de arquivos RINEX obtidos através das medidas dos sinais de GPS: arquivos de dados de observação, dados de navegação e dados meteorológicos.

2.1.2 Refração ionosférica e Conteúdo Eletrônico total (TEC)

A refração é definida por mudança na direção da propagação de uma onda devido a uma mudança em sua velocidade. Ou seja, está relacionada com a capacidade de uma onda eletromagnética propagar por diferentes meios, com diferentes índices de refração, alterando seu comprimento de onda e sua velocidade de propagação, desviando sua trajetória por um ângulo α . A onda eletromagnética ao incidir na ionosfera, refrata, tendo modificações em sua velocidade e fazendo com que aja um erro no sinal do GPS (NOGUEIRA, 2009), isso ocorre devido a mudança do meio de propagação pois, no vácuo, as ondas

eletromagnéticas se propagam na velocidade da luz mas, na ionosfera, essa velocidade muda devido às suas características.

A refração ionosférica depende da frequência e do índice de refração. O efeito da refração é proporcional ao conteúdo eletrônico total (TEC, acrônimo do inglês, *Total Electron Content*), ou seja, número de elétrons contidos ao longo do caminho percorrido pelo sinal entre o satélite e o receptor. O TEC, entretanto, varia em razão da radiação solar, localização, estações do ano, campo geomagnético, anomalias, irregularidades e cintilação ionosférica (não tratada neste trabalho). Isto pode interferir no sinal do satélite (MONICO, 2008).

A velocidade da onda eletromagnética em um meio cujo índice de refração é μ , tem sua velocidade modificada pela relação a seguir (NOGUEIRA, 2009):

$$\mu = \frac{c}{v}, \quad (2.1)$$

em que c é a velocidade da luz no vácuo e v é a velocidade da onda eletromagnética no meio.

A velocidade de propagação da onda eletromagnética em um meio material é dependente da refração μ , logo, ao passar pela ionosfera, ela sofre alteração em sua trajetória e velocidade, e se propaga no espaço com comprimento de onda λ e frequência f . Sua velocidade de fase é dada por (NOGUEIRA, 2009):

$$V_f = \frac{w}{k}, V_f = \lambda f, \quad (2.2)$$

em que w é sua velocidade angular e k é o número de onda.

Para um grupo de ondas, a propagação da energia é definida como velocidade de grupo V_g (MONICO, 2008):

$$V_g = \frac{dw}{dk}, V_g = -\frac{df}{d\lambda} \lambda^2, \quad (2.3)$$

Manipulando as equações (2.2) e (2.3), obtém-se a relação da velocidade de grupo com a de fase, descrita como equação de *Rayleigh* (MONICO, 2008):

$$V_g = V_f - \lambda \frac{dV_f}{d\lambda} . \quad (2.4)$$

Os índices de refração para velocidade de grupo e fase são, respectivamente:

$$\mu_g = \frac{c}{V_g}, \quad (2.5)$$

$$\mu_f = \frac{c}{V_f} . \quad (2.6)$$

A equação modificada de *Rayleigh* associa esses dois índices de refração através da expressão:

$$\mu_g = \mu_f - \lambda \frac{d\mu_f}{d\lambda} , \quad (2.7)$$

ou

$$\mu_g = \mu_f + \frac{dn_f}{df} . \quad (2.8)$$

Isso é obtido da derivação de $c = \lambda f$, em relação a f e λ . O índice de refração da fase na ionosfera é aproximado pela série (MONICO, 2008):

$$\mu_f = 1 + \frac{c_2}{f^2} + \frac{c_3}{f^3} + \frac{c_4}{f^4} + \dots \quad (2.9)$$

em que os coeficientes c_2 , c_3 e c_4 dependem da densidade de elétrons por m^3 , ao longo da trajetória na qual o sinal se propaga. Considerando só os efeitos de primeira ordem e o derivando, obtém-se (MONICO, 2008):

$$\mu_f = 1 + \frac{c_2}{f^2} . \quad (2.10)$$

E, ao se derivar (2.10):

$$d\mu_f = -2 \frac{c_2}{f^3} df, \quad (2.11)$$

que, substituindo na equação (2.8), proporciona o índice de refração da velocidade de grupo:

$$\mu_g = 1 - \frac{c_2}{f^2} \quad (2.12)$$

Pode-se observar que os índices de refração da fase e do grupo são diferentes apenas no sinal do coeficiente c_2 . Este coeficiente que depende da densidade eletrônica n_e é dado por (CAMARGO, 1999; MONICO, 2008) :

$$c_2 = -40,3n_e \quad (2.13)$$

Em unidades do Sistema Internacional (SI) de medida, a constante 40,3 é dada em $\text{mH}^2(\text{el}/\text{m}^2)^{-1}$ e n_e em elétrons/ m^3 . Assim, tem-se que (MONICO, 2008):

$$\mu_g = 1 + \frac{40,3n_e}{f^2} \quad (2.14)$$

E

$$\mu_f = 1 - \frac{40,3n_e}{f^2} \quad (2.15)$$

Resultando em diferentes velocidades nos sinais, de forma que ocorra atraso no grupo e avanço na fase, pois a velocidade da fase V_f é maior que a velocidade de grupo V_g . Assim, resulta em um aumento nas distâncias obtidas a partir dos códigos modulados sobre a portadora, e uma diminuição nas obtidas a partir da fase, de uma mesma quantidade (MONICO, 2008).

A distância S entre o satélite (s) e o receptor (r), desprezando-se outros erros sistemáticos é:

$$S = \int_r^s \mu \, ds, \quad (2.16)$$

em que μ representa o índice de refração da fase ou de grupo de maneira genérica. A diferença entre a distância medida e a distância geométrica ρ , pode

ser chamada I_r^s e representa o erro sistemático, devido a ionosfera, que é dado por:

$$I_{f_r^s} = \int_s^r \left(1 - \frac{40,3n_e}{f^2}\right) ds - \rho, \quad (2.17)$$

ou

$$I_{f_r^s} = -\frac{40,3n_e}{f^2} \int_s^r n_e ds, \quad (2.18)$$

em que a parcela variável caracteriza a densidade de elétrons ao longo do caminho e representa o TEC, ou seja,

$$\text{TEC} = \int_s^r n_e ds \quad (2.19)$$

Assim:

$$I_{f_r^s} = -\frac{40,3}{f^2} \text{TEC} . \quad (2.20)$$

De forma parecida, obtém-se os desvios devido a refração ionosférica para os sinais modulados pelo código $I_{g_r^s}$:

$$I_{g_r^s} = \frac{40,3}{f^2} \text{TEC} . \quad (2.21)$$

Nas últimas duas expressões, o TEC é dado ao longo da direção entre o satélite e o receptor, e a unidade utilizada para o representar é dada em elétrons por metro quadrado (el/m²). Para quantidades do TEC na direção vertical (VTEC), o efeito da refração é calculado à seguir:

:

$$I_{g_r^s} = \frac{1}{\cos z'} \frac{40,3}{f^2} \text{VTEC} \quad (2.22)$$

$$I_{f_r^s} = -\frac{1}{\cos z'} \frac{40,3}{f^2} \text{VTEC} \quad (2.23)$$

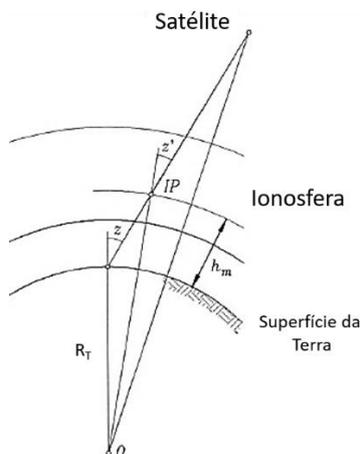
Respectivamente para o código e a fase.

Nas expressões acima, o valor de z' , que representa o ângulo zenital do caminho do sinal em relação a um plano de altitude média H_m , denominado ponto ionosférico, é obtido à seguir (MONICO, 2008):

$$\text{sen } z' = \frac{R_T}{R_T + H_m} \text{sen } z, \quad (2.24)$$

em que R_T é o raio médio da Terra, H_m representa a altura média da ionosfera e z é o ângulo zenital do satélite na estação de observação. A Figura 2.2 representa esta configuração (HOFMANN-WELLENHOF; H. LICHTENEGGER, 2011).

Figura 2.2 - Configuração gráfica do processo de obtenção do TEC.



Fonte: Hoffman-Wellenhof, Lichtegger e Collins (1994).

2.1.3 Cálculo do TEC a partir das pseudodistâncias

A pseudodistância é a medida do tempo que o sinal leva para se propagar entre o satélite e o receptor convertido para unidade de medida. Ela é definida como a diferença entre o tempo t_r , registrado no receptor no instante de recepção do sinal, e o tempo t^s , registrado no satélite, durante a transmissão do sinal (MONICO, 2008).

Para que isso aconteça, supõe-se que os relógios do satélite e do receptor controlem a geração de sinal e estejam sincronizados perfeitamente. Quando o satélite transmite o código PSN, o receptor gera uma réplica exata do código e, após o intervalo de tempo da viagem do sinal, o código é recebido pelo receptor. Comparando-se o código transmitido com sua réplica, o receptor pode calcular o tempo de viagem do sinal, bastando o multiplicar pela velocidade da luz (299729458 m/s) (CARMO, 2018).

As pseudodistâncias contidas nas portadoras L₁ e L₂ são escritas à seguir:

$$PD_{Rf1}^S = \rho_r^S + c[dt_r - dt^S] + I_{rf1}^S + T_r^S + b_{f1} + b^{f1} + dm_r^S + \varepsilon_{PDr}^S \quad (2.25)$$

e

$$PD_{Rf2}^S = \rho_r^S + c[dt_r - dt^S] + I_{rf2}^S + T_r^S + b_{f2} + b^{f2} + dm_r^S + \varepsilon_{PDr}^S \quad (2.26)$$

Em que

PD – pseudodistância;

ρ_r^S – distância geométrica entre o satélite e o receptor;

c – velocidade da luz no vácuo;

dt_r e dt^S – erro do relógio no receptor e no satélite;

I_{rf}^S e T_r^S – erros devido à refração ionosférica e troposférica, respectivamente;

b_f e b^f – atrasos instrumentais do receptor e do satélite;

dm – efeitos de multicaminho;

ε_{PDr}^S – erro da medida da pseudodistância (CARMO, 2018).

Subtraindo-se (2.26) de (2.25) temos:

$$PD_{Rf1}^S - PD_{Rf2}^S = (I_{rf1}^S + b_{f1} + b^{f1}) - (I_{rf2}^S + b_{f2} + b^{f2}). \quad (2.27)$$

Utilizando as equações (2.20) e (2.21) em (2.27) e reorganizando, temos:

$$PD_{Rf1}^S - PD_{Rf2}^S = \frac{40,3}{f_1^2} TEC - \frac{40,3}{f_2^2} TEC + b_{f1} - b_{f2} + b^{f1} - b^{f2}, \quad (2.28)$$

Sejam: $(b_{f1} - b_{f2}) = DCB_r$ e $(b^{f1} - b^{f2}) = DCB^S$, onde DCB_r e DCB^S são os atrasos instrumentais devido ao receptor e o satélite, respectivamente.

Substituindo as relações em 2.28, temos:

$$PD_{Rf1}^S - PD_{Rf2}^S = 40,3 \left(\frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right) TEC + DCB_r + DCB^S, \quad (2.29)$$

e, isolando-se o TEC:

$$TEC = \frac{(PD_{Rf1}^S - PD_{Rf2}^S) - (DCB_r + DCB^S)}{40,3 \left(\frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right)}. \quad (2.30)$$

2.1.4 Cálculo do TEC a partir da fase da onda portadora

A fase de onda portadora é uma observável mais precisa que a pseudodistância (MONICO, 2008). Ela é obtida através da medida dos intervalos entre o receptor e o satélite. A distância entre eles possui um número de ciclos inteiros desconhecidos mais a fração de um ciclo medido. Um receptor de GPS não consegue diferenciar um ciclo de outro, nem é capaz de determinar o número de ciclos completos entre o receptor e o satélite. O que é possível de se medir é a fração do ciclo, o número inicial de ciclos completos permanece desconhecido ou ambíguo. O receptor é capaz, entretanto, de se lembrar das mudanças de fase após a ignição, de modo que a ambiguidade inicial do ciclo permanece inalterada ao longo do tempo, desde que não haja atenuantes ou perda do sinal (CARMO, 2018; MONICO, 2008).

As equações 2.31 e 2.32 a seguir referem-se à fase portadora em um determinado instante t (CARMO, 2018).

$$\phi_{rf1}^S = \rho_r^S + c[dt_r - dt^S] - I_{rf1}^S + T_r^S + b_{rf1} + b_{f1}^S + \lambda_{f1}N + \varepsilon_{\phi r}^S \quad (2.31)$$

e

$$\phi_{rf2}^S = \rho_r^S + c[dt_r - dt^S] - I_{rf2}^S + T_r^S + b_{rf2} + b_{f2}^S + \lambda_{f2}N + \varepsilon_{\phi r}^S, \quad (2.32)$$

em que :

ϕ_r^S – fase da onda nas portadoras L₁ e L₂;

c – velocidade da luz no vácuo;

dt_r e dt^S – erro do relógio no receptor e no satélite;

I_{rf}^S e T_r^S – erros devido à refração ionosférica e troposférica, respectivamente;

b_f e b^f – atrasos instrumentais do receptor e do satélite;

dm – efeitos de multicaminho;

λ_f – comprimento de onda nas portadoras;

N – ambiguidade da fase.

Subtraindo-se 2.32 de 2.31, temos:

$$\phi_{rf1}^S - \phi_{rf2}^S = -I_{rf1}^S + I_{rf2}^S + b_{rf1} - b_{rf2} + b_{f1}^S - b_{f2}^S + \lambda_{f1}N - \lambda_{f2}N \quad (2.33)$$

E utilizando a relação em 2.20, temos:

$$\phi_{rf1}^S - \phi_{rf2}^S = 40,3 \left(\frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right) \text{TEC} + b_r^\phi - b^\phi + \lambda_{f1}N - \lambda_{f2}N, \quad (2.34)$$

em que $(b_{rf1} - b_{rf2}) = b_r^\phi$ e $(b_{f1}^S - b_{f2}^S) = b^\phi$

Assim, é possível se obter o TEC através da relação em (2.34):

$$\text{TEC} = \frac{(\phi_{rf1}^S - \phi_{rf2}^S - b_r^\phi - b^\phi - \lambda_{f1}N + \lambda_{f2}N)}{40,3 \left(\frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right)} \quad (2.35)$$

2.1.5 Cálculo do TEC através do software do Boston College – Gopi Seemala

Gopi K. Seemala desenvolveu um software na Boston College University para o cálculo do TEC vertical. Este software de computador usa os erros do satélite fornecidos pela Universidade de Bern e calcula o erro do receptor, minimizando a variabilidade do TEC observado entre 02:00 e 06:00 LT. Ele calcula cada curva para um satélite em cada receptor e então ajusta à um polinômio de 4ª ordem para filtrar a variabilidade diurna e avaliar perturbações do TEC (VALLADARES et al., 2009). Além disso, ele usa os valores do código para as frequências L₁ e L₂ a fim de se eliminar o efeito dos erros do relógio e de vapor troposférico, para calcular valores relativos do *slant* TEC, o TEC entre o receptor e um satélite. Este software é capaz de identificar automaticamente depleções do TEC ao examinar o traço para cada satélite em cada uma das estações da América do Sul utilizando dois filtros BPF (do inglês, *Band Pass Filter*) a fim de obter valores de corte, onde as estruturas são observadas em dois intervalos, um de 3 a 40 min e o segundo de 25 a 120 min (SEEMALA, 2012; SEEMALA; VALLADARES, 2011).

Para que seja possível que o software identifique depleções/ bolhas no TEC, deve-se selecionar o ângulo de elevação acima de 30° (SEEMALA; VALLADARES, 2011). Para mais detalhes, consultar as referências citadas.

Este método é capaz de processar grande quantidade de arquivos de uma vez, podendo ser os arquivos RINEX do mês, ano completo e todas as estações/diretórios. Ele importa as efemérides (tabela astronômica) dos arquivos de navegação do IGS (do inglês *International GS Service*); é capaz de baixá-los automaticamente pela internet; ler os erros do satélite dos arquivos de código DCB IGS e, se não estiverem disponíveis, os calcular; calcula também os erros de inter-canais para diferentes satélites nos receptores e plota os valores de TEC vertical e escreve os arquivos de saída em ASCII (com extensões .CMN e .STD) no mesmo diretório em que se encontram os dados (SEEMALA, 2012).

O *slant* TEC é calculado através da fase e da pseudo distância dos satélites, e assim o TEC é contaminado com os erros de receptor do satélite. Então, o STEC desejado é:

$$\text{TEC} = \text{STEC} + \text{BRx} + \text{BRich} + \text{Bsat}, \quad (2.36)$$

em que BRx, BRich, Bsat são os erros do receptor, intercanal e satélites.

E para se obter apenas o STEC:

$$\text{STEC} = \text{TEC} - \text{BRx} - \text{BRich} - \text{Bsat}. \quad (2.37)$$

2.2 Digisondas

Uma das maneiras de se investigar a ionosfera é utilizando técnicas de radiossondagem em solo por radares denominados ionossondas (Reinisch, 2004 NOGUEIRA, 2009). As primeiras ionossondas foram desenvolvidas como instrumentos simples que mediam o tempo de recepção dos ecos dos pulsos modulados de sinais de alta frequência HF (acrônimo do inglês, *High Frequency*) (BREIT; TUVE, 1926; NOGUEIRA, 2009). Em 1926, Breit e Tuve provaram a existência de uma camada ionizada na atmosfera terrestre através da utilização de receptores de ecos ionosféricos com pulsos magnéticos de alta frequência (BREIT; TUVE, 1926).

As ionossondas passaram por grandes melhoramentos nas últimas décadas e seus modelos analógicos evoluíram para modernos sistemas digitais. O modelo utilizado nesse trabalho é o da Digissonda, construída pelo Lowell Massachussets Group, USA.. A Digissonda é um sistema transmissor-receptor que emite pulsos de energia eletromagnética em frequências que variam de 1 a 30 MHz (VALENTIM, 2015). Os pulsos são transmitidos com potência de pico ~10 kW para os modelos de Digissondas DGS 256 e da ordem de 300 W para as Digissondas do tipo Digisonde Portable Sounder, DPS (REINISCH, 1986; CÂNDIDO, 2008).

A transmissão das ondas polarizadas é feita usando duas antenas receptoras tipo Delta em planos cruzados, que são dispostas da forma de um triângulo equilátero com 60 m de comprimento na base, e com uma das antenas localizadas no centro do triângulo (VALENTIM, 2015).

As Digisondas são utilizadas para medir diretamente o tempo t no qual o pulso de ondas de rádio leva para atingir a ionosfera e retornar, como uma função da frequência. O tempo pode ser utilizado para calcular a altura virtual (h') da ionosfera, através da expressão (NOGUEIRA, 2009):

$$h' = \frac{1}{2} ct, \quad (2.38)$$

em que c é a velocidade da onda eletromagnética no vácuo. Devido ao fato da velocidade do pulso ser menor do que a da luz e variar com a densidade eletrônica do meio da propagação, a altura real na qual a reflexão aconteceu é sempre menor do que a virtual. Isso se deve a um retardo do sinal eletromagnético causado pela ionização existente abaixo do ponto de reflexão (VALENTIM, 2015).

O princípio básico de funcionamento da Digissonda consiste na reflexão e refração das ondas eletromagnéticas através do plasma ionosférico. Desprezando os efeitos do campo geomagnético e as colisões entre partículas, o índice de refração do plasma μ ionosférico é obtido da forma (VALENTIM, 2015):

$$\mu^2 = 1 - X = 1 - \left(\frac{f_n}{f}\right)^2, \quad (2.39)$$

em que f é a frequência da onda, $f_n^2 = \frac{N_e e^2}{4\pi^2 \epsilon_0 m}$, e, N_e , m e ϵ_0 são a carga, a densidade, a massa dos elétrons e a permissividade elétrica no vácuo. Na atmosfera neutra, o índice de refração é igual a 1, N_e é nulo e, por isso, X também é nulo. Entretanto, a partir da altura em que N_e é diferente de zero devido à presença dos elétrons livres, $X > 0$ e assim μ tende a ficar cada vez menor até anular-se, quando ocorre a reflexão da onda incidente (VALENTIM, 2015). Assim, a Equação (2.39) se reduz à:

$$f^2 = \frac{N_e e^2}{4\pi^2 \epsilon_0 m}. \quad (2.40)$$

Os ecos do sinal refletido pelas camadas da ionosfera são registrados através de ionogramas, que são gráficos da medida da amplitude do sinal com a

frequência e a altura (VALENTIM, 2015). Os dados da sondagem são pré-processados pela Digissonda através do software ARTIST (*Automatic Real Time Ionogram Scaler with True Height*) e depois podem ser manualmente editados pelo software SAO-Explorer (*Standard Archive Output Format*). Alguns dos parâmetros ionosféricos que se pode obter são: a altura virtual, $h'F$, a frequência crítica da camada F ($foF2$) e a altura do pico da camada (hmF_2) (CÂNDIDO, 2008; VALENTIM, 2015). A partir de dados processados pode-se obter perfis verticais de densidade, os valores da velocidade de deriva vertical, verificar as assinaturas de propagação de ondas ou mesmo verificar o tipo de espalhamento e suas possíveis causas. Estes parâmetros são úteis no diagnóstico da ionosfera em um raio de 600 km a leste e a oeste da estação de sondagem.

2.3 Metodologia

Nesta seção será apresentada a metodologia utilizada nesse trabalho para se analisar a resposta ionosférica.

Um dos parâmetros utilizados para se analisar o comportamento da ionosfera equatorial e de baixas latitudes foi o Conteúdo Eletrônico Total, TEC. Os dados utilizados para o cálculo do TEC, foram fornecidos pela Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo, RBMC, gerenciado pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, IBGE.

As estações receptoras de GPS foram escolhidas de modo a representar as principais regiões de interesse: a região equatorial ou suas proximidades: Belém (BEPa), São Luís (SALU) e Teresina (PITN), e as cristas da EIA: Boa Vista (BOAV), Cuiabá (CUIB), Campo Grande (MSCG) e São José dos Campos (SJSP).

Os dados originais de Digissonda da região equatorial, em São Luís, foram obtidos do Programa de Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial, o EMBRACE e foram processados manualmente utilizando-se o software SAO Explorer.

Além disto, utilizamos alguns gráficos como ionogramas e directogramas para ilustrar a ocorrência e distribuição de irregularidades de plasma durante alguns eventos. Imagens da emissão OI 630,0 nm obtidas em Manaus, AM, foram utilizadas para ilustrar eventos de bolhas de plasma na região ionosférica equatorial, para um estudo de caso, como o evento de 2016.

Um estudo de caso referente ao ano de 2017 utilizou imagens obtidas na região do Cariri, PB, e foram obtidas do site do EMBRACE. Finalmente, utilizamos dados de magnetômetros para se verificar a resposta local do campo geomagnético nos estudos de casos apresentados. Os dados da componente horizontal do campo geomagnético no Brasil foram fornecidos pelo EMBRACE e as estações analisadas foram, na medida do possível, selecionadas para coincidir com as estações para as quais se analisou o VTEC, a saber: Eusébio, Cuiabá e Cachoeira Paulista.

A força do eletrojato equatorial, EEJ, foi analisada apenas para Jicamarca/Piura, devido à inexistência de dados de magnetômetros na região equatorial brasileira até para o período analisado nesse trabalho. Os dados foram extraídos da rede LISN (acrônimo do inglês, *Low Latitude Ionospheric Sensor Network*) e da rede de magnetômetros SAMBA-AMBER (acrônimo do inglês *South American Meridional B-Field Array e African Meridian B-Field Education and Research*).

A Tabela 2.2 apresenta um sumário das estações, dos instrumentos utilizados bem como de suas coordenadas geográficas e geomagnéticas. A Figura 2.3 dispõe um mapa com as mesmas estações, mostrando onde se localizam em relação ao equador magnético e a 20° N e 20° S. A legenda mostra quais marcadores representam os instrumentos. Note que em algumas estações existem mais de um tipo de instrumento.

Tabela 2.2 - Coordenadas das Estações.

| Sigla/Estação | GPS | Mag | Digi | Imagem | Lat Geog | Long Geog | Lat. Dip |
|--------------------------------|------------|------------|-------------|---------------|-----------------|------------------|-----------------|
| Boav Boa Vista | x | - | - | - | 02° 48' 02" N | 60° 40' 33" W | 18,2 |
| PIU Piura | - | x | - | - | 05°11' 40" S | 80° 37' 58" W | 12,35 |
| JICA Jicamarca | - | x | - | - | 11° 57' 05" S | 76° 52' 28" W | 0,39 |
| Manaus | - | - | - | x | 03° 01' 22" S | 60° 03' 18" W | 7,38 |
| BEPA Belém do Pará | x | - | - | - | 01° 26' 28" S | 48° 26' 40" W | -2,11 |
| SALU São Luís | x | - | x | - | 02° 35' 39" S | 44° 12' 35" W | -9,14 |
| PITN Teresina | x | - | - | - | 05° 05' 21" S | 42° 48' 06" W | -15,58 |
| EUS Eusebio | - | x | - | - | 03° 52' 48" S | 38° 25' 28" W | -18,55 |
| Cariri | - | - | - | x | 07° 23' 21" S | 36° 32' 21" W | -26,58 |
| CUIB Cuiabá | x | x | - | - | 15° 33' 17" S | 56° 04' 10" W | -18,1 |
| MSCG Campo Grande | x | - | - | - | 20° 30' 24" S | 54° 37' 04" W | -26,51 |
| Cachoeira Paulista | - | x | - | - | 22°42' 07" S | 45°00' 52" W | -37,9 |
| SJSP São José dos Campos | x | - | - | - | 23° 12' 31"S | 45° 57' 49"W | -37,65 |

Fonte: Adaptado de Denardini et al (2018a).

Figura 2.3 - Ilustração representando a localização das estações utilizadas.



Fonte: Adaptado de Google Maps (2020).

2.3.1 Parâmetros solares e índices geomagnéticos

Para as análises das tempestades geofetivas foram utilizados dados do National Space Science Data Center's Omni Web (https://omniweb.gsfc.nasa.gov/ow_min.html), que incluem: os parâmetros solares, interplanetários e índices geomagnéticos de:

- Alta Resolução

Estes dados tem resolução de minutos: a velocidade do vento solar, V_{sw} , em km/s; a densidade do plasma N_p , em $1/cm^3$, o campo magnético interplanetário $|B|$, em nT e suas componentes B_x , B_y e B_z , e nT, no sistema de coordenadas GSM; a componente E_y do campo elétrico interplanetário, em mV/m e os índices geomagnéticos AE, AU, AL, e SYM-H, em nT.

- Baixa Resolução

Os dados de baixa resolução utilizados foram o de resolução horária: a saber: o fluxo Solar F10.7 (SFU) e o índice Kp.

As imagens dos Buracos Coronais associados aos HSSs, foram retiradas do repositório *Solar Terrestrial Activity Report, Solen Info* (<https://solen.info/solar/index.html>).

2.3.2 Método de Análise

Nesse trabalho são analisados dados em um período de aproximadamente 730 dias, ou seja, ~2 anos. A primeira inspeção partiu da utilização do catálogo de “Histórico de Buraco Coronal” do site (https://solen.info/solar/coronal_holes.html).

No site é possível verificar o rótulo e a localização do buraco coronal, a localização do Buraco Coronal, o período em que houve estruturas geofetivas causadas pelo buraco coronal, o intervalo em que o buraco se manteve geofetivo, o intervalo da perturbação geomagnética, o Kp dominante, o Kp máximo, o AP máximo e o valor aproximado da velocidade máxima do vento solar (km/s), além de um comentário referente ao buraco coronal, ou alguma possível CME que estava presente, como verificado na Figura 2.4:

Figura 2.4 - Catálogo de Buracos Coronais do site Solen Info.

Coronal hole history

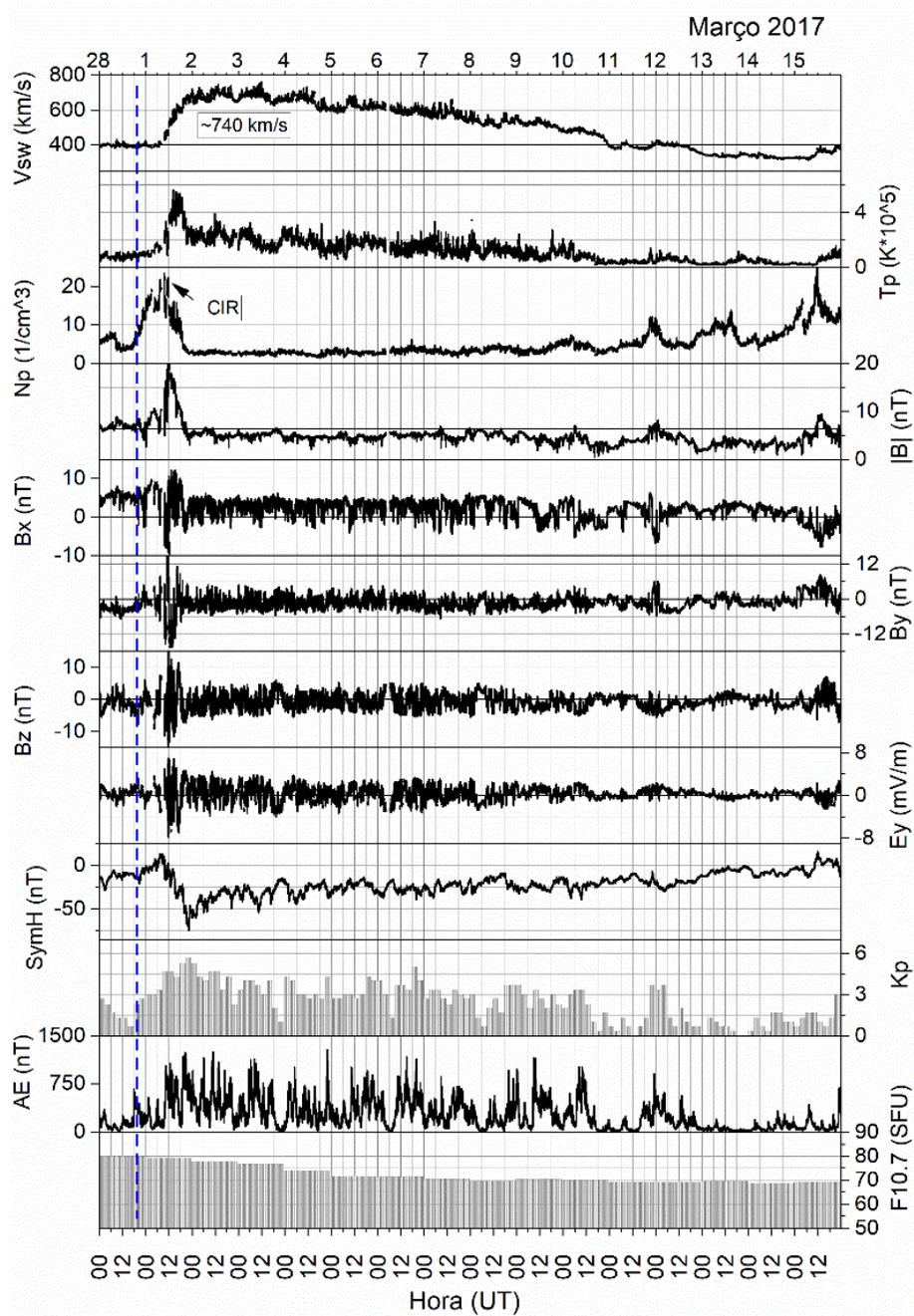
| STAR Coronal hole tag | Location | Earth facing position date interval | Geomagnetic disturbance date interval | Kp dominant / Kp max / ap max | Max solar wind speed (km/s) | Comment |
|-----------------------|------------------|-------------------------------------|---------------------------------------|-------------------------------|-----------------------------|------------|
| CH945 | northern | 2019.11.16-2019.11.18 | | -/-/- | | ref. CH941 |
| CH944 | trans equatorial | 2019.11.12-2019.11.13 | 2019.11.16 | 2/2/9 | 417 | ref. CH940 |
| CH943 | trans equatorial | 2019.11.06-2019.11.08 | 2019.11.11 (uncertain source) | 2/3/12 | 366 | |
| CH942 | southern | 2019.10.26-2019.10.28 | 2019.10.30-2019.10.31 | 2/4/22 | 456 | ref. CH939 |
| CH941 | trans equatorial | 2019.10.20-2019.10.24 | 2019.10.24-2019.10.28 | 4/5/56 | 693 | ref. CH938 |
| CH940 | trans equatorial | 2019.10.17 | none | -/-/- | | ref. CH937 |
| CH939 | southern | 2019.09.30-2019.10.01 | 2019.10.04-2019.10.05 | 2/3/15 | 451 | ref. CH936 |
| CH938 | trans equatorial | 2019.09.24-2019.09.26 | 2019.09.27-2019.10.01 | 4/5/56 | 758 | ref. CH935 |
| | trans | | | | | |

Fonte: Solen Info. (2019)

Após encontrar os possíveis buracos coronais geofetivos, foi feito o *download* dos dois anos de dados no site Omni Web (https://omniweb.gsfc.nasa.gov/ow_min.html), da NASA, para construir gráficos como o da Figura 2.5. Neste gráfico é possível se identificar as características

de uma tempestade por buracos coronais, como a assinatura do CIR, o aumento da velocidade do vento solar, do campo magnético $|B|$, os valores de AE, Kp e Sym-H. Neste caso, houve aumento na densidade no dia 01 de março, seguido de aumento da velocidade de ~ 400 km/s para 740 km/s por 10 dias, bem como o aumento no campo magnético, $|B|$. Este é um caso típico de assinatura de CIR, de acordo com a literatura (ECHER et al., 2011; KAVANAGH; DENTON, 2007; TSURUTANI et al., 1995, 2006a; VERKHOGLYADOVA et al., 2013). O Sym-H atingiu valores de -50 nT, e só se recuperou quando a velocidade do vento solar voltou para velocidades abaixo de 400 km/s. O índice AE também aumentou em valores superiores a 750 nT por quase todo o período, bem como o Kp que se manteve abaixo de

Figura 2.5 - Parâmetros interplanetários e geomagnéticos.



Dados obtidos em Omniweb.

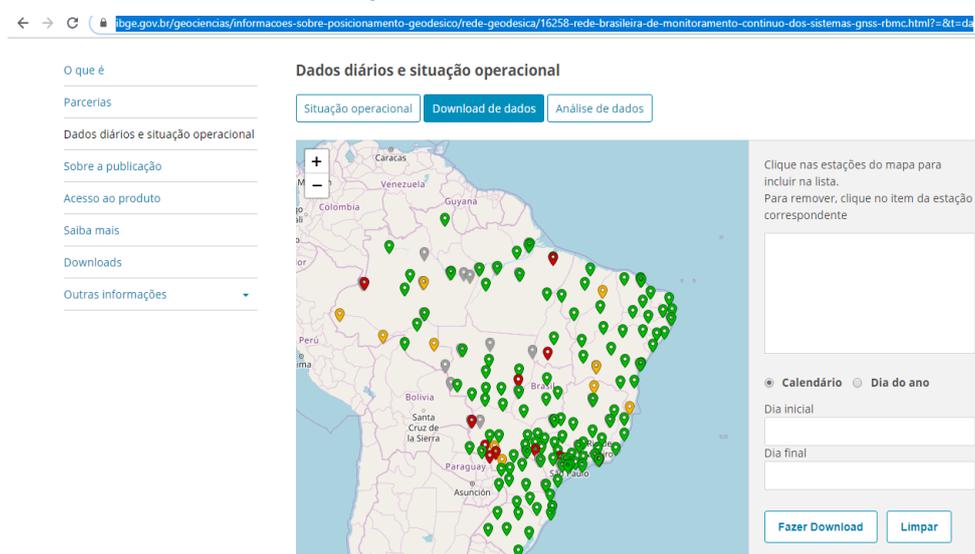
Fonte: Produção da Autora.

Inicialmente, os dados foram analisados mês a mês para os anos de 2016 e 2017 para verificar-se quando havia aumentos na velocidade do vento solar para valores acima de 400 km/s que correspondiam aos casos listados no catálogo do site Solen. Entretanto, foram selecionadas, majoritariamente, as tempestades

geomagnéticas moderadas, ou seja, $50 \text{ nT} \leq |\text{Sym-H}| \leq 110 \text{ nT}$, segundo (GONZALEZ et al., 1994), que são as mais comumente causadas por CIRs/HSSs.

Após a análise dos parâmetros anteriores, foi feito o *download* dos dados de geoposicionamento para se calcular o TEC a partir do site RBMC/IBGE, (<https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-sobre-posicionamento-geodesico/rede-geodesica/16258-rede-brasileira-de-monitoramento-contnuo-dos-sistemas-gnss-rbmc.html?=&t=dados-diaricos-e-situacao-operacional>), conforme ilustra a Figura 2.6.

Figura 2.6 - Site RBMC.



Fonte: RBMC (2019).

Os dados das observáveis são fornecidos em arquivos comprimidos que precisam ser descomprimidos e renomeados antes de serem processados pelo software Gopi-Seemala para o cálculo do TEC. O arquivo final é .STD, que é utilizado para construir gráficos de TEC.

A análise da variação temporal do TEC e do seu desvio percentual com relação ao valores médios foi baseado em (CANDIDO et al., 2018).

A variação do TEC, ΔTEC , é obtida a partir da subtração do valor médio dos cinco dias mais calmos do valor do dia que deseja analisar

$$\Delta VTEC = VTEC - VTEC_{5QD}. \quad (2.41)$$

Com o valor da variação do VTEC é possível calcular o desvio percentual conforme expressão a seguir:

$$VTEC_{DEV\%} = \left(\frac{VTEC - VTEC_{5QD}}{VTEC_{5QD}} \right) \times 100\%. \quad (2.42)$$

Conforme já mencionado na introdução, a mesma técnica foi utilizada considerando o dia mais calmo antes da tempestade de modo a avaliar a diferença entre os mesmos e a possível utilidade deste conceito para estudos ionosféricos. Dessa forma evita-se a possibilidade de que o valor do TEC dos 5 dias mais calmos esteja 'contaminado' por alguma perturbação residual devido, por exemplo, a uma tempestade anterior. As expressões para o Δ TEC referente ao dia mais calmo antes da tempestade são:

$$\Delta VTEC = VTEC - VTEC_{CBS} \quad (2.43)$$

e

$$VTEC_{DEV\%} = \left(\frac{VTEC - VTEC_{CBS}}{VTEC_{CBS}} \right) \times 100\% \quad (2.44).$$

Ao longo do trabalho, sentiu-se necessidade de se incluir outros parâmetros locais.

Um parâmetro de grande importância na análise da variação da ionosfera é a altura da camada F na região equatorial, hmF2, que se refere à altura do pico de densidade da camada F. O hmF2 é obtido a partir do processamento manual de dados originais, e suas variações ao longo do tempo servem como um diagnóstico de como a ionosfera está sendo influenciada por agentes externos como campos elétricos oriundos de tempestades geomagnéticas, por exemplo. Neste trabalho foi gerado também a variação do hmF2 em frequências fixas, de 1 a 10 MHz, mostrado em um gráfico de isolinhas. Além disto, o valor de hmF2 foi comparado com o valor médio dos 5 dias mais calmos do mês de ocorrência da tempestade.

Os ionogramas obtidos com os registros em São Luís, os quais são gráficos da variação da altura da camada com a frequência crítica do plasma, foF2, foram inspecionados para se verificar a possível ocorrência de irregularidades de plasma, genericamente conhecido como spread-F.

Além disto, utilizamos gráficos da distribuição dos ecos refletidos pelas irregularidades, chamados de Directogramas, que fornecem informações sobre a extensão temporal e espacial das irregularidades na área de cobertura da Digissonda, ou seja, a ~ 600 km a leste e a oeste da estação de sondagem.

As imagens *all-sky* da emissão OI 630.0 nm obtidas por imageadores em Manaus e Campina Grande, ou seja, a oeste e a leste da região longitudinal dos instrumentos usados para o TEC, visam apenas ilustrar a presença e morfologia de eventuais bolhas de plasma porventura desenvolvidas nas noites de ocorrência das tempestades. A taxa volumétrica máxima da emissão OI 630.0 nm ocorre na base da camada F, em ~250 km de altitude, e as variações na intensidade dessa emissão nas imagens são uma assinatura da presença de bolhas de plasma. Outras informações sobre derivas zonais, bifurcações e extensão latitudinal das bolhas são passíveis de serem analisadas com estes dados, mas não são o escopo deste trabalho, e foram deixadas para estudos posteriores.

Incluimos ainda, dados de magnetômetros localizados nas mesmas estações pelas seguintes razões: o índice Sym-H é um indicador global da corrente anelar, medido em poucas estações equatoriais. Os valores fornecidos de Sym-H são médias dos valores máximos em cada estação, de modo que esse pode não refletir com precisão variações locais do campo geomagnético. A medida da componente horizontal H do campo magnético nas estações locais é considerada uma boa aproximação de Sym-H. Deste modo, foi criado nos estudos de caso um painel onde se apresenta a variação temporal do Sym-H e dos ΔH de quatro estações, sendo uma delas peruana e três brasileiras: Jicamarca, Eusébio, Cuiabá e Cachoeira Paulista. Os dados de Jicamarca foram escolhidos como o indicador mais próximo de H no equador magnético devido à inexistência de dados de magnetômetros na região equatorial brasileira. O ΔH

foi calculado subtraindo-se a curva dos 5 dias mais calmos conforme procedimento proposto em (CHEN, 2019; DENARDINI et al., 2015, 2018b).

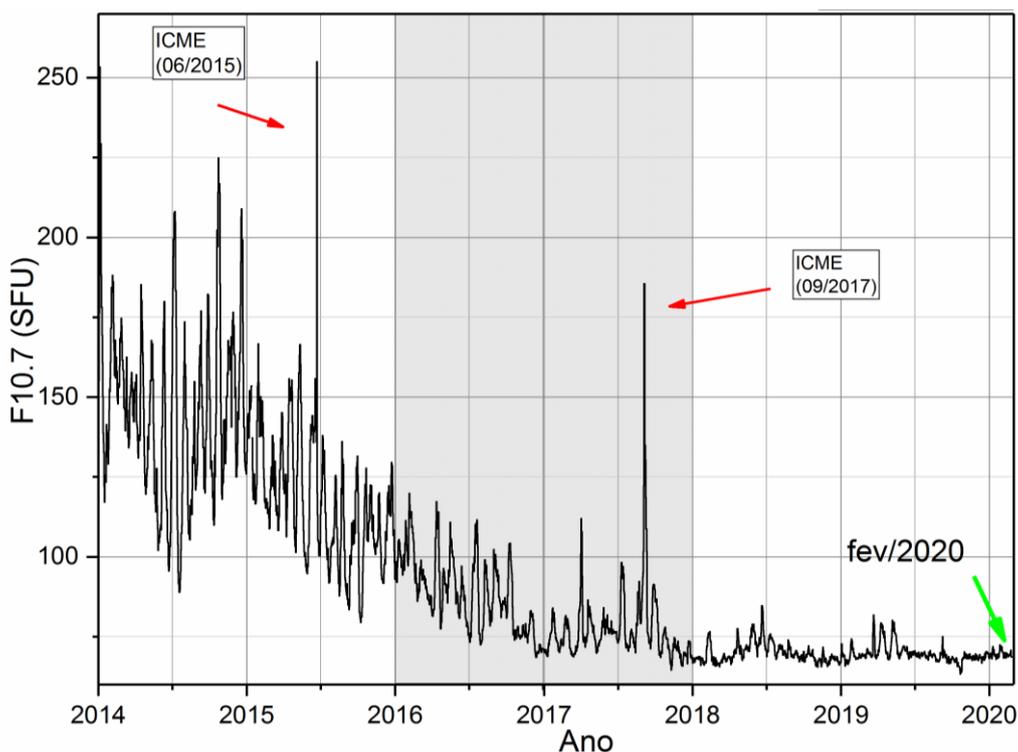
Os dados do Eletrojato equatorial foram analisados entre Jicamarca e Piura através da rede de magnetômetros SAMBA-AMBER, disponibilizado na página <http://magnetometers.bc.edu/index.php/downloads>. Para analisar os valores fornecidos para o eletrojato, também se utilizou a curva média dos 5 dias mais calmos como valor de referência, como foi feito para o VTEC e o hmF2. Estes dados são fornecidos prontos na base de dados da rede SAMBA-AMBER, eles são calculados conforme (YIZENGAW et al., 2014) e (ANDERSON et al., 2002). O ΔH de cada uma das estações Jicamarca e Piura é calculado subtraindo-se a curva da 00:00 LT para cada dia, depois, é feita a subtração entre a estação próxima a região equatorial e a aproximadamente 6° ou 9° de distância do equador magnético.

Finalmente, foi feita uma análise estatística que incluiu os valores de VTEC calculados para as estações selecionadas durante todas as tempestades que obedecessem ao critério $50 < |\text{Sym-H}| < 110$ nT nos anos de 2016 e 2017.

3 RESULTADOS

Nesse trabalho, foram escolhidos os anos de 2016 e 2017, que representam a fase descendente do ciclo solar 24, para se estudar tempestades moderadas causadas por CIR/HSSs e elaborar um estudo estatístico da resposta ionosférica de baixas latitudes a estas tempestades geomagnéticas. A Figura 3.1 apresenta a variação do fluxo solar, através do índice F10.7, que é outra maneira de se inferir o nível de atividade solar, desde 2015 até 2020, que é considerado o mínimo do ciclo solar 24. A região cinza delimita o período de estudo deste trabalho: 2016 e 2017. As setas indicam dois eventos relacionados a ICMEs desta fase que resultaram nas tempestades mais intensas do período descendente, as quais, porém, não são estudadas aqui.

Figura 3.1 – Fluxo Solar, F10.7, em SFU.



Fonte: Produção da autora.

A Figura 3.2 apresenta a variação temporal dos parâmetros solares, interplanetários e dos índices geomagnéticos nos anos de 2016 e 2017. Os painéis de a) à l) apresentam, respectivamente, a velocidade do feixe de vento

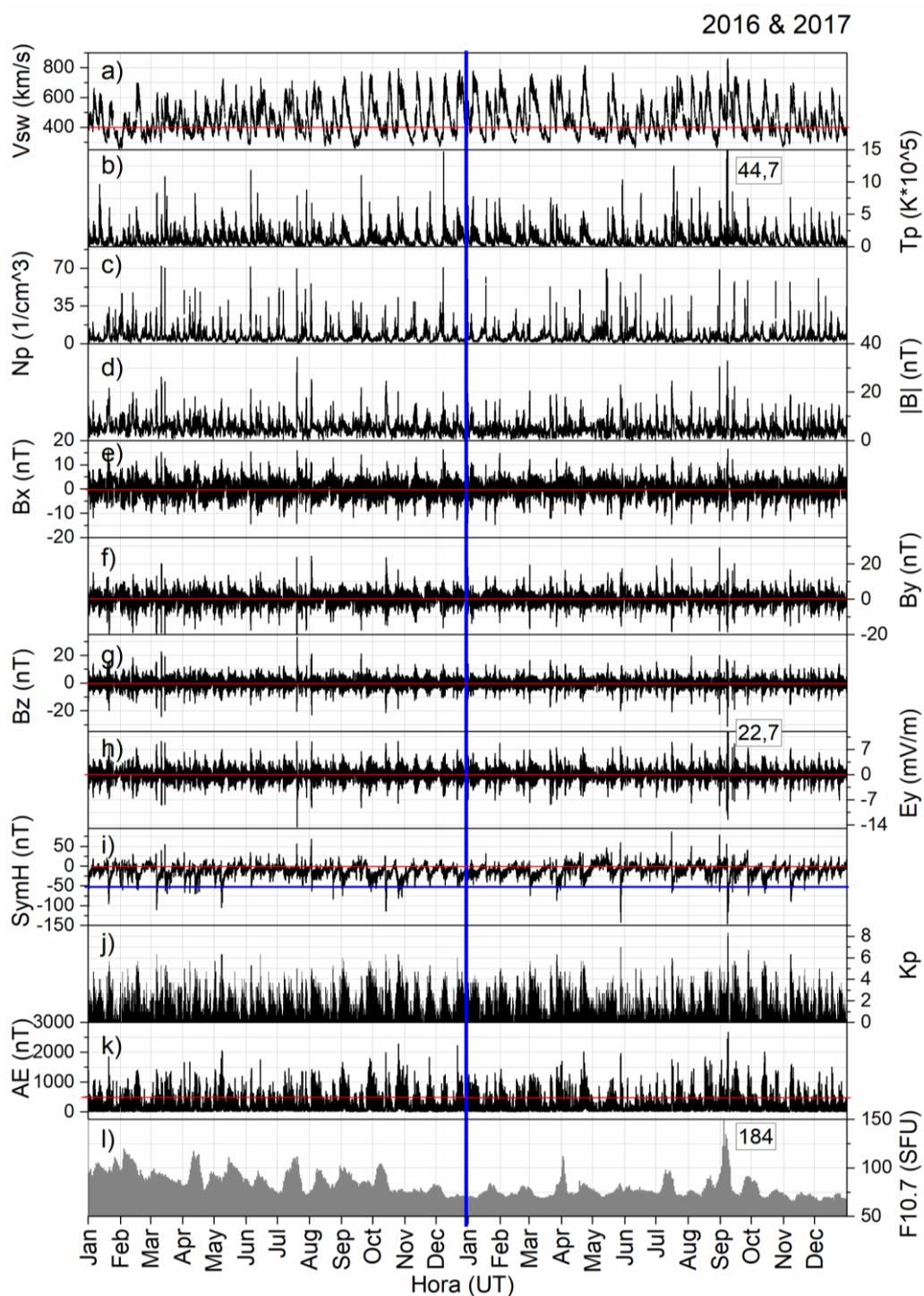
solar, V_{sw} (km/s); a temperatura de prótons, T_p (K); a densidade de prótons N_p ($1/cm^3$); o campo magnético interplanetário, $|B|$ (nT); as componentes B_x , B_y e B_z do campo magnético interplanetário, em nT; o campo elétrico interplanetário E_y (mV/m); o índice Sym-H, que representa a variação da corrente anelar, em nT, o índice K_p que representa as perturbações na componente horizontal do campo magnético terrestre; o índice de atividade do Eletrojato Auroral, AE (nT) e o índice do fluxo solar F10.7 (em SFU).

De acordo com (KIVELSON; RUSSELL; BROWN, 1996), as características médias do vento solar são: velocidade 450 km/s; temperatura $1,5 \times 10^5$ K; densidade 6,6 partículas/ cm^3 ; e o campo magnético de 7 nT.

Na Figura 3.2 verifica-se em a) que a velocidade aumentou diversas vezes, atingindo valores entre 600 e 800 km/s. Isso pode ser explicado pela diminuição da atividade solar neste período do ciclo e aumento do número de buracos coronais em latitudes mais próximas ao equador solar, como já mencionado no Capítulo 1. No painel b) verifica-se diversos picos de temperatura; no painel c), é possível identificar picos na densidade N_p , ao longo dos dois anos. Isso pode ser explicado pela ocorrência de regiões de interação entre feixes lentos e rápidos, que resultam em regiões de compressão do plasma e consequente aumento da densidade.

No painel d) observa-se a variação do campo magnético interplanetário com diversos picos e oscilações, que também são observados nas componentes B_x , B_y e B_z , nos painéis e), f) e g).

Figura 3.2 - Variação temporal de parâmetros solares, interplanetários e índices geomagnéticos entre os anos de 2016 e 2017.



Dados obtidos em: OmniWeb Nasa (<https://omniweb.gsfc.nasa.gov>).

Fonte: Produção da autora.

No painel h) verifica-se o campo elétrico interplanetário E_y que apresenta alta variabilidade, e que representa a convecção de plasma na região polar. As componentes leste - oeste do campo elétrico interplanetário são responsáveis por gerar correntes de campo alinhado que irão se conectar em pontos da ionosfera em que ambos os lados estão centrados ao meio dia (BANKS et al., 1984).

O índice Sym-H, no painel i), apresenta valores mínimos menores que -50 nT por diversas vezes durante o período.

O índice Kp, que se encontra no painel j), apresentou valores entre ~ 1 a 8^+ durante estes anos, o que indica que houve perturbações no campo magnético terrestre.

O Eletrojato Auroral (AE) no painel k) também apresentou oscilações com valores que atingiram até 2700 nT.

Por fim, o painel l) apresenta valores de fluxo solar para os anos de 2016 e 2017. Com exceção de um aumento mais significativo em setembro de 2017 causado por um evento de ICME, o fluxo solar diminuiu entre 2016 e 2017., durante a fase descendente do ciclo 24. A Tabela 3.1 apresenta o valor médio anual do fluxo solar desde o ano de 2014.

Tabela 3.1- Valores Médios de F10.7 de 2014 - 2020.

| Ano | F10.7 (SFU) |
|------|-------------|
| 2014 | 145,9 |
| 2015 | 117 |
| 2016 | 88,8 |
| 2017 | 77,3 |
| 2018 | 69,9 |
| 2019 | 69,67 |
| 2020 | 69,64 |

Fonte: Produção da Autora

3.1 A ionosfera equatorial e de baixas latitudes no Brasil durante os anos 2016 e 2017

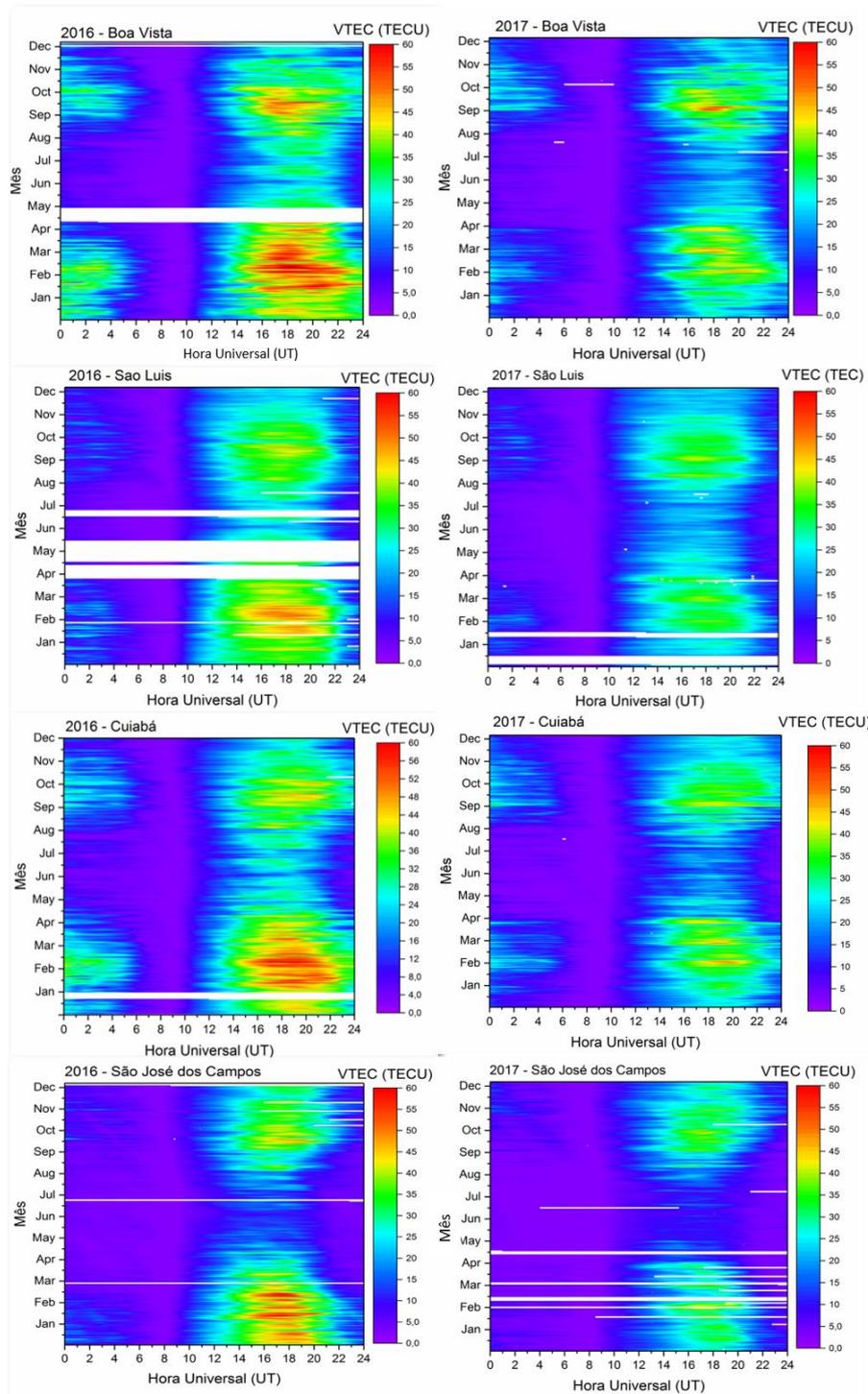
Para se investigar a resposta da ionosfera de baixas latitudes no Brasil às tempestades geomagnéticas causadas por CIRs/HSSs, analisamos o comportamento do Conteúdo Eletrônico Total Vertical, VTEC, em quatro regiões representativas da ionosfera equatorial e de baixas latitudes: a região equatorial em São Luís, a crista norte e sul da anomalia equatorial da ionização, EIA, em Boa Vista e Cuiabá, respectivamente, e a borda da crista sul da EIA em São José dos Campos, conforme mostra a Tabela 2.2 do Capítulo 2.

A Figura 3.3 apresenta os gráficos de contorno das variações do VTEC calculados a partir de dados obtidos nas 4 estações mencionadas acima. À esquerda são mostrados os gráficos de contorno do TEC referente ao ano de 2016 e à direita os referentes ao ano de 2017, sendo o eixo x referente à hora universal (UT), onde $UT = LT + 3$, sendo LT a hora local (do inglês, *local time*).

O código de cores à direita representa os valores calculados de TEC e a sua escala de variação, e foi normalizada com base no valor máximo calculado no período para comparação. Observa-se que o VTEC apresenta uma variabilidade diária, com valores máximos atingidos em torno das 18:00 UT (15:00 LT) e valores mínimos em torno da 08:00 UT (05:00 LT). Observa-se também uma variação semianual, sendo os valores máximos observados nos equinócios de outono e de primavera respectivamente. Os valores mais baixos são observados no solstício de junho à noite (CANDIDO et al., 2018; DA COSTA; BOAS; DA FONSECA, 2004; JONAH et al., 2015). Com relação às localizações das estações, observa-se que os valores de VTEC foram mais elevados nas cristas da EIA, em Boa Vista, Cuiabá e São José dos Campos que em São Luís, sobretudo, no equinócio de outono e no período noturno, em 2016. Isto pode ser explicado em termos do efeito fonte, que é mais pronunciado nos equinócios. A borda da EIA, em SJC, apresentou valores mais baixos à noite que as outras estações no período noturno em 2016. Por outro lado, em 2017, os valores de VTEC em geral, diminuíram com relação aos observados em 2016. Isto pode ser interpretado como uma influência do menor fluxo solar médio nesse ano, como

mostra a Tabela 3.1. Os valores de VTEC em São Luís e São José dos Campos apresentam, em geral, valores mais baixos que nas outras estações.

Figura 3.3 - Variação Sazonal e temporal do VTEC em 4 estações brasileiras.



Fonte: Produção da autora.

Essa foi uma análise preliminar do comportamento geral do VTEC nos anos selecionados neste trabalho.

Não foi observado neste conjunto de dados a Anomalia de Inverno, mencionada no Capítulo 1, observa-se maiores valores de VTEC durante o verão do que durante o inverno ao longo dos dias todos, em todas as estações. Isso pode estar relacionado com o fato de se tratar de um período de baixa atividade solar.

No entanto, estamos interessados em saber como a ionosfera pode ter sido afetada por tempestades geomagnéticas moderadas tipicamente causadas por CIRs/HSSs nestes anos. Neste sentido, foram selecionadas três tempestades para estudo de casos. Posteriormente analisamos estatisticamente o comportamento de VTEC durante tais tempestades.

3.1.1 Tempestades 1 e 2 :05 - 12 de maio de 2016

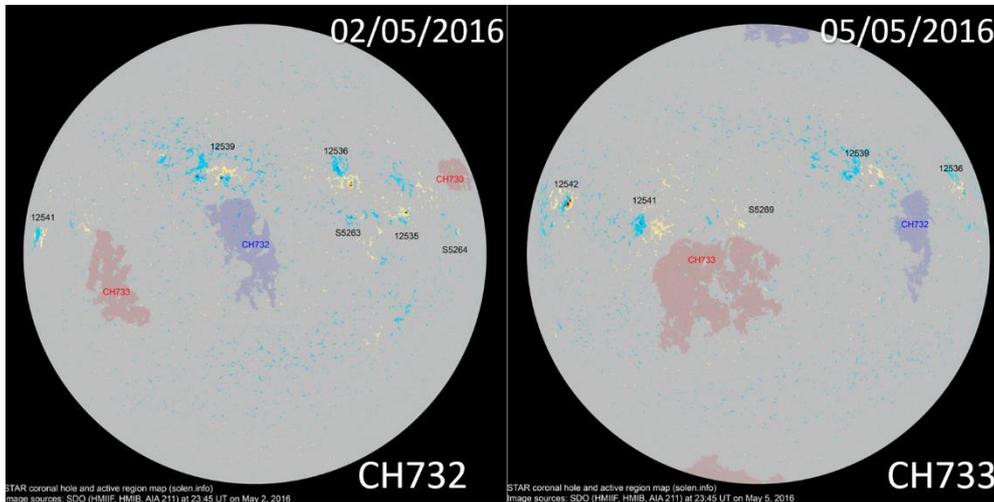
O ano de 2016 é caracterizado pela diminuição de regiões ativas no sol e pelo aparecimento de buracos coronais em latitudes mais baixas na coroa solar. Esses buracos emanam feixes rápidos de vento solar. Para serem geoeftivos, a componente horizontal do campo magnético deve apontar na direção da Terra e a vertical deve estar no sentido sul, o que leva ao processo de reconexão magnética do IMF - Bz e a magnetosfera, provocando uma tempestade geomagnética (HAJRA et al., 2017; RICHARDSON, 2018; TSURUTANI et al., 2006a).

Nesta seção apresentamos dois estudos de caso de tempestades geomagnéticas causadas por CIR/HSS no período entre 06 e 12 de maio de 2016.

Esses eventos estão associados a buracos coronais transitando no disco solar entre os dias 30/04 e 09/05, e que estiveram no centro do disco solar em ~23:45 UT nos dias 02/05 e 05/05, respectivamente conforme mostra a Figura 3.4. As imagens foram obtidas com filtros no comprimento de onda 211 Å, pelos instrumentos LASCO, CDS, EIT, SWAN, a bordo do satélite SOHO, e são apresentadas e organizadas no site Solen.info. Nelas identificamos dois buracos

coronais, um representado em azul (polaridade negativa) e rosa (polaridade positiva), além de algumas regiões ativas.

Figura 3.4 - Disco Solar e buracos coronais em maio de 2016.



Fonte: Solen (2016).

A velocidade do vento da primeira tempestade atingiu o valor máximo de 530 km/s em 07 de maio às 00:00 UT. Como a distância Sol-Terra é de aproximadamente 149.597.870,7 km (LUQUE; BALLESTEROS, 2019), calculamos que o tempo aproximado de viagem do feixe até a Terra, dado por:

$$\Delta t_{dias} = \frac{Dist. Sol-Terra}{V_{sw} \times 24 \times 3600} \quad (3.1)$$

é de 3 dias e 7 horas, o que parece concordar com o horário de início da tempestade às ~17:00 UT do dia 06/05.

O buraco coronal 733 esteve de face para Terra no final do dia 05/05, e a máxima velocidade do vento solar a ele associado foi de ~ 720km/s, resultando em um período de viagem aproximado de 2 dias e 10 horas, que parece concordar com o horário de início da tempestade às ~01:00 UT do dia 08/05.

A Figura 3.5 apresenta a variação dos parâmetros solares, interplanetários e índices geomagnéticos entre os dias 04/05 às 00:00 UT e às 23:59 UT do dia 12/05. O painel a) apresenta a velocidade do vento solar, V_{sw} (km/s), seguido

pela temperatura T_p (K) em b); a densidade N_p (partículas/cm³) em c); o campo magnético interplanetário, $|B|$, em nT em d). Em e), f) e g) encontram-se as componentes do IMF_B: B_x , B_y e B_z , em nT. No painel h) está o campo elétrico interplanetário, E_y em mV/m. Os três últimos índices são: i) Sym-H, j) Kp e k) AE, em nT. Por fim, no painel l), o fluxo solar, F10.7, em SFU. Há uma falha nos dados do meio interplanetário durante ~ 12 horas no dia 6 a partir das 00:00 UT.

O painel a) mostra dois eventos de HSS, com velocidades máximas de 530 e 720 km/s. A temperatura T_p também se eleva durante os HSS.

A primeira tempestade teve sua fase inicial das 14:00 UT às 17:00 UT do dia 06/05. A fase principal da primeira tempestade tem início no dia 06/05 às 17:00 UT (14:00 LT), como se observa pelo decréscimo do Sym-H até seu valor mínimo de -38 nT, quando começa a fase de recuperação que se estende até dia 07/05 até às ~ 19:00 UT (16:00 LT), (vide painel i).

A fase inicial da segunda tempestade ocorreu entre 20:00 UT (17:00 LT) do dia 07/05 e a 01:00 UT (22:00 LT) do dia 08/05, seguida da fase principal que ocorreu entre 01:00 UT (22:00 LT) e ~ 07:00 UT (04:00 LT) do dia 08/05 quando o Sym-H atingiu o valor mínimo de ~ -110 nT. A fase de recuperação dessa tempestade aconteceu entre as 07:00 UT (04:00 LT) do dia 08/05 até a ~ 00:00 UT do dia 13/05 (21:00 LT do dia 12/05).

No painel c), onde se encontra a N_p , é possível identificar a assinatura dos CIRs, indicados na figura pelas linhas verticais tracejadas em azul, que representam o aumento na densidade do plasma com correspondente aumento da magnitude do campo magnético interplanetário, $|B|$, mostrada no painel d). Os valores atingidos por $|B|$ foram de ~10 e ~17 nT, na primeira e na segunda tempestade, respectivamente.

A componente horizontal B_x , mostrada no painel e) oscilou entre valores majoritariamente negativos após o primeiro CIR, enquanto o B_y oscilou com valores positivos conforme visto no painel f). No início do segundo CIR, às 19:00

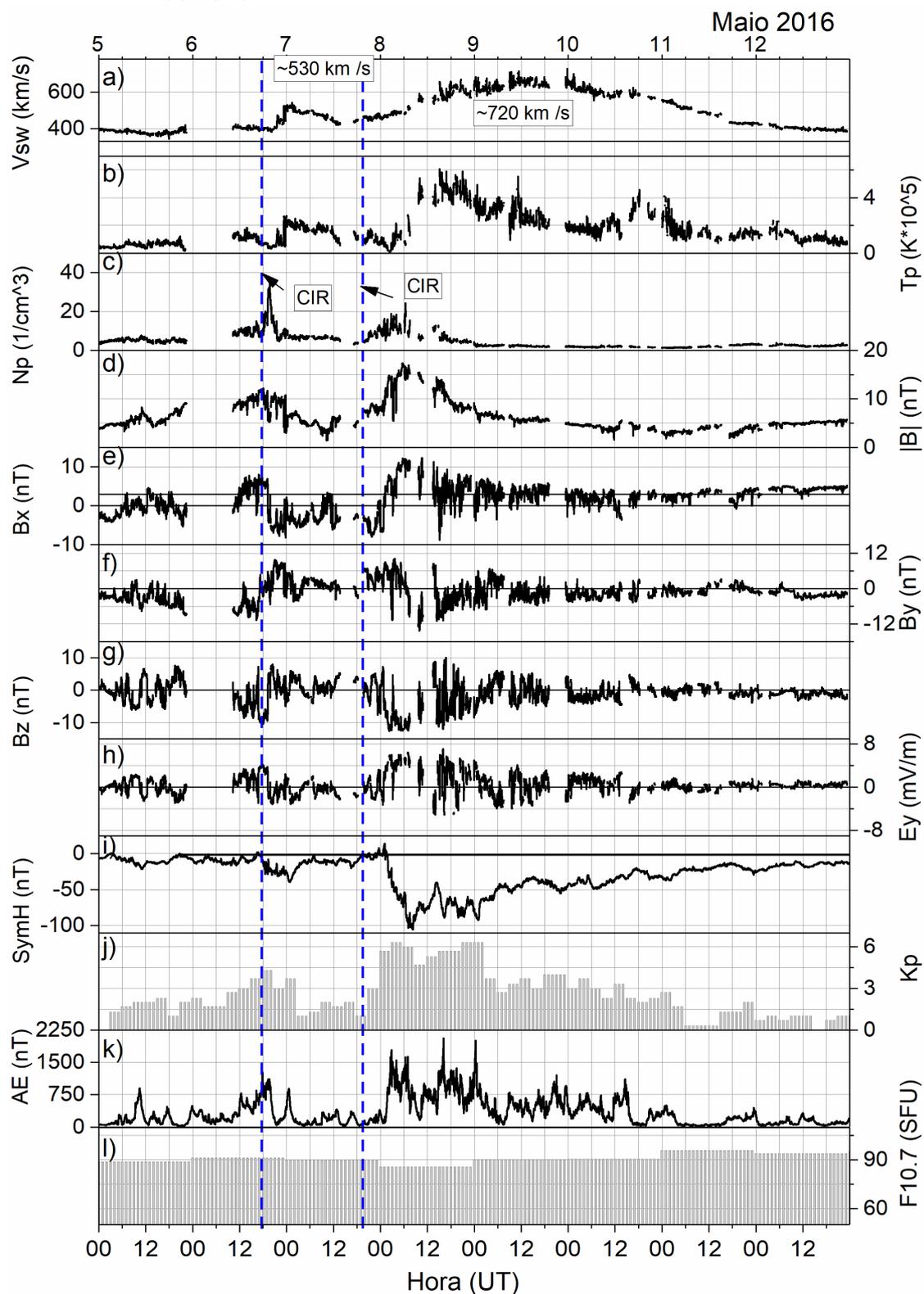
UT, o Bx esteve inicialmente negativo, oscilando entre valores positivos e negativos após essa inversão e permanecendo assim até o dia 12/05. Enquanto isto, o By esteve positivo nas primeiras doze horas logo após o início do segundo CIR e se inverteu para valores majoritariamente negativos, estado em que ficou até o dia 11/05.

A componente vertical do campo, Bz, mostrada no painel g), esteve negativa antes do primeiro CIR e apresentou oscilações entre positivos e negativos por aproximadamente 24 horas após às 19:00 UT (16:00 LT) do dia 06/05. Durante 12 horas após o início do segundo CIR o campo Bz apresentou incursões entre valores positivos e negativos. Após isso passou a apresentar valores predominantemente negativos até às 03:00 UT (0:00 LT) do dia 09/05 quando passou a oscilar entre valores positivos e negativos com valores cada vez menores em módulo ao longo da fase de recuperação da segunda tempestade. Observa-se que Bz teve valores máximos não superiores a 10 nT, enquanto o Ey, em h), oscilou em torno de 5 mV/m.

A segunda tempestade, começou às 20:00 UT do dia 07/05. O valor de Sym-H atingiu, ~ -110 nT às 08:00 UT do dia 08/05 e mantendo em valores de aproximadamente 80 nT até o dia 09/05.

Note que em poucos dias ocorreram duas tempestades: uma fraca (Sym-H > -40 nT) e outra intensa (Sym-H ≥ -100 nT), de acordo com a classificação de (GONZALEZ et al., 1994). O índice Kp, painel j) se manteve um máximo de 4+ na primeira tempestade e 6+ na segunda. O índice AE, painel k), se manteve acima de 300 nT por praticamente todo o período das duas tempestades até o dia 12/05, apresentando valores máximos de ~ 1160 nT na primeira tempestade e ~ 2000 nT na segunda tempestade. O fluxo solar, painel l), apresentou valores médios de ~ 90 SFU durante o período, típico de uma fase de atividade solar moderada.

Figura 3.5 – Parâmetros Solares e Interplanetários e Índices Geomagnéticos de maio de 2016.



Dados obtidos em: OmniWeb Nasa.

Fonte: Produção da autora.

A Figura 3.6 apresenta a variação do VTEC, em TECU, referente a este período, nas estações: Belém-PA (região equatorial), Teresina-PI, Cuiabá-MT (crista sul da EIA) e São José dos Campos-SP (borda sul da EIA). Note que são reapresentados os índices Sym-H, AL e AE, bem como os parâmetros interplanetários B_z e E_y para todo o período.

Na primeira tempestade, classificada como fraca, e de curta duração (~2 dias), e que teve início às ~ 17:00 UT (14:00 LT), o VTEC se intensificou em todas as estações, com relação aos 5QD, e continuou elevado até aproximadamente às 06:00 UT (03:00 LT) na região equatorial, BEPA, em PITN e na crista sul da EIA, CUIB, com exceção da borda da EIA, em SJC. No dia seguinte, na sua fase de recuperação, o VTEC é intensificado principalmente na crista sul da EIA, em Cuiabá, e drasticamente em São José dos Campos entre 12:00 e 20:00 UT (09:00 e 17:00 LT).

A segunda tempestade, classificada como intensa, teve início no dia 08/05 por volta de 01:00 UT (22:00 LT) e teve duração de aproximadamente 5 dias. Durante a fase principal, entre 01 e 07 UT (22-04 LT), observa-se uma intensificação de VTEC na crista sul da EIA, em Cuiabá, que durou até às 07:00 UT. Durante a fase de recuperação, que começa em ~ 07:00 UT (04:00 LT) observa-se intensificações em VTEC somente a partir das 12:00 UT (09:00 LT) que persistem ao longo do dia, principalmente na crista e na borda sul da EIA, em Cuiabá e SJC, respectivamente. O VTEC ainda permanece elevado com relação aos 5QD após as 21:00 UT (18:00 LT) nas baixas latitudes, PITN e CUIB, até às 06:00 UT (03:00 LT). Na borda sul (SJC), o VTEC aumenta entre as 00:00 e 06:00 UT (21:00 e 03:00 LT), ou seja, noite e madrugada. No segundo dia da fase de recuperação, destaca-se a intensificação do VTEC durante o dia e no período noturno em PITN e CUIB. Em SJC ainda há uma persistência no aumento diurno de VTEC no segundo e terceiros dias da fase de recuperação.

As duas tempestades analisadas apresentaram valores mínimos de Sym-H de -40 e -110 nT, configurando dois casos de tempestade: uma fraca e uma forte, respectivamente.

O índice Sym-H, conforme mencionado anteriormente, é um indicador global da corrente anelar e a diferença para o índice Dst é a resolução temporal, dada em minutos, enquanto o Dst tem resolução horária. Além disto, os valores de Sym-H são determinados a partir da média dos valores máximos medidos por magnetômetros em seis observatórios (na verdade, são utilizados seis mas onze contribuem dependendo da sua disponibilidade) distribuídos em diferentes longitudes, ao longo de latitudes médias (http://isgi.unistra.fr/indices_asy.php).

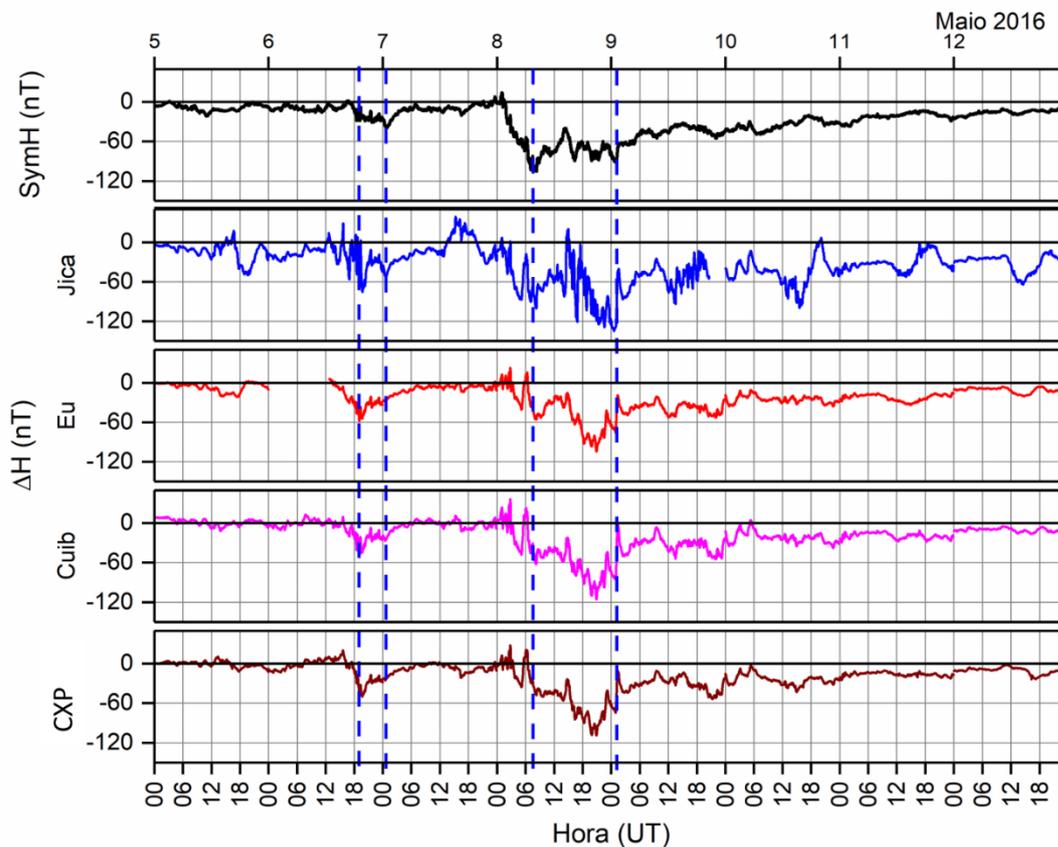
De modo a avaliar o impacto local da tempestade geomagnética na corrente anelar decidiu-se utilizar dados de magnetômetros locais para e o comportamento da componente horizontal do campo geomagnético, H, na região brasileira. (DENARDINI et al., 2018a) consideram que o H medido nas estações locais é a uma boa aproximação para o Sym-H. Desse modo introduzimos os valores do ΔH local para as quatro estações estudadas no Brasil.

A Figura 4.7 apresenta a variação temporal do Sym-H e dos ΔH de quatro estações de sondagem, sendo uma delas peruana (Jicamarca) e três brasileiras: Eusébio, Cuiabá e Cachoeira Paulista para o período de 05-12/05. Jicamarca foi incluída como um indicador mais próximo ao equador magnético devido à inexistência de magnetômetro na região equatorial brasileira para este período. O ΔH foi calculado subtraindo-se a curva dos 5 dias mais calmos conforme (DENARDINI et al., 2018a, 2018b).

Na primeira tempestade o Sym-H apresenta um mínimo global de ~ -40 nT (tempestade fraca) em 07/05 às 01:00 UT enquanto o ΔH em Jicamarca apresenta um mínimo de ~ -78 nT no dia 06/05 às 20 UT e um segundo mínimo, de -50 nT no dia 07/05 às 01:00 UT. Os valores de ΔH medidos pelos magnetômetros locais apresentam mínimos simultâneos \sim no dia 06/05 às 20:00 UT, cujos valores são: -58 nT em Eusébio, -50 nT em Cuiabá e -51 nT em Cachoeira Paulista.

Na segunda tempestade, o Sym-H apresenta um fraco aumento em 08/05 à 01:00 UT e em seguida diminui apresentando dois valores mínimos: ~ -105 nT em 08/05 às 08:00 UT e -95 nT no dia 09/05 às 01:00 UT. Simultaneamente, em Jicamarca, o ΔH apresentou uma intensificação súbita às 15:30 UT do dia 07 e alguns mínimos: -100 nT no dia 08 às 08 UT e -138 nT no dia 09/05 às 01:00 UT. Os demais magnetômetros locais apresentaram aumento abrupto no dia 08/05 às 3:30 UT e valores mínimos de: -107 nT Eusébio, -118 nT Cuiabá e -110 nT Cachoeira Paulista em 08/05 às 21:00 UT. As características do ΔH local poderão ser estudados em detalhes em futuros trabalhos.

Figura 3.7 – $|\text{Sym-H}|$ e Magnetômetros Locais.



Dados obtidos em: OmniWeb Nasa, EMBRACE e LISN

Fonte: Produção da autora.

Os dados de magnetômetro foram considerados inicialmente para se verificar a força ou intensidade do eletrojato equatorial durante a tempestade, utilizando-se o método desenvolvido por (ANDERSON et al., 2002). Entretanto, como já mencionado, não existiam dados para este período no Brasil na região equatorial. Deste modo, utilizamos os valores disponibilizados pela rede de magnetômetros SAMBA-AMBER calculados a partir de dados obtidos em Jicamarca e Piura, o que será discutido a seguir.

A Figura 3.8 apresenta a variação temporal entre os dias 06 e 12 de maio de 2016, de alguns índices e parâmetros anteriormente apresentados: o Sym-H (linha pontilhada), o ΔH de Eusébio (como a maioria dos magnetômetros tem comportamento semelhante, adotou-se apenas Eusébio para se verificar variações locais); o campo magnético interplanetário $|B|$, a componente vertical do campo magnético interplanetário B_z , o campo elétrico interplanetário E_y , e o índice AE.

Nessa figura foi acrescentada a variação temporal da altura da camada F, em frequências fixas do plasma (isolinhas) entre 1 e 11 MHz, e a intensidade do eletrojato equatorial, EEJ, entre Jicamarca e Piura. A curva vermelha indica o EEJ do dia e a curva cinza a média dos 5QD. No painel superior é apresentada a escala em hora universal, UT, e a escala em hora local do Brasil, LT (onde $LT=UT-3$). No painel inferior é apresentado a escala de hora universal e a local de Jicamarca ($LT=UT-5$). Note que há uma diferença de 2 horas locais entre o São Luís e Jicamarca.

E preciso mencionar que, considerando-se a distância d entre o satélite ACE (onde se mede os parâmetros interplanetários) e a Terra, onde se mede o Sym-H e outros índices, que é de $1,4 \times 10^6$ km (TSURUTANI et al., 2004), e tomando a velocidade do vento solar de ~ 500 km/s, na fase principal da tempestade, estima-se um intervalo de tempo de chegada de ~ 47 min entre a medida dos parâmetros interplanetários no ACE e a sua chegada à magnetosfera terrestre. Apesar deste tempo ter sido levado em consideração para análise dos dados, observa-se que devido à alta variação de velocidade do tipo de evento, este valor

é apenas uma estimativa, não é possível se saber com certeza qual seria o intervalo real de tempo.

A primeira tempestade, cuja fase principal começou em 06/05 às 14:00 UT, terminou às 19:00 UT com Sym-H atingindo -40 nT. Durante esse período Bz esteve oscilatório e majoritariamente negativo, enquanto a atividade auroral atingiu 1095 nT. Neste período observa-se uma intensificação do EEJ em Jicamarca/Piura em comparação com a média dos 5QD, o que sugere uma provável penetração de campo elétrico na região equatorial.

Com relação à variação da altura da região F em São Luís, representada pelas isolinhas (frequências fixas de 1 a 11 MHz) não se observa uma elevação significativa na fase principal da primeira tempestade. No entanto, na fase de recuperação, a partir das 19:00 UT (16:00 LT), o Bz apresentou poucas incursões para o Sul, a maioria para norte e com grandes espaços de tempo entre uma e outra incursão, o que sugere a penetração de campo elétrico *overshielding* (para oeste). Este campo pode ter inibido a elevação da camada F no horário do pico pré-reversão (~00:00 UT ou 21:00 LT) ou então isso pode ter ocorrido devido aos campos de dínamo perturbado, DDEF. Para este tipo de tempestade é difícil diferenciar e dizer o que realmente aconteceu com precisão. Observa-se, no entanto, uma oscilação na altura com suave inclinação positiva que se estende até ~ 06:00 UT (03:00 LT), o que pode ter alguma influência de ondas de gravidade na região. Esta oscilação coincide com a intensificação do VTEC no período noturno e pré-amanhecer em: Belém do Pará (BEPa), Teresina (PITN) e Cuiabá (CUIB), como observado na Figura 4.6.

No período diurno de 07/05, que ainda é a fase de recuperação da primeira tempestade, não há dados de Bz, mas se observa uma intensificação do VTEC nas três estações brasileiras das 14:00 às 18:00 UT (11:00-15:00 LT). Adicionalmente, o eletrojato em Jicamarca mostra um aumento acima da média dos 5QD, sugerindo uma penetração de campo elétrico na região equatorial. Em seguida o EEJ apresenta valores abaixo do valor médio de 5QD até às 00:00 UT.

A segunda tempestade teve início no dia 08 e se estendeu até o dia 12/05. Na fase principal que ocorreu em 08/05 entre as 01:00 UT (22:00 LT) e 07:00 UT (04:00 LT - pré-amanhecer), o Bz esteve a maior parte do tempo negativo, simultaneamente com dois picos de AE em torno de 1700 nT. Neste período a camada F apresenta oscilações com uma inclinação fracamente ascendente. Isto pode explicar o VTEC intensificado na região da crista sul da EIA, em Cuiabá.

Ainda no dia 08/05, por volta das 14:00 UT (11:00 LT), na fase de recuperação, há uma clara elevação da camada F, vista nas isolinhas, que ocorre simultaneamente a um período de Bz negativo (e AE aumentado) o que pode ter resultado na ação de um campo elétrico de penetração *undershield* para leste o que aumentou a deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$. Isto coincide com o aumento do VTEC no mesmo horário mostrado na Figura 4.6 em todas estações.

Durante a fase de recuperação da tempestade, que se estendeu ainda por vários dias, observa-se uma pronunciada elevação da camada F em 09/05 com máximos por volta das 02:00 e 06:00 UT (23:00 e 03:00 LT) respectivamente, o que também se reflete na intensificação do VTEC em torno das 03:00 UT na crista sul da EIA (o que não se observa na região equatorial). O segundo pico (06:00 UT) na altura da camada F pode ter sido ocasionado pela penetração de campo *overshielding* para leste, relacionado a inversão de Bz para norte na madrugada.

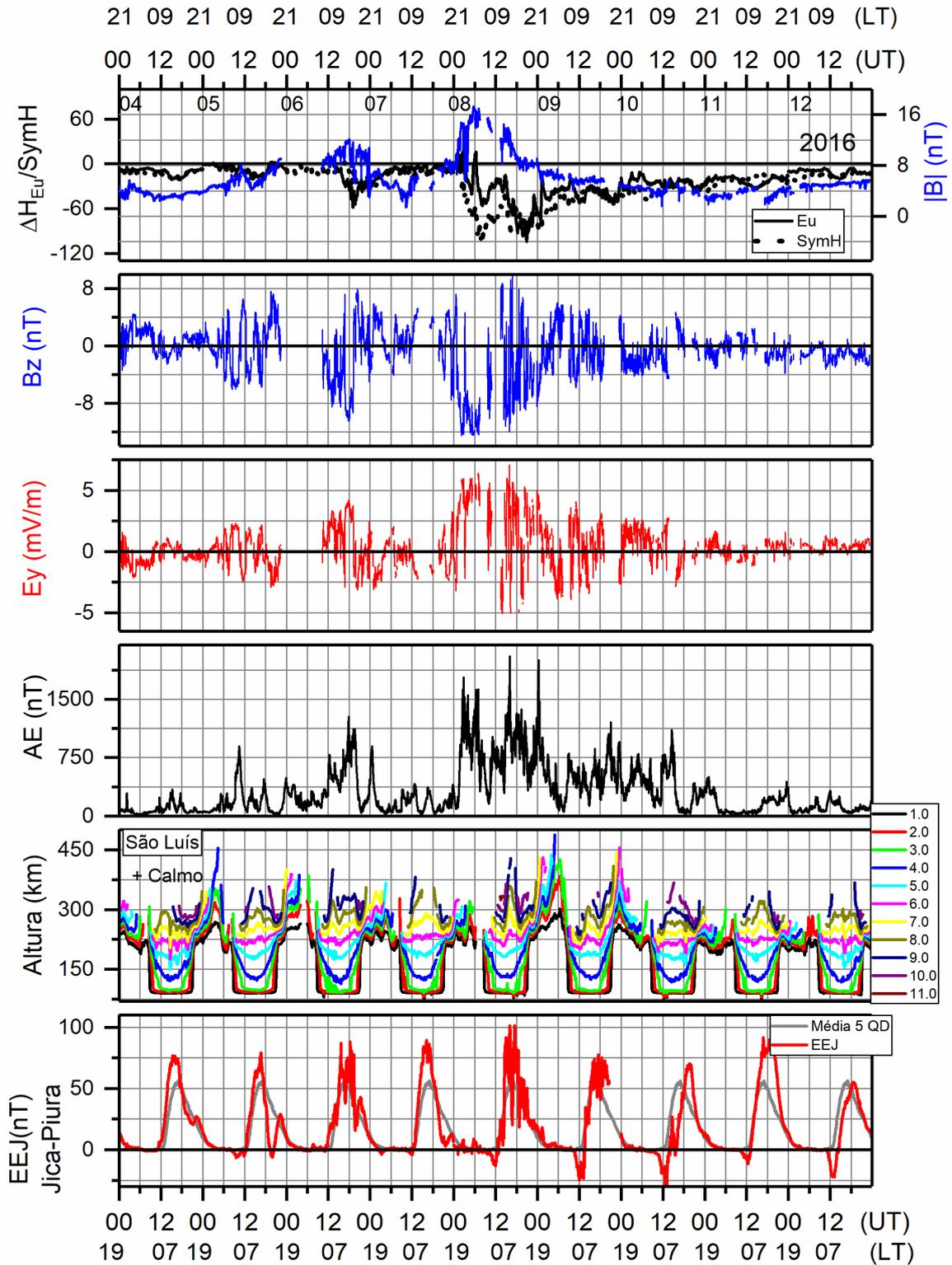
No período diurno de 09/05 observa-se ainda a elevação da camada F nas isolinhas da região equatorial, com máximo por volta das 15:00 UT, com a característica de camada F₃, indicada tanto pela elevação da camada, quanto pela intensificação do EEJ, conforme descrito por (BALAN et al., 1999; BATISTA et al., 2017; ZHAO et al., 2011), que pode explicar o aumento de VTEC na crista sul da EIA que se estende até ~06:00 UT (03:00 LT) e a diminuição do VTEC na região de Teresina.

As intensificações do EEJ em Jicamarca sugerem a penetração de campos elétricos na região equatorial ao longo da fase de recuperação da tempestade.

Cabe ressaltar que há diferenças no padrão do campo elétrico de penetração nas duas regiões, relativas às diferenças nas condutividades ionosféricas e seus gradientes longitudinais, levando a uma dependência do PPEF com a hora local devido à mudança de direção dos campos *overshielding* e *undershielding* durante o período diurno e noturno, pois durante o dia o campo *overshielding* é para leste e durante a noite o *undershielding* é para leste. Como o período noturno leva cerca de duas horas com relação de uma região para outra, esta mudança é refletida na diferença entre os campos de penetração entre uma região e outra (SANTOS et al., 2012). De qualquer modo as elevações da camada parecem ter sido promovidas por campos elétricos de penetração e influenciado o padrão de intensificação do VTEC na região brasileira.

Observa-se ainda nos dados de EEJ que alguns dias apresentam valores negativos. Como já se mencionou, esses dados de EEJ foram obtidos já calculados do site SAMBA-AMBER. Existem alguns trabalhos já publicados os utilizando os dados fornecidos por eles : (BOUDOURIDIS; ZESTA, 2007; YIZENGAW et al., 2014; YIZENGAW; MOLDWIN, 2009). Entretanto, foi feito também um novo cálculo utilizando os dados de magnetômetros do período para Jicamarca e Piura, conforme método apresentado em (YIZENGAW et al., 2014) e os valores negativos continuaram. Isso significa que tais valores podem ser atribuídos à erros na medida dos magnetômetros ou então, o contra-eletrojato, também chamado de CEJ (do inglês, *Counter Electrojet*) (DENARDINI et al., 2009; HABARULEMA, 2019). O CEJ é um fenômeno que acontece quando o EEJ apresenta reversão de fluxos (ALMEIDA, 2011; SILVA, 2005). Detalhes sobre estes valores negativos serão investigados com maior profundidade em trabalhos futuros.

Figura 3.8 - Variação temporal de parâmetros interplanetários e índices geomagnéticos e parâmetros ionosféricos. (05/05 – 12/05).



Dados obtidos em: OmniWeb Nasa, EMBRACE e Samba-AMBER.
 Fonte: Produção da autora.

Conforme foi mostrado na Figura 3.6, durante as duas tempestades geomagnéticas ocorreu intensificação do VTEC com relação à média dos 5QD. Na Figura 3.8 foi mostrada relação entre variações da altura da camada F (isolinhas) e do EEJ em Jicamarca sugerindo um possível papel de campos elétricos *undershielding/overshielding* para leste na elevação da camada F equatorial e intensificação de VTEC nas regiões da crista da EIA. Esta região é fortemente caracterizada por gradientes na densidade ionosférica, o que influencia de modo acentuado os sinais de rádio usados nos sistemas de navegação e posicionamento, como GPS, ou nas telecomunicações. Neste sentido é importante inferir o quanto uma tempestade associada a CIR/HSS, poderia alterar a ionização na região brasileira.

De modo a avaliar quantitativamente a variação ionosférica durante estas tempestades, calculamos o desvio percentual do VTEC nas quatro estações, com relação ao valor médio calculado nos cinco dias mais calmos, $VTEC_{med5QD}$, utilizando-se o método descrito por (CANDIDO et al., 2018) que estudaram a resposta ionosférica ao mesmo tipo de evento durante o mínimo solar de 2008. O desvio percentual oferece uma informação adicional sobre o comportamento da ionosfera e é expresso por:

$$\Delta VTEC_{desv.\%} = \left(\frac{VTEC - VTEC_{med5QD}}{VTEC_{med5QD}} \right) \times 100\% \quad (3.2)$$

A Figura 4.9 apresenta, além dos parâmetros interplanetários e índices geomagnéticos, a variação da altura de pico da camada F, hmF2, e a sua média dos 5 dias mais calmos para comparação e o desvio percentual do VTEC para cada estação anteriormente apresentada. O hmF2 é mostrado para se verificar a relação causal com o máximo desvio percentual do VTEC.

Observa-se que os desvios percentuais do VTEC são majoritariamente positivos durante as duas tempestades. Nos dois casos, observa-se que a intensificação do VTEC acompanha a elevação da camada F, demarcadas com linhas verticais tracejadas, e atingem o valor máximo quando o hmF2 em São Luís, região equatorial, é máximo. Os desvios negativos ocorrem em períodos em que a

camada F desce, por provável ação de campos elétricos de penetração para oeste.

Tanto na primeira como na segunda tempestade, os desvios percentuais mais elevados ocorrem na fase de recuperação da tempestade e no período noturno e pós meia noite, em especial na região da crista da anomalia, em CUIB como mostra a Tabela 3.2.

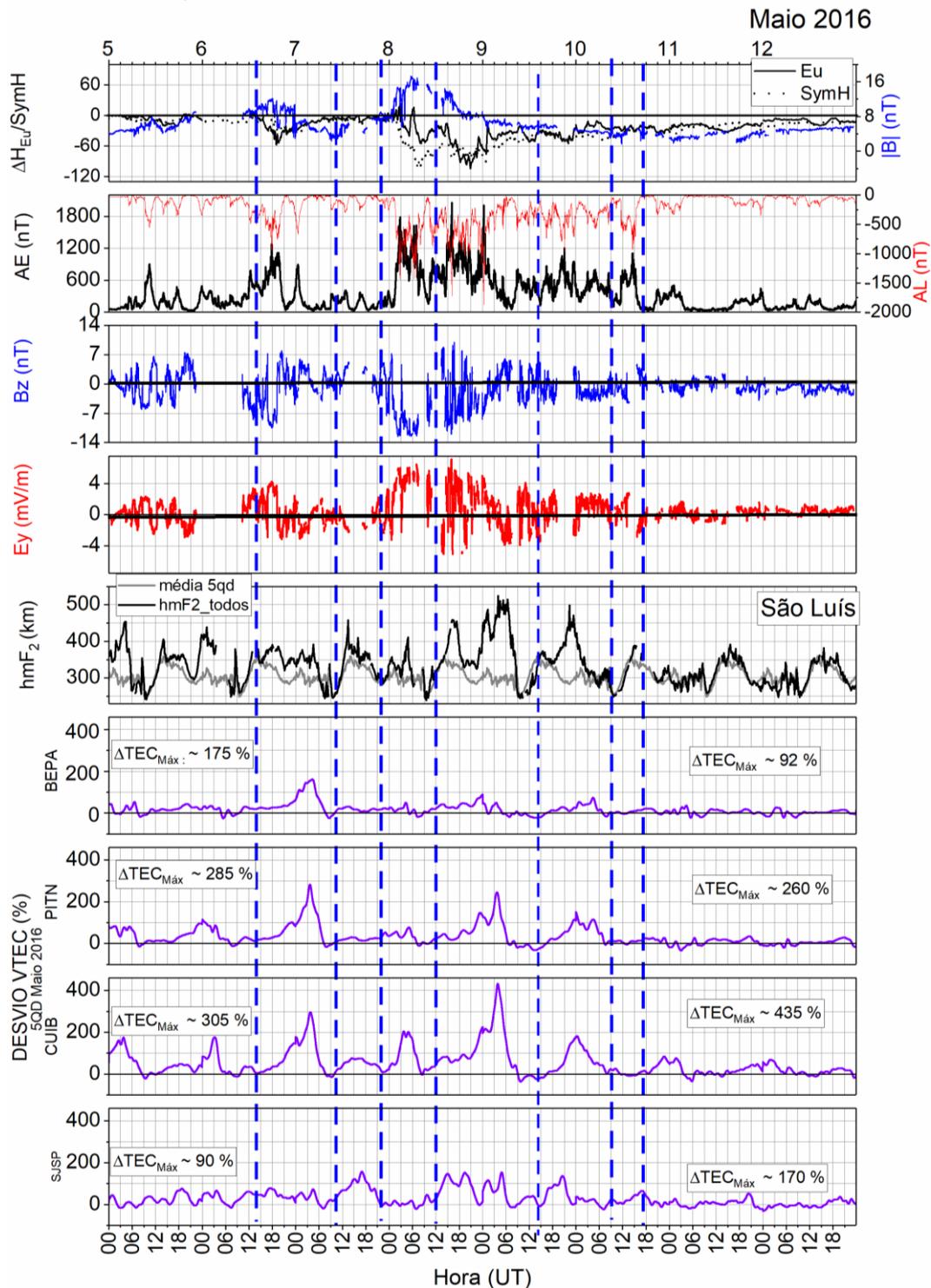
Tabela 3.2 Fase e Desvio Percentual Máximo das Tempestades em cada região.

| Região | Temp. | Fase | Desvio Max % |
|----------------------------|-------|----------|--------------|
| BEPA - equatorial | 1/2 | Rec./Rec | 175 / 92 |
| PITN – baixa lat. | 1/2 | Rec./Rec | 285 / 260 |
| CUIB – crista sul da EIA | 1/2 | Rec./Rec | 305 / 435 |
| SJSP – borda da crista sul | 1/2 | Rec./Rec | 90 / 170 |

Fonte: Produção da autora.

Observa-se ainda que na borda da EIA, em SJC, há uma maior variabilidade durante todo o período.

Figura 3.9 - Variação de parâmetros interplanetários, índices geomagnéticos, ionosféricos e o desvio percentual do VTEC durante o intervalo das tempestades.



Dados obtidos em: OmniWeb Nasa, EMBRACE.

Fonte: Produção da autora.

Como já se sabe, existem três principais possíveis fontes que podem perturbar a ionosfera: o fluxo solar ionizante, as influências meteorológicas e a energia depositada por vento solar na magnetosfera (LIU et al., 2012). No caso destas duas tempestades geomagnéticas, a resposta ionosférica a deposição de energia do vento solar na magnetosfera advém da ação de campos elétricos perturbados: o campos elétricos de penetração, PPEF ou campos elétricos de dínamo perturbado, DDEF (do inglês, *Disturbance Dynamo Electric Fields*) (LIU et al., 2012; SHARMA et al., 2011; TSURUTANI et al., 2004). O PPEF é de natureza transiente, é altamente correlacionado com o B_z , apresentando oscilações de aproximadamente 15 minutos e podem durar por períodos de uma hora ou mais. Em geral, no lado diurno da ionosfera, quando o IMF B_z tem configuração contínua para norte e acontece uma mudança brusca para o sul, gera perturbações de campos elétricos para o leste (*undershielding*), enquanto quando sua configuração é contínua para sul e acontece mudança brusca para o norte, gera perturbações de campo elétrico para oeste (*overshielding*). Os campos de *undershielding* tem direção leste durante o dia e oeste a noite, enquanto os campos de *overshielding* tem configuração oeste durante o dia e leste durante a noite. Como resposta aos campos de penetração para leste, o TEC diurno em baixas latitudes aumenta fortemente como consequência do aumento da deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ (LIU et al., 2012; SHARMA et al., 2011; TSURUTANI et al., 2004).

O aumento da energia depositada e o consequente aquecimento Joule que acontece em altas latitudes durante as tempestades geomagnéticas resultam em modificações dos ventos termosféricos globais os quais geram os campos elétricos de dínamo perturbado. Estes campos são gerados pouco depois do início da tempestade e se manifestam em diferentes escalas de tempo, de algumas horas a dias. A direção dos DDEFs é oposta ao campo elétrico zonal ambiente no equador, portanto, são para oeste durante o dia e leste à noite. (LIU et al., 2012; SHARMA et al., 2011).

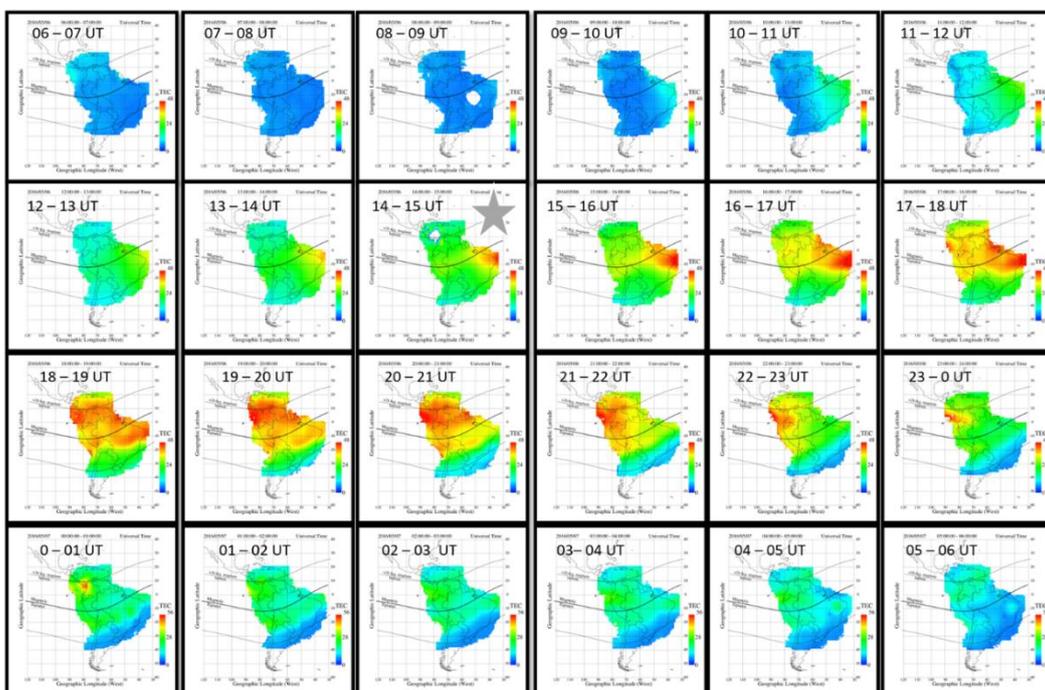
Uma outra forma de se analisar o comportamento da ionosfera de baixas latitudes são os mapas bidimensionais de TEC. Para os períodos analisados

neste trabalho apresentamos algumas sequências de mapas de TEC disponibilizados pelo LISN (*Low-Latitude Ionosphere Sensor Network*).

As Figuras 3.10, 3.11, e 3.12 e 3.13 apresentam mapas de TEC que mostram o comportamento do TEC entre os dias 06/05 às 06:00 UT e o dia 10/05 às 05:00 UT. Os mapas de TEC apresentam algumas características interessantes. Nesta figura a escala de cores mais quentes representa valores mais altos enquanto cores mais frias representam valores mais baixos.

A Figura 3.10 apresenta os mapas de TEC na América do Sul no dia 06/05 a partir das 06:00 UT. Observa-se que o VTEC aumenta mais significativamente por volta das 13:00 UT (10:00 LT) e se prolonga por toda a tarde até pelo menos 21:00 UT (18:00 LT). Observa-se neste dia não existe muita clareza com respeito a formação das cristas da Anomalia – existe uma intensificação concentrada próxima ao equador e a crista norte. A região azul clara ao longo do equador observada a partir das 00:00 UT (21:00 LT) é uma provável assinatura das bolhas de plasma. A estrela cinza indica o início da primeira tempestade.

Figura 3.10 - Mapas de TEC entre 06/05 (às 06:00 UT) e 07/05 (às 05:00 UT).

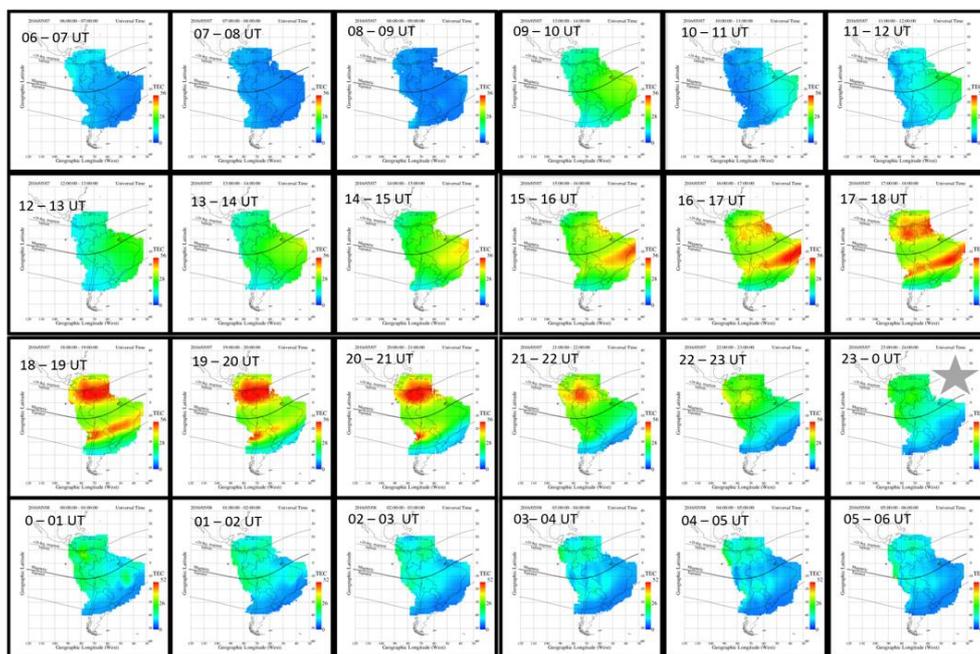


Fonte: Adaptado de LISN (2019).

Na Figura 3.11, observa-se a ocorrência da EIA no dia 07/05 a partir das 14:00 UT (11:00 LT) ou seja, intensificações no VTEC ao norte e ao sul da linha do equador magnético (linha preta) até às 21:00 UT (18:00 LT). O TEC continua intensificado do período noturno até a madrugada. A estrela cinza indica o horário do início da segunda tempestade.

Outra característica que se pode observar nos mapas de TEC são algumas depleções: bandas paralelas alongadas latitudinalmente entre as 03:00 e as 05:00 UT (00:00 e 02:00 LT). Estas são assinaturas de bolhas de plasma equatoriais. Usualmente as bolhas se desenvolvem após o anoitecer e sua taxa de ocorrência neste período do ano é reduzida, o que sugere o possível papel da tempestade geomagnética e de campos elétricos perturbados na região equatorial no desenvolvimento de irregularidades no período pré ou pós meia noite.

Figura 3.11 - Mapas de TEC entre 07/05 (às 06:00 UT) e 08/05 (às 05:00 UT).

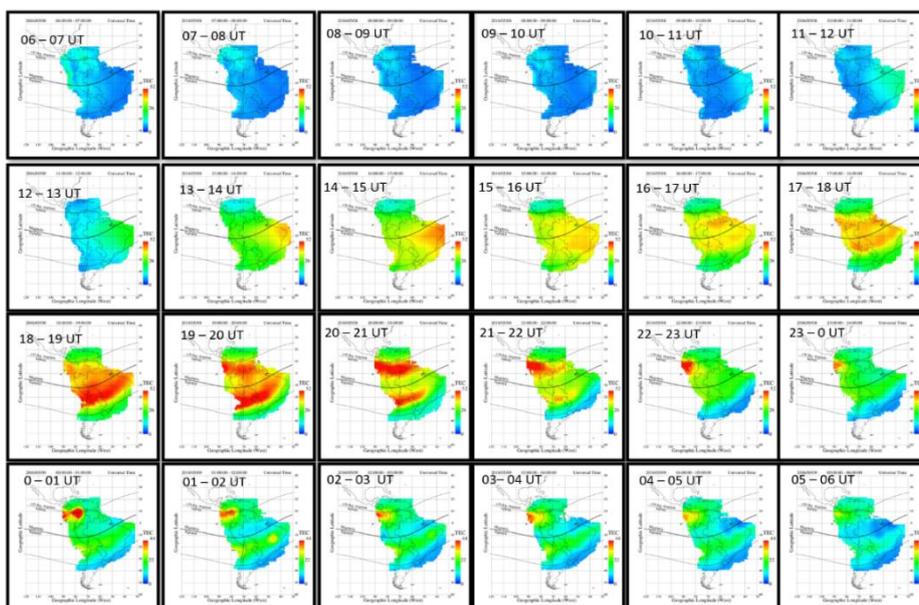


Fonte: Adaptado de LISN (2019).

Por outro lado, a Figura 3.12 mostra a intensificação de VTEC no dia 08/05 desde às 13:00 UT (10:00 LT) que se estende da região equatorial para a região das cristas sem uma definição espacial tão clara da EIA quanto no caso anterior,

devido à alta intensificação também na região equatorial até as 19:00 UT (16:00 LT). O VTEC continua elevado ao longo da noite (mais alto que na anterior). Observa-se também, embora não de modo tão acentuado, algumas depleções (regiões em azul) ao longo do equador possivelmente associada a ocorrência de bolhas.

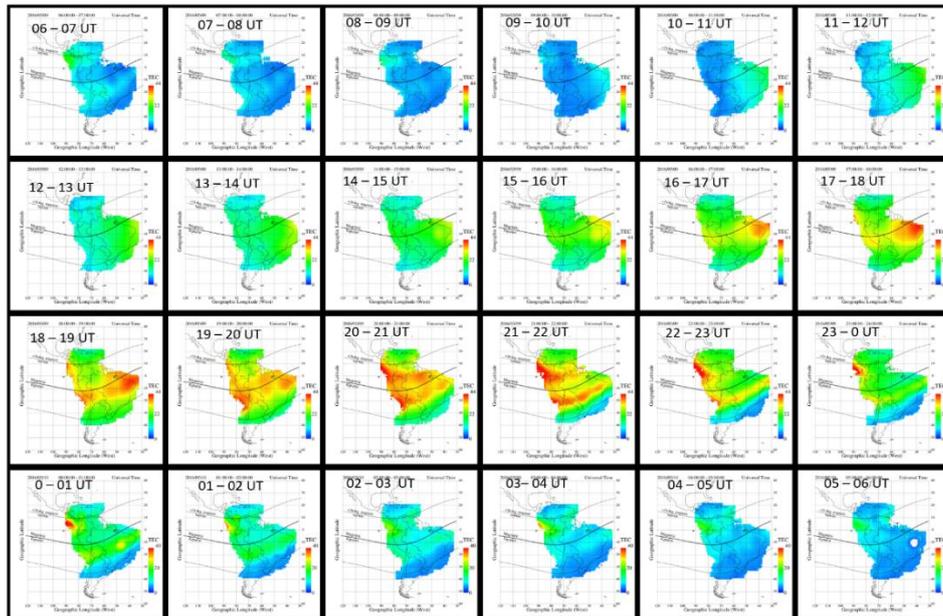
Figura 3.12 -Mapas de TEC entre 08/05 (às 06:00 UT) e 09/05 (às 05:00 UT).



Fonte: Adaptado de LISN (2019).

Finalmente, a Figura 3.13 mostra a sequência dos mapas de TEC na América do Sul no segundo dia da fase de recuperação da Tempestade 2. Novamente se observa o início da formação da EIA em torno de 16:00 UT (13:00 LT), que pode ser observada como sendo as intensificações avermelhadas sobre a região amarela na figura abaixo e acima do equador magnético, sendo que o aumento de VTEC persiste no período pré meia noite local (02:00 UT). A partir deste horário é possível notar algumas suaves depleções na vizinhança da região equatorial que podem significar a ocorrência de bolhas de plasma.

Figura 3.13 - Mapas de TEC entre 09/05 (às 06:00 UT) e 10/05 (às 05:00 UT).



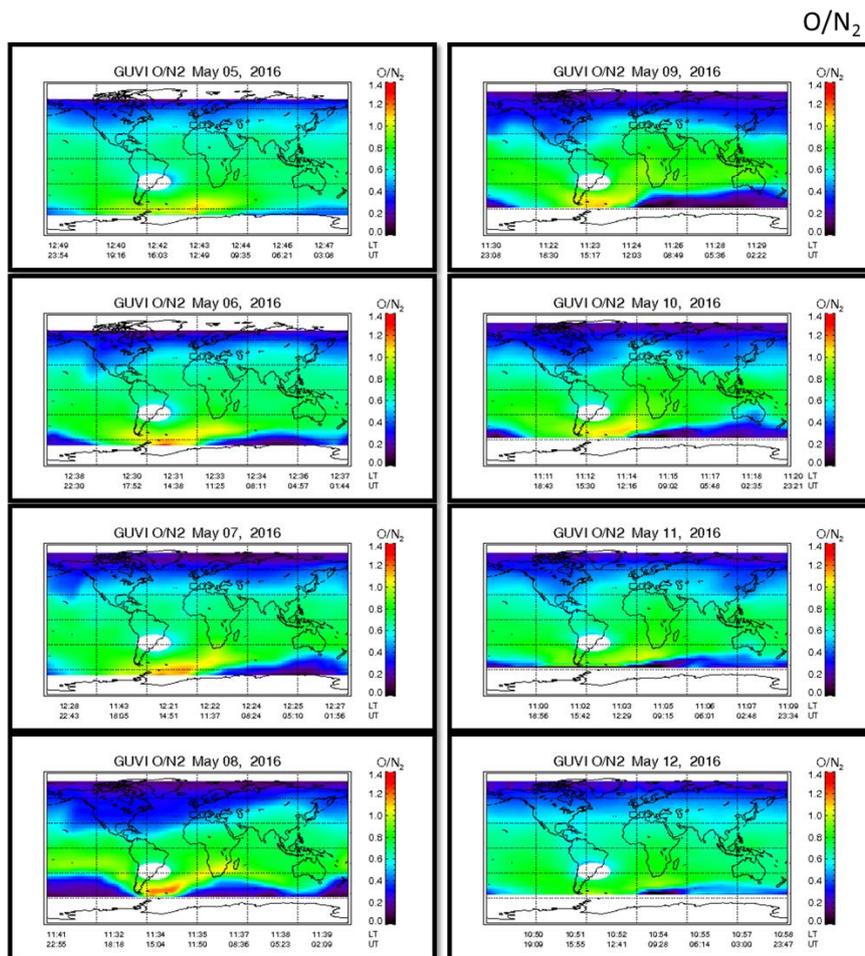
Fonte: Adaptado de LISN (2019).

Um dos fatores que pode afetar a ionização durante as tempestades geomagnéticas são as tempestades termosféricas. Estas consistem no aumento da densidade de nitrogênio molecular, N_2 e uma redução simultânea do oxigênio atômico, O , causadas pela injeção de energia do vento solar na atmosfera neutra superior na região polar. Uma forma de se verificar se houve a ocorrência de tempestades ionosféricas no período estudado é a inspeção dos mapas da composição termosférica O/N_2 fornecidos pelo TIMED/GUVI, Global Ultraviolet Imager, disponível no site (<http://guvitimed.jhuapl.edu/guvi-gallery/3on2tec>). De acordo com (LUAN et al., 2017; VERKHOGLYADOVA et al., 2014), um dos efeitos das tempestades termosféricas durante tempestades magnéticas é a diminuição da razão O/N_2 na região de altas latitudes e maior concentração nas regiões de médias e baixas latitudes.

A Figura 3.14 mostra a taxa de composição termosférica O/N_2 para o período. A escala de cores mostra a proporção entre O e N_2 . Cores mais quentes significam maior quantidade de O que N_2 , e vice versa. Observa-se que entre os dias 05 e 09/05, em especial no dia 08/05, há um aumento da razão O/N_2 na região de médias latitudes do Hemisfério Sul, HS, e diminuição da razão nas regiões

próximas aos polos, em geral por volta das 15:00 UT. No dia 08/05, como já destacado anteriormente, observa-se uma razão maior de O/N₂ na média latitude do HS e uma expansão mais significativa da região permanente de O/N₂ reduzido tanto no Hemisfério Norte, HN como no Hemisfério Sul, HS, após o qual começa a reduzir. Como as tempestades ionosféricas são perturbações na densidade do plasma causadas por mudanças na composição da atmosfera neutra, O/N₂, esta intensificação indica uma possível influência da tempestade geomagnética neste período. No entanto, tal aumento não é tão claro na região de baixas latitudes, em que processos eletrodinâmicos predominam. Deste modo, novos estudos são necessários sobre a razão O/N₂ durante tempestades causadas por CIRs/HSSs.

Figura 3.14 - Composição da Ionosfera (O/N₂) do dia 05/05 até o dia 12/05.



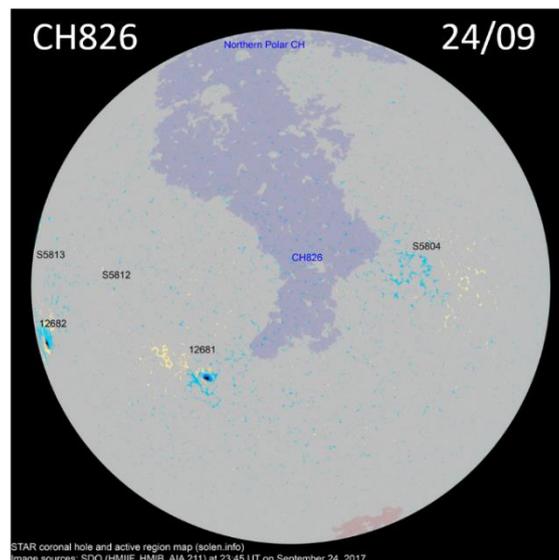
Fonte: Adaptado de GUVI (2019).

3.2 Tempestade 3: 25/09/17 a 10/10/2017

Em setembro de 2017 ocorreu uma tempestade entre os dias 25/09 e 10/10 causada por CIR/HSS, classificada como moderada, isto é $50 \leq |\text{Sym-H}| \leq 100$ nT. A causa mais provável desta tempestade foi o buraco coronal geofetivo que transitou na coroa solar entre os dias 20/09 e 28/09, e esteve no centro no disco no dia 24/09

Na Figura 3.15 encontra-se uma imagem da superfície do Sol obtida no comprimento de onda de 211 Å, no dia 24 de setembro de 2017 e extraída do site em Solen.Info. A região lilás mais escura é o buraco coronal 826. A cor azul indica que sua polaridade é positiva.

Figura 3.15- Disco solar e buraco transequatorial - CH 826.



Fonte: Solen Info (2019).

Na Figura 3.16 são apresentadas as variações temporais de parâmetros solares, interplanetários e índices geomagnéticos durante o intervalo entre 25/09 e 10/10, cujo valores são apresentados na hora universal (UT). Os dados foram medidos pelo satélite ACE localizado no ponto L1, e disponibilizados no site OmniWeb/NASA. Em geral estima-se o tempo de atraso entre a medida no ACE e a convecção na magnetosfera usando-se a velocidade do vento solar no momento do “choque”, ou seja, quando há um aumento abrupto na velocidade do vento. No caso em estudo o valor considerado foi de ~400 km/s (no início da tempestade, bem antes do valor máximo de V_{sw}). Deste modo, o tempo de

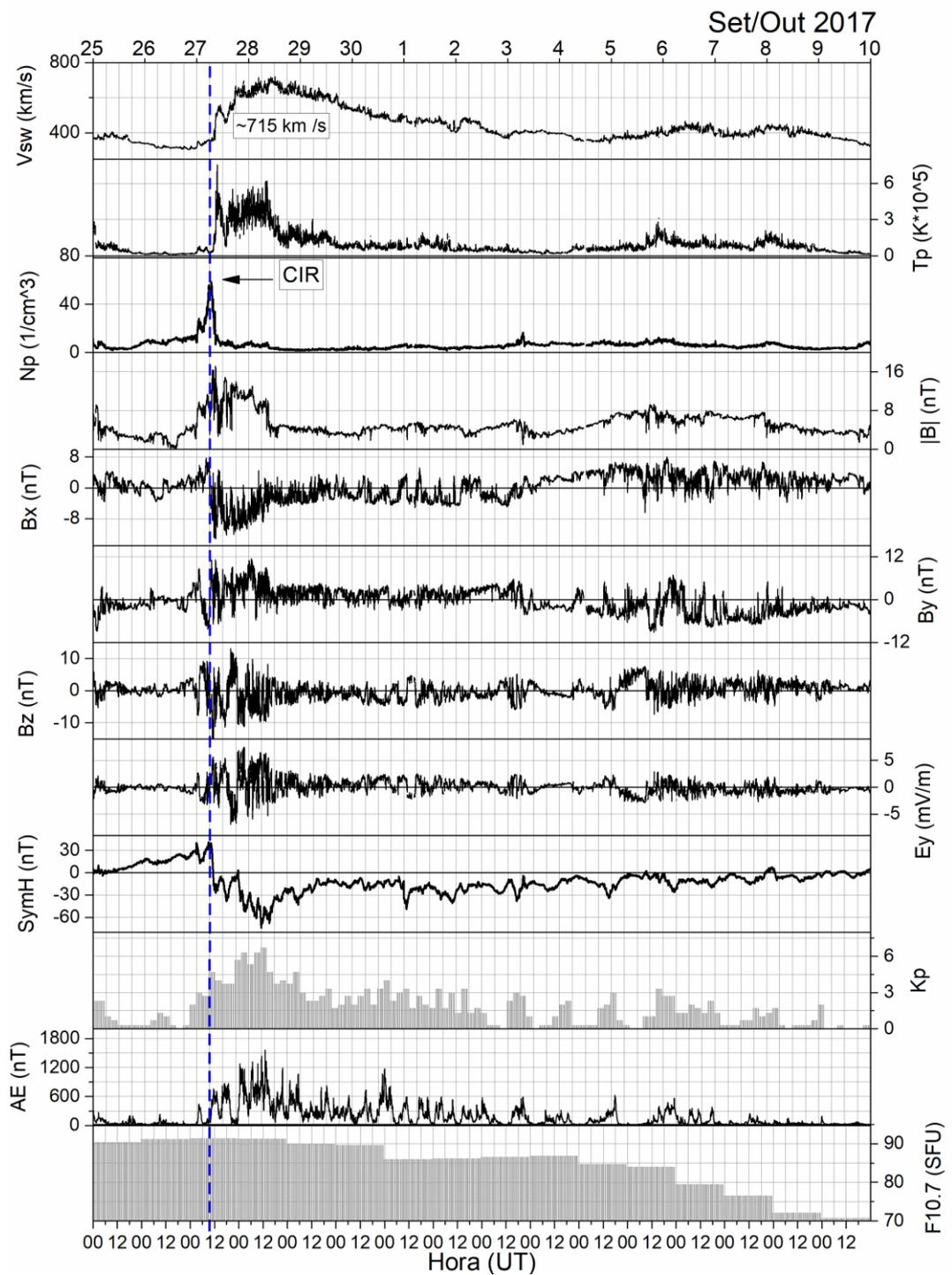
propagação pode variar com a velocidade do vento, e pode haver um erro na estimativa dependendo do horário escolhido, visto que a velocidade aumenta de modo mais suave. Nesta tempestade, foi estimado um tempo de atraso de convecção de aproximadamente uma hora entre o ACE e a magnetosfera, conforme mencionado no caso anterior. No gráfico, este atraso não foi incluído, mas considerado nas discussões sobre os intervalos de B_z positivo ou negativo para avaliar a resposta da ionosfera. Nos painéis superiores são apresentados o vento solar V_{sw} (km/s), a temperatura T_p (10^5 K), a densidade N_p (/cm³), o campo magnético $|B|$ e suas componentes B_x , B_y e B_z (nT) e o campo elétrico interplanetário E_y (mV/m). Nos painéis inferiores estão os índices Sym-H (nT), K_p e Eletrojato Auroral AE (nT) e o fluxo solar F10.7 (SFU).

A linha tracejada azul indica a presença da região de interação corrotante, CIR. Ela é caracterizada por um pico na densidade N_p e posterior aumento na velocidade do vento solar e da magnitude do campo magnético (COSTA et al., 2011; TSURUTANI et al., 2006a). Após a linha tracejada, é possível identificar este pico na densidade no dia 27/09 com subseqüentes aumentos da velocidade, temperatura e campo magnético (painéis c), a), b) e d) respectivamente). A componente horizontal do campo magnético B_x , apresenta valores negativos entre os dias 27 e 29, indicando que o campo magnético apontava para Terra (sistema GSM).

A tempestade teve início no dia 25/09 às 12:00 UT, e sua fase inicial durou até o dia 27/09 às 06:00 UT. A fase principal, caracterizada pela redução da corrente anelar, Sym-H, durou até o Sym-H atingir seu valor mínimo de -75 nT no dia 28/09 às 06:00 UT. A seguir começou a fase de recuperação que se estendeu até aproximadamente às 07:00 UT de 05/10. A componente B_z teve a primeira incursão para o sul (valor negativo) por volta das 07:00 UT (corrigido o tempo de atraso entre o ACE e magnetosfera de ~1 hora) e fica negativo por duas horas até às 09:00 UT, invertendo-se para o norte permanecendo positivo até as 12:00 UT. Neste horário B_z inverte-se para norte e assim permanece às 15:00 UT. Entre as 20:00 e 00:00 permanece negativo, invertendo-se para o sul novamente às 01:30 UT quando passa a oscilar predominantemente entre valores negativos

até o fim da fase principal, às 06:00 UT. Neste intervalo o AE, também apresenta oscilações e se maximiza em torno de 1600 nT pouco depois da fase principal (~2horas). A natureza oscilatória da componente vertical B_z e do campo elétrico interplanetário E_y sugere a ocorrência de múltiplas reconexões magnéticas, e subsequentes eventos de penetração de campo elétrico no período. o que será discutido posteriormente. O índice K_p apresentou valores típicos de período “calmo antes da tempestade” nos dias 25 e 26 de setembro, e atingiu um valor máximo de 7 no dia 28/09. O F10.7 variou de ~95 SFU (onde $1\text{SFU} = 10^{-22} \text{ Wm}^{-2}\text{Hz}^{-1}$) nos primeiros dias da tempestade até ~70 SFU no final da tempestade.

Figura 3.16 - Variação temporal de parâmetros solares, interplanetários e índices geomagnéticos entre os dias 25/09 e 10/10/2017.



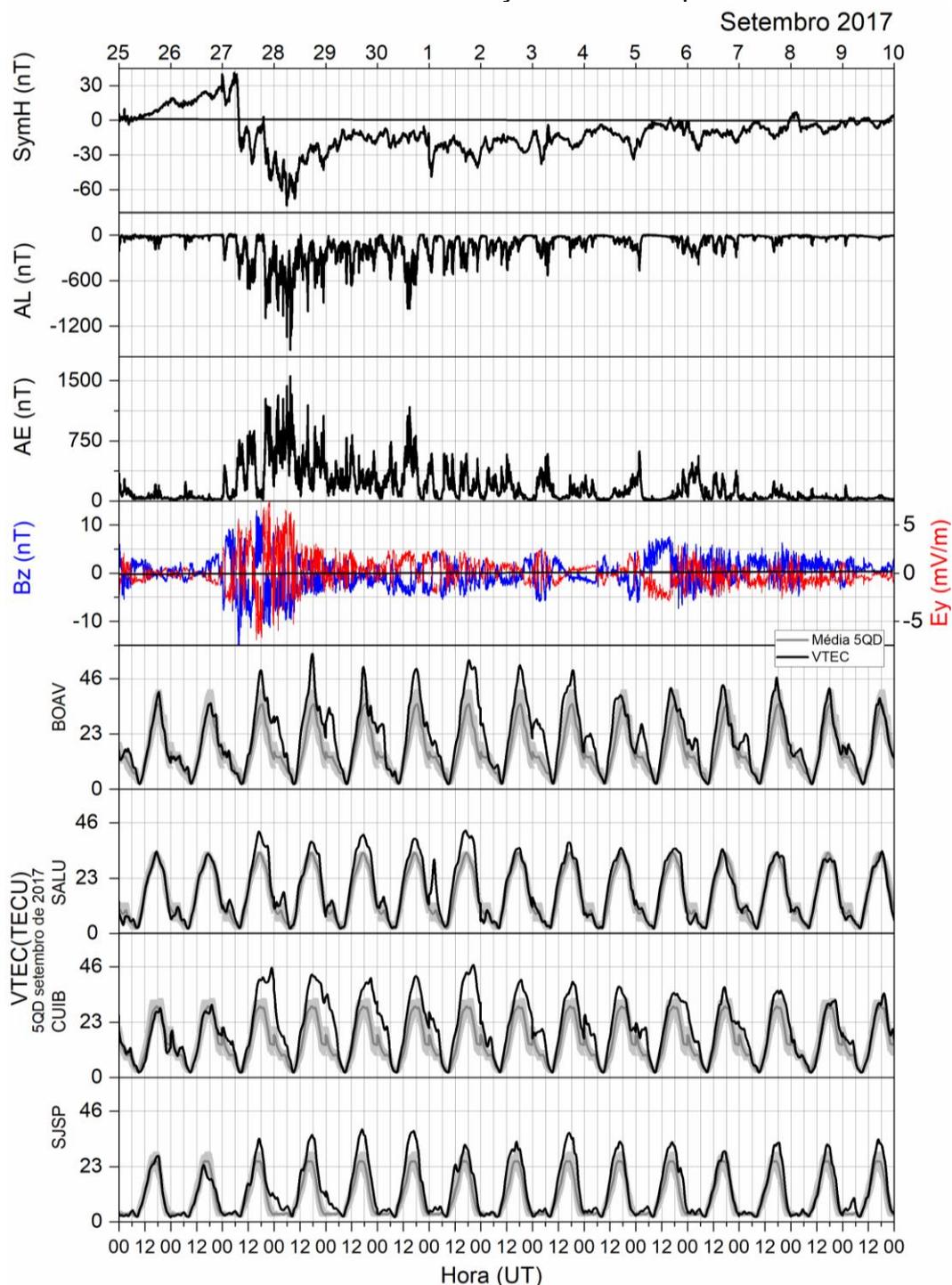
Dados obtidos em: OmniWeb Nasa.
 Fonte: Produção da autora.

De modo a investigar a resposta da ionosfera, analisamos variação do VTEC em quatro estações representativas: Boa Vista (crista norte da EIA), São Luís (região equatorial), Cuiabá (crista sul da EIA) e São José dos Campos (borda da EIA).

A Figura 3.17 reapresenta alguns parâmetros interplanetários e geomagnéticos e a variação do VTEC nos últimos quatro painéis. A curva cinza é o valor médio de VTEC nos 5 dias mais calmos do mês de setembro de 2017, o envoltório é o desvio padrão e a linha contínua preta é o valor do VTEC no dia.

É possível observar a intensificação do VTEC com relação à média dos 5 dias mais calmos do mês, $VTEC_{5QD}$, durante a fase principal e toda a fase de recuperação da tempestade, tanto no período diurno como no noturno, especialmente na região equatorial e nas cristas da anomalia, EIA. Na borda da crista sul, em SJC, as intensificações são mais evidentes no período diurno no horário de ocorrência da EIA.

Figura 3.17 - Variação temporal dos parâmetros interplanetários, e índices geomagnéticos da tempestade de 25/09 a 10/10, e a variação do VTEC com relação à média dos 5QD. A curva cinza é o valor médio do VTEC dos 5 dias mais calmos, o envoltório é o desvio padrão e a curva a é o VTEC medido em cada estação durante o período.

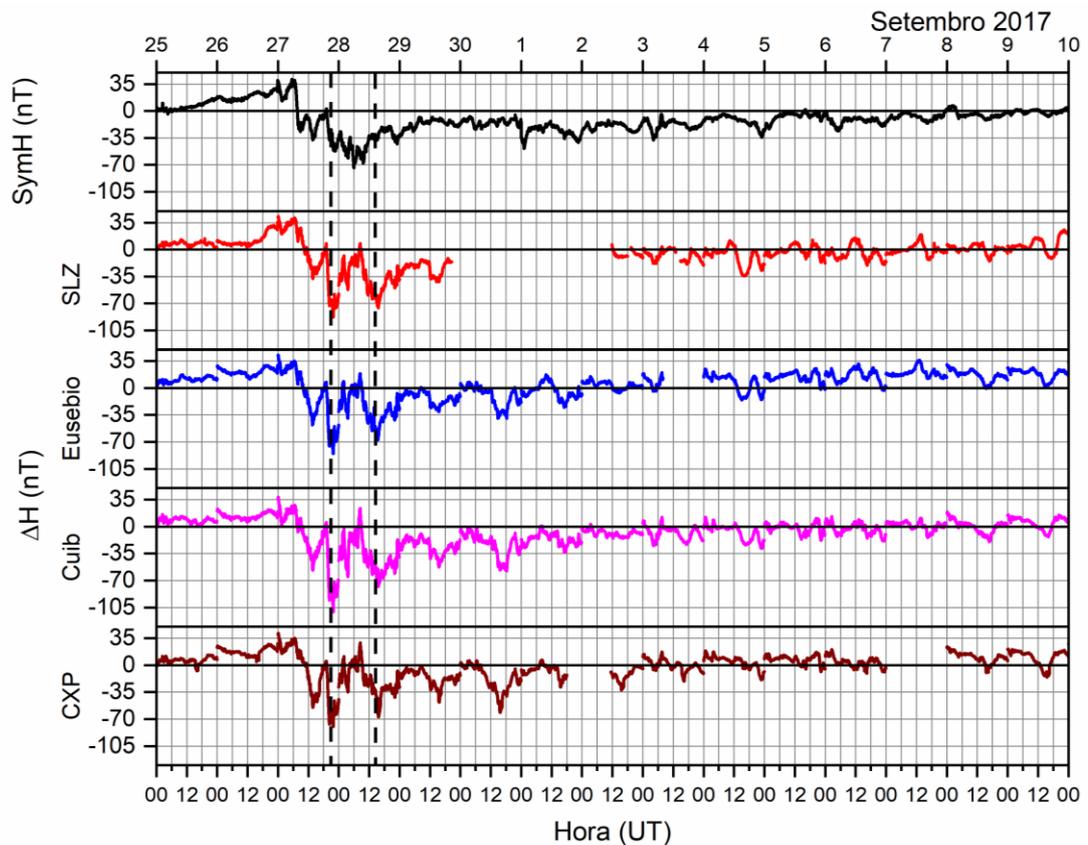


Dados obtidos em: OmniWeb e RBMC/IBGE (para cálculo do TEC).
 Fonte: Produção da autora.

De modo a verificar o comportamento do campo magnético local no Brasil, apresentamos a variação da componente horizontal, ΔH , nas quatro estações representativas mais próximas às estações do VTEC.

A Figura 3.18 apresenta a variação do Sym-H e do ΔH das quatro estações brasileiras: São Luís, MA, Eusébio, CE, Cuiabá, MT e Cachoeira Paulista, SP para o período de 25/09 a 09/10. Observa-se similaridades entre o Sym-H e o ΔH local. O aumento em Sym H na fase inicial da tempestade pode ser visto também no ΔH em todas as estações. Entretanto, enquanto o Sym-H possui apenas um mínimo, às ~ 07:00 UT de 28/09, as estações locais apresentam dois mínimos: às ~22:00 UT de 27/09 e às ~16:00 UT do dia 28/09. O valor mínimo de Sym H foi de ~ -75 nT, similarmente ao ΔH medido em São Luís, Eusébio e Cachoeira Paulista. Por outro lado, Cuiabá apresentou um mínimo de ΔH de -107 nT. Além disto, as medidas locais apresentam oscilações com períodos de aproximadamente 21 ± 3 horas, com amplitudes maiores que em Sym-H. É interessante lembrar que o Sym-H é calculado a partir de médias dos valores máximos obtidos em estações de médias latitudes. (DENARDINI et al., 2018b) discutem que as discrepâncias entre o Sym-H e os valores medidos localmente podem ser devidas ao fato de não se introduzir correções latitudinais na determinação de H. No entanto, o comportamento temporal de ΔH e Sym-H é bastante similar. O Sym-H será, deste modo, utilizado como referência neste trabalho.

Figura 3.18 - Variação do SymH e da componente Horizontal do campo magnético local no Brasil.



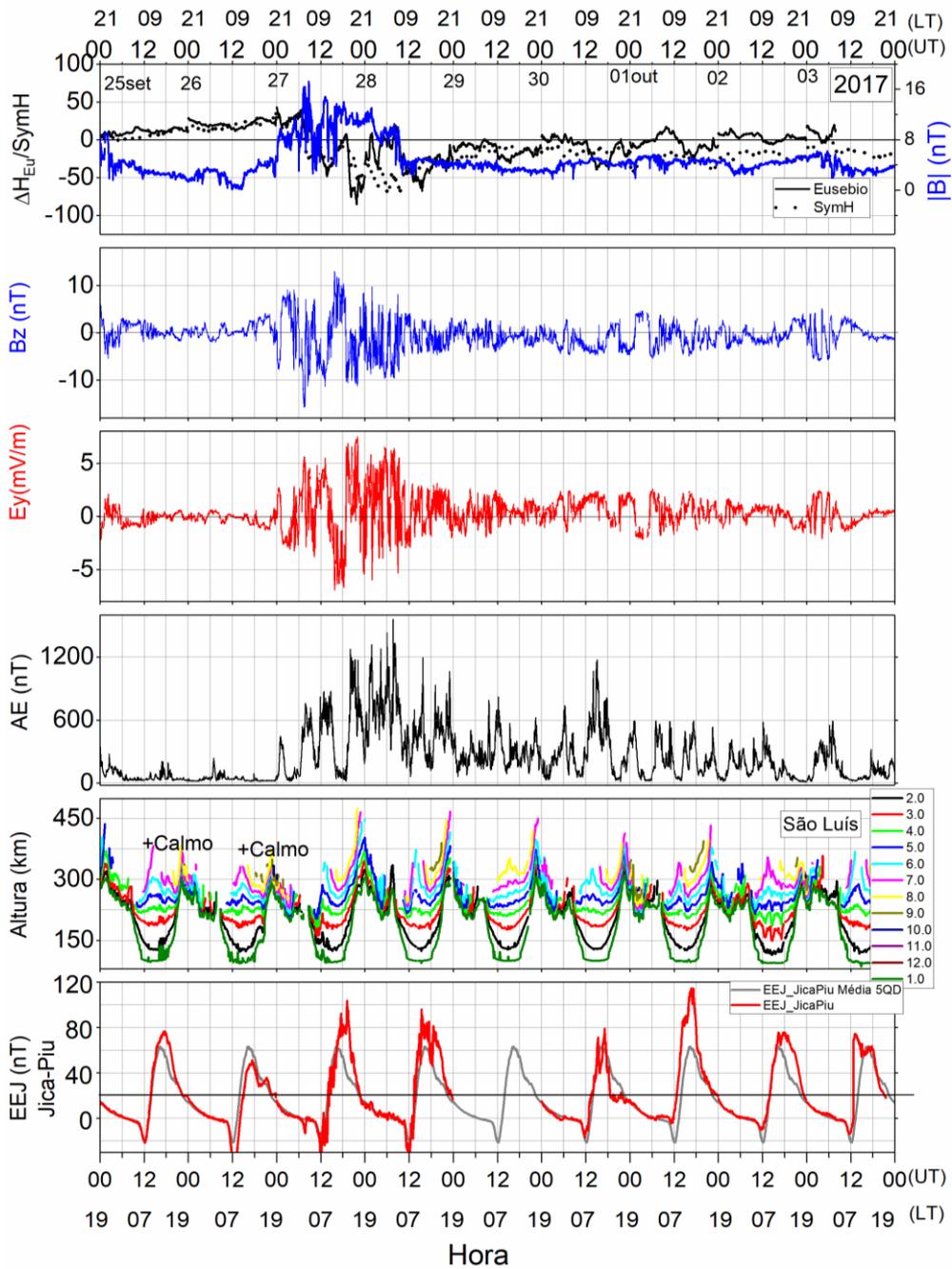
Dados obtidos em: OmniWeb Nasa e EMBRACE.

Fonte: Produção da autora.

As causas da variação do VTEC durante a tempestade são discutidas a partir da análise de outros parâmetros ionosféricos e magnéticos, como mostrado na Figura 3.19. Nessa figura são reapresentadas a variação do Sym-H, (linha pontilhada), o ΔH de Eusébio como referência local, o campo magnético interplanetário $|B|$, a variação da componente vertical do campo magnético interplanetário B_z , o campo elétrico interplanetário E_y , e o índice AE. O destaque é a variação da altura da camada F em frequências fixas entre 1 e 12 MHz, em São Luís, e finalmente verificamos a variação do eletrojato equatorial, EEJ, na região equatorial peruana (utilizado aqui por inexistência de dados similares na região equatorial brasileira). A curva vermelha indica o EEJ do dia e a curva cinza a média dos 5 dias mais calmos. No painel superior do gráfico é apresentada a hora universal, UT, e acima a hora local do Brasil (LT= UT-3). Na escala inferior,

a Hora Universal UT e a local de Jicamarca (LT = UT-5). Novamente, neste caso o EEJ apresenta valores negativos e, conforme mencionado anteriormente, será investigada a causa com mais detalhes em trabalhos futuros.

Figura 3.19 - Variação temporal de parâmetros interplanetários e índices geomagnéticos e parâmetros ionosféricos entre os dias 25/09 e 04/10.



Dados obtidos em: OmniWeb Nasa, EMBRACE e Samba-AMBER.
 Fonte: Produção da autora.

A fase principal da tempestade, ocorreu entre o dia 27/09 às 07:00 UT (~04:00 LT) e o dia 28/09 às 06:00 UT (03:00 LT). Neste intervalo, o Bz apresenta incursões negativas (para o sul) entre a) 07:00-09:00 UT (04:00-06:00 LT), b) 12:00-15:00 UT (09:00-12:00 LT), e c) 20:00-00:00 UT (17:00-21:00 LT) e finalmente d) 01:30-07:00 UT (22:30– 04:00 LT). Ocorre também um aumento da atividade auroral, AE, pouco tempo após o fim deste período, que atinge um máximo de ~1600 nT às 08:00 UT (05:00 LT), conforme mencionado anteriormente.

Uma inspeção na variação da altura da camada ionosférica (isolinhas de 1-12 MHz) nos intervalos de Bz negativo acima mencionados, mostra que: a) no primeiro intervalo que se inicia às 07:00 UT (04:00 LT) não há variação significativa da altura da camada F; b) no segundo intervalo, observa-se uma elevação da camada F a partir das 11:00 UT (08:00 LT) até atingir um máximo às 12:30 UT (09:30 LT); c) no terceiro intervalo a altura da camada F se eleva a partir das 18:30 UT (15:30 LT) atingindo um máximo às 00:00 UT (21:00 LT); d) finalmente, no período em que Bz oscila com valores majoritariamente negativos entre 01:30 e 07:00 UT, a camada F se elevou até atingir um pico em, aproximadamente, 08:00 UT (04:00 LT).

Essa resposta ionosférica ao Bz para o sul implica na possível penetração de campo elétrico de polaridade para leste na região, em comparação com um dia geomagneticamente calmo como visto nos dias 25 e 26/09. Durante o dia, o campo elétrico *undershielding* para leste contribui para a intensificação da deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$, o que explica a elevação da altura da camada F a partir das 18:30 UT (15:30 LT), horário da EIA, até ao anoitecer quando intensifica o PRE ao anoitecer em torno das ~21:00-22:00 UT (18:00 – 19:00 LT) (ABDU & BRUM, 2009). No período noturno, um campo elétrico de penetração *overshielding* para leste compete com o campo elétrico zonal do dínamo para oeste (o qual desloca a camada F para baixo à noite). Isto explica o pico adicional na altura da camada F às 07:00 UT (04:00 LT) e o VTEC também intensificado neste horário.

No presente caso, a camada F elevou-se acima do valor médio dos 5QD por longo período durante a penetração de campo elétrico para leste: *undershielding*

durante o dia e *overshielding* durante a noite. Isto ajuda é um dos motivos que ajuda a explicar a elevação do VTEC, entretanto, como já mencionado no caso anterior, este tipo de tempestade é difícil não levar em consideração os efeitos de dínamo perturbado, como existe atividade auroral, isso pode ter contribuído também neste intervalo em todas as estações conforme mostrado na Figura 3.17.

A variação do eletrojato equatorial, EEJ, em Jicamarca/Piura, que apresenta um atraso de 02 horas com a hora local no Brasil, mostra uma intensificação entre as 16:00-22:00 UT (11:00 e 17:00 LT) no dia 27/09, fortalecendo a hipótese de penetração de campo elétrico na região equatorial. No entanto, é preciso ressaltar novamente que o EEJ em Jicamarca foi utilizado aqui apenas para mostrar a ação do PPEF na região equatorial durante esta tempestade. (SANTOS et al., 2012) ressaltam que, devido à dependência do PPEF com a hora local e as diferenças na condutividade ionosférica e seus gradientes longitudinais entre essas localidades resultam em diferenças no padrão do campo elétrico de penetração nas duas regiões, a hora local influencia no sentido da penetração do campo elétrico.

Como mencionado acima, tal resposta ionosféricas é observada em outros intervalos durante a fase de recuperação da tempestade geomagnética. As diversas excursões de Bz para norte e sul sugerem múltiplos processos de reconexão com episódios de penetração de campo elétrico na região equatorial. No entanto, é preciso considerar ainda a atividade auroral intensificada também na fase de recuperação, mesmo que não tão intensa como na fase principal da tempestade. A atividade auroral aumentada contribui para perturbar o sistema de ventos termosféricos, que soprando para o equador, podem ajudar a elevar ou manter a camada F elevada e conseqüentemente sustentar a ionização devido a processos de recombinação menos efetivos (BATISTA et al., 2017). Neste tipo de tempestade causada por CIR/HSSs há uma combinação de causas e efeitos que pode tornar difícil a distinção entre um e outro em certos intervalos em alguns casos mais pronunciados.

De modo a determinar o quanto a tempestade geomagnética alterou a ionização ionosférica nas baixas latitudes do Brasil, analisamos o desvio percentual do VTEC, conforme descrito no estudo de caso de maio de 2016. O desvio percentual oferece uma informação adicional sobre a ionização em uma região onde os gradientes de densidade ionosférica são muito importantes.

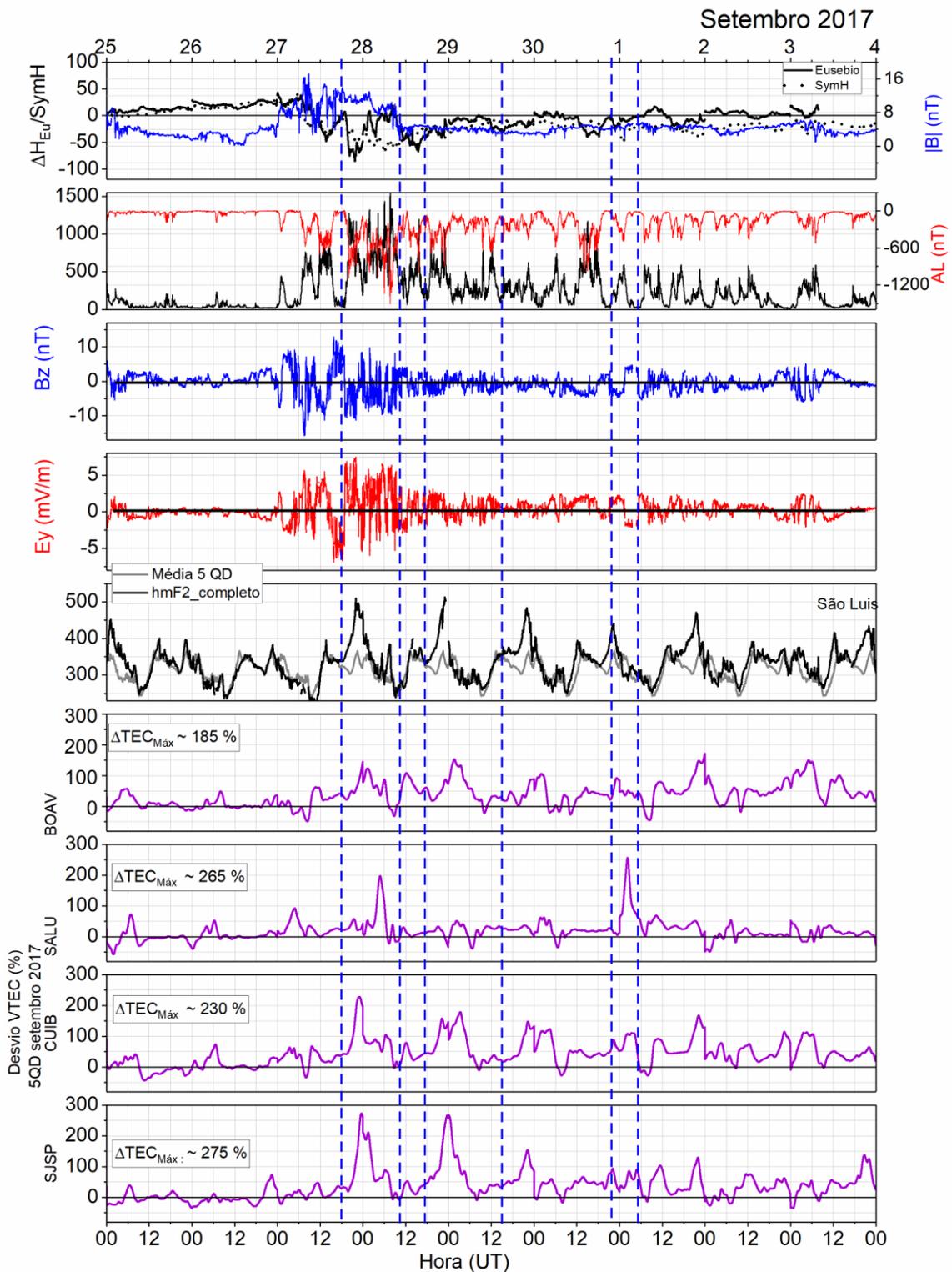
A Figura 3.20 apresenta o desvio percentual do VTEC para as mesmas estações mostradas na Figura 3.17, juntamente com as variações do Sym-H, do ΔH de Eusébio, do $|B|$, do B_z , do E_y , do AE e AL. Neste caso é apresentada a variação da altura do pico da camada F, $hmF2$, em São Luís, e a curva média dos seus 5 dias mais calmos (linha cinza) para verificar a relação causal com os desvios máximos do VTEC.

Observa-se que os desvios percentuais do VTEC apresentam alta variabilidade em todas as estações durante o período da tempestade. Os maiores desvios ocorreram nas regiões das cristas da EIA e na sua borda sul entre as 18:00 e 04:00 UT (15:00 e 01:00 LT), tanto na fase principal como na fase de recuperação da tempestade. No entanto, na longa fase de recuperação há mais episódios de desvios elevados do VTEC. Além disto, os desvios percentuais máximos ocorrem quando a camada F está em ascensão vertical até o pico de altura, que foi influenciada pelas incursões negativas de B_z e pela penetração de campos elétricos, conforme discutido anteriormente. Nota-se também que a atividade auroral elevada pode ter contribuído para a manter a ionização elevada devido a seus efeitos tais como aquecimento termosférico global e expansão, processos de dínamo perturbado e perturbação dos sistema de circulação dos ventos (CANDIDO et al., 2018).

Na região equatorial os maiores desvios ocorreram no final da fase principal (~200%) às ~05:00 UT (02:00 LT), e no terceiro dia da fase de recuperação, durante uma inversão de B_z para o norte, quando o PPEF *overshielding* para leste às 03:00 UT (00:00 LT) que chegou a ~265%.

A maior variabilidade percentual do VTEC foi observada na borda sul da EIA, em SJC.

Figura 3.20 – Variação temporal de parâmetros interplanetários e índices geomagnéticos e parâmetros ionosféricos durante os dias 25/09 até 04/10.

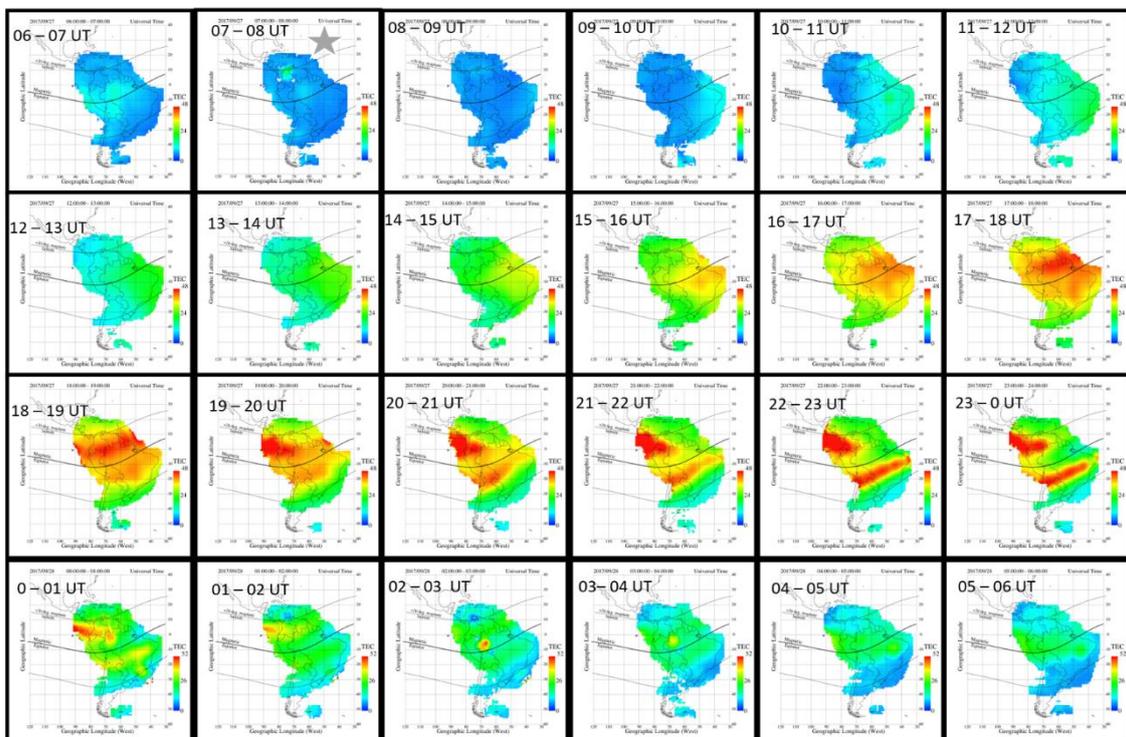


Dados obtidos em: OmniWeb Nasa e EMBRACE.
 Fonte: Produção da autora.

Outra maneira de se verificar a formação da EIA e a intensificação geral do VTEC no setor brasileiro no intervalo da tempestade são os mapas de VTEC. Estes permitem uma visão mais ampla da variação do TEC nas diferentes fases. Note, no entanto, que o valor do VTEC é o valor absoluto e não o seu desvio percentual. As Figuras 4.22, 4.23 e 4.24 e 4.25 apresentam o comportamento do TEC nos dias 27, 28, 29 e 30 a partir das 06:00 UT até as 05:00 UT do dia seguinte.

Na Figura 3.21, referente ao dia 27-28, durante a fase principal da tempestade, é possível observar a intensificação do VTEC a partir das 15:00 UT que resultará na formação da EIA, a qual se torna bem desenvolvida por volta das 18:00 UT, e que se prolonga até pelo menos às 23:00 UT (20:00 LT). A região de baixas latitudes permanece com o VTEC intensificado até aproximadamente 05:00 UT (02:00 LT), conforme também visto na Figura 4.17. A estrela cinza indica o início da tempestade.

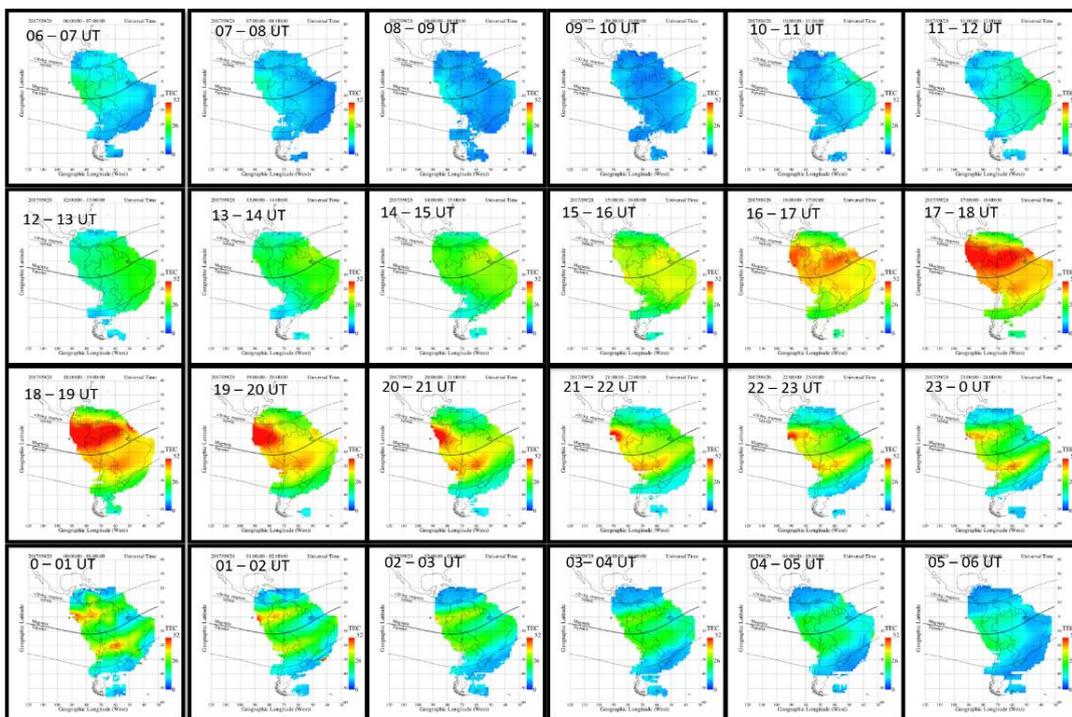
Figura 3.21 - Mapas de TEC de 27/09 a 28/09, das 06:00 – 05:00 UT.



Fonte: Adaptado de LISN (2019).

A Figura 3.22 mostra o mapa no dia 28-29, que corresponde ao início da fase de recuperação da tempestade, a formação da EIA é vista a partir das 16:00 UT (13:00 LT) predominantemente na crista norte da EIA, e região equatorial. A partir das 21:00 UT (18:00 LT) a EIA é enfraquecida, embora seja possível a identificação das duas cristas até 01:00 UT. Na região equatorial é possível observar suaves depleções no VTEC (em azul) que podem significar a ocorrência de bolhas de plasma.

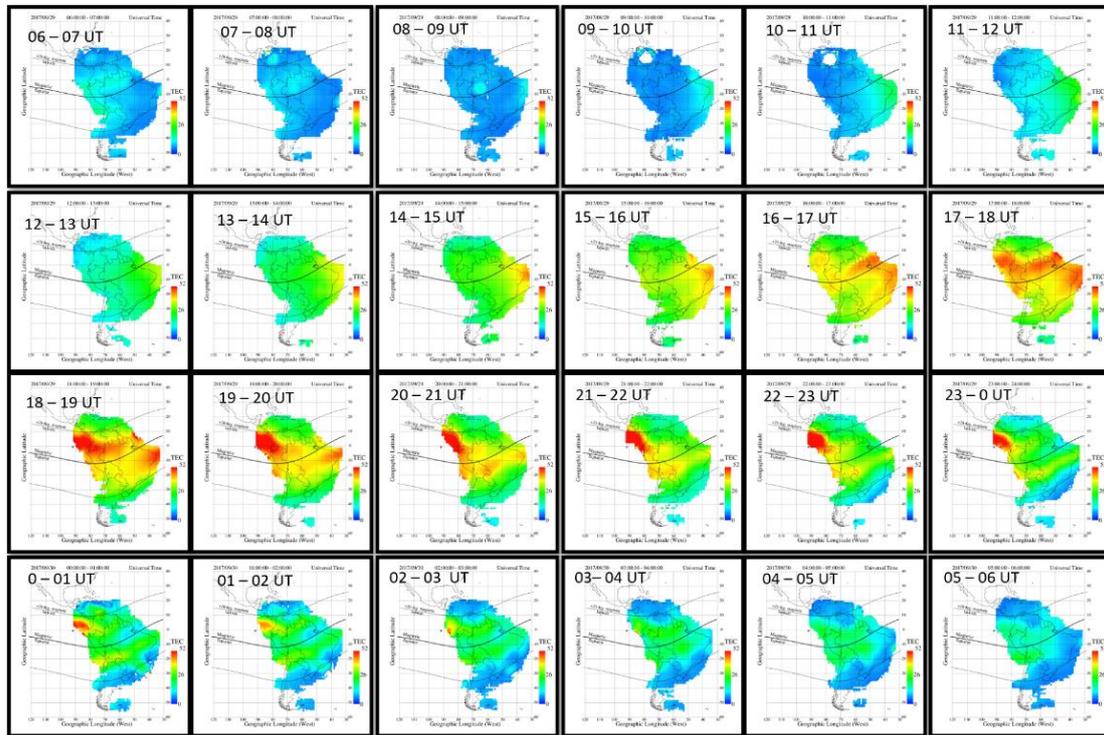
Figura 3.22 - Mapas de TEC de 28/09 a 29/09, das 06:00 – 05:00 UT.



Fonte: Adaptado de LISN (2019).

O mapa do TEC do dia 29-30 mostrado na Figura 3.23, apresenta um aumento da ionização por volta das 14:00 UT (11:00 LT) que se desenvolve mais assimetricamente com predominância na crista norte e mais no setor de Jicamarca.

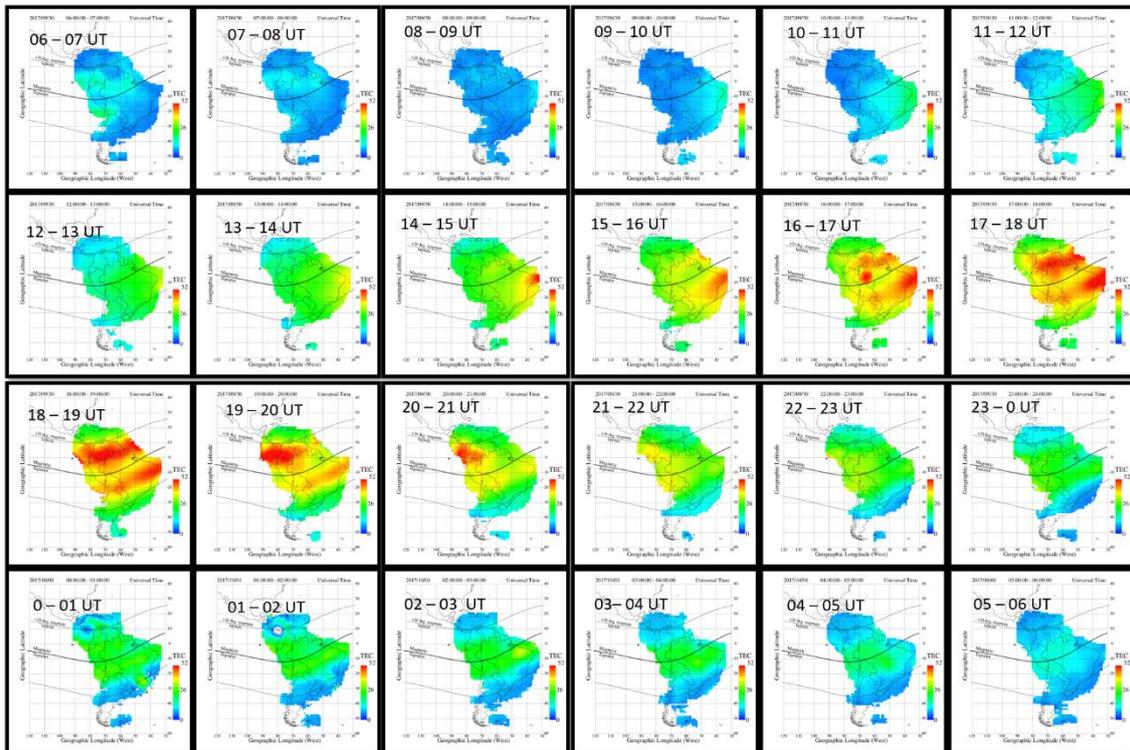
Figura 3.23 - Mapas de TEC de 29/09 a 30/09, das 06:00 – 05:00 UT.



Fonte: Adaptado de LISN (2019).

O mapa do TEC do dia 30/09 - 01/10 mostrado na Figura 3.24, vê-se que a formação da EIA se inicia às 14:00 UT (crista sul) e se desenvolveu completamente às 19:00 UT, enfraquecendo posteriormente entre 20 e 21:00 UT.

Figura 3.24 - Mapas de TEC de 30/09 a 01/10, das 06:00 – 05:00 UT.



Fonte: Adaptado de LISN (2019).

Durante a madrugada do dia 28 para o dia 29 e do dia 29 para o dia 30, nos horários mais tardios, próximo ao equador é possível se identificar valores mais baixos de VTEC, caracterizados por tons azulados, cuja associação com a ocorrência de bolhas pode vir a ser ou não confirmada apenas com a introdução de dados de outros instrumentos.

3.2.1 O dia calmo antes da tempestade como dia quieto de referência para o aumento do TEC

O “*calm before the storm*”, CBS, ou “calmaria” antes da tempestade é um fenômeno geomagnético que pode acontecer antes de uma tempestade causada por CIR/HSSs, como mencionado no Capítulo 1. Interpreta-se que neste dia há um esvaziamento da ionosfera através de um processo de drenagem para a plasmasfera. Estima-se que 70 % dos casos de tempestades causadas por CIRs/HSSs, apresentam essa característica, conforme reportado por (BOROVSKY; STEINBERG, 2006). Na tempestade de setembro estudada nesse trabalho, observa-se a ocorrência dessa característica, de modo que comentamos brevemente sobre a possibilidade de se usar este dia como o dia de referência para comparação com as variações de VTEC. Esta é a primeira vez, até onde vai nosso conhecimento, que se analisa este dia em estudos sobre a ionosfera equatorial e de baixas latitudes no setor brasileiro.

Na Figura 3.25 compara-se a variação do VTEC durante a tempestade com o VTEC do dia calmo antes da tempestade (CBS), que foi selecionado como o dia 25/09 ($K_p < 1$). As variações relativas do VTEC são parecidas, qualitativamente, às observadas na Figura 3.17 (onde utilizou-se o $VTEC_{5QD}$ como referência), em todas as estações.

No entanto, para se determinar melhor as diferenças entre os dois métodos, apresentamos a variação do desvio percentual do VTEC utilizando-se o VTEC do CBS, conforme a Figura 3.25.

A Figura 3.26 apresenta a variação temporal do desvio percentual do VTEC em relação ao CBS. Nota-se que a variação percentual é bem mais acentuada quando se utiliza o CBS como referência ao invés do 5QD. Os valores percentuais máximos atingidos são respectivamente: ~ 205 % em Boa Vista, 695% em São Luís (região equatorial), 335% em Cuiabá e 455 % em São José dos Campos. Isso significa que realmente a densidade ionosférica, ou, os valores de VTEC estiveram muito baixos durante o período de CBS.

De um modo geral as variações percentuais do VTEC para esta tempestade ficaram mais pronunciadas utilizando-se o CBS como referência, como percebe-se em uma comparação entre as figuras 3.26 e 3.20. Porém, é interessante notar que enquanto o pico que aparece no dia 01/10 à 01:00 UT na região equatorial (SALU) se tornou mais pronunciado, outras variações que não se sobressaíam na Figura 3.20 ficaram evidentes da Figura 3.26, chegando ao patamar de ~ 200%. Na Figura 3.20 esse patamar é observado apenas em um pico no dia 28/09 às 06:00 UT. Em geral é observado uma oscilação periódica no VTEC na região equatorial.

A Tabela 3.3 compara os desvios percentuais máximos do VTEC para os dois métodos.

Tabela 3.3 - Diferenças entre o desvio percentuais de VTEC_{5QD} e VTEC_{CBS}.

| Estação/Região | Desvio % VTEC _{5QD} | Desvio % VTEC _{CBS} | Desvio % (VTEC _{CBS} - VTEC _{5QD})/VTEC _{5QD} |
|-------------------------|---------------------------------|---------------------------------|--|
| BOAV – crista norte | 185 | 205 | 11 |
| SALU - equatorial | 265 | 695 | 162 |
| CUIB – crista sul | 230 | 335 | 46 |
| SJSP – borda crista sul | 275 | 455 | 65 |

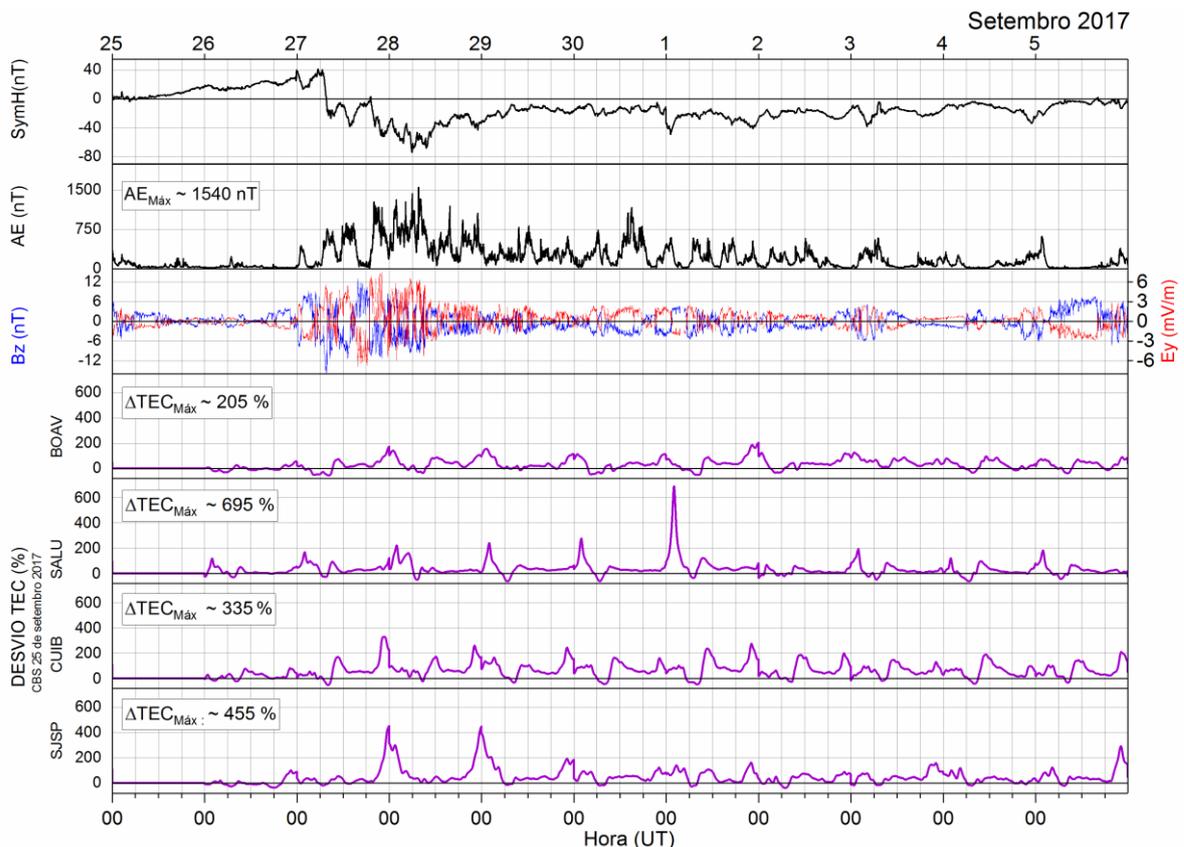
Fonte: Produção da autora.

Nota-se uma diferença acentuada nos desvios percentuais calculados com base na média dos 5QD e no CBS, sendo que os desvios para CBS são mais elevados, especialmente na região equatorial. Isto pode ser explicado recorrendo a um possível processo de drenagem da ionosfera que ocorre

durante o intervalo de CBS. Em termos gerais: “Quando há um período muito calmo na atividade geomagnética por mais de dois dias, a ionosfera flui para fora produzindo uma plasmasfera densa além da órbita geossíncrona.” (BOROVSKY; STEINBERG, 2006). Isto é possivelmente ligado aos efeitos da passagem de um vento solar lento que precede a chegada do vento rápido que originou a tempestade, conforme mencionado no capítulo 1.

O método de comparação com o valor de VTEC do CBS pode vir a ser de utilidade em estudos envolvendo previsão de clima espacial, uma vez que se poderia identificar o CBS com um ou dois dias de antecedência, como um precursor da chegada de estruturas capazes de iniciar uma tempestade geomagnética.

Figura 3.26 - Variação temporal do desvio percentual do VTEC em relação ao CBS.



Dados obtidos em: OmniWeb NASA.
Produção da autora.

3.3 Estudo estatístico das tempestades causadas por CIR/HSSs nos anos de 2016 e 2017

De modo a se estudar a resposta ionosférica aos eventos de feixes de vento solar rápido, HSSs, durante os anos de 2016 e 2017, um estudo estatístico foi realizado. Inicialmente foi feito um levantamento das tempestades geomagnéticas causadas por HSS emanados por buracos coronais e catalogados no (https://solen.info/solar/coronal_holes.html). Com essas informações e os resultados do processamento de dados interplanetários, solares e geomagnéticos, criou-se um novo catálogo com as seguintes informações: duração das tempestades, tempo de trânsito do buraco coronal de frente para a Terra, velocidade máxima do vento solar, duração da fase de recuperação da tempestade geomagnética, Sym-H mínimo na fase principal, valor máximo de Kp, valor médio do fluxo solar e desvios percentuais máximos do VTEC (positivos e negativos) em relação a curva média dos 5 dias mais calmos do mês e ao CBS, bem como a fase da tempestade na qual esses desvios ocorreram.

Os feixes rápidos de vento solar causam, em geral, tempestades geomagnéticas de fracas a moderadas. Isto se deve em parte à natureza oscilatória da componente vertical B_z magnética presente nos CIRs (TSURUTANI et al., 2006a). As tempestades intensas (cujo Sym-H ultrapassa -100 nT) são menos frequentes, como vimos no primeiro estudo de caso apresentado no capítulo 1.

Como a maior parte das tempestades são moderadas, selecionamos apenas as tempestades que atendem a esse critério: $50 \leq |\text{Sym-H}| \leq 110$ nT para se criar um novo catálogo. Devido ao grande volume de informação extraído, serão apresentados e discutidos apenas alguns resultados mais relevantes, como a amplitude dos desvios máximos com relação à localidade com relação à fase da tempestade e ao horário de ocorrência. Nos dois anos estudados foram 31 casos de tempestades moderadas.

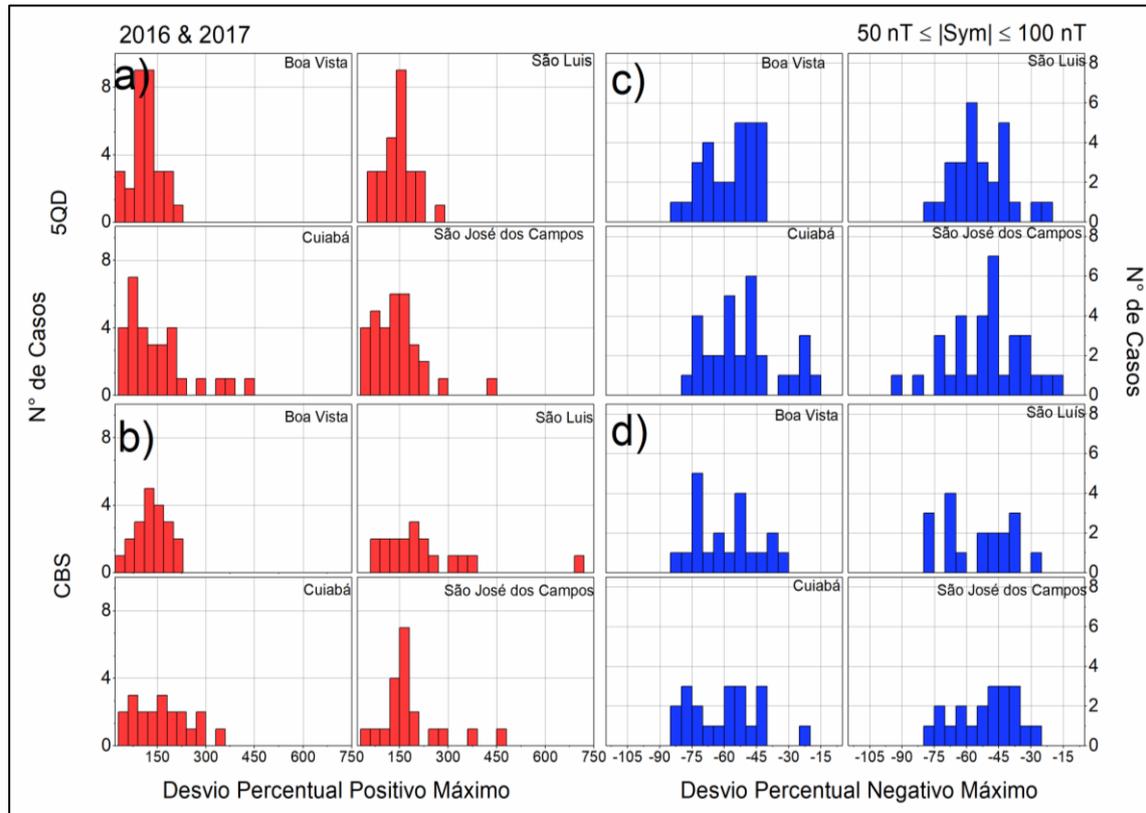
A Figura 3.27 apresenta um histograma com os desvios percentuais máximos positivos (VTEC aumenta) e negativos (VTEC diminui) para os anos de 2016 e

2017 em cada localidade. Estes valores foram identificados manualmente para cada uma das tempestades durante os dois anos, observou-se os valores mais positivos e negativos em cada uma das tempestades e seu valor foi registrado. Em a) e b) são apresentados os desvios percentuais positivos com relação ao 5QD e ao CBS, respectivamente. Em c) e d) são apresentados os desvios percentuais negativos com relação ao 5QD e ao CBS.

Observa-se que de modo geral, os desvios percentuais positivos se distribuem principalmente até 300%, com alguns poucos casos superiores a este valor, sobretudo quando se toma o CBS como referência (Fig. 3.28a e 3.28b). O maior número de casos de desvio percentual positivo ocorre entre 70 e 200 %.

Os desvios percentuais negativos mostrados em c) e d) revelam uma concentração de desvios negativos principalmente com valores entre -30 e -80 %, com o maior número de casos centrado em ~ -50%. Como já mencionado nas seções anteriores, os desvios percentuais foram calculados conforme (CANDIDO et al., 2018).

Figura 3.27 - Desvios percentuais máximos positivos e negativos com relação ao 5QD e ao CBS.



Fonte: Produção da autora.

A Figura 3.28 apresenta um histograma com a distribuição dos desvios percentuais máximos positivos (VTEC aumenta) e negativos (VTEC diminui) para os anos de 2016 e 2017 com relação às fases das tempestades. O número de casos de resposta ionosférica nas estações está mostrado no canto superior direito de cada histograma (note-se que nem sempre havia dados disponíveis). As fases da tempestade são definidas de acordo com (GONZALEZ et al., 1994) e (BOROVSKY; STEINBERG, 2006) e são classificadas da seguinte forma:

- 0 – *Calm Before Storm**,
- 1 - Fase Inicial,
- 2 – Fase principal e
- 3 – Fase de recuperação.

As colunas rosas representam os desvios percentuais máximos positivos do VTEC e as roxas representam os desvios percentuais máximos negativos para

as 4 estações selecionadas (Boa Vista, São Luís, Cuiabá e São José dos Campos).

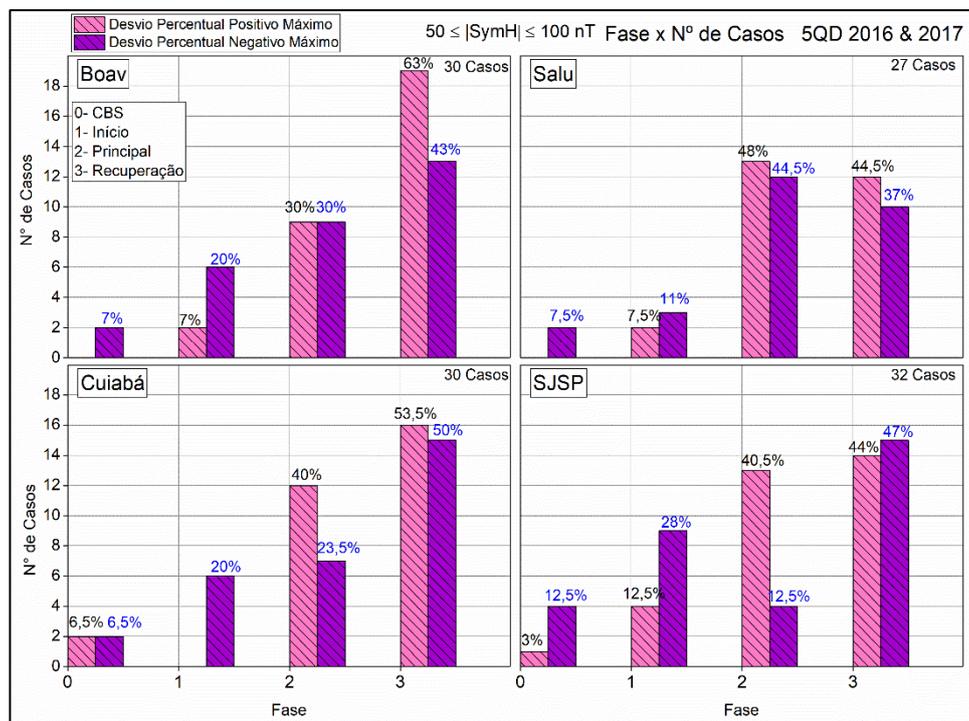
Nota-se que nas duas cristas da EIA e na borda da crista sul, em São José dos Campos a maioria dos desvios máximos (tanto positivo quanto negativo) aconteceu na fase de recuperação, conforme mostram os percentuais marcados nas colunas. Em São Luís que representa o equador magnético, a maioria dos casos aconteceu durante a fase principal, mas também na de recuperação. Isto pode ter alguma relação com a duração da tempestade.

Esse percentual elevado de variação do VTEC na fase de recuperação pode ser compreendido pela duração maior das tempestades causadas por CIR/HSSs. A fase de recuperação nesse tipo de tempestade é mais longa que as causadas por CMEs. Durante essa fase, múltiplos episódios de reversão de Bz para o norte e o sul e penetração de campo elétrico podem ocorrer, o que inclui uma atividade auroral contínua, intensa, e de longa duração, conhecida como HILDCAAs¹ (*High-Intensity Long Duration Continuous Auroral Activity*) (NEGRETI; DE PAULA; CANDIDO, 2017; PEREIRA DA SILVA et al., 2020; PEREIRA DA SILVA et al., 2017; TSURUTANI; GONZALEZ, 1987; VERKHOGLYADOVA et al., 2013).

Por outro lado, na região equatorial, os desvios percentuais máximos foram observados tanto na fase principal como na fase de recuperação. Isto pode ser explicado considerando-se que com os contínuos episódios de penetração de campo elétrico na região equatorial e atividade auroral nas duas fases das tempestades, isso causou diminuição na concentração iônica na região equatorial e maior concentração nas cristas da EIA. (LIU et al., 2012; SANTOS et al., 2012; SHARMA et al., 2011)

¹ Critérios de definição do HILDCAAs: 1) o índice AE precisa deve atingir um pico de intensidade acima ou igual a 1000 nT; 2) o índice AE precisa ser contínuo e não cair para valores abaixo de 200 nT por mais de 2 horas em um período; 3) o evento deve ter duração de pelo menos 2 dias e 4) ocorrer depois da fase principal de uma tempestade geomagnética.

Figura 3.28- Distribuição dos desvios percentuais máximos positivos e negativos do VTEC por fase durante os anos de 2016 & 2017.

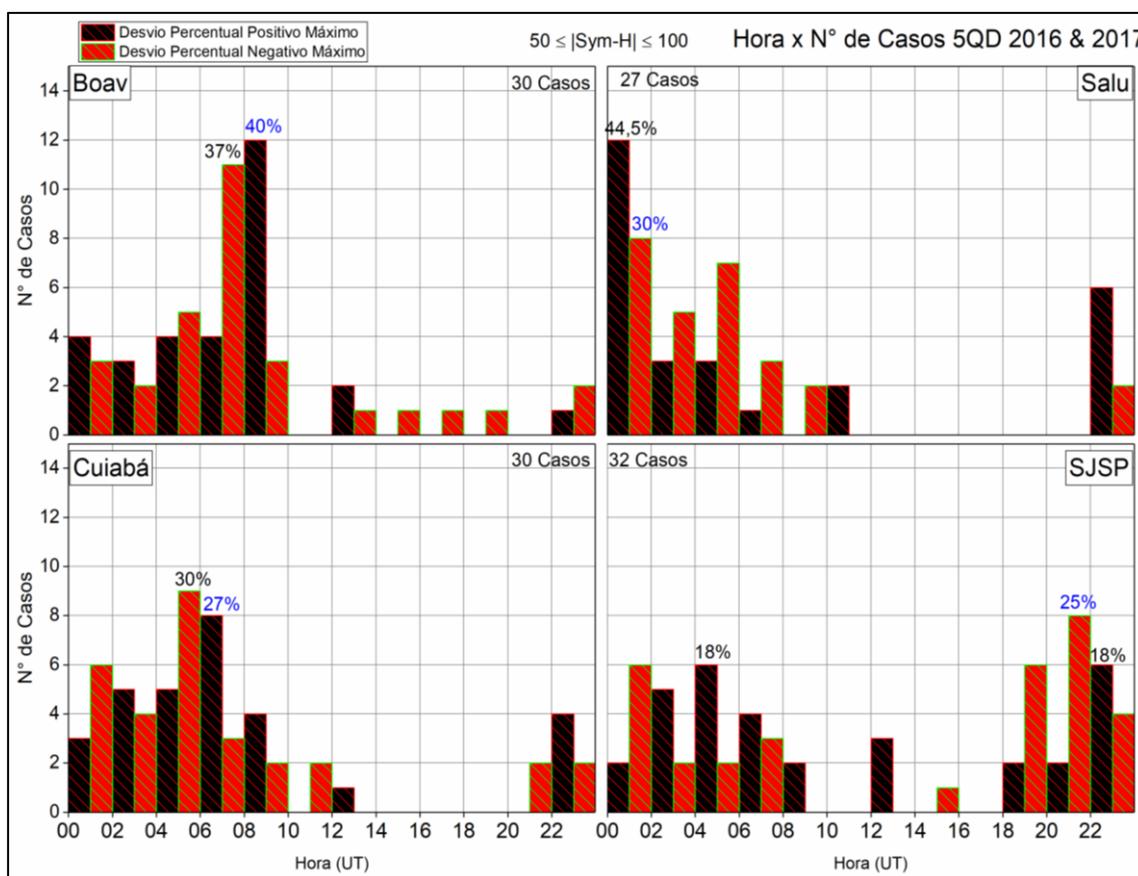


Fonte: Produção da autora.

A Figura 3.29 é uma análise da distribuição dos desvios percentuais máximos positivos e negativos do VTEC com relação a hora de ocorrência, em UT. Foram utilizados os mesmos máximos positivos e negativos da Figura 4.29.

Nota-se que em todas as estações os desvios percentuais máximos ocorreram entre 00:00 e 08:00 UT (21:00 – 05:00 LT). Na borda da EIA, em SJC, observa-se que os desvios máximos se concentram também no período entre 21:00 e 06:00 UT. Isto está de acordo com o observado por (IMMEL; MANNUCCI, 2013). Note que estes valores (tanto aumento quanto diminuição do VTEC) acontecem durante a noite e a madrugada.

Figura 3.29 - Distribuição dos desvios percentuais máximos positivos e negativos do VTEC com relação à hora de ocorrência durante os anos de 2016 & 2017.



Fonte: Produção da autora.

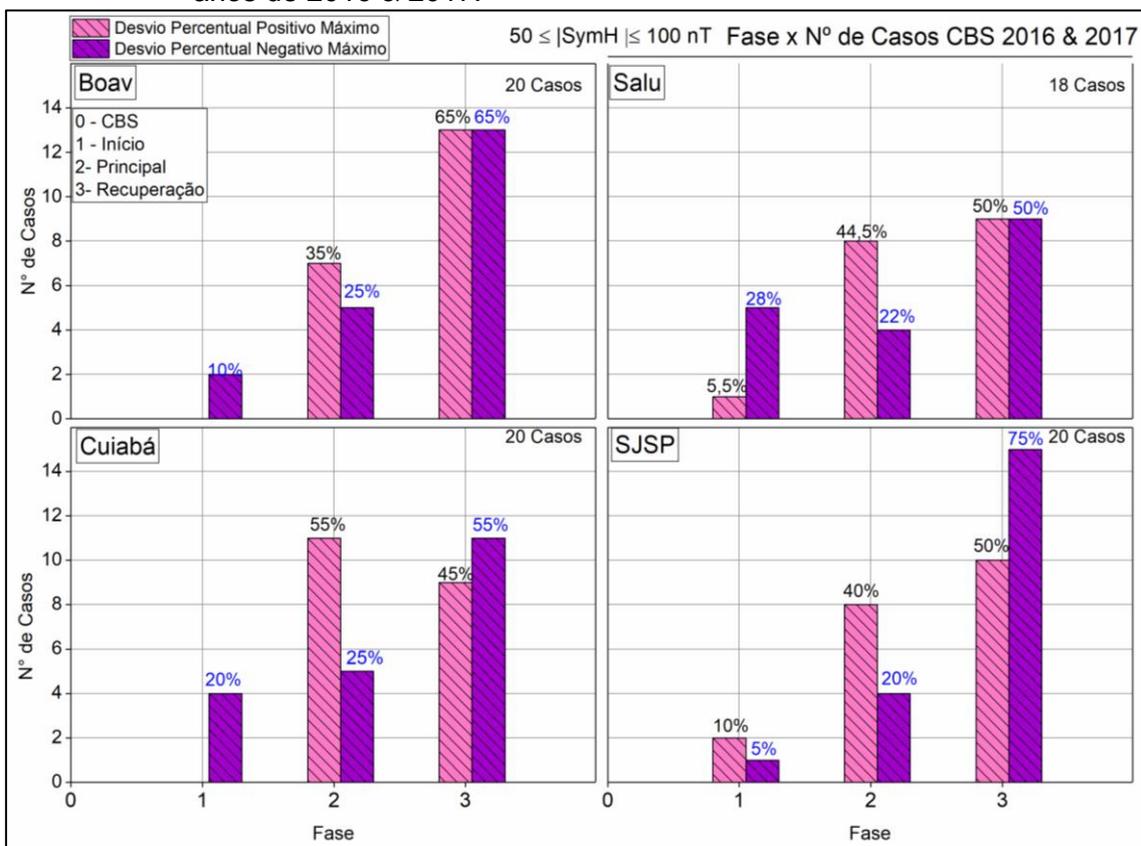
As Figuras 3.30 e 3.31 apresentam as mesmas análises para os desvios máximos percentuais positivos e negativos do VTEC que foram feitos nas Figuras 3.28 e 3.29, porém, utilizando o CBS como referência. Observa-se que a maior diferença acontece em Cuiabá. Na crista sul, a maioria dos casos acontecia na fase de recuperação, agora, acontece mais na fase principal.

A Figura 3.31 parece apresentar menos diferenças com sua similar, a 3.29. Os perfis estão muito próximos, o que acontece neste segundo caso é que existe uma maior distribuição entre os horários.

Por outro lado, a Figura 3.30 parece apresentar mais diferenças com sua similar, a 3.28. Os perfis estão muito próximos, o que acontece neste segundo caso é que existe uma maior distribuição entre os horários.

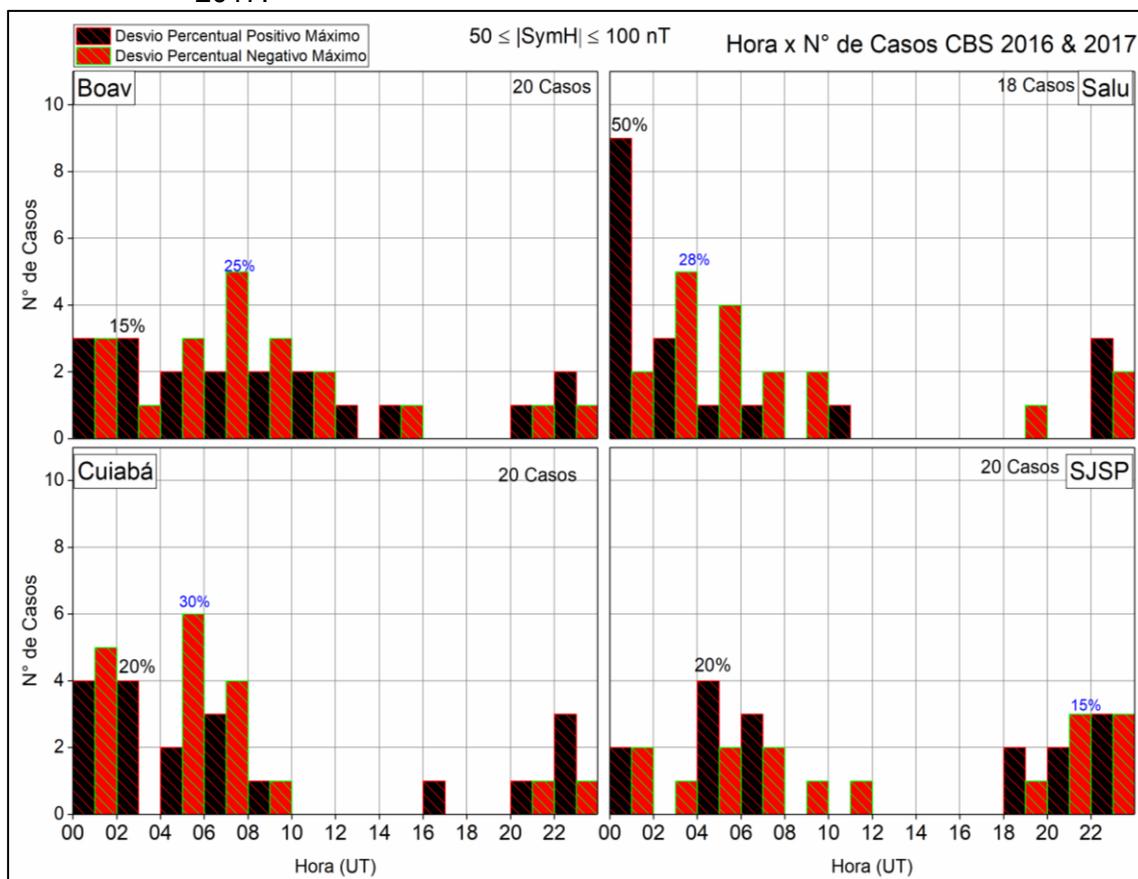
Estas diferenças estão sendo investigadas e será discutida com mais profundidade em trabalhos futuros.

Figura 3.30 - Distribuição dos desvios percentuais máximos positivos e negativos do VTEC comparado ao CBS com relação à fase da tempestade durante os anos de 2016 & 2017.



Fonte: Produção da autora.

Figura 3.31 - Distribuição com relação à hora de ocorrência dos desvios percentuais máximos positivos e negativos do VTEC em relação aos CBS. 2016 & 2017.



Fonte: Produção da autora.

O levantamento de algumas das principais características das tempestades permitirá uma análise de correlação entre parâmetros de interesse com vistas a aplicação em previsão de clima espacial.

3.4 Irregularidades do plasma ionosférico equatorial durante tempestades causadas por HSS/CIRs

Nesta seção serão apresentadas algumas considerações sobre a ocorrência de irregularidades de plasma equatoriais que ocorreram durante as tempestades causadas por CIRs/HSS, algumas das quais identificadas nos dois estudos de caso apresentados nas Seções 3.2 e 3.3.

As irregularidades de plasma chamadas genericamente de "Bolhas de Plasma Equatorial" ou Spread-F equatorial, são regiões de densidade mais baixa que o plasma ionosférico ambiente, que se desenvolvem ao anoitecer devido aos processos eletrodinâmicos na região equatorial. A condição essencial ao seu desenvolvimento é a ocorrência do pico Pré-Reversão, PRE, ou a subida rápida da camada F durante a noite (SOBRAL et al., 2002; SRIPATHI et al., 2018). O período de maior ocorrência das bolhas de plasma é entre outubro e março sendo que a taxa de ocorrência é bem menor entre maio e agosto (SOBRAL et al., 2002). As bolhas de plasma podem resultar em processos de cintilação ionosférica, que são flutuações nos sinais de rádio que se propagam na região. Tais flutuações podem interferir nos sistemas de navegação, posicionamento e nas telecomunicações via satélite, levando a erros de posicionamento e até perdas de sinal. Deste modo o estudo de irregularidades de plasma em períodos de tempestades não tão fortes, como as mostradas nesse trabalho pode ser útil para estudos envolvendo sistemas tecnológicos.

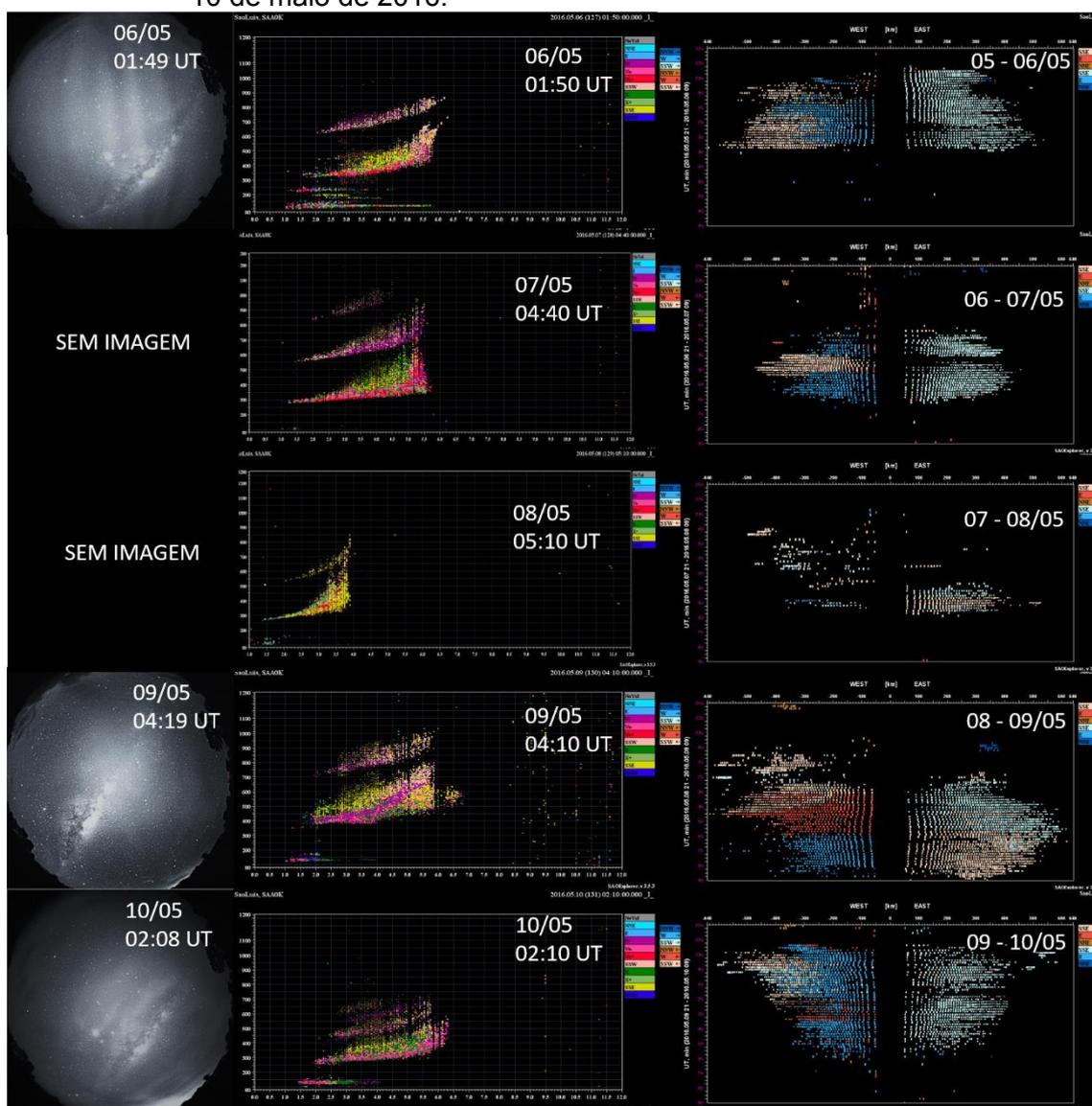
As bolhas de plasma não são o escopo deste trabalho, de modo que são apresentados alguns aspectos mais gerais relativos à sua ocorrência durante os eventos estudados. Em seções anteriores, foi possível observar a assinatura de sua ocorrência no período noturno em alguns mapas de TEC nos dois estudos de caso. Para ilustrar a ocorrência de bolhas nos dois estudos de caso de tempestade, utilizamos dados de imagens da emissão OI 630.0 nm (quando disponíveis), e alguns gráficos chamados ionogramas e directogramas obtidos com Digissondas na região equatorial, em São Luís. Em linhas gerais, os ionogramas são gráficos que mostram a variação da altura da ionosfera (da base

até a altura do pico de densidade) em função da frequência de sondagem, que varia entre 1 e 20 MHz. Durante a ocorrência de bolhas o traço do ionograma fica “espalhado”, o que convencionou-se chamar de spread-F. As Digissondas também fornecem gráficos denominados Directogramas, que contém informações direcionais sobre a distribuição dos ecos refletidos pelas irregularidades, com uma cobertura espacial de aproximadamente 600 km a leste e a oeste da estação de sondagem (REINISCH et al., 2004).

A Figura 3.32 apresenta uma composição (colunas verticais) dos três tipos de dados mencionados durante as tempestades ocorridas em maio de 2016, entre os dias 06 e 10. As imagens da emissão OI 630,0 nm de um imageador instalado em Manaus (região equatorial) foram obtidas nos dias 06/05, 09/05 e 10/05. Observa-se a presença de bandas escuras no dia 06 às 01:50 UT (22:50 LT). O ionograma obtido em São Luís mostra a ocorrência de spread-F, associado à ocorrência de bolha de plasma na região. O directograma mostra a presença de irregularidades (distribuição espacial dos ecos refletidos) entre as 22:00 UT e 04:00 UT (19:00 e 01:00 LT) tanto a leste como a oeste de São Luís. Nos dias 07 e 08/05 não havia imagens disponíveis. No entanto, pode-se observar a ocorrência de spread-F nos ionogramas e nos directogramas em todas as noites.

Note que o desenvolvimento de irregularidades no mês de maio pode ter sido favorecido pela ocorrência das tempestades magnéticas moderadas e consequente intensificação da deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ por campos elétricos de penetração ao anoitecer e em períodos noturnos. A ocorrência de bolhas de plasma em períodos pré e pós meia noite durante tempestades moderadas foi também reportada por (SRIPATHI et al., 2018) que destaca o papel dos campos elétricos de penetração no desenvolvimento de irregularidades no período pré amanhecer.

Figura 3.32 - Assinaturas de irregularidades de plasma observadas com imageamento *all-sky* da emissão OI 630.0 nm e com ionossonda (ionograma e directograma) na região equatorial ou próximo a esta, entre os dias 06 e 10 de maio de 2016.



Dados obtidos em: EMBRACE (Dados de Digissonda) e Dr. Alexandre Pimenta (Imagem).

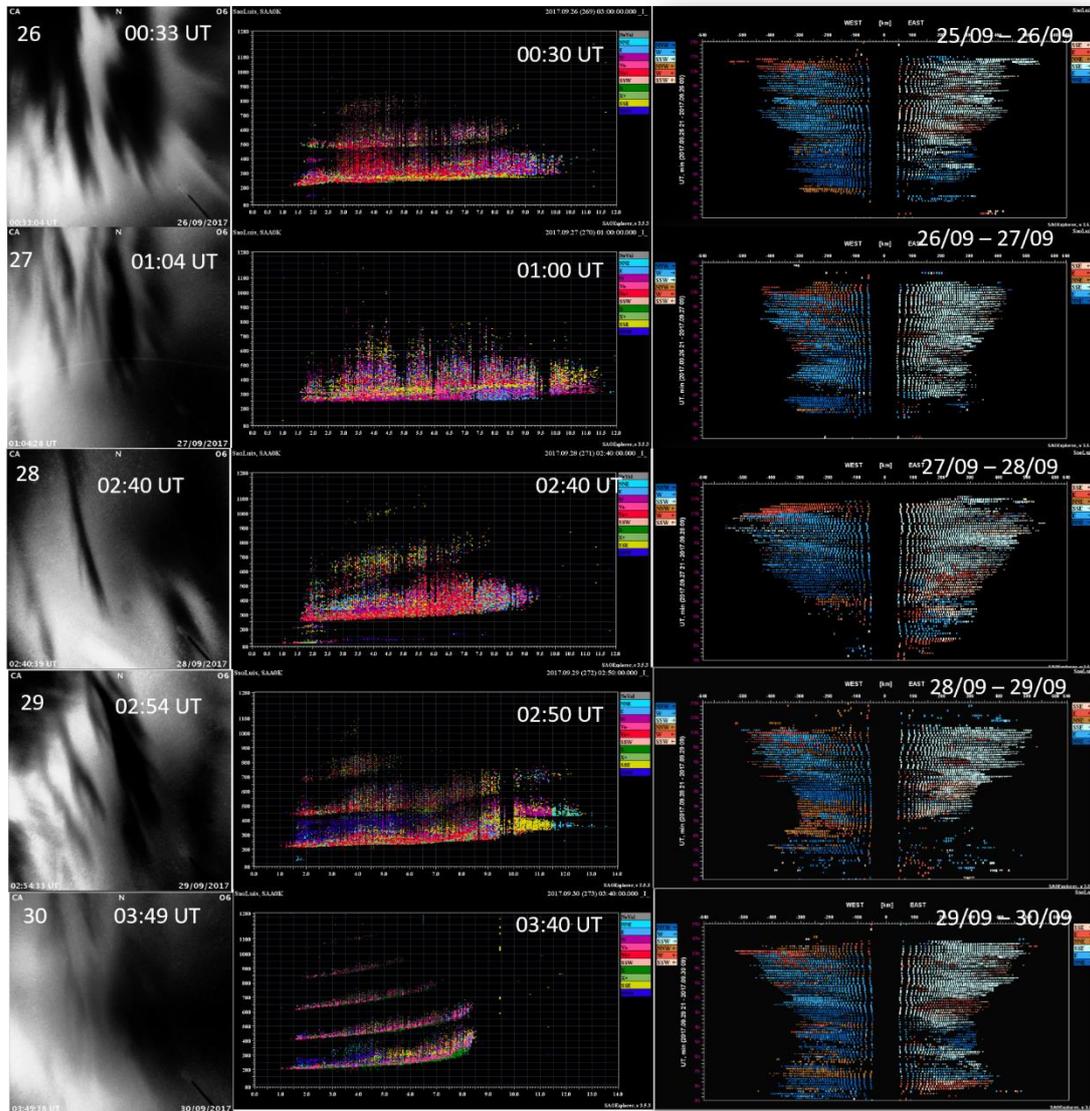
Fonte: Produção da autora.

A Figura 3.33 apresenta uma composição de dados entre os dias 26 e 30/09, que representam a fase principal e a de recuperação da tempestade. Em todas as noites se observou a ocorrência de bolhas de plasma. As regiões escuras nas imagens obtidas com um imageador instalado no Cariri, PB, e os “*spread-Fs*” nos ionogramas de São Luís, são a assinatura de bolhas de plasma. Os directogramas mostram que as bolhas ocorreram desde o início da noite até o

pré-amanhecer. É notável que no caso apresentado de uma tempestade moderada, que não houve inibição da ocorrência de bolhas na fase de recuperação da tempestade, como acontece em geral com tempestades causadas por CMEs. Vale mencionar que a estação de ocorrência de bolhas de plasma ocorre entre outubro e março (SOBRAL et al., 2002), sendo o mês de setembro um período de transição com ocorrências esparsas ao longo do mês. É possível que tempestade moderada tenha favorecido as condições necessárias para o desenvolvimento destas irregularidades por vários dias.

Como a ocorrência de irregularidades não é o principal escopo desse trabalho, estes casos foram apresentados para ilustrar as possíveis múltiplas respostas ionosféricas a tempestades moderadas causadas por CIRs/HSSs no período descendente do ciclo solar.

Figura 3.33 - Assinaturas de irregularidades de plasma observadas com imageamento *all-sky* da emissão OI 630.0 nm e com ionossonda (ionograma e directograma) na região equatorial ou próximo a esta, entre os dias 26 e 30/09 de 2017.



Dados obtidos em EMBRACE/INPE.

Fonte: Produção da autora.

4 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nos anos de 2016 e 2017, na fase de declínio do ciclo solar, ocorreram diversas tempestades geomagnéticas causadas por CIRs/HSS. De acordo com o catálogo Solen, foram 97 tempestades* nesses dois anos, entre fracas, moderadas e fortes. Segundo os critérios de (GONZALEZ et al., 1994; TSURUTANI et al., 2006a), identificamos cerca de 31 tempestades majoritariamente moderadas, ou seja, que atendiam ao critério: $50 < |\text{Sym-H}| < 110$ nT. Decidiu-se então analisar o comportamento de diversos parâmetros e índices durante essas tempestades moderadas.

De modo a entender que fatores influenciam a resposta ionosférica na região equatorial e de baixas latitudes no Brasil foram feitos estudos de casos para três níveis de tempestade causada por CIRs/HSS: uma fraca (maio de 2016), seguida de uma forte (maio de 2016) e uma moderada (setembro de 2017), utilizando-se parâmetros ionosféricos como o VTEC e a altura da camada ionosférica F, hmF2. Dados de magnetômetros locais também foram incorporados, considerando-se algumas estações representativas da região equatorial e das cristas da EIA. Duas análises da variação do VTEC foram utilizadas: comparando-se ao 5QD e ao CBS. Esse último é, até onde vai nosso conhecimento, a primeira vez que é realizado.

Finalmente, realizamos um estudo estatístico para determinar em que fase da tempestade e em que horário ocorriam as maiores variações da ionosfera.

A seguir, será apresentado um sumário dos resultados e as principais conclusões:

- a) Para tempestades geomagnéticas moderadas e intensas causadas por CIRs/HSSs, a variação do VTEC com relação aos 5QD apresentou desvios percentuais elevados, principalmente na longa fase de recuperação da tempestade, em quase todas as estações representativas. Isso pode estar relacionado à ação de campos elétricos de penetração (PPEF) na região equatorial que intensificam a deriva vertical ExB, elevando a camada F e fazendo com que o plasma se sustente por mais tempo durante a noite. A intensificação persistente do VTEC pode ser produzida pela contínua

injeção de energia na magnetosfera e por múltiplos processos de reconexão magnética seguidos de penetração de campo elétrico na região equatorial por vários dias aumentando a atividade auroral.

- b) Os maiores desvios encontrados para três estudos de casos foram observados na crista sul da EIA, em Cuiabá, em torno de 446% e na borda da EIA, em São José dos Campos, de ~439%. Desvios percentuais negativos (diminuição do VTEC) também foram observados, por exemplo, de ~92% em São José dos Campos e ~85% em Boa Vista. Isto significa que tempestades moderadas causadas por CIRs/HSSs podem afetar os gradientes de densidade na região brasileira por vários dias. Estes valores são parecidos com os encontrados na literatura por (CANDIDO et al., 2018; IMMEL, JONAH et al., 2015; MANNUCCI et al., 2009).

- c) Sobre os parâmetros solares, interplanetários e índices geomagnéticos, durante esses anos, observa-se que eles apresentam comportamento altamente oscilatório sendo que pode haver vários casos que se enquadrem nos critérios de HILDCAAs, os quais não foram o escopo deste trabalho.

- d) Do estudo de caso de maio de 2016, os buracos coronais CH732 e CH733 emanaram ventos capazes de causar tempestades geomagnéticas. Verifica-se, a partir do primeiro estudo de caso, que mesmo uma tempestade fraca, causada por CIR/HSS, e de curta duração, ~48 horas, há uma intensificação do TEC na região equatorial e de baixa latitudes do setor brasileiro, que pode atingir até 300 % do valor médio do 5QD.

- e) A segunda tempestade, classificada como intensa (de acordo com (GONZALEZ et al., 1994) e durou cerca de 5 dias. Nesse caso, a intensificação do VTEC atingiu valores tão elevados quanto 435% na crista sul da EIA na fase de recuperação.

- f) O estudo de caso de setembro/2017 é um caso típico de tempestades causadas por CIR/HSSs. É uma tempestade moderada, que dura cerca de 8 dias. Essa tempestade apresenta o dia calmo antes da tempestade, o CBS, tanto no dia 25 como em parte do dia 26. Com relação ao 5QD, o VTEC teve desvios percentuais de ~300% na borda sul da EIA. Com relação ao CBS, o VTEC apresentou o mais alto desvio percentual, na fase de recuperação na região equatorial (~700%). Isto pode representar uma “drenagem” mais efetiva do plasma ionosférico para a plasmasfera, como sugerido por (BOROVSKY; STEINBERG, 2006), o que necessita de um estudo sistemático mais detalhado.
- g) Sobre as irregularidades do plasma ionosférico observadas nos três estudos de caso, pode-se dizer que a penetração de campo elétrico na região equatorial pode ter favorecido o desenvolvimento de instabilidades de plasma em horários mais tardios e a ocorrência de bolhas de plasma /*spread-F* em períodos não usuais, como por exemplo, no período pós meia noite (CANDIDO et al., 2019; SRIPATHI et al., 2018).
- h) Finalmente, a alta variabilidade do TEC observada durante as tempestades na região ionosférica de baixas latitudes, especialmente na fase de recuperação também pode estar relacionada a múltiplos episódios de penetração de campos elétricos na região equatorial, tendo em vista as várias inversões de B_z para norte e sul. O campo de penetração para leste pode ser *undershielding* ou *overshielding* e pode intensificar a deriva \mathbf{ExB} para cima durante o dia ou superar a deriva \mathbf{ExB} ambiente para baixo no período noturno, elevando a camada e intensificando o TEC na região equatorial ou nas cristas da EIA. Porém, além do papel do PPEF, há efeitos combinados envolvendo a atividade auroral, ventos perturbados, variação da composição termosférica, precipitação de partículas, dentre outros não discutidos neste trabalho, que podem perturbar a ionosfera por longo período.
- i) Finalmente, entende-se que o conhecimento dos complexo processos que envolvem os parâmetros interplanetários e a resposta ionosférica

durante tempestades causadas por CIRs/HSSs, típicas de períodos de atividade solar baixa e moderada, pode contribuir para o melhor entendimento sobre a resposta do sistema magnetosfera-termosfera-ionosfera durante eventos de clima espacial, quando a atividade solar não é extrema.

5 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

Como sugestão de trabalhos futuros, sugerimos e pretendemos:

- a) a extensão desse estudo aos demais anos da fase descendente do ciclo e o mínimo solar
- b) um estudo estatístico mais detalhado envolvendo correlações entre os parâmetros interplanetários e os ionosféricos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDU, M. A. Equatorial ionosphere-thermosphere system: electrodynamics and irregularities. **Advances in Space Research**, v. 35, n. 5, p. 771–787, 2005.
- ABDU, M. A. et al. Magnetic storm associated disturbance dynamo effects in the low and equatorial latitude ionosphere. **Geophysical Monograph Series**, v. 167, p. 283–304, 2006.
- ABDU, M. A.; BRUM, C. G. M. Electrodynamics of the vertical coupling processes in the atmosphere-ionosphere system of the low latitude region. **Earth, Planets and Space**, v. 61, n. 4, p. 385–395, 2009.
- ALMEIDA, P. D. S. C. DE. **Relação entre a ocorrência do contra eletrojato equatorial e o aparecimento de oscilações de pequena escala na região E**. 2011. 190p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.
- ALVES, M. V.; ECHER, E.; GONZALEZ, W. D. Geoeffectiveness of corotating interaction regions as measured by Dst index. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 111, n. 7, p. 1–9, 2006.
- ANDERSON, D. et al. Estimating daytime vertical ExB drift velocities in the equatorial F-region using ground-based magnetometer observations. **Geophysical Research Letters**, v.29, n.12, 2002.
- ARLAN, G. **Desenvolvimento e análise de um índice ionosférico baseado em dados de conteúdo eletrônico total**. 2019. 190p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2019.
- BALAN, N. et al. Occurrence of an additional layer in the ionosphere over Fortaleza. **Advances in Space Research**, v. 24, n. 11, p. 1481–1484, 1999.
- BANKS, P. M. et al. The interplanetary electric field, cleft currents and plasma convection in the polar caps. **Planetary and Space Science**, v. 32, n. 12, p. 1551–1557, 1984.

BATISTA, I. S. et al. Total electron content at low latitudes and its comparison with the IRI90. **Advances in Space Research**, v. 14, n. 12, p. 87–90, 1994.

BATISTA, I. S. et al. F3 layer development during quiet and disturbed periods as observed at conjugate locations in Brazil: the role of the meridional wind. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 122, n. 2, p. 2361–2373, 2017.

BAUMANN, G. **High-speed stream structures and interaction with the magnetosphere**. 2008. 78p. Thesis (Master) - Universität Zürich, Zürich, 2008.

BERNHARD, H.-W.; LICHTENEGGER, H.; COLLINS, J. **GPS: theory and practice**. Berlin: Springer, 1997.

BOROVSKY, J. E. et al. Magnetospheric dynamics and mass flow during the November 1993 storm. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, 1998.

BOROVSKY, J. E.; STEINBERG, J. T. The “calm before the storm” in CIR/magnetosphere interactions: occurrence statistics, solar wind statistics, and magnetospheric preconditioning. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 111, n. 7, p. 1–29, 2006.

BOUDOURIDIS, A.; ZESTA, E. Comparison of Fourier and wavelet techniques in the determination of geomagnetic field line resonances. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 112, n. 8, p. 1–8, 2007.

BREIT, G.; TUVE, M. A. A test of the existence of the conducting layer. **Physical Review**, v. 28, p. 554–575, 1926.

CAMARGO, P. O. **Modelo regional da ionosfera para uso em posicionamento com receptores de uma frequência**. 1999. 191p. Tese (Doutorado em Ciências Geodésicas) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1999.

CANDIDO, C. M. N. et al. Response of the total electron content at Brazilian low latitudes to corotating interaction region and high-speed streams during solar minimum 2008. **Earth, Planets and Space**, v. 70, n. 1, 2018.

CANDIDO, C. M. N. et al. Postmidnight equatorial plasma irregularities on the June solstice during low solar activity - a case study. **Annales Geophysicae**, v. 37, n. 4, p. 657–672, 2019.

CÂNDIDO, C. M. N. **Estudos de irregularidades no plasma da Camada Ionosférica F Equatorial e de baixas latitudes no setor longitudinal brasileiro**. 285p. 2008. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

CARMO, C. S. **Estudo de diferentes técnicas para o cálculo do conteúdo eletrônico total absoluto na ionosfera equatorial e de baixas latitudes**. 2018. 149p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018

CHANG, L. C. et al. On the Relationship between E region scintillation and ENSO observed by FORMOSAT-3/COSMIC. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 123, n. 5, p. 4053–4065, 2018.

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

COSTA, E. et al. O vento solar e a atividade geomagnética. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 33, n. 4, 2011.

DA COSTA, A. M.; BOAS, J. W. V.; DA FONSECA, E. S. GPS Total electron content measurements at low latitudes in Brazil for low solar activity. **Geofísica Internacional**, v. 43, n. 1, p. 129–137, 2004.

DENARDINI, C. M. et al. Counter electrojet features in the Brazilian sector: simultaneous observation by radar, digital sounder and magnetometers. **Annales Geophysicae**, v. 27, n. 4, p. 1593–1603, 2009.

DENARDINI, C. M. et al. The initial steps for developing the South American K index from the Embrace magnetometer network. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 33, n. 1, p. 79–88, 2015.

DENARDINI, C. M. et al. The Embrace magnetometer network for South America: network description and its qualification. **Radio Science**, v. 53, n. 3, p. 288–302, 2018a.

DENARDINI, C. M. et al. The Embrace magnetometer network for South America: first scientific results. **Radio Science**, v. 53, n. 3, p. 379–393, 2018b.

ECHER, E. et al. O número de manchas solares, índice da atividade do sol. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, v. 25, n. 2, p. 157–163, 2003.

ECHER, E. et al. High speed stream properties and related geomagnetic activity during the Whole Heliosphere Interval (WHI): 20 March to 16 April 2008. **Solar Physics**, v. 274, n. 1–2, p. 303–320, 2011.

EL-RABBANY, A. **Introduction to GPS: the Global Position System**. [S.]: Artech, 2006.

FEJER, B. G. Low latitude ionospheric electrodynamics. **Space Science Reviews**, v. 158, n. 1, p. 145–166, 2011.

GEMAEL, C.; ANDRADE, J. B. **Geodésia celeste**. Curitiba: Editora UFPR, 2004.

GOMBOSI, T. I.; HOLMAN, G. D. Physics of the space environment. **Physics Today**, 1999.

GONZALEZ, W. D. et al. What is a geomagnetic storm? **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. A4, p. 5771, 1994.

GULYAEVA, T. L. Configuration of the upper boundary of the ionosphere. **Acta Geophysica**, v. 55, n. 2, p. 253–266, 2007.

HABARULEMA, J. B. Counter-electrojet occurrence as observed from C / NOFS satellite and ground-based magnetometer data over the African and American Sectors. **Space Weather**, p. 1090–1104, 2019.

HAJRA, R. et al. High-speed solar wind stream effects on the topside ionosphere over Arecibo: a case study during solar minimum. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 15, p. 7607–7617, 2017.

HARGREAVES, J. K. **The solar-terrestrial environment** : an introduction to geospace - the science of the terrestrial upper atmosphere, ionosphere and magnetosphere. New York: Cambridge University Press, 2003. v. 91

HATHAWAY, D. H. The solar cycle. **Living Reviews in Solar Physics**, v. 12, n. 1, 2015.

HOFMANN-WELLENHOF, B.; H. LICHTENEGGER, AND J. C. **Global positioning systems**. Berlin: Springer, 2001.

JONAH, O. F. et al. TEC variation during high and low solar activities over South American sector. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 135, p. 22–35, 2015.

KAVANAGH, A.; DENTON, M. Wind streams and geospace interactions. **Astronomy & Geophysics**, p. 6.24–6.26, 2007.

KELLEY, M. C. **The Earth's ionosphere: plasma physics and electrodynamics**. Toronto: Academic Press, 2009.

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

KIVELSON, M. G.; RUSSELL, C. T.; BROWN, M. E. Introduction to space physics. **Physics Today**, 1996.

LANG, K. R. **The Cambridge encyclopedia of the Sun**. Cambridge: University of Cambridge, 2001

LIU, J. et al. High-speed stream impacts on the equatorial ionization anomaly region during the deep solar minimum year 2008. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 117, n. 10, p. 1–12, 2012.

LUAN, X. et al. Solar cycle variations of thermospheric O/N2 longitudinal pattern from TIMED/GUVI. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 122, n. 2, p. 2605–2618, 2017.

LUQUE, B.; BALLESTEROS, F. J. To the Sun and beyond. **Nature Physics**, v. 15, n. 12, p. 1302, 2019.

MANNUCCI, A. J. et al. Local time dependence of the prompt ionospheric response for the 7, 9, and 10 November 2004 superstorms. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 114, n. 10, p. 1–12, 2009.

MONICO, J. F. G. **Posicionamento pelo GNSS: descrição, fundamentos e aplicações**. 2.ed. São Paulo: Editora Unesp, 2008.

NAKAGAWA, Y.; NOZAWA, S.; SHINBORI, A. Relationship between the low-latitude coronal hole area, solar wind velocity, and geomagnetic activity during solar cycles 23 and 24. **Earth, Planets and Space**, v. 71, n. 1, 2019.

NEGRETI, P. M. S. **Estudo do conteúdo eletrônico total na região brasileira em períodos magneticamente perturbados**. 2012. 325p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

NEGRETI, P. M. S.; DE PAULA, E. R.; CANDIDO, C. M. N. Total electron content responses to HILDCAAs and geomagnetic storms over South America. **Annales Geophysicae**, v. 35, n. 6, p. 1309–1326, 2017.

NOGUEIRA, P. A. B. **Estudo da anomalia de ionização equatorial e dos ventos termosféricos meridionais durante períodos calmos e perturbados na região de baixas latitudes brasileira**. 2009. 148p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

PAES, R. R. **Estudo da influência do aquecimento estratosférico súbito (SSW) sobre a anomalia de ionização equatorial na região brasileira**. 2012. 143p. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

PARKER, E. N. The stellar-wind regions. **Enrico Fermi Institute for Nuclear Studies and Department of Physics**, v. 18, n. 600, p. 20–27, 1961.

PENÃ, P. A. **Getting funky directions from your GPS?** the culprit might be the weather - in space. Disponível em: <https://www.keranews.org/post/getting-funky-directions-your-gps-culprit-might-be-weather-space>.

PEREIRA DA SILVA, R. et al. Ionospheric total electron content responses to HILDCAA intervals. **Annales Geophysicae**, v. 38, n. 1, p. 27–34, 2020.

PEREIRA SILVA, R. et al. Evidence of prompt penetration electric fields during HILDCAA events. **Annales Geophysicae**, 2017.

PERRONE, D. et al. Highly Alfvénic slow solar wind at 0.3 au during a solar minimum: helios insights for Parker Solar Probe and Solar Orbiter. **Astronomy & Astrophysics**, v. 633, A166, 2020.

PIZZO, V. J. A three-dimensional model of corotating streams in the solar wind: 3. Magnetohydrodynamic streams. **Journal of Geophysical Research**, v. 87, n. A6, p. 4374, 1982.

RANGARAJAN, G. K.; IYEMORI, T. Time variations of geomagnetic activity indices Kp and Ap: an update. **Annales Geophysicae**, v. 15, n. 10, p. 1271–1290, 1997.

REINISCH, B. W. New techniques in ground-based ionospheric sounding and studies. **Radio Science**, v. 21, n. 3, p. 331–341, 1986.

REINISCH, B. W. et al. Multistation digisonde observations of equatorial spread F in South America. **Annales Geophysicae**, v. 22, n. 9, p. 3145–3153, 2004.

- RICHARDSON, I. G. Solar wind stream interaction regions throughout the heliosphere. **Living Reviews in Solar Physics**, v. 15, n. 1, 2018.
- RICHARDSON, J. D. et al. Voyager 2 plasma observations of the heliopause and interstellar medium. **Nature Astronomy**, v. 3, n. 11, p. 1019–1023, 2019.
- RICHMOND, A. D. The ionosphere. In: AKASOFU, S.-I.; KAMIDE, Y. (Ed.). **The solar wind and the Earth**. Berlin: Springer, 1987. p. 125–140.
- RISHBETH, H. Long-term changes in the ionosphere. **Advances in Space Research**, v. 20, n. 11, p. 2149–2155, 1997.
- RISHBETH, H.; GARRIOTT, O. K. **Introduction to ionospheric physics**. New York and London: Academic Press, 1969
- ROSTOKER, G. Geomagnetic indices. **International Geophysics**, v. 11, n. P1, p. 67–100, 1967.
- SAI GOWTAM, V.; TULASI RAM, S. Ionospheric winter anomaly and annual anomaly observed from Formosat-3/COSMIC Radio Occultation observations during the ascending phase of solar cycle 24. **Advances in Space Research**, v. 60, n. 8, p. 1585–1593, 2017.
- SANTOS, A. M. et al. Strong longitudinal difference in ionospheric responses over Fortaleza (Brazil) and Jicamarca (Peru) during the January 2005 magnetic storm, dominated by northward IMF. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 117, n. 8, 2012.
- SEEMALA, G. K. **GPS-TEC analysis application**. Disponível em: <https://seemala.blogspot.com/2017/09/gps-tec-program-ver-295.html>.
- SEEMALA, G. K.; VALLADARES, C. E. Statistics of total electron content depletions observed over the South American continent for the year 2008. **Radio Science**, v. 46, n. 5, p. 1–14, 2011.

SEPULVEDA, M. A. B. **Efeitos do campo elétrico e do vento neutro sobre a ionosfera equatorial e de baixas latitudes durante períodos geomagneticamente calmos e perturbados**. 2015. 220p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

SHARMA, S. et al. Response of low-latitude ionospheric total electron content to the geomagnetic storm of 24 August 2005. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 116, n. A5, p. 1–12, 2011.

SILVA, M. W. C. **Influência de estruturas geológicas bidimensionais no campo geoeletromagnético na presença do eletrojoato equatorial**. 2005. 112p. Tese (Doutorado em Geofísica) - Universidade Federal do Pará, Belém, 2005.

SOBRAL, J. H. A. et al. Ionospheric plasma bubble climatology over Brazil based on 22 years (1977-1998) of 630 nm airglow observations. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, n. 12–14, p. 1517–1524, 2002.

SOBRAL, J. H. A. et al. Equatorial ionospheric responses to high-intensity long-duration auroral electrojet activity (HILDCAA). **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 111, n. 7, p. 1–12, 2006.

SPACE WEATHER LIVE. **The Kp index**. Disponível em:
<<https://www.spaceweatherlive.com/en/help/the-kp-index>>.

SRIPATHI, S. et al. Unusual generation of localized EPB in the dawn sector triggered by a moderate geomagnetic storm. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 123, n. 11, p. 9697–9710, 2018.

TAPPING, K. F. The 10.7 cm solar radio flux (F10.7). **Space Weather**, v. 11, n. 7, p. 394–406, 2013.

TARDELLI, A. **Estudo de múltiplas estratificações da camada-f ionosférica em regiões de baixa latitude e equatorial**. 216, 125p. Tese (Doutorado em Física e Astronomia) - Universidade do Vale do Paraíba Univap, São José dos Campos, 2016.

THOMAS, G. E. the Interstellar Wind Environment. **Earth, Planets and Science**, p. 173–204, 1978.

TSURUTANI, B. et al. Global dayside ionospheric uplift and enhancement associated with interplanetary electric fields. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 109, n. A8, p. 1–16, 2004.

TSURUTANI, B. T. et al. Interplanetary origin of geomagnetic activity in the declining phase of the solar cycle. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 100, n. A11, p. 21717–21733, 1995.

TSURUTANI, B. T. et al. Corotating solar wind streams and recurrent geomagnetic activity: a review. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 111, n. 7, p. 1–25, 2006a.

TSURUTANI, B. T. et al. Introduction to special section on corotating solar wind streams and recurrent geomagnetic activity. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 111, n. 7, p. 2–4, 2006b.

TSURUTANI, B. T. et al. Prompt penetration electric fields (PPEFs) and their ionospheric effects during the great magnetic storm of 30-31 October 2003. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 113, n. 5, p. 1–10, 2008.

TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, W. D. The cause of high-intensity long-duration continuous AE activity (HILDCAAs): interplanetary Alfvén wave trains. **Planetary and Space Science**, v. 35, n. 4, p. 405–412, 1987.

- VALENTIM, A. M. S. **Campos elétricos e derivas do plasma na ionosfera equatorial do setor americano durante tempestades magnéticas**. 2015. 259p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.
- VALLADARES, C. E. et al. Simultaneous observation of traveling ionospheric disturbances in the Northern and Southern Hemispheres. **Annales Geophysicae**, v. 27, n. 4, p. 1501–1508, 2009.
- VARGAS, F. et al. Mean zonal drift velocities of plasma bubbles estimated from keograms of nightglow all-sky images from the Brazilian sector. **Atmosphere**, v. 11, n. 1, p. 69, 2020.
- VENKATESH, K. et al. Day-to-day variability of equatorial electrojet and its role on the day-to-day characteristics of the equatorial ionization anomaly over the Indian and Brazilian sectors. **Journal of Geophysical Research A: Space Physics**, v. 120, n. 10, p. 9117–9131, 2015.
- VERKHOGLYADOVA, O. P. et al. Variability of ionospheric TEC during solar and geomagnetic minima (2008 and 2009): external high speed stream drivers. **Annales Geophysicae**, v. 31, n. 2, p. 263–276, 2013.
- VERKHOGLYADOVA, O. P. et al. Ionospheric TEC, thermospheric cooling and $\sigma_{[O/N_2]}$ compositional changes during the 6-17 March 2012 magnetic storm interval (CAWSES II). **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 115–116, p. 41–51, 2014.
- WHITTEN, R. C.; POPPOFF, I. G. **Fundamentals of aeronomy**. United States: John Wiley & Sons, 1971.
- YIZENGAW, E. et al. The longitudinal variability of equatorial electrojet and vertical drift velocity in the African and American sectors. **Annales Geophysicae**, v. 32, n. 3, p. 231–238, 2014.

YIZENGAW, E.; MOLDWIN, M. B. African meridian b-field education and research (amber) array. **Earth, Moon and Planets**, v. 104, n. 1–4, p. 237–246, 2009.

ZHAO, B. et al. Features of the F3 layer in the low-latitude ionosphere at sunset. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 116, n. 1, p. 1–9, 2011.