

Universidade do Vale do Paraíba
Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento
Programa de Pós-Graduação em Astronomia e Física

FRANCISCO VIEIRA

**ESTUDO DA RESPOSTA IONOSFÉRICA TROPICAL AO AQUECIMENTO
ESTRATOSFÉRICO SÚBITO (SSW) POLAR, UTILIZANDO DADOS DE
CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL**

São José dos Campos, SP
2015

FRANCISCO VIEIRA

**ESTUDO DA RESPOSTA IONOSFÉRICA TROPICAL AO AQUECIMENTO
ESTRATOSFÉRICO SÚBITO (SSW) POLAR, UTILIZANDO DADOS DE
CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL.**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Física e Astronomia da Universidade do Vale do Paraíba, como complementação dos créditos necessários para obtenção do título de Mestre em Astronomia e Física.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Roberto Fagundes

São José dos Campos, SP
2015

TERMO DE AUTORIZAÇÃO DE DIVULGAÇÃO DA OBRA

Ficha catalográfica

Vieira, Francisco

Estudo da resposta ionosférica tropical ao aquecimento estratosférico súbito (SSW) polar, utilizando dados de conteúdo eletrônico total / Francisco Vieira; orientador, Paulo Roberto Fagundes. - São José dos Campos, SP, 2015.

1 CD-ROM, 107 p.

Dissertação (Mestrado Acadêmico) - Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos. Programa de Pós-Graduação em Física e Astronomia.

Inclui referências

1. Física e Astronomia. 2. GPS. 3. Aquecimento Estratosférico Súbito. 4. Ionosfera. 5. TEC. I. Fagundes, Paulo Roberto, orient. II. Universidade do Vale do Paraíba. Programa de Pós-Graduação em Física e Astronomia. III. Título.

Eu, Francisco Vieira, autor(a) da obra acima referenciada:

Autorizo a divulgação total ou parcial da obra impressa, digital ou fixada em outro tipo de mídia, bem como, a sua reprodução total ou parcial, devendo o usuário da reprodução atribuir os créditos ao autor da obra, citando a fonte.

Declaro, para todos os fins e efeitos de direito, que o Trabalho foi elaborado respeitando os princípios da moral e da ética e não violou qualquer direito de propriedade intelectual sob pena de responder civil, criminal, ética e profissionalmente por meus atos.

São José dos Campos, 25 de Novembro de 2015.

Francisco Vieira

Autor(a) da Obra

Data da defesa: 27 / 11 / 2015

FRANCISCO VIEIRA

**“ESTUDO DA RESPOSTA IONOSFÉRICA TROPICAL AO AQUECIMENTO SÚBITO
ESTRATOSFÉRICO (SSW) POLAR, UTILIZANDO DADOS DE CONTEÚDO ELETRÔNICO
TOTAL”**

Dissertação aprovada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Física e Astronomia, do Programa de Pós-Graduação em Física e Astronomia, do Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento da Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, SP, pela seguinte banca examinadora:

Prof. Dr. **VALDIR GIL PILLAT** (UNIVAP)

Prof. Dr. **PAULO ROBERTO FAGUNDES** (UNIVAP)

Prof. Dr. **MARCIO TADEU DE ASSIS HONORATO MUELLA** (UNIVAP)

Prof. Dr. **CLEZIO MARCOS DE NARDIN** (INPE)

Profª. Dra. Sandra Maria Fonseca da Costa

Diretor do IP&D – UniVap

São José dos Campos, 15 de setembro de 2015.

DEDICATÓRIA

Aos meus pais,
Maria da Conceição Vieira e José Rodrigues
e minha esposa Ediane Bispo da Silva.

AGRADECIMENTOS

A Deus.

Qualquer trabalho de pesquisa é o resultado da colaboração de várias pessoas. Meu obrigado vai:

Aos professores que contribuíram com este trabalho,

Agradeço especialmente ao meu orientador Prof. Dr. Paulo Roberto Fagundes por confiar em minha pesquisa, por sua orientação objetiva e detalhada e por seu apoio fundamental na trajetória desta Dissertação.

De forma respeitosa e carinhosa, expresso aqui minha gratidão e minha admiração a todos supracitados.

À Universidade do Vale do Paraíba, UNIVAP, por ter me permitido ingressar no programa de mestrado em Física e Astronomia.

Ao Dr. Venkatesh Kavutarapu pelas suas valiosas contribuições no desenvolvimento deste trabalho.

E também aos meus colegas de curso e a todos aqueles que contribuíram de forma direta ou indiretamente para realização desta pesquisa.

ESTUDO DA RESPOSTA IONOSFÉRICA TROPICAL AO AQUECIMENTO ESTRATOSFÉRICO SÚBITO (SSW) POLAR, UTILIZANDO DADOS DE CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL

RESUMO

O evento de aquecimento estratosférico súbito (SSW) é caracterizado por um rápido aumento da temperatura polar estratosférica. O evento ocorre durante o inverno no hemisfério norte e com pouca frequência no hemisfério sul. Esta pesquisa tem como objetivo estudar a resposta ionosférica em baixas latitudes e região equatorial no setor brasileiro durante o evento de aquecimento estratosférico súbito (SSW- Sudden Stratospheric Warming), que ocorreu durante o período entre dezembro 2011 e março de 2012. Nesse sentido, o SSW é caracterizado pelas variações de temperaturas estratosféricas no hemisfério norte com valores entorno de 245 K e 235 K para latitudes de 90°N e entre 60°N e 90°N, respectivamente, para um nível de pressão de 10 hPa (~30 km). Nesta pesquisa foram analisadas 72 estações de GPS da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC) com uma ampla extensão latitudinal (2,8°N - 30,1°S) e longitudinal (35,2°W – 67,8°W), no setor brasileiro. Neste estudo o comportamento da ionosfera é investigado utilizando TEC, inferidos a partir de dados de GPS. Durante o período em que houve o SSW notou-se que houve uma redução do TEC em todo o território brasileiro, durante vários dias e consequentemente a Anomalia de Ionização Equatorial (EIA) foi drasticamente inibida. Este estudo mostra a importância de se estudar o acoplamento vertical entre as várias camadas da atmosfera terrestre e o acoplamento atmosférico inter-hemisférico.

Palavras – Chaves: GPS, SSW, Ionosfera, TEC.

STUDY OF THE IONOSPHERE RESPONSE TROPICAL TO THE SUDDEN STRATOSPHERE WARMING (SSW) POLAR, USING DATA OF TOTAL ELECTRONIC CONTENT.

ABSTRACT

The event from Sudden Stratospheric Warming (SSW) is featured by a fast increase of the temperature polar stratospheric. The event occurred during the winter in the northern hemisphere and with little frequency in the south hemisphere. This research has as aims to study the reply ionospheric at low latitude and the equatorial region in the sector Brazilian during the event from Sudden Stratospheric Warming (SSW) that occurred during the period between december of 2011 and march of 2012. In this sense, the SSW is characterized by the variations of stratospheric temperature northern hemisphere with maximum values around of 245 K and 235 K for latitude of 90°N and latitude that are between 60°N and 90°N, respectively, pressure level of 10 hPa (~30 km). In this research were analyzed 72 Brazilian Network of GPS station for Continuous Monitoring (RBMC) with a broad range latitudinal (2,8°N-30,1°S) and longitudinal (35,2°W-67,8°W), the Brazilian sector. In this study, the ionosphere behavior is investigated using TEC, inferred from GPS data. During the period in which the SSW was noted that there was a decrease in the TEC in all Brazilian territory for several days and hence the Equatorial Ionization Anomaly (EIA) was dramatically inhibited. This study shows the importance of studying the upright coupling between the several layers of the atmosphere and the inter-hemispheric atmospheric coupling.

Key – Words: Ionosphere, Positioning, GPS e SSW

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Variação da temperatura média da atmosfera em função da altura e as camadas atmosféricas	22
Figura 2. Perfis da densidade eletrônica para a atividade solar máxima e mínima, durante o dia e a noite.....	25
Figura 3. Processo de fotoionização.....	27
Figura 4. A diferença entre a quantidade de camadas ionosféricas durante o dia e noite	29
Figura 5. Mostra distribuição média de elétrons durante o dia com os principais íons para as camadas ionosféricas.....	33
Figura 6. Efeito fonte sobre o equador geomagnético devido à deriva do plasma ionosférico	34
Figura 7. Formação da EIA em função do Dip. Latitude e da altura em ambos os hemisférios sul e norte do equador magnético	35
Figura 8. Representação do vórtice polar	36
Figura 9. Variação da temperatura na estratosfera polar durante um ano. A linha preta indica a média histórica, a banda cinza +/- desvio padrão e a linha vermelha a variação da temperatura em 10 hPa (2011-2012)	38
Figura 10. Variação da velocidade do vento durante um ano. A linha preta indica a média histórica, a banda cinza +/- desvio padrão, a linha vermelha a variação da velocidade do vento zonal e linha vinho horizontal demarca a inversão da velocidade do vento em 10 hPa (2011-2012)	39
Figura 11. (a) A temperatura em 90° N e nível de pressão atmosférica 10 hPa representada pela linha vermelha. (b) A média zonal do vento zonal a 60° N e 10 hPa durante o inverno de 2012 a 2013	40
Figura 12. Mostra a deriva vertical do plasma sobre Jicamarca.....	46
Figura 13. Dados obtidos de uma rede global de receptores de GPS do TEC no mês de janeiro de 2009	47
Figura 14. Constelação dos satélites de GPS	50
Figura 15. Mapa com as localizações da estação central e das estações de monitoramento – GPS	51
Figura 16. Principais componentes de um receptor.....	52

Figura 17. Ilustração para obter o posicionamento básico com GPS	53
Figura 18. Organização estrutural do sinal de GPS.....	54
Figura 19. Mostra a interpretação geométrica da fase portadora	59
Figura 20. TEC correspondente ao intervalo de tempo para os sinais enviados ao receptor na Terra.....	62
Figura 21. Área rachurada do gráfico correspondendo o TEC ao longo do caminho entre o satélite e o receptor.	65
Figura 22. Mostra a geometria para o atraso do caminho ionosférico	69
Figura 23. Janela com as opções de parâmetros estratosféricos disponíveis para o usuário.	72
Figura 24. Exemplo de arquivo de saída fornecido pelo site da NASA.....	73
Figura 25. Mapa da América do Sul indicando a localização das estações de GPS da rede RBMC-IBGE. Os ícones vermelhos, laranjas e verdes referem-se às regiões equatoriais, baixas latitudes e além do pico da EIA, respectivamente.	74
Figura 26. Variação diária do VTEC em função do dia do ano (01/12/2011 a 30/03/2012) e UT na estação de Brasília. As linhas sólidas branca e preta indicam a variação da temperatura na região Polar (90°N) e a temperatura média em altas latitudes (90°N-60N°) a uma altura de 10 hPa (~32km), respectivamente. As regiões pretas do TEC indicam ausência de dados.....	78
Figura 27. (a) Comparação entre a variação da média diária do VTEC ($\mu \pm 1\sigma$) e os 6 dias que antecederam o máximo da temperatura estratosférica. A linha preta e banda cinza escura indicam a média (μ) e o desvio (σ) padrão, respectivamente. A linha vermelha indica a variação diária do VTEC durante o máximo de temperatura do SSW. (b) O mesmo que (a), mas para os 6 dias posteriores ao máximo da temperatura do SSW.....	79
Figura 28. O mesmo que a Figura 26, mas para as estações de São Gabriel (SAGC) e Boa Vista (BOVI).....	80
Figura 29 (a) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Boa Vista. (b) O mesmo que a Figura 27, mas para a estação de São Gabriel.	81
Figura 30. O mesmo que a Figura 26, mas para as estações de São Luís (SALU), Ji-Paraná (JIPA), Altamira (ALTA), Porto Velho (POVE), Imperatriz (IMPE), Macapá (MACA), Belém (BELE) e Guajará-Mirim (GUAM).....	82
Figura 31. (a) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Imperatriz. (b) O mesmo que a Figura 27, mas para a estação de São Luís. (c) O mesmo que a Figura 27	

mas para as estações de Ji-Paraná. (d) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Guaramirim.....	84
Figura 32. O mesmo que a Figura 26, mas para as estações de Bom Jesus da Lapa (BOMJ), Teresina (TERE), Salvador Incra (SALI), Irecê (IREC), Fortaleza (FORT), Campina Grande (CAGR), Crato (CRAT) e Teixeira de Freitas (TEFT).....	86
Figura 33. O mesmo que a Figura 26, mas para as estações de Uberlândia-Cemig (UBEC), Maringá (MARI), Presidente Prudente (PREP), Campo Grande (CAMG), Canarana (CANR) Cuiabá (CUIB), Sorriso (SORR) e Belo Horizonte (BELH).....	87
Figura 34. (a) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Teresina (TERE). (b) O mesmo que a Figura 27, mas para a estação de Campina Grande (CAGR). (c) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Presidente Prudente (PREP). (d) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Cuiabá (CUIB).	89
Figura 35. O mesmo que a Figura 26, mas para as estações de Porto Alegre (PORT), Imbituba (IMBI), Campo dos Goytacazes (CAMG), Rio de Janeiro IBGE (RIIR), Vitória (VITO), Santa Maria (SANM), Rio de Janeiro-ON (RION) e Lages (LAGE)..	91
Figura 36. (a) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Imbituba (IMBI). (b) O mesmo que a Figura 27, mas para a estação de Porto Alegre (PORT).....	92
Figura 37. Mapa do continente Sul Americano indicando as coordenadas geográficas das estações de GPS-TEC utilizadas no estudo da EIA. As estações foram distribuídas latitudinalmente no setor leste (ícones amarelos) e setor oeste (ícones vermelhos) brasileiro. Equador geográfico e magnético são mostrado no mapa.	95
Figura 38. (a) Variação do VTEC, para dias calmos, em função da latitude e UT para o período de 01 a 10/12/2011, no setor leste. (b) O mesmo que (a), mas para o setor oeste.	96
Figura 39. Evolução dia-a-dia da EIA visto através da variação do VTEC no setor leste entre os dias 09 a 28/01/2012 (período perturbado pelo SSW2012).....	98
Figura 40. Evolução dia-a-dia da EIA visto através da variação do VTEC no setor oeste entre os dias 09 a 28/01/2012 (período perturbado pelo SSW2012).....	99

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Representação das regiões da ionosfera com respectivas alturas	27
Tabela 2 Componentes dos sinais dos satélites	54
Tabela 3. Fonte e efeitos dos erros envolvidos nos GPS	60
Tabela 4 Efeitos dos erros orbitais nas linhas de base.....	61
Tabela 5. Estações de GPS-TEC utilizada no estudo da região equatorial (vermelho), baixas latitudes (laranja) e além do pico da EIA (verde).	75
Tabela 6. Médias do VTEC calculada entre 13:00 e 22:00 UT para a média dos dias calmos, dia anterior ao máximo da temperatura (17/01/2012), dia do máximo da temperatura (18/01/2012) e dia posterior ao máximo da temperatura (19/01/2012) e suas respectivas porcentagens.	93
Tabela 7. Cidade, Sigla, Símbolo, Latitude, Longitude e Dip. Latitude para cada estação utilizada no estudo da EIA. Estações de GPS-TEC utilizada no estudo da EIA no setor leste (amarelas) e setor oeste (vermelha).....	97

LISTA DE ABREVIATURA E SIGLAS

ARAP -- Estação de Arapiraca
ALTA -- Estação de Altamira
BAGA -- Estação Barra do Garças
BARR -- Estação de Barreiras
BELE -- Estação de Belém
BELH -- Estação de Belo Horizonte
BOAV -- Estação de Boa Vista
BOMJ -- Estação de Bom Jesus da Lapa
BRAZ -- Estação de Brasília
CAGR -- Estação de Campina Grande
CAGD -- Estação de Campo Grande
CACP -- Estação de Cachoeira Paulista
CANN -- Estação de Cananéia
CAMG -- Estação de Campos dos Goytacazes
CANR -- Estação de Canarana
COLI -- Estação de Colider
COLO -- Estação de Colorado d'Oeste
CUIB -- Estação de Cuiabá
C/A -- Código de fácil aquisição
CIGNET -- Cooperative International GPS Network
CRAT -- Estação de Crato
DGPS -- Diferencial GPS
DoD -- Department of Defense
Dst -- Disturbance storm time inde
EIA -- Anomalia de Ionização Equatorial
EUV -- Extremo ultravioleta
FORT -- Estação de Fortaleza
GOVA -- Estação de Governador Valadares
GUAR -- Estação de Guarapuava
GURU -- Estação de Gurupi
GUAM -- Estação Guajará- Mirim
GPS -- Global Positioning System
GSC -- Gradual storm commencement
IAG -- International Association of Geodesy
IBGE -- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGS -- International GNSS Service
IMPZ -- Estação de Imperatriz
IMBI -- Estação de Imbituba
INPE -- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IREC -- Irecê
ISOL -- Estação de Ilha Solteira
JATI -- Jataí
JIPA -- Ji-Paraná
JPL -- Jet Propulsion Laboratory
LAGE -- Estação de Lages
LT -- Tempo local
MACA -- Estação de Macapá
MANA -- Estação de Manaus
MARI -- Estação de Maringá

MCS – Master Control Station
MONT -- Estação de Montes Claros- CODEVASF
MONC -- Estação de Montes Claro- CEMIG
MOSS -- Estação de Mossoró
NATA -- Estação de Natal
NAVSTAR-GPS Navigation Satellite with time and ranging
ROSN -- Estação de Rosana
OURI -- Estação de Ourinhos
PALM -- Estação de Palmas
PARA -- Estação de Curitiba
PETR -- Estação de Petrolina
POVE -- Estação de Porto Velho
POAL -- Estação de Porto Alegre
PORT -- Estação de Porto Alegre
PREP -- Estação de Presidente Prudente
P -- Código preciso
PD -- Pseudodistancia
PPS -- Serviços de posicionamento preciso
PRN -- Pseudo-random- noise
RBMC -- Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos sinais GPS
RION -- Estação do Rio de Janeiro- ON
RIIB -- Estação do Rio de Janeiro IBGE
RIBR -- Estação do Rio Branco
ROSN -- Estação de Rosana
ROT -- Flutuações de fase ou taxas de variações do TEC
SANM -- Estação de Santa Maria
SAOP -- Estação de São Paulo
SAGC -- Estação de São Gabriel da Cachoeira
SALP -- Estação de Salvador – Porto
SALU -- Estação de São Luís
SALI -- Estação de Salvador – INCRA
SFAR -- Estação de São Félix do Araguaia
SJRP -- Estação de São José do Rio Preto
SORR -- Estação de Sorriso
SRNO -- Estação São Raimundo Nonato
S/A -- Selective availability
SPS -- Serviços de posicionamento padrão
SSW -- Warming stratospheric sudden
TEFT -- Estação Teixeira de Freitas
TEC -- Conteúdo Total de Elétrons
TECU -- Unidade de Conteúdo Total de Elétrons
UBER -- Estação de Uberlândia- UFU
UBEC -- Estação de Uberlândia – CEMIG
UHF -- Ultra High Frequency
UEPP -- Estação de Presidente Prudente
UT -- Tempo universal
UV -- Ultravioleta
VTEC -- Conteúdo Total de Elétrons na vertical
VARG -- Estação de Varginha- CEMIG
VITC -- Estação de Vitória da Conquista
VITO -- Estação de Vitória

VHF -- Very high frequency

VTEC -- Vertical total electron content

LISTA DE SIMBOLOS

Latinos

A_p -- Amplitude do código P
 A_c -- Amplitude do código C/A
 $\mathbf{B}$ -- Vetor campo geomagnética
 c -- Velocidade da luz, $3,0 \times 10^8$ m/s
 C_i -- Sequencia do código C/A
 D_i -- Fluxo de dados
 $\mathbf{E}$ -- vetor campo elétrico
 f -- Frequência nominal, Hz
 f_s -- Frequência do sinal gerado no oscilador do satélite
 f_R -- Frequência do sinal gerado no oscilador do receptor
 f_1 -- Frequência da portadora
 g -- Aceleração da gravidade terrestre, m s^{-2}
 Hm -- Altura média da ionosfera
 $h\nu$ -- Energia de fotoionização
 I_{fR}^S -- Refração ionosférica para a fase da onda portadora
 I_{gR}^S -- Refração ionosférica para o grupo
 k -- Constante de Boltzmann, $1,381 \times 10^{-23}$ Joule . s
 L_1 -- Onda portadora do sinal GPS, MHz
 L_2 -- Onda portadora do sinal GPS, MHz
 m -- Massa molecular, kg
 m_R -- Efeito do multicaminhamento
 n -- Densidade numérica dos constituintes atmosféricos, m^{-3}
 $\mathbf{N}$ -- Vetor densidade eletrônica
 N -- Ambiguidade na observável fase da onda portadora
 N_e -- Densidade média de elétrons máximos de fótons
 ne -- Densidade eletrônica, el m^{-3}
 nf -- Índice de refração para velocidade de fase
 ng -- Índice de refração para velocidade de grupo
 p -- Pressão atmosférica, Kg m^{-2}
 P_i -- Sequencia do código
 q_m -- Taxa de produção máxima de fótons
 R -- Antena receptora
 Rm -- Raio médio da Terra
 S -- Satélite
 T -- Temperatura absoluta, K
 t -- Tempo, s
 t^S -- Instante de emissão do sinal
 t_R -- Instante de recepção do sinal
 z' -- Ângulo zenital do caminho do sinal sobre o ponto ionosférico
 Z_1 -- Variabilidade de altitude
 U -- Vento zonal
 v -- velocidade média de derivas das partículas ionizadas
 V_f -- Velocidade da fase portadora
 V_g -- Velocidade da fase de grupo
 ∇_p -- Gradiente de pressão
 W_i -- Criptografia sobre o código

Gregos

δ^S -- Desvio do relógio do satélite

δ_R -- Desvio do relógio do receptor

$\phi_{n,L2,i}$ -- Ruído da fase do estado do oscilador

σ -- Média do TEC

α_{eff} -- Coeficiente de recombinação

ρ -- Distância geométrica

φ_R -- Fase da onda portadora gerada no receptor

φ^S -- Fase da onda portadora gerada no satélite

λ -- Comprimento de onda

ε_R -- Os erros das medidas de pseudodistância

d_{R1}^S -- Corresponde o atraso instrumental do satélite na portadora

d_{R2}^S -- Corresponde o atraso instrumental do receptor na portadora

Δ_f^{iono} -- Os efeitos de atrasos provocado pela refração da ionosfera

Δ_g^{trop} -- Os efeitos de atrasos provocado pela refração da troposfera

Símbolos Especiais

∇ -- Operador nabla

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	20
1.1 Atmosfera da Terra	20
1.2 A atmosfera terrestre em função da variação da temperatura vertical	21
1.2.1 Troposfera	22
1.2.2 A Estratosfera	23
1.2.3 A Mesosfera	23
1.2.4 Termosfera	23
1.2.5 A Exosfera.....	24
1.3 Estrutura da atmosfera em função de sua densidade eletrônica.	24
1.3.1 Processo de Ionização.....	26
1.3.2 Camadas da Ionosfera.....	27
1.4 Anomalia de Ionização Equatorial.....	33
1.5 Vórtice Polar	35
1.6 O Aquecimento Estratosférico Súbito (SSW)	37
1.6.1 Comportamento vertical do Aquecimento Súbito Estratosférico.....	41
1.6.2 Classificação dos SSWs	41
1.6.3 Efeitos do (SSW)	43
2 INSTRUMENTAÇÃO	49
2.1 Sistemas de Posicionamento Global (GPS)	49
2.1.1 Segmento do GPS.	49
2.1.2 Sinais emitidos pelos Satélites de GPS.....	52
2.1.3 Aplicações do GPS.....	55
2.1.4 Observáveis GPS.....	56
2.1.5 Fase portadora	57
2.1.6 Erros relacionados com as observáveis.	59
2.1.7 Alguns Efeitos que estão relacionados com a propagação do sinal de GPS	60
2.1.8 Erros orbitais	60
2.2 Refração ionosférica	62
2.3 Cálculo do Conteúdo Total de elétrons com base nas observáveis do GPS	65
2.4 Cálculo do TEC mediante Pseudodistância	66
2.5 Cálculo do TEC por meio da Onda Portadora	67
2.6 Determinação do TEC vertical.....	68
2.7 Taxa de variação do TEC (ROT)	69

3. RESULTADOS E DISCUSSÕES	71
3.1 As temperaturas e o vento zonal estratosférico	71
3.2 Estações de GPS-TEC utilizados no estudo	73
3.3 Apresentação e análise dos dados de VTEC no setor brasileiro	76
3.3.1 O VTEC em Brasília (baixa latitude).....	77
3.3.2. O VTEC em baixas latitudes no hemisfério norte magnético.....	79
3.3.3 O VTEC na região Equatorial	81
3.3.4 O TEC em baixas latitudes no hemisfério Sul.....	85
3.3.5 Variação do TEC das estações além do pico da anomalia.....	90
3.4 Estudo da Anomalia de Ionização Equatorial (EIA) Durante o Evento SSW..	94
4 CONCLUSÕES.....	101
REFERÊNCIAS	103

1 INTRODUÇÃO

Muitos cientistas têm realizado investigações sobre as taxas de deformação do campo magnético da Terra pelo campo magnético do Sol, na interação Terra-Sol as taxas de deformação da Terra, utilizando uma rede de receptores do sistema de posicionamento global (GPS). Onde os dados recolhidos pelo GPS estão disponíveis por meio da Internet por um período aproximadamente de 24 horas, os quais podem ser usados para estimar o número total de elétrons livres da ionosfera, ou seja, o conteúdo total de elétrons (TEC) sobre qualquer área do globo terrestre. (OTSUKA et al, 2002; LIU et al, 2001).

As informações sobre o TEC apresentam distorções que são inerentes receptores e transmissores do GPS. Estas distorções devem ser removidas para se obter os valores absolutos do TEC. Neste sentido, várias técnicas para calcular TEC absoluto utiliza o filtro de Kalman, o qual é um método matemático que consiste em estimar o estado instantâneo de um sistema dinâmico linear perturbado por ruídos. (MANNUCCI et al, 1998).

O presente capítulo apresenta uma breve descrição da atmosfera terrestre de acordo com seu gradiente vertical de temperatura. Descreve também a parte ionizada da alta atmosfera definida ionosfera. E os processos de formação de cada camada ionosférica com suas principais características físicas e químicas. Adicionalmente, são descritos o aquecimento súbito estratosférico (SSW) e suas características.

O objetivo deste trabalho é o estudo da resposta ionosférica (região F) em baixas latitudes e região equatorial ao aquecimento súbito estratosférico (SSW) que ocorreu durante o período entre dezembro 2011 e março de 2012 (inverno hemisfério norte).

Neste estudo, será utilizado o conteúdo eletrônico total (TEC) para caracterizar variações temporal, latitudinal e longitudinal da resposta da região F ao evento meteorológico SSW de grande escala que ocorreu na estratosfera polar do hemisfério norte. O SSW é caracterizado por um aquecimento que pode ocorrer na estratosfera polar durante os meses de inverno, em relação à temperatura média histórica.

1.1 Atmosfera da Terra

A atmosfera terrestre é uma camada de gás concêntrica a superfície da Terra, a atmosfera pode ser subdividida em várias camadas de acordo com a variação da

temperatura ou características físicas e químicas. Os gradientes de temperatura e pressão relacionados às faces iluminada e escura e os hemisférios de verão e inverno da Terra induzem movimentos de grande escala na atmosfera e perturbações meteorológicas (tempestades, frentes frias etc.) induzem perturbações de média e pequena escala na atmosfera.

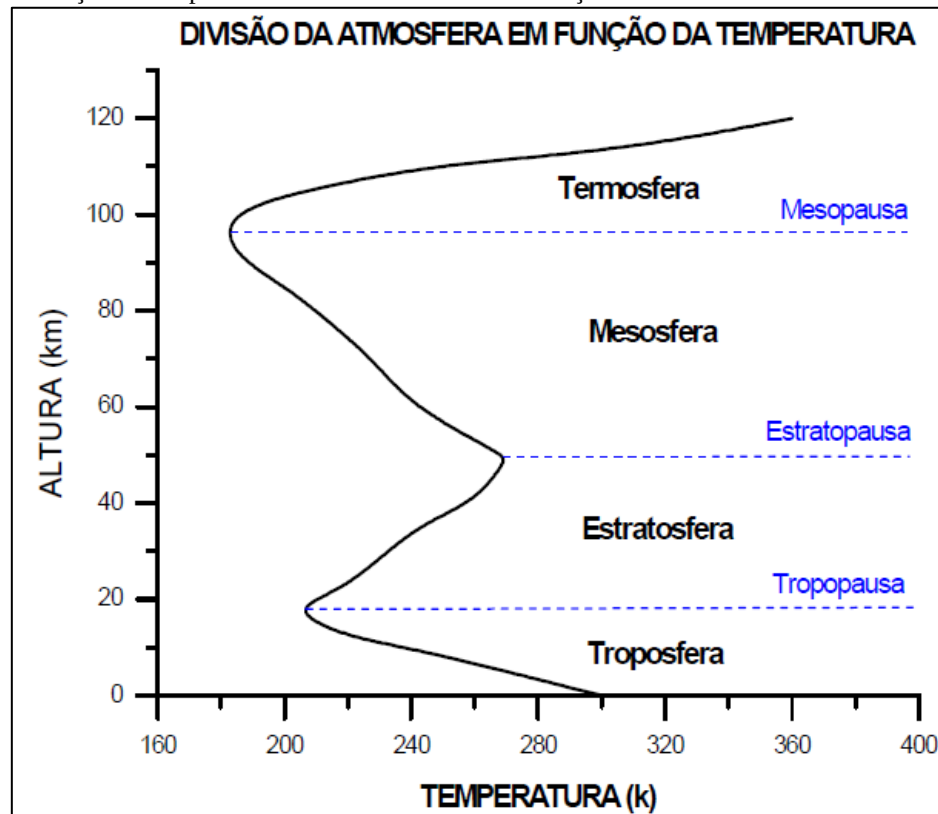
A atmosfera atual é composta principalmente pelos gases nitrogênio (N_2) e oxigênio (O_2), na seguinte proporção 78% e 21%, respectivamente. No entanto, a atmosfera terrestre pode a grosso modo ser dividida entre baixa e alta atmosfera. Essa divisão está relacionada com a variação de algumas características específicas da atmosfera em função da altura. As principais características são descritas.

1.2 A atmosfera terrestre em função da variação da temperatura vertical

A atmosfera terrestre é subdividida em camadas de acordo com a sua variação vertical de temperatura, grau de ionização e composição química (HERGREAVES, 1992). A cada inversão no gradiente de temperatura à atmosfera recebe diferentes nomes (veja Figura 1), essas camadas são chamadas de troposfera, estratosfera, mesosfera, termosfera e exosfera.

A transição entre duas camadas adjacentes na Figura 1 são referidas como pausas, tropopausa (troposfera-estratosfera), estratopausa (estratosfera-mesosfera), mesopausa (mesosfera-termosfera).

Figura 1. Variação da temperatura média da atmosfera em função da altura e as camadas atmosféricas.



Fonte: Aranha (2006).

1.2.1 Troposfera

É a camada mais próxima da superfície da Terra que estende da superfície até uma altura de 20 km no equador e de 10 km nos pólos. Nessa camada concentra-se a maior densidade atmosférica (N_2 corresponde 78% e O_2 corresponde 21% dos gases da atmosfera). O vapor de água não é o principal constituinte da troposfera, no entanto, possui quase todo vapor de água da atmosfera. A temperatura média da troposfera na superfície está aproximadamente a 290 K (17°C) e no topo (18 km) está em 210 K (-63°C). A temperatura na troposfera decresce com a altura a uma taxa média de aproximadamente 7K/km devido à expansão adiabática da atmosfera, quando aquecida pelo calor do solo ao absorver a radiação do Sol. (KELLEY, 1989).

1.2.2 A Estratosfera

A estratosfera corresponde à segunda camada da atmosfera terrestre, iniciando acima da tropopausa e atinge uma altura máxima de ~50 km (MOHANAKUMAR, 2008). A temperatura na base e no topo da estratosfera é de aproximadamente 215 K (-58° C) e 270 K (-3° C).

A estratosfera é a camada que possui a maior concentração de ozônio, o qual é responsável pela absorção de uma grande parte da radiação ultravioleta (UV). Assim, o aumento da temperatura estratosférica é devido à interação da radiação ultravioleta com as moléculas de ozônio. Nesta camada, além da grande concentração de ozônio, é possível identificar a presença de espécies químicas como: o dióxido de enxofre (SO₂), dióxido de nitrogênio (NO₂) e aerossóis.

1.2.3 A Mesosfera

A mesosfera é a camada situada entre estratopausa e mesopausa, localizada aproximadamente entre 50 e 100 km da superfície terrestre. A temperatura na base e no topo da mesosfera é de aproximadamente 270 K (-3° C) e 185 K (-88° C). Esta camada apresenta uma composição química bastante uniforme (MOHANAKUMAR, 2008).

O resfriamento na mesosfera é devido à emissão espontânea de fótons de moléculas de CO₂. Assim, quando as moléculas de CO₂ passam do estado excitado para um estado menos excitado. Outros constituintes como: Hidróxido (OH), Oxigênio molecular (O₂) e Oxigênio atômico (O) contribuem na emissão de fótons de forma similar à que foi descrita para o CO₂.

1.2.4 Termosfera

A termosfera está localizada acima de 100 km alcançando uma altitude de 650 km da superfície da Terra. A temperatura do topo da termosfera varia entre 1000 K (727° C) e 2000 K (1727° C) dependendo do ciclo solar. Os ciclos solares são períodos

de máxima e mínima atividade do Sol. Para estes períodos de atividade solar, a termosfera apresenta uma variação da temperatura, em função da absorção da radiação solar. A faixa da radiação absorvida está entre UV (ultravioleta) e EUV (extremo ultravioleta) pelos constituintes químicos da termosfera, como oxigênio atômico (O), nitrogênio atômico (N) e hélio (He).

1.2.5 A Exosfera

A Exosfera é camada mais afastada em relação à superfície da Terra. É considerada uma região de transição entre a atmosfera e espaço interplanetário. O limite superior da exosfera possivelmente é de 960-1000 km (MOHANAKUMAR, 2008). O ar torna-se muito rarefeito nesta região, onde as moléculas de gás escapam constantemente para o espaço.

As moléculas emissoras da base da exosfera irão descrever órbitas balística, ou seja, partes de elipses que irá levá-las para fora de altas altitudes antes de reentrar na atmosfera terrestre em pontos diferentes (SINGER, 1960). Portanto, algumas das moléculas têm velocidades maiores do que a velocidade de escape, assim podendo escapar da ação do campo gravitacional da Terra.

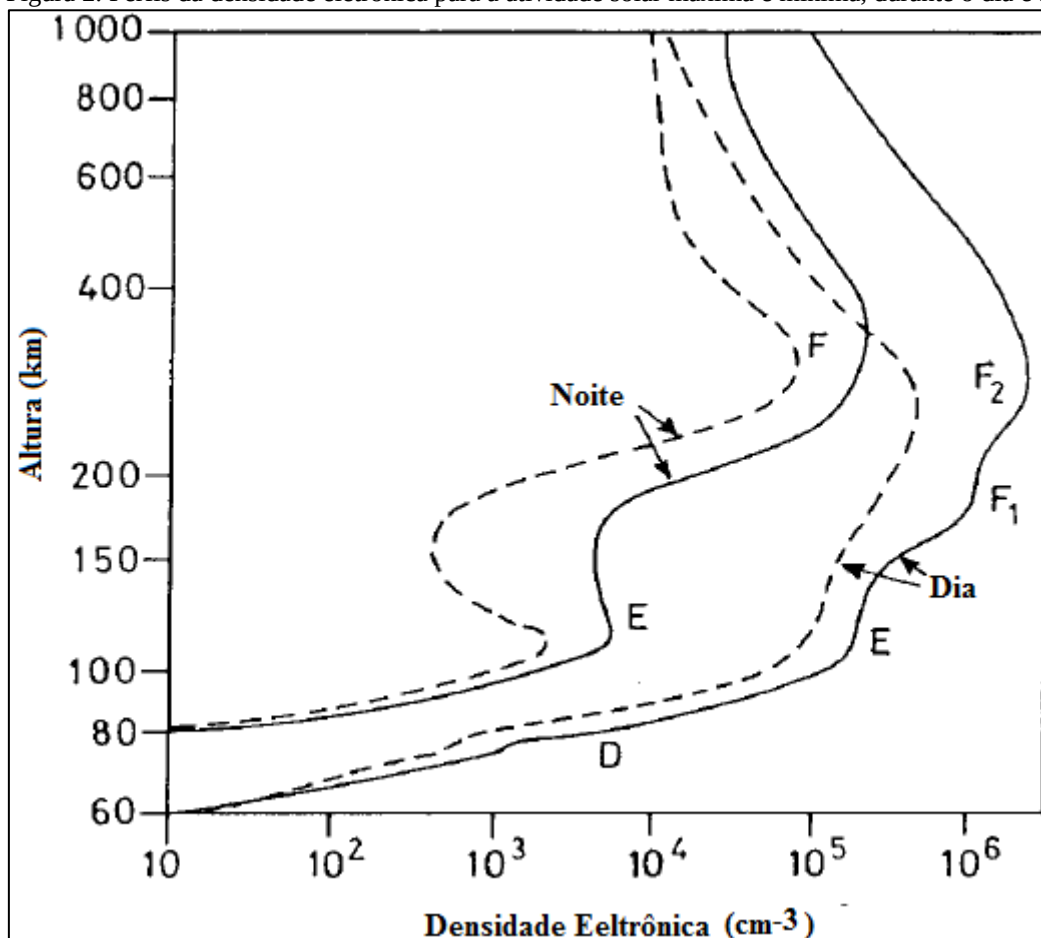
1.3 Estrutura da atmosfera em função de sua densidade eletrônica.

A atmosfera terrestre possui uma região na atmosfera superior constituída principalmente por elétrons livres e íons, que é causadora de perturbações na propagação de ondas de rádio, definida de ionosfera. Na prática, a ionosfera tem um limite inferior de 50 a 70 km e nenhum limite superior nítido, embora 2000 km é arbitrariamente definido como o limite superior para a maioria dos fins de aplicação (TASCIONE, 1988). A sua formação é devido a produção de íons principalmente pela absorção de Raios-X e da radiação do extremo ultravioleta (EUV) do Sol. Os fótons de energia com valores acima de aproximadamente 12 eV são capazes de ionizar os constituintes atmosféricos, sendo ao mesmo tempo, responsáveis pelo aquecimento da termosfera (KIRCHHOFF, 1991).

As estações do ano apresentam-se também como influenciadores na variação da densidade de elétrons, em razão da mudança do ângulo zenital do Sol e da intensidade do fluxo de ionização, caracterizando as variações sazonais.

A Figura 2 mostra os perfis da densidade eletrônica (N_e) da ionosfera para o período diurno e também noturno, considerando a atividade solar máxima e mínima, representada pelas linhas sólidas e pontilhada, respectivamente.

Figura 2. Perfis da densidade eletrônica para a atividade solar máxima e mínima, durante o dia e a noite



Fonte: Hunsucker e Hargreaves (2003).

A ionosfera é dividida em três regiões, chamadas D, E e F (formada pelas camadas F1 e F2) (YAMASHITA, 2000). Onde, os elementos que constituem o plasma iônico da ionosfera são derivados de muitos constituintes da atmosfera, principalmente oxigênio atômico (O^+) e óxido Nítrico (NO^+) (ARANHA, 2006).

1.3.1 Processo de Ionização

A ionização é um processo que os elétrons interagem com os átomos ou moléculas neutras para formar íons positivos e negativos. Esse processo de ionização é devido absorção da radiação solar principalmente na faixa entre o extremo ultravioleta e dos Raios-X, sendo que este processo é quantizado. Então, para propagação de ondas de rádio os elétrons são os elementos mais importantes em termos de alta frequência por serem muito mais leves que os íons, onde os elétrons podem se mover com maior liberdade.

Portanto, existe um equilíbrio dinâmico no qual a concentração líquida de elétrons livres, é dependente da velocidade relativa dos processos de produção e de perda. Em termos gerais a taxa de mudança da densidade eletrônica é dada pela equação da continuidade, a qual é indicada pela equação 1:

$$\left(\frac{\partial N}{\partial t}\right) = q - L - \text{div}(Nv). \quad (1)$$

onde, q corresponde a taxa de produção por unidade de volume, L representa a taxa de perda por recombinação, $\text{div}(Nv)$ é o termo de transporte e v representa a velocidade média de deriva das partículas ionizadas.

De acordo com a lei da ação das massas, se considerarmos uma reação de ionização, recombinação e movimento (HARGREAVES, 1992). Temos a seguintes estruturas dada pela equação 2,



Sendo, X é a concentração de gás ionizável.

Portanto, como o processo de fotoionização depende da interação da radiação do Sol com as espécies químicas presentes na ionosfera. Neste sentido, existe uma probabilidade de obter elétrons livres no lado da Terra que esteja iluminado, portanto a intensidade de radiação ionizante depende da energia dos fótons ($h\nu$) da radiação solar.

A radiação solar na faixa espectral do extremo ultravioleta (EUV) e dos Raios-X ao incidir sobre a atmosfera neutra interage produzindo uma grande quantidade de íons e elétrons livres através do processo definido de fotoionização que ocorre na ionosfera

(MATSUOKA, 2007). A Figura 3 mostra o processo de fotoionização para o caso do átomo de oxigênio, assim produzindo elétrons livres e partículas ionizadas.

Figura 3 Processo de fotoionização



Fonte: El.Gizawy (2003).

Para um elétron que interagem com um íon carregado, positivamente uma partícula neutra poderá ser formada (ARANHA, 2006). Portanto, o processo de perda corresponde o oposto de produção. Assim, existe um equilíbrio dinâmico no qual a concentração líquida de elétrons livres depende da velocidade relativa dos processos de produção e perda (HUNSUCKER; HARGREAVES, 2003).

1.3.2 Camadas da Ionosfera

A ionosfera é classificada conforme a variação vertical da densidade de elétrons em unidades de (ele/m^3). A Tabela 1 mostra a divisão das camadas com as escalas aproximadas das alturas das regiões ionosféricas. Essas camadas são indicadas para um período diurno de formação da ionosfera.

Tabela 1. Representação das regiões da ionosfera com respectivas alturas

Região	Início	Término
D	60 km	90 km
E	90 km	150 km
F1	150 km	200 km
F2	200 km	1000 km

Fonte: Autor.

O perfil de densidade eletrônica da ionosfera é formado pelas regiões D, E e F. A camada F para o período diurno é subdividida em F1 e F2. Devido aos esforços científicos a compreensão da região ionosférica, das camadas com seus processos de ionização e recombinação são bem definidos.

A radiação solar é quem define a presença ou ausência das camadas na ionosfera com sua altitude e posição. Em função do horário do dia, a radiação na ionosfera tem intensidades máximas e mínimas. A densidade eletrônica é máxima durante o dia e mínimo durante a noite o qual neste período os elétrons livres e os íons positivos se interagem, ocorrendo a recombinação.

A recombinação pode ocorrer de dois modos. Na primeira, definida como recombinação radiativa, que consiste na interação dos elétrons (e^-) com íons positivos (a^+) produzindo um átomo ou molécula neutra com excesso de energia L (PULINETS; BOYARCHUK, 2004). Como representado na equação 3:

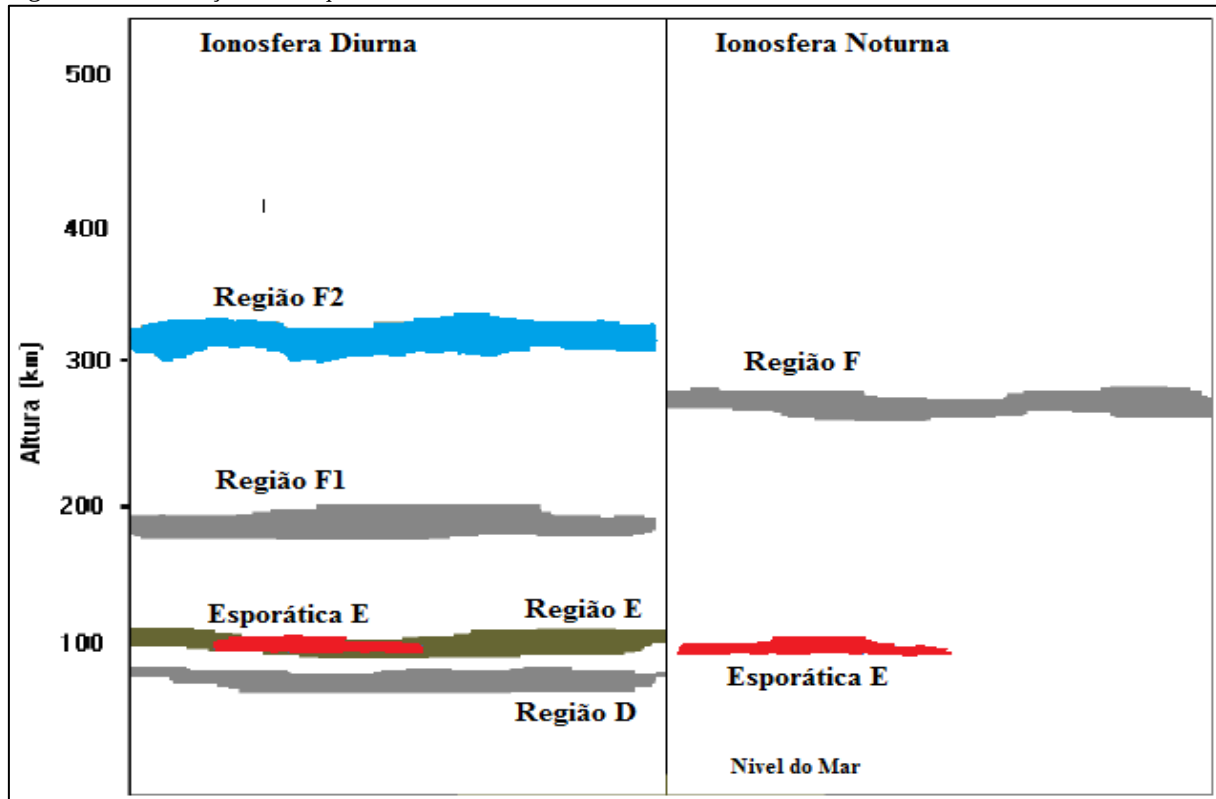


O segundo é chamado de recombinação dissociativo e envolve primeiramente uma interação entre íons positivos (a^+) originados da fotoionização e a existência reações biomoleculares (b_2) de acordo com a seguinte equação 4:



Os termos do lado esquerdo (a e b_2) da equação são os reagentes e os termos do lado direito (ba e b) correspondem os produtos. Ainda, no período da noite algumas camadas não são observadas por não ser mais irradiada, em outras palavras elas desapareceram conforme está ilustrado na Figura 4 (JESUS, 2008)

Figura 4. A diferença entre a quantidade de camadas ionosféricas durante o dia e noite



Fonte: Modificada Jesus (2008)

Região D

A região D surge apenas durante o dia devido à interação da radiação solar com a atmosfera terrestre e permanecendo por pouco tempo no início da noite. Ela está situada entre 60 e 90 km acima da superfície da Terra. Essa camada se caracteriza por uma pequena densidade de ionização e grande frequência de colisão dos elétrons e dos íons com moléculas neutras. É também do ponto de vista químico a região mais complexa, devido à pressão relativamente elevada. (HARGREAVES, 1992).

As fontes de produção de íon da região D mais importantes em se tratando de toda sua latitude são relacionadas a seguir (HARGREAVES, 1992).

- O óxido nítrico (NO) é uma espécie que se apresenta em minoria, sendo ionizada pela linha *Lyman- α* do espectro solar a 1215 Å, que penetra abaixo de 95 km de altitude e cujo limite de ionização é de 1340 Å.
- O espectro do EUV ioniza alguns constituintes em quantidades menores e também o oxigênio molecular (O₂) na faixa espectral entre 1027 a 1118 Å.
- Os raios X duros na faixa espectral de 2 a 8 Å, ionizam todos os constituintes da camada D.
- Os raios cósmicos é a maior fonte de ionização, afetando toda a baixa atmosfera.

- As partículas energéticas do Sol ou de origem auroral ionizam a região D em altas latitudes, onde às vezes formam a principal fonte de ionização.

A região D por apresentar características diferentes das outras regiões não deve ser estudada por métodos convencionais, como ionossonda devido à baixa concentração de elétrons encontrado na ordem de 10^9 elétrons/cm³, e por apresentar alta frequência de colisão da ordem de 10^6 S⁻¹ (SILVA, 2013).

Região E

A região E é formada durante o dia e dependendo de sua ionização pode ser detectada também à noite, conhecida como camada esporádica (Es). A camada E está localizado aproximadamente entre 90 e 150 km de altura da superfície da terra, sendo uma das regiões da ionosfera que apresenta máxima condutividade elétrica. A camada esporádica (Es) pode se formar a qualquer momento, dependendo das condições de ionização. A principal razão para essa visão é que Es tem posição espacial diversificado, que podem ser espalhados por uma vasta área ou confinados a uma pequena área.

A camada Es em baixas e médias latitudes ocorre principalmente durante o dia e predominantemente durante os meses de verão. Em altas latitudes, a camada Es é mais provável de ocorrer durante a noite e é frequentemente associada a aurora. Mais importante ainda, as camadas Es pode ter uma densidade de elétrons semelhante a região F. No entanto, seu tempo aleatório de ocorrência e presença em qualquer lugar particular torna a previsão da camada Es muito difícil.

As fontes de ionização para esta região são Raios-X solares, radiação EUV, partículas energéticas de baixa energia ($\sim$ keV) e em menor quantidade os meteoros (BAUER, 1973). Portanto, deve-se mencionar que a região E, apresenta uma importância em função da interação com o campo magnético por meio das fortes correntes elétricas que passam por ela (RISHBETH; GARRIOTT, 1969).

Os íons dominantes na região E são as moléculas (NO^+ , O_2^+ , N_2^+), os quais podem ser descritos com uma boa aproximação por alguns processos fotoquímicos pela equação 5:



Região F

A região F é a camada que se localiza acima da região E, sendo subdividida nas camadas F1 e F2, onde o nível de ionização é bastante elevado em comparação com as camadas D e E. Durante o dia essa camada apresenta uma grande variação em sua densidade eletrônica com predomínio do processo de fotoionização do oxigênio atômico apresentando como principal fonte de íons e elétrons.

Região F1

A região F1 está localizada entre 150 e 200 km de altitude, a qual é observada apenas durante o dia devido a ionização por meio da radiação solar na atmosfera terrestre. Os comprimentos de ondas absorvido nesta região é de 200 a 900 Å. Onde, a radiação neste comprimento de onda interage com o oxigênio atômico formando os íons (O^+) com elétrons livres conforme a equação 6:



A região F1 está localizada entre 150 e 200 km de altitude. A fonte de ionização para esta região é a radiação EUV. Esta camada é observada apenas durante o dia, em função da ionização da radiação solar na atmosfera terrestre. O espectro da radiação solar fortemente atribuída a esta região de maior absorção está entre os comprimentos de ondas de 200 a 900 Å. Onde, o processo químico dominante na parte mais baixa desta camada é a fotoquímica sendo simplificado pelo domínio de apenas um íon como (O^+). No entanto, este íon é formado pela seguinte equação, $O + h\nu \rightarrow O^+ + e$, com comprimento de onda em $\lambda < 911\text{Å}$.

Região F2

A camada F2 localiza-se acima dos 200 km de altitude e engloba toda região superior da ionosfera. Esta camada é responsável pela grande parte das comunicações na faixa de altas frequências (HF), que desempenha um importante papel na reflexão dos sinais de ondas eletromagnéticas.

A camada F2 contém um pico maior de densidade de plasma entre 250 e 400 km de altitude, sendo que a distribuição da densidade de elétrons acima do pico de F2 não pode ser descrito em termos do equilíbrio entre a ionização e recombinação, mas sim como efeito de difusão. Observações de foguetes e satélites mostram que o constituinte iônico predominante próximo do pico da camada F2 é o oxigênio atômico, no entanto se verifica que existe uma mudança com aumento da altitude a partir da região superior (BANKS; KOCHARTS, 1973). A Figura 5 demonstra um perfil vertical de densidade eletrônica com as respectivas regiões ionosférica e também as radiações ionizantes e íons gerados para cada camada.

A camada F2 pode ser simulada utilizando a equação de Chapman, escrita de acordo com equação 7:

$$N_e(Z, \theta) = \left(\frac{q_m}{\alpha_{eff}}\right)^{1/2} \exp\left\{\frac{1}{2}[1 - z_1 - \exp(-z_1)]\right\}. \quad (7)$$

onde,

N_e é a densidade de elétrons máxima em (cm^{-3});

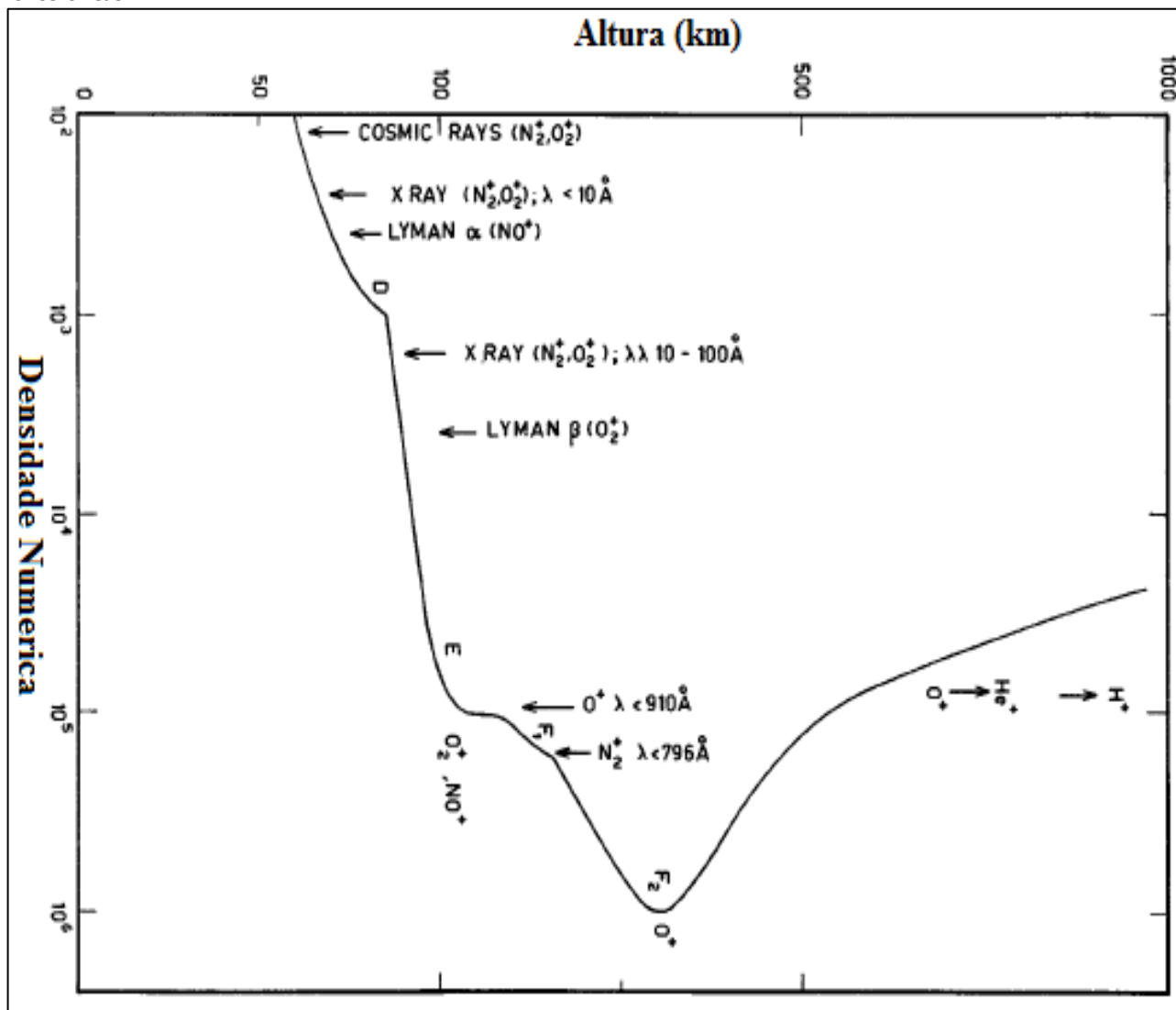
q_m é taxa de produção máxima de fótons/segundos;

z_1 é a variabilidade da altitude;

α_{eff} corresponde o coeficiente de recombinação eficaz ($\text{cm}^3/\text{segundos}$).

Assim, para altitude da região F2 (> 200 km), a atmosfera torna-se opticamente fina para radiação solar.(TASCIONE, 1988). Portanto, a região F2 fica caracterizada porque existe um aumento da densidade eletrônica com a altura, pois a taxa de perda é reduzida com maior velocidade que a de produção. Sendo que, isto é correto a uma determinada altura limite, para o qual surge o pico da camada F2, dada pela altura entre 250 a 400 km. Para altitude maiores desta região começam a surgir outros processos difusivos que potencializam os processos de perda (DENARDINI, 1999).

Figura 5. Mostra distribuição média de elétrons durante o dia com os principais íons para as camadas ionosféricas



Fonte: Banks; Kocharts (1973)

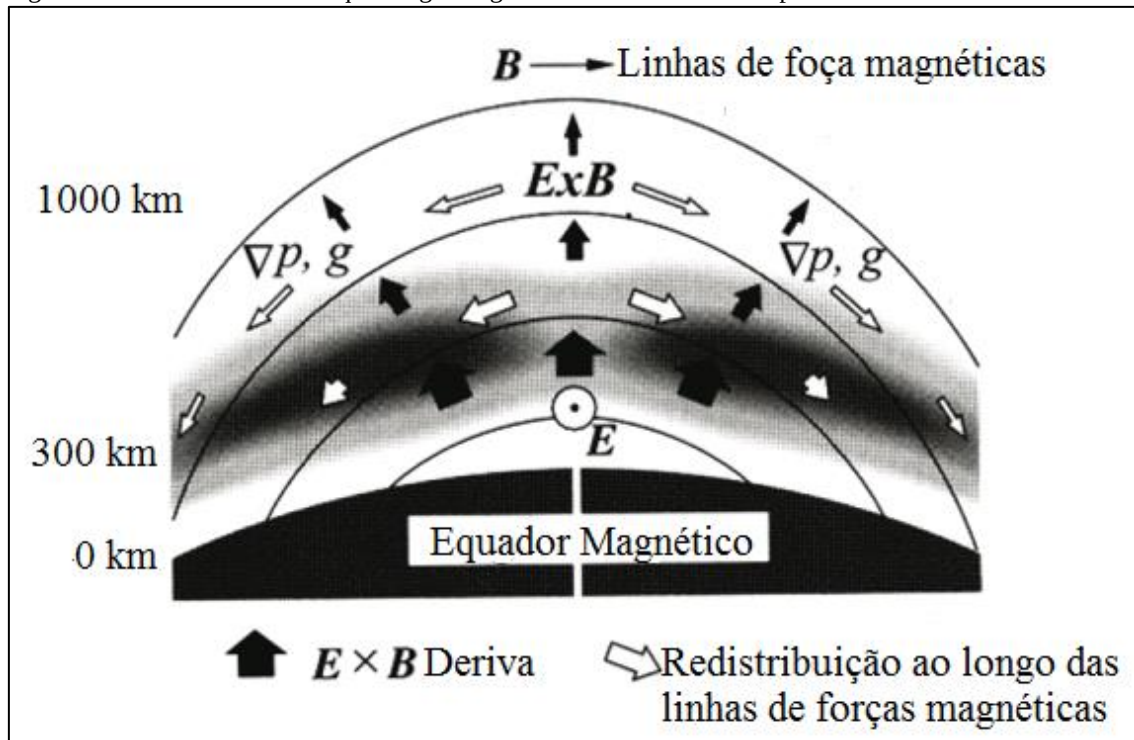
1.4 Anomalia de Ionização Equatorial

Anomalia de ionização equatorial (EIA) é definida como duas cristas de plasma com grande densidade eletrônica em regiões de baixa latitude magnética (LIN et al, 2007). A variação da EIA ocorre durante o dia, sendo apresentado valor máximo de densidade eletrônica entorno das 14:00 LT (HARGREAVES, 1992).

Na região equatorial, é observado que as linhas de campos geomagnéticas sobre o equador são quase paralelas. Estas linhas de campo na região equatorial são posicionadas perpendicularmente ao campo elétrico zonal. A interação do campo geomagnético com o campo elétrico zona da região equatorial proporcionam à deriva vertical do plasma ($\vec{E} \times \vec{B}$). Pode-se mencionar que a eletrodinâmica da ionosfera em

baixa latitude durante o dia é fortemente afetada pelo processo de fotoionização e movimento vertical ascendente causado pela deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ (FAGUNDES et al, 2007). A Figura 6 mostra o processo de deslocamento da deriva vertical do plasma presente no equador magnético.

Figura 6. Efeito fonte sobre o equador geomagnético devido à deriva do plasma ionosférico



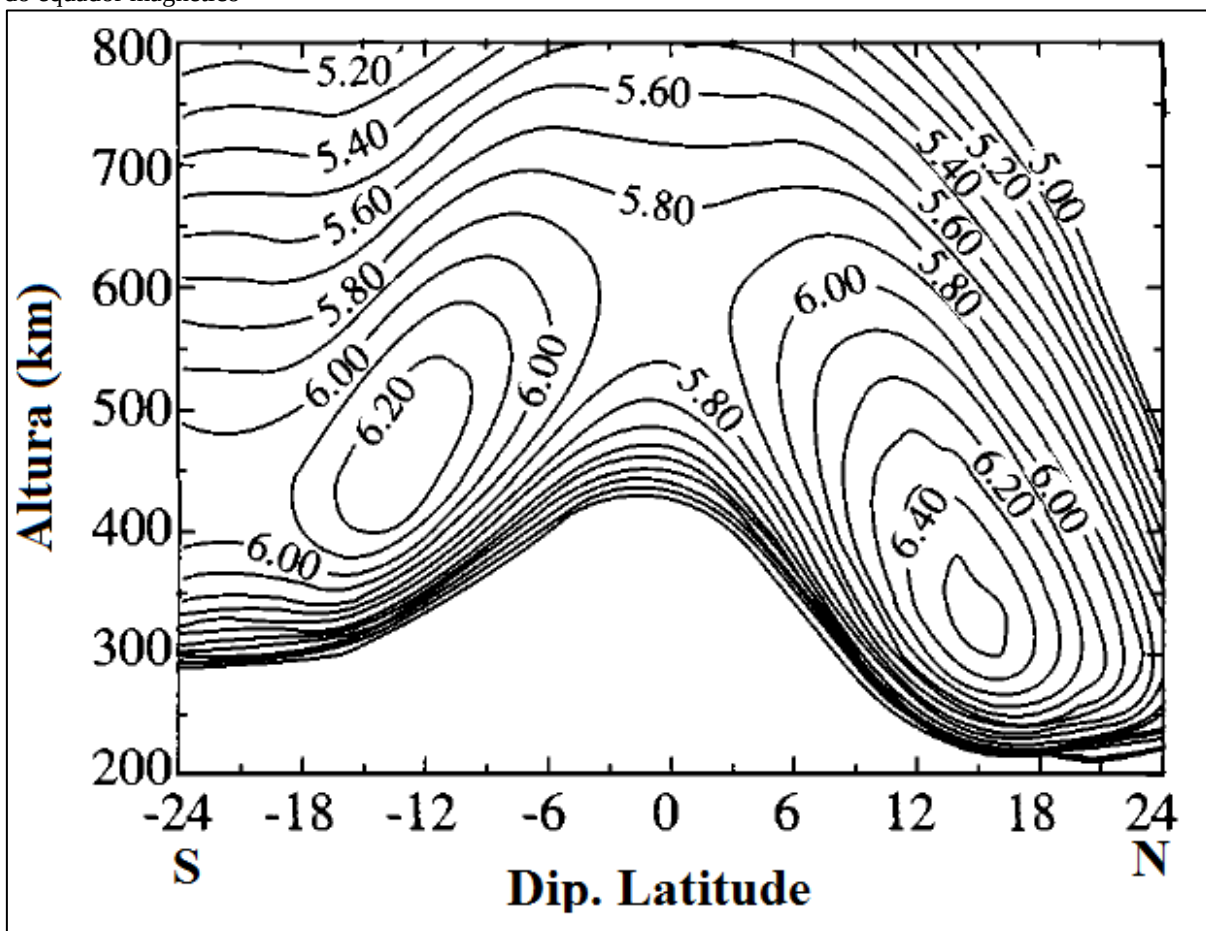
Fonte: Pulinets e Boyarchuk (2004)

Os campos elétricos são gerados na camada E equatorial pelos ventos termosféricos originados pelos gradientes horizontais de pressão, que estão presente na atmosfera devido à variação da absorção da radiação solar (ABREU, 2007). Durante o período diurno estes campos elétricos do dínamo E são direcionados. Portanto, estes campos elétricos são deslocados ao longo das linhas de campos geomagnético a grandes altitudes da região F em função da alta condutividade paralela (SCHUNK; NAGY, 2000). Após a subida do plasma é deslocado para baixo por ação da força de gravidade g e do gradiente de pressão ∇p . Portanto, esse movimento do plasma é definido como efeito fonte, já mencionado acima. Os picos de densidade eletrônica são definidos como anomalia de ionização equatorial.

Os picos de ionização em ambos lados do equador geomagnético se localizam aproximadamente entre 10° e 20° de latitude geomagnética nos hemisfério norte e sul. Porém, estas duas regiões de maiores densidades de plasma são referidas como anomalia equatorial (Anomalia de Appleton), é gerada por outro fenômeno bem

conhecido, o efeito fonte. Assim, a Figura 7 mostra a formação da anomalia de ionização equatorial.

Figura 7. Formação da EIA em função do Dip. Latitude e da altura em ambos os hemisférios sul e norte do equador magnético



Fonte: Schunk e Nagy (2000).

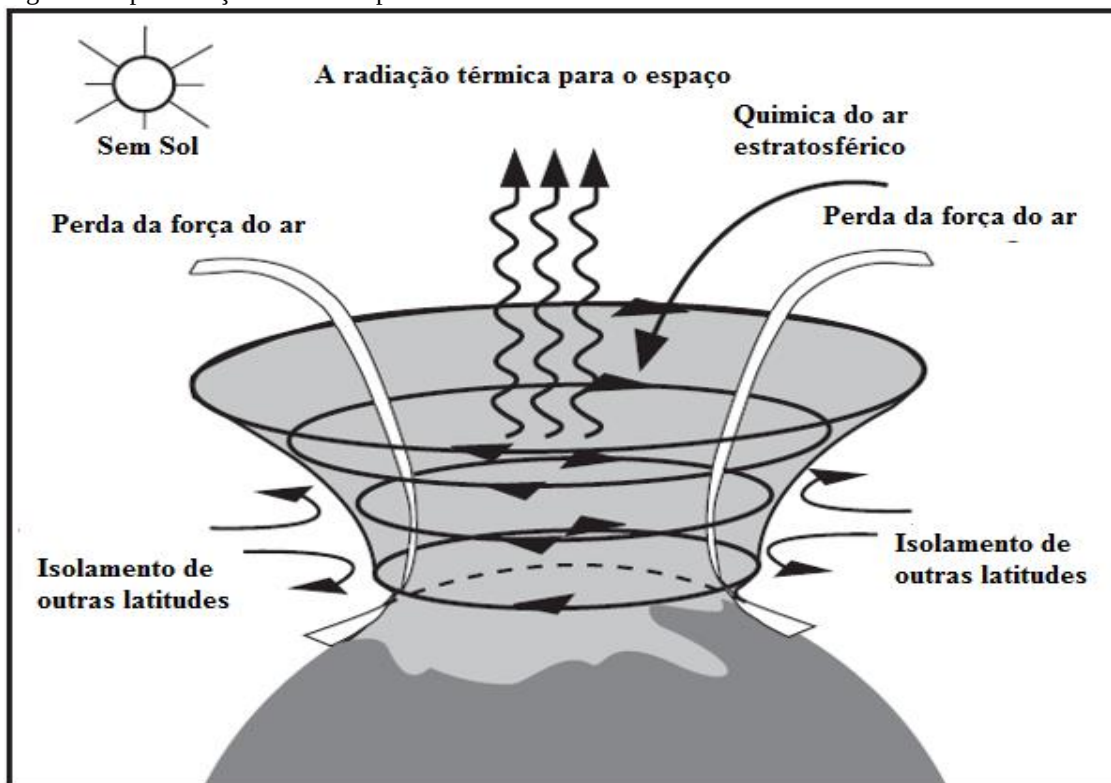
1.5 Vórtice Polar

O vórtice polar é um sistema de massa de ar ciclônico em grande escala persistente nas regiões polares geográficas da Terra. O vórtice polar está localizado na parte superior da troposfera e na estratosfera, sendo que sua origem é caracterizada pela ausência dos aquecimentos solares das regiões polares (RESMI, 2012). A parte inferior do vórtice polar está entre 15 e 20 km de altura na região inferior da estratosfera, e a parte principal do vórtice polar é localizada entre 20 km e aproximadamente 50 km de altura (SCHOEBERL; STROBEL, 1978).

Os intensos ventos que circundam no pólo escoando na direção de oeste-leste, nas regiões mais externas do vórtice polar, apresentam-se com intenso contraste com os

fracos ventos de leste-oeste observado no hemisfério de verão, apresentando pouca variabilidade. Os intensos ventos circumpolares se desenvolvem em meio a baixa estratosfera, estes ventos são quem constitui o vórtice polar, onde a velocidade ao redor do vórtice chega aos 100 ms^{-1} , no entanto o ar no centro do vórtice na ausência de luz solar torna-se muito frio, chegando a temperatura abaixo de -80° C (MOHANAKUMAR, 2008). A Figura 8 mostra uma representação do vórtice polar.

Figura 8 Representação do vórtice polar



Fonte Mohanakumar (2008).

O processo de criação do vórtice ocorre após o equinócio de outono quando o aquecimento da radiação solar na camada de ozônio polar é interrompido, no entanto, o processo de resfriamento por emissão da radiação do infravermelho é predominante provocando a redução da temperatura com o fluxo do jato polar transcorrendo simultaneamente (PAES, 2012).

A formação da estrutura dinâmica do vórtice domina a circulação da estratosfera polar no período das estações de inverno e primavera proporcionando o acoplamento entre a estratosfera com as camadas troposfera e mesosfera da atmosfera terrestre. Assim, enquanto a maioria das análises feitas sobre os eventos de (SSWs) são colocados como foco a propagação de ondas de Rossby, teorias alternativas incorporam a excitação ressonante de modos livres e as interações entre vórtice polar e anticiclone

Aleutian. A mais importante das ondas Rossby são as estacionárias, as quais propagam para cima a partir da troposfera e são bastante fortes e variáveis no inverno (ANDREWS; HOLTON; LEOVY, 1987). Estas ondas deslocam-se para a estratosfera, as quais são dissipadas, produzindo o aquecimento por desaceleração o fluxo médio (MATSUNO, 1971).

1.6 O Aquecimento Estratosférico Súbito (SSW)

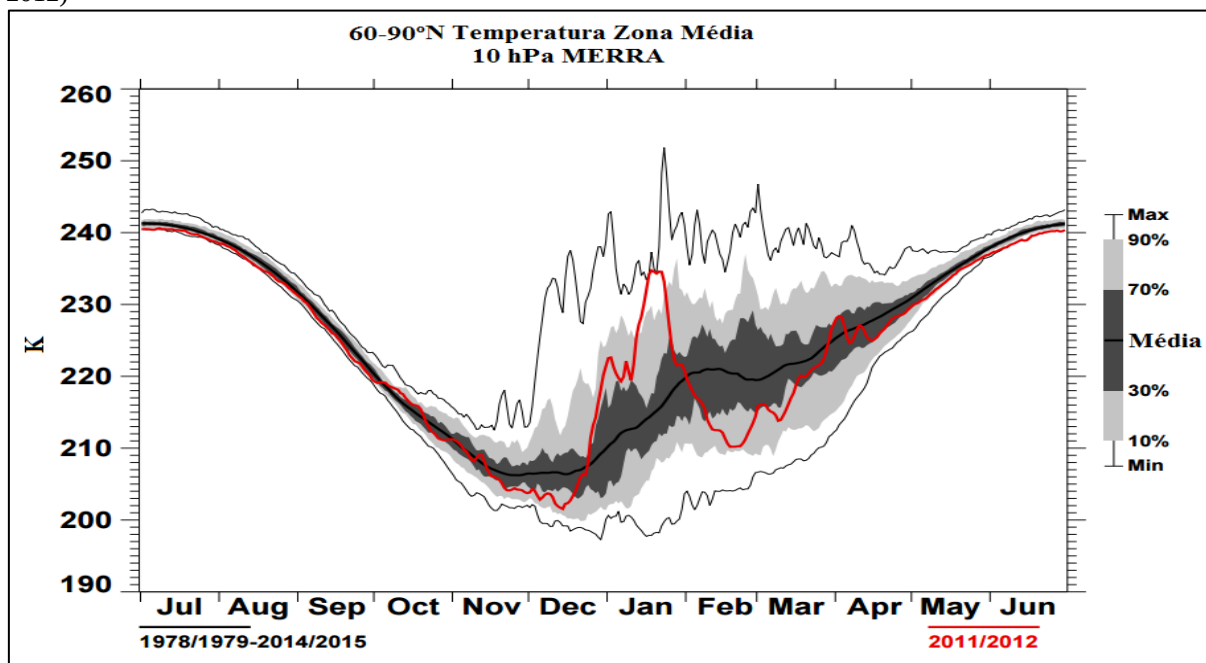
O fenômeno de aquecimento estratosférico súbito foi descoberto por Richard Scherhag em 1952. Os estudos eram realizados por meio de medidas de radiossonda sobre Berlim, e da rede de radiosondagem que continuava a fornecer informações do SSW da estratosfera inferior e média.

Estas informações foram complementadas por observações realizadas de foguetes até a alta mesosfera em determinados locais e horários, sendo que as medições realizadas por meio de satélites proporcionavam boa cobertura horizontal, temporal e resolução vertical satisfatória em vários níveis da estratosfera e mesosfera. Assim, novas percepções da morfologia tridimensional do aquecimento estratosférico súbito foram encontradas (ANDREWS; HOLTON; LEOVY, 1987). Para alguns invernos a estrutura média zonal das temperaturas estratosféricas sobre a região do Hemisfério Norte é interrompido de forma drástica com a elevação rápida das temperaturas e também ocorrendo uma reversão dos ventos médios zonais em direção leste permanecendo por alguns dias. Este evento é conhecido como aquecimento estratosférico súbito (SSW).

O SSW, com base na sua intensidade e tempo, é classificado em fraco, forte, canadense e final (LABITZKE, 1981; ANDREWS; HOLTON; LEOVY, 1987). Assim, o aquecimento forte é definido para nível de pressão de 10 hPa ou abaixo com latitude de 60° e com ocorrência da reversão do vento zonal médio de oeste para leste. Quando o gradiente de temperatura existe e não ocorre a inversão do vento zonal médio, o SSW definido como fraco. Estudos recentes realizados com dados observacionais foram usados para analisar o comportamento típico do acoplamento da estratosfera com a troposfera durante a ocorrência dos aquecimentos estratosféricos súbitos (LIMPASUVAN; THOMPSON; HARTMANN, 2004). Verificou-se que os SSWs exibem um ciclo de vida que mede aproximadamente 75 dias.

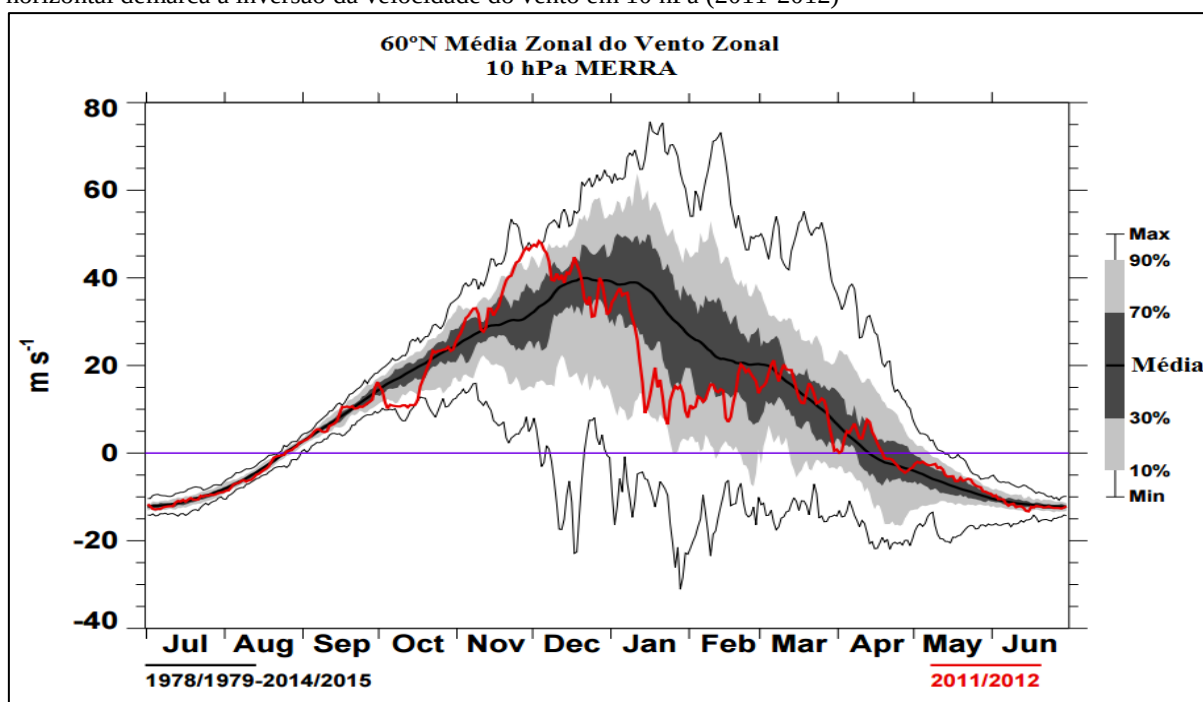
A Figura 9 mostra a variação da temperatura estratosférica do hemisfério norte, entre os meses de julho de 2011 a junho 2012 (linha sólida vermelha) e a linha sólida preta e a banda cinza escura mostram a média histórica +/- desvio padrão. A linha sólida vermelha indica variação da temperatura estratosférica polar do hemisfério norte, representada no eixo das ordenadas e o período de dados analisados no eixo das abcissas correspondente a um ano de dados. Os valores do desvio padrão estão indicados no lado direito da Figura 9 entre o mínimo e máximo para banda cinza. Nota-se na Figura 9 que entre os meses de dezembro e fevereiro a temperatura estratosférica apresenta um aumento brusco, caracterizando assim o SSW. A Figura 10 mostra a velocidade (U) dos ventos zonais em 60° de latitude no hemisfério norte durante o evento SSW. As mesmas características apresentadas para os eixos da Figura 9 se atribuem a Figura 10. Observa-se que no final de novembro e início de dezembro a velocidade atinge valor máximo acima de 45 m/s, seguido por uma redução na velocidade nos meses seguintes. Assim, durante o SSW não indica uma reversão na velocidade do vento, onde a linha horizontal violeta demarca a inversão do sentido do vento.

Figura 9. Variação da temperatura na estratosfera polar durante um ano. A linha preta indica a média histórica, a banda cinza +/- desvio padrão e a linha vermelha a variação da temperatura em 10 hPa (2011-2012)



Fonte: Nasa, 2014

Figura 10. Variação da velocidade do vento durante um ano. A linha preta indica a média histórica, a banda cinza +/- desvio padrão, a linha vermelha a variação da velocidade do vento zonal e linha vinho horizontal demarca a inversão da velocidade do vento em 10 hPa (2011-2012)

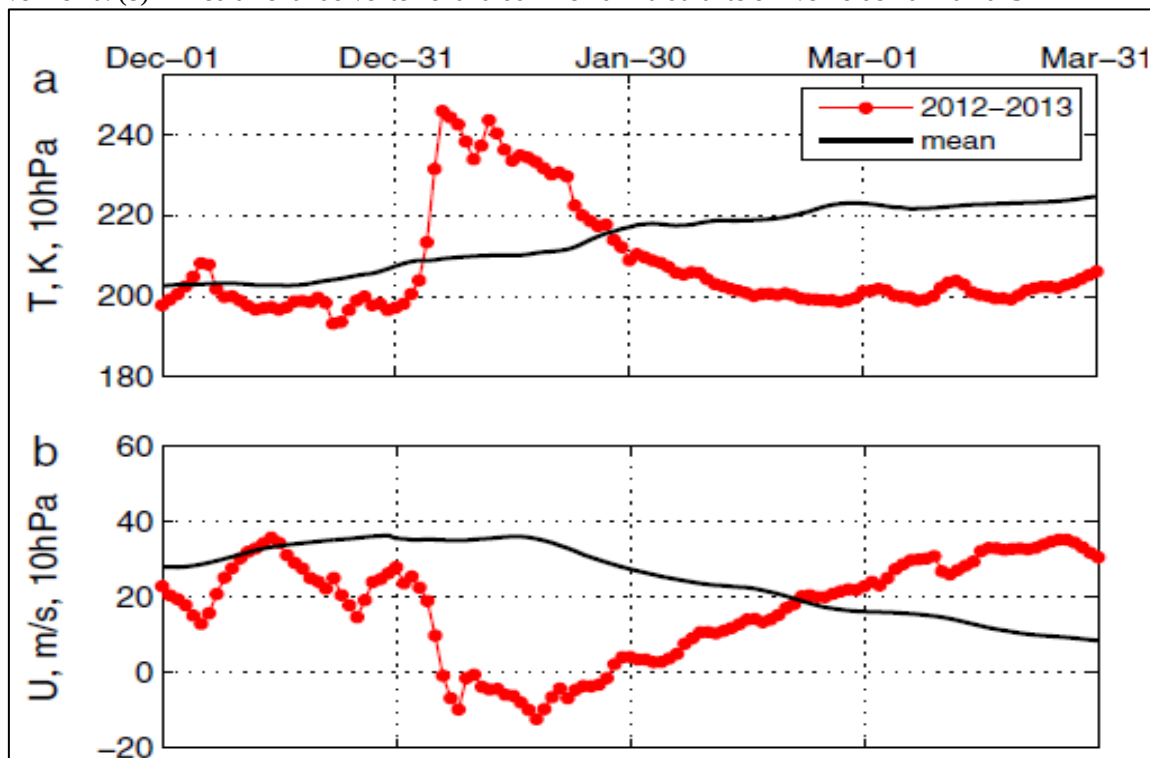


Fonte: Nasa, 2014.

A Figura 11 mostra um SSW forte ocorrido durante o período de dezembro de 2012 a março de 2013. O SSW é identificado por uma alteração rápida na temperatura estratosférica, onde pode se observar uma visão geral de anomalias nos parâmetros da estratosfera em 10 hPa (~32 km).

As Figuras 11a e 11b mostram um rápido crescimento da temperatura estratosférica e mudança na direção do vento zonal, ambos indicados pela linha vermelha, logo no início de janeiro de 2013 durante o SSW. A linha preta indica uma média histórica de 30 anos de dados e a linha vermelha representam os parâmetros como temperatura a 90° N em 10 hPa e o vento zonal a 60° N em 10 hPa para o período de inverno no hemisfério norte.

Figura 11. (a) A temperatura em 90° N e nível de pressão atmosférica 10 hPa representada pela linha vermelha. (b) A média zonal do vento zonal a 60° N e 10 hPa durante o inverno de 2012 a 2013



Fonte: Goncharenko et al, (2013)

O SSW é um dos fenômenos meteorológicos fortes que ocorrem nas médias e altas latitudes da atmosfera terrestre durante os períodos de invernos (RESMI; MOHANAKUMAR; APPU, 2013). Sendo que este fenômeno de alta latitude ocorre nos meses de invernos de dezembro, janeiro e fevereiro no Hemisfério Norte e também ocorre nos meses de junho, julho e agosto no Hemisfério Sul (RESMI, 2012). Os SSWs são perturbações meteorológicas de grande escala que afetam drasticamente a dinâmica da alta latitude estratosférica de inverno (PEDATELLA et al, 2014). A dinâmica básica do SSW é explicada em função da propagação de ondas planetárias da troposfera para a estratosfera (MATSUNO, 1971).

Para processos da ionosfera em baixa latitude, apresenta um acoplamento que continua ainda muito difícil de ser compreendido, onde as mudanças externas estão relacionadas com regiões superiores da atmosfera.

Estudos mostram em condições únicas de mínimo solar os eventos de aquecimento súbito estratosféricos impulsionam novas causas de perturbações na ionosfera. Onde as grandes variações na ionosfera de baixa latitude vão ocorrer dias depois ao evento de SSW, permitindo que se possa descartar a atividade geomagnética e a irradiância solar como fenômenos causadores destas grandes variações.

As ondas planetárias se intensificam durante o período que ocorre o SSW (GONCHARENKO et al, 2013). As mudanças nas marés atmosféricas que chegam a ter interações não lineares, portanto se compreende que o processo de acoplamento com ondas planetárias acontece durante SSW (DOMEISEN, 2012).

1.6.1 Comportamento vertical do Aquecimento Súbito Estratosférico

Uma das características conhecidas do aquecimento súbito é sua propagação em direção à estratosfera inferior a partir de 45 km de altitude (RESMI, 2012). Estas características apresentam estruturas não zonais com ondas planetárias em direção ao oeste. O aquecimento na estratosfera é acompanhado por alterações iguais e opostas das que ocorrem na mesosfera pela maneira de resfriamento. A estrutura vertical do sistema de SSW está associada tanto a região da estratosfera como também da mesosfera.

O mecanismo para explicar a ocorrência do evento de SSW proposto por (MATSUNO, 1971). Portanto, de acordo com seu modelo, baseado em resultados obtidos por Charney e Drazin (1961), o acoplamento entre as ondas planetárias e escoamento zonal médio gera uma desaceleração ou reversão da circulação zonal que escoar no sentido de oeste para leste, induzindo uma circulação descendente na estratosfera, produzindo aquecimento adiabático (PANCHEVA et al, 2008)

Como resultado, as ondas estacionárias de Rossby se propagam para estratosfera apenas no inverno, período em que os ventos de oeste apresentam predominância, não ocorrendo durante o verão apesar da predominância dos ventos de oeste (RESMI, 2012). Os mecanismos dinâmicos mais aceitos da origem dos SSWs são causados pela propagação das ondas de Rossby direcionadas para cima, geradas na troposfera. Estas perturbações de grandes amplitudes na troposfera se manifestam na baixa estratosfera como anomalias que excitam os distúrbios das ondas de Rossby (NISHII; NAKAMURA, 2004; PETERS; VARGIN; KÖRNICH, 2007).

1.6.2 Classificação dos SSWs

Os eventos de SSW podem ser classificados em quatro categorias básicas: forte, fracos, canadenses e final. Além disso, os aquecimentos podem classificar apenas os principais aquecimentos de pleno inverno estratosférico designado por intenso aquecimento, como também aquecimento menor intensidade bem como aquecimento

estratosférico final e os chamados aquecimentos canadenses (BLUME; MATHES, 2012). Uma definição estabelecida pela Organização Meteorológica Mundial (WMO, 1978) para a classificação dos eventos de SSW é estabelecida abaixo.

- **Aquecimento forte.**

Um aquecimento forte ocorre quando a inversão do gradiente de temperatura meridional é acompanhado por uma reversão do vento zonal médio em 60° latitude sobre o nível de pressão de 10 hPa, invertendo a partir dos ventos de oeste para leste (ANDREWS; HOLTON; LEOVY, 1987).

De acordo com a Organização Meteorológica Mundial (*WMO – World Meteorological Organization*) um evento de Aquecimento Súbito Estratosférico (SSW) pode ser denominado como de grande intensidade, em uma latitude e pressão respectivamente (60°, 10hPa) correspondendo uma altura de aproximadamente 30km da superfície terrestre e com ocorrência da inversão da circulação polar de leste para oeste.

Nessas condições, o vórtice polar sofre um deslocamento do seu eixo com ondas planetárias, classificadas como de nível 1 e quando estas ondas passam para um nível 2, leva o vórtice polar a se romper em duas estruturas de forma assimétrica. O SSW de maior intensidade ocorre com maior frequência no hemisfério norte, enquanto no hemisfério sul é observado com pouca frequência.

- **Aquecimento fraco**

O aquecimento fraco é caracterizado desta forma por apresentar períodos de uma semana ou até menos com temperatura variando acima de 25 K ocorrendo em qualquer altitude estratosférica em regiões de latitude do hemisfério norte. Este evento também não apresenta a quebra do vórtice polar e nem a inversão da massa de ar de leste para oeste, onde são estas características que permite diferenciá-lo do aquecimento de alta intensidade. Possivelmente, com uma série de aquecimento fraco consecutiva pode prever aquecimento forte, proporcionando um enfraquecimento no vórtice polar (O'NEILL, 2003).

- **Aquecimento final**

O aquecimento final é formado pela transição entre os ventos de invernos em direção ao leste e os ventos que se propagam para oeste, portanto esta transição ocorre de forma perturbada por não ser conduzida somente pelo aquecimento radiativo e também por influência do aquecimento súbito estratosférico de uma forma mais esporádica.

Os aquecimentos finais são de maiores intensidades no pólo sul, onde há também um enfraquecimento do vórtice polar de forma gradativa, originando-se de regiões superiores da estratosfera com orientação de cima para baixo, onde o ar frio nos pólos é substituído por uma massa de ar quente de forma progressiva. O aquecimento final ainda permite ser classificado de baixa e alta intensidade e para o período de ocorrência se classifica como precoce ou tardio (LABITZKE; NAUJOKAT, 2000).

- **Aquecimento Canadense**

O SSW canadense ocorre apenas no hemisfério norte, entre os meses de novembro e dezembro, esse modelo de aquecimento mostra uma estrutura de formação muito própria, onde o mesmo influencia a média e baixa estratosfera. Apesar de o vórtice polar ser deslocado e também distorcido, ele não sofre uma quebra do vórtice (O'NEILL, 2003). O aquecimento Canadense em comparações com o aquecimento de maior intensidade tem menor temperatura, no entanto, ocorre também uma inversão dos ventos zonais sobre a região polar (LABITZKE; NAUJOKAT, 2000).

1.6.3 Efeitos do (SSW)

Os eventos de SSWs são conhecidos como fenômenos da região estratosférica polar, porém evidências nas últimas décadas mostram influências a outros fenômenos, tanto em regiões de baixa como grandes altitudes. Assim, uma nítida resposta da troposfera ao SSW foi encontrada em estudos realizados por (THOMPSON; SOLOMON, 2002). Estudos observacionais das regiões da termosfera e baixa mesosfera apresentam grande variabilidade durante os eventos de SSW (CHAU et al, 2011).

A possibilidade de haver uma alteração dos elementos que constituem a estratosfera é provável, em função do deslocamento da massa de ar provocado pelo SSW. É observado uma elevação da temperatura de forma intensa na estratosfera polar. Para os eventos de SSW conhecidos como boreais que apresentam maior magnitude,

ocorre transporte de massa de ar à longa distância. Estes transportes de massa de ar de longa distância (por exemplo norte a sul), misturam-se com massa de ar de latitude média, proporcionando também reações químicas que atualmente tem-se feito de forma intensiva novos estudos para compreender o sistema de acoplamento da estratosfera – ionosfera – termosfera. Assim, o resfriamento aparece em primeiro lugar nas camadas mais baixas. Pode-se mencionar que a estratosfera polar ao atingir a temperatura máxima a estratosfera tropical apresenta uma temperatura mínima. Portanto, a sua compreensão ainda não é total. Mesmo assim, intenso esforços estão sendo aplicado para sua compreensão através de modelos como TIMEGCM (*NCAR Thermosphere – Ionosphere – Mesosphere Electrodynamics General Circulation Model*) (LIU et al, 2011).

Apesar dos estudos sobre os eventos de aquecimento súbito estratosférico hoje não ser um assunto recente, porque o fenômeno teve observação de ligação com a ionosfera por Brown e Williams em 1971. Nesta época já se tinha informações relativas das variações na densidade de elétrons nas regiões D e E nos períodos de ocorrência de SSW. Sendo que os resultados obtidos por eles estavam de acordo com os estudos já realizados anteriormente, o qual afirmavam que uma alta variação de densidade eletrônica na região da mesosfera não poderia ser atribuída à atividade magnética (GREGORY,1965).

Estudos recentes têm focado na resposta da ionosfera aos eventos de SSW. Assim, durante a ocorrência de eventos de SSW em Jicamarca (Peru), o radar ionosférico localizado no equador magnético, indica variações anômalas na deriva vertical do plasma (CHAU et al, 2009).

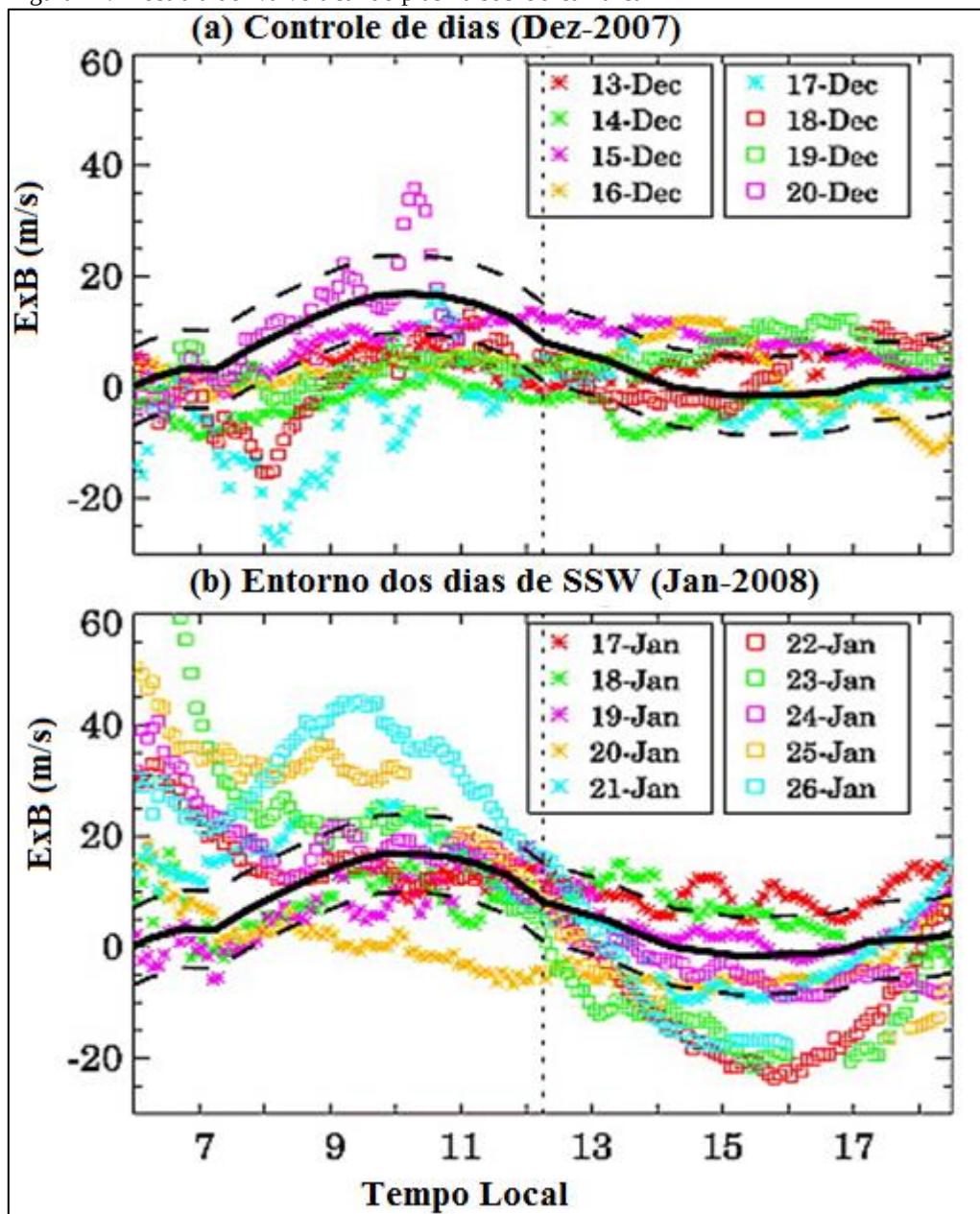
As principais mudanças que foram observadas na ionosfera durante a ocorrência do SSW, estão na distribuição do conteúdo total de elétrons TEC (GONCHARENKO et al, 2010a; GONCHARENKO et al, 2010b; PEDATELLA; FORBES, 2010; CHAU et al, 2010) e em campos elétricos (ANDERSON; ARAUJO-PRADERE, 2010) sendo fenômeno que realiza o controle do plasma da ionosfera para o surgimento do efeito fonte. Estudo também realizados com satélite de observação como CHAMP (FEJER et al, 2010) e o satélite COSMIC (YUE et al, 2010; PANCHEVA; MUKHTAROV, 2011) no comportamento da ionosfera global. E outros estudos como o acoplamento do sistema da estratosfera e mesosfera (PANCHEVA et al, 2008)

A deriva vertical do plasma é demonstrada pela Figura 12, tirada de medidas realizada em Jicamarca no período dos meses de dezembro e janeiro de 2007 e 2008,

respectivamente, quando foi observado a ocorrência de um aquecimento estratosférico súbito (SSW) no mês de janeiro de 2008. A Figura 12 mostra a deriva vertical do plasma antes do evento de SSW e durante, respectivamente.

Para cada dia os dados da deriva são caracterizados por diferentes cores e também com diferentes símbolos como é mostrado nas Figuras 12a 12b. O valor médio da deriva para o período de dados analisados e também das condições solares é representada por uma linha preta contínua, enquanto o desvio padrão é caracterizado pelas linhas tracejadas. Portanto, é visível a diferença entre o primeiro e segundo quadro, com relação à deriva mostrada, se percebe uma amplitude no segundo quadro muito maior em certos horários do dia e sendo maior ainda, logo ao nascer do sol, permanecendo por dias com este comportamento.

Figura 12. Mostra a deriva vertical do plasma sobre Jicamarca



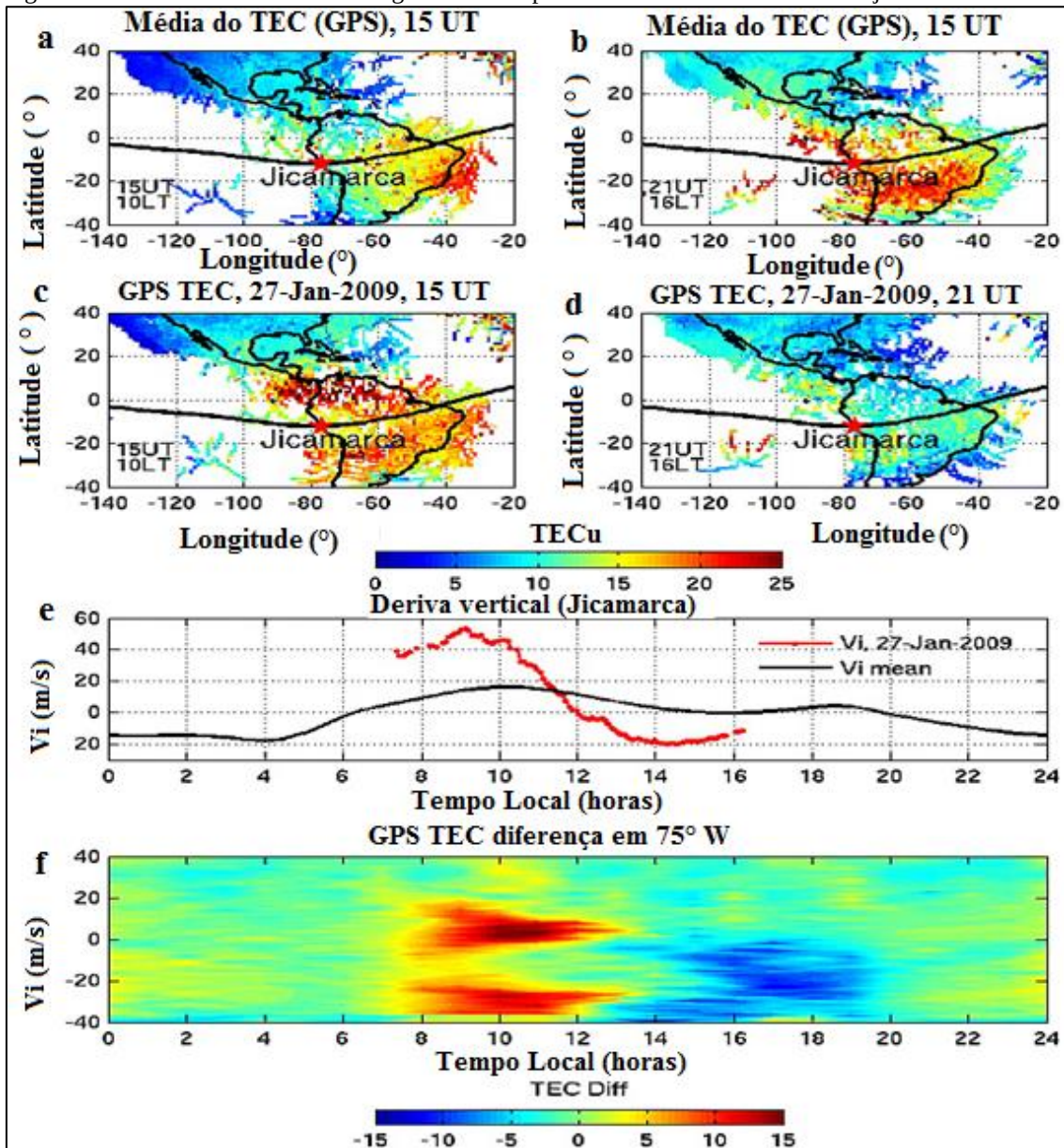
Fonte: Chau, Fejer e Goncharenko (2009).

Os principais fatores que agem sobre a variabilidade da anomalia de ionização (EIA), são a atividade solar e os distúrbios do campo geomagnético. O período de baixa atividade solar e os períodos geomagnéticos calmos, o agente principal da deriva vertical de plasma é o campo elétrico zonal (PAES, 2012).

Estes fenômenos ocorrem em regiões de baixa latitude e parte em razão temos umas respostas do campo elétrico zonal, onde os ventos neutros de marés é o controlador do campo elétrico zonal por meio do dínamo ionosférico. Tais fenômenos quando na ocorrência do aquecimento súbito estratosférico (SSW) entende-se que possa existir algum comportamento de irregularidade relativo a distribuição do conteúdo total de

elétrons (TEC) na região do equador magnético terrestre. É visto na Figura 13 uma comparação da média do TEC no hemisfério sul na época do verão entre manhã e tarde, e também a sua distribuição eletrônica no dia 27 de janeiro de 2009 para região de Jicamarca.

Figura 13. Dados obtidos de uma rede global de receptores de GPS do TEC no mês de janeiro de 2009



Fonte: Goncharenko et al. (2010a).

Os quadros **a** (manhã) e **b** (tarde), mostram uma distribuição do TEC durante o evento de aquecimento súbito estratosférico e os quadros **c** (manhã) e **d** (tarde) depois de quatro dias. Nota-se que pela manhã o TEC intensificou-se de 50-150%. Para o período da tarde ocorreu uma redução em torno de ~50% (GONCHARENKO et al, 2010a). Para os quadros **e** e **f** foi observado com o radar de espalhamento incoerente

uma mesma variação na deriva vertical de íons em altitudes de 200 a 500 km, isso no período semidiurno.

Na Figura 13e a linha preta indica um valor médio para um período de 35 anos e à deriva vertical é indicada pela linha vermelha, mostrando um valor positivo no horário da manhã, enquanto no turno da tarde acontece uma deriva intensa, mas negativa. Assim, com uma análise da variação do conteúdo total de elétrons percebe-se uma elevação significativa da anomalia de ionização equatorial EIA com valores variando de 20 TECu relativo ao período que ocorre a elevação da deriva seguida de uma redução no período da tarde com valores entre 10 a 15 TECu (GONCHARENKO et al, 2010a).

2 INSTRUMENTAÇÃO

2.1 Sistemas de Posicionamento Global (GPS)

Descrevemos aqui, algumas das principais características relacionado ao sistema de GPS, que é formado por um grupo de satélites orbitando o planeta Terra, enviando ondas eletromagnéticas na faixa de frequência ultra alta (*“Ultra High Frequency – UHF”*). Os sinais UHF compreendem uma faixa de frequência de 300 MHz a 3GHz, onde estão incluídos os sinais de GPS ($L_1 = 1575,42$ MHz e $L_2 = 1227,60$ MHz).

Será feita uma breve introdução dos sinais transmitidos, aplicações e principais observáveis com fontes e os erros mais significativos envolvidos nas observáveis de GPS. Também será demonstrado o cálculo para determinar o TEC (*“Total Electron Content”* – Conteúdo Total de Elétrons), VTEC (*“Vertical Total Electron Content”* – Conteúdo Total de Elétrons na Vertical) e ROT (*“Phase Fluctuation”* ou *“Rate of Change TEC”* – flutuações de fase ou taxas de variações do TEC).

O sistema de posicionamento global (*“Global Positioning System – GPS”*) ou NAVSTAR-GPS é um sistema de radionavegação desenvolvido pelo departamento de defesa dos Estados Unidos da América (*“Department of Defense – DoD”*), com o objetivo de ser o principal sistema de navegação das forças armadas norte americanas (MONICO, 2000). Ele proporciona uma situação de se ter em tempo real, a posição exata de objetos que se tenha necessidade de obter informação na superfície do planeta Terra.

A definição do serviço GPS é baseada em conjuntos de satélites. O qual permite que usuário em qualquer lugar da superfície terrestre consiga determinar as suas posições tridimensionais (latitude, longitude e altitude), a sua velocidade e hora durante 24 horas por dia independente das condições atmosféricas (ROCHA, 2003).

2.1.1 Segmento do GPS.

O sistema GPS consiste de três segmentos principais: o Espacial, o segmento de controle e o segmento do usuário.

- **Segmento Espacial**

O segmento espacial está associado com a constelação dos satélites e sinais, formado por 24 satélites distribuído de forma homogênea em seis órbitas em torno da Terra. Cada órbita dos satélites está em planos de inclinação de 55° com relação à linha do equador geográfico. Nestas órbitas, o satélite executa uma volta a cada 11h58min ao redor da Terra, transmitindo ondas eletromagnéticas na frequência de UHF para a Terra, orbitando a aproximadamente 20.200 km de altitude (ROCHA, 2003). Na Figura 14 é mostrado a constelação de 24 satélites.

Figura 14. Constelação dos satélites de GPS



Fonte: Secretaria da Educação, 2014

- **Segmento de Controle**

Tem como principais tarefas monitorar e controlar continuamente o sistema de satélites, determinar o sistema de tempo GPS, prever as efemérides dos satélites, calcular as correções dos relógios dos satélites e atualizar periodicamente as mensagens de navegação de cada satélite.

O sistema de controle formado por cinco estações de monitoramento, sendo três delas com antenas para transmissão dos dados e uma estação de controle central (MCS *Master Control Station*), pertencendo à (*American Air Force*), apresentado na Figura 15.

Os tipos de serviços que compõem este sistema são: SPS e o PPS. O SPS (Serviços de Posicionamento Padrão) é um serviço de acesso civil, ao qual fornecem

precisões de 100 metros no plano horizontal e 156 metros no plano vertical com probabilidade de 95% com a SA ativada (KAPLAN; HEGARTY, 2006).

O PPS (*Precise Positioning Service* – **Serviço de Posicionamento Preciso**) proporciona melhores resultados do que o SPS, porém é de uso restrito das forças armadas e de autoridades com permissão para uso do sistema, onde os resultados se apresentam com 22,0 m na horizontal, 27,7m na vertical e 200 ns, esse nível de precisão é permitido por ser implantado por métodos mais avançados, conhecidos como posicionamento por pontos simples.

Figura 15. Mapa com as localizações da estação central e das estações de monitoramento – GPS



Fonte: adaptada de Monico, 2000.

Cada estação de monitoramento é equipada com um oscilador externo de alta precisão, receptor de dupla frequência rastreando todos os satélites visíveis e assim transmite os dados para MCS (*Master Control Station*) onde são processados para determinar as órbitas dos satélites, correções dos relógios dos satélites e transmissões periódicas das mensagens de navegação efemérides para atualização nos satélites.

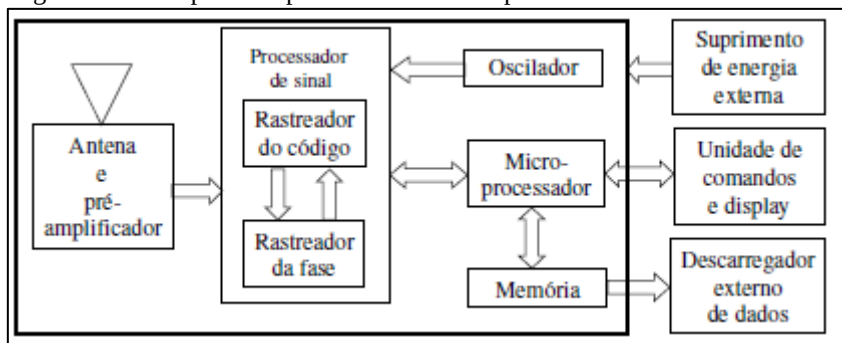
- **Segmento de Usuário**

Este tipo de segmento está associado diretamente aos receptores de GPS e dividido em duas categorias; Civil e Militar, onde hoje existe uma enorme quantidade de receptores para as mais diversas áreas, esses receptores de GPS são estruturados com antena com pré-amplificador, seção de RF (radiofrequência) para identificar e processar

o sinal recebido, microprocessador do sinal do receptor, amostragem, processamento de dados, oscilador e memória para armazenar os dados.

O uso desse segmento de GPS pelos militares tem como propósito estimar suas coordenadas e deslocamentos quando realizam ações de combates e treinamentos. Sendo que hoje, as maiores quantidades dos receptores de uso civil no mercado com as mais diversas finalidades e com desenvolvimentos de softwares mais poderosos proporcionam as pessoas mais conforto no seu dia a dia. A Figura 16 representa uma breve descrição dos elementos mais importantes dos receptores de GPS.

Figura 16. Principais componentes de um receptor

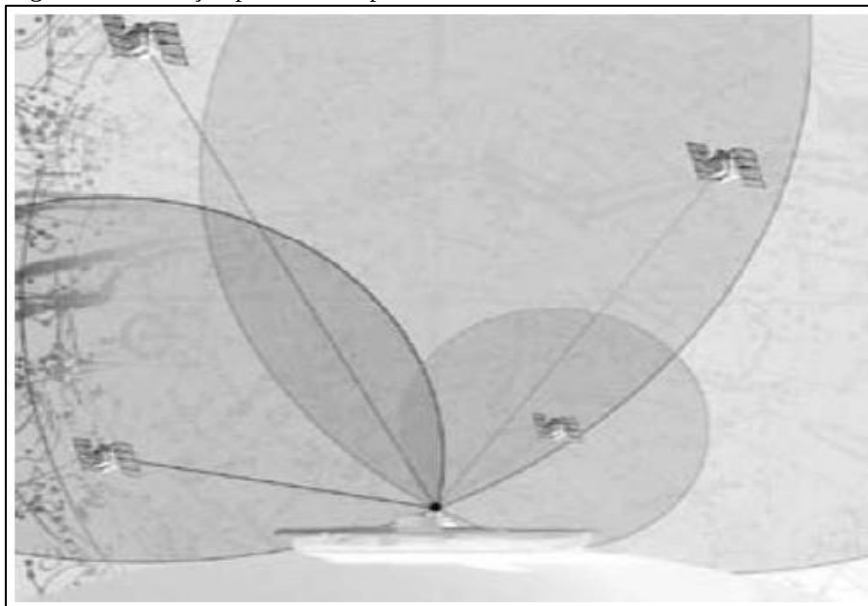


Fonte: Monico, 2007

2.1.2 Sinais emitidos pelos Satélites de GPS.

O sistema Global de Posicionamento (*Global Positioning System*) tornou-se uma tecnologia de extrema importância e inovadora para extensas atividades que são utilizadas pelos GPS. Atualmente, o sistema de cada satélite transmite duas ondas portadoras L1(1575,42 MHz) e L2(1227,60 MHz), que emite duas frequências do qual pode se obter distância entre posições pré-definidas entre os satélites e receptores. A forma de determinar a localização do receptor é dada por uma estrutura geométrica de uma relação de três esferas com igualdades de seus raios, onde os satélites têm que estar no centro de cada esfera como mostra a Figura 17.

Figura 17. Ilustração para obter o posicionamento básico com GPS



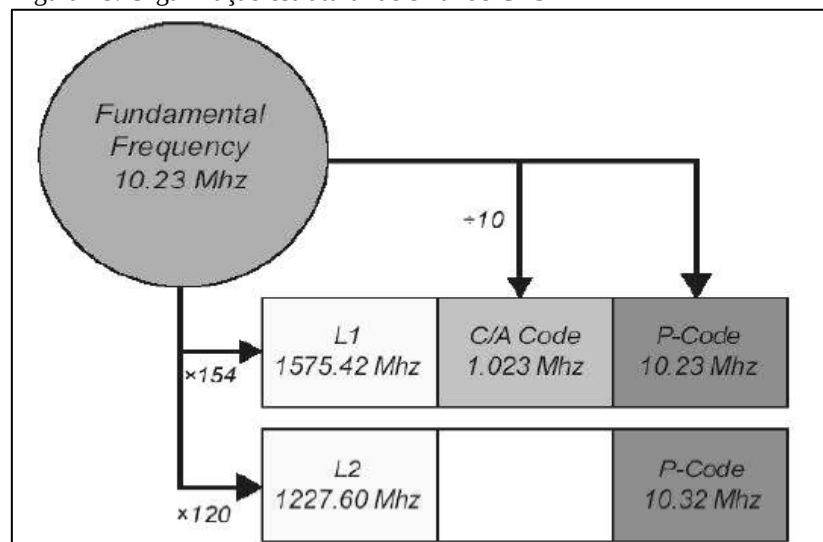
Fonte Trimble, (2001)

As ondas eletromagnéticas enviadas pelos satélites de GPS são sinais de rádio gerados a partir da frequência fundamental de 10,23 MHz, onde as duas ondas são classificadas como L1 emitida a 1575.42 MHz e L2 transmitida a 1227.60 MHz. Portanto, essas duas frequências são formadas por uma sequência binária modulada ou código diferentes para cada satélite.

A frequência L1 é modulada por 2 códigos, o C/A (*Coarse Acquisition*) que transmite 1023 dígitos e para um segundo código transmite 10,23 milhões de dígitos binários conhecido como P (precise). Para frequência L2 há apenas o código P modulado. No entanto, os dois códigos têm como função identificar o satélite e proporcionar a medida do tempo do percurso da onda do satélite ao receptor.

Foram criados códigos como SPS (*Standard Positioning Service*) e PPS (*Precise Positioning Service*) que permitiram serviços padronizados com base no código C/A, obtendo uma menor precisão na medida do tempo do trajeto em relação ao código P em que estabelece um serviço de melhor precisão. Nota-se a distribuição dos sinais na Figura 18.

Figura 18. Organização estrutural do sinal de GPS



Fonte: Leica (2004).

A frequência L1 é igual $154 \times 10,23 = 1575,42\text{MHz}$;

A frequência L2 é igual $120 \times 10,23 = 1227,60\text{MHz}$.

As mensagens de navegação contêm informações sobre os relógios, órbitas e funcionamento dos satélites (FEDRIZZI, 1999). O código C/A tem um comprimento de onda por volta dos 300m, sendo que cada satélite apresenta um código gerado pelo produto de duas sequências PR (pseudoaleatórias), especificado como G1 e G2, onde cada um tem 1,023 bits com período de 1ms (milissegundo) fazendo parte de um grupo de código (*Gold codes*) apresentando características de baixa relação de seus membros (MONICO, 2007). Na Tabela 2 pode-se verificar um resumo dos componentes do sinal de GPS.

Tabela 2 Componentes dos sinais dos satélites

Componetes		Frequências (MHz)	
Frequência fundamental		f_0	$\approx 10,23$
Portadora	L1	$154f_0$	$\approx 1575,42$
Portadora	L2	$120f_0$	$\approx 1227,60$
Código	P	f_0	$\approx 10,23$
Código	C/A	$f_0/10$	$\approx 1,023$
Código	w	$f_0/20$	$\approx 0,5115$
Mensagem de navegação		$f_0/204600$	$\approx 50 \cdot 10^{-6}$

Fonte: Hoffman-Wellenhof et al (2001)

Para cada mensagem de navegação é fornecido informação para se realizar o cálculo das posições para os satélites que se apresentam também moduladas sobre as portadoras com frequência de 50 Hz e sendo transmitida com intervalo de tempo de 30

segundos (1500 bps), (HOFFMANN-WELLENHOF et al, 2001). As portadoras L1 e L2 são modulados pelo código P (Y) e o código C/A. A portadora L1 apresenta uma defasagem de 90° em relação ao código P, assim é criado uma demodulação das portadoras $L_i = a_i \cos(f_i t)$, a qual uma sequência de estado dos códigos com mensagem de navegação pode ser observados pela equação 8 e 9.

$$L_1(t) = A_p P_i(t) W_i(t) D_i(t) \cos(f_1 t + \phi_{n,L1,i}) + A_c C_i(t) D_i(t) \sin(f_1 t + \phi_{n,L1,i}). \quad (8)$$

$$L_2(t) = B_p P_i(t) W_i(t) D_i(t) \cos(f_2 t + \phi_{n,L2,i}). \quad (9)$$

onde,

A_p é a amplitude do código P;

B_p é a amplitude da portadora L_2 ;

$P_i(t)$ é a sequência do código P(+1 e -1);

$W_i(t)$ corresponde a criptografia sobre o código P, com possibilidade de ser diferente entre os satélites;

$D_i(t)$ representa o fluxo dos dados com estados +1 e -1;

A_c é a amplitude do código C/A;

$C_i(t)$ representa a sequência do código C/A (+1 e -1);

f_1 é a frequência da portadora L1, e $\phi_{n,L2,i}$ corresponde o ruído da fase do estado do oscilador, onde i refere ao satélite em questão, para o caso de L2 apresentar uma estrutura menor é porque tem apenas o código P.

2.1.3 Aplicações do GPS

A aplicação do uso de GPS é normalmente empregada na navegação, terrestre e no espaço com as aeronaves, no entanto também se aplica no campo geodésico conhecida como aplicação estática.

Hoje com o avanço da tecnologia, destacando o campo da geodesia os equipamentos de medidas apresentam acurácia na ordem de pequenos valores, como 5 cm nas medidas realizadas. Contudo, a precisão depende de muitos fatores, como: o número de satélites visíveis, a geometria da constelação destes satélites visíveis, o tempo em que são rastreadas, precisão das efemérides e as perturbações desenvolvidas na ionosfera. De acordo com Monico (2000), a acurácia é definida como o grau de

concordância entre o valor estipulado e o valor verdadeiro dado a uma determinada precisão.

2.1.4 Observáveis GPS

Os observáveis de GPS são distâncias que são deduzidas a partir de medições realizadas da fase ou de tempo ou diferenças de fase com base numa comparação entre os sinais do receptor gerado e recebidos, onde dois relógios são usados, a saber, no satélite e outro no receptor. Este fato com que as distâncias sejam influenciadas pelos erros de ambos, por isso são chamados de pseudodistâncias, (HOFFMANN-WELLENHOF et al., 2001). A pseudodistância é representada mediante as equações 10 e 11:

$$\Delta t = t_R - t^S = [t_R(GPS) + \delta_R] - [t^S(GPS) + \delta^S] = \Delta t(GPS) + \Delta \delta, \quad (10)$$

Sendo, $\Delta t(GPS) = t_R(GPS) - t^S(GPS)$ e $\Delta \delta = \delta_R - \delta^S$, assim estes parâmetros representam o intervalo de tempo entre o satélite e o receptor e os erros dos relógios tanto do satélite como do receptor com relação ao tempo do GPS. Para determinar a pseudodistância multiplica-se o intervalo de tempo pela velocidade da luz, como representado abaixo;

$$PD = c\Delta t = c\Delta t(GPS) + c\Delta \delta = \varrho + c\Delta \delta. \quad (11)$$

Onde, PD é a pseudodistância e ϱ representa exatamente a distância geométrica da posição das antenas do satélite para o receptor. Como, ϱ está em função de dois tempos diferentes, ocorre uma expansão numa série de Taylor relativo ao tempo de emissão. Portanto, por meio da equação 12 é obtida a distância geométrica entre o satélite e receptor.

$$\varrho = \varrho(t^S, t_R) = \varrho(t^S, (t^S + \Delta t)) = \varrho(t^S) + \dot{\varrho}(t^S)\Delta t. \quad (12)$$

Onde $\dot{\varrho}$ é a derivada de ϱ em relação ao tempo ou a velocidade radial do satélite relativamente à antena de recepção. A velocidade radial máxima para satélites GPS nos

casos de um receptor estacionário é $\dot{\rho} \approx 0,9 \text{ km s}^{-1}$, e o tempo de viagem do sinal do satélite é de cerca de 0,07s.

2.1.5 Fase portadora

A fase de onda portadora é definida como a diferença entre a fase gerada no satélite $\varphi^s(t)$ para o instante de transmissão do sinal, e um sinal gerado no receptor $\varphi_R(t)$ de forma análoga no instante de recepção. A fase de onda portadora é uma observável muito mais precisa que a pseudodistância. O parâmetro t é uma época no sistema de tempo do GPS, reconhecida a partir de uma época inicial $t_0 = 0$. Portanto, de acordo com Hoffmann-Wellenhof et al (2001) as equações da onda portadoras podem ser escritas como:

$$\varphi^s(t) = f^s t - f^s \frac{\rho}{c} - \varphi_0^s, \quad (13)$$

$$\varphi_R(t) = f_R t - \varphi_{0R}. \quad (14)$$

O tempo (t) corresponde ao sistema de tempo GPS iniciado no instante $t_0 = 0$, f^s e f_R são as frequências do sinal gerado pelo oscilador do satélite e receptor respectivamente.

Assim, as fases iniciais produzidas pelos erros nos relógios no satélite e receptores são dadas por;

$$\varphi_0^s = -f^s \delta^s. \quad (15)$$

$$\varphi_{0R} = f_R \delta_R. \quad (16)$$

Para a fase de pulsação entre o satélite o receptor é caracterizado pela equação (17) determinada através da relação entre as equações 13 e 14.

$$\varphi_R^S(t) = \varphi^S(t) - \varphi_R(t) = -f^S \frac{q}{c} - f^S \delta^S + f_R \delta_R + (f^S - f_R)t. \quad (17)$$

As duas frequências f^S e f_R apresentam um pequeno desvio com relação a frequência nominal f na ordem de fração de Hz. Esse pequeno desvio pode ser verificado considerando a estabilidade da frequência para um pequeno intervalo de tempo, correspondendo a relação, $\frac{df}{f} = 10^{-12}$. Para uma $f \approx 1,5\text{GHz}$, o erro da frequência é $df = 1,5 \times 10^{-3} \text{ Hz}$. Como essa diferença das frequências é muito pequena em relação a frequência nominal o erro pode ser desprezado durante a propagação do sinal, onde o erro máximo se apresenta abaixo do nível de ruído, sendo assim, a equação 17 pode ser reduzida na equação 18.

$$\varphi_R^S(t) = -f \frac{q}{c} - f \Delta\delta. \quad (18)$$

Onde, $\Delta\delta = \delta_R - \delta^S$ corresponde o atraso no relógio do receptor.

Quando é utilizada a fase da onda portadora como observável, é preciso que se determine o número de ciclos inteiros envolvidos entre os centros de fase, durante a primeira medida. Esse número é definido de ambiguidade de GPS (N), o qual permanece constante, caso não ocorra bloqueio do sinal (LEICK, 1995). Assim, a fase da onda portadora, considerando ambiguidade (N) para um determinado tempo t e $\Delta\varphi_R^S$. A fração de ciclo da fase de onda é dada por:

$$\varphi_R^S(t) = \Delta\varphi_R^S|_{t_0}^t + N. \quad (19)$$

Onde, $\Delta\varphi_R^S$ é a fração de ciclo da fase portadora.

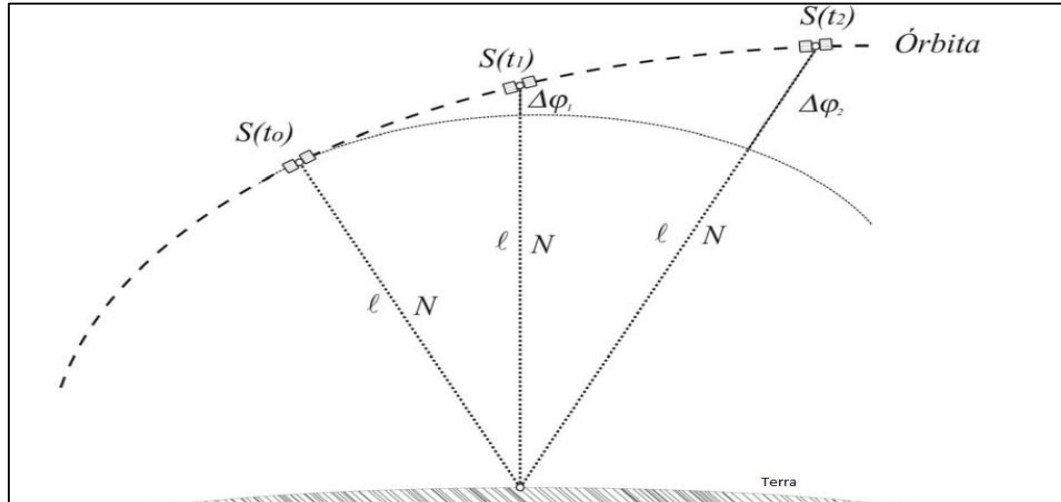
Relacionando as equações 19 e 18 podemos determinar a equação para fase portadora, considerando que $\varphi_R^S(t_0)=0$, $\varphi = -\Delta\varphi_R^S$ e $\lambda = \frac{c}{f}$, obtém-se que:

$$\varphi = \frac{1}{\lambda} q + \frac{c}{\lambda} \Delta\delta + N. \quad (20)$$

Portanto, q representa a distância entre receptor e o satélite para um tempo t de emissão e $t+\Delta t$ correspondendo o tempo de recepção. A fase da portadora pode ser

medida melhor que 0,01 ciclos, que corresponde a 2 mm de resolução, (HOFFMANN-WELLENHOF et al, 2001). A Figura 19 mostra a interpretação geométrica dada pela da equação 19.

Figura 19. Mostra a interpretação geométrica da fase portadora



Fonte: Hoffmann-Wellenhof et al (2001)

2.1.6 Erros relacionados com as observáveis.

As observáveis de GPS envolvidas nos processos de medidas, estão sujeitas aos erros aleatório, sistemáticos e grosseiros (MONICO, 2000). No entanto, os erros denominados sistemáticos são parametrizados (modelados como termos adicionais) que podem ser eliminados com técnicas adequadas de observação, já os erros aleatórios não deixam de ser executados. Logo, são considerados uma característica inerente da observação e os erros grosseiros são inerentes as ações humanas e também relacionado as falhas dos equipamentos envolvidos. As grandes variedades de erros que envolvem as observáveis são apresentadas pela Tabela 3.

Tabela 3. Fonte e efeitos dos erros envolvidos nos GPS

FONTES	ERROS
SATÉLITE	Erro da órbita Erro do relógio Relatividade Atraso entre as duas portadoras no hardware do satélite.
PROPAGAÇÃO DO SINAL	Refração troposférica Refração ionosférica Perdas de ciclos Multicaminhamento ou sinais refletidos Rotação da Terra
RECEPTOR/ ANTENA	Erro do relógio Erro entre os canais Centro de fase da antena
ESTAÇÕES	Erro nas coordenadas Multicaminhamento Marés terrestre Movimento do Pólo Cargas dos oceanos Pressão da atmosfera

Fonte: Monico, (2000)

2.1.7 Alguns Efeitos que estão relacionados com a propagação do sinal de GPS

As ondas que são transmitidas pelos satélites atravessam diferentes camadas atmosféricas antes de chegar à estação receptora. O caminho executado pela onda entre o satélite e o receptor sofre várias mudanças, a qual altera a velocidade da onda ocasionando alterações em sua potência ou intensidade. Além disso, os sinais entre o satélite e receptor estão passíveis de obstrução e reflexão em seu trajeto por objeto que possa estar próximo a antena receptora. Trataremos aqui de erros relacionado aos satélites GPS relativos erros orbitais, refração ionosférica.

2.1.8 Erros orbitais

As informações orbitais são dadas por mensagens que são transmitidas pelos satélites conhecidas como efemérides, onde as coordenadas dos satélites calculadas através das efemérides são, portanto, fixas quando ocorre o processo de ajustamento dos dados do satélite. Portanto, estes erros nas coordenadas do satélite propagarão para endereços dos usuários. Para posicionamento por ponto, os erros são quase diretamente para a posição do usuário e os erros relativos orbitais deixam praticamente de existir.

Uma equação que expressa o erro na base como função do erro da posição do satélite é dada por:

$$\Delta b = b \frac{\Delta r}{r}. \quad (21)$$

onde;

Δb é o erro resultante na posição na linha-base;

b é o comprimento da linha-base (km);

Δr é o erro na posição do satélite;

r representa a distância do satélite ao receptor ($\cong 20000$ km).

A precisão das efemérides hoje transmitidas pode alcançar de 1 a 5 m (HOFMANN-WELLENHOF et al, 2001; HOFMANN-WELLENHOF; LICHTENEGGER; COLLINS, 2001). As efemérides IGS (*International Geodesy Services*) e IGR (*IGS rapid ephemeris*) apresentam precisão de 2 a 5cm resultantes de pós-processamento. As efemérides predefinidas pelo IGS, denominadas IGP (*Ionospheric Grid Points*) apresentam disponibilidade com antecedência de horas a que se referiam, apresentando precisão de 50cm. No entanto a IGP é substituída pela IGU (*IGS ephemeris ultrafast*) que tem uma maior precisão da ordem de 5 a 10, tendo também tempo maior de disponibilidade. A Tabela 4 mostra os erros resultantes das efemérides do processamento com variação de 10 e 5000 km.

Tabela 4. Efeitos dos erros orbitais nas linhas de base

EFEMÉRIDES	ERRO ORBITAL Δr (M)	COMPRIMENTO DE BASE B (KM)	ERRO NA BASE ΔB (CM)	ACURÁCIA RELATIVA $\Delta B/B$ (PPM)
PREDITAS(IGU)	1	10	0,05	0,05
		100	0,5	
		1000	5	
		5000	25	
PRECISAS(IGS)	0,1	10	0,005	0,005
		100	0,05	
		1000	0,5	
		5000	2,5	

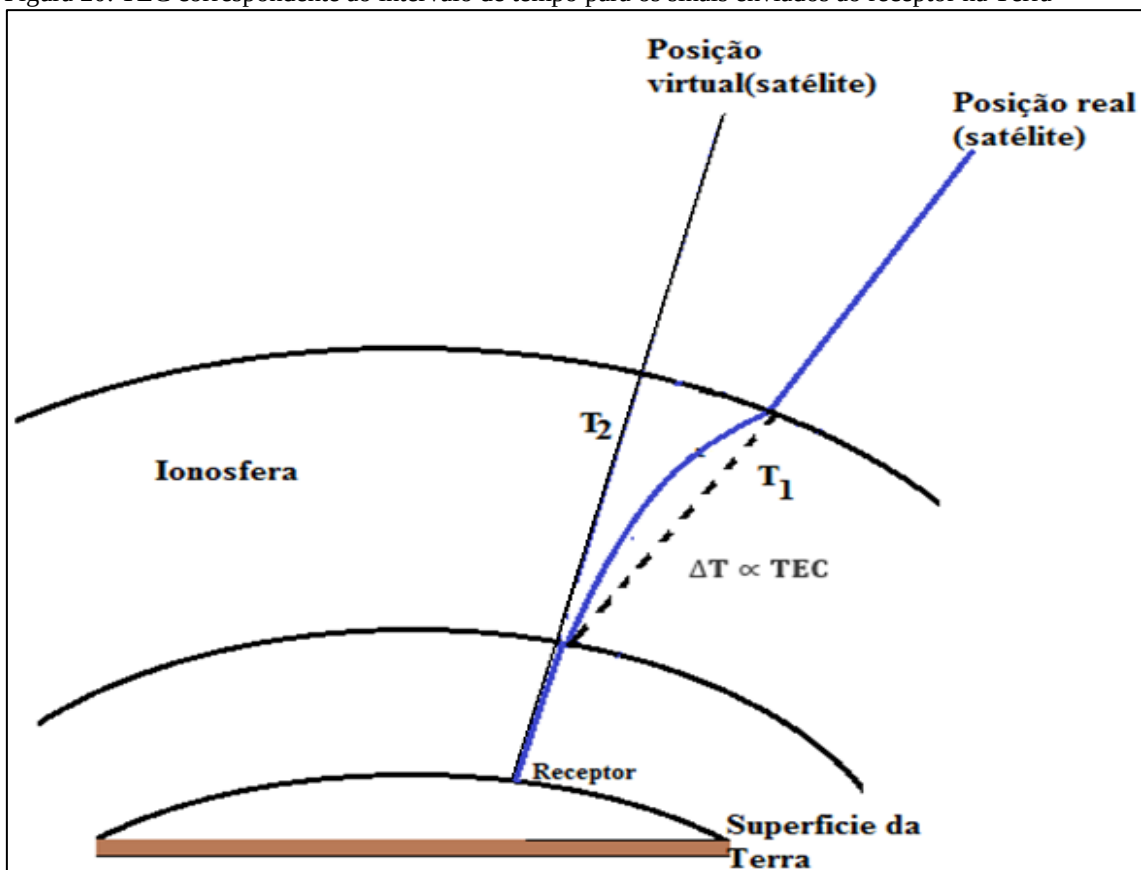
Fonte: Monico, (2007).

2.2 Refração ionosférica

A refração ionosférica apresenta uma dependência de parâmetros como; frequência e índice de refração. A refração ionosférica ocorre em função da ionosfera ser um meio dispersivo aos sinais de ondas eletromagnéticas. Portanto, o efeito da refração demonstra uma proporcionalidade ao conteúdo total de elétrons (TEC) presente no percurso feito pelo sinal entre o satélite e receptor.

A Figura 20 mostra o TEC proporcional ao intervalo de tempo em que o sinal enviado do satélite até o receptor na Terra, indicando um possível efeito da interferência que a ionosfera gera nos sinais de GPS antes de chegar aos receptores.

Figura 20. TEC correspondente ao intervalo de tempo para os sinais enviados ao receptor na Terra



Fonte: Autor.

Estas mudanças ionosféricas, também dependem do horário local, das estações do ano e do ciclo solar, associado com aumento de manchas solares. Além disso, outra situação que tem forte influência na mudança da densidade de elétrons da ionosfera é a localização. O afastamento do índice de refração de valor unitário, nas diferentes

camadas da ionosfera, faz que a velocidade da fase da portadora (V_f) sofra um retardo (MONICO, 2007). Onde, a velocidade de fase é apresentada pela equação 22.

$$V_f = \lambda f. \quad (22)$$

Nessa expressão, λ representa o comprimento da onda e f a sua frequência (HOFMANN-WELLENHOF et al., 2001). Já para um grupo de ondas, a velocidade do grupo é dada pela equação 23:

$$V_g = -\frac{df}{d\lambda} \lambda^2. \quad (23)$$

Neste caso, ela sofre um avanço na propagação do sinal. Os índices de refração para a velocidade de fase n_f e o de grupo n_g (MONICO, 2007).

$$n_f = 1 - \frac{40,3n_e}{f^2}, \quad (24)$$

e

$$n_g = 1 + \frac{40,3n_e}{f^2}, \quad (25)$$

onde, o coeficiente $-40,3n_e$ depende da densidade de elétrons. As unidades do Sistema Internacional de medidas (SI), da constante e da densidade de elétrons é dado por mHz^2 (el/m^2)⁻¹ e elétrons/ m^3 , respectivamente. O índice de refração que indica a propagação do sinal da fase pode ser aproximado pela série (SEEBER, 1993):

$$n_f = 1 + \frac{c_2}{f^2} + \frac{c_3}{f^3} + \frac{c_4}{f^4} + \dots \quad (26)$$

Os coeficientes c_i são independentes da frequência f da portadora, porém a densidade de elétrons n_e , depende do estado da ionosfera. O coeficiente c_2 é determinado pela equação 27:

$$n = 1 - \frac{c.n_e}{f^2}. \quad (27)$$

O valor de $c_2 = -40,3n_e$, desprezando os termos de ordem superior na equação (26). O índice da velocidade de grupo é obtido derivando equação (26) e depois de algumas relações matemática obtém-se:

$$n_g = 1 - \frac{c_2}{f^2} - \frac{2c_3}{f^3} - \frac{3c_4}{f^4}. \quad (28)$$

Os índices correspondentes à fase de onda portadora e para fase de grupo apresentam uma diferença entre eles, sendo menor para velocidade de fase e maior para velocidade de grupo. Essa diferença está em função da frequência, portanto quanto maior frequência menor são as diferenças entre os índices. Assim, a distância entre o satélite e receptor não levando em consideração outros erros sistemáticos é representada por:

$$S = \int_r^s n ds. \quad (29)$$

onde s e r são respectivamente a distância entre satélite e receptor, e n é o índice de refração da fase de grupo.

A refração ionosférica corresponde à diferença da distância medida e a distância geométrica, dada por:

$$I_{f_r}^s = \int_s^r \left(1 - \frac{40,3n_e}{f^2} \right) ds - \rho. \quad (30)$$

ou

$$I_{f_r}^s = \frac{40,3}{f^2} \int_s^r n_e ds. \quad (31)$$

onde ρ corresponde a distancia geométrica, e I_r^s é o erro sistemático da fase portadora, já o termo variável caracteriza a densidade de elétrons correspondendo o conteúdo total de elétrons (TEC), ou seja:

$$TEC = \int_s^r n_e ds. \quad (32)$$

De forma resumida, o erro sistemático da fase portadora e de grupo são dadas por:

$$I_{f_R}^s = -\frac{40,3}{f^2} TEC, \quad (33)$$

e

$$I_{g_R}^s = \frac{40,3}{f^2} TEC. \quad (34)$$

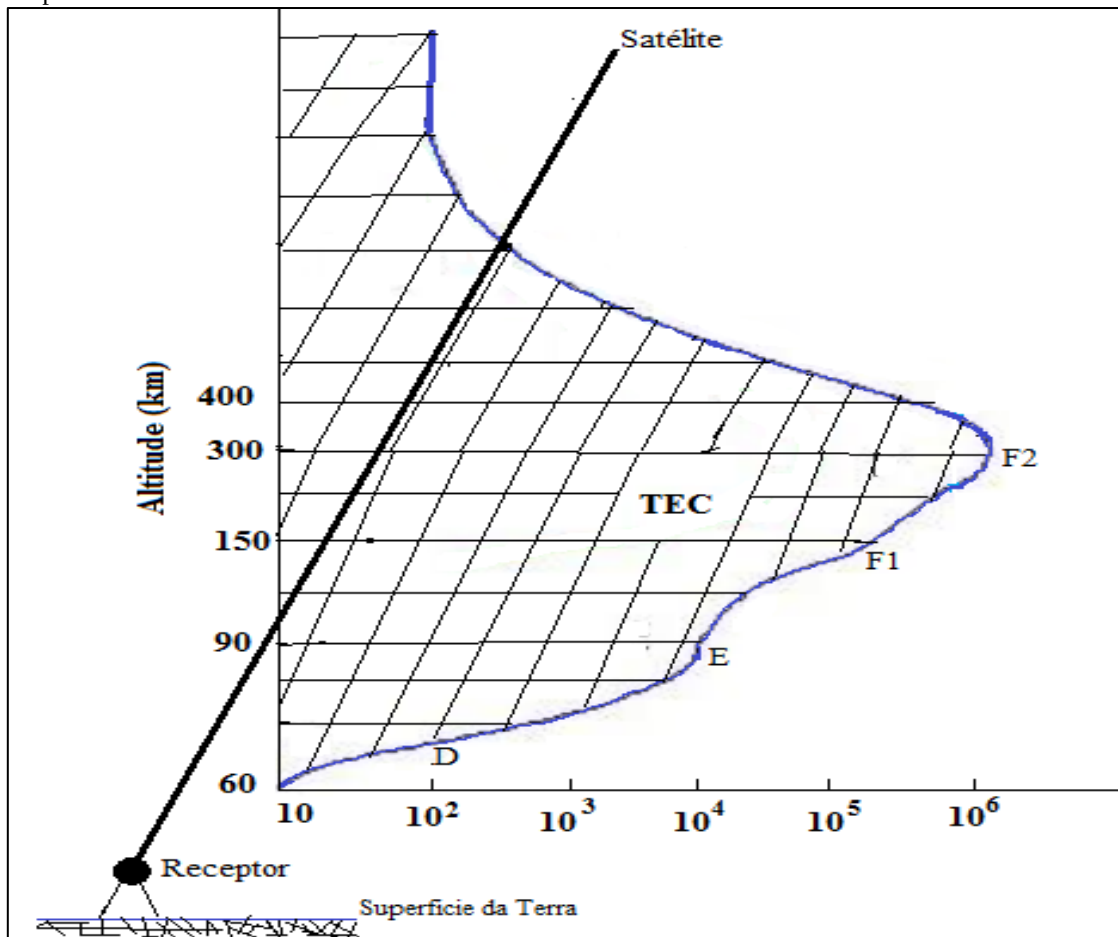
Para obter mais informações, consultar Hofmann-Wellenhof et al, (2001) e Monico (2007).

2.3 Cálculo do Conteúdo Total de elétrons com base nas observáveis do GPS

O Conteúdo Total de Elétrons (TEC) é tomado como um dos principais parâmetros para o estudo da ionosfera. O conteúdo eletrônico é representado por uma coluna cilíndrica com área unitária de (1 m^2).

A unidade do conteúdo total de elétrons, é indicado pelo símbolo “TECU”, correspondente em valores numéricos é (1×10^{16} elétrons/ m^2). A Figura 21 mostra o TEC para o perfil de densidade eletrônica entre o satélite e o receptor.

Figura 21. Área rachurada do gráfico correspondendo o TEC ao longo do caminho entre o satélite e o receptor.



Fonte: Autor.

2.4 Cálculo do TEC mediante Pseudodistância

O TEC indicado ao longo do percurso feito pelo sinal do satélite até o receptor pode ser determinado com o uso da pseudodistância nas portadoras L1 e L2, (ABREU, 2007). As equações 35 e 36 mostram a pseudodistância para duas portadoras dos sinais entre satélite e receptor.

$$PD_1 = \rho + c\Delta\delta + \Delta_{f_1}^{iono} + \Delta_g^{trop} + d_{R_1}^s + m_{R_1} + \varepsilon_{R_1}. \quad (35)$$

$$PD_2 = \rho + c\Delta\delta + \Delta_{f_2}^{iono} + \Delta_g^{trop} + d_{R_2}^s + m_{R_2} + \varepsilon_{R_2}. \quad (36)$$

onde,

PD_1 e PD_2 correspondem as respectivas pseudodistâncias para as portadoras. Nestas equações são levando também em consideração os erros que alteram os cálculos do TEC na direção do satélite (s) ao receptor (r), são eles:

ρ é distância geométrica entre o satélite e o receptor.

$c\Delta\delta$ é o desvio ou deslocamento dos relógios do satélite e receptor com relação ao tempo.

Δ_f^{iono} e Δ_g^{trop} representam os efeitos de atrasos provocado pela refração ionosfera e troposfera em L1 e L2.

$d_{R_1}^s$ e $d_{R_2}^s$ correspondem os atrasos instrumentais do satélite e receptor nas portadoras.

m_{R_1} e m_{R_2} são os canais múltiplos de correspondência aos efeitos do multicaminho nas portadoras L1 e L2.

ε_{R_1} e ε_{R_2} são os erros das medidas de pseudodistância nas fases de ondas portadoras.

A diferença entre as portadoras, os erros sistemáticos e aleatórios afetam as observáveis nas portadoras L1 e L2, dos quais são atraso instrumental do satélite e receptor, efeito do multicaminho, os efeitos da refração ionosféricas e também os ruídos do receptor (KOMJATHY 1997; MATSUOKA; CAMARGO 2004; ABREU, 2007). Então, o conteúdo total de elétrons (TEC) entre o satélite e o receptor pode ser obtido mediante a relação linear das expressões 35 e 36.

$$PD_1 - PD_2 = \Delta_f^{iono} - \Delta_g^{iono} + d_{R_1}^s - d_{R_2}^s + m_{R_1} - m_{R_2} + \varepsilon_{R_1} - \varepsilon_{R_2}. \quad (37)$$

onde,

$$\Delta_f^{iono} - \Delta_g^{iono} = 40,3 TEC \left(\frac{f_{L1}^2 - f_{L2}^2}{f_{L2}^2 f_{L1}^2} \right), \quad (38)$$

Fazendo a manipulação das expressões 37 e 38 podemos determinar o conteúdo total de elétrons (TEC) pela equação seguinte:

$$TEC = \frac{f_{L2}^2 f_{L1}^2}{40,3(f_{L1}^2 - f_{L2}^2)} [(d_{R2}^s - d_{R1}^s) + (m_{R2} - m_{R1}) + (\varepsilon_{R2} - \varepsilon_{R1})]. \quad (39)$$

O cálculo do TEC por meio da pseudodistâncias apresenta uma desvantagem, porque as medidas encontradas do conteúdo total de elétrons são bastante ruidosas.

2.5 Cálculo do TEC por meio da Onda Portadora

A determinação do TEC envolvendo as fases de ondas portadoras entre o satélite (s) e o receptor (r) é calculada com as medidas das fases L1 e L2, mostrado pelas seguintes equações partindo da equação (20):

$$\varphi_{L1} = \frac{1}{\lambda_1} \varrho + \frac{c}{\lambda_1} \Delta\delta + N_1, \quad (40)$$

$$\varphi_{L2} = \frac{1}{\lambda_2} \varrho + \frac{c}{\lambda_2} \Delta\delta + N_2. \quad (41)$$

Assim, multiplicando as equações 40 e 41 pelo comprimento de onda estabelecemos as fases de ondas portadoras, as quais indicadas pelas equações 42 e 43.

$$F_1 = \lambda_1 N_1 + \Delta_{\varphi_1}^{iono} + \Delta_{\varphi_2}^{trop} + d_{\varphi_1}^s + d_{\varphi_1}^r + m_{\varphi_1} + \varepsilon_{\varphi_1}. \quad (42)$$

$$F_2 = \lambda_2 N_2 + \Delta_{\varphi_2}^{iono} + \Delta_{\varphi_2}^{trop} + d_{\varphi_2}^s + d_{\varphi_2}^r + m_{\varphi_2} + \varepsilon_{\varphi_2}. \quad (43)$$

$$\Delta I_{gr}^s = I_{gr2}^s - I_{gr1}^s. \quad (44)$$

$$\Delta I_{gr}^s = 40,3 TEC \left(\frac{f_{L1}^2 - f_{L2}^2}{f_{L2}^2 f_{L1}^2} \right). \quad (45)$$

Essas duas equações representam as fases de ondas portadoras acrescidas dos erros na determinação do conteúdo total de elétrons. Portanto, podemos determinar o TEC baseado nas fases de ondas portadoras com a manipulação destas equações, representada pela equação 46:

$$TEC = \frac{f_{L_2}^2 f_{L_1}^2}{40,3(f_{L_1}^2 - f_{L_2}^2)} [(F_1 - F_2) + (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) + (\Delta_{\varphi 1}^{iono} - \Delta_{\varphi 2}^{tropo}) + (d_{\varphi 1}^s - d_{\varphi 2}^s) + (d_{\varphi 1}^r - d_{\varphi 2}^r) + (m_{\varphi 1} - m_{\varphi 2}) + (\varepsilon_{\varphi 1} - \varepsilon_{\varphi 2})]. \quad (46)$$

Onde, $f_{L_2}^2$ e $f_{L_1}^2$ representam as frequências das portadoras em L_1 e L_2 , λ_1 e λ_2 representam os comprimento de ondas nas portadoras L_1 e L_2 , os demais erros sistematizados entre as fases e os erros aleatórios são representados pelos atrasos dos instrumentos entre o satélite e o receptor, também pelas interferências dos multicaminhos e pelos efeitos presentes de ruídos no receptor.

Os termos, N_1 e N_2 nesta equação de cálculo do TEC mostra o número de ciclo inteiros do instante da primeira observação entre as antenas do satélite e receptor que se caracteriza como a ambiguidade, sendo estimados durante o ajustamento com os outros parâmetros. No entanto, os resultados do TEC calculados com base na pseudodistância são 10 vezes mais ruidosos do que aqueles encontrados pela fase de onda portadora (SKONE, 1998).

2.6 Determinação do TEC vertical

O TEC calculado com as expressões anteriores é estimado entre o satélite e o receptor, no entanto na direção vertical (VTEC) é relacionado ao ângulo zenital do satélite, o qual é determinado pela seguinte expressão:

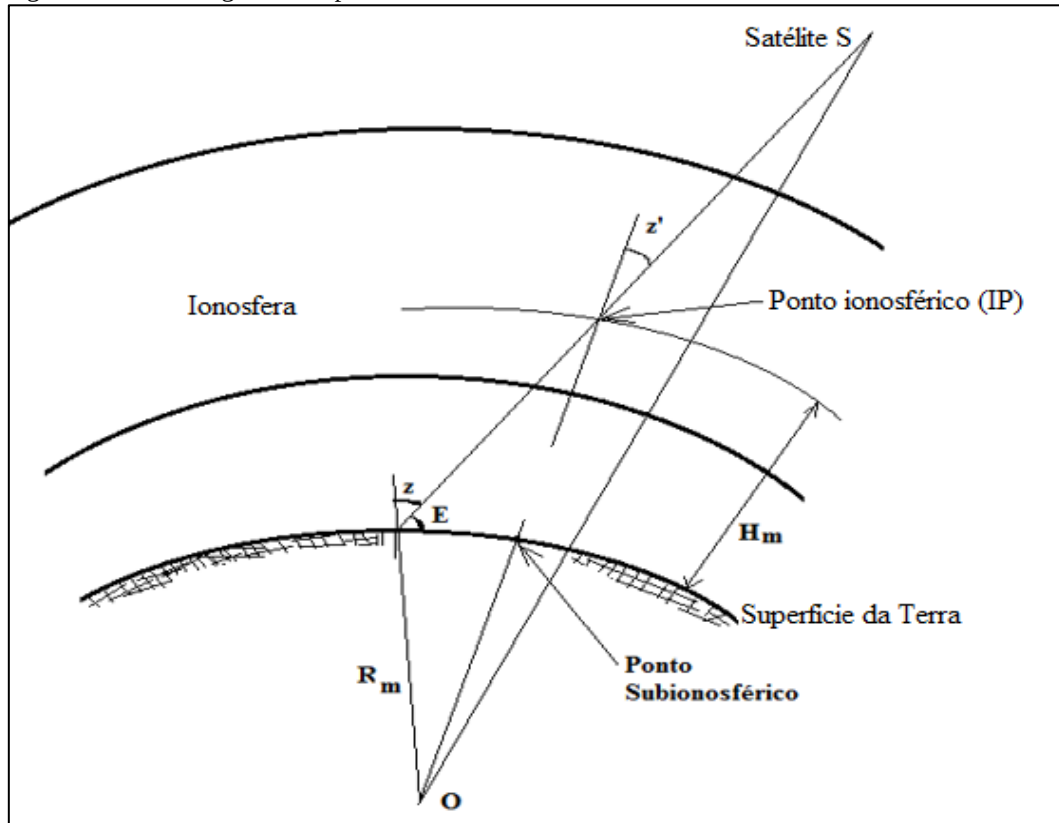
$$VTEC = \cos(z') TEC. \quad (47)$$

Como pode se observar o conteúdo eletrônico vertical é definido entre o produto do TEC pelo cosseno do ângulo, denominado de função de mapeamento geométrico padrão, onde o valor z' corresponde o ângulo zenital do caminho feito pelo sinal em relação ao plano de altitude média H_m , denominado como ponto ionosférico, obtido pela expressão (HOFMANN-WELLENHOF; LICHETENNEGER; COLLINS, 2001):

$$\text{sen } z' = \frac{R_m}{R_m + H_m} \text{sen } z. \quad (48)$$

onde R_m é o raio médio da Terra de valor aproximado de (6371 km), o H_m corresponde à altura média da ionosfera, com variação de 300 e 400 km, IP corresponde o ponto ionosférico e para o z representa o ângulo zenital do satélite a estação de observação. A Figura 22 mostra os valores envolvidos na equação 48.

Figura 22. Mostra a geometria para o atraso do caminho ionosférico



Fonte: Autor.

2.7 Taxa de variação do TEC (ROT)

A variação do conteúdo eletrônico total (TEC), é a diferença entre os TEC's determinados entre duas épocas diferentes, dividido pelo intervalo de tempo com suas respectivas determinações (PEREIRA; CAMARGO, 2013). As taxas de variação do conteúdo eletrônico total de elétrons indicam a presença de irregularidades ionosféricas de grandes escalas. Essas irregularidades são, por exemplo, as bolhas ionosféricas.

De acordo com Wanninger (2000) e Mendillo, Lin e Aarons (2000), foram aparentemente os primeiros a dar uma sugestão que 30s de dados RINEX poderia ser usado na caracterização de cintilações em fase.

$$ROT = \frac{\Delta TEC}{t_2 - t_1}. \quad (49)$$

Os valores das taxas de variação do TEC permitem ser utilizados para o cálculo de índices das irregularidades ionosférico, como por exemplo, fP, FP e ROTI. O índice fP (*phase fluctuation*) corresponde o valor da mediana dos ROTs em um intervalo de tempo de 15 minutos.

O índice FP representa o valor médio de fP para todos os satélites que são observados para cada estação no intervalo de uma hora. O FP destinado a retratar o nível geral de irregularidades presentes nas proximidades de uma determinada estação (MENDILLO; LIN; AARONS, 2000). O ROTI representa os níveis de irregularidades. Portanto, estes níveis de irregularidades podem ser moderados, quando $ROTI < 0,2$, e muito fortes, quando $ROTI > 0,2$ (PEREIRA; CAMARGO, 2013).

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo apresenta e discute os resultados do VTEC para o setor brasileiro durante o evento do SSW ocorrido no hemisfério norte entre dezembro de 2011 a março de 2012. Os gráficos de contorno de VTEC são utilizados para caracterizar a variação temporal, latitudinal e longitudinal da resposta da ionosfera ao SSW no setor brasileiro. Com a finalidade de investigar a ionosfera em 3 regiões distintas (equatorial, baixas latitudes e além do pico da EIA) da região tropical foi estabelecido o seguinte critério de intervalos de latitudes:

- Região equatorial $5^{\circ}\text{N} \leq \text{dip latitude} \leq 5^{\circ}\text{S}$;
- Baixas latitudes $5^{\circ}\text{N} < \text{dip latitude} < 20^{\circ}\text{N}$ e $5^{\circ}\text{S} < \text{dip latitude} < 20^{\circ}\text{S}$;
- Além do pico do EIA $\text{dip latitude} \geq 20^{\circ}\text{S}$.

A Tabela 5 apresenta a localidade de cada estação, símbolo, coordenadas geográficas e dip latitudes utilizados neste estudo. Na Tabela 5 a cor vermelha, laranja e verde estão associadas a cada uma das faixas de latitudes utilizada neste estudo.

3.1 As temperaturas e o vento zonal estratosférico

As temperaturas e a velocidade zonal do vento estratosférico para diversos níveis de pressão são obtidos no site da NASA (http://acdb-ext.gsfc.nasa.gov/data_services/met/ann_data.html). As seguintes opções de parâmetros estratosféricos estão disponíveis para os usuários:

- **All Data** – Transfere os dados de toda a série histórica;
- **Data range** – Escolha do período alvo;
- **Seasonal** – Opção para incluir variação sazonal.

Figura 24. Exemplo de arquivo de saída fornecido pelo site da NASA.

Date	T 90 N	T 60_90 N	U 60 N
	10 hPa	10 hPa	10 hPa
	(K)	(K)	(m/s)
2011-12-01	195.35	203.82	47.58
2011-12-02	196.64	204.33	47.19
2011-12-03	194.46	204.04	48.35
2011-12-04	193.65	203.40	47.79
2011-12-05	195.07	202.83	46.38
2011-12-06	195.65	203.13	45.64
2011-12-07	199.38	203.53	43.73
2011-12-08	196.64	203.71	39.52
2011-12-09	200.12	203.63	39.36
2011-12-10	201.82	203.19	40.97
2011-12-11	197.06	202.31	39.52
2011-12-12	196.19	201.94	40.68
2011-12-13	195.11	201.71	38.85
2011-12-14	195.15	201.53	41.21
2011-12-15	196.95	202.26	40.91

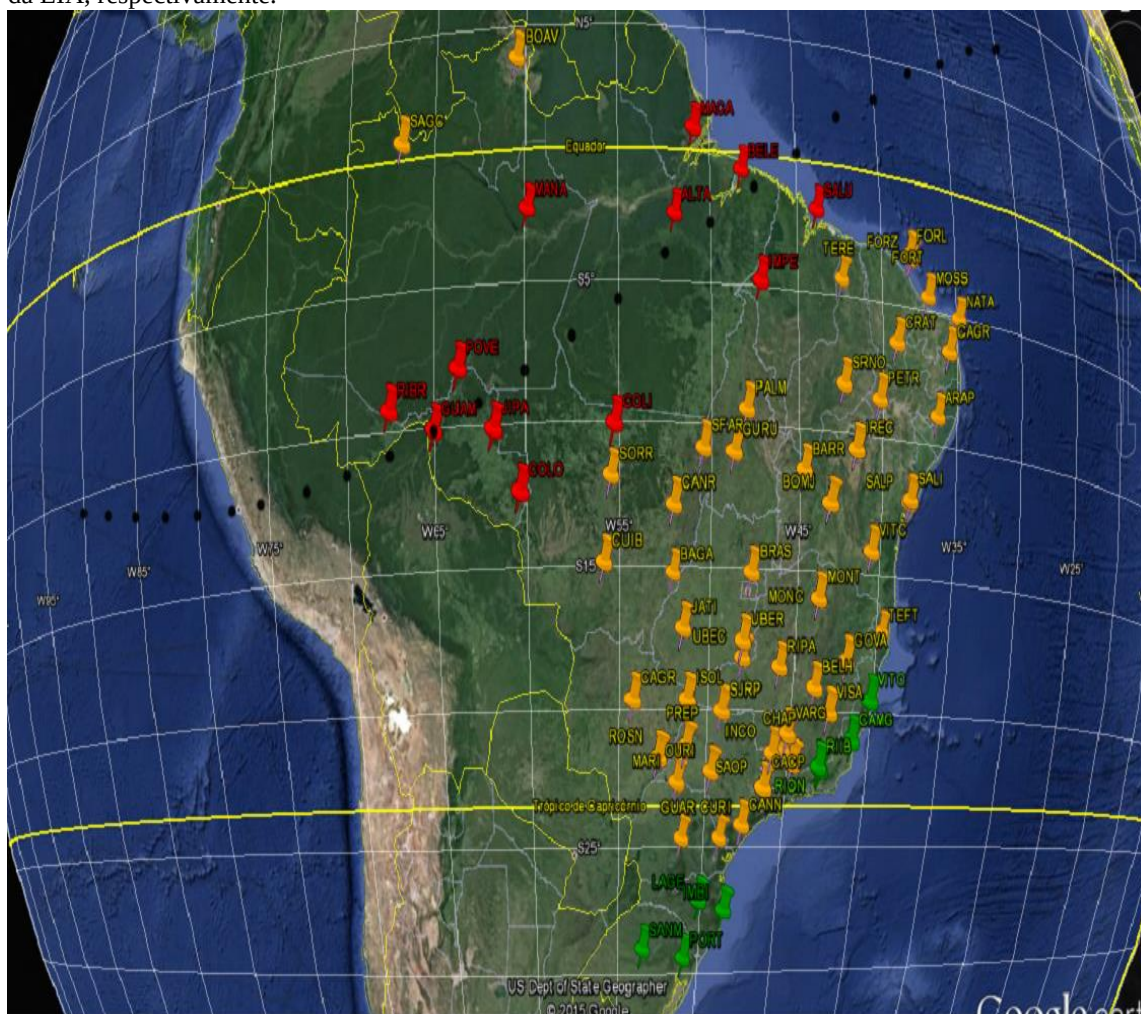
Fonte: Nasa, 2014.

3.2 Estações de GPS-TEC utilizados no estudo

Os dados de GPS utilizados neste estudo foram obtidos do site do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). (http://www.ibge.gov.br/home/geociencias/geodesia/rbmc/rbmc_est.php). O TEC é inferido utilizando os dados obtidos pelo receptor de GPS, numa dada localidade, combinada com a técnica de atraso diferencial das frequências L1 (1575,42 MHz) e L2 (1227,60 MHz). O TEC é definido como o número de elétrons ao longo do caminho entre o receptor de GPS e o satélite que orbita a 20200 km de altitude, onde 1 TEC corresponde a 10^{16} elétron/m². A fim de calcular a projeção do TEC na direção vertical (zênite), o TEC é multiplicado por um fator geométrico e passa a ser denominado de VTEC.

A Figura 25 mostra o mapa da América do Sul com a localização geográfica das 72 estações utilizadas nesta pesquisa. O equador geográfico e magnético também é indicado na Figura 25. Os ícones vermelhos, laranjas e verdes referem-se a região equatorial, baixas latitudes e além do pico da EIA, respectivamente. A rede de GPS do IBGE permite estudar a ionosfera em uma área de 30° x 30° de latitude e longitude, respectivamente. Para maiores detalhes sobre a rede de estações de GPS veja a Figura 25.

Figura 25. Mapa da América do Sul indicando a localização das estações de GPS da rede RBMC-IBGE. Os ícones vermelhos, laranjas e verdes referem-se às regiões equatoriais, baixas latitudes e além do pico da EIA, respectivamente.



Fonte: Autor.

Tabela 5. Estações de GPS-TEC utilizada no estudo da região equatorial (vermelho), baixas latitudes (laranja) e além do pico da EIA (verde).

#	Cidade	UF	Símbolo	Latitude (+N)	Longitude (W)	Dip latitude (+ N)
1	São Gabriel da Cachoeira	AM	SAGC	-0,2	-67,1	9,6
2	Boa Vista	RR	BOAV	2,8	-60,7	5,2
3	Macapá	AP	MACA	0,1	-51,1	3,0
4	Porto Velho	RO	POVE	-8,7	-63,9	1,0
5	Altamira	PA	ALTA	-3,2	-52,2	0,8
6	Belém	PA	BELE	-1,4	-48,5	0,5
7	Guajará - Mirim	RO	GUAM	-10,8	-65,3	-0,4
8	Ji-Paraná	RO	JIPA	-10,9	-62,0	-1,6
9	São Luís	MA	SALU	-2,6	-44,2	-3,1
10	Imperatriz	MA	IMPE	-5,5	-47,5	-3,8
11	Sorriso	MT	SORR	-12,6	-55,7	-5,7
12	Teresina	PI	TERE	-5,1	-42,8	-6,2
13	Fortaleza	CE	FORT	-3,7	-38,5	-7,4
14	Cuiabá	MT	CUIB	-15,6	-56,1	-8,1
15	Canarana	MT	CANR	-13,6	-52,3	-8,2
16	Crato	CE	CRAT	-7,2	39,4	-10,1
17	Campina Grande	PB	CAGR	-7,2	-35,9	-12,1
18	Irecê	BA	IREC	-11,3	-41,9	-12,2
19	Brasília	DF	BRAS	-15,9	-47,9	-12,6
20	Campo Grande	MS	CAPG	-20,4	-54,5	-12,8
21	Bom Jesus da Lapa	BA	BOMJ	-13,3	-43,4	-13,0
22	Uberlândia-CEMIG	MG	UBEC	-18,9	-48,3	-14,8
23	Pres. Prudente	SP	PREP	-22,1	-51,4	-15,7
24	Salvador - INCRA	BA	SALI	-12,9	-38,4	-15,7
25	Maringá	PR	MARI	-23,4	-51,9	-16,5
26	Belo Horizonte	MG	BELH	-19,9	-43,9	-18,1
27	Teixeira de Freitas	BA	TEFT	-17,6	-39,8	-18,7
28	Santa Maria	RS	SANM	-29,7	-53,7	-20,2
29	Lages	SC	LAGE	-27,8	-50,3	-20,5
30	Vitória	ES	VITO	-20,3	-40,3	-20,5
31	Rio de Janeiro- IBGE	RJ	RIIB	-22,8	-43,3	-20,6
32	Rio de Janeiro - ON	RJ	RION	-22,9	-43,2	-20,7
33	Campos dos Goytacazes	RJ	CAMG	-21,8	41,3	-21,0
34	Imbituba	SC	IMBI	-28,2	-48,7	-21,5
35	Porto Alegre	RS	PORT	-30,1	-51,1	-21,7

Fonte: Autor.

3.3 Apresentação e análise dos dados de VTEC no setor brasileiro

As Figuras 26, 28, 31, 36, 37 e 39 mostram a variação do VTEC em função do dia do ano (01/12/2011 a 30/03/2012) e UT durante a ocorrência do SSW2012. Nesta seção são apresentados os resultados de 35 estações, que foram escolhidas dentre as 72 estações de GPS analisadas. As estações escolhidas para representar a região equatorial, baixas latitudes e além do pico da EIA são apresentadas na Tabela 5. Com a finalidade de destacar as perturbações devido o SSW foi superposta as figuras de contorno a variação da temperatura estratosférica a 90° N (linha branca) e média entre 60°N-90°N (linha preta).

Para efeitos didáticos tomaremos como referencial a variação da temperatura estratosférica a 60°N-90°N (linha preta). A temperatura antes do SSW, em 15/12/2011, está aproximadamente a 200 K. Porém, a partir desta data a estratosfera inicia um processo de aquecimento, atingindo um pico secundário de 222 K entre 28/12/2011 e 10/01/2012, que dura cerca de 12 dias. Após este máximo secundário a estratosfera continua se aquecendo até atingir a temperatura máxima de 235 K, em 18/01/2012. Depois de atingir a temperatura máxima, a estratosfera inicia um processo de resfriamento até atingir a temperatura de ~210 K em 19/02/2012. De acordo com as normas da WMO, considera-se que houve a ocorrência de SSW, durante o inverno, quando a temperatura na estratosfera polar é superior a 225K.

Com o objetivo de estudar em detalhes o impacto do SSW na ionosfera realizou-se uma comparação entre uma média de dias calmos com os dias perturbados pelo SSW. Nas Figuras 27, 29, 32, 38 e 40 são apresentadas a variação média diária ($\mu \pm 1\sigma$) do VTEC durante o período calmo (não afetado pelo SSW).

O cálculo da média e desvio padrão foi realizado utilizando-se os 10 primeiros dias de dezembro de 2011, e é representada pela linha continua preta e banda cinza. Como o evento de SSW2012 teve uma longa duração faz-se necessário dividir a comparação em 2 períodos. O primeiro período apresenta a comparação entre a média dos dias calmos com os 6 dias que antecederam o pico máximo de temperatura e o segundo período com os 6 dias posteriores ao pico máximo de temperatura.

3.3.1 O VTEC em Brasília (baixa latitude)

Para efeitos didáticos será utilizada a estação de Brasília (BRAS) como exemplo das perturbações causadas pelo SSW na ionosfera tropical. A Figura 26 mostra a variação do VTEC em função do dia do ano e UT para a estação de BRAS, temperatura estratosférica a 90°N e 60°-90°N. Nota-se que o VTEC apresenta três padrões horizontais de valores (cores predominantes). O primeiro padrão horizontal ocorre entre 00:00 UT e 05:00 UT, onde os valores de VTEC são intermediários (~40 TECu, cores verde e azul claro). O segundo padrão horizontal ocorre entre 05:00 UT e 11:00 UT e mostra valores de VTEC (~10 TECu, cor azul escuro). O terceiro padrão horizontal ocorre das 11:00 às 24:00 UT e apresenta os maiores valores de VTEC (~40 a 70 TECu, cores amarela, verde e vermelha).

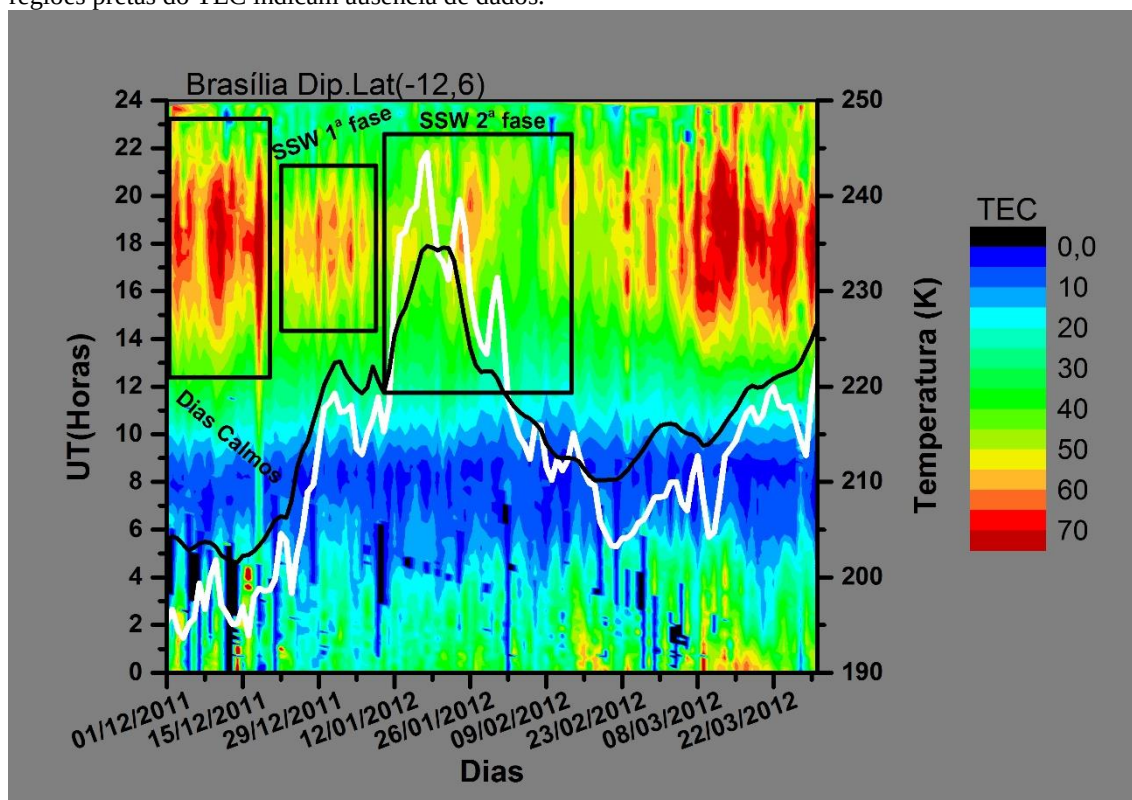
O VTEC entre 11:00 e 24:00 UT (8:00 e 21:00 LT) compreende o período diurno até o entardecer (pico pré-reverso). Como o terceiro padrão horizontal apresenta predominante cores verde, amarelo e vermelho, indicando valores de VTEC entre 40 e 70 TECu e além disso, é neste intervalo de tempo que ocorre as variações mais bruscas do VTEC, devido a radiação solar e efeito fonte.

Nos dias que antecederam o SSW2012, período compreendido entre 01 dezembro de 2011 e 15 de janeiro de 2012 entre às 15:00 e 22:00 UT. O VTEC apresentava valores entre 40 e 77 TECu, com cor predominante vermelho (Figura 26, indicado como dias calmos), consequentemente a EIA estava bem desenvolvida. Desde o início do SSW (15/12/2011) até o pico secundário de temperatura (10/01/2012) o VTEC apresenta alterações no seu padrão e a cor predominante muda para amarelo, mas ainda é possível notar a presença do EIA (Figura 26 é indicado como SSW1ª fase). Na Figura 26 o retângulo indicando como SSW 2ª fase mostra o período em que houve uma maior diminuição do VTEC, os valores máximos do VTEC neste período são da ordem de 50 TECu.

A diminuição do VTEC durante o evento SSW2012 está de acordo com estudos anteriores (PEDATELLA; FORBES, 2010; CHAU et al, 2010, FAGUNDES et al, 2015). Uma comparação entre SSW2012 (fraco) e o SSW2009 (forte), estudado por Fagundes et al (2015), mostra que a diminuição do VTEC durante o SSW2012 foi mais prolongada que no SSW2009. A forte e prolongada diminuição do VTEC durante um SSW fraco não era um resultado esperado. Este resultado é novo e deve ser melhor investigado no futuro. Posteriormente, ao dia 17 de fevereiro o padrão de variação e

valores do TECu retornam as suas características de dias calmos, semelhante aos dias indicado na Figura 26 como dias calmos.

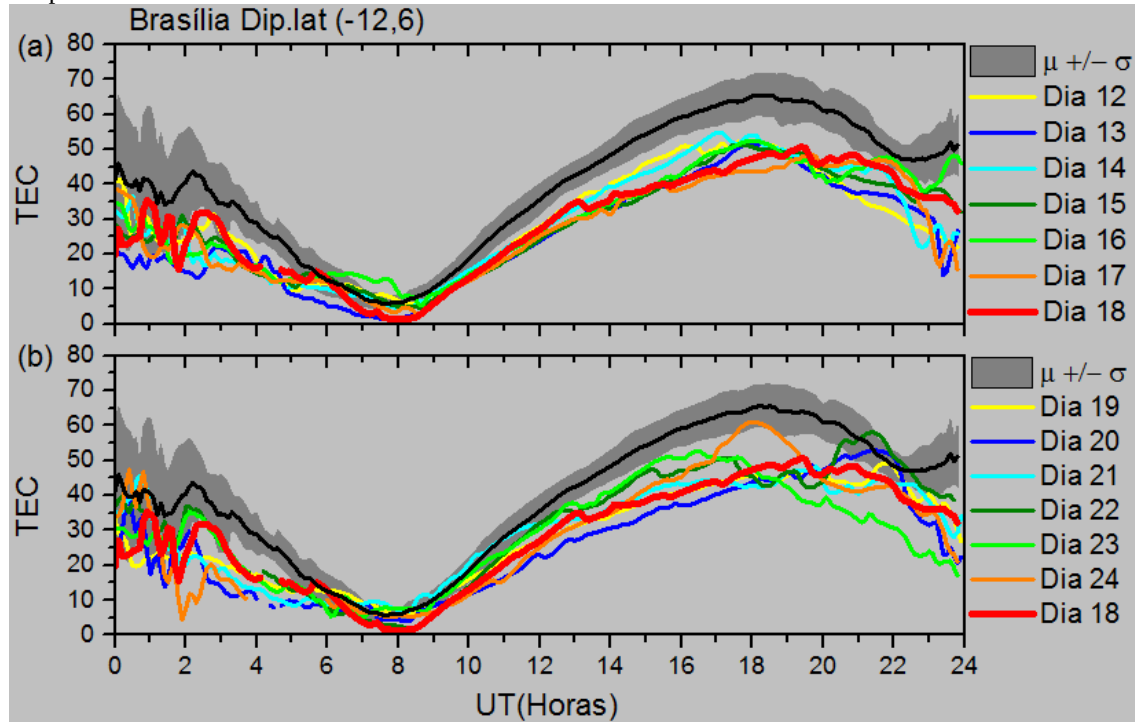
Figura 26. Variação diária do VTEC em função do dia do ano (01/12/2011 a 30/03/2012) e UT na estação de Brasília. As linhas sólidas branca e preta indicam a variação da temperatura na região Polar (90°N) e a temperatura média em altas latitudes (90°N-60°N) a uma altura de 10 hPa (~32km), respectivamente. As regiões pretas do TEC indicam ausência de dados.



Fonte: Autor.

A seguir fez-se uma comparação entre a variação diária média do VTEC ($\mu \pm 1\sigma$, banda cinza) com os dias perturbados pelo SSW (Figura 27). Pode-se notar que tanto os dias calmos (banda cinza) como os perturbados (linhas coloridas) tem uma forte componente de maré diurna. Mas os valores de VTEC sofreram uma redução entre 13:00 as 22:00 UT, sendo que por volta das 18:30 UT (15:30 LT) a redução é da ordem de 30%. Também é possível notar que o VTEC, durante SSW, é ligeiramente menor entre 00:00 UT e 08:00 UT. A linha vermelha, em ambos os gráficos, indica a variação diária do TEC durante o máximo da temperatura estratosférica do SSW.

Figura 27. (a) Comparação entre a variação da média diária do VTEC ($\mu \pm 1\sigma$) e os 6 dias que antecederam o máximo da temperatura estratosférica. A linha preta e banda cinza escura indicam a média (μ) e o desvio (σ) padrão, respectivamente. A linha vermelha indica a variação diária do VTEC durante o máximo de temperatura do SSW. (b) O mesmo que (a), mas para os 6 dias posteriores ao máximo da temperatura do SSW.



Fonte: Autor.

3.3.2. O VTEC em baixas latitudes no hemisfério norte magnético

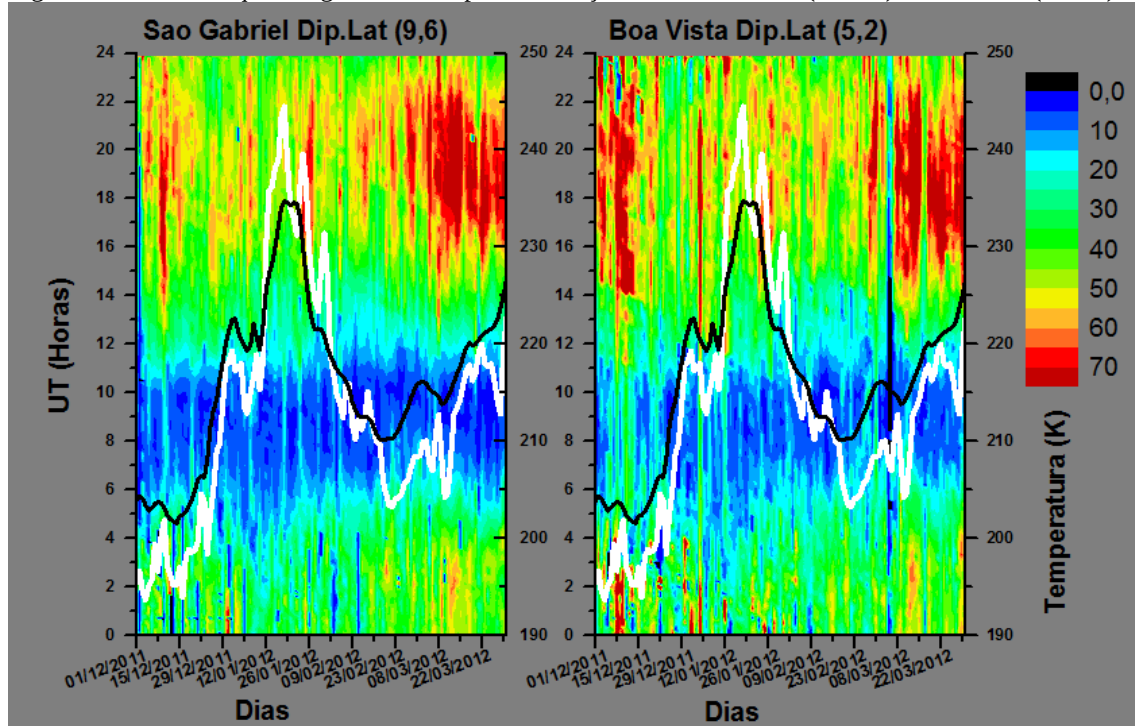
A Figura 28 mostra a variação de TEC em função do dia do ano e UT para São Gabriel (SAGC, dip. Latitude 9,6 N) e Boa Vista (BOAV, dip. Latitudes 5,2 N). A Figura 29 mostra as comparações entre média dos dias calmos ($\mu \pm 1\sigma$) e os perturbados pelo SSW. As estações que foram utilizadas nesta comparação são indicadas por ícones amarelo na Figura 25.

A Figura 28 mostra 3 diferentes padrões horizontais, assim como descrito para a estação de BRAS, os menores valores de ~ 10 TECu para o primeiro padrão horizontal, os valores intermediários de ~ 40 TECu para o segundo padrão horizontal, e os maiores valores de ~ 40 a 70 TECu para o terceiro padrão horizontal.

Comparando os dias calmos para as duas estações notamos que entre os horários de 15:00 a 22:00 UT a estação de BOAV apresenta valores maiores que a estação de SAGC, ou seja, a região vermelha em BOAV é mais acentuada que SAGC.

A Figura 28 mostra que ambas as estações do hemisfério norte magnético (BOAV e SAGC) sofreram uma diminuição do VTEC durante o SSW. Porém, a estação de SAGC foi mais afetada pelo SSW do que a estação de BOAV.

Figura 28. O mesmo que a Figura 26, mas para as estações de São Gabriel (SAGC) e Boa Vista (BOVI).

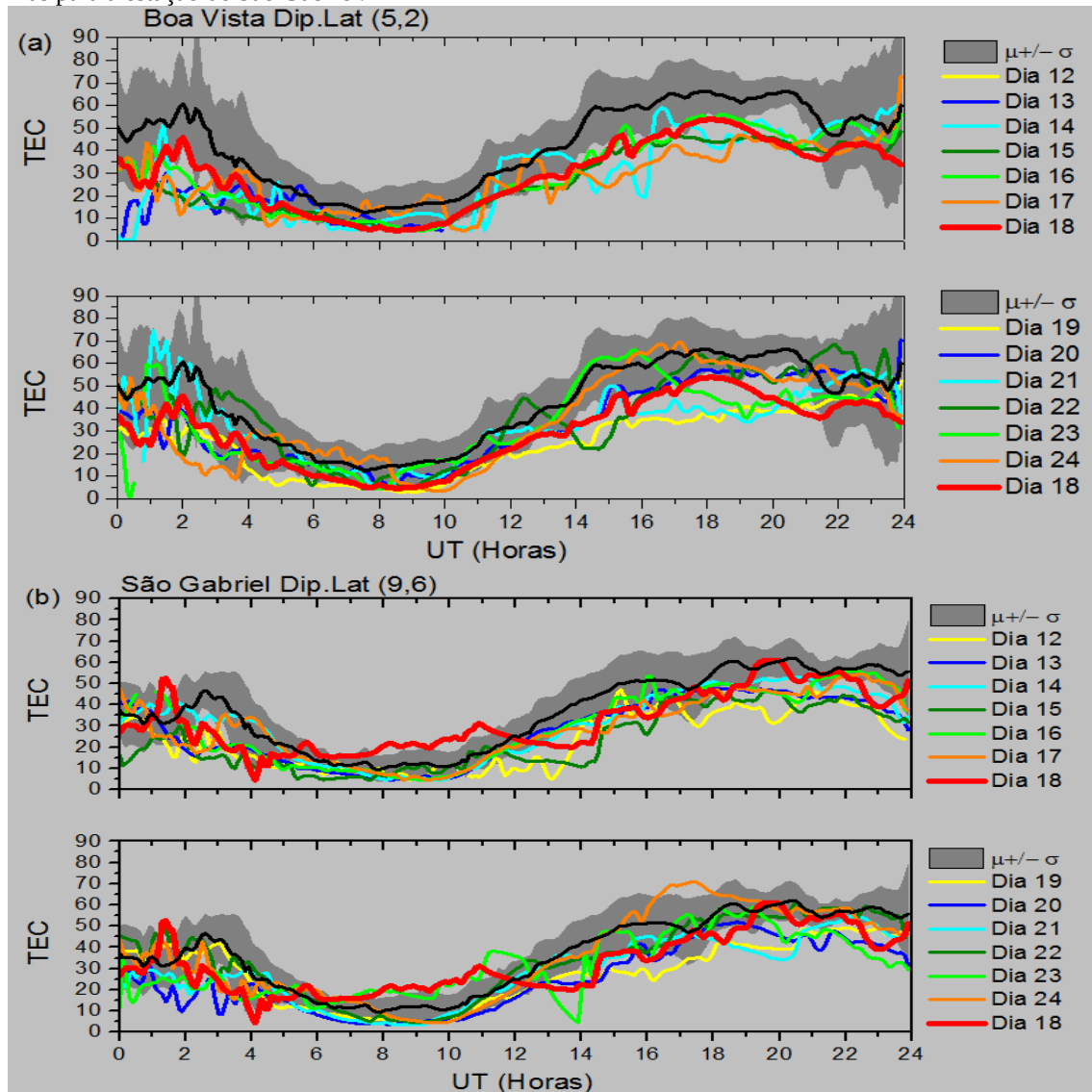


Fonte: Autor.

As Figuras 29a e 29b mostram as comparações entre a variação da média diária ($\mu \pm 1\sigma$, banda cinza) para os dias calmos com os dias perturbados para as estações BOAV e SAGC. Nota-se nas Figuras 29a e 29b que a variação da média diária do VTEC e a variação dos dias perturbados, em ambas as estações, tem uma forte componente de maré diurna. Em BOAV e SAGC a maioria dos dias perturbados apresentam uma diminuição do VTEC. Porém, em alguns horários os valores coincidem com o limite inferior ($\mu - \sigma$) da média diária dos dias calmos. Nota-se que a diminuição do VTEC é mais acentuada nos dias próximos da temperatura máxima do SSW.

A estação de BOAV apresenta uma diminuição do VTEC em 18/01/2012 (máximo da temperatura) de 38% e no dia anterior (17/01/2012) e posterior (19/01/2012) ao máximo de temperatura a diminuição do VTEC foi da ordem de 27% e 40%, respectivamente. Por outro lado, o VTEC da estação SAGC apresentou uma diminuição no dia 18/01/2012, no dia anterior (17/01/2012) e no dia posterior (19/01/2012) de 24%, 18% e 32%, respectivamente (Veja tabela 6 para maiores detalhes).

Figura 29 (a) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Boa Vista. (b) O mesmo que a Figura 27, mas para a estação de São Gabriel.

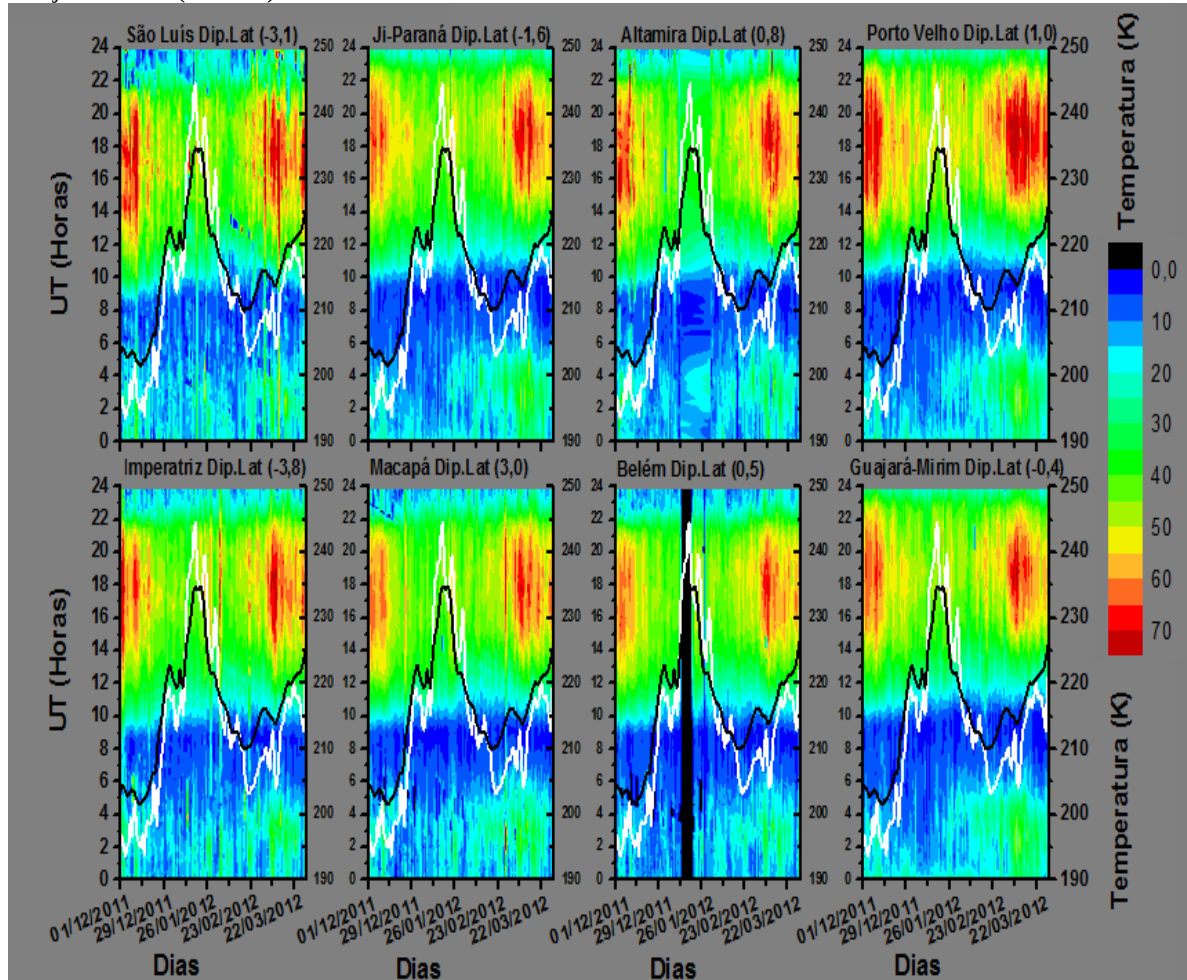


Fonte: Autor.

3.3.3 O VTEC na região Equatorial

A Figura 30 mostra a variação de VTEC em função do dia do ano e UT para as estações localizadas na região equatorial: São Luís (SALU, dip latitude -3,1), Ji-Paraná (JIPA, dip. Latitude -1,6), Altamira (ALTA, dip. Latitude 0,8), Porto Velho (POVE, dip. Latitude 1,0), Imperatriz (IMPE, dip. Latitude -3,8), Macapá (MACA, dip Latitude 3,0), Belém (BELE, dip. Latitude 0,5) e Guajará-Mirim (GUAM, dip. Latitude -0,4), indicadas por ícones vermelhos na Figura 25. A Figura 31 mostra as comparações entre a média do VTEC e desvio padrão ($\mu \pm 1\sigma$) para os dias calmos e perturbados pelo SSW, para as estações MACA, SALU, JIPA e GUAM.

Figura 30. O mesmo que a Figura 26, mas para as estações de São Luís (SALU), Ji-Paraná (JIPA), Altamira (ALTA), Porto Velho (POVE), Imperatriz (IMPE), Macapá (MACA), Belém (BELE) e Guajará-Mirim (GUAM)



Fonte: Autor.

Os 3 diferentes padrões horizontais do VTEC, segue um comportamento semelhante ao que foi descrito para a estação de BRAS. Nota-se na Figura 30, que as estações SALU e POVE apresentam os maiores valores do VTEC durante o período calmo, 80 e 70, respectivamente. No entanto, os padrões do VTEC das 8 estações são relativamente semelhantes em torno do máximo da temperatura do SSW. Porém, o VTEC em cada estação apresenta uma resposta ligeiramente diferente, provavelmente estas diferenças estejam relacionadas com perturbações locais, provavelmente associadas com propagação de ondas.

As Figuras 31a, 31b, 31c e 31d apresentam as comparações entre VTEC médio dos dias calmos ($\mu \pm 1\sigma$) e dos dias perturbados, para as estações IMPE, SALU, JIPA e GUAM. As estações de IMPE e SALU são representativas da região equatorial leste e as estações JIPA e GUAM são representativas da região equatorial oeste. As variações

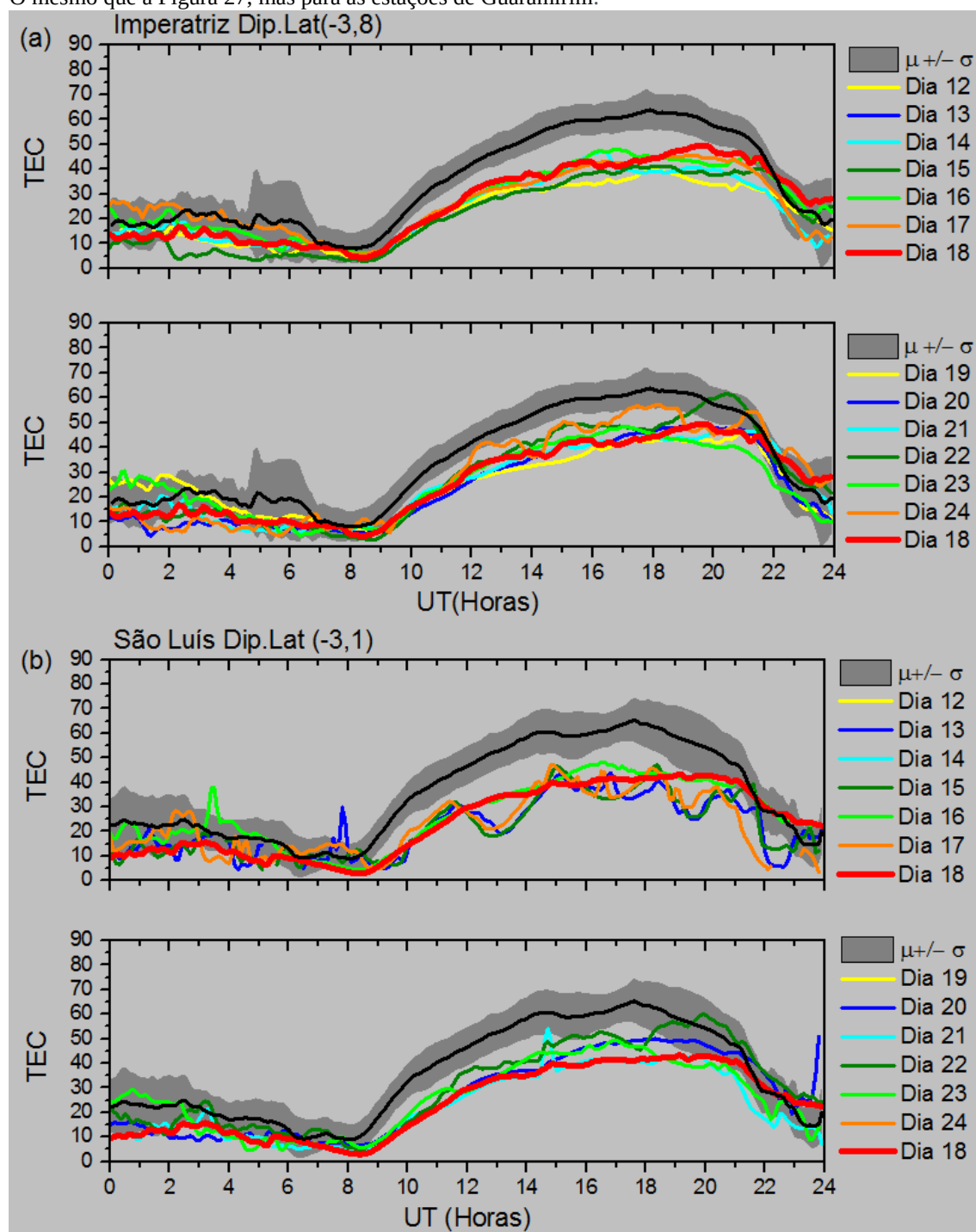
da média diária do VTEC para os dias calmos e perturbados apresentam o comportamento característico de maré diurna.

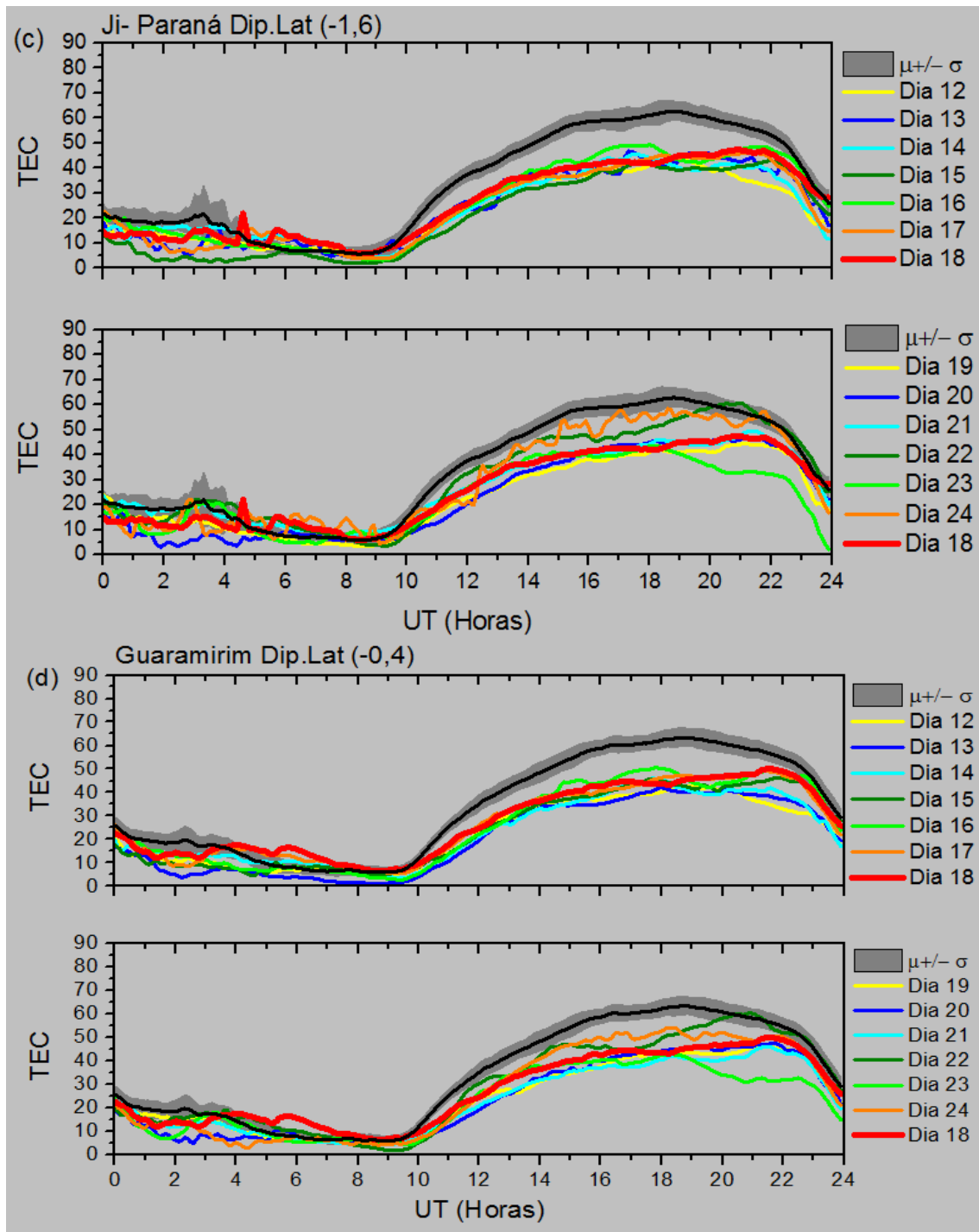
As estações do setor equatorial leste (IMPE e SALU) apresentam uma diminuição do VTEC durante o dia (18/01/2012) em que ocorreu o máximo da temperatura de 25% e 30%, respectivamente. Em IMPE a diminuição do VTEC no dia anterior (17/01/2012) ao máximo de temperatura foi de 29% e no dia posterior (19/01/2012) foi de 31% e para SALU a diminuição no dia anterior (17/01/2012) ao máximo da temperatura foi de 39%.

No setor oeste (JIPA e GUAM) o VTEC teve uma diminuição durante o dia (18/01/2012) em que ocorreu o máximo de temperatura de 26% e 24%, respectivamente. Em JIPA a diminuição de VTEC no dia anterior (17/01/2012) ao máximo de temperatura foi de 28% e no dia posterior (19/01/2012) foi de 32% e em GUAM a redução no dia anterior (17/01/2012) foi 25% e no dia posterior (19/01/2012) foi de 31% (Veja tabela 6 para maiores detalhes).

Nota-se em todas as estações equatoriais que os dias perturbados que antecederam o máximo da temperatura estratosférica (Figura 31a, 31b, 31c e 31d, painéis superiores) apresentam uma maior diminuição do VTEC em comparação com dias posteriores à temperatura máxima do SSW (Figura 31a, 31b, 31c e 31d, painéis inferiores).

Figura 31. (a) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Imperatriz. (b) O mesmo que a Figura 27, mas para a estação de São Luís. (c) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Ji-Paraná. (d) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Guaramirim.





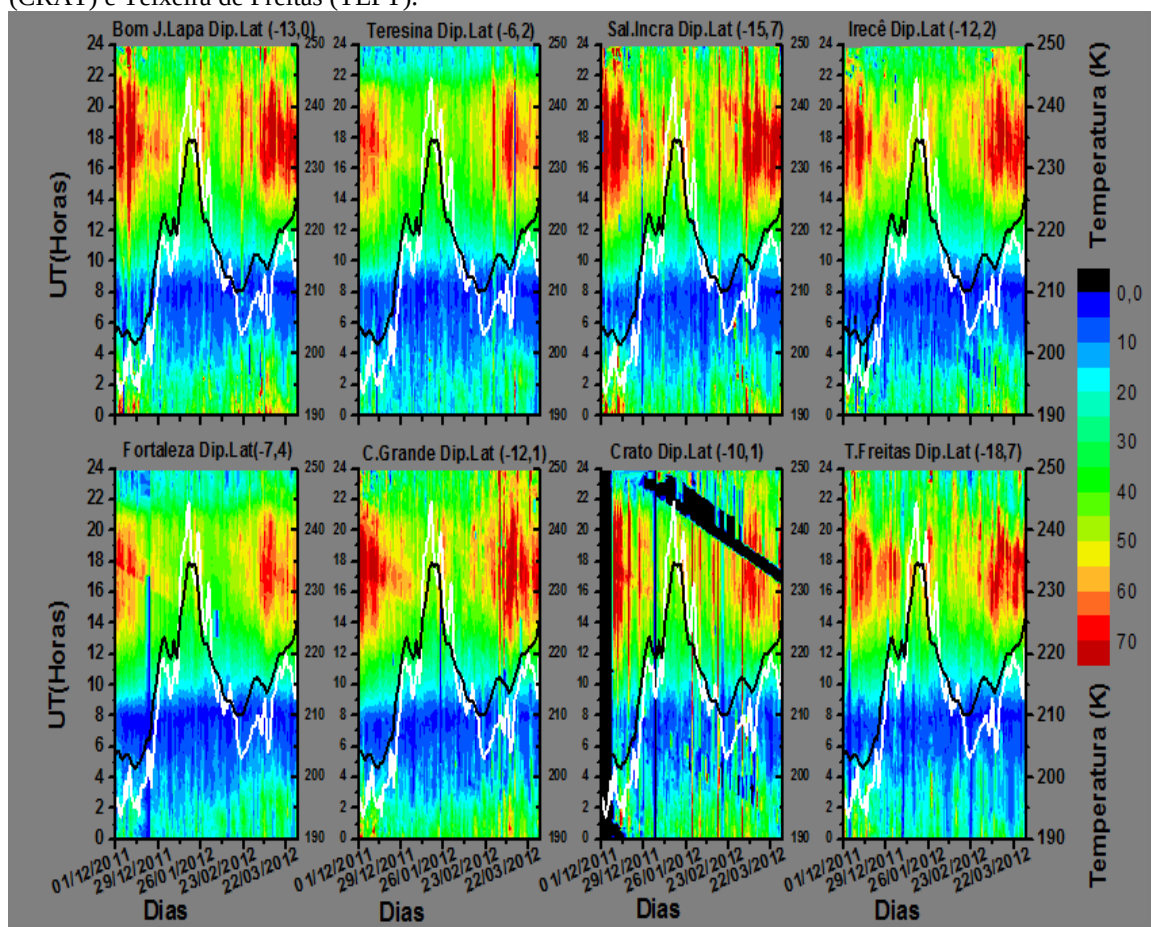
Fonte: Autor.

3.3.4 O TEC em baixas latitudes no hemisfério Sul

As Figuras 32 e 33 mostram a variação do TEC em função do dia do ano e UT para as estações Bom Jesus da Lapa (BOMJ, dip. Latitude-13,0), Teresina (TERE, dip. Latitude -6,7), Salvador Incra (SALI, dip. Latitude -15,7), Irecê (IREC, dip. Latitude-12,2), Fortaleza (FORT, dip. Latitude -7,4), Campina Grande (CAGR, dip. Latitude -12,1), Crato

(CRAT, dip. Latitude -10,1) e Teixeira de Freitas (TEFT, dip. Latitude 18,7) localizadas em baixas latitudes setor leste e as estações Uberlândia-Cemig (UBEC, dip. Latitude -14,8), Maringá (MARI, dip. Latitude -16,5), Presidente Prudente (PREP, dip. Latitude -15,7), Campo Grande (CAMG, dip. Latitude -12,8), Canarana (CANR, dip. Latitude -8,2) Cuiabá (CUIB, dip. Latitude -8,1), Sorriso (SORR, dip. Latitude -5,7) e Belo Horizonte (BELH, dip. Latitude -18,1) localizada no setor oeste.

Figura 32. O mesmo que a Figura 26, mas para as estações de Bom Jesus da Lapa (BOMJ), Teresina (TERE), Salvador Incra (SALI), Irecê (IREC), Fortaleza (FORT), Campina Grande (CAGR), Crato (CRAT) e Teixeira de Freitas (TEFT).

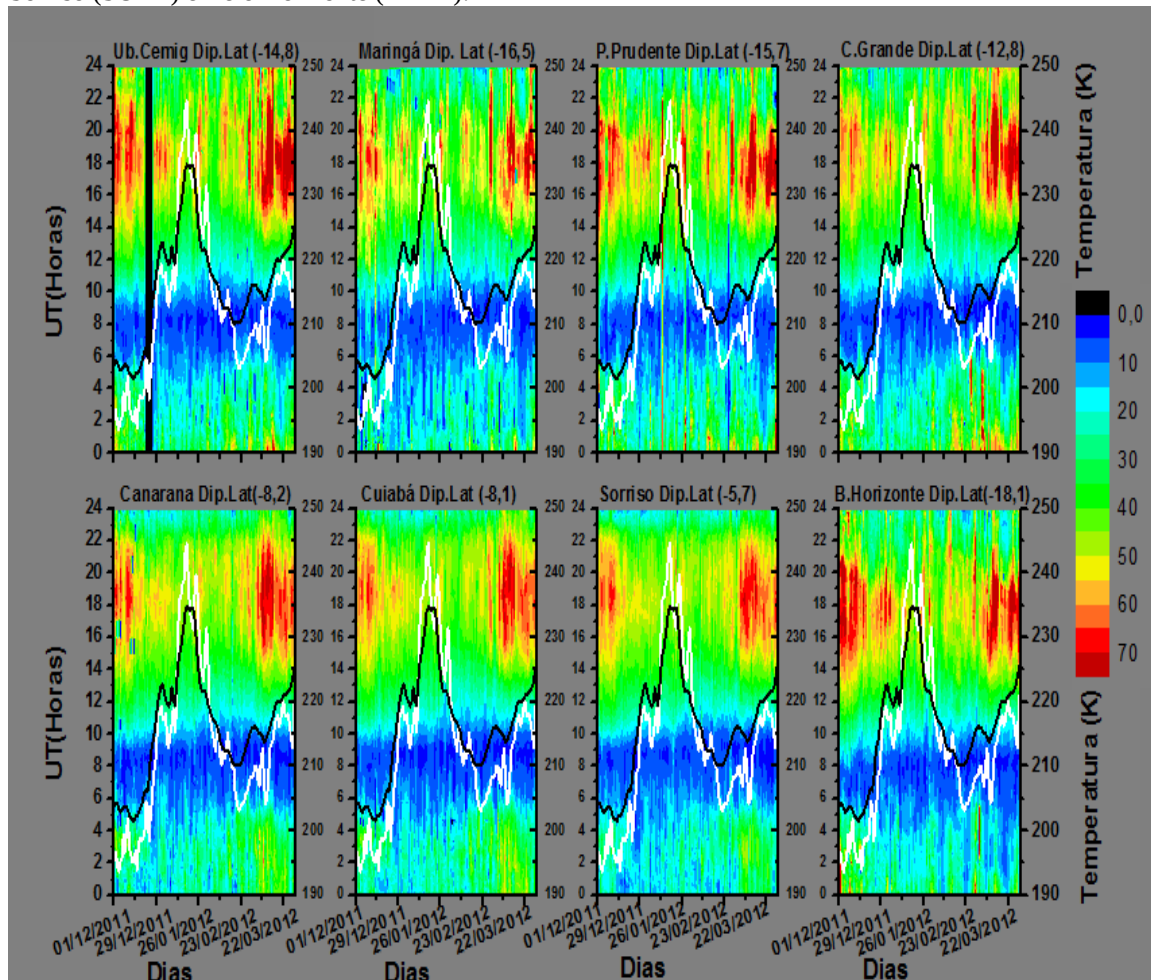


Fonte: Autor.

O VTEC em baixas latitudes (Figura 32 e 33) apresenta os 3 padrões horizontais descrito para estação de BRAS. As estações de baixas latitudes, setor leste e oeste, apresentaram uma forte diminuição do VTEC durante o SSW, e a diminuição no setor leste e oeste são semelhantes. Uma comparação entre as estações de baixa latitudes do hemisfério norte (Figura 28) e sul mostra que as estações do hemisfério sul (Figuras 32 e 33) foram mais perturbadas pelo SSW. Nota-se na Figura 32 (setor leste) que o VTEC

das estações de CRAT (Dip. Latitude -10,1) e de TEFT (Dip. Latitude -18,7), ao redor do máximo da temperatura, foram menos afetadas pelo SSW, entre 16:00 e 22:00 UT.

Figura 33. O mesmo que a Figura 26, mas para as estações de Uberlândia-Cemig (UBEC), Maringá (MARI), Presidente Prudente (PREP), Campo Grande (CAMG), Canarana (CANR) Cuiabá (CUIB), Sorriso (SORR) e Belo Horizonte (BELH).



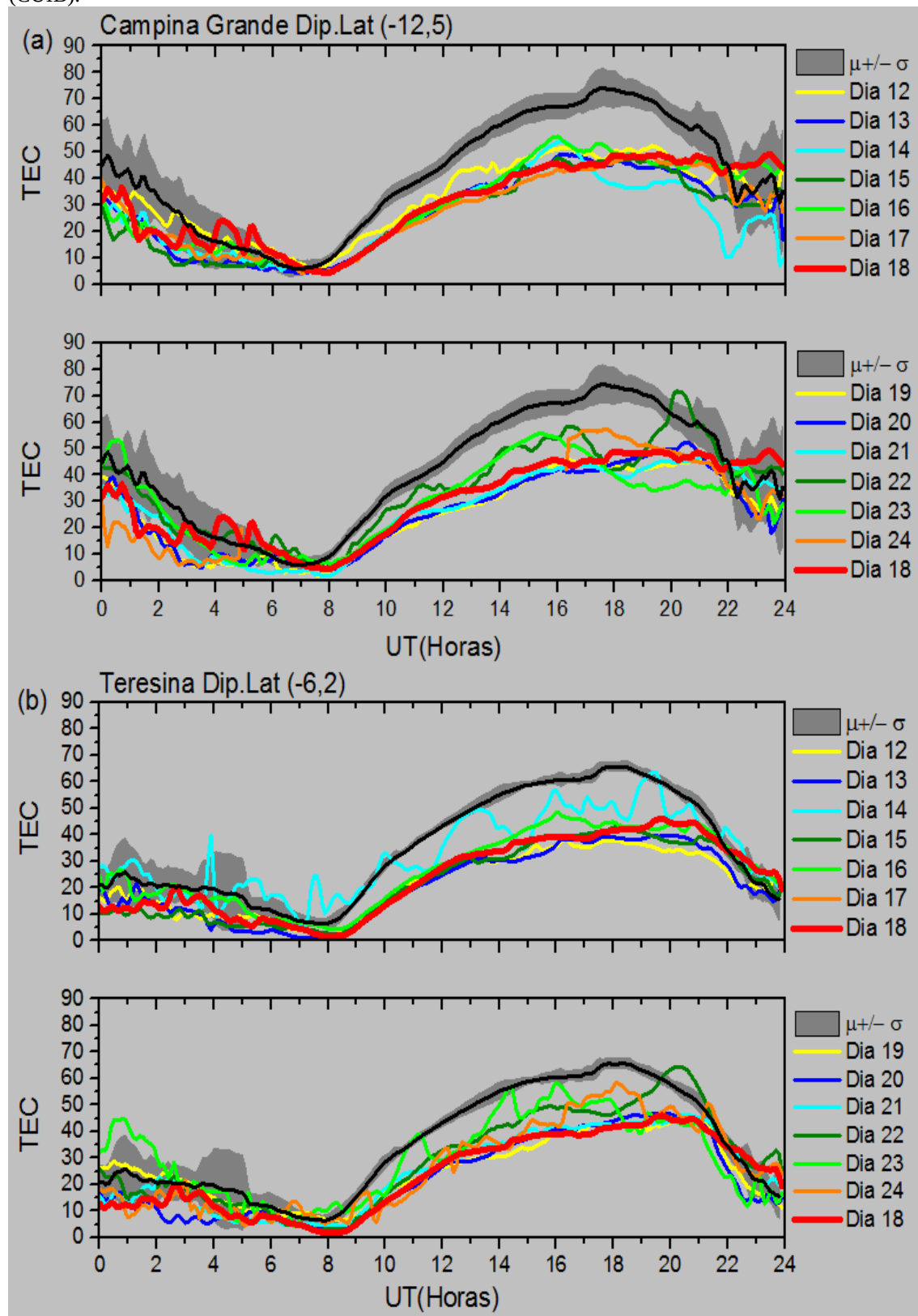
Fonte: Autor.

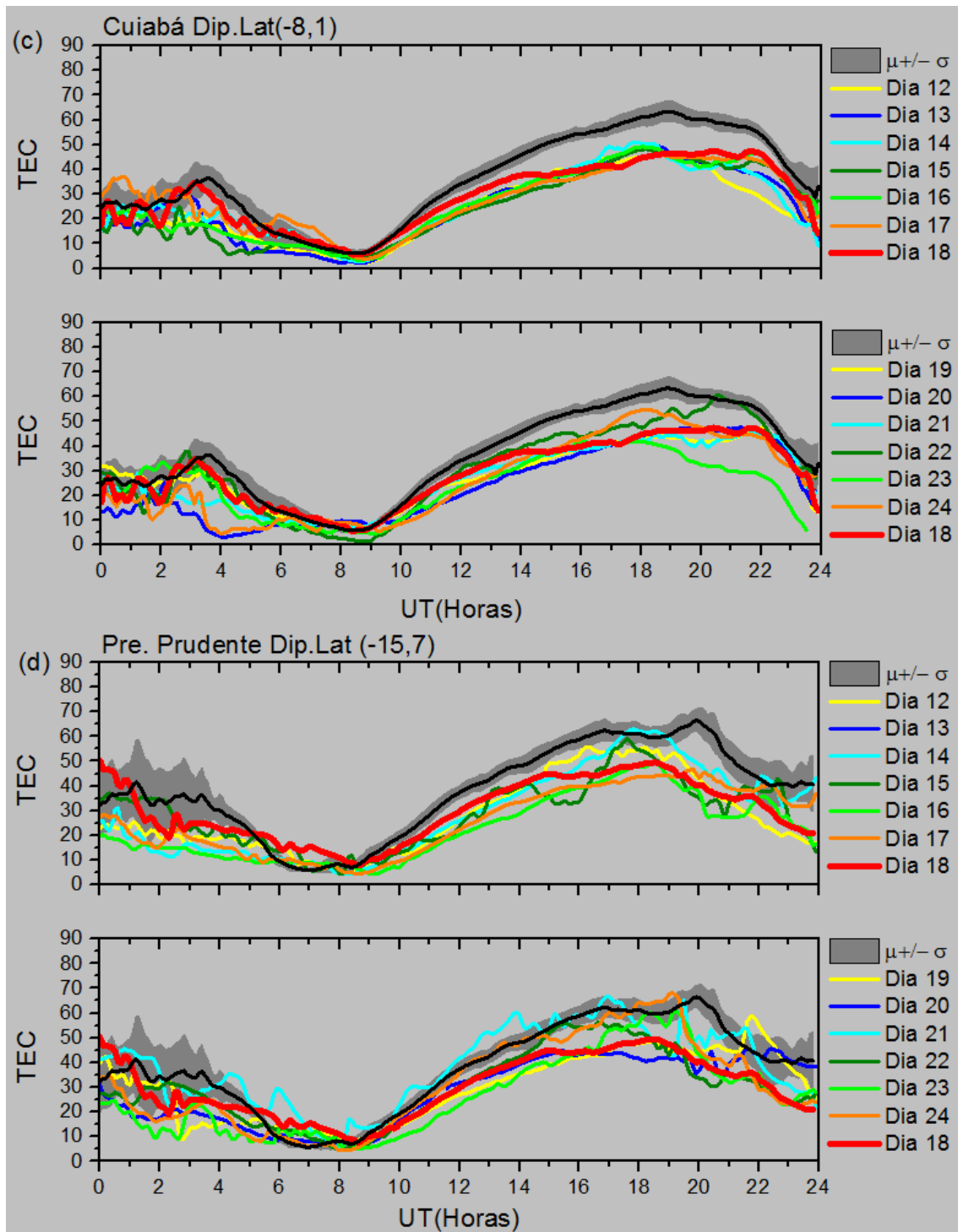
As Figuras de 34a, 34b, 34c e 34d mostram as comparações entre a média do VTEC ($\mu \pm 1\sigma$) para os dias calmos e os dias perturbados pelo SSW. As estações de TERE e CAGR são representativas de baixas latitudes do setor leste e PREP e CUIB são representativas de baixas latitudes do setor oeste. As estações que foram utilizadas nesta comparação são indicadas por ícones amarelos na Figura 25. Novamente a maré diurna é uma característica predominante de todas as estações.

As estações de TERE, CAGR, PREP e CUIB apresentam uma diminuição do VTEC no dia (18/01/2012) do máximo da temperatura da ordem 31%, 31%, 24% e 24%, no dia (17/01/2012) anterior ao máximo da temperatura a diminuição do VTEC é da ordem de 34%, 34%, 29% e 28% e no dia (19/01/2012) posterior ao máximo da temperatura a diminuição do VTEC é da ordem de 33%, 36%, 23% e 29%,

respectivamente. Portanto, em baixas latitudes o setor leste (TERE, CAGR) sofreu uma diminuição maior do VTEC que a observada no setor oeste (PREP e CUIB). Os detalhes da média do VTEC e as respectivas porcentagens obtidas com o VTEC entre 13:00 e 22:00 para estações de baixas latitudes podem ser vistos na Tabela 6.

Figura 34. (a) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Teresina (TERE). (b) O mesmo que a Figura 27, mas para a estação de Campina Grande (CAGR). (c) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Presidente Prudente (PREP). (d) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Cuiabá (CUIB).





Fonte: Autoria própria

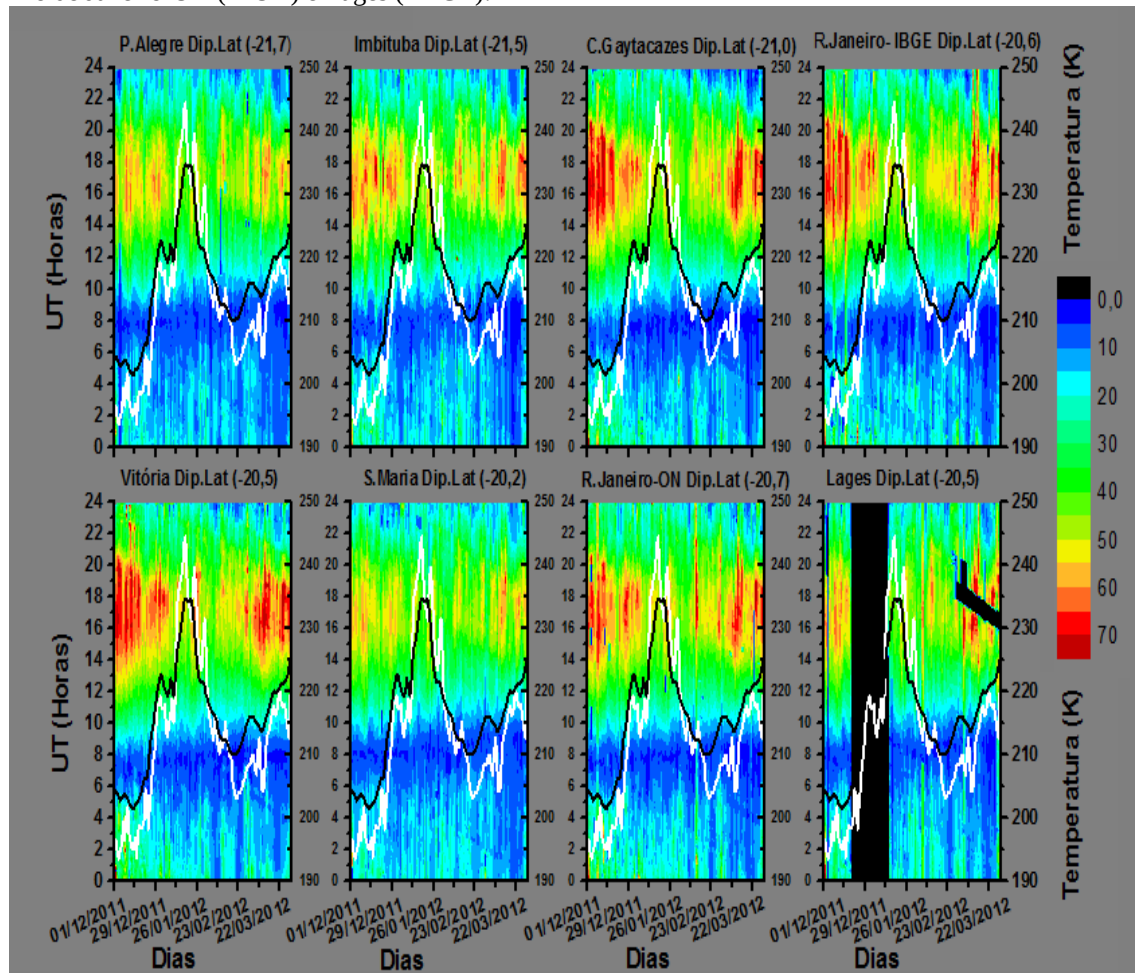
3.3.5 Variação do TEC das estações além do pico da anomalia

A Figura 35 mostra a variação do TEC em função do dia do ano e UT para as estações Porto Alegre (PORT, dip. Latitude -21,7), Imbituba (IMBI, dip. Latitude -21,5), Campo dos Goytacazes (CAMG, dip. Latitude -21,0), Rio de Janeiro IBGE (RIIR, dip. Latitude -20,6), Vitória (VITO, dip. Latitude -20,5), Santa Maria (SANM,

dip. Latitude -20,2), Rio de Janeiro-ON (RION, dip. Latitude -20,7) e Lages (LAGE, dip. Latitude -20,5) localizadas além do pico da anomalia ionosférica equatorial. As Figuras 36a e 36b mostram as comparações entre a média dos dias calmos ($\mu \pm 1\sigma$) e os perturbados pelo SSW. As estações que foram utilizadas nesta comparação são indicadas por ícones verdes na Figura 25.

É possível notar em todas as estações que o padrão horizontal de 00:00 às 05:00 UT e 05:00 às 11:00 UT não apresentam uma diferença marcante, como foi notado na região equatorial, baixas latitudes e descrito em detalhes para BRAS. Porém, em todas as estações é possível notar uma diminuição do VTEC ao redor do máximo da temperatura.

Figura 35. O mesmo que a Figura 26, mas para as estações de Porto Alegre (PORT), Imbituba (IMBI), Campo dos Goytacazes (CAMG), Rio de Janeiro IBGE (RIIR), Vitória (VITO), Santa Maria (SANM), Rio de Janeiro-ON (RION) e Lages (LAGE).

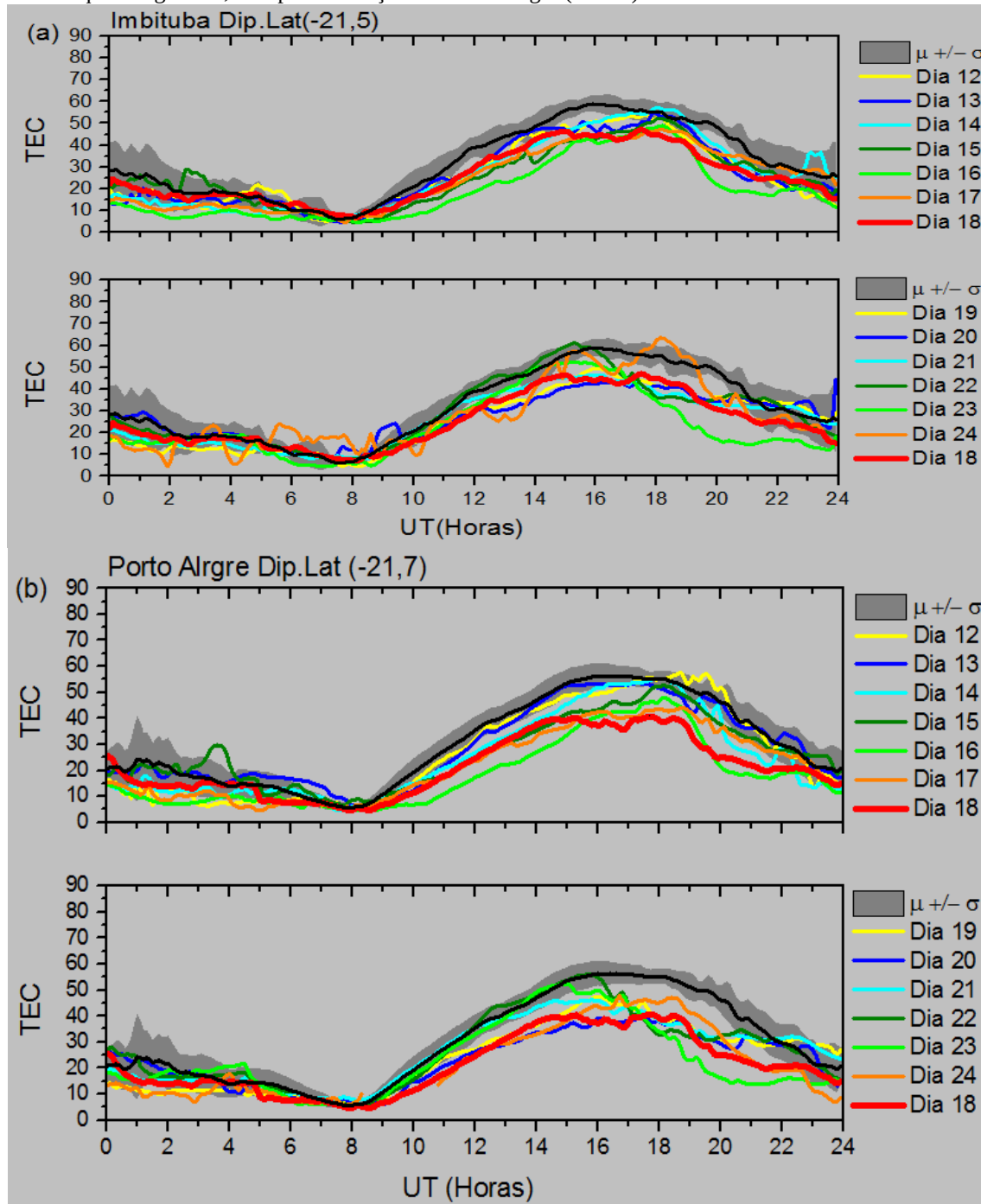


Fonte: Autor.

Nas Figuras 36a e 36b mostram-se as comparações entre variação diária média do VTEC ($\mu \pm 1\sigma$) para os dias calmos e perturbados pelo SSW. A variação diária do

VTEC para os dias calmos e perturbados, em ambas as estações mostra claramente a assinatura da maré diurna.

Figura 36 Figura 36. (a) O mesmo que a Figura 27, mas para as estações de Imbituba (IMBI). (b) O mesmo que a Figura 27, mas para a estação de Porto Alegre (PORT).



Fonte: Autoria própria

A diminuição do VTEC para o dia (18/01/2012) do máximo da temperatura foi 22% e 31% para Imbituba e Porto Alegre, respectivamente. Para o dia (17/01/2012) anterior ao máximo da temperatura a diminuição foi de 20% e 24% e para o dia

(19/01/2012) posterior ao máximo da temperatura foi de 20% e 23% para Imbituba e Porto Alegre, respectivamente (Veja Tabela 6 para maiores detalhes).

A Tabela 6 apresenta a variação da média mensal do VTEC ($\mu \pm 1\sigma$) em dias calmos e perturbados para as regiões de baixas latitudes (amarelo), equatorial (vermelha) e além do pico da EIA (verde). Nota-se também a comparação entre os dias calmos e perturbados (nas três últimas colunas), apresentada em porcentagem. Além disso, é observada a média global para os respectivos dias.

Tabela 6. Médias do VTEC calculada entre 13:00 e 22:00 UT para a média dos dias calmos, dia anterior ao máximo da temperatura (17/01/2012), dia do máximo da temperatura (18/01/2012) e dia posterior ao máximo da temperatura (19/01/2012) e suas respectivas porcentagens.

Média dos valores de VTEC entre 13:00 UT e 22:00 UT					
Estação	Símbolo	Média dos dias Calmos	Média do dia anterior $\overline{TECu}$ (%)	Media dia da Temperatura Máxima $\overline{TECu}$ (%)	Média do dia posterior $\overline{TECu}$ (%)
Boa Vista	BOAV	58,5	36,0 (-38%)	42,6 (-27%)	34,9 (-40%)
São Gabriel	SAGR	51,9	39,7 (-24%)	42,8 (-18%)	35,3 (-32%)
Imperatriz	IMPE	56,8	40,6 (-29%)	42,7 (-25%)	39,2 (-31%)
São Luís	SALU	56,1	34,0 (-39%)	39,0 (-30%)	-
Ji-Paraná	JIPA	56,8	40,9 (-28%)	42,1 (-26%)	38,5 (-32%)
Guajará-Mirim	GUAM	57,3	43,1 (-25%)	43,4(-24%)	39,8 (-31%)
Campina Grande	CAGR	64,4	42,6 (-34%)	44,4(-31%)	40,9 (-36%)
Teresina	TERE	57,2	37,8 (-34%)	39,6 (-31%)	38,4 (-33%)
Cuiabá	CUIB	55,3	39,9 (-28%)	42,3 (-24%)	39,4 (-29%)
Presidente Prudente	PREP	56,1	39,8 (-29%)	42,4 (-24%)	43,2 (-23%)
Imbituba	IMBI	49,7	39,8 (-20%)	38,6 (-22%)	39,8 (-20%)
Porto Alegre	PORT	48,6	36,8 (-24%)	33,4 (-31%)	37,3 (-23%)
Média Global	-	56	39 (-30%)	41(-27%)	39 (-30%)

Fonte: Autor.

Sabe-se que o SSW é um processo meteorológico de grande escala e, portanto, perturba o campo de ventos, temperatura, composição atmosférica, amplitude e fase das ondas e o acoplamento vertical em uma ampla faixa de altitude, longitude e latitude

(FEJER et al., 2010). Assim, a redução do TEC durante o SSW pode ser explicada por mudanças na composição da atmosfera neutra, um aumento na taxa do N_2/O poderia explicar a redução do TEC durante o SSW (FAGUNDES et al, 2015).

O aumento na taxa do N_2/O é amplamente utilizado para explicar a fase ionosférica negativa que ocorre durante a fase de recuperação das tempestades geomagnéticas (JESUS et al., 2013). Deste modo, o mesmo mecanismo poderia explicar a redução de TEC durante o SSW e a fase negativa das tempestades magnéticas.

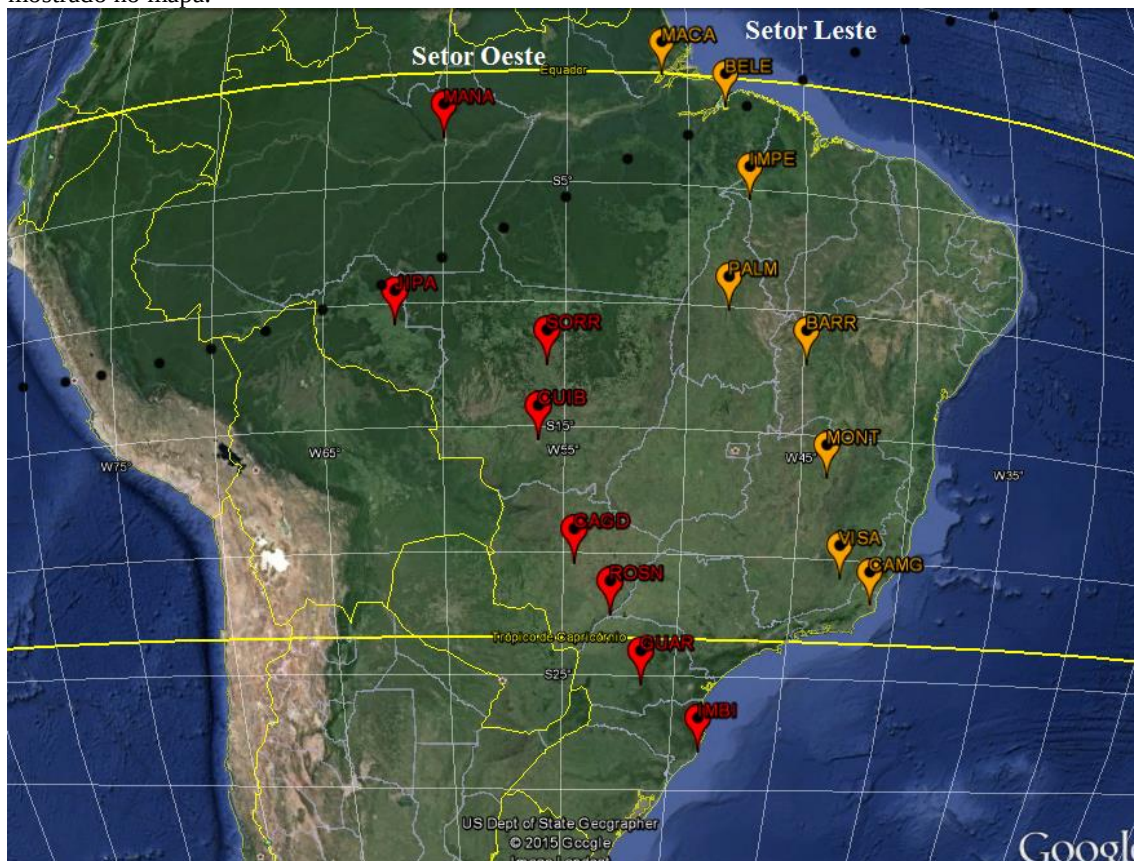
3.4 Estudo da Anomalia de Ionização Equatorial (EIA) Durante o Evento SSW

As perturbações originadas na região F tropical pelo SSW2012 que ocorreu entre janeiro-fevereiro de 2012, foram apresentadas nas seções anteriores. Notou-se que houve uma diminuição de cerca de 30% do VTEC antes, durante e depois do pico máximo da temperatura, em todas as estações investigadas.

Como a perturbação se estendeu desde a região equatorial até além do pico da EIA, espera-se que a EIA seja inibida pela diminuição do VTEC. A EIA, no setor brasileiro, foi inibida durante o SSW2009, devido a diminuição do VTEC (FAGUNDES et al, 2015). Portanto, seguindo a mesma metodologia utilizada por Fagundes et al (2015), no estudo da variação dia-a-dia da EIA, será investigado se houve uma inibição da EIA durante o SSW2012. Porém, será realizada uma extensão do estudo realizado por Fagundes et al (2015), e será investigada a EIA no setor leste e oeste brasileiro.

O principal objetivo de estudar a EIA no setor leste e oeste e verificar se existem diferenças longitudinais da resposta ionosférica ao SSW. Assim, foram escolhido 2 conjuntos de estações, como mostra a Figura 37 e Tabela 7. O primeiro conjunto de estações está localizado no setor leste e o segundo conjunto no setor oeste brasileiro.

Figura 37. Mapa do continente Sul Americano indicando as coordenadas geográficas das estações de GPS-TEC utilizadas no estudo da EIA. As estações foram distribuídas latitudinalmente no setor leste (ícones amarelos) e setor oeste (ícones vermelhos) brasileiro. Equador geográfico e magnético são mostrado no mapa.

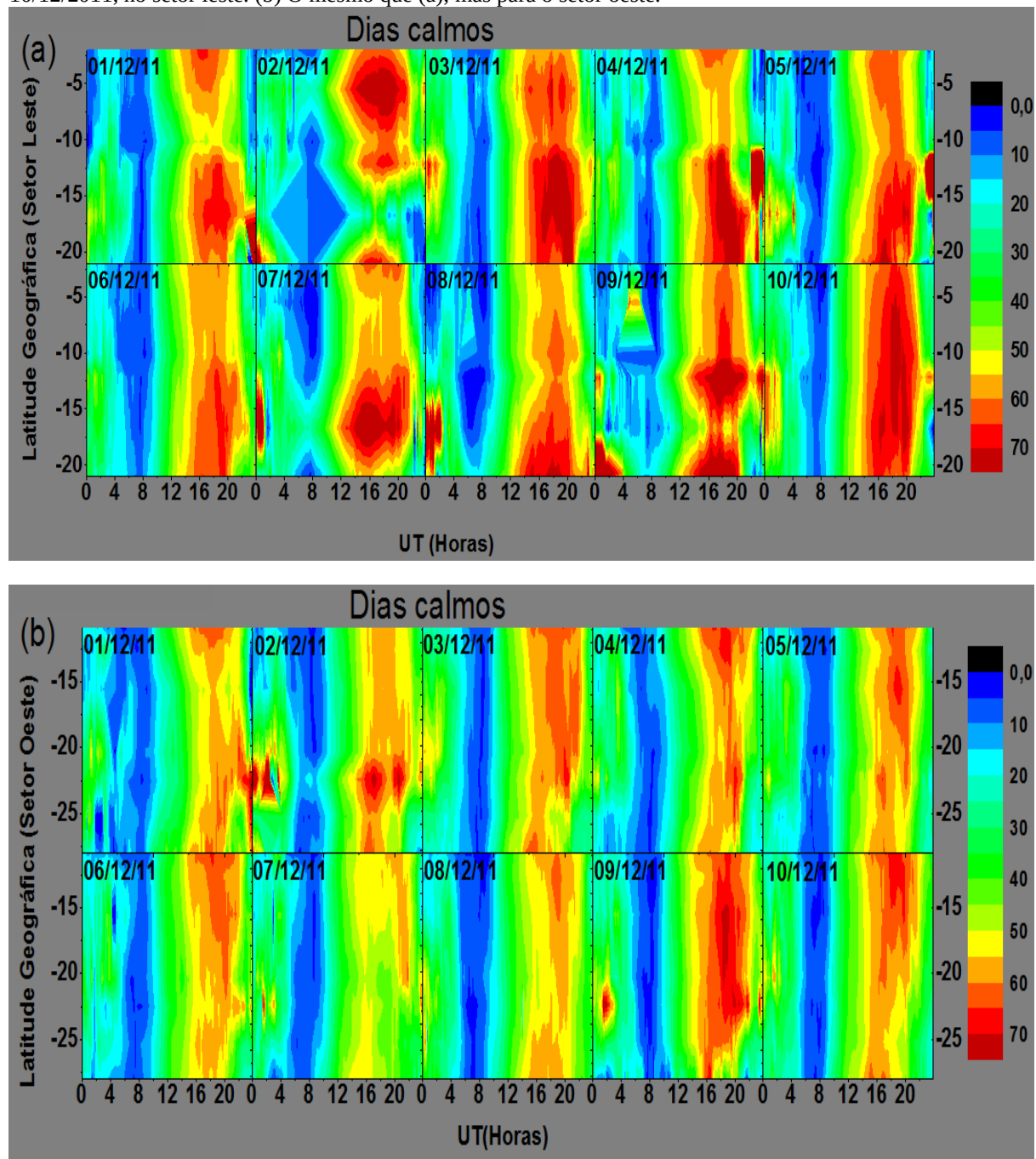


Fonte: Autor.

Neste tipo de estudo é importante realizar comparações entre dias calmos e dias perturbados. Neste sentido, foram escolhidos os dias de 1 a 10 de dezembro de 2011 como representativo dos dias calmos, ou seja, não perturbado pelo evento SSW. O período escolhido como representativo dos dias calmos (dezembro) e período perturbado (janeiro) são meses de verão no hemisfério Sul (Figuras 38a e 38b). Portanto, espera-se que a EIA tenha um comportamento similar em dezembro e janeiro. Assim, qualquer alteração ou anormalidade observada no comportamento da EIA será devido as perturbações do SSW. A Figura 38a e 38b mostra que a EIA bem formada entre 12:00 e 21:00 UT e que a EIA no setor leste é mais intensa que o setor oeste.

A variabilidade dia-a-dia da EIA e as diferenças do setor leste e oeste durante períodos calmos poderá ser tratado em um futuro trabalho de pesquisa, visto que neste momento estamos estudando os efeitos do SSW na ionosfera.

Figura 38. (a) Variação do VTEC, para dias calmos, em função da latitude e UT para o período de 01 a 10/12/2011, no setor leste. (b) O mesmo que (a), mas para o setor oeste.



Fonte: Autor.

Tabela 7. Cidade, Sigla, Símbolo, Latitude, Longitude e Dip. Latitude para cada estação utilizada no estudo da EIA. Estações de GPS-TEC utilizada no estudo da EIA no setor leste (amarelas) e setor oeste (vermelha).

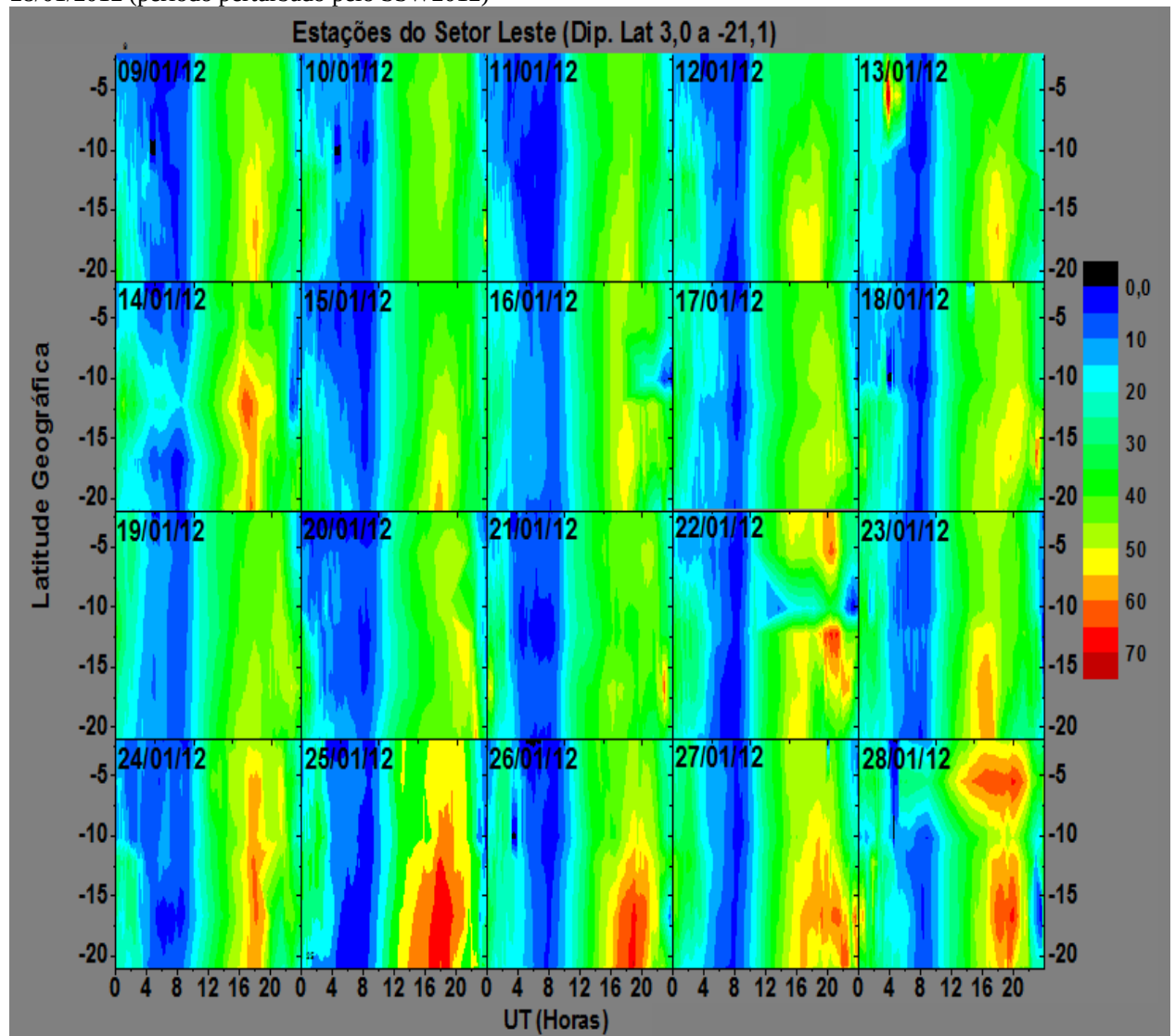
#	Cidade	UF	Símbolo	Latitude (+N)	Longitude (W)	Dip. Lat (+)
1	Macapá	AP	MACA	0,1	-51,1	3,0
2	Belém	PA	BELE	-1,4	-48,5	0,5
3	Imperatriz	MA	IMPE	-5,5	-47,5	-3,8
4	Palmas	TO	PALM	-10,2	-48,3	-7,5
5	Barreiras	BA	BARR	-12,2	-45,0	-11,1
6	Montes Claros- CODEVASF	MG	MONT	-16,7	-43,9	-15,5
7	Viçosa	MG	VISA	-20,8	-42,9	-19,4
8	Campos dos Goytacazes	RJ	CAMG	-21,8	-41,3	-21,0
9	Manaus	AM	MANA	-3,0	-60,1	4,7
10	Ji-Paraná	RO	JIPA	-10,9	-62,0	-1,6
11	Sorriso	MT	SORR	-12,6	-55,7	-5,7
12	Cuiabá	MT	CUIB	-15,6	-56,1	-8,1
13	Campo Grande	MS	CAGD	-20,4	-54,5	-12,8
14	Rosana	SP	ROSN	-22,5	-53,0	-15,2
15	Guarapuava	PR	GUAR	-25,4	-51,5	-18,2
16	Imbituba	SC	IMBI	-28,2	-48,7	-21,5

Fonte: Autor.

Neste estudo foi observado que a reposta ionosférica (VTEC) no setor leste e oeste brasileiro têm algumas diferenças, mesmo durante períodos calmos. Aparentemente a EIA, durante períodos calmos, no setor leste é mais intensa que a EIA do setor oeste. Porém, durante o SSW a supressão da EIA no setor leste e oeste foram semelhantes e tiveram a mesma duração. As Figuras 39 e 40 mostram o comportamento da EIA durante o período perturbados pelo SSW no setor leste e oeste, respectivamente. Nota-se que em ambos os setores a EIA sofreu uma forte inibição antes, durante e depois do máximo da temperatura, este resultado já havia sido notado por Fagundes et al (2015), após o máximo da temperatura. A inibição da EIA foi devido a diminuição do VTEC sobre o setor brasileiro. A inibição da EIA em ambos os setores durou entre os

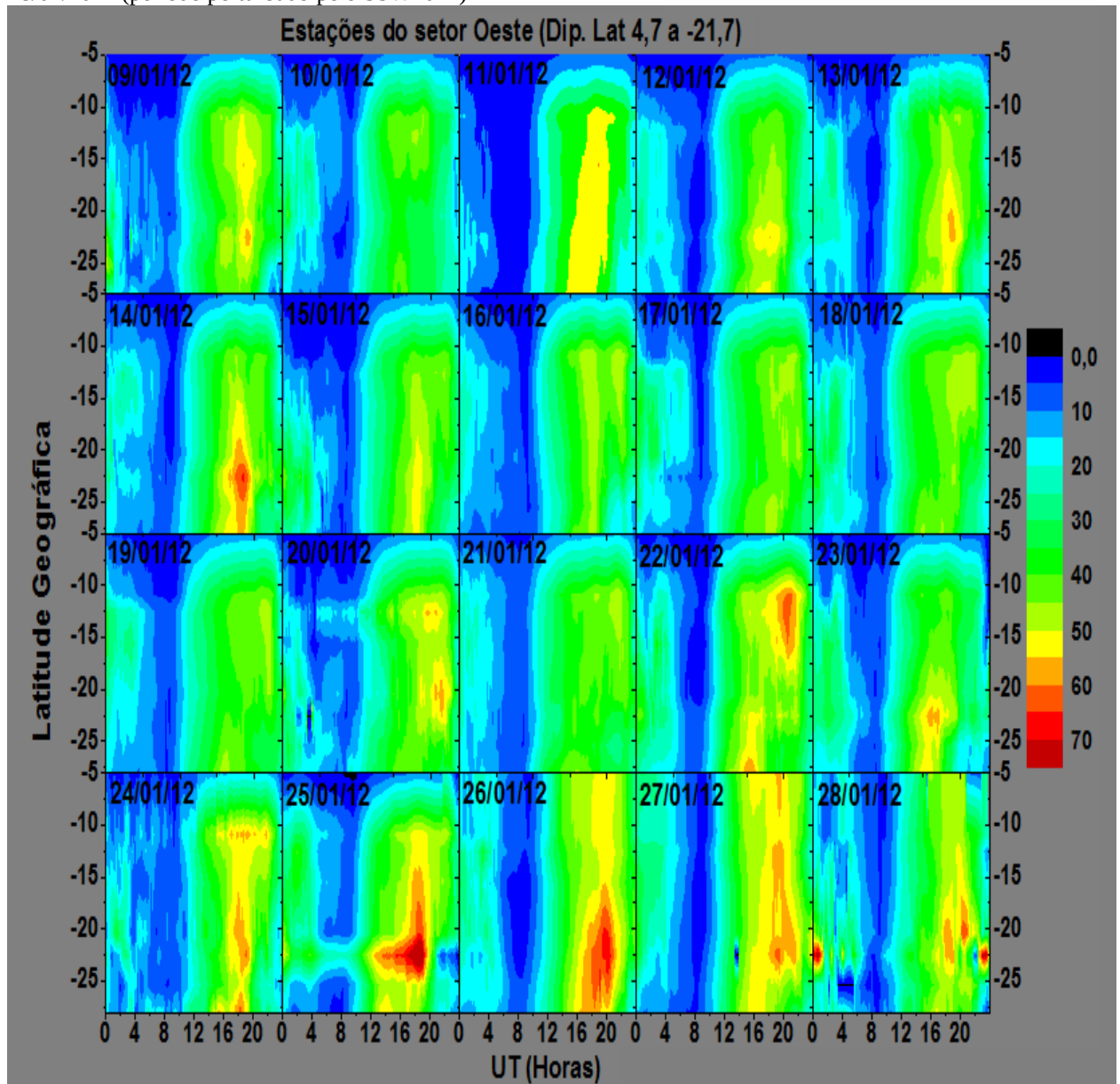
dias 01 e 21 de janeiro. A partir, do dia 22 a EIA inicia uma tímida recuperação em ambos os setores.

Figura 39. Evolução dia-a-dia da EIA visto através da variação do VTEC no setor leste entre os dias 09 a 28/01/2012 (período perturbado pelo SSW2012)



Fonte: Autor.

Figura 40. Evolução dia-a-dia da EIA visto através da variação do VTEC no setor oeste entre os dias 09 a 28/01/2012 (período perturbado pelo SSW2012)



Fonte: Autor.

No SSW2009 Fagundes et al (2015), notou que a diminuição do VTEC não ocorreu nos dias que antecederam o máximo da temperatura estratosférica. A diminuição do VTEC durou vários dias, mas iniciou quando o SSW atingiu a temperatura máxima. Portanto, os SSW forte e fracos podem produzir uma diminuição intensa no TEC e consequentemente uma inibição da EIA. Porém, o SSW2012, considerado um evento fraco, produziu uma inibição do EIA por um período muito mais longo. Este resultado não era esperado, até o presente momento acreditava-se que os SSW intensos produziram perturbações ionosféricas mais intensas que os SSW fracos.

A anomalia de ionização equatorial (EIA) apresenta uma variabilidade dia-a-dia grande na região equatorial e baixas latitudes, principalmente no pico da EIA. Como foi discutido anteriormente o VTEC diminuiu desde a região equatorial até além do pico da EIA durante o SSW e, portanto, é razoável esperar que a EIA seja modificada ou mesmo suprimida durante o SSW (FAGUNDES et al, 2015). Entretanto, de forma surpreendentemente, a EIA do SSW 2011-2012 permaneceu suprimido por um período muito mais longo quando comparado com o SSW2009. É importante ressaltar que a resposta ionosférica a ambos SSWs (2009 e 2011-2012) foi realizada no setor brasileiro, mas o SSW2009 é considerado um evento forte (FAGUNDES et al, 2015).

4 CONCLUSÕES

Este estudo utilizou uma rede de 72 estações de GPS-TEC para investigar o comportamento da ionosfera durante o SSW que ocorreu entre 2011-2012, no setor brasileiro. Assim, a rede de receptores de GPS permite estudar o comportamento da ionosfera em uma região que se estende desde 2,8°N até 30,1°S e desde 35,2°W até 67,8°W. Além disso, é importante ressaltar que o evento estudado é considerado um SSW fraco, visto que o vento zonal, na região polar, diminuiu sua magnitude, mas não chegou a mudar de direção.

O TEC antes, durante e depois do pico máximo da temperatura estratosférica, que ocorreu em 18 de janeiro de 2012, apresentou uma diminuição durante vários dias. A diminuição do TEC foi de aproximadamente de 30% entre às 11:00 UT e 22:00 UT em relação a média dos dias calmos, dependendo da estação de GPS considerada. O resultado acima concorda em parte com estudos realizados anteriormente (Goncharenko et al., 2010^a; Goncharenko et al., 2010b, Fagundes et al., 2015). No SSW de 2009 Fagundes et al. (2015) notou que a diminuição do TEC não ocorreu em dias antes do máximo da temperatura estratosférica. Assim, pode-se concluir que tanto os SSW intensos, bem como os fracos podem produzir uma diminuição intensa no TEC da ionosfera tropical. Este resultado não era esperado, até o presente momento acreditava-se que os SSW intensos produziram perturbações ionosféricas mais intensas que os SSW fracos.

Sabe-se que o SSW é um processo meteorológico de grande escala e, portanto perturba o campo de ventos, temperatura, composição atmosférica, amplitude e fase das ondas e o acoplamento vertical em uma ampla faixa de altitude, longitude e latitude (FEJER, 2011). Nessa perspectiva, Fagundes et al., (2015) propôs que a redução do TEC durante o SSW pode ser explicada por mudanças na composição da atmosfera neutra, um aumento na taxa do N₂/O poderia explicar a redução do TEC durante o SSW. O aumento na taxa do N₂/O é amplamente utilizado para explicar a fase ionosférica negativa que ocorre durante a fase de recuperação das tempestades geomagnéticas (JESUS et al., 2013). Deste modo, o mesmo mecanismo poderia explicar a redução de TEC durante o SSW e a fase negativa das tempestades magnéticas.

A anomalia de ionização equatorial (EIA) apresenta uma variabilidade dia-a-dia grande na região equatorial e baixas latitudes, principalmente no pico da EIA. Como foi discutido anteriormente o TEC diminuiu desde a região equatorial até além do pico da

EIA durante o SSW e, portanto é razoável esperar que a EIA seja modificada ou mesmo suprimida durante o SSW (FAGUNDES et al., 2015). Entretanto, de forma surpreendentemente, a EIA do SSW 2011-2012 permaneceu suprimido por um período muito mais longo quando comparado com o SSW 2009. É importante ressaltar que a resposta ionosférica a ambos SSWs (2009 e 2011-2012) foi realizada no setor brasileiro, mas o SSW 2009 é considerado um evento forte (FAGUNDES et al., 2015).

Neste estudo foi observado que a ionosfera no setor leste e oeste brasileiro têm algumas diferenças, mesmo durante períodos calmos. Aparentemente a EIA, durante períodos calmos, no setor leste é mais intensa que a EIA do setor oeste. Porém, durante o SSW a supressão da EIA no setor leste e oeste foram semelhantes e tiveram a mesma duração.

A resposta da ionosfera a eventos de SSW (intensos e fracos) é um assunto atual e de grande interesse da comunidade científica. Nesta investigação, foi estudada a resposta ionosférica ao evento SSW que ocorreu em 2011-2012 (evento fraco), no território brasileiro. Neste sentido propõem-se os seguintes tópicos para serem estudados no futuro:

- 1) Estudar a resposta ionosférica para outros eventos (SSW) e verificar similaridades e diferenças com evento estudado no presente trabalho.
- 2) Estudar a resposta ionosférica ao SSW em médias latitudes.
- 3) Utilizar dados complementares de ionossonda e equipamentos ópticos, com a finalidade de explorar outros detalhes que não foram estudados neste trabalho.

REFERÊNCIAS

ABREU, A. J. **Efeitos de supertempestades geomagnéticas na camada F ionosférica sobre o setor brasileiro estudados por GPS**. 131f. Dissertação (Mestrado em Física e Astronomia) - Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, 2007.

ANDERSON, D.; ARAUJO-PRADERE, E. A. Sudden stratospheric warming event signatures in daytime ExB drift velocities in the Peruvian and Philippine longitude sectors for January 2003 and 2004. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. A8, 2010.

ANDREWS, D. G; HOLTON, J. R; LEOVY, C. B. **Middle atmosphere Dynamics**. [S. l.]: Academic Press, 1987.

ARANHA, S. L. **Estudo de ondas planetária na Ionosfera em baixa latitudes e região equatorial**. Dissertação (Mestrado em Física e Astronomia) - Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, 2006.

BANKS, P. M; KOCHARTS, G. **Aeronomy**. New York: Academic Press, 1973.

BAUER, J. S. **Physics of Planetary Ionospheres**. Springer-Verlag, 1973.

BLUME, C.; MATHES, K. Supervised learning approaches to classify sudden stratospheric warming Events. **J.Atmos. Sci.**, v. 69, p. 1824-1840, 2012.

BROWN, G. M.; WILLIAMS, D. C. Pressure variations in the stratosphere and ionosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v.33, p. 1321-1328, 1971.

CHARNEY, J. G.; DRAZIN, P. G. Propagation of planetary scale waves from the lower atmosphere to the upper atmosphere. **Geophys. Res.**, v. 66, n. 1, p. 83-109, 1961.

CHAU, J. L et al. Equatorial and low latitude ionospheric effects during sudden stratospheric warming events, **Space Science Review**, v. 168, v. 1, p. 385-417, 2011.

CHAU, J. L et al. Quiet time ionospheric variability over Arecibo during sudden stratospheric warming events. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. A9, 2010.

CHAU, J. L.; FEJER, B. G.; GONCHARENKO, L. P. Quiet variability of equatorial E × B drifts during a sudden stratospheric warming event. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 5, p. 1-4, 2009.

DENARDINI, C. M. **Desenvolvimento de um sistema de correção de fase para radar ionosférico de São Luís Maranhão**. São José dos Campos, 137p. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1999.

DOMEISEN, D.I.V. **Stratosphere- Troposphere Interaction during Stratospheric Sudden Warming**. Tese (Atmosphere and Planetary Sciences) - Massachusetts Institute of Technology, 2012.

EL GIZAWY, M. L. **Development of an ionosphere monitoring technique using GPS measurements for high latitude GPS users.** Thesis – Department of Geomatics Engineering, UCGE Report no 20171, The University of Calgary, Calgary, Alberta, Canada, 2003.

FAGUNDES, P. R. et al. **Observations of daytime F2-layer stratification under the Southern crest of the equatorial ionization anomaly region.** *Journal of Geophysical Research*, v. 112, n. A4, 2007.

FAGUNDES, P. R. et al. Ionospheric response to the 2009 sudden stratospheric warming over the equatorial, low- and mid-latitudes in the South American sector. **J. Geophys. Res.**, v. 120, n. 9, p. 7889-7902, 2015.

FEDRIZZI, M. **Observações do Conteúdo Eletrônico Total com dados de GPS.** Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999.

FEJER, B. G. et al. Lunar-dependent equatorial ionospheric electrodynamic effects during sudden stratospheric warmings. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, 2010.

FEJER, B. G. Low latitude ionospheric electrodynamics. **Space Science Reviews**, v. 115, p. 145-166, 2011.

GONCHARENKO, L. P. et al. Impact of sudden stratospheric warmings on equatorial ionization anomaly. **J. Geophys. Res.**, v. 115, n. A10, 2010a.

GONCHARENKO, L. P. et al. Unexpected connections between the stratosphere and ionosphere. **Geophys. Res. Lett.**, v. 37, n. 10, 2010b.

GONCHARENKO, L. P. et al. Ionospheric effects of sudden stratospheric warming during moderate-to-high solar activity: case study of January 2013. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 16, p. 4982 - 4986, 2013.

GREGORY, J. B. The influence of atmospheric circulation on mesospheric electron densities in winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 22, p. 18-23, 1965.

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

HOFFMANN-WELLENHOF, B. et al. **Global Positioning System: Theory and Practice.** Springer-Verlag Wien New York, 2001.

HOFMANN-WELLENHOF, B.; LICHTENEGGER, H.; COLLINS, J. **Global Positioning System: theory and practice.** 3. ed. Wien: Springer-Verlag, 2001.

HUNSUCKER, R. D; HARGREAVES, J. K. **The high-latitude ionosphere and its effects on radio propagation.** Cambridge University Press, 2003.

JESUS, R. **Estudos de eventos do tempo espacial (“space weather”) e a ocorrência de bolhas de plasmas ionosféricas no setor brasileiro e japonês usando sondagem ionosférica**. Dissertação (Mestrado em Física e Astronomia) - Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, 2008.

JESUS R et al. Response of equatorial, low- and mid-latitude F-region in the American sector during the intense geomagnetic storm on 24-25 October 2011. **Adv. Space Res.**, v. 52, n. 1, p. 147-157, 2013.

KAPLAN, E. D.; HEGARTY, C. J. **Understanding Global Positioning System: Principles and Applications GPS**. 2nd ed. New York: Artech House, 2006.

KELLEY, M. C. **The Earth’s ionosphere Plasma Physics and Electrodynamics**. London: Academic, INC. Press Elsevier, 1989.

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

KOMJATHY, A. **Global ionospheric total electron content mapping using the Global Positioning System**. Ph.D (Dissertation) - Department of Geodesy na Geomatics, University of New Brunswick, Canada, 1997.

LABITZKE, K.; NAUJOKAT, B. **The lower arctic stratosphere mid-winter warmings since 1952**. SPARC Newsletter, v. 15, 2000.

LABITZKE, K. Stratospheric- mesospheric midwinter disturbances: a summary of observed characteristics, **J. Geophys**, v. 86, n. C10, p. 9665-9678, 1981.

LEICA. **Introdução to GPS (Global Position System)**. 2004. Disponível em: <<http://www.leica-geosystems.com/>>. Acesso em: 19 fev. 2014.

LEICK, A. **GPS satellite surveying**. 2. ed. New York: John Wiley & Sons, 1995.

LIMPASUVAN, V.; THOMPSON, D. W.; HARTMANN, D. L. The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings. **J. Climate**, v. 17, n. 13, p. 2584-2596, 2004.

LIN, C. H. et al. Motions of the equatorial ionization anomaly crests imaged by. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 19, L 19101, 2007.

LIU, H et al. Equatorial electrodynamics and neutral background in the Asian sector during the 2009 stratospheric sudden warming. **Journal of Geophysical Research**, v.116, A8, 2011.

LIU, J. Y. et al. Variations of ionospheric total electron content during the Chi-Chi earthquake. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 7, p. 1383-1386, 2001.

MANNUCCI, A. J et al. A global mapping technique for GPS-derived ionospheric total electron content measurements. **Radio Science**, v. 33, n. 3, p. 565-582, 1998.

MATSUNO, T. A Dynamical Model of the Stratospheric Sudden Warming. **J. Atmos Sc.**, v. 28, n. 8, p. 1479-1494, 1971.

MATSUOKA, M. T.; CAMARGO, P. O. Cálculo do TEC usando dados de receptores GPS de dupla frequência para a produção de mapas da ionosfera para a região brasileira. **Revista Brasileira de Cartografia**, n. 56/01, 2004.

MATSUOKA, M. T. **Influência de diferentes condições da ionosfera no posicionamento por ponto com GPS**. Tese (Ciências Cartográficas) - Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente, 2007.

MENDILLO, M.; LIN, B.; AARONS, J. The application of GPS observations to equatorial aeronomy. **Radio Science**, v. 35, n. 3, p. 885-904, 2000.

MOHANAKUMAR, K. **Stratosphere troposphere interactions na introduction**. Cochín: Springer, 2008.

MONICO, J. F. G. **Posicionamento pelo GNSS: descrição, fundamentos e aplicações**. São Paulo: Ed. UNESP. 2007.

MONICO, J. F. G. **Posicionamento pelo NAVSTAR-GPS: descrição, fundamentos e aplicações**. São Paulo: Ed. UNESP. 2000.

NASA, National Aeronautics and Administration, Atmospheric Chemistry and Dynamics Laboratory, Acientific/Technical Information. 2014. Disponível em: < http://acdb-ext.gsfc.nasa.gov/data_services/met/ann_data.html >. Acesso em: 19 fev. 2014.

NISHII, K; NAKAMURA, H. Lower-stratospheric Rossby wave trains in the Southern Hemisphere. A case study for late winter of 1997. **Q. J. R. Meteorol.**, v. 130, p. 325-345, 2004.

O'NEILL, A. **Stratospheric sudden warmings, Encyclopedia of Atmospheric Sciences**. New York: Elsevier, 2003, p. 1342-1353.

OTSUKA, Y et al. A new technique for mapping of total electron content using GPS network in Japan. **Earth Planets Space**, v. 54, n. 1, p. 63–70, 2002.

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

PANCHEVA, D. et al. Latitudinal wave coupling of the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004. **Ann. Geophys.**, v. 26, p. 467-483, 2008.

PANCHEVA, D.; MUKHTAROV, P. Stratospheric warmings: the atmosphere ionosphere coupling paradigm. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 73, n. 13, p. 1697-1702, 2011.

- PEDATELLA, N. M., et al. The neutral dynamics during the 2009 sudden stratosphere warming simulated by different whole atmosphere models. **Geophysical Research Letters, Space Physics**, v.119, n. 2, p. 1306–1324, 2014.
- PEDATELLA, N. M.; FORBES, J. M. Evidence for stratosphere sudden warming-ionosphere coupling due to vertically propagating tides. **Geophysical Research Letters**, v. 37 n. 11, 2010.
- PEREIRA, V. A. S.; CAMARGO, P. O. Estimativa e Análise de Índices de Irregularidades da Ionosfera utilizando dados GPS de **Redes ativas. Bol. Ciênc. Geod.**, v. 19, n. 3, p. 374-390, 2013.
- PETERS, D.; VARGIN, P.; KÖRNICH, H. A Study of the Zonally Asymmetric Tropospheric Forcing of the Austral Vortex Splitting During September 2002, **Tellus**, v. 59, n. 3, p. 384–394, 2007.
- PULINETS, S.; BOYARCHUK, K. **Ionospheric Precursors of Earthquakes**. New York: Springer Berlin Heidelberg, 2004.
- RESMI, E. A. **Sudden Stratospheric Warming and its Influence on the Tropical Atmosphere**. Thesis (Atmospheric Science) - Cochin University of Science and Technology, 2012.
- RESMI, E. A; MOHANAKUMAR, K.; APPU, K. S. Effect of polar sudden stratospheric warming on the tropical stratosphere and troposphere and its surface signatures over the Indian region. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 105-106, p. 15-29, 2013.
- RISHBETH, H.; GARRIOT, O. K. **Introduction to ionospheric physics**. New York: Academic Press, 1969.
- ROCHA, J. A. M. R. **GPS: uma abordagem prática**. Recife: Bagaço, 2003.
- SCHOEBERL, M. T; STROBEL, D. F. The zonally averaged circulation of the middle atmosphere. **J. Atmos. Sci**, v. 35, p. 577-591, 1978.
- SCHUNK, R. W.; NAGY, A. F. **Ionosphere, Physics, Plasma Physics and Chemistry**. Cambridge University Press, 2000.
- SECRETARIA DA EDUCAÇÃO. Paraná. **Dia a Dia Educação, Galerias de Imagens**. 2014. Disponível em: <[http://www. Geografia.seed.pr.gov.br/modules/galerias](http://www.Geografia.seed.pr.gov.br/modules/galerias)>. Acesso em: 01 jul. 2014.
- SEEBER, G. **Satellite geodesy**. Foundations methods and application. Berlin-New York: Walter of Gruyter, 1993.
- SILVA, M. H. D. **Estudo da espesura equivalente ionosférica durante um ano de baixa atividade solar**. Dissertação (Mestrado em Física e Astrono) - Universidade do Vale do Paraíba, São José dos Campos, 2013.
- SINGER, S. F. Structure of the Earth's Exosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 65, n. 9, p. 2577-2580, 1960.

- SKONE, S. **Wide área ionosphere grid modelling in the auroral region**. Ph.D (Thesis of Geomatics Engineering) - The University of Calgary, Canada, 1998.
- TASCIONE, T. F. **Introduction to the space environment**. Malabar. Florida, 1988.
- THOMPSON, D. W.; SOLOMON, S. Interpretation of recent southern hemisphere climate change. **Science**, v. 296, n. 5569, p. 895-899, 2002.
- TRIMBLE. **About GPS Technology**, 2001. Disponível em: <[http:// www.Trimble.com/gps/](http://www.Trimble.com/gps/)>. Acesso em: 19 fev. 2014.
- WANNINGER, L. **Prazise Positionierung in regionalen GPS-Referenzstationsnetzen**. Alemanha: C.H. Beck Verlag, 2000.
- YAMASHITA, C. S. **Efeitos das tempestades magnéticas intensas na Ionosfera de baixa latitude**. São José dos Campos. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000.
- YUE, X. et al. Global ionospheric response observed by cosmic satellites during the January 2009 stratospheric sudden warming event. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, 2010.
- WMO. WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **Abridged final report of the seventh session of the Commission for Atmospheric Sciences**, WMO Rep., 1978, 113 p.