



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/05.21.19.24-TDI

ESTUDOS DAS CARACTERÍSTICAS DO PADRÃO DE ONDA NÚMERO 4 E VARIABILIDADES DO TEC SOBRE A AMÉRICA DO SUL

Paulo Alexandre Bronzato Nogueira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciência do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Mangalathayil Ali Abdu, e Jonas Rodrigues de Sousa aprovada em 29 de maio de 2013.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E6BTML>

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/05.21.19.24-TDI

ESTUDOS DAS CARACTERÍSTICAS DO PADRÃO DE ONDA NÚMERO 4 E VARIABILIDADES DO TEC SOBRE A AMÉRICA DO SUL

Paulo Alexandre Bronzato Nogueira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciência do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Mangalathayil Ali Abdu, e Jonas Rodrigues de Sousa aprovada em 29 de maio de 2013.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E6BTML>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Nogueira, Paulo Alexandre Bronzato.

N689e Estudos das características do padrão de onda número 4 e variabilidades do TEC sobre a América do Sul / Paulo Alexandre Bronzato Nogueira. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxviii + 203 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/05.21.19.24-TDI)

Tese (Doutorado Geofísica Espacial/Ciência do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Orientadores : Drs. Mangalathayil Ali Abdu, e Jonas Rodrigues de Sousa.

1. ionosfera. 2. modelo ionosférico. 3. campos elétricos e ventos neutros. 4. marés não migrantes. 5. anomalia equatorial. I.Título.

CDU 550.388.2(8)



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

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

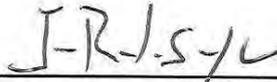
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Geofísica Espacial

Dr. Severino Luiz Guimarães Dutra



Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Jonas Rodrigues de Souza



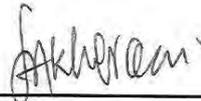
Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Mangalathayil Ali Abdu



Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Esfhan Alam Kherani



Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Paulo de Oliveira Camargo



Convidado(a) / UNESP / Presidente Prudente - SP

Dr. Marcio Tadeu Assis Honorato Muella



Convidado(a) / UNIVAP / São José dos Campos - SP

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(x) unanimidade

Aluno (a): **Paulo Alexandre Bronzato Nogueira**

São José dos Campos, 29 de Maio de 2013

“Um doutorado não deve ser um trabalho sem falhas ou definitivo. É um treinamento para a pesquisa. Uma obra-prima no antigo sentido das guildas, do trabalho cuidadoso que mostra que o aprendiz está agora qualificado para exercer o ofício. Teses de doutorado sempre têm um escopo limitado, não são definitivas e sempre possuem erros e julgamentos equivocados. Caso os examinadores não fossem capazes de reconhecer isso, nenhuma tese teria sido aprovada. A questão não é produzir a pesquisa perfeita, mas produzir uma pesquisa que seja adequada, em qualidade e quantidade, para justificar o título de doutor.”.

Connell, Raewyn. How to supervise a PhD. Vestes: Australian Universities Review, 1985, vol. 28 no. 2, 38-41

Para vocês: Lyon (saudades), Meg (saudades), Laika e Lady.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço a Deus, fonte de todas as graças, que me alenta, protege e guia. Agradeço pelo dom da vida e por me propiciar condições para que eu concretizasse a mais este objetivo.

Agradeço a meus pais, Simão Pedro e Maria Inês, que sempre primaram pela minha educação. Estendo esse agradecimento a minhas queridas irmãs, Simone e Tatiana. Obrigado por sempre estarem presentes à minha vida!

Meu agradecimento mais profundo é dedicado à pessoa que está o tempo todo ao meu lado, incondicionalmente. E que a partir de 19/10/2013 será conhecida como minha esposa. Obrigado Vanessa, meu amor!

Aos meus orientadores, Drs. Mangalathayil Ali Abdu e Jonas Rodrigues de Souza. Por terem acreditado em meu potencial como estudante, e me auxiliarem no processo de desenvolvimento profissional de um pesquisador. Agradeço a liberdade que me foi dada, dando-me assim a oportunidade de realizar um trabalho prazeroso e relevante. Por terem me conduzido com destreza pelos árduos caminhos do amadurecimento crítico.

Aos professores Dra. Inez S. Batista e Dr. José H. A. Sobral pelas importantes discussões, orientações e carinho prestados durante meu projeto de pesquisa.

Agradeço à banca examinadora, composta por Dr. Esfhan Alam Kherani, Dr. Marcio Tadeu A. H. Muella, Dr. Paulo de Oliveira Camargo e Dr. Severino Luiz G. Dutra, pelas contribuições dadas e pela extrema competência na avaliação desse trabalho.

Gostaria de expressar meus sinceros agradecimentos aos colegas do grupo EMBRACE, em especial aos Drs. Clezio Marcos De Nardin e Hisao Takahashi. É imensurável o aprendizado que adquiri sobre a resposta do ambiente espacial às contínuas mudanças dos fenômenos solares. Acredito que todos os alunos do curso de pós-graduação deveriam, ao menos por um período letivo, participar das reuniões semanais.

To my supervisor Dr. Takashi Kikuchi for his generosity and support during my stay in Nagoya - Japan.

Gostaria de agradecer aos colegas Esayas B. Shume, Bela G. Fejer, Graham Bailey e Christiano G. M. Brum pelas discussões que enriqueceram este trabalho.

Agradeço aos meus colegas do curso de pós-graduação em Geofísica Espacial, com certeza, excelentes profissionais. Muito dos colegas obtive discussões muito produtivas para a concretização deste trabalho.

Agradeço ao Dr. Paulo Prado Batista por gentilmente disponibilizar os dados do radar meteórico utilizados nesta tese.

Agradeço ao Dr. Polinaya Muralikrishna, e a todos os ex-coordenadores do curso de pós-graduação pela dedicação, esforço e tempo prestado ao nosso curso. Essa dedicação me proporcionou crescimento profissional, a partir da minha participação nos mais relevantes congressos, escolas científicas e simpósios realizados durante o doutorado.

The Jicamarca and Piura magnetometer data are obtained from Jicamarca Radio Observatory. The Jicamarca Radio Observatory is a facility of the Instituto Geofísico del Peru operated with support from the NSF AGS-0905448 through Cornell University.

We gratefully acknowledge the Center for Space Sciences at the University of Texas at Dallas and the US Air Force for providing the DMSP thermal plasma data.

Agradeço ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), por ter me proporcionado a oportunidade de desenvolver este trabalho, no âmbito do seu programa de pós-graduação e por ter, durante esse período, oferecido todo o apoio, além de condições técnicas e logísticas para seu desenvolvimento. Assim como agradeço a todos os professores do curso de pós-graduação pelos ensinamentos, pela convivência e pela amizade, que de forma direta ou indiretamente, contribuíram para o desenvolvimento deste estudo.

Gostaria de agradecer ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES, pela concessão de bolsas de pesquisa de doutorado, possibilitando a realização do presente trabalho.

RESUMO

Observações do perfil de densidade eletrônica ionosférica tem revelado uma estrutura longitudinal na intensidade da Anomalia de Ionização Equatorial (EIA), a qual é caracterizada por apresentar um padrão de onda número quatro (WN4) quando ilustrada em um sistema de hora local constante para todos os setores longitudinais. Tem sido proposto que as marés não migrantes são as responsáveis por essa característica, pois elas modulariam os ventos neutros, geradores dos campos elétricos do dínamo da região E. No presente trabalho as medidas de satélites do *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP) foram utilizadas para investigar a estrutura de quatro picos (WN4) na densidade iônica (N_i) na parte superior da ionosfera de baixas latitudes. Investigou-se também a dependência longitudinal do Conteúdo Eletrônico Total (TEC), relacionada ao WN4, sobre a América do Sul. As estações receptoras de GPS foram Arequipa (16.5°S , 288.5°E , declination = 0.5°) no Peru e Salta ($-24,78^\circ\text{S}$; $294,6^\circ\text{E}$) na Argentina para representar a costa oeste da América do Sul, e São Luís (2.33°S , 315.8°E , declination = -19°) e São José dos Campos ($-23,17^\circ\text{S}$; $314,11^\circ\text{E}$) para representar a costa leste da América do Sul. A climatologia do TEC para três níveis de atividade solar (alta, moderada e baixa) mostram que os valores do TEC sobre São Luís são maiores do que sobre Arequipa independente da sazonalidade, hora local e atividade solar. A velocidade de deriva vertical diurna sobre essas estações foi calculada a partir de dados de magnetômetros e complementada por dados de digissondas no período do pôr-do-sol. As velocidades de deriva vertical calculadas e os ventos termosféricos modificados para incluir os efeitos latitude / longitude, são usados como entradas no *Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model* (SUPIM) para explicar as principais características do TEC, e da N_i da ionosfera superior, como oriundas do padrão de onda número quatro. Em suma, analisou-se a resposta da ionosfera equatorial para efeitos combinados de campo elétrico zonal e ventos neutros termosféricos, explicando a dependência longitudinal do TEC e da N_i observado no setor longitudinal da América do Sul. A variabilidade dia-dia da ionosfera equatorial, que pode ser associada aos efeitos de ondas planetárias, marés lunares semidiurnas e os efeitos de tempestades geomagnéticas também foi analisada.

A STUDY OF THE CHARACTERISTICS OF THE WAVE NUMBER 4 PATTERN AND TEC VARIABILITY OVER SOUTH AMERICA

ABSTRACT

Recent observations of the low-latitude ionospheric electron density have revealed a longitudinal structure in the Equatorial Ionization Anomaly (EIA) intensity, which is characterized by a wave number-four (WN4) pattern when plotted at a constant-local-time frame. It has been proposed that neutral wind driven dynamo electric fields from the E-region due to non-migrating tidal modes are responsible for this pattern. In the present work we have used measurements from the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) satellite DMSP-F13 to investigate the four-peak structure in the topside ion density (N_i) of the low latitude ionosphere. We also investigate the WN4 related longitudinal dependence in Total Electron Content (TEC) over South American sector as observed by GPS receivers at two equatorial sites in South America, São Luís (2.33° S, 315.8°E, declination = -19°) in Brazil and Arequipa (16.5°S, 288.5°E, declination = 0.5°) in Peru, as well as two low latitude stations São José dos Campos (-23,17°S; 314,11°E) and Salta (-24,78°S; 294,6°E). The TEC climatology for three solar activity levels (high, moderate and low) shows that the TEC values over São Luís are larger than that ones over Arequipa independent of the season, local time and solar cycle conditions. The daytime vertical plasma drifts over these stations calculated from magnetometer data were complemented by vertical drift from digisonde data during evening hours. The drifts that present longitudinal variation, and the thermospheric winds modified for longitude/latitude effects, are input to the Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model (SUPIM) to explain the main differences in the TEC and topside N_i over these stations as arising from the WN4 pattern. Overall, we analyze the equatorial ionospheric response to combined effects of zonal electric field and thermospheric neutral winds to explain the longitudinal dependence of the TEC and N_i observed in the South American longitude sector. The TEC daily variability associated to planetary wave effects, semidiurnal lunar tides and geomagnetic effects were also analyzed.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 (a) e (b). Morfologia do TEC mensal médio obtido a partir de todas as medidas em outubro de 1996 de Bogota, Arequipa e Santiago. Figura 2.1 (c). Padrão latitudinal do TEC obtido para as mesma estações receptoras de GPS a 0030 UT (1930LT) para cada dia de outubro de 1996.	11
Figura 2.2 - TEC derivados de observações GPS sobre intervalos de 2 horas em sete estações na América do Sul em 23 de outubro de 1996. O intervalo de tempo UT e tempos médios locais mostrados são: (a) 0800-1000UT (0500 LT), (b) 1400-1600UT (1100 LT), (c) 2000-2200UT (1700 LT), (d) 0000-0200UT (2100 LT).	13
Figura 2.3: Comportamento do VTEC durante eventos de bolhas de plasma.	15
Figura 2.4: Variações do TEC e S4 para 28/10/2004 obtidas a partir do PRN 5. Uma série de depleções no TEC é observada. O índice S4 aumenta somente quando as depleções são observadas.	16
Figura 2.5. Efeitos da tempestade magnética de 8-12 de janeiro de 1997, observada a partir da variação do TEC.....	19
Figura 2.6. Variações diurnas do TEC para Março (a), Junho (b), Setembro (c) e Dezembro (d). Para cada mês, a variação diurna do TEC sob atividade solar baixa (linha pontilhada), moderada (linha cinza) e alta (linha preta) são apresentadas.	22
Figura 2.7. As variações sazonais do TEC em 2007 (a), 1998 (b) e 2000 (c). .	26
Figura 2.8: Valores médios mensais do TEC médio para os meses de Junho e Dezembro, durante os anos de 1999 a 2008 para todas as latitudes (0°-87,5°), altas latitudes (latitude superior a 55°), latitudes médias (55°-25°), e baixas latitudes (25°- 0°). Os círculos indicam os	

valores para o hemisfério norte, os quadrados são para o hemisfério sul, e o losango são para uma média em ambos os hemisférios. Os subscritos l, m, h e referem-se a latitudes baixas, médias e altas, enquanto os sobrescritos N, S e G representam o norte, sul e ambos os hemisférios..... 30

Figura 2.9: TEC ao meio-dia, plotado em latitude e longitude geográfica, obtido a partir de uma média para 31 dias centrados em (a) 21 de Junho de 2002 e (b) 21 de Dezembro de 2002. A linha pontilhada refere-se ao equador magnético. Painel (c) mostra os resultados dos TEC médios versus latitude geográfica, oriundos de (a) e (b). Painéis (d) – (f): os mesmo que os painéis (a)-(c), exceto pelas latitudes geomagnéticas que estão sendo usadas..... 31

Figura 2.10: (Topo) A média diária do EUV(em unidades de 10^9 fótons $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$), (meio) Fluxo solar em 10.7 centímetros, F10.7 (em unidades de fluxo solar, $1\text{SFU} = 10^{-22} \text{Wm}^{-2}\text{Hz}^{-1}$) e o índice geomagnético A_p , (em baixo) os valores médios de TEC que são calculados em baixas latitudes (25N-25S), latitudes médias (55N, 25N, e 25 S-55S), altas latitudes (latitudes maiores que 55N e 55S), e de ambos os hemisférios entre 1996-2008, respectivamente. Os índices l, m e h significam latitudes baixas, médias e altas, enquanto o expoente G representa ambos os hemisférios. As linhas sólidas denotam o valor suavizado com uma média móvel de 1 ano da série. Observe que na figura, os valores da média do TEC foram somados 30 unidades de TEC para baixas latitudes, 20 TECu para todas as latitudes, e 10 TECu para latitudes médias..... 35

Figura 2.11 – Amplitude do vento zonal da maré migrante DW1, maré não migrante DE3, SW2 e SE2 e a onda planetária estacionária (sPW4) simulado pelo modelo TIME-GCM para condições equinociais. A escala vertical, nível de pressão, é equivalente a uma altitude variando de 80-360 km..... 38

Figura 2.12 – Variação longitudinal da deriva vertical do plasma ionosférico obtido com os dados do ROCSAT-1.	39
Figura 2.13 – Estrutura longitudinal do TEC entre 400-450 km de altitude. As medidas foram realizadas pelo COSMIC sobre Setembro – Outubro de 2006.	41
FIGURA 3.1 - Geometria da trajetória do rádio-sinal satélite-receptor, para sinais transionosféricos.	51
Figura 3.2 – Variação percentual da componente horizontal ao afastamento do equador geomagnético.	61
Figura 4.1 Variações da densidade de íons, próximo ao pôr-do-sol, obtidas pelo satélite DMSP-F13.	86
Figura 4.2 Variações da densidade de íons, próximo ao pôr-do-sol, obtidas pelo satélite DMSP-F13 para o setor da América do Sul.	87
Figura 4.3 Localização das estações receptoras de dados e o alinhamento com o equador magnético.	88
Figura 4.4 – TEC (barra de cores em TECu) para cada dia do ano (eixo x) para todas as horas locais (eixo y). Lado esquerdo referente à estação de Arequipa e as figuras do lado direito referentes à estação de São Luís. As figuras estão representando atividade solar alta (4.4a e 4.4b), moderada (4.4c e 4.4d) e baixa (4.4e e 4.4f).	90
Figura 4.5 – Variação Longitudinal do TEC sobre o território brasileiro. As observações foram obtidas às 1500LT durante o equinócio de primavera de 2010.	93
Figura 4.6 – Conclusão.	96
Figura 4.7 – Efeitos do fluxo solar no TEC ao meio-dia. A linha tracejada vermelha mostra o ajuste polinomial para São Luís, enquanto que a linha preta mostra para Arequipa.	98

Figura 4.8 – Variação sazonal do TEC sobre São Luís (lado direito) e Arequipa (lado esquerdo) obtidos pelo SUPIM. Aqui o campo elétrico e os ventos neutros não foram considerados, e somente os efeitos de produção e perda iônicas foram calculados.	101
Figura 4.9 – Variação sazonal do TEC simulada pelo SUPIM sobre São Luís. A figura do lado esquerdo mostra o TEC calculado considerando São Luís com declinação magnética de $\sim 19^\circ$, enquanto que a Figura 4.9(b) ilustra o TEC sobre São Luís considerando a declinação magnética nula.	102
Figura 4.10 – Conclusão.	108
Figura 4.11- Realísticos valores da deriva vertical do plasma obtidos por dados de magnetômetros. A linha vermelha é representativa das medidas de São Luís e a linha preta à Jicamarca, a linha azul representa a metade da deriva vertical sobre Jicamarca.	110
Figura 4.12 - Nos gráficos superiores a variação sazonal do TEC é mostrada para São Luís (lado direito) e Arequipa (lado esquerdo). Nos gráficos inferiores as velocidades de deriva vertical são também para São Luís e Arequipa.	111
Figura 4.13 – A figura de baixo mostra o perfil diário da deriva vertical utilizado como entrada no SUPIM. A figura de cima mostra a distribuição latitudinal do TEC às 1600 LT em outubro de 2001. A Figura 4.13a mostra a deriva vertical do modelo empírico do Scherliess e Fejer (1999), enquanto que a Figura 4.13b a deriva vertical utilizada foi a partir de dados de magnetômetros (0630–1700 LT), ionossondas (pôr-do-sol) e o modelo de Shcerliess e Fejer (1999).	114
Figura 4.14 – Mostra (a) a variação longitudinal da Ni obtida pelo satélite DMSP. (b) a estrutura de 4 picos simulada pelo SUPIM. (c) a variação longitudinal da deriva vertical obtida pelo satélite DMSP. (d) a deriva vertical usada como entrada no SUPIM.	116

Figura 4.15 – Uma comparação da variação em hora local do TEC calculado pelo SUPIM para diferentes modelos de ventos neutros e campos elétricos. (a) mostra o TEC obtido pelo modelo (i), deriva vertical do S&F99 e ventos neutros do HWM07 (linha vermelha), comparado com o TEC obtido pelo modelo (ii), deriva vertical calculada (ΔH , $\Delta h m F 2$, e S&F99) e vento com o dobro das estimativas do HWM07 (curva preta). (b) mostra os correspondentes resultados para São Luís, exceto pelo vento que é dividido por dois. (c) mostra uma comparação da variação em hora local do TEC entre São Luís e Arequipa obtida pelo modelo (iii), valores mais adequados de campo elétrico e ventos neutros. (d) mostra os valores observados do TEC para as duas estações.	120
Figura 4.16 – Os painéis superiores mostram a variação sazonal do TEC estimado pelo SUPIM. Os painéis inferiores mostram a variação sazonal do TEC obtido a partir de dados dos satélites GPS. No lado esquerdo o setor de Arequipa é mostrado e no lado direito São Luís.	122
Figura 4.17 - Variação latitudinal e altitudinal dos ventos neutros obtidos pelo modelo HWM-07 (painel (a)) e da frequência de plasma obtida pelo SUPIM (painel (b)) para o meridiano de Arequipa em diferentes setores de hora local.	125
Figura 4.18 – Variação do TEC calculado em Arequipa para diferentes combinações de ventos neutros e sua comparação com os dados experimentais.	127
Figura 4.19 – Semelhante a Figura 4.17, entretanto com modificações nos ventos neutros.	128
Figura 4.20 – Semelhante a Figura 4.17, entretanto para o meridiano de São Luís.	130

Figura 4.21 - Semelhante a Figura 4.19, entretanto contendo as modificações nos ventos neutros.	132
Figura 4.22- Comparação dos resultados experimentais e modelados. Sendo que no painel a) O TEC (GPS) sobre Arequipa é comparado com as simulações do SUPIM. Em b) a comparação é realizado sobre São Luís, em c) sobre Salta e em d) sobre São José dos Campos.	135
Figura 4.23- Distribuição latitudinal do TEC para a costa oeste (linha vermelha) e para a costa leste (linha azul) da América do Sul.	137
Figura 4.24 - Conclusão	141
Figura 4.25 – No painel (a) temos a variação longitudinal do logaritmo da densidade de íons, e no painel (b) a variação longitudinal do TEC.	143
Figura 4.26 – Variação latitudinal e altitudinal da densidade eletrônica em Arequipa (lado esquerdo) e São Luís (lado direito) usando o modelo de campo elétrico de Scherliess e Fejer (1999).	144
Figura 4.27 - Variação latitudinal e altitudinal da densidade eletrônica em Arequipa (lado esquerdo) e São Luís (lado direito) usando o campo elétrico estimado por magnetômetros.	146
Figura 4.28 – Representação esquemática da distribuição altitudinal e latitudinal do plasma ionosférico. A Figura 4.28a representa o meridiano que passa por Arequipa e a Figura 4.28b representa o meridiano que passa por São Luís.	147
Figura 5.1. Localização das estações receptoras de GPS sobre a América de Sul.	151
Figura 5.2- Mapas do TEC sobre o setor brasileiro entre os dias 1-9 de setembro de 2011 as 1500 UT.	154
Figura 5.3 – Variação sazonal do TEC às 1500LT sobre o setor longitudinal de 310° para o ano de 2011. A Figura 5.3a ilustra o TEC próximo ao	

equador magnético, enquanto que a Figura 5.3b mostra o TEC em baixas latitudes.....	155
Figura 5.4 – Variabilidade dia-a-dia da distribuição latitudinal do TEC.	156
Figura 5.5 – Porcentagem de ocorrência dos valores do máximo diário do TEC (Figura 5.5a), da hora local da ocorrência do TECmax (Figura 5.5b) e sua posição latitudinal (Figura 5.5c) para o ano de 2011.	157
Figura 5.6 – Variação sazonal da porcentagem de ocorrências dos máximos valores diários do TEC e sua hora local e posição latitudinal.	158
Figura 5.7 – Histograms da ocorrência do TECmax após as 1800 LT.	160
Figura 5.8 – Espectro das wavelet do TEC em São Luís (Figura 5.8a), Arequipa (Figura 5.8b), do índice F10.7 e do índice Kp para o ano 2005. ..	162
Figura 5.9 – Análise espectral do TEC em Belém e Arequipa, EUV, vento zonal e meridional em 90 km de altitude, índice geomagnético Kp e da velocidade do vento solar.....	166
Figura 5.10 - Espectro de potência da transformada de Fourier no TEC sobre Arequipa em 2010.	170
Figura A.1 - Validação da metodologia de Otsuka et al., (2002) para a região brasileira de baixas latitudes.	202
Figura A.2 – Validação do programa de Otsuka et al. (2002) sobre o equador geomagnético, Arequipa -Peru.....	203

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
TABELA 2.1 – Símbolos e seus respectivos significados utilizados nesse trabalho.	28
TABELA 3.1 – Os oito primeiros coeficientes de Gauss do IGRF (nT)	67
TABELA 3.2 – Reações Químicas e Taxas de Produção	70
TABELA 3.3 – Frequências de colisões para transferência de <i>momentum</i> entre os íons e os gases neutros.....	75
TABELA 3.4 – Taxas de aquecimento colisional entre íons	79
TABELA 3.5 – Taxas de aquecimento colisional dos elétrons	80
TABELA 5.1 – Índice geomagnético para os dias 01-09 de setembro de 2011	152
TABELA 5.2 – Variação Sazonal do horário de ocorrência do TECmax	159
TABELA 5.2 - Periodicidades observadas no espectro de potência da transformada de Fourier	163

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1	INTRODUÇÃO 1
2	VARIAÇÕES DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL – UMA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... 7
2.1.	Obtenção do TEC a partir de dados de GPS 7
2.2.	Anomalia de Ionização Equatorial (EIA)..... 9
2.3.	Efeitos das bolhas de plasma no TEC 13
2.4.	Efeitos de Tempestades Magnéticas no TEC 17
2.5.	Variabilidade Ionosférica 21
2.6.	Variação Sazonal 23
2.7.	Assimetria Anual 27
2.8.	Dependência do TEC à Atividade Solar e à Rotação Solar 33
2.9.	Variação na densidade eletrônica associada às marés não migrantes..... 35
2.9.1.	Marés Atmosféricas Não-Migrantes na Termosfera 36
2.9.2.	Efeitos das Marés Atmosféricas Não-Migrantes na Ionosfera..... 38
2.10.	Efeitos das Ondas Atmosféricas no TEC 42
2.10.1.	Marés Atmosféricas..... 42
2.10.2.	Ondas Planetárias..... 43
2.10.3.	Ondas de Gravidade 44
3	METODOLOGIA E INSTRUMENTAÇÃO..... 45
3.1.	GPS e obtenção do TEC..... 45
3.1.1.	Refração dos sinais do GPS e Conteúdo Eletrônico Total da ionosfera..... 46

3.1.2.	Cálculo do TEC a partir das Pseudodistâncias e da fase da portadora	52
3.2.	A Digissonda	54
3.3.	Dados de Magnetômetros e Cálculo da deriva vertical ExB.....	57
3.3.1.	Validação dos dados de São Luís para o cálculo da deriva ExB para a região Brasileira	60
3.3.2.	Cálculo da deriva vertical ao Pôr-do-Sol	61
3.3.3.	Cálculo da deriva vertical após o pôr-do-Sol.....	62
3.4.	Ajuste dos Ventos Neutros.....	62
3.5.	Dados da densidade e velocidade iônica aferida pelo Satélite DMSP	63
3.6.	O modelo SUPIM e os parâmetros de entradas.....	63
3.6.1.	O campo magnético	65
3.6.2.	Formulação do transporte/deriva do plasma	67
3.6.3.	Equação da Continuidade Iônica.....	68
3.6.4.	Taxa de Produção	69
3.6.5.	Equação do Momentum para Íons	71
3.6.6.	A equação dos Elétrons	76
3.6.7.	Equações do balanço de energia	76
3.6.8.	Entradas do Modelo	81
4	VARIAÇÃO LONGITUDINAL DO TEC SOBRE A AMÉRICA DO SUL	83
4.1.	Estrutura longitudinal de 4 picos na ionosfera superior.....	85
4.2.	Efeito do Campo Elétrico para a distribuição do TEC	109
4.3.	Efeitos dos ventos neutros termosféricos.....	117
4.4.	Alterações nos Ventos Neutros Termosféricos	122

4.4.1.	Efeitos dos ventos neutros sobre o meridiano de Arequipa	123
4.4.2.	Efeito dos ventos neutros sobre o meridiano de São Luís	129
4.4.3.	Validação do vento neutro e distribuição latitudinal do TEC	133
4.5.	Variação Longitudinal: TEC versus Ni da alta ionosfera	142
5	VARIABILIDADES NO TEC	149
5.1.	Variabilidade dia-a-dia do TEC.....	152
5.2.	Variação anual e sazonal do TEC máximo	156
5.3.	Efeitos da Maré Atmosférica Lunar sobre o TEC equatorial	168
6	CONCLUSÕES	171
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	177
	APÊNDICE A – VALIDAÇÃO DO MODELO DE OTSUKA ET AL (2002)	201

1 INTRODUÇÃO

As origens das teorias ionosféricas estão centradas sobre o papel da radiação solar ionizante. De fato, as equações de Chapman para a produção de uma camada ionosférica dependendo do ângulo zenital solar e suas previsões das densidades eletrônicas sobre condições de equilíbrio fotoquímico, tornaram-se uma teoria aceita. Historicamente, todo o comportamento observado da camada F2 da ionosfera incompatível com a dependência do ângulo zenital solar foi considerado anômalo. Hoje, essas diferenças são atribuídas a processos físicos, tais como transporte eletrodinâmico e pelo vento neutro, ou às variações da composição atmosférica, que não eram conhecidos adequadamente no período de Chapman.

A previsão fundamental da teoria de Chapman é que a variação sazonal, em hora local e latitudinal da densidade eletrônica deveria seguir a função de Chapman, referente ao ângulo zenital solar. Essa consideração é válida para as camadas inferiores da ionosfera (D, E e F1), porém, Appleton (1937) percebeu que o pico de densidade eletrônica da camada F2, convencionalmente indicada por NmF2, pode se comportar de maneira muito diferente da teoria de Chapman. Os melhores exemplos são a anomalia de inverno (em que os valores do NmF2, durante o dia, nas latitudes médias são maiores no inverno que no verão), a anomalia de ionização equatorial (caracterizada por um aumento da NmF2 em baixas latitudes, entre o meio-dia ao anoitecer, em aproximadamente 15°-20° norte e sul do equador magnético) e a anomalia semianual (onde NmF2 é maior nos equinócios que nos solstícios). As explicações para estas —anomalias” envolvem processos dinâmicos e eletrodinâmicos não incluídos nas equações de Chapman.

Para a anomalia de inverno, padrões da circulação global criam diferenças entre os hemisférios (norte-sul) na taxa O/N₂, que tem profundas consequências nos termos de perda e produção na química ionosférica (por exemplo, RISHBETH et al. 2000). A anomalia equatorial é causada por campos

elétricos, que produzem o efeito fonte para redistribuir a ionização em baixas latitudes (HANSON; MOFFETT, 1966). A anomalia semianual resulta do equilíbrio entre a intensidade da radiação solar e a densidade da atmosfera neutra.

No entanto, uma anomalia permanece inexplicada, sendo esta a assimetria anual (que, tendo os hemisférios norte e sul em conjunto, NmF2 é maior em torno do solstício de dezembro do que no solstício de junho). Esta anomalia, provavelmente se observa devido à anomalia de inverno ser menos evidente no hemisfério sul do que no norte.

Outro comportamento que pode ser considerado anômalo na ionosfera equatorial é a variação longitudinal observada na distribuição do conteúdo eletrônico total (*–Total Electron Content–* TEC). O presente trabalho tem por objetivo esclarecer as causas da variabilidade longitudinal da ionosfera equatorial e de baixas latitudes. Desde o pioneiro trabalho de Sagawa et al. (2005), no qual foi observado que a densidade eletrônica na região da anomalia equatorial da ionosfera apresenta uma variabilidade longitudinal com quatro picos, muitos trabalhos tem sido desenvolvidos com a finalidade de compreender tal variabilidade (ENGLAND et al. 2006; IMMEL et al. 2006; KIL et al. 2008; LIN et al. 2007A, 2007B; BANKOV et al. 2009; LIU; WATANABE, 2008; LÜHR et al. 2007, 2008, SCHERLIESS et al. 2008; WAN et al. 2008; PEDATELLA et al. 2011; OBERHEIDE et al. 2011). Tais trabalhos, sejam eles de observação ou modelagem da ionosfera de baixas latitudes, têm sido elaborados para investigar a variação longitudinal da densidade eletrônica, campo elétrico e ventos neutros termosféricos.

Immel et al. (2006) foram os primeiros a sugerirem que existe uma relação entre a variação longitudinal na densidade eletrônica e a propagação vertical das marés não-migrantes. A partir da comparação da variação sazonal de diferentes amplitudes de marés não migrantes, a assinatura da estrutura de quatro picos na ionosfera foi atribuída à propagação para leste das marés não

migrantes diurnas com número de onda três (DE3) (e.g. PANCHEVA; MUKHATAROV, 2010; FORBES et al. 2008). Segundo Immel et al. (2006) o mecanismo pelo qual a maré DE3 pode introduzir uma variabilidade longitudinal na ionosfera de baixas latitudes é a partir da modulação do dínamo da região E. Isso resulta em uma variação longitudinal da intensidade do campo elétrico de baixas latitudes, o qual controla a formação e a extensão latitudinal da Anomalia de Ionização Equatorial (a partir de agora será utilizado o acrônimo em inglês EIA de *Equatorial Ionization Anomaly*”).

O objetivo principal do presente trabalho é analisar dados observacionais da ionosfera e realizar estudos de simulação numérica da mesma para entender a formação da estrutura de quatro picos na ionosfera equatorial. A análise foi realizada usando dados observacionais, sendo eles o conteúdo eletrônico total (*Total Electron Content* - TEC) da ionosfera medido pelos receptores de GPS e dados de densidade iônica medido pelo satélite DMSP, para compreender as variações longitudinais no TEC e na densidade de íons na parte superior da ionosfera, respectivamente. O modelo *Sheffield University Plasmasphere-Ionosphere Model* (SUPIM) foi utilizado para modelar a ionosfera de baixas latitudes. A deriva vertical (\mathbf{ExB}), usada como um dos parâmetros de entrada do SUPIM, foi obtida a partir de dados de magnetômetros, ionossondas e do modelo de Scherliess e Fejer (1999). O vento neutro termosférico usado no SUPIM foi o modelo empírico HWM-07 (DROB et al. 2008). Os efeitos do campo elétrico zonal e do vento neutro termosférico na variação longitudinal do TEC foram estimados. Foi mostrado que a partir de uma combinação adequada do campo elétrico zonal e do vento termosférico, a estrutura de quatro picos na ionosfera equatorial pode ser simulada por um modelo ionosférico teórico. O estudo foi realizado com foco principal sobre a região equatorial magnética da América do Sul.

Outro importante objetivo do presente trabalho é investigar as variabilidades da região F ionosférica, as quais podem ser causadas pela atividade solar, variações sazonais e diurnas e influências meteorológicas (RISHBETH;

MENDILLO, 2001). Ao estudar a variabilidade ionosférica com periodicidades de intervalo de dias, os processos com influências meteorológicas e geomagnéticas sobre a região F da ionosfera podem ser estudados de forma isolada aos outros processos listados acima. Nos últimos anos uma atenção especial tem sido dada a influência da baixa atmosfera sobre a região F (ALTADILL; APOSTOLOV, 2003; MENDILLO et al. 2002; FORBES et al. 2000). A região F equatorial da ionosfera exibe oscilações com períodos de 2 a 30 dias (e.g., CHEN, 1992; FORBES; LEVERONI, 1992; FORBES et al. 1997; ABDU et al. 2006; PANCHEVA et al. 2006, 2008; PEDATELLA; FORBES, 2009). Estas oscilações periódicas têm sido frequentemente atribuídas a ondas planetárias atmosféricas originadas na baixa atmosfera, pois as periodicidades são semelhantes às observadas na atividade de ondas planetárias (e.g., FORBES; LEVERONI, 1992; ABDU et al. 2006, LAŠTOVIČKA, 2006; PEDATELLA; FORBES, 2009). Ondas planetárias foram observadas nas altitudes da região E, onde elas seriam capazes de modular o dínamo de campo elétrico da região E. As periodicidades de 2, 5, 10 e 16 dias observadas na ionosfera têm sido prontamente atribuídas como sendo originadas na baixa atmosfera (e.g., ALTADILL; APOSTOLOV, 2003; LAŠTOVIČKA, 2006), entretanto estes estudos reconhecem que a atividade geomagnética pode ser um contribuinte significativo para a variabilidade da região F com escala temporal de dias, entretanto poucos estudos têm investigado a conexão Sol-Terra (veja LEI et al. 2008).

Nessa tese, levantamentos estatísticos sobre a posição latitudinal da crista da anomalia, dos horários onde o maior desenvolvimento da Anomalia Equatorial é observado e do valor máximo que o TEC atinge foram realizados. A partir desses resultados estatísticos constatou-se que há uma grande variabilidade dia-a-dia. Assim, foram investigadas as periodicidades dessas variabilidades dia-dia no TEC com as respectivas periodicidades no vento neutro da região MLT (*Mesosphere Lower Thermosphere*), no índice geomagnético k_p e na velocidade do vento solar. Dados observacionais simultâneos nos três setores,

MLT, ionosfera e meio interplanetário, facilitam o esclarecimento da origem das periodicidades ionosféricas. A possibilidade da detecção das principais periodicidades ionosféricas contribui para o esclarecimento da variabilidade da anomalia de ionização equatorial, podendo assim aprimorar modelos teóricos de previsão do clima espacial.

A seguir, apresenta-se no capítulo 2 uma revisão bibliográfica, na qual abordamos os principais processos físicos presentes na ionosfera equatorial e de baixas latitudes, com enfoque principal nas observações realizadas com o TEC. No capítulo 3 a instrumentação que forneceu os dados utilizados no presente trabalho é apresentada, descrevendo com mais detalhes o cálculo do TEC a partir de dados de GPS, a ionossonda e os magnetômetros que possibilitam o cálculo da deriva vertical e o satélite DMSP que possibilita a investigação da ionosfera superior. Além disso, ainda no capítulo 3, uma revisão detalhada do modelo teórico SUPIM é apresentada. O capítulo 4 trata da análise dos dados observacionais e das simulações do SUPIM na investigação da estrutura longitudinal de quatro picos da ionosfera equatorial, assim como as discussões e as principais conclusões dos resultados. O capítulo 5 apresenta as discussões e resultados dos dados observacionais referentes às variabilidades e periodicidades presentes na ionosfera equatorial. E, então, as conclusões finais e as recomendações para trabalhos futuros são apresentadas.

2 VARIAÇÕES DO CONTEÚDO ELETRÔNICO TOTAL – UMA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esse capítulo revisa o conhecimento prévio das principais variabilidades ionosféricas. Tais variabilidades serão detalhadas principalmente a partir de trabalhos publicados utilizando dados de TEC. Com esse capítulo o autor espera que o leitor adquira os conhecimentos mínimos necessários para compreensão e seguimento da leitura da presente tese de doutorado. Os seguintes tópicos serão revisados neste capítulo: Anomalia de Ionização Equatorial, bolhas de plasma na ionosfera equatorial, efeitos das tempestades magnéticas na ionosfera equatorial, variação sazonal e, conseqüentemente, a anomalia semianual no TEC, variação do TEC com o ciclo solar, a variação longitudinal do plasma e a variabilidade dia-dia ocasionada por ondas atmosféricas.

2.1. Obtenção do TEC a partir de dados de GPS

A ionosfera possui limites verticais que variam entre, aproximadamente, 50 km até aproximadamente 2.000 km de altitude, sendo caracterizada pelo elevado número de íons e elétrons livres que a compõe, e regiões de alto nível de condutividade elétrica. O plasma ionosférico modifica as ondas de rádio que propagam nela. Conseqüentemente, uma onda eletromagnética que atravessa a ionosfera terá a velocidade e direção de propagação alterada. Esta propriedade caracteriza a ionosfera como um meio dispersivo, onde a velocidade de propagação da onda é uma função do índice de refração do meio, permitindo determinar o atraso na modulação de grupo do sinal. Esta medida é diretamente proporcional ao número de elétrons presentes na trajetória de propagação do sinal, definido por Conteúdo Eletrônico Total (TEC).

Logo, o TEC refere-se à quantidade de elétrons livres contido em uma coluna de seção unitária com 1m^2 ao longo do caminho da onda eletromagnética entre um satélite e um receptor, dado pela Equação 2.1:

$$TEC = \int_{receptor}^{satélite} N_e \cdot ds \quad (2.1)$$

onde N_e é a densidade eletrônica e ds é um elemento de comprimento representativo da integração de uma distância S entre o satélite e o receptor. Este parâmetro ionosférico é medido em unidades de TEC (TECU), onde 1 TECU corresponde a 1×10^{16} elétrons/m².

Por diversas décadas o TEC foi obtido usando o efeito da rotação Faraday (para mais detalhes veja SOUZA, 1992), ou seja, a rotação que sofre o plano de polarização de uma onda plano-polarizada quando atravessa a ionosfera anisotrópica. Esta rotação, que é denominada ângulo de polarização, é diretamente proporcional ao conteúdo eletrônico no caminho do sinal. Atualmente a obtenção do TEC é calculada a partir dos sinais recebidos dos satélites GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*), o qual é uma valiosa ferramenta para a investigação global e regional das estruturas ionosféricas. O uso do GNSS para estudos ionosféricos representa uma revolução na cobertura da ionosfera em virtude do grande número de satélites (32 satélites GPS e 24 GLONASS), sendo eles distribuídos em 6 (no caso do GPS) e 3 (GLONASS) planos orbitais, 4 (8 GLONASS) satélites por plano, situados a 20200km (no caso do GPS) e 19.100km (GLONASS) de altitude e com inclinação orbital de 55° (GPS) ou 64,8° (GLONASS) e período de 12 horas siderais (GPS) e 11,25 horas siderais (GLONASS). O GNSS tem sido usado para investigação ionosférica em diversos setores, principalmente nos que seguem: obtenção do TEC, perfis de densidade eletrônica, irregularidades ionosféricas, camada esporádica E, distúrbios ionosféricos propagantes de larga escala, previsões de foF2 e do conteúdo eletrônico plasmasférico (DAVIES; HARTMANN 1997, CHERNIAK et al. 2012, VALLADARES; CHAU, 2012, MUELLA et al. 2011). No capítulo 3 a metodologia de extração do TEC a partir dos dados de GPS será descrita com detalhes.

2.2. Anomalia de Ionização Equatorial (EIA)

A camada F2 da ionosfera terrestre, na vizinhança do equador magnético, é caracterizada por uma depressão (vale) na densidade eletrônica no equador e dois picos (cristas), um em cada lado do equador (aproximadamente $\pm 15^\circ - 20^\circ$ de latitude magnética), durante o dia e se estendendo algumas horas após o pôr-do-sol. Esse interessante fenômeno é conhecido por Anomalia de Ionização Equatorial (EIA). Para entender o motivo pelo qual os maiores valores de densidade eletrônica estão em regiões de baixas latitudes ao invés de no equador, baseado no ângulo zenital solar, deve-se explicar a formação da Anomalia Equatorial e o Efeito Fonte de Plasma.

A ação dos ventos neutros, que são do tipo maré, surge devido aos gradientes de pressão causados pelo aquecimento solar. Este vento neutro, agindo na atmosfera ionizada, causa o arraste de íons, enquanto que os elétrons são obrigados a se movimentar ao longo das linhas de campo magnético, pois a sua frequência de colisão com as partículas neutras é muito menor que a girofrequência (região E), gerando desta forma um campo elétrico zonal. Este campo elétrico gerado na região E, durante o dia, é mapeado para a região F através das linhas de campo magnético. Na região equatorial a componente zonal do campo elétrico encontra-se perpendicular ao campo geomagnético, e a interação entre estes campos ($\vec{E} \times \vec{B}$) causa uma força responsável pela deriva vertical de plasma, a qual desloca o plasma ionosférico para altas altitudes. O plasma deslocado para as maiores alturas está sujeito ao movimento causado pelas forças de gradientes de pressão e efeitos gravitacionais. Porém, este movimento de difusão só é eficiente ao longo das linhas de campo magnético, devido à dominância da girofrequência sobre a frequência de colisão. Portanto, o fluxo de plasma ionosférico deixa de ser vertical e flui ao longo das linhas de campo geomagnético, produzindo na região de $\pm 15^\circ - 20^\circ$ de latitude magnética picos de densidade eletrônica, sendo este processo denominado de Efeito Fonte de Plasma da região

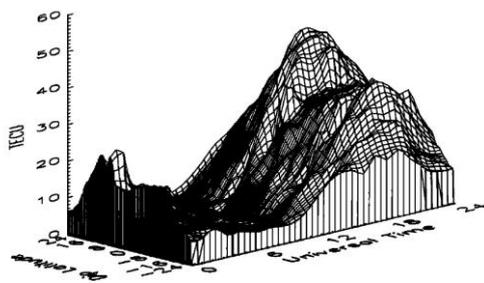
equatorial. Os picos de densidade em torno de $\pm 15^\circ - 20^\circ$ são denominados de cristas da anomalia.

Alguns estudos observacionais para demonstrar a utilização de dados de TEC para Aeronomia Equatorial são apresentados nessa seção. O trabalho de Mendillo et al. (2000) demonstrou a possibilidade do uso do TEC medido por uma rede de receptores GPS para o estudo dos principais fenômenos eletrodinâmicos da ionosfera equatorial sobre a América Latina. Os receptores de GPS instalados na costa oeste da América do Sul, como Bogotá, Arequipa e Santiago, oferecem uma cadeia particularmente apropriada para examinar o padrão latitudinal que domina a morfologia da região F em baixas latitudes: a anomalia equatorial (EIA). Esta rede de receptores de GPS foi operada num meridiano comum, sendo esse considerado a $75^\circ W$, e assim a relação de tempo utilizado é: $UT = LT + 5$ horas. Assim, uma vez calculado o TEC para cada estação os dados foram usados para construir a morfologia regional do TEC na América Latina. A partir das Figuras 2.1(a) e 2.1(b), o padrão latitudinal e em hora local da EIA pode ser observada, onde as cristas da EIA prevalecem durante a tarde e se estende até após a meia-noite, desaparecendo nas primeiras horas da madrugada. Observa-se ainda, que os picos de anomalia não são simétricos, sugerindo que um vento termosférico transequatorial soprando para norte é dominante no plano meridional. O padrão mensal do TEC para o mês de Outubro de 1996 é apresentado na Figura 2.1 (c).

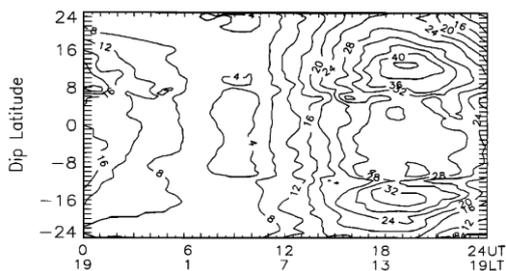
A Figura 2.1(c) mostra a variação latitudinal e a variabilidade dia-dia do TEC em função da latitude magnética a 0030UT (correspondente a 1930LT). Este é o momento da intensificação da deriva vertical ao pôr-do-sol, denominado de pico pré-inversão de deriva vertical, que afeta drasticamente a distribuição do plasma nas latitudes equatoriais através do efeito fonte. É notório que a EIA apresenta uma grande variabilidade dia-a-dia, onde, em alguns casos, as cristas da EIA se situam mais latitudinalmente separadas e em outros dias elas estão mais próximas ao equador geomagnético. Figuras 2.1(a), 2.1(b) e 2.1(c) apresentaram duas maneiras de retratar a EIA usando o TEC, as Figuras 2.1(a)

e 2.1(b) representando distribuições médias do TEC mensal (uma climatologia) e a Figura 2.1(c) mostrando a variabilidade dia-a-dia do TEC para o mesmo período.

a)



b)



c)

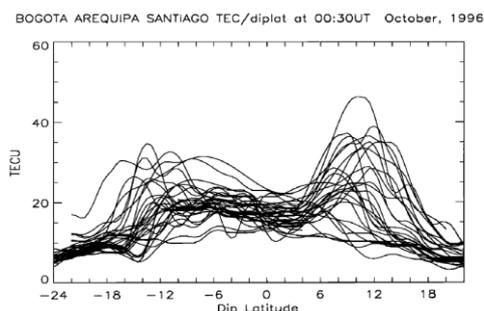


Figura 2.1 (a) e (b). Morfologia do TEC mensal médio obtido a partir de todas as medidas em outubro de 1996 de Bogota, Arequipa e Santiago. Figura 2.1 (c). Padrão latitudinal do TEC obtido para as mesma estações receptoras de GPS a 0030 UT (1930LT) para cada dia de outubro de 1996.

Fonte: Mendillo et al. (2000)

A Figura 2.2 mostra mapas regionais do TEC sobre a América do Sul construído para intervalos de 2 horas. Quatro períodos de duas horas são selecionados para ilustrar o padrão evolutivo da anomalia equatorial. Na Figura 2.2(a), como em outras partes da figura, a hora local média no centro da grade é ajustada para a longitude de 60° W, ou seja, $LT = UT - 4$ horas. No extremo oeste da Figura 2.2(a), a hora local é uma hora mais cedo e no extremo leste, uma hora mais tarde. Assim, no extremo oeste (0400 LT) a anomalia equatorial não está presente, ou seja, observam maiores concentrações de densidade

eletrônica na região equatorial. No extremo leste, ao nascer-do-sol (em 0600LT), há um aumento na produção de ionização devido a radiação solar, como se pode observar a partir de uma pequena intensificação do TEC em latitudes próximas ao equador magnético. Na Figura 2.2(b), a EIA ainda não está completamente desenvolvida no extremo oeste (10LT), contudo, ao extremo leste (meio-dia) se pode observá-la. Na Figura 2.2(c), durante o período da tarde, a EIA está completamente desenvolvida mostrando fortes picos de TEC em latitudes afastadas (norte e sul) do equador geomagnético. Finalmente, na Figura 2.2(d) a anomalia pós-pôr-do-sol é particularmente forte em 2100 LT, essa intensificação das cristas após o pôr-do-sol ocorre em virtude da intensificação da deriva vertical de pré-inversão.

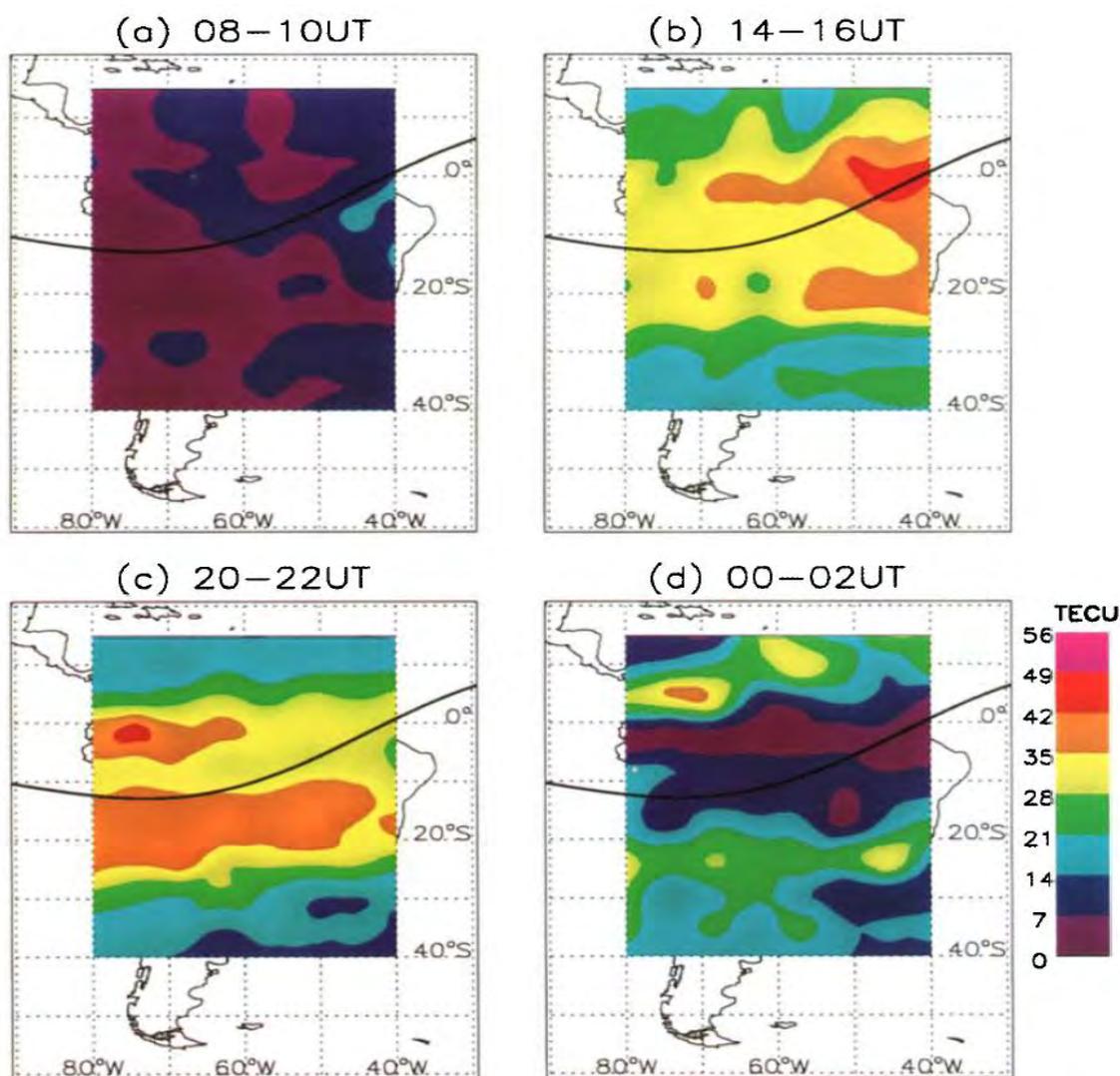


Figura 2.2 - TEC derivados de observações GPS sobre intervalos de 2 horas em sete estações na América do Sul em 23 de outubro de 1996. O intervalo de tempo UT e tempos médios locais mostrados são: (a) 0800-1000UT (0500 LT), (b) 1400-1600UT (1100 LT), (c) 2000- 2200UT (1700 LT), (d) 0000-0200UT (2100 LT).

FONTE: Mendillo et al. (2000)

2.3. Efeitos das bolhas de plasma no TEC

Fenômenos de instabilidade do plasma que ocorrem na região F da ionosfera equatorial são frequentemente denominados de *Equatorial Spread F* (ESF), em virtude do espalhamento em altura no traço da camada F observado nos ionogramas. Estes fenômenos ocorrem essencialmente nos horários noturnos.

Estas instabilidades criam irregularidades na distribuição espacial da densidade de plasma, tais como rarefações do plasma de grandes escalas geográficas ao longo das linhas de campo geomagnético, conhecidas por bolhas ionosféricas, as quais podem alcançar dimensões da ordem de milhares de quilômetros.

A formação deste fenômeno pode ser explicada mediante a teoria de Instabilidade Rayleigh - Taylor. Após o pôr-do-sol, a ionosfera na região equatorial é rapidamente elevada para altitudes superiores, em virtude da intensificação da deriva vertical, fenômeno conhecido como pico pré-inversão de deriva vertical. Ao mesmo tempo, a parte inferior da ionosfera tem sua densidade drasticamente reduzida devido ao mecanismo de recombinação que é mais eficiente do que em altitudes superiores, pois apresenta uma densidade neutra (N_2 e O_2) mais significativa. Neste momento, a ionosfera encontra-se num sistema instável, pois o fluido mais denso está acima de um fluido menos denso. Desta forma, qualquer perturbação na superfície que limita estes dois fluidos, por exemplo, ondas de gravidade, pode causar o rompimento do equilíbrio, levando ao crescimento da instabilidade Rayleigh-Taylor, o qual conduz à geração de irregularidades no meio.

Alguns estudos observacionais utilizando dados de TEC para investigação de bolhas de plasma são apresentados nessa seção. A depleção do TEC associado a bolhas de plasma equatorial foi estudada por Abdu et al. (1985), e Valladares et al. (2004). De acordo com esses trabalhos, a depleção do TEC consiste por uma redução súbita no TEC, seguido por uma recuperação para um nível próximo do valor do TEC anterior à depleção. Valladares et al. (2004) observou que processos, tais como o decaimento noturno da camada F e a redistribuição de densidade causada pelo efeito fonte também diminui os valores do TEC. Porém, estes processos resultam em pequenas variações do TEC e na ausência do segmento de recuperação. Alterações no ângulo de elevação dos satélites também podem resultar em uma variação lenta do TEC. Todos esses casos precisam ser excluídos para identificar a depleção do TEC associada a um evento de bolha de plasma.

Um exemplo de TEC na vertical com depleção do plasma está representado na Figura 2.3 em função da hora universal (UT). Isso representa uma parte do padrão do TEC obtido pelo satélite de PRN 15 para a estação de Santiago (baixas latitudes). Duas grandes depleções no TEC são claramente vistas próximo às 0200 e 0500UT. Estas depleções, segundo Mendillo et al. (2000), são assinaturas de irregularidades do plasma da região F da ionosfera, conhecido por "bolhas de plasma".

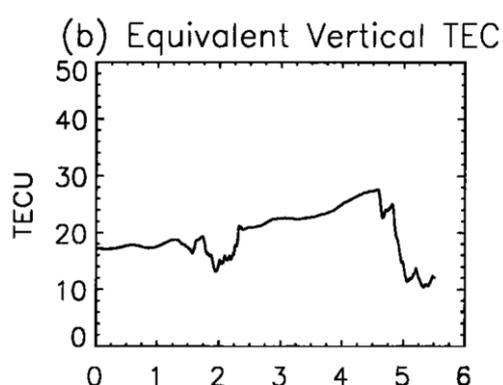


Figura 2.3: Comportamento do VTEC durante eventos de bolhas de plasma.

Fonte: Mendillo et al. (2000)

Por sua vez, na Figura 2.4, uma série de depleções no TEC foi observada em 28 de outubro de 2004 para os satélites com PRN 5 em Udaipur (24,6°N; 73.7°E; 15,6 MLAT). Observe que o valor de TEC diminui gradualmente com o aumento do ângulo de elevação do satélite, consequentemente o TEC aumenta quando o ângulo de elevação do satélite diminui. Observe ainda que, para a maior parte de sua passagem, o satélite percorre ao longo da mesma longitude. Note que quase todos os satélites GPS possuem um movimento muito lento no sentido Leste-Oeste. Assim, estes satélites oferecem uma oportunidade para as observações ao longo da mesma linha de campo. Após ~13:00 UT (para esse setor de longitude vale a relação $LT=UT+5,5$), quando o satélite possuía um ângulo de elevação superior a 20°, os valores de TEC variam suavemente até aproximadamente 15:45 UT. Posteriormente, a

variação do TEC mostra uma série de depleções bem definidas. As flutuações no TEC são observadas entre duas regiões bem separadas. A primeira região está ocorrendo entre 15:45-17:00 UT, realçado pelas linhas verticais, demarcadas por a e a'. Esta região é compreendida com um número de depleções bem separadas. A segunda região é entre 17:15-18:00 UT, demarcada pelas linhas verticais b e b'. Embora as flutuações no TEC sejam observadas além da linha vertical b', estas são ignoradas pois o ângulo de elevação do satélite está abaixo dos 20°. O índice de cintilação S4 em cada uma dessas regiões é alto, e é bem correlacionado com a ocorrência de depleções no perfil do TEC. O índice S4 é utilizado para caracterizar as propriedades das irregularidades e seus efeitos sobre a amplitude da potência do sinal recebido.

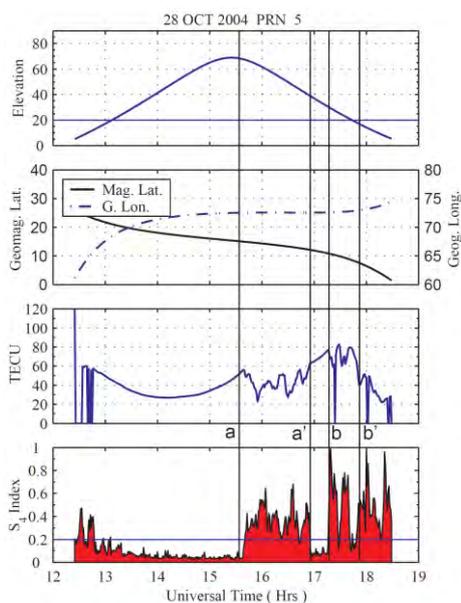


Figura 2.4: Variações do TEC e S4 para 28/10/2004 obtidas a partir do PRN 5. Uma série de depleções no TEC é observada. O índice S4 aumenta somente quando as depleções são observadas.

Fonte: Dashora e Pandey (2005)

Diversos trabalhos possuem estudos baseados em depleções no perfil de TEC associados com bolhas de plasma (ABDU et al. 1985; VALLADARES et al. 2004; DASHORA; PANDEY 2005; MUELLA et al. 2008).

A depleção na densidade do plasma, como as observadas na região F de latitudes baixas, são manifestações de bolhas de plasma. Assim, as bolhas de plasma são geradas na parte inferior da região F equatorial e se estendem para a parte superior. Como as depleções também crescem alinhadas às linhas do campo geomagnético, o seu movimento para a parte superior implica em um aumento da rarefação latitudinal do plasma. Se a depleção sobe a uma altitude suficientemente alta no equador, o tubo de fluxo associado pode conectar-se até a zona da crista da anomalia equatorial. Reduções bruscas no TEC noturno da região F de baixas latitudes têm sido identificadas como depleções na densidade do plasma de origem equatorial (VALLADARES et al. 2004). Coerente com esta definição, as bruscas reduções do TEC como as observadas na Figura 2.4 têm sido caracterizadas como uma manifestação da depleção da densidade de plasma de origem equatorial.

2.4. Efeitos de Tempestades Magnéticas no TEC

Durante tempestades magnéticas campos elétricos de convecção são gerados na magnetosfera pela interação do plasma do vento solar com o campo magnético interplanetário (CMI), e se projetam ao longo das linhas de campo magnético em altas latitudes e para altitudes mais baixas. Durante períodos perturbados, existem duas fontes principais de geração de campos elétricos ionosféricos: a penetração direta de campos elétricos magnetosféricos e o dínamo de vento perturbado. Os campos elétricos podem causar mudanças significativas na distribuição global do plasma ionosférico durante tempestades magnéticas, o que pode ser prejudicial para sistemas de comunicação e navegação por satélites. Efeitos de indução durante as tempestades magnéticas podem ser prejudicial também para linhas de transmissão de

energia elétrica em altas latitudes. Nessa secção descrevemos sucintamente as principais modificações no TEC durante tempestades magnéticas.

O dínamo perturbado ocorre devido à ação dinâmica dos ventos perturbados termosféricos produzidos pelo aquecimento auroral. Fazendo parte da alteração da circulação global, estes ventos geram campos elétricos perturbados em médias e baixas latitudes e causam também variações na composição e densidade termosférica (BLANC; RICHMOND, 1980).

Os campos elétricos de penetração são de origem magnetosférica, observados nas latitudes mais baixas da camada de blindagem. A camada de blindagem é definida no limite interno da lâmina de plasma (região de linhas de campo magnético fechadas no lado noturno da magnetosfera), que juntamente com as correntes de Birkeland da região-2, não blindam totalmente a ionosfera e a plasmasfera de médias e baixas latitudes dos campos elétricos de convecção magnetosférica nos períodos perturbados. Em períodos calmos, tais correntes produzem um campo elétrico no sentido crepúsculo-amanhecer através da magnetosfera interna, que se opõe ao campo elétrico de convecção, no sentido amanhecer-crepúsculo, cancelando, assim, o campo elétrico de convecção e não ocorrendo penetração do campo elétrico em baixas latitudes. Entretanto, essa blindagem é ineficaz durante períodos de mudanças rápidas na convecção magnetosférica, quando um aumento súbito na convecção (CMI direcionado para sul) leva à penetração de um campo elétrico amanhecer-anoitecer na magnetosfera interna, o que modifica a distribuição global de potencial (ABDU et al. 2007; FEJER; SCHERLIESS 1995; KIKUCHI et al. 2000; RICHMOND et al. 2003). Por outro lado, uma diminuição na convecção (CMI tornando-se subitamente para norte) leva à penetração de um campo elétrico crepúsculo-amanhecer (ABDU et al. 2007; GONZALES et al. 1979; KELLEY et al.1979; FEJER et al.1979; FEJER; SCHERLIESS,1995; SCHERLIESS; FEJER,1997; KIKUCHI et al.2000; RICHMOND et al.2003).

A seguir um resultado experimental de Wu et al. (2004) será brevemente discutido para exemplificar as modificações que uma tempestade magnética pode ocasionar na ionosfera equatorial e de baixas latitudes.

Figura 2.5 mostra as variações do índice Dst e do TEC durante cinco dias para a região de Taiwan ($21,9^{\circ}$ – $26,2^{\circ}$ N, $118,4^{\circ}$ – $121,6^{\circ}$), sendo que para esse setor longitudinal vale a relação ($LT = UT + 8$ h). Sendo dois dias anteriores ao evento de tempestade, um dia durante a tempestade e dois posteriores a tempestade magnética de 10 de janeiro de 1997. O início súbito da tempestade magnética foi registrada em 0104 UT de 10 de janeiro de 1997. O painel superior da Figura 2.5 mostra a variação temporal do índice Dst. O início da fase principal da tempestade ocorreu em \sim 0200 UT quando o Dst caiu de 23 para -78 nT. O painel inferior da Figura 2.5 revela as mudanças no TEC na região da crista da anomalia equatorial durante a tempestade.

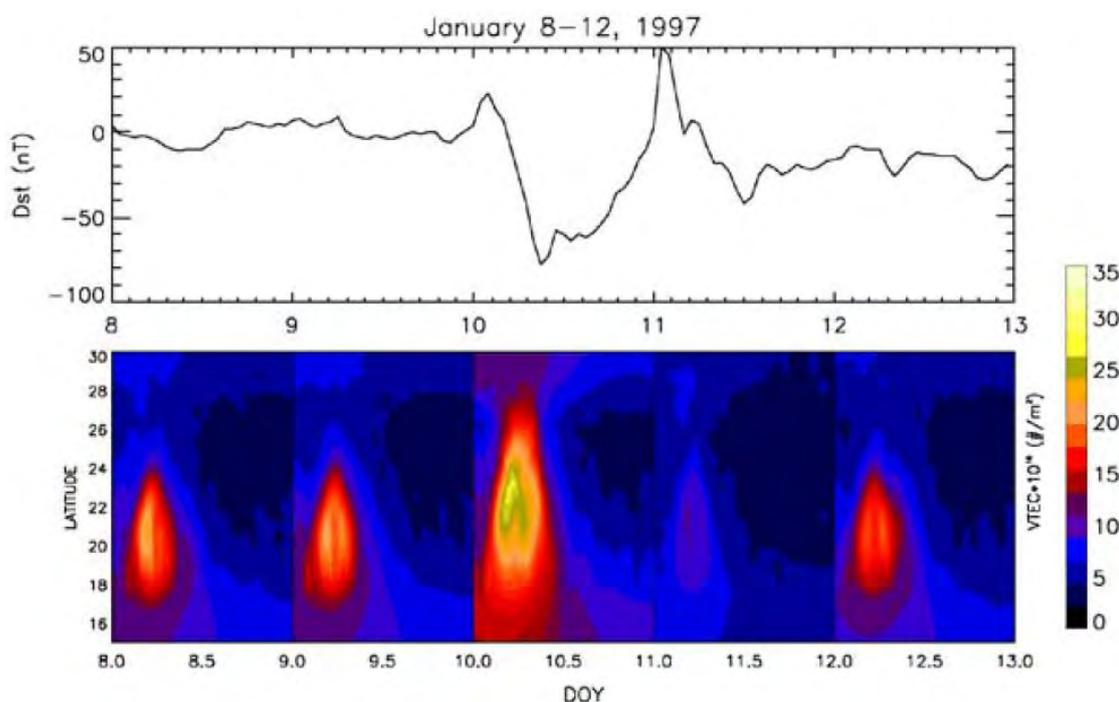


Figura 2.5. Efeitos da tempestade magnética de 8-12 de janeiro de 1997, observada a partir da variação do TEC.

Fonte: Wu et al. (2004)

Os dias 8 e 9 de janeiro de 1997 estão representando a ionosfera durante períodos calmos, onde o índice Dst variava entre 0 e -2 nT. Assim, a magnitude máxima do TEC na crista da EIA (I_c) no dia 08/01/1997 (09/01/1997) foi de ~21,99 (21,14) TECu. A hora local do máximo valor do TEC (T_c) era 1234 LT (1234 LT), e a latitude em que o máximo do TEC (L_c) ocorria era de 19,08°N (19,5°N).

No dia da tempestade magnética, 10 de janeiro, o Dst subitamente caiu até -78nT. Como consequência a EIA se intensificou, o I_c aumentou para ~ 26,3 TECu; o T_c ocorreu ligeiramente mais tarde em ~1248 LT e houve uma expansão latitudinal da crista da EIA, visto pelo L_c que estendeu-se para 22,35°N. É interessante observar nessa figura que nos dois dias anteriores ao início súbito da tempestade magnética (8 e 9 de janeiro de 1997) a intensidade da crista da EIA (I_c), a hora local do máximo desenvolvimento da crista (T_c), a localização da crista em função da latitude (L_c) foram relativamente similar. Entretanto, durante a fase principal da tempestade magnética (10 de janeiro) uma forte intensificação da EIA pode ser vista, inclusive com a crista movendo-se para maiores latitudes. Essa intensificação da EIA é, possivelmente, causada por um campo elétrico de penetração (*undershielding*) para leste durante o dia, o qual intensifica a deriva vertical para cima na região equatorial e em virtude do efeito fonte, a intensificação da crista da EIA pode ser observada.

Por sua vez, durante o dia 11 de janeiro de 1997 a EIA não pode ser observada, sendo que esse desaparecimento da crista norte da EIA ocorre, entre outros fatores, em virtude do desenvolvimento do dínamo perturbado, o qual se caracteriza por um campo elétrico para oeste (leste) durante o dia (noite). Mais informações sobre campos elétricos durante períodos perturbados pode ser encontrado em Abdu (1997), Abdu et al. (2006), Buosanto, (1999) e Tsurutani, et al. (2004).

2.5. Variabilidade Ionosférica

Esse tópico busca identificar o comportamento do TEC com base na sua variabilidade temporal. Ou seja, será discutido a variação do TEC com respeito a variação do ciclo solar, o seu comportamento sazonal e a variabilidade dia-a-dia. Esse tópico discute ainda, em virtude da variabilidade sazonal e anual do TEC, as anomalias da camada F ionosférica. O termo anomalia é utilizado para designar todo o comportamento não explicado com a teoria e as equações de Chapman sobre a influência do ângulo zenital solar sobre a produção e perda da ionosfera. As principais anomalias observadas em médias latitudes podem ser sumarizadas como segue:

Anomalia de Inverno (também conhecida por Anomalia Sazonal): Onde o NmF2 / TEC, em médias latitudes, é maior no inverno que no verão durante o dia. A anomalia desaparece à noite, quando o NmF2 / TEC torna-se maior no verão do que no Inverno;

Anomalia Semianual: Caracteriza-se por apresentar valores de NmF2 / TEC maiores nos equinócios do que durante os solstícios;

Assimetria Anual (também conhecida por Anomalia Anual): no mundo como um todo NmF2 / TEC durante o solstício de dezembro é, em média, superior ao NmF2 / TEC durante o solstício de junho, independentemente da hora local. Uma possível explicação à assimetria anual é que a anomalia de inverno é maior no hemisfério norte do que no hemisfério sul.

A Figura 2.6, originalmente de Lee et al. (2010), demonstra as variações sazonais, semi-anuais e com o ciclo solar na ionosfera, vistas pelo TEC em uma estação equatorial (Arequipa (16.5°S; 71.5°W e latitude magnética 3.9°S)). Onde o índice P é obtido pela equação $(F_{10.7} + F_{10.7A})/2$, onde o F10.7A foi obtido pela média de 81 dias corridos de F10.7.

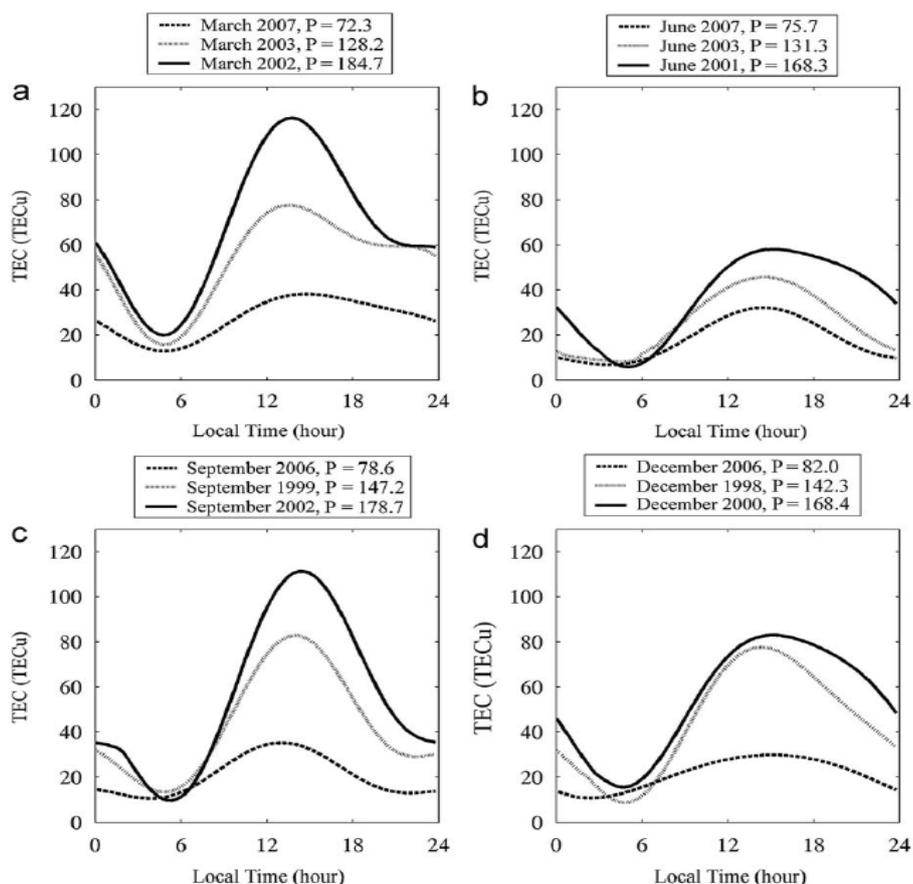


Figura 2.6. Variações diurnas do TEC para Março (a), Junho (b), Setembro (c) e Dezembro (d). Para cada mês, a variação diurna do TEC sob atividade solar baixa (linha pontilhada), moderada (linha cinza) e alta (linha preta) são apresentadas.

Fonte: Lee et al. (2010)

A Figura 2.6 mostra as variações diárias do TEC em março, junho, setembro e dezembro para as diferentes condições de atividade solar. A atividade solar é agrupada em baixa, moderada e alta, quando os valores de P são menores do que 100, entre 100 e 150, e superior a 150, respectivamente. Os valores mensais P são mostrados na parte superior de cada figura. Na Figura 2.6a, os valores do TEC para março aumentam acentuadamente após as 0500 LT, e atingem um pico entre 1330-1500 LT, em seguida, diminuem gradualmente a um mínimo em torno de 0500 LT. Para março de 2007, 2003 e 2002, os valores máximos do TEC são 38, 78 e 116 TECU, respectivamente, enquanto os valores mínimos do TEC são 13, 17 e 22 TECU, respectivamente. Isso mostra

que o TEC aumenta significativamente com o aumento da atividade solar. Este tipo de variação é também encontrado nos resultados de junho (Figura 2.6b), setembro (Figura 2.6c) e dezembro (Figura 2.6d).

Os maiores valores do TEC em regiões equatoriais ocorrem durante o dia, principalmente devido à produção de ionização devido ao EUV solar e da velocidade de deriva vertical ser para cima ($\vec{E} \times \vec{B}$). A velocidade de deriva vertical para cima pode deslocar a ionosfera para altitudes mais elevadas, onde a taxa de recombinação é menor (BITTENCOURT; ABDU, 1981). Em contraste com os menores valores do TEC no período noturno, em virtude da taxa de produção do EUV cessar durante a noite e da deriva vertical ser para baixo ($\vec{E} \times \vec{B}$), deslocando a ionosfera para altitudes mais baixas, onde as perdas químicas são maiores.

Na Figura 2.6, os valores do TEC em março e setembro são maiores do que os observados em junho e dezembro. Essa variação será mostrada e discutida na próxima seção. Além disso, os valores diários do TEC intensificam-se com o aumento da atividade solar (P). Essas variações serão apresentadas e discutidas na Seção 2.8.

2.6. Variação Sazonal

As variações sazonais do TEC em Arequipa (16.5°S, 71.5°W e latitude geomagnética de 3.9°S) para os anos 2007, 1998 e 2000, estudados por Lee et al. (2010) são apresentadas na Figura 2.7. A variação sazonal para um ano foi obtida a partir da variação do TEC diário de 12 meses. Os valores anuais de P (explicado na seção anterior) são 73, 118 e 180 para os anos 2007, 1998 e 2000, respectivamente.

Na Figura 2.7a, verifica-se uma variação semianual no TEC durante o período diurno em 2007, que é um ano de baixa atividade solar. Os valores máximos

são de 38 e 36 TECU em março e outubro, respectivamente. Este tipo de variação semianual também aparece nos valores diurnos do TEC para os anos de atividade solar moderada e alta, como mostrado nas Figuras 2.7b e 2.7c. Geralmente, durante o dia, os valores de pico do TEC ocorrem nos meses de equinócio, enquanto que os mínimos aparecem nos meses de inverno. Por outro lado, a variação semianual não é encontrada nos valores noturnos do TEC durante baixa atividade solar.

Essa variação semianual reportada por Lee et al. (2010) foram obtidas próximo ao equador geomagnético. Todavia, Liu et al. (2009) observaram uma variação semianual semelhante em latitudes médias, baixas e altas. Vale ressaltar que a variação semianual parece ser mais pronunciada em baixas latitudes durante a atividade solar alta (veja também, ABDU et al. 1996).

Olatunji (1967) descreveu que a variação semianual pode estar relacionada com a variação do ângulo zenital ao meio-dia solar, que é um fator importante para a produção de ionização. No entanto, Ross (1966) sugeriu que variação semianual do TEC é associado a variação da intensidade do eletrojato equatorial (EEJ). De modo geral, o cosseno do ângulo zenital ao meio-dia é maior no solstício de verão, moderada nos equinócios, e menor no solstício de inverno. Como o cosseno do ângulo zenital ao meio-dia não tem os maiores valores nos equinócios, a variação do ângulo zenital não estaria diretamente relacionada à variação sazonal do TEC. Quanto à intensidade do EEJ, Scherliess e Fejer (1999) observaram que as velocidades de deriva vertical diurna ($\vec{E} \times \vec{B}$) são maiores nos meses de inverno e equinócio do que nos meses de verão. Este tipo de variação na deriva vertical diurna, também não estaria diretamente relacionado à variação semianual do TEC. No entanto, quando o ângulo zenital ao meio-dia e a deriva vertical diurna são considerados simultaneamente, a causa da variação semianual do TEC pode ser entendida. Nos meses de equinócio, tanto a deriva vertical diurna quanto o cosseno do ângulo zenital ao meio-dia são maiores, conseqüentemente o TEC tem o valor de pico nos meses de equinócio. Por outro lado, para os meses de verão

(inverno), o cosseno do ângulo zenital ao meio-dia é maior (menor), mas a deriva vertical diurna do plasma é menor (maior). Portanto, os valores do TEC são menores nessas duas estações do ano que nos meses de equinócio sobre Arequipa.

A circulação atmosférica é outro importante fator que contribui para os máximos nos equinócios. A circulação atmosférica ocorre, em geral, do hemisfério de verão (mais quente) para o hemisfério de inverno (mais frio), o que resulta em um decréscimo da razão (O/N_2) na altura da camada F no hemisfério de verão (JULANI; ZAI, 2011).

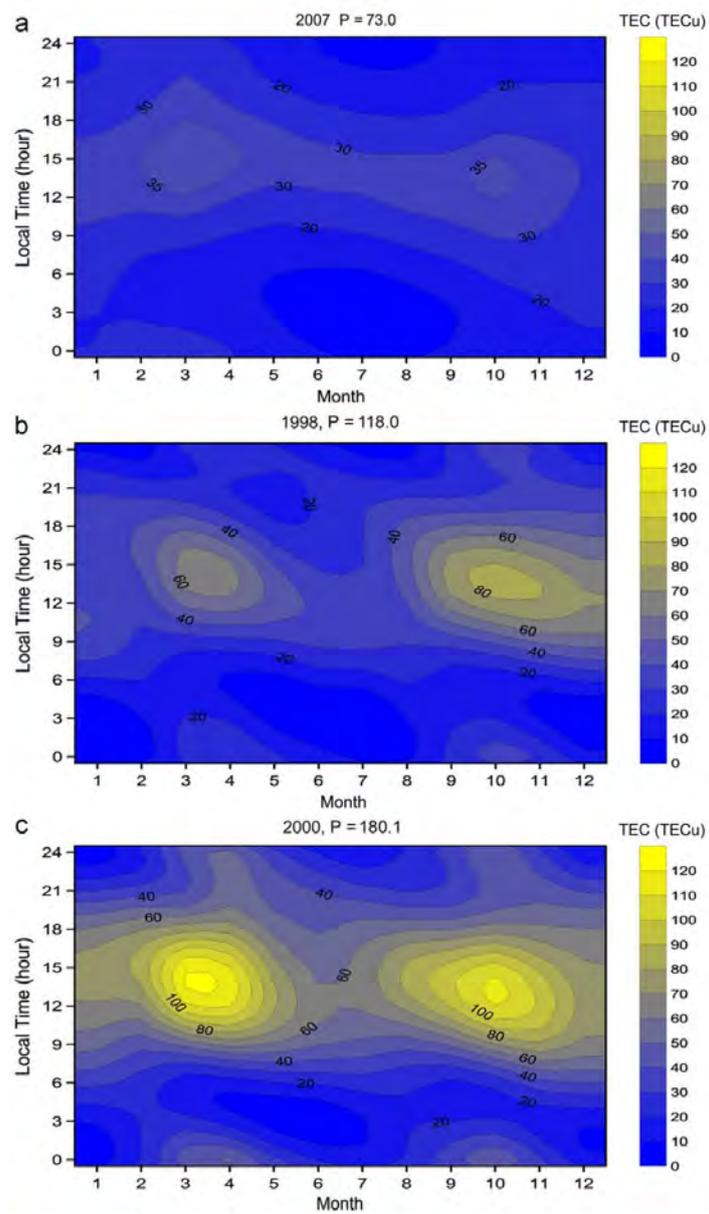


Figura 2.7. As variações sazonais do TEC em 2007 (a), 1998 (b) e 2000 (c).

Fonte: Lee et al. (2010)

2.7. Assimetria Anual

A ionosfera nos solstícios é um assunto interessante. Existe a bem conhecida assimetria anual, a qual é caracterizada por apresentar uma média global de densidade eletrônica no solstício de Dezembro maior do que o observado durante o solstício de Junho (LIU et al. 2009; MENDILLO et al. 2005; RISHBETH, 1998). Esta característica também foi encontrada em TEC, NmF2 e na densidade eletrônica da ionosfera superior (BAILEY et al. 2000; MENDILLO et al. 2005). A explicação da assimetria anual é ainda uma questão aberta no campo de física da ionosfera, possíveis contribuições podem ser provenientes da configuração do campo geomagnético, a distância Sol-Terra, e dos forçantes de marés da atmosfera neutra (RISHBETH, 1998).

Para identificar a evolução desta assimetria anual usaremos os resultados de Liu et al. (2009) e Mendillo et al. (2005) usando dados de TEC médio próximo aos solstícios.

Liu et al. (2009) analisaram o valor do TEC para um ciclo solar completo (1998-2008) para investigar as características climatológicas global da ionosfera. Eles calcularam mapas globais do TEC, onde obtiveram um valor médio global do TEC, assim como valores médios do TEC para baixas, médias e altas latitudes do hemisfério sul e do hemisfério norte. Também foi calculado um valor médio do TEC para baixas, médias e altas latitudes considerando os dois hemisférios juntos. Esses dados de TEC médios mostram fortes variações anuais e semianuais e com o ciclo solar.

Para facilitar as discussões, a Tabela 2.1 descreve as siglas que serão utilizadas nessa discussão.

TABELA 2.1 – Símbolos e seus respectivos significados utilizados nesse trabalho.

Sigla - Símbolo	Significado
\overline{TEC}_l^S	TEC médio sobre regiões de baixas latitudes do hemisfério sul (0° - 25° S)
\overline{TEC}_l^N	TEC médio sobre regiões de baixas latitudes do hemisfério norte (0° - 25° N)
\overline{TEC}_l^G	TEC médio sobre regiões de baixas latitudes do globo (25°N - 25°S)
\overline{TEC}_m^S	TEC médio sobre regiões de médias latitudes do hemisfério sul (25° - 50°S)
\overline{TEC}_m^N	TEC médio sobre regiões de médias latitudes do hemisfério norte (25° - 50°N)
\overline{TEC}_m^G	TEC médio sobre regiões de médias latitudes do globo (25° - 55°N, 25°-55°S)
\overline{TEC}_h^S	TEC médio sobre regiões de altas latitudes do hemisfério sul (55° - 87.5°S)
\overline{TEC}_h^N	TEC médio sobre regiões de altas latitudes do hemisfério norte (55° - 87.5°S)
\overline{TEC}_h^G	TEC médio sobre regiões de altas latitudes do globo (55° - 87.5°S)
\overline{TEC}^S	TEC médio sobre todo o hemisfério sul (0° - 87.5°S)
\overline{TEC}^N	TEC médio sobre todo o hemisfério norte (0° - 87.5°N)
\overline{TEC}^G	TEC médio sobre o globo (87.5°N-87.5°S)

Na Figura 2.8, a média mensal do TEC em junho e dezembro está apresentada. Os círculos indicam os valores do TEC médio no hemisfério norte (azul), os quadrados no hemisfério sul (vermelho), e os diamantes para a média, em ambos os hemisférios. A linha sólida negra está conectando os diamantes.

Conforme mostrado na Figura 2.8, no hemisfério sul, os valores médios mensais do TEC (\overline{TEC}_l^S , \overline{TEC}_m^S , \overline{TEC}_h^S e \overline{TEC}^S) são maiores em dezembro (verão) do que em junho (inverno), durante os anos de 1999 a 2008. Por sua vez, o hemisfério norte não mostra um comportamento constante. Os valores de \overline{TEC}_h^N são sempre mais elevados em junho (verão) do que em dezembro (inverno). Em contrapartida, o \overline{TEC}_m^N e \overline{TEC}_l^N são relativamente complicados.

Comparado ao valor de dezembro, o \overline{TEC}_l^N em Junho tem valores mais elevados em 1999 e 2000, valores mais baixos nos anos 2001, 2002 e 2008. Os valores mensais de \overline{TEC}_m^N e \overline{TEC}^N em Junho são mais elevados em 1999, 2000 e 2004-2008. Em outras palavras, a anomalia de inverno não é encontrada no TEC médio em nenhum dos anos no hemisfério sul e na maioria dos anos no hemisfério norte.

A média mensal global do TEC (\overline{TEC}_l^G , \overline{TEC}_m^G , \overline{TEC}_h^G e \overline{TEC}^G), calculados para ambos os hemisférios, apresenta maiores valores em dezembro do que em junho, durante os anos de 2000 a 2008. Isto é a assimetria anual, e ela é encontrada nestes TEC médios calculados para ambos os hemisférios.

A Figura 2.8 mostra que a assimetria anual no TEC médio em ambos os hemisférios se torna mais evidente em alta atividade solar e em baixas latitudes.

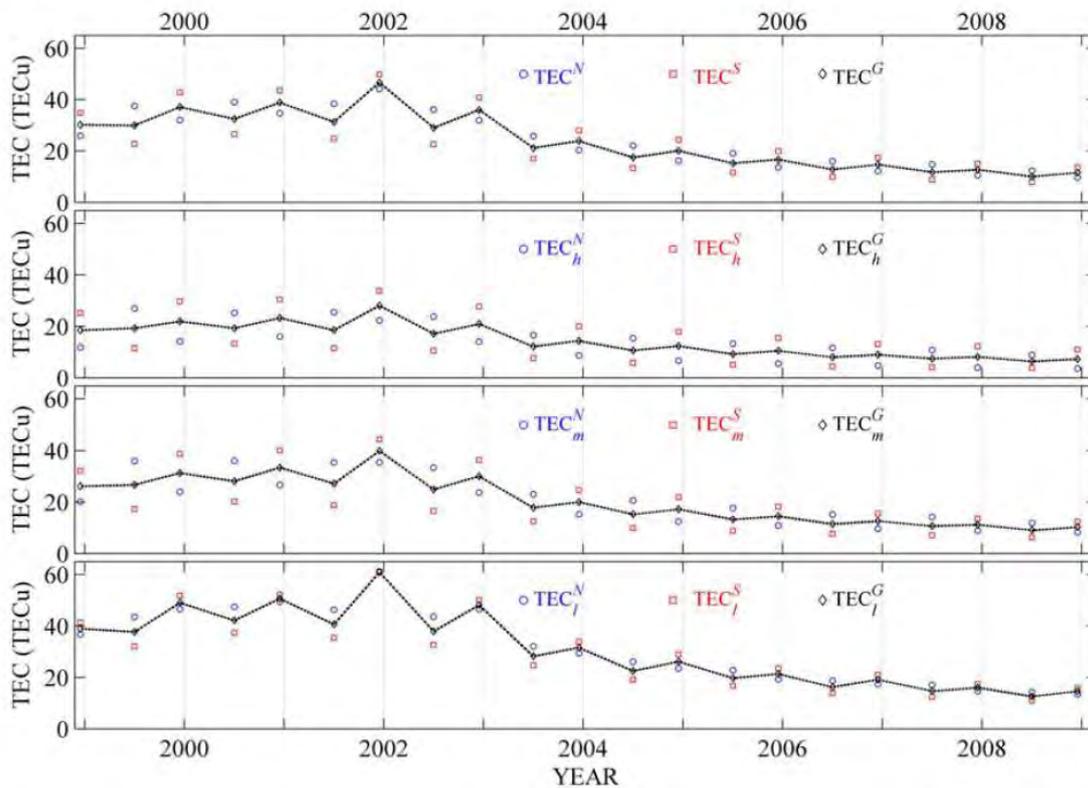


Figura 2.8: Valores médios mensais do TEC médio para os meses de Junho e Dezembro, durante os anos de 1999 a 2008 para todas as latitudes (0° - $87,5^{\circ}$), altas latitudes (latitude superior a 55°), latitudes médias (55° - 25°), e baixas latitudes (25° - 0°). Os círculos indicam os valores para o hemisfério norte, os quadrados são para o hemisfério sul, e o losango são para uma média em ambos os hemisférios. Os subscritos l, m, h e referem-se a latitudes baixas, médias e altas, enquanto os sobrescritos N, S e G representam o norte, sul e ambos os hemisférios.

Fonte: Liu et al. (2009)

Uma excelente referência sobre a assimetria anual é o trabalho de Mendillo et al. (2005). No qual, para formar padrões climatológicos, calcularam uma média mensal do TEC para os solstícios de Junho e Dezembro. Esta média do TEC global para 24 horas (em UT) foi, então, ordenados por longitude para formar um mapa global para uma hora local constante (meio dia). O mapa do TEC ao meio-dia, em latitude e longitude geográfica, é mostrado na Figura 2.9.

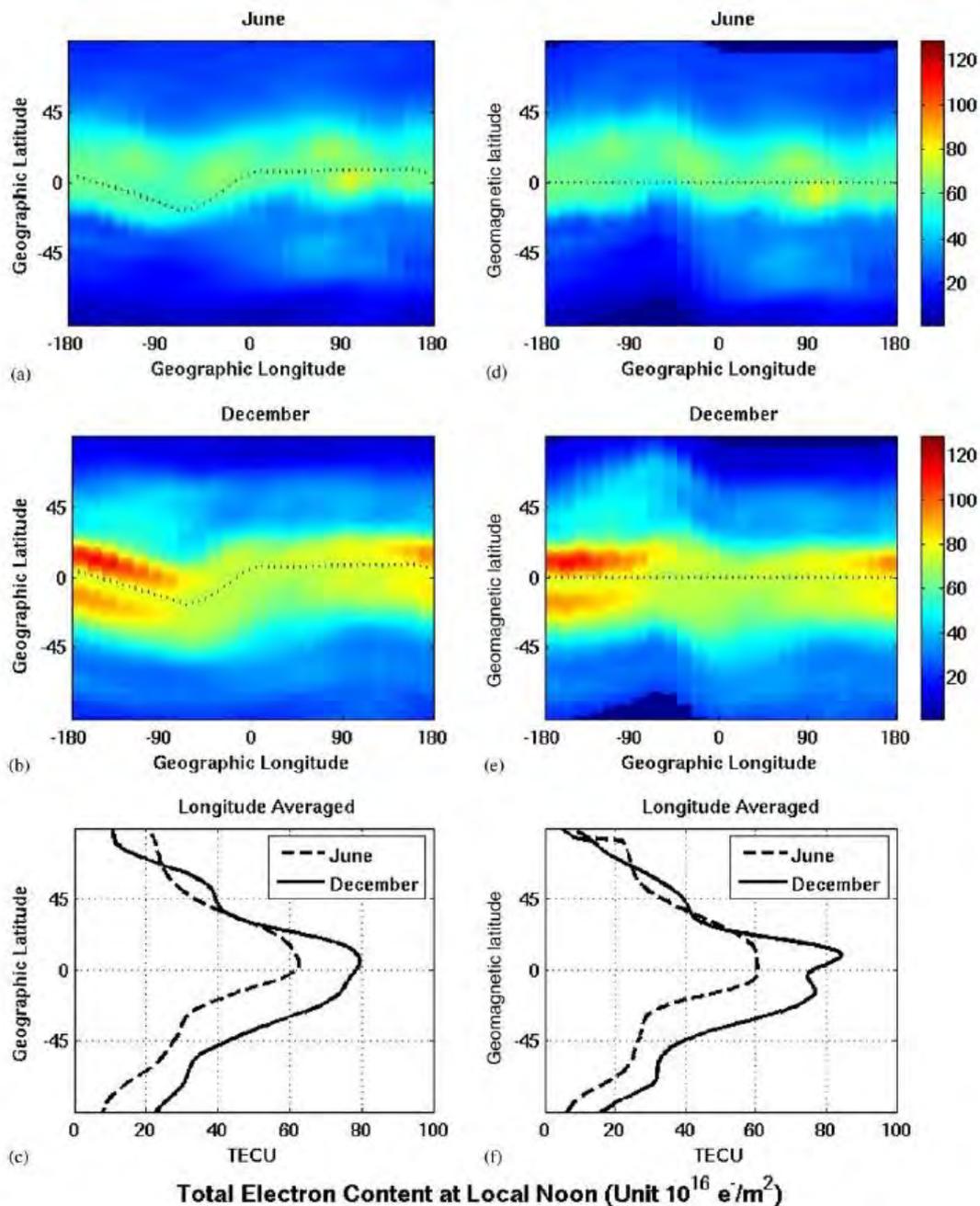


Figura 2.9: TEC ao meio-dia, plotado em latitude e longitude geográfica, obtido a partir de uma média para 31 dias centrados em (a) 21 de Junho de 2002 e (b) 21 de Dezembro de 2002. A linha pontilhada refere-se ao equador magnético. Painel (c) mostra os resultados dos TEC médios versus latitude geográfica, oriundos de (a) e (b). Painéis (d) – (f): os mesmo que os painéis (a)-(c), exceto pelas latitudes geomagnéticas que estão sendo usadas.

Fonte: Mendillo et al. (2005)

Existem várias características interessantes para se notar no lado esquerdo da Figura 2.9. Nos painéis (a) e (b), é evidente que o padrão global do TEC (meio-dia) não é simétrico em relação ao equador geográfico. A linha pontilhada mostra o equador magnético que, exceto para longitudes perto de 70°W , encontra-se principalmente no hemisfério norte. A anomalia de ionização equatorial é claramente vista em ambos os solstícios, com picos do TEC em latitudes acima e abaixo da linha pontilhada na maioria dos setores. Analisando o painel (a), é interessante notar que a anomalia de inverno (valores de TEC maiores no inverno do que no verão em médias latitudes) não aparece neste mapa no solstício de junho, ou seja, os valores de inverno nas latitudes médias (30° - 60°) no hemisfério sul não são maiores do que suas contrapartes no verão (hemisfério norte), exceto em longitudes perto 100°E .

O padrão do solstício de dezembro, no perfil do TEC ao meio-dia é mostrado no painel (b). Os valores de TEC são geralmente maiores em ambos os hemisférios do que no painel (a), com uma forte anomalia equatorial na maioria das longitudes. Comparando os painéis (a) e (b), com 6 meses de intervalo, há evidência de uma anomalia de inverno nas latitudes médias, na maioria das longitudes no hemisfério norte. Entretanto, não há evidência da anomalia de inverno no hemisfério sul, exceto próximo de 100°E no hemisfério sul onde a anomalia pode ser vista.

Para evidenciar, quantitativamente, a anomalia de inverno, o padrão para uma média da longitude dos painéis (a) e (b) é mostrado em (c). No hemisfério norte, o padrão do TEC durante o inverno (linha sólida) excede o perfil do TEC no verão (linha tracejada) em médias latitudes (30 - 60°N), gerando a anomalia de inverno ao longo do intervalo de 6 meses (solstício a solstício). Este não é o caso do hemisfério sul, pois a partir da análise das curvas no painel (c) a anomalia de inverno não pode ser identificada, pois os valores ao meio-dia no verão (curva sólida) são maiores do que no inverno (curva tracejada) em todas as latitudes. Finalmente, em baixas latitudes, a anomalia de inverno ocorre no hemisfério norte, mas não no hemisfério sul.

Embora a produção da ionosfera seja regida principalmente pela variação do ângulo zenital solar, os efeitos de transporte causados pelos campos elétricos e ventos termosféricos dependem da geometria do campo magnético, com um padrão que tem variações em função da longitude devido ao campo magnético ser do tipo dipolo inclinado. Para examinar essa influência sobre os padrões do TEC ao meio-dia, o lado direito da Figura 2.9 mostra os resultados dos dados do TEC, em função da latitude geomagnética (mantendo em longitude geográfica para facilitar as comparações com o lado esquerdo). Assim, os painéis (d) e (e) tem o mesmo formato e barra de cores utilizadas nos painéis (a) e (b), mas com latitude magnética em vez de geográfica, e mostram claramente a simetria da anomalia equatorial sobre o equador geomagnético. Os resultados no painel (f) são praticamente os mesmos que na Figura 2.9 (c), contendo a anomalia de inverno somente no hemisfério norte.

2.8. Dependência do TEC à Atividade Solar e à Rotação Solar

Em diversas oportunidades nos tópicos anteriores a influência da atividade solar na variabilidade do TEC ionosférico foi mencionada. Essa seção tem por objetivo enfatizar e descrever com mais detalhes a influência da atividade solar no TEC.

A Figura 2.10 mostra a variação temporal dos índices EUV, F10.7, AP (índice geomagnético diário) e o TEC médio global (\overline{TEC}_l^G , \overline{TEC}_m^G , \overline{TEC}_h^G e \overline{TEC}^G) durante os anos de 1998 – 2008.

As linhas grossas indicam os valores correspondentes a média móvel de 1 ano. A técnica de aplicação de uma média móvel pode suprimir as variações de curto prazo.

Conforme ilustrado na Figura 2.10, os valores diários do TEC médio (\overline{TEC}_l^G , \overline{TEC}_m^G , \overline{TEC}_h^G e \overline{TEC}^G) apresentam variações com diferentes escalas de tempo.

As variações do TEC médio, indicados pelas linhas grossas, seguem a tendência dos índices F10.7 e EUV. Com o aumento (redução) da atividade solar, o TEC médio tende a aumentar (diminuir). Um padrão consistente, que também pode ser detectado, é que todos os valores do TEC médio, EUV solar e F10.7 possuem uma queda em 2001, e dois picos em 2000 e 2002-2003, respectivamente. Além disso, variações com pequeno intervalo de tempo no TEC médio podem ser vistas. Tais variações seguem as variações também observadas nos índices F10.7 e EUV, e possuem períodos aproximados de 27 dias. Isso indica a alta influência da radiação solar para a dinâmica da ionosfera. Esse período de 27 dias parece ser devido ao período de rotação solar de 27 dias (por isso a observação dessa periodicidade também nos índices F10.7 e EUV). As variações na rotação solar observado no TEC médio são mais evidentes e regulares durante o período ascendente e descendente do que durante os períodos de atividade solar máxima e mínima. A razão para esse padrão no TEC global tem sido discutido por Afraimovich et al. (2008), onde propuseram que estava relacionado com a dinâmica da formação da região ativa na superfície do Sol durante as diferentes fases do ciclo solar.

Acompanhando a variação com o ciclo solar e as variações da rotação solar, existem variações anual/semianual no TEC, as quais já foram discutidas nos tópicos anteriores.

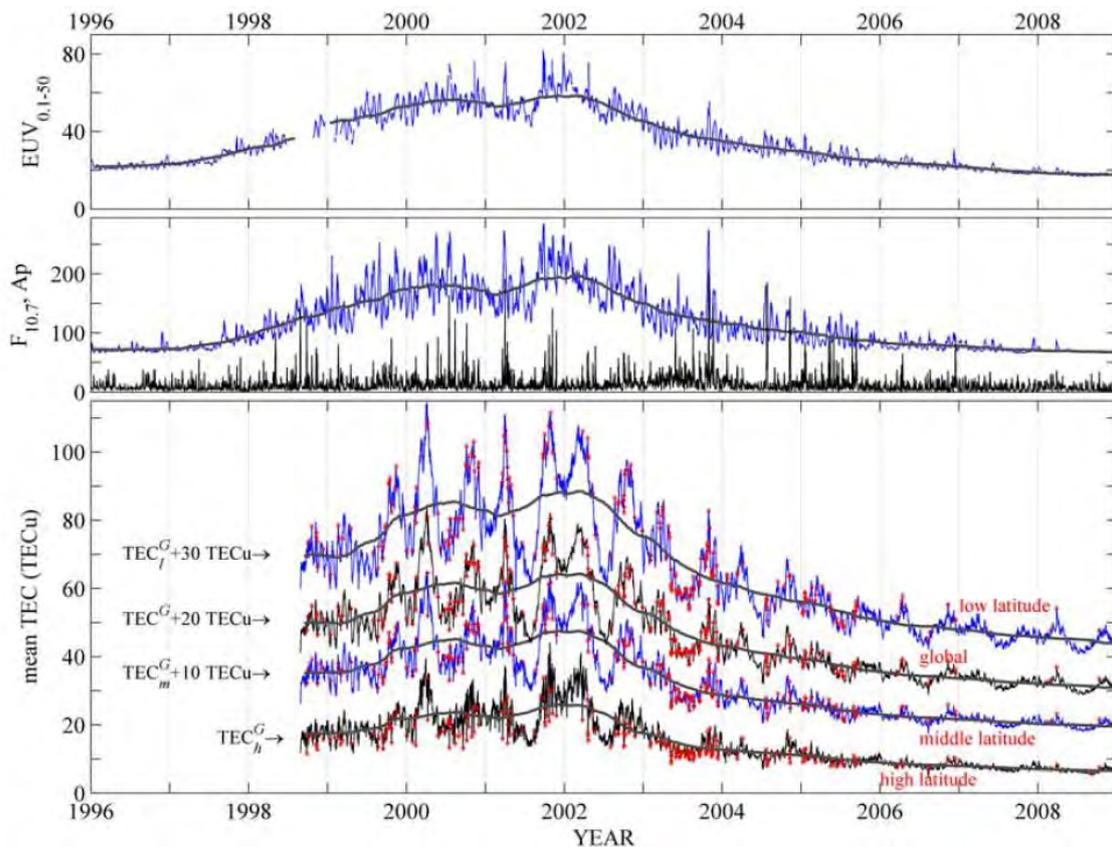


Figura 2.10: (Topo) A média diária do EUV(em unidades de 10^9 fótons $\text{cm}^{-2} \text{s}^{-1}$), (meio) Fluxo solar em 10.7 centímetros, F10.7 (em unidades de fluxo solar, $1\text{SFU} = 10^{-22} \text{Wm}^{-2}\text{Hz}^{-1}$) e o índice geomagnético Ap, (em baixo) os valores médios de TEC que são calculados em baixas latitudes (25N-25S), latitudes médias (55N, 25N, e 25 S-55S), altas latitudes (latitudes maiores que 55N e 55S), e de ambos os hemisférios entre 1996-2008, respectivamente. Os índices l, m e h significam latitudes baixas, médias e altas, enquanto o expoente G representa ambos os hemisférios. As linhas sólidas denotam o valor suavizado com uma média móvel de 1 ano da série. Observe que na figura, os valores da média do TEC foram somados 30 unidades de TECu para baixas latitudes, 20 TECu para todas as latitudes, e 10 TECu para latitudes médias.

Fonte: Liu et al. (2009)

2.9. Variação na densidade eletrônica associada às marés não migrantes

Marés térmicas solares podem ser geradas pelo o aquecimento adiabático da atmosfera, seja pela absorção da radiação solar, a absorção da radiação refletida pela superfície terrestre, ou o aquecimento latente liberado quando o

vapor d'água condensa em gotícula de água durante a formação das nuvens. Alternativamente, elas podem ser geradas por interação onda-onda. Forçantes simétricos zonais da atmosfera produzem as marés migrantes com períodos de 24, 12 e 8 horas, e velocidades de fase que se equiparam com o movimento aparente do ponto subsolar. Por sua vez, forçantes assimetricamente zonais são capazes de produzir as marés não migrantes, as quais possuem os mesmos períodos, mas com velocidades de fase diferentes das marés migrantes. Essas ondas podem se propagar para leste, oeste ou possuir fase estacionária em relação ao solo. Por convenção, as marés são nomeadas de acordo com o período, direção de propagação e o número de onda zonal. Por exemplo, a maré DE2 é diurna (*Diurnal*), propagante para leste (*East*) e com número de onda 2.

Marés são lançadas a todas as altitudes dentro da atmosfera, mas em baixas latitudes a fonte mais importante da assimetria zonal é a distribuição terra-mar. O contraste entre as condições atmosféricas sobre a terra e o mar afeta, significativamente, a dinâmica troposférica e altera os padrões de aquecimento latente e radioativo. Kato et al. (1982) mostraram que modificações no aquecimento radioativo dão origem as marés não migrantes. Células de convecção profunda que se formam sobre as massas de terra tropicais estão associadas à atividade de tempestades atmosféricas intensas nessas regiões. A formação de nuvens associadas a estas células de convecção profunda depositam calor latente na atmosfera. Isto, combinado com a distribuição longitudinal de massas de terra em baixas latitudes torna esta deposição de calor latente em outra fonte eficiente das marés não migrantes atmosféricas. Estas marés propagam para atmosfera superior. Os efeitos delas na atmosfera superior serão discutidos abaixo.

2.9.1. Marés Atmosféricas Não-Migrantes na Termosfera

As marés podem ser forçadas em todas as altitudes através da atmosfera. Uma vez que a energia da onda é conservada, as que propagam verticalmente

umentam (diminuem) em amplitude enquanto que a densidade atmosférica diminui (aumenta). Isso significa que as ondas que se propagam para cima tendem a se intensificar rapidamente, enquanto que as ondas que se propagam para baixo diminuem sua amplitude. Portanto, quando se considera a termosfera, é importante considerar as marés que originam em diferentes setores altitudinais da atmosfera.

Hagan e Forbes (2002, 2003) usaram o *Global Scale Wave Model* (GSWM) para calcular quais modos de marés não migrantes eram excitados com maiores amplitudes pela liberação de calor latente nos trópicos e os forçantes radioativos na atmosfera. Eles observaram que as marés não migrantes com maiores amplitudes, que deveriam atingir a alta mesosfera / baixa termosfera, eram os modos DE3 e SW6. Contudo, eles notaram que a maré dominante na alta atmosfera seria uma função da estação do ano. Com um comprimento de onda vertical de ~30-40 km (grande comparado a camada de condutividade Hall) e estruturas latitudinais simétricas, a maré DE3 seria muito efetiva em modificar / modular o dínamo da região E. Talaat e Lieberaman (2010) usando as observações UARS- WINDII, i.e., da componente zonal e meridional dos ventos neutros, mostraram que a maré não migrante DE3 (que possui uma distribuição de onda número 4) pode propagar-se com amplitude significativa acima de 250 km.

Outros estudos têm mostrado que enquanto que a maré DE3 domina a estrutura de onda número 4 nos ventos na baixa termosfera, em altitudes mais elevadas outros modos de ondas podem ter uma contribuição significativa. Hagan et al. (2009) usaram o modelo TIME-GCM para simular a propagação de ondas na termosfera. A Figura 2.11 mostra as ondas que poderiam contribuir significativamente para a amplitude da estrutura de quatro ondas nos ventos zonais em um sistema de hora local fixa. Além disso, Lühr et al. (2007) mostraram que em ~400 km de altitude os ventos zonais apresentam fortes variações longitudinais, sendo dominados pelo estrutura de onda número 4 para uma hora local fixa.

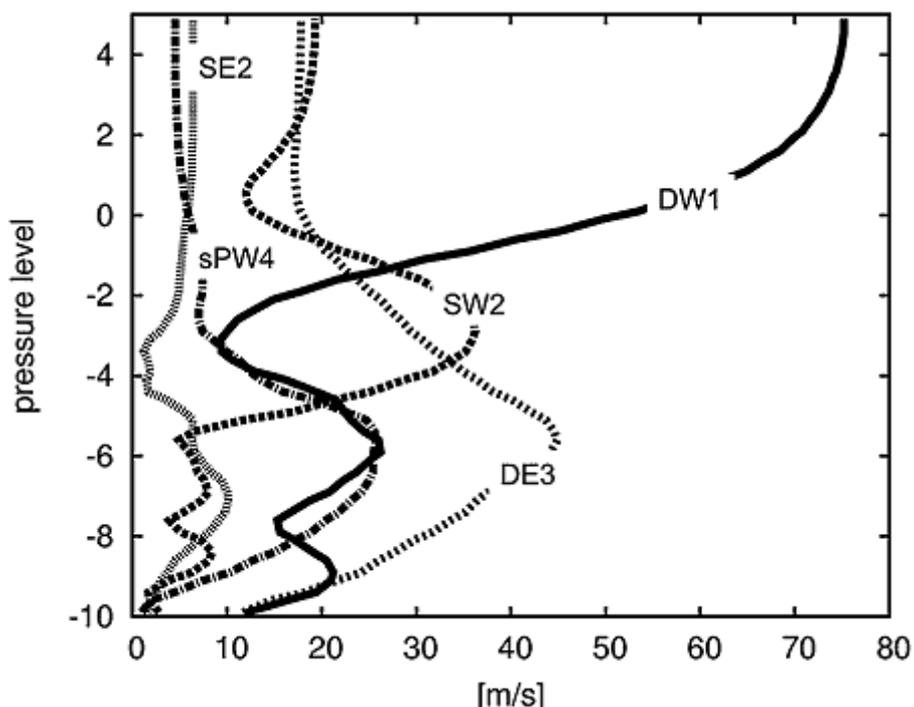


Figura 2.11 – Amplitude do vento zonal da maré migrante DW1, maré não migrante DE3, SW2 e SE2 e a onda planetária estacionária (sPW4) simulado pelo modelo TIME-GCM para condições equinociais. A escala vertical, nível de pressão, é equivalente a uma altitude variando de 80-360 km.

FONTE: Hagan et al. (2009)

2.9.2. Efeitos das Marés Atmosféricas Não-Migrantes na Ionosfera

Sagawa et al. (2005) propôs que há uma relação entre as variações longitudinais na região-F da ionosfera equatorial e a propagação vertical de marés não migrantes originadas na troposfera. Trabalhos recentes tem mostrado que o perfil de densidade eletrônica, para uma hora local fixa, varia longitudinalmente como um padrão de onda, com um número de onda zonal igual a quatro (SAGAWA et al. 2005; ENGLAND et al. 2006; HAGAN et al. 2007; HÄUSLER et al. 2010; HE et al. 2010; LIN et al. 2007; LÜHR et al. 2008; SCHERLIESS et al. 2008; WAN et al. 2008; PEDATELLA et al. 2011). A assinatura da onda número 4 na ionosfera tem sido atribuída à maré não migrante diurna propagante para leste com número de onda zonal 3 (DE3)

(veja, para mais detalhes, IMMEL et al. 2006; PANCHEVA; MUKHTAROV, 2010).

O mecanismo pelo o qual a maré DE3 pode introduzir uma variabilidade longitudinal na ionosfera de baixas latitudes é que durante o período diurno, ventos zonais DE3 na região do dínamo ionosférico (90-150 km) modulam o dínamo de ventos ionosféricos, o qual origina as correntes e campos elétricos de baixas latitudes. Isso resulta em uma modulação longitudinal da intensidade do campo elétrico de baixas latitudes, o qual, por sua vez, influencia a deriva vertical $E \times B$ que controla a formação da anomalia de ionização equatorial. A Figura 2.12 de Ren et al. (2009) mostra as variações em hora local da deriva vertical $E \times B$ observada pelo dados do ROCSAT-1.

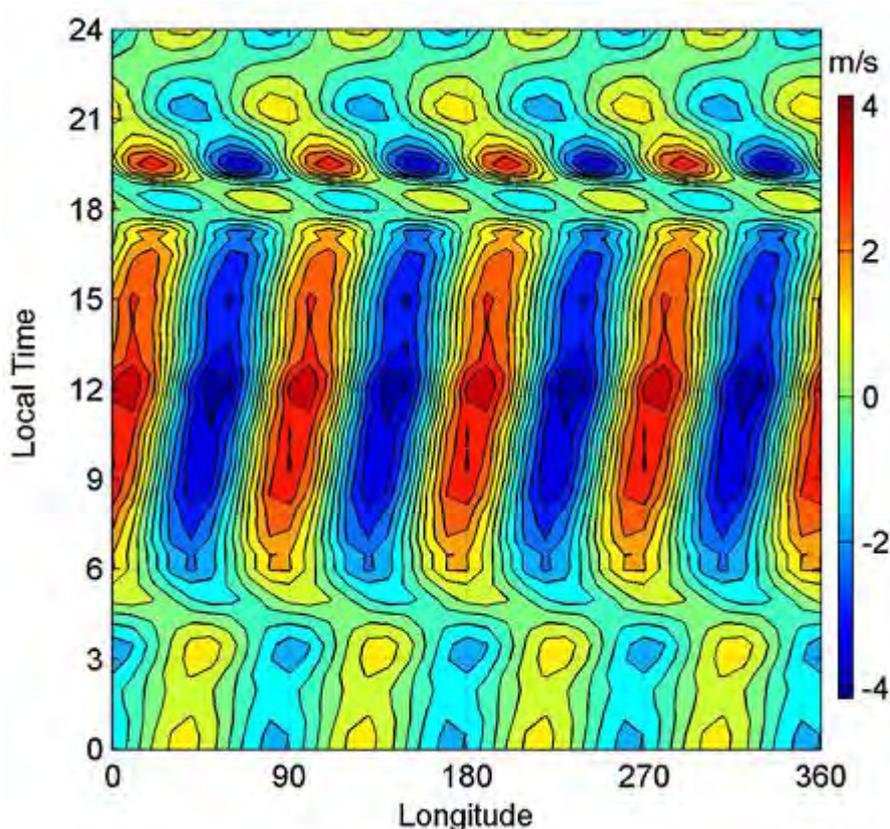


Figura 2.12 – Variação longitudinal da deriva vertical do plasma ionosférico obtido com os dados do ROCSAT-1.

FONTE: Ren et al. (2009)

Um exemplo do efeito das marés não migrantes na ionosfera equatorial e de baixas latitudes é mostrado na Figura 2.13, adaptada de Lin et al. (2007). Nesta figura é possível observar a forte variação diurna na densidade eletrônica da região F, a qual é gerada pelos processos de produção e recombinação. Essas figuras são representativas aos meses setembro e outubro de 2006, sendo que em cada um dos sub-gráficos a hora local é mantida constante em todos os setores longitudinais e indicada em branco na parte superior e no lado direito. É evidente nesses gráficos que o TEC apresenta uma estrutura longitudinal consistente de onda número 4. Essa estrutura se desenvolve a partir da ~10LT e perdura-se até as 22LT.

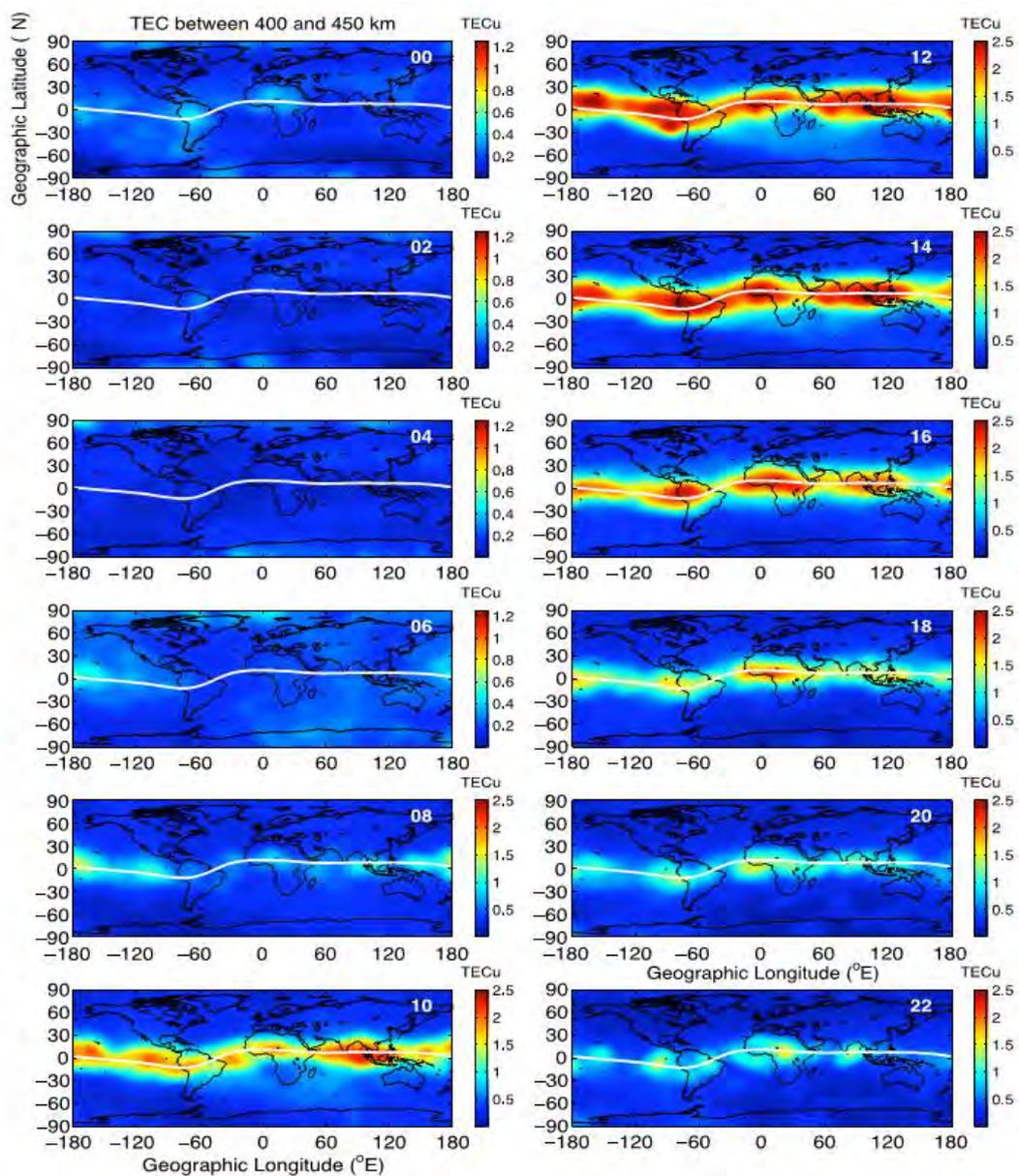


Figura 2.13 – Estrutura longitudinal do TEC entre 400-450 km de altitude. As medidas foram realizadas pelo COSMIC sobre Setembro – Outubro de 2006.

Fonte: Lin et al. (2007)

2.10. Efeitos das Ondas Atmosféricas no TEC

Uma importante propriedade da atmosfera terrestre é a sua capacidade de responder em movimentos ondulatórios as forças impostas nela. Tais movimentos ondulatórios tem sido estudados na região entre a mesosfera e a parte inferior da termosfera, bem conhecida como região MLT (*Mesosphere and Lower Thermosphere*). Em geral, os movimentos ondulatórios são originados por processos dinâmicos nas camadas mais baixas da atmosfera e se propagam horizontalmente e ascendentemente, podendo atingir a parte superior da atmosfera e a ionosfera modificando o TEC. Devido à sua dissipação, elas depositam energia e momento na atmosfera local, sendo assim importante na estrutura e na circulação global da média e alta atmosfera (VINCENT, 1993; YOSHIDA et al. 1999).

É possível classificar os movimentos ondulatórios em função das propriedades físicas deste fluido. Na atmosfera da terra, as oscilações são governadas por forças de compressibilidade do ar atmosférico. Aquelas que têm origem devido à diferença entre a força gravitacional e o gradiente de pressão são denominadas ondas de gravidade, e aquelas que se originam devido a forças rotacionais da Terra são as ondas de escala planetária, ou seja, as ondas planetárias, ou Rossby. Ondas de gravidade, ondas planetárias e marés atmosféricas são os três tipos de oscilações mais importantes resultante das diversas forças restauradoras na atmosfera. Essas três oscilações serão brevemente descritas nos subitens abaixo.

2.10.1. Marés Atmosféricas

As marés atmosféricas são variações harmônicas de escala global e os períodos são sub-harmônicos de um dia solar ou lunar, podendo ser migrantes,

acompanhando o movimento aparente do Sol em torno da Terra ou não migrante, ou seja, não acompanha o movimento do Sol. As marés lunares são aquelas produzidas pela ação gravitacional da Lua, enquanto que as marés solares são produzidas pela ação térmica, ou seja, pela absorção da radiação solar infravermelha através do vapor de água na troposfera e pela absorção da radiação solar ultravioleta através do ozônio na estratosfera e pela absorção da radiação solar ultravioleta extrema na termosfera.

Como acima mencionado, o Sol e a Lua exercem forças periódicas na atmosfera terrestre. Os efeitos térmicos devido à energia solar exercem forte influência na atmosfera terrestre gerando oscilações nos campos atmosféricos, enquanto que os efeitos da ação gravitacional do sol e da lua são mais fracos.

2.10.2. Ondas Planetárias

As ondas planetárias são oscilações de escala global e períodos da ordem de dias. Elas possuem estrutura horizontal da ordem da circunferência da Terra. A ação da força de Coriolis no vento zonal age sobre a atmosfera como uma força externa, resultando em ondas horizontalmente transversais. Embora as origens das ondas planetárias não estejam bem esclarecidas, processos convectivos, instabilidades baroclínicas e barotrópicas, interações não lineares entre marés atmosféricas e ondas de gravidade ou entre modos diferentes de ondas de marés, variações isoladas na topografia, e aquecimento diferencial entre continentes e oceanos têm sido apontadas como principais fontes de ondas planetárias (BEER, 1974). Pancheva et al. (2008) propuseram que essas ondas são forçadas por processos de instabilidade convectiva de larga escala na troposfera tropical acompanhada pela liberação de calor latente. As ondas planetárias mais comumente detectadas são: a onda de quase dois dias, de cinco dias, de quase oito dias e de quase dezesseis dias.

2.10.3. Ondas de Gravidade

As ondas de gravidade são movimentos transversos que se propagam horizontalmente e verticalmente na atmosfera, tendo períodos que vão desde minutos até horas e confina-se em áreas que possuem escala desde quilômetros até milhares de quilômetros, exerce maior influência em larga escala na circulação e na estrutura da atmosfera. Elas também são consideradas as responsáveis por muitas das variações espaciais, em diversas variáveis atmosféricas acima da tropopausa. As fontes de geração das ondas de gravidade incluem fenômenos meteorológicos como as frentes frias, os sistemas convectivos, vento soprando sobre montanhas entre outros. Muitas destas fontes de geração encontram-se na troposfera (MEDEIROS, 2001).

3 METODOLOGIA E INSTRUMENTAÇÃO

3.1. GPS e obtenção do TEC

Os satélites do GPS, *“Global Positioning System”*, ou seja, o sistema de posicionamento global, constitui um sistema de posicionamento ou navegação com cobertura global pelo qual um usuário pode determinar sua posição e tempo em qualquer ponto da superfície terrestre ou no espaço próximo. Este sistema foi criado pelo Departamento de Defesa dos Estados Unidos da América, com objetivo de ser o principal sistema de navegação de suas forças armadas. A população passou a ter acesso aos dados e vantagens deste satélite tão logo a tecnologia foi se desenvolvendo. As utilidades dos dados de satélites de GPS são numerosas e se aplicam em navegações, posicionamentos geodésicos, agriculturas, controle de frotas e até mesmo ao monitoramento ionosférico, dentre outros (MONICO, 2000). Apesar de originalmente ter sido desenvolvido para posicionamento na superfície, o GPS também tem sido utilizado no posicionamento de satélites de baixa órbita.

Os primeiros satélites foram lançados em fevereiro de 1978, denominados de satélites do Bloco I, contudo foram desativados em 2001. O último lançamento foi o do GPS IIF-1 (SVN65/PRN24) que foi lançado em 04 de Outubro de 2012 de Cabo Canaveral, Flórida (USNO, 2013), e constitui a quarta geração de satélites. Cada satélite circunda a Terra duas vezes por dia a uma altitude de 20200 km e a uma velocidade de 11265 km/h. Os satélites contêm a bordo relógios atômicos, os quais difundem o tempo preciso para os receptores. Para mais detalhes dos satélites de GPS veja SEEBER, 1993; HOFFMANN-WELLENHOF et al. 1994; PARKINSON; SPILKER JR., 1996; MONICO, 2000.

A concepção do sistema GPS permite que o usuário, em qualquer lugar da superfície terrestre, tenha, no mínimo, quatro satélites para serem rastreados. Com este grupo de satélites é possível calcular o posicionamento em tempo

real. O princípio básico de navegação pelo GPS consiste na medida de distâncias entre usuários e quatro satélites, pois sabendo as coordenadas dos satélites num sistema de referência apropriado, torna-se possível calcular as coordenadas da antena do usuário no mesmo sistema de referência dos satélites. Geometricamente seria possível determinar o posicionamento da antena do usuário com apenas três medidas de distância, desde que não pertencentes ao mesmo plano, gerando assim, três equações e três incógnitas. Contudo, a quarta medida é necessária em razão do não sincronismo do relógio dos satélites e o do usuário, adicionando desta forma, mais uma incógnita ao problema.

3.1.1. Refração dos sinais do GPS e Conteúdo Eletrônico Total da ionosfera

Refração é a mudança na direção e velocidade de propagação de uma onda devido a uma mudança no índice de refração do meio da sua propagação. Isto é comumente observado quando uma onda passa de um meio físico a outro. A refração da luz é um dos exemplos mais facilmente observado, pois qualquer tipo de onda pode ser refratada quando esta interage com dois diferentes meios.

A refração é definida como a propriedade de uma onda eletromagnética, que ao propagar por diferentes meios, com diferentes índices de refração, sofre alteração do seu comprimento de onda e de sua velocidade de propagação, desviando sua trajetória. A onda eletromagnética emitida pelos satélites GPS ao propagar na ionosfera sofre refração, tendo modificações em sua velocidade, acarretando um erro no sinal recebido.

A velocidade da onda eletromagnética incidente num meio de índice de refração μ tem sua velocidade modificada, a qual pode ser determinada pela Equação 3.1:

$$\mu = \frac{c}{v}, \quad (3.1)$$

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

A velocidade das ondas em um meio de propagação depende diretamente do índice de refração μ , portanto a onda eletromagnética ao passar pelo meio ionosférico sofre uma alteração em sua trajetória e na sua velocidade. A onda eletromagnética propaga-se no espaço com comprimento de onda λ e frequência f , com velocidade de fase dada por:

$$v_f = \frac{w}{k}, \quad v_f = \lambda f, \quad (3.2)$$

onde w é a velocidade angular e k o número de onda.

Para um grupo de ondas com frequências pouco diferentes, a velocidade é definida como velocidade de grupo:

$$v_g = \frac{dw}{dk}, \quad v_g = -\frac{df}{d\lambda} \lambda^2. \quad (3.3)$$

Mediante uma manipulação entre as Equações (3.2) e (3.3) é fácil obter a relação entre as velocidades de grupo e de fase:

$$v_g = v_f - \lambda \frac{dv_f}{d\lambda}. \quad (3.4)$$

Através da definição acima, serão estabelecidas as relações matemáticas existentes do estudo da refração ionosférica.

Na dedução das equações do TEC e VTEC (conteúdo eletrônico total e conteúdo eletrônico total vertical, respectivamente), utilizaremos f_n para representar a frequência do plasma ionosférico.

A relação existente entre a frequência de onda e a frequência do plasma é dada mediante a equação abaixo, onde μ_f é o índice de refração de fase (SEEBER 1993, MONICO, 2000).

$$\mu_f = \sqrt{1 - \frac{f_n^2}{f^2}} \quad (3.5)$$

Pode-se utilizar a aproximação abaixo quando $f \gg f_n$.

$$\sqrt{1 - \frac{f_n^2}{f^2}} \cong 1 - \frac{f_n^2}{2f^2} \quad (3.6)$$

e obter

$$\mu_f = 1 - \frac{f_n^2}{2f^2} \quad (3.7)$$

De maneira análoga, para o índice de refração de grupo μ_g , tem-se:

$$\mu_g = 1 + \frac{f_n^2}{2f^2} \quad (3.8)$$

O termo f_n^2 , é dado por $n_e e^2 / 4 \pi \varepsilon_0 m$, onde:

n_e é a densidade eletrônica (elétrons/m³); e é a carga do elétron (Coulomb); m é a massa do elétron (kg); ε_0 é a permissividade elétrica no vácuo.

Sabe-se também que:

$$f_n^2 = Kn_e \quad , \quad (3.9)$$

onde K é uma constante dada por:

$$K = \frac{e^2}{4\pi^2 \epsilon_0 m} = 80,6 \quad . \quad (3.10)$$

Substituindo a Equação 3.10 nas Equações 3.7 e 3.8, obtém-se μ_f e μ_g como:

$$\mu_f = 1 - \frac{40,3n_e}{f^2} \quad , \quad (3.11)$$

e

$$\mu_g = 1 + \frac{40,3n_e}{f^2} \quad . \quad (3.12)$$

Desta forma é fácil observar que, $\mu_g > \mu_f$ e, conseqüentemente, sabendo que $\mu = \frac{c}{v}$ conclui-se que a velocidade de grupo é menor que a velocidade de fase ($v_g < v_f$).

Com isso, pode-se interpretar que ocorre um atraso no grupo de ondas em relação à fase do sinal. O primeiro está relacionando às medidas de pseudodistância de código e o segundo, às medidas de pseudodistância de fase.

Considerando a trajetória de uma onda eletromagnética que se propaga desde o satélite até o receptor, a diferença entre a distância medida s , afetada pela ionosfera, e a distância sem os efeitos ionosféricos, conhecida por distância geométrica s_0 é dada pela refração ionosférica Δ iono,

$$\Delta_{iono} = \int \mu ds - \int ds_0 \quad (3.13)$$

onde $\mu = 1$ para s_0 . Considerando que, para altas frequências, a trajetória do sinal pode ser aproximada pela distância geométrica ($ds \cong ds_0$), e substituindo 3.11 e 3.12 na Equação 3.13, obtemos as refrações ionosféricas de fase e de grupo.

$$\Delta_f^{IONO} = -\int \frac{40,3n_e}{f^2} ds_0 \quad , \quad (3.14)$$

e

$$\Delta_g^{IONO} = \int \frac{40,3n_e}{f^2} ds_0 \quad . \quad (3.15)$$

O Conteúdo Eletrônico Total (*Total Electron Content TEC*) é a medida da quantidade de elétrons livres ao longo do caminho das ondas eletromagnéticas entre o satélite e o receptor, dado por:

$$TEC = \int_{receptor}^{satelite} n_e \cdot ds \quad , \quad (3.16)$$

onde n_e é a densidade eletrônica. Assim, reescrevendo as Equações 3.14 e 3.15, resulta:

$$\Delta_f^{IONO} = -\frac{40,3}{f^2} TEC \quad , \quad (3.17)$$

$$\Delta_g^{IONO} = \frac{40,3}{f^2} TEC \quad , \quad (3.18)$$

onde o TEC é a quantidade de elétrons ao longo do caminho percorrido numa coluna unitária com $1m^2$.

Introduzindo o conceito do conteúdo eletrônico total vertical VTEC, normalmente utilizado pelos modelos, obtém-se para as Equações 3.17 e 3.18, as seguintes relações:

$$\Delta_f^{IONO} = -\frac{1}{\cos \chi} \frac{40,3}{f^2} VTEC, \quad (3.19)$$

$$\Delta_g^{IONO} = \frac{1}{\cos \chi} \frac{40,3}{f^2} VTEC, \quad (3.20)$$

onde

$$\cos \chi = \left\{ 1 - \left(\frac{R_T}{R_T + h_m} \cos E \right)^2 \right\}^{1/2}, \quad (3.21)$$

e χ é o ângulo zenital no ponto sub-ionosférico, R_T é o raio da Terra, E é o ângulo de elevação do satélite e h_m é a altura média do pico da ionosfera, conforme ilustrado na Figura 3.1.

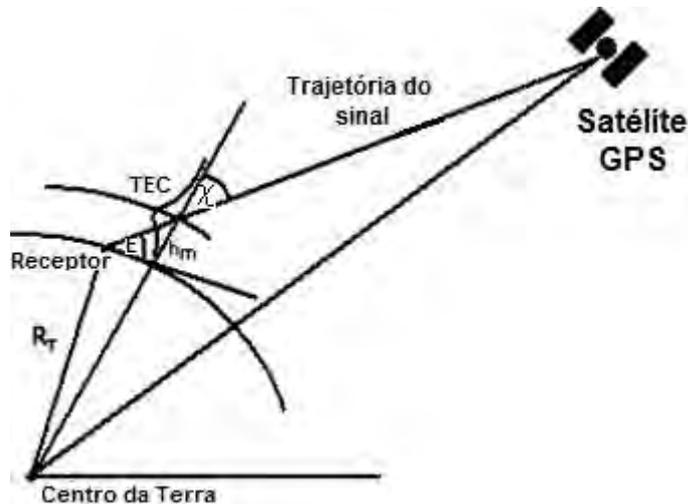


FIGURA 3.1 - Geometria da trajetória do rádio-sinal satélite-receptor, para sinais transionosféricos.

FONTE: Modificada de Jakowski (1996).

3.1.2. Cálculo do TEC a partir das Pseudodistâncias e da fase da portadora

As pseudodistâncias são medidas do tempo de propagação do sinal durante sua trajetória satélite-receptor multiplicado pela velocidade da luz no vácuo. As pseudodistâncias podem ser escritas como:

$$P_i = \rho + c \cdot (dT - dt) + \Delta t_i^{iono} + \Delta t^{trop} + b_i^{P,r} + b_i^{P,s} + m_i^P + \varepsilon_i^P \quad (3.22)$$

Onde:

$i = 1, 2$ correspondem as frequências portadoras L1 e L2, respectivamente;

P é a pseudodistância das frequências portadoras L1 e L2;

ρ é a distância geométrica entre o satélite e o receptor;

c é a velocidade da luz no vácuo;

dT, dt são os desvios dos relógios do satélite e receptor em relação ao sistema de tempo do GPS;

$\Delta t_{iono} = 40,3 \text{ TEC}/f_i^2$ é o atraso ionosférico;

Δt_{trop} é o atraso troposférico;

$b^{P,r}$ é o atraso instrumental do receptor sobre a pseudodistância;

$b^{P,s}$ é o atraso instrumental do satélite sobre a pseudodistância;

$m^{P,r}$ contém os efeitos do múltiplo caminho sobre a pseudodistância;

ε^P refere-se ao ruído no receptor.

As medidas de fase da portadora (ou fase de batimento da portadora) correspondem às diferenças de fase entre o sinal recebido no receptor (transmitido pelo satélite) e o sinal de referência gerado pelo oscilador do receptor. A portadora gerada pelo receptor tem uma frequência constante, enquanto que a portadora recebida varia em frequência devido ao deslocamento Doppler induzido pelo movimento relativo entre o satélite e o receptor.

O receptor não distingue os ciclos consecutivos da portadora de fase, mas pode medir a fase fracional e os ciclos inteiros acumulados a partir do momento em que o sinal do satélite chega ao receptor (MONICO, 2000). Neste caso, o número de ciclos ocorridos desde a emissão do sinal pelo satélite, no instante t_0 , até a chegada deste sinal no receptor é desconhecido. Esta incógnita, conhecida como ambiguidade (N), permanece constante enquanto o rastreo do satélite for contínuo. Portanto, a fase da portadora em um determinado instante t é dada por:

$$\Phi_i = \lambda_i \cdot \phi_i = \rho + c \cdot (dT - dt) + \lambda_i N_i - \Delta_i^{iono} + \Delta^{trop} + b_i^{\phi,r} + b_i^{\phi,s} + m_i^{\phi} + \varepsilon_i^{\phi} \quad (3.23)$$

Onde:

$i = 1,2$ correspondem as frequências portadoras L1 e L2, respectivamente;

ρ é a distância geométrica entre o satélite e o receptor;

c é a velocidade da luz no vácuo;

dT, dt são os desvios dos relógios do satélite e receptor em relação ao sistema de tempo do GPS;

$\Delta_{iono} = 40.3 \text{ TEC}/f_i^2$ é o atraso ionosférico;

Δ_{trop} é o atraso troposférico;

$b^{\phi,r}$ é o atraso instrumental do receptor sobre a fase;

$b^{\phi,s}$ é o atraso instrumental do satélite sobre a fase;

$m^{\phi,r}$ contém os efeitos do múltiplo caminho sobre a pseudodistância;

ε^{ϕ} refere-se ao ruído no receptor;

Φ_i são as fases das portadoras L1 e L2 (em unidades de distância);

ϕ_i são as fases das portadoras L1 e L2 (em ciclos);

$\lambda = c/f$ é o comprimento de onda;

N são as ambiguidades na portadora L.

Combinando as observações de pseudodistâncias (P) das portadoras L₁ e L₂, um valor de TEC é obtido, o qual é bastante ruidoso.

$$TEC_P = 9,52 \cdot [(P_2 - P_1)] + \text{atraso}_{\text{instrumental}} + \text{multi}_{\text{caminho}} + \text{ruído} \quad (3.24)$$

E, após combinar as observações da fase, a seguinte equação é obtida:

$$TEC_{\phi} = 9,52 \cdot [(\phi_1 - \phi_2) - (N_1 \lambda_1 - N_2 \lambda_2)] + \text{atraso}_{\text{instrumental}} + \text{multi}_{\text{caminho}} + \text{ruído} \quad (3.25)$$

A qual é menos ruidosa que a Equação 3.24, contudo possui uma ambiguidade de ciclos de fase.

3.2.A Digissonda

Existem diversos caminhos para a investigação da física da ionosfera usando técnicas de rádio. Descreveremos a técnica mais pioneira e amplamente usada, qual seja, a ionossonda.

Baseado nos experimentos de Breit e Tuve (1926), que provaram a existência de uma camada atmosférica ionizada através da recepção dos ecos ionosféricos com pulsos eletromagnéticos de alta frequência, as primeiras ionossondas foram desenvolvidas, ainda como instrumentos simples que mediam o tempo de recepção dos ecos após a transmissão vertical dos sinais pulsados de HF (*High Frequency*).

As ionossondas são instrumentos capazes de medir o perfil de densidade eletrônica da ionosfera, enquanto que as digissondas são ionossondas no formato digital e são dotadas de maiores capacidades diagnósticas da ionosfera devido ao maior desenvolvimento tecnológico.

A ionossonda é essencialmente um radar que cobre uma faixa de frequências variável entre 0,5 a 30 MHz. O equipamento é utilizado para medir diretamente o tempo t , no qual o pulso de ondas de rádio leva para atingir a ionosfera e retornar, como uma função da frequência. Deste tempo pode ser calculada a altura virtual (h') da ionosfera (DAVIES, 1965), através da expressão.

$$h' = \frac{1}{2} ct, \quad (3.26)$$

onde c é a velocidade da onda eletromagnética no vácuo.

A antena de transmissão envia pulsos eletromagnéticos verticais, na forma de ondas de rádio que se propagam na ionosfera e são refletidas após atingirem

uma altura em que as condições de reflexão em um plasma sob a ação de um campo magnético sejam satisfeitas. Os ecos refletidos são recebidos por um conjunto de antenas de recepção.

O princípio de funcionamento das ionosondas é baseado nos fenômenos de refração e reflexão de ondas de rádio na ionosfera. Desprezando as colisões entre elétrons e partículas neutras no campo geomagnético, o índice de refração do plasma ionosférico pode ser obtido da seguinte forma:

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

$$f_N^2 = \frac{n_e e^2}{4\pi^2 \varepsilon_0 m}, \quad (3.27)$$

onde, n_e representa a densidade eletrônica, e é a carga do elétron, ε_0 é a permissividade elétrica no vácuo, m é a massa do elétron, f_N denota a frequência do plasma, f representa a frequência da onda, e X denota a razão entre o quadrado da frequência natural do plasma e a frequência da onda de rádio incidente na ionosfera (para ondas ordinárias). Na atmosfera neutra, onde n_e é nula, o índice de refração é igual à unidade ($\mu = 1$), conseqüentemente, $X = 0$. Contudo, a partir da origem das camadas ionizadas, onde $n_e \neq 0$ devido à presença de elétrons livres, $X > 0$, o índice de refração tende a se tornar menor com o aumento da densidade eletrônica. Como a frequência de plasma aumenta com altura, no ponto onde a frequência da onda se igualar à frequência do plasma ($f_N^2 = f^2$), o índice de refração será igual a zero, provocando desta forma a reflexão da onda de rádio incidente. Nesta situação é possível estabelecer uma relação entre a frequência da onda incidente (ou frequência do plasma) com a densidade eletrônica da ionosfera, conforme a equação abaixo:

$$f_N^2 = f^2 \quad (3.28)$$

Substituindo os valores das constantes físicas, tem-se:

$$f = (80,5n_e)^{1/2}, \quad (3.29)$$

onde, a densidade eletrônica e a frequência da onda estão com unidades do sistema internacional, ou seja, n_e em elétrons/m³ e f em Hz. Ou, escrevendo a densidade eletrônica em função da frequência, em uma unidade mais usual, tem-se:

$$n_e = (1,24 \cdot 10^4) f^2, \quad (3.30)$$

onde, n_e está em elétrons/cm³ e f em MHz.

Portanto a densidade eletrônica da ionosfera pode ser inferida a partir da frequência da onda transmitida (f), na altura onde ocorreu a reflexão, pela simples aplicação da Equação 3.30.

3.3. Dados de Magnetômetros e Cálculo da deriva vertical ExB

Os magnetômetros são instrumentos que usam sensores que detectam as variações ou distúrbios em campos magnéticos. Os tipos de medidas realizadas por esses instrumentos são muito amplos, retirando informações de direção e intensidade das três componentes de campo geomagnético. Neste trabalho foram utilizados dados obtidos por magnetômetros tipo Fluxgate.

Neste estudo, tornou-se necessário a utilização de uma metodologia que fornecesse valores realísticos da deriva vertical para os períodos estudados, pois as medidas de deriva vertical fornecidas pelo modelo empírico de Scherliess e Fejer (1999), o qual se baseia de dados do radar de Jicamarca,

não incluem de forma completa as variações longitudinais. É necessário analisar as derivas verticais sobre a região brasileira, a qual apresenta uma significativa diferença longitudinal e de ângulo de declinação magnética em relação a Jicamarca, por isso esperam-se diferenças nas derivas medidas entre as duas localidades (ABDU et al. 1981; BATISTA, 1986; SHUME et al. 2009). As estimativas da deriva vertical ionosférica, como será descrito adiante, são obtidas por dados de magnetômetros no período diurno, complementadas por digissondas no período do pôr-do-sol e a partir de modificações no modelo de Scherliess e Fejer (1999) para o período pós-pôr-do-sol.

Rastogi e Klobuchar (1990) demonstraram que a intensidade do eletrojato equatorial poderia ser aferida usando dois magnetômetros, um situado sobre o equador magnético e o outro deslocado do equador magnético de 6 a 9 graus. Usando essa metodologia eles foram capazes de estimar se a velocidade diurna da deriva vertical do plasma (\mathbf{ExB}) na região F era grande ou pequena. Eles comparam a diferença nos valores da componente horizontal (H) entre os magnetômetros de Trivandrum (8,5°N, 77,0°E, 0,5°S dip lat.) e Alibag (18,5°N, 72,9°E, 13,0°N dip lat.) com as observações do TEC. Eles observaram que maiores valores de ΔH estavam associados a um desenvolvimento visível da anomalia equatorial, com suas cristas localizadas em $\pm 15^\circ$ de latitude magnética. Eles também observaram que um eletrojato fraco (pequeno ΔH) estava associado à ausência das cristas da anomalia. Entretanto, Rastogi e Klobuchar (1990) não apresentaram uma relação quantitativa entre ΔH e \mathbf{ExB} .

Anderson et al. (2002) demonstraram que existe uma relação quantitativa por onde a velocidade de deriva vertical (\mathbf{ExB}) na região equatorial pode ser estimada usando observações de magnetômetros. Com a finalidade de desenvolver uma relação entre a intensidade do eletrojato equatorial e a velocidade de deriva vertical diurna na região F, dados de magnetômetros foram obtidos para Jicamarca (11,95°S, 76,87°O, 0,8°N magnético) e Piura (5,18°S, 80,64°O, 6,8°N magnético), os quais foram complementados pelos

dados da velocidade de deriva vertical obtidas pelo Radar de espalhamento Incoerente (ISR) de Jicamarca.

Em Anderson et al. (2002) foi apresentada uma equação simples que permitia calcular a deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ a partir de medidas de ΔH usando uma metodologia desenvolvida para o setor da América do Sul, durante o período de máximo solar em 1998 – 1999. Posteriormente, Anderson et al. (2004) apresentaram uma forma mais abrangente de estimar a deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ a partir do ΔH , também utilizando os dados de Jicamarca e Piura. Por meio de subtração entre as componentes horizontais do campo magnético dos dois locais obtém-se o ΔH , que representa uma medida realística da intensidade do eletrojato equatorial. Uma grande base de dados do radar de Jicamarca, em conjunto com os dados de magnetômetro, compreendendo o período 2001 – 2003 foram utilizados para aprimorar a equação anteriormente obtida. Eles também adicionaram um método baseado em simulação por rede neural, a fim de estimar as derivas $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$. A fórmula desenvolvida por Anderson et al. (2004), e que foi utilizada no presente trabalho é apresentada na Equação 3.31, a qual foi devidamente validada por De Siqueira, (2012).

$$\begin{aligned} |(\mathbf{E} \times \mathbf{B})/B^2| = & -1989.51 + 1.002\text{year} - 0.00022\text{DOY} - 0.0222 F10.7 - \\ & 0.0282 F10.7A - 0.0229\text{Apdaily} + 0.0589\text{Kp} - 0.3661\text{LT} + \\ & 0.1865\Delta H + 0.00028\Delta H^2 - 0.0000023\Delta H^3 \end{aligned} \quad (3.31)$$

Onde DOY é o dia do ano (*Day Of Year*), F10.7 é o fluxo solar medido no comprimento de onda de 10,7 cm, F10.7A é uma média de 3 meses do índice F10.7, Ap é uma média dos 8 valores diários de ap, LT é a Hora Local (*Local Time*).

De fato, Anderson et al. (2010) validaram a metodologia para o setor indiano, e afirmaram que ela é aplicável para outros setores longitudinais. Existem diversos trabalhos aplicando tal metodologia para outros setores longitudinais, entre eles, Denardini et al. (2011), Huang et al. (2003 , 2005), Kelley et al.

(2003, 2007), Nicolls et al. (2007), Maruyama et al. (2007), De Siqueira (2012), Anderson et al. (2006).

As estações dos magnetômetros no setor brasileiro, cujos dados foram utilizados no presente trabalho, são: São Luís e Eusébio (3,91°S; 38,44°W, mag.lat. 6,51°S). Entretanto, existe uma preocupação de se utilizar São Luís como uma estação sobre o equador geomagnético. O tópico 3.3.1 busca validar a estação de São Luís para calcular a deriva vertical.

3.3.1. Validação dos dados de São Luís para o cálculo da deriva ExB para a região Brasileira

Uma dificuldade para a implementação da metodologia de Anderson et al. (2004) sobre a região brasileira é a variação secular do campo geomagnético, que proporciona uma variação rápida da inclinação magnética sobre a região de São Luís. Tal variação é rápida o suficiente para que as suas assinaturas ionosféricas possam ser observadas em um intervalo de tempo de até um ciclo solar ou menos (ABDU et al. 1996, BATISTA et al. 2011). Segundo o modelo *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) a inclinação magnética sobre o nordeste brasileiro varia a uma taxa de 20' por ano, correspondendo a um movimento aparente direcionado a noroeste do equador geomagnético.

Essa peculiaridade do equador magnético sobre o Brasil permite estudar tendências de longo períodos das camadas E esporádicas (ABDU et al. 1996) e da ocorrência de camadas F3 (BATISTA et al. 2002).

Contudo, é bem conhecido que o eletrojato equatorial é situado em uma estreita faixa latitudinal de $\pm 3^\circ$ centrado no equador magnético (ABDU et al. 2005). Com isso, necessita-se verificar se a estação de São Luís, para o ano de 2001, poderia representar o equador geomagnético.

Rigoti et al. (1999) utilizaram uma cadeia de 29 magnetômetros instalados na região Norte-Nordeste do Brasil. O trabalho deles tinha por objetivo obter as características espaciais do EEJ. Foi desenvolvido um modelo sobre a distribuição latitudinal da corrente do EEJ, onde é possível verificar o quanto a variação do campo geomagnético decai com o afastamento do equador geomagnético.

A estação de São Luís em 2001 encontrava-se, no máximo, afastada do equador geomagnético por ~86 km (*dip angle*: -1.58; *Mag. Lat* -0.79°). A Figura 3.2 é adaptada de Rigoti et al. (1999), e por intermédio dessa figura se pode observar que a estação de São Luís encontra-se a uma diferença máxima de ~2% em relação a uma estação centrada no equador geomagnético.

Com isso podemos seguir a diante na utilização de São Luís como uma estação localizada sobre o equador magnético, e, assim, a metodologia de Anderson et al. (2004) pode ser aplicada.

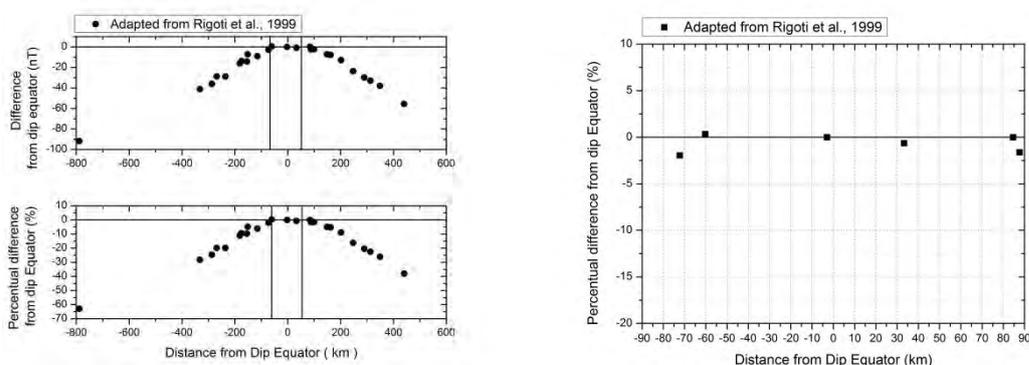


Figura 3.2 – Variação percentual da componente horizontal ao afastamento do equador geomagnético.

Fonte: Modificada de Rigoti et al. (1999)

3.3.2. Cálculo da deriva vertical ao Pôr-do-Sol

A velocidade de deriva vertical obtida a partir de medidas de ΔH é uma metodologia válida durante o período diurno (0630 LT – 1730 LT). Entretanto,

para cobrir às 24 horas do dia, dados da altura do pico da camada F2 (hmF2), obtidos por digissondas, foram utilizados para aferir a deriva no horário do pôr-do-sol através da equação $V_z = \frac{d(hmF2)}{dt}$. Tal metodologia é adequada para calcular a velocidade de deriva vertical nos horários próximo ao pôr-do-sol e no período noturno, quando a altura da camada F2 encontra-se próxima ou acima de 300 km (BITTENCOURT; ABDU, 1981).

3.3.3. Cálculo da deriva vertical após o pôr-do-Sol

Verificamos que a deriva vertical no período diurno sobre Jicamarca era significativamente maior que sobre o setor brasileiro (mais detalhes no capítulo 4). Contudo, essa constatação era válida apenas para o período diurno, pois não há uma metodologia validada para estimar a deriva vertical noturna (exceto pelo radar de espalhamento incoerente). Dessa forma foi adotado que o padrão da deriva vertical noturna deveria ser semelhante à deriva vertical diurna, ou seja, no caso em que a deriva vertical diurna em Jicamarca for, por exemplo, aproximadamente duas vezes maior que em São Luís, a deriva vertical noturna em Jicamarca também foi considerada o dobro da deriva vertical em São Luís. Na verdade, tomaram-se como referência os valores da deriva vertical fornecida pelo modelo do Scherliess e Fejer (1999).

O modelo de Scherliess e Fejer (1999) é um modelo empírico global para a deriva vertical equatorial de períodos calmos, este é baseado nos dados do radar de espalhamento incoerente instalado em Jicamarca – Peru e nas observações do *Ion Drift Meter* a bordo do satélite Atmospheric Explorer - E.

3.4. Ajuste dos Ventos Neutros

No presente estudo, tornou-se necessário a utilização de uma metodologia que fornecesse valores dos ventos neutros termosféricos para os períodos

estudados. Inicialmente utilizamos o *Horizontal Wind Model 2007* (DROB et al. 2008), o qual é um modelo empírico, para fornecer valores do vento meridional e zonal acima de 80 km de altura. Entretanto, foi necessário efetuar algumas modificações na intensidade dos ventos neutro na versão HWM-07. Essas modificações e suas influências na distribuição latitudinal da densidade de plasma serão detalhadamente discutidas na seção 4.4.

3.5. Dados da densidade e velocidade iônica aferida pelo Satélite DMSP

O *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP) tem fornecido dados ionosféricos desde que o primeiro satélite DMSP foi lançado em Janeiro de 1965. Os dados do satélite incluem detectores de campo e partícula, os quais fornecem dados sobre a atmosfera da Terra. Os satélites estão em órbitas circulares e próximas aos polos em uma altitude de 835 – 850 km. A inclinação orbital do satélite é de 96 graus, o que resulta em uma taxa de precessão de uma rotação por ano. Resultando na manutenção da órbita do satélite em uma hora local fixa através do ano. Geralmente, existem ao menos dois satélites DMSP em operação a qualquer momento, sendo um em uma orientação amanhecer – anoitecer e o outro em uma orientação de 0930-2130 LT (UTDALLAS, 2013).

No presente trabalho o satélite F13 foi empregado, o qual se encontra em uma orientação amanhecer – anoitecer. Utilizou-se a componente vertical da velocidade dos íons (V_z) e a densidade iônica (N_i) para o desenvolvimento deste trabalho. Todos os dados detêm de uma resolução temporal de 4s.

3.6. O modelo SUPIM e os parâmetros de entradas

SUPIM – *Sheffield University Plasmashere Ionosphere Model*” - Um modelo ionosférico – plasmasférico de baixas latitudes.

Modelos matemáticos mostraram ser fundamentais para o avanço do conhecimento atual dos processos físicos e químicos da ionosfera e atmosfera superior da Terra. Desde o início da década de 1970, diversos modelos matemáticos, sejam eles simples ou abrangentes, foram desenvolvidos e aplicados em uma ampla variedade de problemas. Os modelos abrangentes, na medida do possível, são projetados para reproduzir situações físicas reais. Os sistemas de equações matemáticas, que descrevem os conhecidos processos físicos e químicos, são geralmente complexos e, por isso, técnicas numéricas são necessárias para solucioná-los. Tais modelos abrangentes são extremamente versáteis e com ampla variedade de aplicações, e o SUPIM, descrito neste capítulo, se enquadra nesta caracterização.

A maioria dos estudos teóricos da ionosfera e plasmasfera da Terra utilizam modelos matemáticos, os quais incorporam uma representação de dipolo centrado na origem dos eixos coordenados para o campo geomagnético (YOUNG et al. 1980, BAILEY; SELLEK 1990). Embora esses modelos sejam adequados para a maioria das aplicações, eles não podem ser utilizados, de forma auto-consistente, para estudar as diferenças longitudinais na distribuição da ionização, as quais são causadas, principalmente, pelas diferenças longitudinais na configuração do campo magnético. Uma representação mais realística da configuração do campo magnético foi incorporada no modelo de Anderson et al. (1973a, b). No modelo de Anderson, o campo magnético é representado através do produto vetorial do gradiente de dois potenciais escalares, expressados em termos da coordenada do dipolo inclinado com os coeficientes obtidos a partir de uma expansão dos harmônicos esféricos do potencial escalar geomagnético.

O SUPIM é um modelo teórico que pode fornecer representações coerentes da distribuição da densidade e temperatura de importantes espécies de íons na

ionosfera e plasmasfera (BAILEY et al. 1978; BAILEY; SELLEK 1990; BAILEY et al. 1993; BAILEY; BALAN 1996). As equações da continuidade, momentum e balanço de energia são resolvidas ao longo das linhas de campo magnético para obter os valores da concentração, velocidade alinhada ao campo e temperatura dos elétrons e íons. No SUPIM, o campo geomagnético é representado por um dipolo excêntrico, o campo magnético sendo definido pelos oito primeiros termos diferentes de zero da expansão dos harmônicos esféricos do potencial escalar geomagnético, com os coeficientes obtidos a partir do IGRF11 – (2009). O modelo do campo magnético pode ser adaptado para um dipolo centrado no eixo ou dipolo centrado cujo eixo está inclinado, truncando a expansão dos harmônicos esféricos após o primeiro ou o terceiro termo diferente de zero, respectivamente.

Os principais processos dinâmicos e fotoquímicos incluem: produção de íons devido a radiação solar no EUV, produção e perda de íons devido a reações químicas, difusão termal e ambipolar, colisões íon-íon e íon-neutros, ventos neutros termosféricos, deriva de plasma, condução térmica, aquecimento fotoelétrico, aquecimento por atrito, e uma diversidade de mecanismos de aquecimento e resfriamento local (para mais detalhes veja: BAILEY et al. 1997; BAILEY et al. 1993; BAILEY; BALAN, 1996; SOUZA et al. 2000B).

3.6.1. O campo magnético

Em latitudes baixas e médias, o campo magnético da Terra pode ser representado, com uma boa aproximação, por um dipolo. Na mais simples das aproximações, isto é, a aproximação de um dipolo centrado, o eixo das coordenadas geográficas e magnéticas é coincidente. Uma representação com maior acurácia do campo magnético da Terra pode ser obtida a partir da inclinação do dipolo. O melhor ajuste entre a aproximação do dipolo inclinado (TD) e o campo magnético da Terra é obtido a partir de um dipolo no qual o eixo corta a superfície da Terra em $\sim 79^\circ\text{N}$, 71°W e 79°S , 109°W (FRASER-SMITH, 1987). Entretanto, uma representação com uma ainda melhor acurácia

pode ser obtida pelo deslocamento do dipolo por uma distância de 500km do centro da Terra, na direção 21°N,147°E. Isso resultaria na aproximação do dipolo excêntrico. O eixo do dipolo excêntrico (ED) corta a superfície da Terra em ~82°N, 90°W e 75°S, 119°E (FRASER-SMITH 1987). Com o SUPIM o campo magnético da Terra pode considerado nas três formas acima descritas, ou seja, dipolo centrado, inclinado e excêntrico.

Uma vez que a corrente que produz o campo magnético da Terra, \mathbf{B} , não flui através da superfície da Terra, o campo magnético torna-se irrotacional na superfície e só pode ser obtido a partir de um potencial escalar γ , onde $\mathbf{B} = -\nabla\gamma$. Também, desde que $\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$, γ satisfaz a Eq. de Laplace e pode ser expressa em termos de uma expansão harmônica esférica.

$$\gamma = a \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta)(g_n^m \cos m\phi + h_n^m(\sin m\phi)). \quad (3.32)$$

Onde (r, θ, ϕ) representam a localização de um ponto em coordenadas geográficas com origem no centro da Terra, r é a distância radial, θ é a colatitude (medida a partir do eixo polar norte), ϕ é a longitude, a é o raio da Terra, P_n^m são as funções Associadas de Legendre (na forma normalizada de Schimidt), e g_n^m e h_n^m são os coeficientes de Gauss (CHAPMAN; BARTELS, 1940). A Equação 3.32 é utilizada no IGRF para obter a representação do campo magnético.

A aproximação do dipolo centrado no eixo é dada por:

$$\gamma = a \left(\frac{a}{r}\right)^2 g_1^0 \cos \theta \quad (3.33)$$

E a representação do dipolo inclinado é representada por:

$$\gamma = a \left(\frac{a}{r}\right)^2 [g_1^0 \cos \theta + (g_1^1 \cos \phi + h_1^1 \sin \phi) \sin \theta] \quad (3.34)$$

A aproximação do dipolo excêntrico é definida pelos oitos primeiros coeficientes de Gauss diferentes de zero e está apresentada na Tabela 3.1.

TABELA 3.1 – Os oito primeiros coeficientes de Gauss do IGRF 1985 (nT)

n	m	g_n^m	h_n^m
1	0	-29877	
1	1	-1903	5497
2	0	-2073	
2	1	3045	-2191
2	2	1691	-309

Fonte: Modificada de BAILEY; BALAN (1996)

3.6.2. Formulação do transporte/deriva do plasma

O movimento do plasma térmico, devido a difusão ambipolar e dos efeitos gravitacionais, é paralelo à linha de campo magnético, adicionado a uma deriva de plasma ($\mathbf{E} \times \mathbf{B}$) perpendicular ao campo geomagnético (KENDALL; PICKERING, 1967).

A deriva ($\mathbf{E} \times \mathbf{B}$) faz com que todas as partículas carregadas, associadas com um tubo de fluxo magnético particular, sejam deslocadas para dentro de um novo tubo de fluxo magnético. Com a finalidade de evitar equívocos terminológicos sobre movimento do tubo de fluxo, a terminologia —tubo de plasma” será utilizada. Um tubo de plasma possui a mesma forma que um tubo de fluxo magnético, e é determinado a partir da especificação da quantidade de fluxo magnético que passa através dele, ou, equivalentemente, uma vez que a área da seção transversal seja inversamente proporcional à indução magnética, a partir da especificação da área da seção transversal para uma altitude e um valor de L particular. A partir dessa definição, como um tubo de plasma move para um novo valor de L sob a influência da deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$, o fluxo magnético passando sobre ele permanece constante (obedecendo a condição

$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$). Isso necessita uma mudança no volume do fluxo decorrente da mudança na área da seção transversal. Dessa forma, a deriva de plasma ($\mathbf{E} \times \mathbf{B}$) causa uma compressão ou expansão do plasma sem qualquer mudança local no campo magnético. O conteúdo total de partículas carregadas dentro de um tubo de plasma somente poderá ser alterado quando for resultante de processos de produção e perda dentro do tubo ou quando há um fluxo de plasma entre as extremidades do tubo.

3.6.3. Equação da Continuidade Iônica

A equação da continuidade descreve a taxa de mudança da concentração de íons, N_i , referente ao i -ésimo íon ($i = O^+, H^+, He^+, N_2^+, O_2^+, NO^+$). Sendo assim, a equação da continuidade pode ser escrita como:

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} = P_i - L_i - \nabla \cdot (N_i v_i) \quad (3.35)$$

Onde:

N_i = Concentração de íons;

t = tempo;

v_i = velocidade dos íons;

P_i = Taxa de produção de íons;

L_i = Taxa de perda de íons.

Usando o método descrito em MacPherson (1997), a equação da continuidade passa a ser escrita como:

$$\frac{dN_i}{dt} + \frac{1}{A} \frac{\partial (AN_i v_i^{\parallel})}{\partial s} = P_i - \beta_i N_i - N_i \nabla \cdot (v_{em}) \quad (3.36)$$

Onde as novas variáveis são:

A = a área da secção transversal do tubo de plasma;

v_i^{\parallel} = velocidade do íon alinhado ao campo;

s = distância ao longo da linha de campo magnético;

β_i = coeficiente da taxa de perda iônica;

v_{em} = velocidade de deriva \mathbf{ExB} adicional a co-rotação.

E, assim, com o conceito de derivada temporal total, tem-se:

$$\frac{dN_i}{dt} = \frac{\partial N_i}{\partial t} + v_{em} \nabla \cdot (N_i) \quad (3.37)$$

A derivada temporal total, definida pela Equação (3.37), foi introduzida, pois no procedimento de solução um sistema de coordenadas movendo com uma velocidade de deriva \mathbf{ExB} , v_{em} , adicionado a corrotação, foi considerado. Para um campo de dipolo magnético a área da seção transversal A é inversamente proporcional a intensidade do campo magnético.

3.6.4. Taxa de Produção

No modelo a ionização é produzida a partir da fotoionização dos gases neutros pela radiação solar no espectro do EUV e por reações químicas com os gases neutros. A produção de H^+ e NO^+ por fotoionização da radiação solar EUV não foi incluída, uma vez que elas são negligenciáveis em comparação a produção

por processos químicos. As reações químicas e a taxa de produção são dadas na Tabela 3.2.

TABELA 3.2 – Reações Químicas e Taxas de Produção –

Reaction	Rate	Reference
$O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$	$1.533 \times 10^{-12} - 5.920 \times 10^{-13} \frac{T(O^+)}{300}$ $+ 8.600 \times 10^{-14} \left(\frac{T(O^+)}{300}\right)^2$ $300 K \leq T(O^+) \leq 1700 K$	<i>Torr and Torr</i> [1979]
	$2.730 \times 10^{-12} - 1.155 \times 10^{-12} \frac{T(O^+)}{300}$ $+ 1.483 \times 10^{-13} \left(\frac{T(O^+)}{300}\right)^2$ $1700 K < T(O^+)$	<i>Torr and Torr</i> [1979]
$O^+ + O_2 \rightarrow O_2^+ + O$	$2.82 \times 10^{-11} - 7.74 \times 10^{-12} \frac{T(O^+)}{300}$ $+ 1.073 \times 10^{-12} \left(\frac{T(O^+)}{300}\right)^2$ $- 5.17 \times 10^{-14} \left(\frac{T(O^+)}{300}\right)^3$ $+ 9.65 \times 10^{-16} \left(\frac{T(O^+)}{300}\right)^4$	<i>Torr and Torr</i> [1979]
$O^+ + H \rightarrow H^+ + O$	$2.5 \times 10^{-11} T_n^{0.5}$	<i>Raitt et al.</i> [1975]
$H^+ + O \rightarrow O^+ + H$	$\frac{8}{9} \times 2.5 \times 10^{-11} T^{0.5}(H^+)$	<i>Raitt et al.</i> [1975]
$He^+ + N_2 \rightarrow He + N_2^+$ $\rightarrow He + N^+ + N$	1.2×10^{-9}	<i>Ferguson</i> [1973]
$He^+ + O_2 \rightarrow He + O^+ + O$	1.1×10^{-9}	<i>Ferguson</i> [1973]
$N_2^+ + O \rightarrow NO^+ + N$	$1.4 \times 10^{-10} \left(\frac{300}{T(O^+)}\right)^{0.44}$	<i>Torr and Torr</i> [1979]
$O_2^+ + e \rightarrow O + O$	$1.6 \times 10^{-7} \left(\frac{300}{T_e}\right)^{0.55}$	<i>Torr and Torr</i> [1979]
$O_2^+ + NO \rightarrow NO^+ + O_2$	4.4×10^{-10}	<i>Torr and Torr</i> [1979]
$NO^+ + e \rightarrow N + O$	$4.2 \times 10^{-7} \left(\frac{300}{T_e}\right)^{0.85}$	<i>Torr and Torr</i> [1979]

Fonte: BAILEY; BALAN (1996)

A taxa de produção P_i do i -ésimo íon por fotoionização do i -ésimo gás neutro é dada por:

$$P_i = \sum_{\lambda} \Phi(\lambda) \sigma_i(\lambda) n_i \exp\left(-\sum_j \sigma_j(\lambda) n_j H_j C h_j(\lambda)\right) \quad (3.38)$$

Onde:

$\Phi(\lambda)$ = Intensidade do fluxo de radiação solar no EUV;

$\sigma_i(\lambda)$ = seção transversal de fotoionização do i-ésimo gás neutro;

n_i = concentração dos i-ésimo gás neutro;

$\sigma_j(\lambda)$ = seção transversal de fotoabsorção do j-ésimo gás neutro;

n_j = concentração do j-ésimo gás neutro;

H_j = altura de escala do j-ésimo gás neutro;

$Ch_j(\chi)$ = camada de Chapman do j-ésimo gás neutro.

O somatório \sum_{λ} é feito sobre a faixa de comprimento de onda da radiação ionizante, e o somatório \sum_j é feito sobre os gases neutros O, O₂, e N₂ absorventes da radiação EUV. As seções transversais de fotoionização $\sigma_i(\lambda)$ e fotoabsorção $\sigma_j(\lambda)$ foram obtidas a partir de Torr e Torr (1982) e encontram-se descritas em Bailey e Balan (1996). O fluxo do EUV solar foi tirado do EUVAC - SOLAR 2000 (RICHARDS et al. 1994) e a concentração dos gases neutros do modelo de atmosfera neutra NRLMSISE-2000 (PICONE et al. 2002)

3.6.5. Equação do Momentum para Íons

Na formulação das equações do movimento dos íons, os termos $\partial v_i / \partial t$ e $[v_i(\partial v_i / \partial s)]$ são negligenciados, uma vez que em baixas latitudes e, em geral, médias latitudes as mudanças na densidade do plasma são acompanhados por um lento fluxo de plasma (BANKS; KOCKARTS, 1973). Duas formulações para as equações do *momentum* dos íons são apresentadas, pois a formulação do

termo de difusão térmica para mais que três espécies de íons ainda não foi desenvolvida (BAILEY; BALAN, 1996). A equação (3.39) é a usada para os íons O^+ , H^+ e He^+ e inclui os termos de difusão térmica, que foram deduzidos por Quegan et al. (1981) para um plasma completamente ionizado, sendo este plasma composto por três íons principais e elétrons. A Equação (3.40) não inclui os termos de difusão térmica e os íons moleculares NO^+ , O_2^+ e N_2^+ são considerados. O fato de negligenciar os efeitos da difusão térmica é justificável uma vez que os íons moleculares são abundantes somente nas regiões E e F da ionosfera, onde a distribuição deles são controlados pela produção química (incluindo a produção oriunda da fotoionização dos gases neutros) e processos de perdas.

A equação do *momentum* para o i -ésimo íon ($i=O^+$, H^+ e He^+) é:

$$\begin{aligned}
0 = & -g \sin(I) - \frac{kT_i}{m_i N_i} \frac{\partial N_i}{\partial s} - \frac{kT_e}{m_i N_e} \frac{\partial N_e}{\partial s} - \frac{k}{m_i} \frac{\partial (T_e + T_i)}{\partial s} - \frac{k}{m_i} \beta_i \frac{\partial (T_i)}{\partial s} + \frac{k}{m_i} \beta_{ij}^* \frac{\partial (T_j)}{\partial s} + \\
& \frac{k}{m_i} \beta_{ik}^* \frac{\partial (T_k)}{\partial s} - [v_{ij}(1 - \Delta_{ij}) - R_{ijk} + R_{ikj}](v_i^{\parallel} - v_j^{\parallel}) - \\
& [v_{ik}(1 - \Delta_{ik}) - R_{ikj} + R_{ijk}](v_i^{\parallel} - v_k^{\parallel}) - \sum_m v_{im}(v_i^{\parallel} - v_m^{\parallel}) - \sum_n v_{in}(v_i^{\parallel} - \\
& u_{\theta} \cos(D) \cos(I) + u_{\phi} \sin(D) \cos(I)
\end{aligned} \tag{3.39}$$

Onde:

g = aceleração da gravidade,

k = constante de Boltzmann,

m_i = massa do íon,

T_i = temperatura do íon,

T_e = temperatura dos elétrons,

N_e = densidade de elétrons,

ν_{im} = frequência de colisão para transferência de momentum entre o i -ésimo íon e o m -ésimo íon molecular,

ν_{in} = frequência de colisão para transferência de momentum entre o i -ésimo íon e o n -ésimo gás neutro,

u_θ = componente meridional, no sistema de coordenadas geográficas, do vento neutro (positivo na direção norte para sul),

u_ϕ = componente zonal, no sistema de coordenadas geográficas, do vento neutro (positivo na direção oeste para leste),

v_i^{\parallel} = velocidade do i -ésimo íon alinhado ao campo,

D = ângulo de declinação magnética (positivo para leste),

I = ângulo de inclinação magnética,

$\beta_{ij}^*, \beta_i, \beta_{ik}^*$ = coeficientes de difusão térmica,

$\Delta_{ij}, \Delta_{ik}, R_{ijk}, R_{ikj}$ = fatores de correção para o coeficiente de difusão do i -ésimo íon.

Veja Quegan et al. (1981) para os coeficientes de difusão térmico e os fatores de correção de difusão iônica.

O somatório \sum_m é realizado sobre todos os íons e, o somatório \sum_n é realizado sobre todos os gases neutros. A designação dos subscritos i, j, k são como segue: quando $i = O^+$ então $j = H^+$ e $k = He^+$, quando $i = H^+$ então $j = O^+$ e $k = He^+$, e quando $i = He^+$ então $j = O^+$ e $k = H^+$.

A equação do *momentum* para o i -ésimo íon molecular ($i = NO^+, O_2^+$ e N_2^+) é dada pela Equação (3.40).

$$0 = -g \operatorname{sen}(I) - \frac{kT_i}{m_i N_i} \frac{\partial N_i}{\partial s} - \frac{kT_e}{m_i N_e} \frac{\partial N_e}{\partial s} - \frac{k}{m_i} \frac{\partial (T_e + T_i)}{\partial s} - \sum_{j \neq i} \nu_{ij} (v_i^{\parallel} + -v_j^{\parallel}) - \sum_n \nu_{in} (v_i^{\parallel} - u_{\theta} \cos(D) \cos(I) + u_{\phi} \operatorname{sen}(D) \cos(I)) \quad (3.40)$$

Onde o somatório $\sum_{j \neq i}$ é realizado sobre todos os íons exceto o i -ésimo.

As frequências de colisões para transferência de momentum entre diferentes espécies de íons são determinadas a partir da Equação (3.41), e as frequências de colisões para transferência de *momentum* entre os íons e os gases neutros são dados na Tabela 3.3.

$$\nu_{st} = 1,27 \frac{A_{st}^{0,5}}{A_s T_{st}^{1,5}} n_t \quad (3.41)$$

Onde:

n_t = concentração,

A_s = massa em unidade de massa atômica,

$T_s = \frac{m_s T_t + m_t T_s}{m_s + m_t}$ = temperatura reduzida,

m = massa.

TABELA 3.3 – Frequências de colisões para transferência de *momentum* entre os íons e os gases neutros

O^+ collision frequencies	
ν_{O^+O}	$4.45 \times 10^{-11} n(O) T^{0.5} (1.04 - 0.067 \log_{10} T)^2$, $T = (T(O^+) + T_n)/2$
$\nu_{O^+O_2}$	$6.64 \times 10^{-10} n(O_2)$
$\nu_{O^+N_2}$	$6.82 \times 10^{-10} n(N_2)$
H^+ collision frequencies	
ν_{H^+O}	$6.61 \times 10^{-11} n(O) T^{0.5} (H^+) (1 - 0.047 \log_{10} T(H^+))^2$
$\nu_{H^+O_2}$	$3.20 \times 10^{-9} n(O_2)$
$\nu_{H^+N_2}$	$3.36 \times 10^{-9} n(N_2)$
He^+ collision frequencies	
ν_{He^+O}	$1.01 \times 10^{-9} n(O)$
$\nu_{He^+O_2}$	$1.53 \times 10^{-9} n(O_2)$
$\nu_{He^+N_2}$	$1.60 \times 10^{-9} n(N_2)$
N_2^+ collision frequencies	
$\nu_{N_2^+O}$	$2.58 \times 10^{-10} n(O)$
$\nu_{N_2^+O_2}$	$4.49 \times 10^{-10} n(O_2)$
$\nu_{N_2^+N_2}$	$5.14 \times 10^{-11} n(N_2) T^{0.5} (1 - 0.069 \log_{10} T)^2$, $T = (T(N_2^+) + T_n)/2$
O_2^+ collision frequencies	
$\nu_{O_2^+O}$	$2.31 \times 10^{-10} n(O)$
$\nu_{O_2^+O_2}$	$2.59 \times 10^{-11} n(O_2) T^{0.5} (1 - 0.073 \log_{10} T)^2$, $T = (T(O_2^+) + T_n)/2$
$\nu_{O_2^+N_2}$	$4.13 \times 10^{-10} n(N_2)$
NO^+ collision frequencies	
ν_{NO^+O}	$2.44 \times 10^{-10} n(O)$
$\nu_{NO^+O_2}$	$4.27 \times 10^{-10} n(O_2)$
$\nu_{NO^+N_2}$	$4.34 \times 10^{-10} n(N_2)$

Fonte: Bailey e Balan (1996)

3.6.6. A equação dos Elétrons

Para os elétrons, é assumido que a neutralidade de carga é preservada, isto é:

$$N_e = \sum_i N_i \quad (3.42)$$

E, também foi assumido que não há correntes alinhadas ao campo, i.e.,

$$N_e v_e^{\parallel} = \sum_i N_i v_i^{\parallel} \quad (3.43)$$

onde v_e^{\parallel} refere-se a velocidade de elétrons alinhados ao campo e o somatório \sum_i é realizado sobre todos os íons.

3.6.7. Equações do balanço de energia

A equação do balanço de energia para o i -ésimo constituinte ($i = O^+, H^+, He^+, e$, onde e denota elétrons) é dada pela Equação (3.44).

$$\frac{3}{2} k N_i \left(\frac{\partial T_i}{\partial t} + \mathbf{v}_i^{\parallel} \cdot \nabla T_i \right) = Q_i - k N_i T_i \nabla \cdot \mathbf{v}_i + \nabla \cdot (\kappa_i \nabla(T_i)) + F_{in} \quad (3.44)$$

Onde:

Q_i = taxa de aquecimento colisional,

$$\mathbf{v}_i = \mathbf{v}_i^{\parallel} + \mathbf{v}_{em},$$

κ_i = condutividade térmica,

F_{in} = aquecimento friccional.

As equações do balanço de energia para os íons moleculares não são incluídas no modelo, uma vez que a temperatura deles é assumida como igual à temperatura dos íons O^+ .

O aquecimento friccional, F_{in} , devido ao movimento relativo entre o i -ésimo íon e o n -ésimo gás neutro é dado pela Equação (3.45).

$$F_{in} = \sum_n \frac{m_i m_n}{m_i + m_n} v_{in} N_i \left[(v_i^{\parallel} - u_{\theta} \cos(D) \cos(I) + u_{\phi} \sin(D) \cos(I))^2 + (v^{\perp} - u_{\theta} \sin(D) \sin(I) + u_{\phi} \cos(D) \sin(I))^2 + (v^{\phi})^2 \right] \quad (3.45)$$

Onde m_i e m_n são respectivamente a massa do i -ésimo íon e a massa do n -ésimo gás neutro. O somatório \sum_n é realizado sobre todos os constituintes neutros. v^{\perp} e v^{ϕ} são as componentes meridional e zonal de v_{em} no sistema de coordenadas do dipolo excêntrico. O aquecimento friccional entre os elétrons e neutros foi negligenciado, uma vez que este é desprezível quando comparado aos outros termos da equação.

A condutividade térmica dos íons, κ_i , é dada pela Equação (3.46) (BANKS; KOCKART, 1973).

$$\kappa_i = \frac{4,6 \cdot 10^4 N_i}{A_i^{0,5} N_e} T_i^{2,5} \quad (3.46)$$

Onde A_i é a massa do íon em unidade de massa atômica.

Por sua vez, a condutividade térmica dos elétrons pode ser obtida pela Equação (3.47).

$$\kappa_e = \frac{7,7 \cdot 10^5}{\left[1 + \frac{3,22 \cdot 10^4 T_e^2}{N_e} [q(O)n(O) + q(N_2)n(N_2) + q(O_2)n(N_2)] \right]} T_e^{2,5} \quad (3.47)$$

Onde:

$$q(O) = 1,1 \cdot 10^{-16} (1 + 5,7 \cdot 10^{-4} T_e)$$

$$q(N_2) = 2,82 \cdot 10^{-17} T_e^{\frac{1}{2}} (1 - 1,21 \cdot 10^{-4} T_e)$$

$$q(O_2) = 2,2 \cdot 10^{-16} (1 + 3,6 \cdot 10^{-2} T_e^{1/2})$$

(SCHUNK; NAGY, 1978); $n(O)$, $n(N_2)$ e $n(N_2)$ são os valores da densidade dos respectivos constituintes atmosféricos.

As taxas de aquecimento dos íons $Q_i (O^+, H^+, He^+)$, são determinadas a partir da Equação (3.48).

$$Q_i = Q_{ie} + \sum_{j \neq i} Q_{ij} + Q_{in}^{el} + Q_{in} \quad (3.48)$$

E a taxa de aquecimento dos elétrons Q_e é dada pela Equação (3.49).

$$Q_e = Q_{ph.e} + \sum_j Q_{ej} + Q_{en}^{rot} + Q_{en}^{vib} + Q_{en}^f \quad (3.49)$$

Onde o somatório \sum_j é a soma sobre os íons, e $\sum_{j \neq i}$ é o somatório sobre todos os íons exceto para o i -ésimo. Os termos Q_{in}^{el} e Q_{in} são dados na Tabela 3.4, e os termos Q_{en}^{rot} , Q_{en}^{vib} e Q_{en}^f na Tabela 3.5. Os termos Q_{ie} , $Q_{ei}(= -Q_{ie})$ e Q_{ij} são obtidos pelas Equações (3.50) e (3.51), os quais foram tirados de Bancks e Kockarts (1973).

$$Q_{ie} = 7,7 \cdot 10^{-6} N_e N_i \frac{(T_e - T_i)}{A_j T_e^{1,5}} \quad (3.50)$$

$$Q_{ij} = 3,3 \cdot 10^{-4} N_j N_i \frac{(T_i - T_j)}{A_i A_j \left(\frac{T_i + T_j}{A_i + A_j} \right)^{1,5}} \quad (3.51)$$

TABELA 3.4 – Taxas de aquecimento colisional entre íons

<i>O⁺</i> heating rates		
$Q_{O^+n}^{el}$	Elastic collisions with neutrals	$[2.1 \times 10^{-15}n(O)(T(O^+) + T_n)^{0.5} + 3.3 \times 10^{-14}n(H) + 6.6 \times 10^{-14}n(N_2) + 5.8 \times 10^{-14}n(O_2) + 2.8 \times 10^{-14}n(He)]N(O^+)(T_n - T(O^+))$
Q_{O^+H}	Inelastic collisions with neutral H.	$3.8 \times 10^{-15}T_n^{0.5}n(H)N(O^+) \times \left(\frac{8n(O)N(H^+)}{9n(H)N(O^+)}T_n^{0.5}T^{0.5}(H^+) - T(O^+) \right)$
<i>H⁺</i> heating rates		
$Q_{H^+n}^{el}$	Elastic collisions with neutrals	$[1.4 \times 10^{-14}n(H)(T(H^+) + T_n)^{0.5} + 3.5 \times 10^{-14}n(O) + 3.1 \times 10^{-14}n(N_2) + 2.8 \times 10^{-14}n(O_2) + 5.5 \times 10^{-14}n(He)]N(H^+)(T_n - T(H^+))$
Q_{H^+O}	Inelastic collisions with neutral O	$3.4 \times 10^{-15}T^{0.5}(H^+)n(O)N(H^+) \times \left(\frac{9n(H)N(O^+)}{8n(O)N(H^+)}T_n^{1.5}T^{-0.5}(H^+) - T(H^+) \right)$
<i>He⁺</i> heating rates		
$Q_{He^+n}^{el}$	Elastic collisions with neutrals	$[4.0 \times 10^{-15}n(He)(T(He^+) + T_n)^{0.5} + 5.7 \times 10^{-14}n(O) + 5.3 \times 10^{-14}n(N_2) + 4.5 \times 10^{-14}n(O_2) + 1.0 \times 10^{-13}n(H)]N(He^+)(T_n - T(He^+))$

Fonte: BAILEY; BALAN (1996)

TABELA 3.5 – Taxas de aquecimento colisional dos elétrons

Electron heating rates																
Q_{en}^{rot} rotational	$[7.0 \times 10^{-14}n(O_2) + 2.8 \times 10^{-14}n(N_2)]N_e(T_n - T_e)T_e^{-0.5}$															
Q_{en}^{vib} vibrational	$-5.196 \times 10^{-13}N_en(O_2) \exp\left(\frac{fT_e - 700}{2000T_e}\right)$ $\times \left[1 - \exp\left(-\frac{2770(T_e - T_n)}{2000T_e}\right)\right]$ $-2.99 \times 10^{-12}N_en(N_2) \exp\left(\frac{gT_e - 2000}{2000T_e}\right)$ $\times \left[1 - \exp\left(-\frac{h(T_e - T_n)}{T_eT_n}\right)\right]$ $f = 3300 - 839 \sin[1.91 \times 10^{-4}(T_e - 2700)]$ $g = 1.06 \times 10^4 + 7.51 \times 10^3 \tanh[1.1 \times 10^{-3}(T_e - 1800)]$ $h = 3300 + 1.233(T_e - 1000) - 2.056 \times 10^{-4}(T_e - 1000)(T_e - 4000)$															
Q_{en}^f Fine structure	$-8.629 \times 10^{-6} \frac{N_en(O)}{Z} \sum_{i=1}^3 A_i C_i T_e^{(B_i - 0.5)}$ $\times \left\{ \epsilon(E_{xi} - D_{xi}) + 5.91 \times 10^{-9}(T_e - T_n) \right.$ $\times \left. \left[(1 + B_i)D_{xi} + \left(\frac{E_i}{T_e} + 1 + B_i \right) E_{xi} \right] \right\}$ $Z = 5 + 3 \exp\left(-\frac{228}{T_1}\right) + \exp\left(-\frac{326}{T_0}\right)$ $T_0 = T_n \quad T_1 = T_n$ <table style="width: 100%; border: none;"> <tr> <td style="width: 33%;">$\epsilon_1 = 0.02$</td> <td style="width: 33%;">$\epsilon_2 = 0.028$</td> <td style="width: 33%;">$\epsilon_3 = 0.008$</td> </tr> <tr> <td>$A_1 = 7.883 \times 10^{-6}$</td> <td>$A_2 = 9.466 \times 10^{-6}$</td> <td>$A_3 = 1.037 \times 10^{-8}$</td> </tr> <tr> <td>$B_1 = 1.021$</td> <td>$B_2 = 0.8458$</td> <td>$B_3 = 1.633$</td> </tr> <tr> <td>$C_1 = 1.009$</td> <td>$C_2 = 0.9444$</td> <td>$C_3 = 1.466$</td> </tr> <tr> <td>$E_1 = 228$</td> <td>$E_2 = 326$</td> <td>$E_3 = 98$</td> </tr> </table> $D_{x1} = \exp\left(-\frac{228}{T_1}\right) \quad D_{x2} = \exp\left(-\frac{326}{T_0}\right) \quad D_{x3} = \exp\left(-\frac{326}{T_0}\right)$ $E_{x1} = \exp\left(-\frac{228}{T_e}\right) \quad E_{x2} = \exp\left(-\frac{326}{T_e}\right)$ $E_{x3} = \exp\left(-\frac{98}{T_e} - \frac{228}{T_1}\right)$	$\epsilon_1 = 0.02$	$\epsilon_2 = 0.028$	$\epsilon_3 = 0.008$	$A_1 = 7.883 \times 10^{-6}$	$A_2 = 9.466 \times 10^{-6}$	$A_3 = 1.037 \times 10^{-8}$	$B_1 = 1.021$	$B_2 = 0.8458$	$B_3 = 1.633$	$C_1 = 1.009$	$C_2 = 0.9444$	$C_3 = 1.466$	$E_1 = 228$	$E_2 = 326$	$E_3 = 98$
$\epsilon_1 = 0.02$	$\epsilon_2 = 0.028$	$\epsilon_3 = 0.008$														
$A_1 = 7.883 \times 10^{-6}$	$A_2 = 9.466 \times 10^{-6}$	$A_3 = 1.037 \times 10^{-8}$														
$B_1 = 1.021$	$B_2 = 0.8458$	$B_3 = 1.633$														
$C_1 = 1.009$	$C_2 = 0.9444$	$C_3 = 1.466$														
$E_1 = 228$	$E_2 = 326$	$E_3 = 98$														

Fonte: BAILEY; BALAN (1996)

O termo $Q_{ph.e}$ na Equação 3.49 indica a taxa de aquecimento dos elétrons por fotoelétrons energéticos. Esses fotoelétrons são produzidos pela fotoionização dos gases neutros. Tais fotoelétrons perdem energia por colisões com elétrons, íons, e gases neutros. Abaixo de 300 km de altitude a maior parte da energia é localmente perdida, mas acima desta altura os fotoelétrons energéticos são capazes de escapar das linhas de campo magnético e aquecer o plasma

ambiente. A taxa de aquecimento dos elétrons é obtida a partir do modelo desenvolvido por Richards et al. (1994).

3.6.8. Entradas do Modelo

O SUPIM necessita que as concentrações dos gases neutros O, O₂, N₂, H, He e NO assim como a temperatura dos gases neutros (T_n) sejam parâmetros de entrada. Esses valores são obtidos usando o modelo atmosférico NRLMSISE-00 (PICONE et al. 2002), exceto pela concentração do NO que é calculado pela Equação 3.52 (MITRA, 1968).

$$n(NO) = 0,4 \exp\left(-\frac{3700}{T_n}\right) n(O_2) + 5 \cdot 10^{-7} n(O) \quad (3.52)$$

O modelo NRLMSISE é um modelo empírico, o qual utiliza dados de radares, satélites e foguetes, obtidos principalmente para uma altitude inferior a 500 km. Os dados são então modelados para fornecer as previsões globais da variação temporal, diária, sazonal, latitudinal, longitudinal, com a altura e em função da atividade solar e magnética dos gases neutros. A quantificação da atividade solar é outro parâmetro de entrada ao modelo, que deve ser realizada com os apropriados valores do fluxo solar em F10.7. A atividade magnética também é uma entrada do modelo, verificada a partir do índice Ap.

A velocidade do vento neutro, outra entrada, é obtida pelo modelo de vento termosférico denominado de *Horizontal Wind Model* (DROB et al. 2008, HEDIN et al. 1996). Esse modelo é baseado em observações de satélite e radares, fornecendo as componentes meridional e zonal do vento neutro em função da altitude, atividade solar, latitude, e longitude. A pequena cobertura latitudinal dos dados no modelo HWM cria incertezas sobre sua utilização em certas condições, particularmente sobre regiões de baixas latitudes (STENING, 1992; SU et al. 1995).

A velocidade de deriva vertical é outro parâmetro de entrada que necessita ser fornecido ao SUPIM, é comum utilizar as estimativas do modelo de Scherliess

e Fejer (1999), conforme mencionado na seção 3.3.3. A deriva vertical que foi usada na simulação das características do TEC, investigada neste trabalho, foi baseada também em dados de magnetômetros e das digissondas conforme explicado anteriormente na seção 3.3.

4 VARIAÇÃO LONGITUDINAL DO TEC SOBRE A AMÉRICA DO SUL

A relação entre a estrutura longitudinal de quatro picos na região-F da ionosfera, conforme constatada na densidade eletrônica da anomalia equatorial, e a propagação vertical de marés não migrantes originadas na troposfera foi originalmente proposta por Sagawa et al. (2005). Subsequentes estudos de observações e modelagem mostraram a presença da variabilidade longitudinal em diversos parâmetros, tais quais: no conteúdo eletrônico total (TEC), no eletrojato equatorial, na deriva vertical, assim como na taxa O/N₂ da termosfera, densidade neutra e ventos neutros (ENGLAND et al. 2006; KIL et al. 2007; HAGAN et al. 2007; HÄUSLER et al. 2010; HE et al. 2010; LIN et al. 2007; LÜHR et al. 2008; SCHERLISS et al. 2008; WAN et al. 2008; PEDATELLA et al. 2011).

Esses estudos mostraram que o perfil de densidade eletrônica, para uma hora local fixa, varia longitudinalmente como um padrão de onda, com um número de onda zonal igual a quatro. A assinatura da onda número 4 na ionosfera tem sido atribuída à maré não migrante diurna propagante para leste com número de onda zonal 3 (DE3) (para mais detalhes consultar IMMEL et al. 2006; PANCHEVA; MUKHTAROV, 2010). Segundo Pedatella et al. (2011) a relação entre a maré DE3 e a estrutura longitudinal de 4 picos na ionosfera é reforçada pelo fato de que a DE3 aparece com uma variação de onda número 4 em longitude, quando vista a partir de uma perspectiva de uma hora local fixa.

O mecanismo pelo qual a maré DE3 pode introduzir uma variabilidade longitudinal na ionosfera de baixas latitudes é descrito a seguir. Durante o período diurno, ventos zonais DE3 na região do dínamo ionosférico (90-150 km) modulam o dínamo de ventos ionosféricos responsável pela geração das correntes e campos elétricos de baixas latitudes (para mais informações veja JIN et al. 2008). Isso resulta em uma modulação longitudinal da intensidade do campo elétrico de baixas latitudes, o qual, por sua vez, influencia a deriva

vertical \mathbf{ExB} que controla a formação e a intensidade da anomalia de ionização equatorial.

Uma vez que as marés não migrantes influenciam consideravelmente a intensidade e a formação da EIA, a assinatura ionosférica das marés não migrantes seria mais proeminente na região F de baixas latitudes (LIN et al. 2007). Entretanto, resultados de observações e modelagem demonstraram a presença de variações longitudinais na ionosfera superior (HARTMAN; HEELIS, 2007; BANKOV et al. 2009). Esses estudos revelam a ocorrência de variações longitudinais até 840 km de altitude, e ressaltam que deve haver uma importância relativa dos ventos neutros, composição neutra e deriva vertical em diferentes regimes de altitudes. Segundo Pedatella et al. (2011) a modulação da intensidade da EIA por meio das marés não migrantes explica adequadamente a presença da variação longitudinal da densidade eletrônica na altura da região F, entretanto a variação longitudinal na ionosfera superior não pode ser completamente explicada por esse mecanismo e carece de estudos explicativos.

O presente trabalho tem por objetivo analisar dados observacionais e realizar estudos de simulações numéricas para entender a formação da estrutura de quatro-picos na ionosfera equatorial, o qual ocorre através do efeito da modulação longitudinal do dínamo de campos elétricos, dos ventos neutros termosféricos e dos processos de produção e perda de íons. Tal análise foi realizada utilizando dados observacionais de TEC medidos pelos receptores GPS e dos satélites-DMSP para compreender, respectivamente, a variação longitudinal do TEC e da densidade iônica na ionosfera superior. O SUPIM foi utilizado para simular a ionosfera de baixas latitudes, para isso a velocidade da deriva vertical do plasma, usada como um dos parâmetros de entrada, foi obtida a partir de dados de magnetômetros e ionossondas. Os ventos neutros usados no modelo SUPIM baseiam-se no modelo empírico HWM-07 (DROB et al. 2008), entretanto testes foram executados com as versões do HWM-90 e HWM-93. Os efeitos do campo elétrico zonal e do vento neutro termosférico na

variação longitudinal do TEC foram avaliados. Foi mostrado que a partir de uma combinação adequada de campo elétrico zonal e vento termosférico a estrutura longitudinal de quatro picos pode ser prevista por um modelo teórico. A análise será concentrada, principalmente, sobre a região equatorial magnética da América do Sul.

4.1. Estrutura longitudinal de 4 picos na ionosfera superior

Figura 4.1 apresenta um gráfico da longitude versus latitude da distribuição da densidade de íons obtida pelo satélite DMSP-F13 (dados disponíveis em *DMSP SSIES Data Distribution Website at UT-Dallas*) às 1745 LT para todos os setores longitudinais, para o período de setembro a outubro de 2001. A altitude das medidas é de ~840 km. Vale ressaltar que a figura apresenta um sistema de hora local fixa. O eixo horizontal mostra o setor de longitude geográfica e o eixo vertical ilustra o setor latitudinal das observações. A codificação de cores, por sua vez, refere-se ao valor de densidade de íons, enquanto que a linha preta, sobre todos os setores longitudinais, denota a posição do equador geomagnético.

A distribuição da densidade iônica próxima a 840 km e às 1745LT na Figura 4.1 mostra uma forte variação longitudinal, ressaltando a estrutura de 4 picos na ionosfera equatorial. Utilizaram-se os dados compreendidos de 01/09/2001 à 31/10/2001, isto é, dois meses de dados para cobrir a faixa de longitude (360 graus) mostrada no gráfico. Pode ser observado que as regiões com valores de picos máximos de Ni estão situadas próximas aos seguintes setores longitudinais: 350°-30° (costa oeste do continente africano), 90°-120° (sul da Índia e sudeste da Ásia), 180°-200° (oceano pacífico central) e 240°-290° (costa oeste da América do Sul). Cabe ressaltar que há uma forte variação longitudinal da densidade de íons sobre a América do Sul, sendo essa a mais intensa entre os quatro picos. Esta região é bem conhecida por apresentar uma

forte variação longitudinal na declinação magnética e pela presença da Anomalia Magnética do Atlântico/América Sul (ABDU et al. 2005).

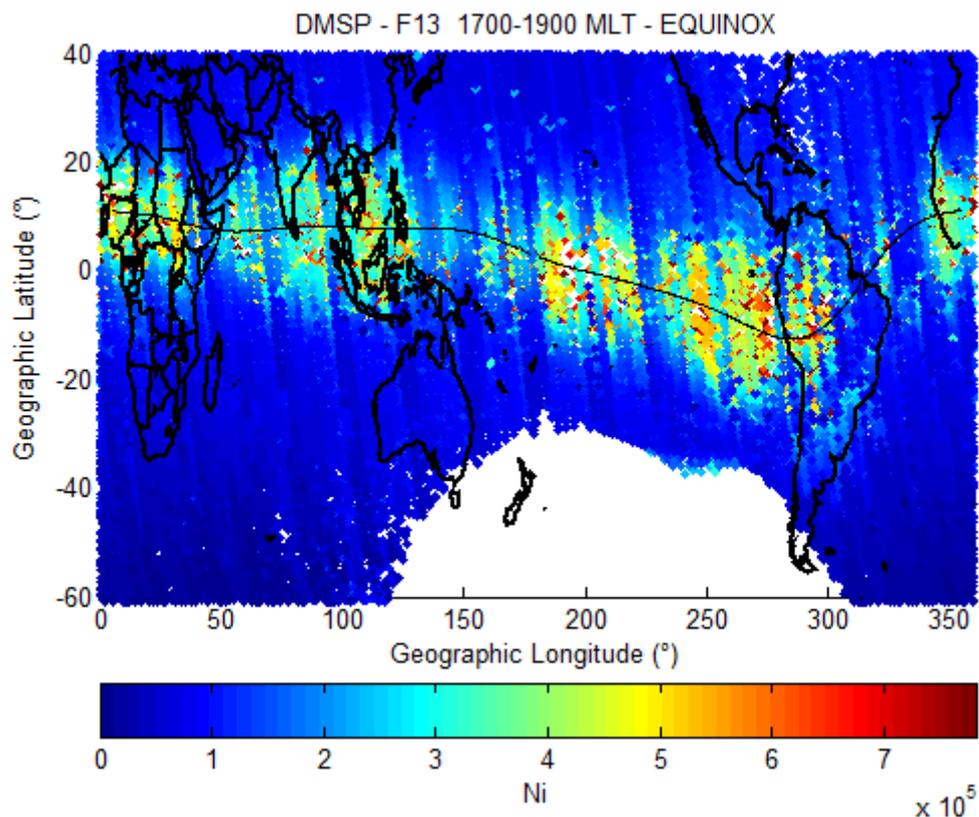


Figura 4.1 Variações da densidade de íons, próximo ao pôr-do-sol, obtidas pelo satélite DMSP-F13.

Visando entender detalhadamente a natureza desta forte variação longitudinal na densidade de íons, uma média meridional dos valores de Ni dentro de uma pequena escala latitudinal $-2^\circ < \lambda_{mag} > 2^\circ$ (onde λ_{mag} significa latitude magnética) foi realizada. Uma média móvel foi feita para suavizar os dados dentro desta escala latitudinal. Finalmente, o perfil do logaritmo da densidade de íons sobre o setor de longitude variando de 270°E - 330°E (América do Sul) é exibido na Figura 4.2. Sendo assim, essa figura mostra um corte longitudinal da densidade de íons da ionosfera equatorial sobre o setor da América do Sul.

A Figura 4.2 claramente demonstra que o perfil de densidade de íons da ionosfera superior (840 km) diminui consideravelmente da costa oeste em direção à costa leste da América do Sul. Ressalta-se, ainda, que o valor da densidade de íons (em termos absolutos, Ni) na costa oeste é quase 2,5 vezes maior do que na costa leste da América do Sul.

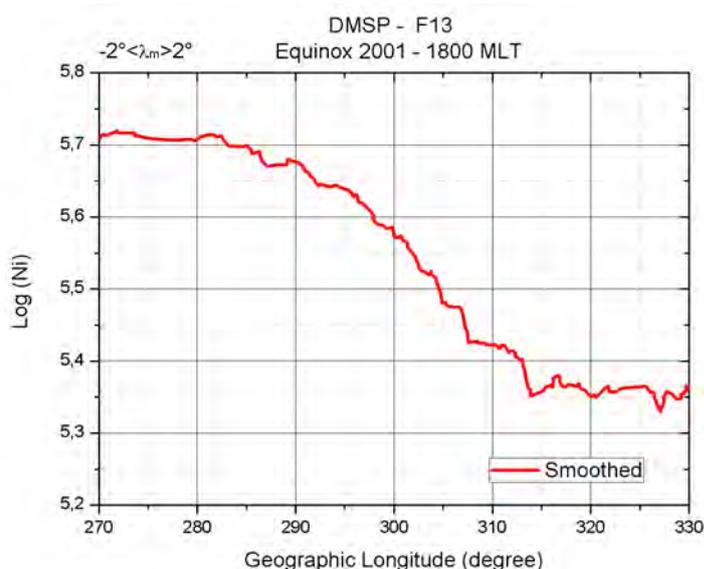


Figura 4.2 Variações da densidade de íons, próximo ao pôr-do-sol, obtidas pelo satélite DMSF-F13 para o setor da América do Sul.

Com o propósito de entender melhor a natureza dessa forte variação longitudinal no perfil da Ni da ionosfera superior (*topside ionosphere*) sobre o setor da América do Sul, foi realizada uma análise da variação do GPS TEC para duas estações localizadas próximas as extremidades da faixa de longitude considerada, e próximas ao equador geomagnético no Peru e Brasil. Estas estações são Arequipa, Peru (-16,40°; 288,5°; *dip angle*: -7° (2001)) e São Luís, Brasil (-2,5°; 315°, *dip angle*: -3°(2001)). Na Figura 4.3 os asteriscos vermelhos ilustram as estações utilizadas, Arequipa (lado esquerdo) e São Luís (lado direito). A linha preta é o equador geomagnético obtido a partir do modelo IGRF 11 (*International Geomagnetic Reference Field*) para o ano de 2005,

como um ano de referência (*British Geological Survey, BGS, 2008*). Deve ser ressaltado que o ângulo de declinação magnética é quase nulo em Arequipa, enquanto que São Luís apresenta um grande ângulo de declinação magnética (sendo de -19°).

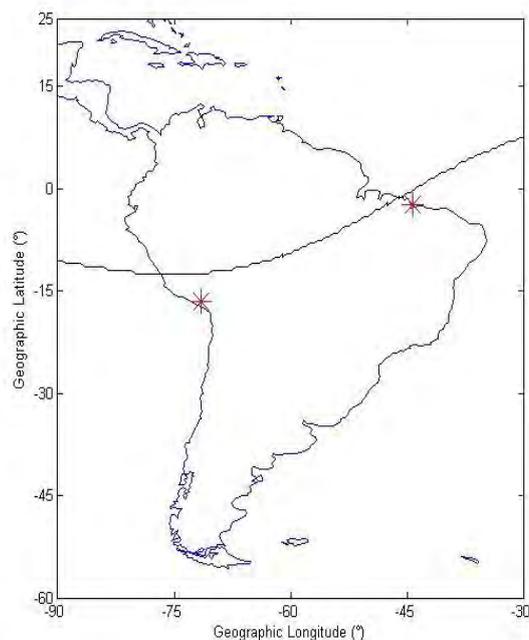


Figura 4.3 Localização das estações receptoras de dados e o alinhamento com o equador magnético.

A abordagem realizada para entender a variação longitudinal na densidade de íons da ionosfera superior, assim como a variação longitudinal no TEC entre Arequipa e São Luís, envolve a comparação dos dados observacionais com resultados de simulação usando um modelo teórico para as duas localizações.

Os dados do TEC foram selecionados para corresponder a três diferentes níveis de atividade solar: alta atividade representada por 2001, atividade moderada representada por 2005 e atividade baixa representada por 2007. As duas estações encontram-se separadas por $\sim 39^\circ$ de longitude.

Os dados de TEC, usados nessa análise, para a estação de Arequipa foram obtidos a partir de receptores de GPS disponíveis pela rede *International GNSS Service (IGS)* (DOW et al. 2005). Essa estação é localizada próxima ao equador geomagnético na costa oeste da América do Sul e utiliza o receptor *ROGUE* SNR-8000, o qual pode fornecer medidas da fase da portadora e da pseudodistância para duas frequências ($f_1=1.575,42$ MHz, $f_2=1.227,60$ MHz). Por sua vez, os dados de TEC para a estação de São Luís foram obtidos a partir de um receptor *Turbo Rogue* ICS-4000Z de dupla frequência da *Allen-Osborne Associates Receivers*. São Luís está localizado próximo ao equador geomagnético na costa leste da América do Sul. Para todos os gráficos utilizando dados de TEC, obtidos por GPS, somente foram utilizados dados cujo satélite encontrava-se com um ângulo de elevação maior ou igual a 30° . Uma descrição detalhada do procedimento da obtenção do TEC é dado por Mannucci et al. (1998).

Figura 4.4 mostra a variação diurna (24 horas) dos valores observados do TEC para todos os dias do ano 2001 (Figura 4.4a e 4.4b), 2005 (Figura 4.4c e 4.4d) e 2007 (Figura 4.4e e 4.4f), onde os painéis referentes a Arequipa estão localizados no lado esquerdo e os referentes a São Luís no lado direito. Sobre o eixo-x o *Day Of Year* (DOY) é representado, o eixo-y mostra a variação em hora local (0000-2400 LT) e os valores do TEC são representados a partir da barra de cores. É importante salientar que os valores do TEC nas Figuras 4.4a e 4.4b estão suavizadas com o método média móvel de 9 dias, eliminando assim as variabilidades de curto períodos. A discussão sobre as variabilidades de menores escalas (dias) serão apresentadas no capítulo 5.

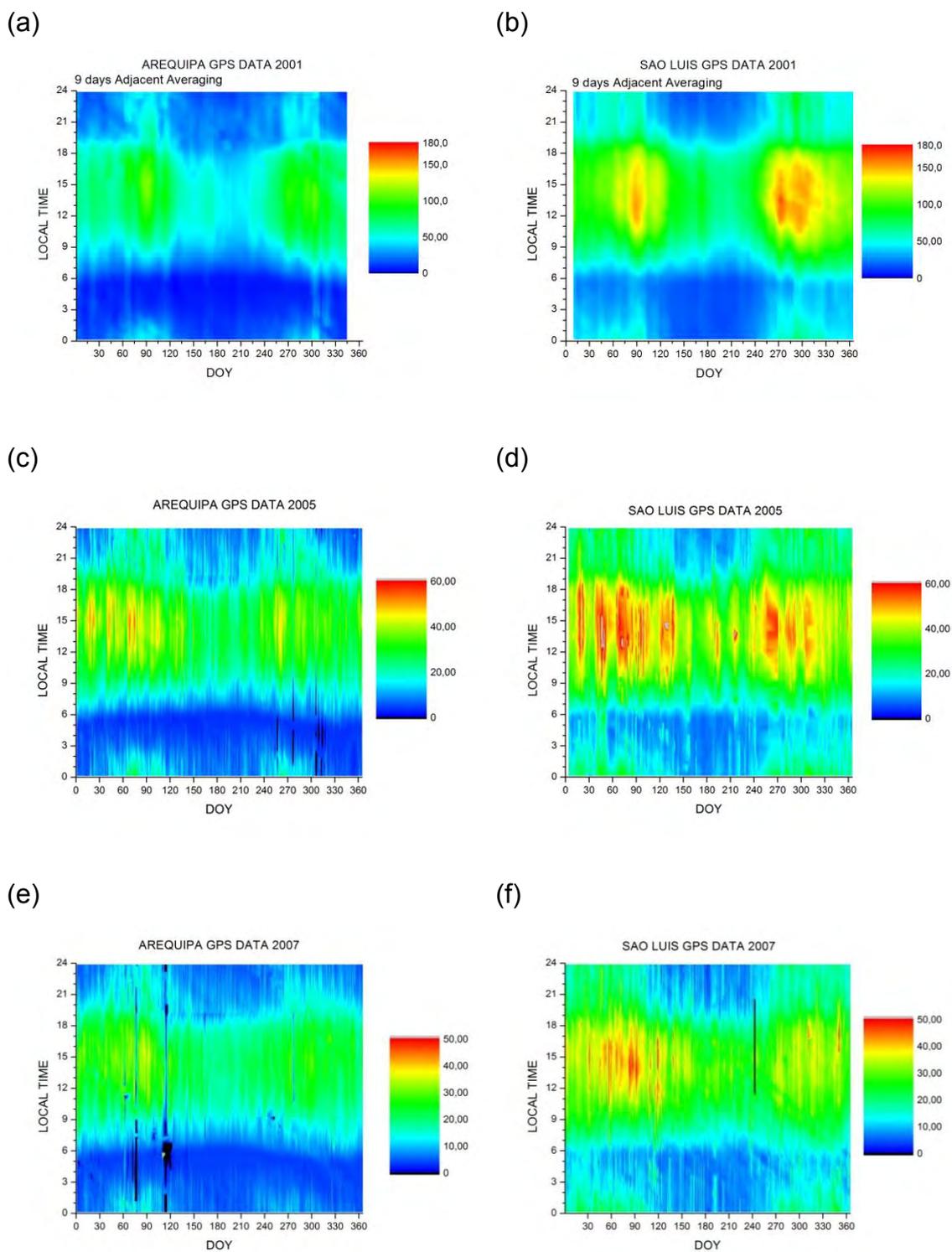


Figura 4.4 – TEC (barra de cores em TECu) para cada dia do ano (eixo x) para todas as horas locais (eixo y). Lado esquerdo referente à estação de Arequipa e as figuras do lado direito referentes à estação de São Luís. As figuras estão representando atividade solar alta (4.4a e 4.4b), moderada (4.4c e 4.4d) e baixa (4.4e e 4.4f).

Pode ser notado que o padrão geral da variação diurna do TEC em 2001 é caracterizado por rápido aumento após 0500LT, até atingir o valor máximo próximo às 1400 LT, seguido por uma lenta diminuição em direção ao pôr-do-sol, permanecendo com valores baixos durante o período noturno. Os valores mais elevados do TEC aparecem com dois picos, um em cada equinócio. Sendo um máximo mais longo próximo ao equinócio de outubro e um pico mais estreito centrado no equinócio de março. Os valores mínimos sazonais ocorrem no solstício de inverno (Junho-Julho). Os maiores valores do TEC ocorrem durante o período diurno, principalmente devido a produção de ionização pelo EUV solar e a velocidade de deriva vertical para cima. A deriva $E \times B$ para cima pode manter a camada F em uma altitude maior, onde os processos de recombinação são menores (BITTENCOURT; ABDU 1981). Por outro lado, os menores valores do TEC ocorrem no período noturno, na ausência de produção de íons pelo EUV e devido a deriva vertical ser direcionada para baixo, a qual move a camada F para uma altitude menor com taxa de recombinação maior.

A variação semianual do TEC é facilmente observada em ambas às estações durante o período diurno, essencialmente entre 1000 – 1700 LT. Essa variação semianual foi previamente discutida para o setor brasileiro por Abdu et al. (1996) usando observações de satélites geoestacionários por polarímetro VHF. Essa característica no TEC também foi foco de discussão em outros trabalhos, por exemplo, Liu et al. (2009), Batista e Abdu (2004), Lee et al. (2010), Souza (1992), Ma et al. (2003).

Os dados do TEC das Figuras 4.4 mostram características, em termos diurnos e sazonais, semelhantes entre ambas às estações. Nos dados de 2001 (Figura 4.4a e 4.4b) uma característica notável para ambas as estações é uma assimetria equinocial, com os valores do TEC no equinócio de outubro sendo maiores que o TEC no equinócio de março para as duas estações, sendo tal particularidade mais perceptível sobre São Luís. Entretanto, os dados referentes a 2005 e 2007 mostram uma assimetria equinocial com maiores

valores no equinócio de março. Embora o ângulo zenital solar no equinócio de março e no de outubro sejam os mesmos, sabe-se que a ionosfera apresenta algumas diferenças entre os dois equinócios, mesmo sob condições de atividade solar equivalente (e.g. CHEN et al. 2012; BAILEY et al. 2000; BALAN et al. 1998; KAWAMURA et al. 2002). Tal comportamento é conhecido como assimetria equinocial ionosférica. Essa assimetria pode ser originada das diferenças equinociais nos ventos neutros, composição e densidade termosférica e campos elétricos, que também controlam a distribuição na densidade eletrônica. Ao menos uma parte da assimetria equinocial apresentada no presente trabalho, parece ser causada pelas diferenças na excitação por EUV/F10.7 entre os equinócios de primavera e outono, como pode ser notado pelo valor médio de 3 meses do índice F10.7, o qual foi de 166,3 e 216,0 ($10^{-22} Wm^{-2} Hz^{-1}$) centrado respectivamente em 1 de abril e 1 de Outubro de 2001.

Um importante ponto que pode ser notado na Figura 4.4 é que os valores do TEC sobre São Luís são significativamente maiores que os valores sobre Arequipa, por exemplo, o valor do TEC durante o período de setembro/outubro de 2001 sendo de ~ 170 TECu sobre São Luís e de ~ 100 TECu sobre Arequipa, uma diferença de 70 unidades de TEC.

Indagam-se aqui os principais fatores que poderiam acarretar aumento ou diminuição do TEC entre São Luís e Arequipa. Tal variação longitudinal do TEC entre São Luís e Arequipa poderia ocorrer em virtude da diferença no ângulo de declinação magnética, diferença entre as latitudes geográficas, nos ventos neutros termosféricos e nos campos elétricos zonais.

É interessante ressaltar que a diferença no TEC entre São Luís e Arequipa é provavelmente associada com os pontos de mínimo e máximo da estrutura de quatro picos nos valores de Ni da ionosfera superior mostrados na Figura 4.1. Também pode ser observado que esta diferença longitudinal no TEC prevalece para o dia inteiro e o ano inteiro, independente do setor de hora local,

sazonalidade ou atividade solar. Entretanto, pode ser observado que as maiores discrepâncias entre os valores do TEC em São Luís e Arequipa ocorrem entre 0900 LT a 1800 LT, e é notoriamente mais acentuada nos equinócios. A maior diferença ocorre durante o período de atividade solar alta, como será discutido adiante (veja Figura 4.7), fato que poderia indicar que a onda número quatro poderia ser mais efetiva para modular o dínamo da região E durante alta atividade solar.

Uma clara demonstração da variação longitudinal do TEC diurno, representado pelos valores de 1500LT durante os meses de setembro, outubro e novembro de 2010 é mostrado na Figura 4.5. Na figura podemos observar um mapa contendo pontos azuis, indicando as estações receptoras de GPS utilizadas. Conforme podemos notar o TEC tende a aumentar linearmente do oeste em direção à costa leste brasileira. Note que a linha vermelha representa um ajuste linear com coeficiente de correlação $R=0,56$ para os dados experimentais.

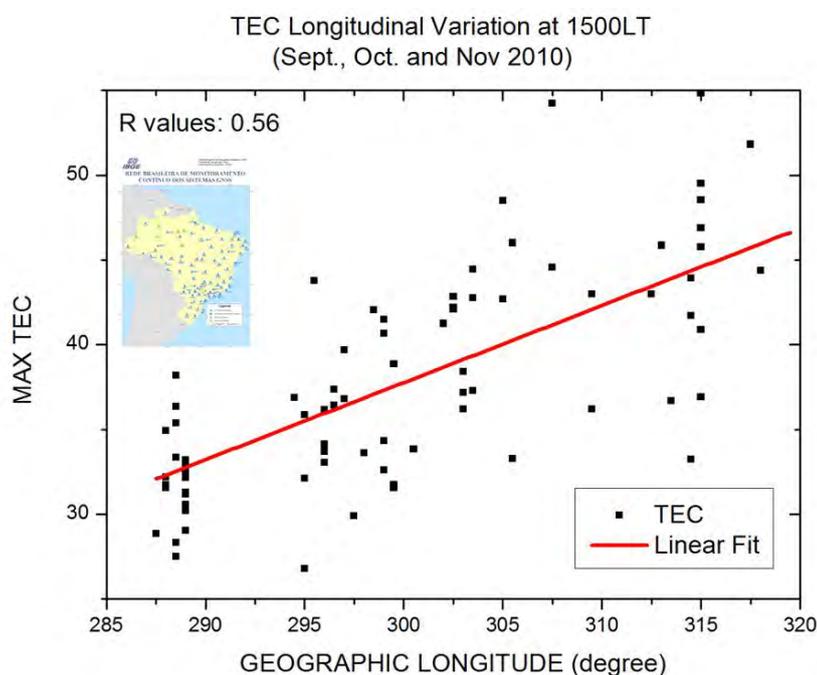


Figura 4.5 – Variação Longitudinal do TEC sobre o território brasileiro. As observações foram obtidas às 1500LT durante o equinócio de primavera de 2010.

Vale tecer alguns comentários sobre a comparação das Figuras 4.5 e 4.2, observe que enquanto o TEC sobre São Luís (costa leste da América do Sul) apresenta um valor maior do que o TEC sobre Arequipa (costa oeste da América do Sul), a densidade eletrônica na ionosfera superior (como observado pelos dados do satélite DMSP) é maior sobre a costa oeste do que sobre a costa leste da América do Sul. O comportamento oposto entre ambos os parâmetros (TEC e o Ni da ionosfera superior) será detalhadamente explicada na seção 4.5.

Oberheide et al. (2011) discutiram que a estrutura de quatro picos no TEC não pode ser unicamente atribuída às marés não migrantes DE3. O padrão de quatro picos pode ter contribuições de outras formas de ondas de marés não migrantes: DW5, SW6, SE2, TW7 e TE1, assim como contribuição da onda planetária estacionária de número de onda 4 (SPW4). Onde a primeira letra descreve o período, i.e., a Diurna sendo representada por D, a Semidiurna por S e a Terdiurna por T, a segunda letra indica o sentido da propagação, sendo que E representa Leste e W representa Oeste, e o número indica o número de onda. Existem evidências de que as marés não migrantes DE3 sejam mais acentuadas durante os meses do equinócio (OBERHEIDE et al. 2011). Lühr et al. (2008) e England et al. (2006) apresentaram e discutiram resultados referentes ao equinócio de setembro e outubro, o qual é dominado pela máxima amplitude da maré não-migrante DE3 (OBERHEIDE et al. 2011). Entretanto, Figura 4.4 mostra que a variação longitudinal do TEC pode ser observada para o ano inteiro (com as diferenças sendo acentuadas nos equinócios), assim podemos especular que fontes secundárias podem estar modulando o dínamo da região - E pelas formas de ondas DW5, SW5, SE2, TW7, TE1 e SPW4.

Com a finalidade de explicar a causa da diferença na magnitude do TEC entre São Luís e Arequipa, o SUPIM foi utilizado para simular a distribuição do TEC de baixas latitudes. Os painéis c - h da Figura 4.6 mostram os resultados do modelo para a distribuição do TEC para cada dia do ano de 2001, em função

da hora local para São Luís nos painéis da direita, e Arequipa nos painéis da esquerda. Estes gráficos podem agora ser comparados com o correspondente gráfico da distribuição do TEC observado (Figura 4.6a e 4.6b) nos painéis superiores.

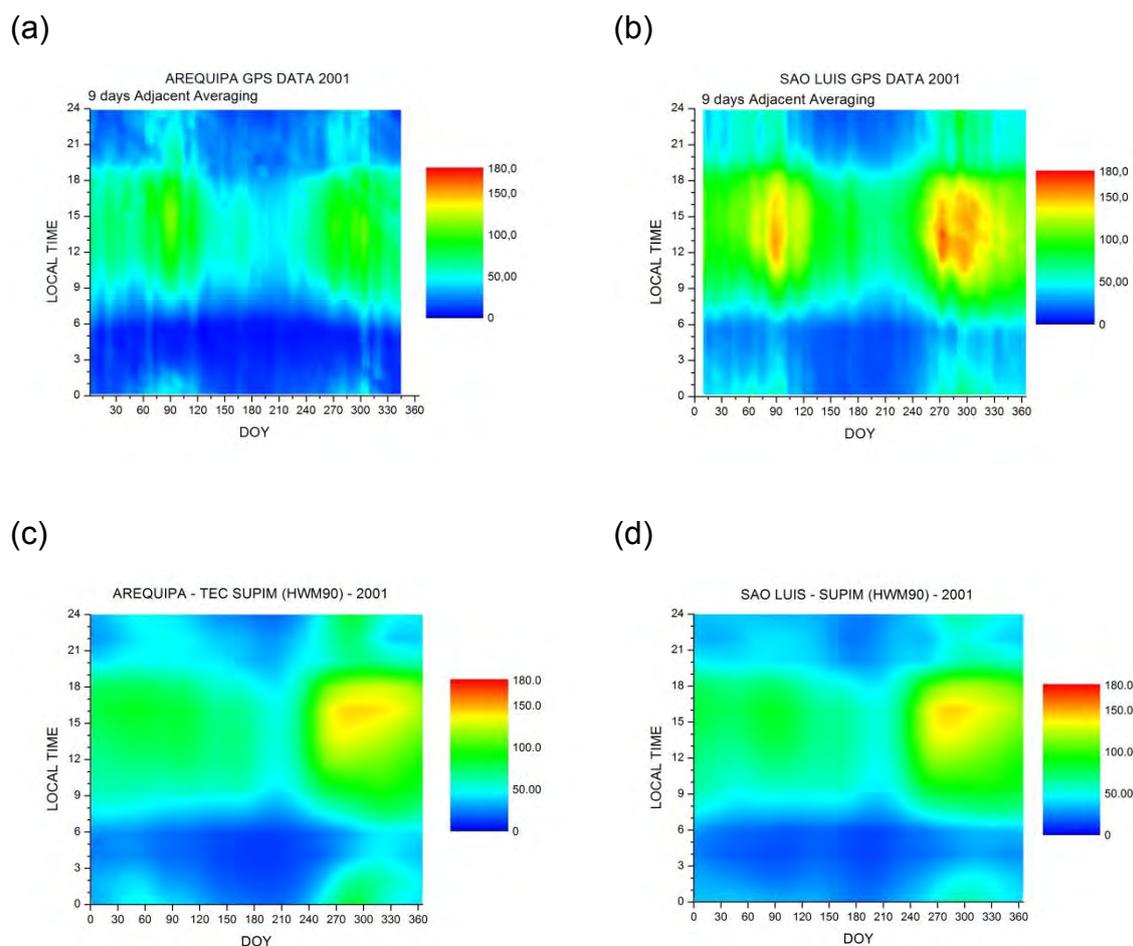
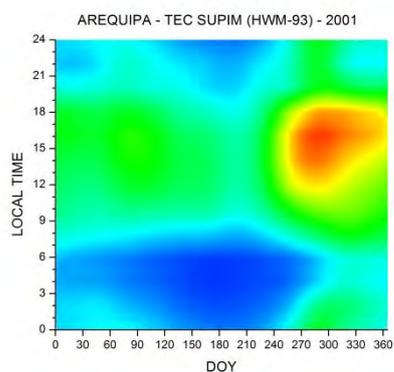
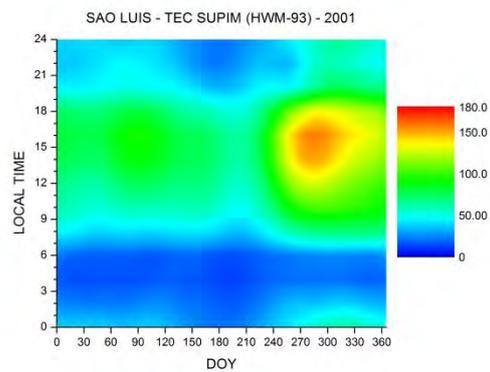


Figura 4.6 – Variação sazonal do TEC para 2001 em São Luís (lado direito) e Arequipa (lado esquerdo). As Figuras 4.6a e 4.6b foram obtidas de dados de GPS e as demais a partir de simulações. (Continua).

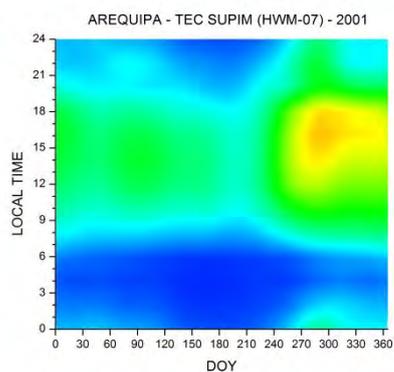
(e)



(f)



(g)



(h)

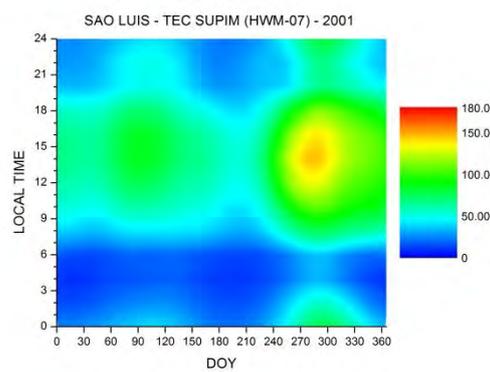


Figura 4.6 – Conclusão.

Os resultados simulados pelo SUPIM foram obtidos usando como parâmetros dinâmicos/eletrodinâmicos de entradas os modelos de vento neutro termosférico do *Horizontal Wind Model* (HWM) e campo elétrico zonal (deriva vertical) do modelo de Scherliess e Fejer (1999). Sendo que nas Figuras 4.6c e 4.6d utilizou a versão do HWM-90, nas Figuras 4.6e e 4.6f o modelo de ventos utilizado foi o HWM-93, e, finalmente, na Figura 4.6g e 4.6h o modelo de ventos utilizado como entrada foi o HWM-07. A partir da comparação entre os dados experimentais e resultados do modelo é fácil observar que o modelo SUPIM é

capaz de reproduzir a variação semianual do TEC, caracterizado pelos menores valores durante o solstício de inverno e maiores valores sobre as épocas equinociais. Os resultados do SUPIM também foram eficazes em simular a assimetria equinocial no TEC e as variações em hora local, caracterizados pelos menores valores de TEC próximo ao nascer do sol e os maiores valores próximos às 1500 LT. Entretanto, em termos do valor absoluto do TEC o modelo não representou satisfatoriamente. Sendo os valores modelados subestimados na região de São Luís e superestimados na região de Arequipa. Deste modo, nota-se que os parâmetros controladores da dinâmica da ionosfera que foram incorporados ao SUPIM não podem simular adequadamente a diferença longitudinal no TEC-GPS sobre o setor americano.

Entre os três modelos de ventos neutros, HWM-90, HWM-93 e o HWM-07, as versões do HWM-93 e HWM-07 foram as que apresentaram os melhores resultados, e são as que serão utilizadas no decorrer dessa pesquisa.

Foi possível observar que o modelo SUPIM não está sendo eficaz em simular as diferenças longitudinais na magnitude do TEC. Sendo que tais diferenças podem ser ocasionadas pelos efeitos de produção, perda ou transporte (campos elétricos e ventos neutros).

Figura 4.7 mostra as variações do TEC diurno como uma função do índice de fluxo solar (F10.7) para os meses de equinócio (todos os dias de 15 de Fevereiro a 15 de Maio e de 15 de Agosto a 15 de Novembro), no qual os valores de TEC ao meio-dia foram considerados. Essa figura ilustra a variação do TEC com a atividade solar, a linha vermelha refere-se ao ajuste polinomial de grau 2 dos valores do TEC para São Luís, enquanto que a linha preta mostra o ajuste polinomial, também de grau 2, do TEC para Arequipa. Em ambas as estações um alto coeficiente de correlação foi encontrado (0,88 para São Luís e 0,89 para Arequipa), sendo que para valores de fluxo solar em F10.7 até o limiar de ~200 sfu um ajuste linear poderia ser adotado, e acima deste valor limite uma tendência de saturação no TEC foi encontrada, em

concordância com resultados publicados por Batista et al. (1994) e Balan et al. (1992).

A partir da Figura 4.7 observa-se que durante atividade solar baixa o TEC em São Luís é apenas ligeiramente maior que sobre Arequipa. Entretanto, com o aumento no F10.7 o TEC aumenta mais rapidamente sobre São Luís do que sobre Arequipa. Esse comportamento pode ser comprovado através da razão entre o TEC sobre São Luís e Arequipa, a qual ficou em 1,3 durante atividade solar baixa, e durante atividade solar alta essa razão ficou em 1,6.

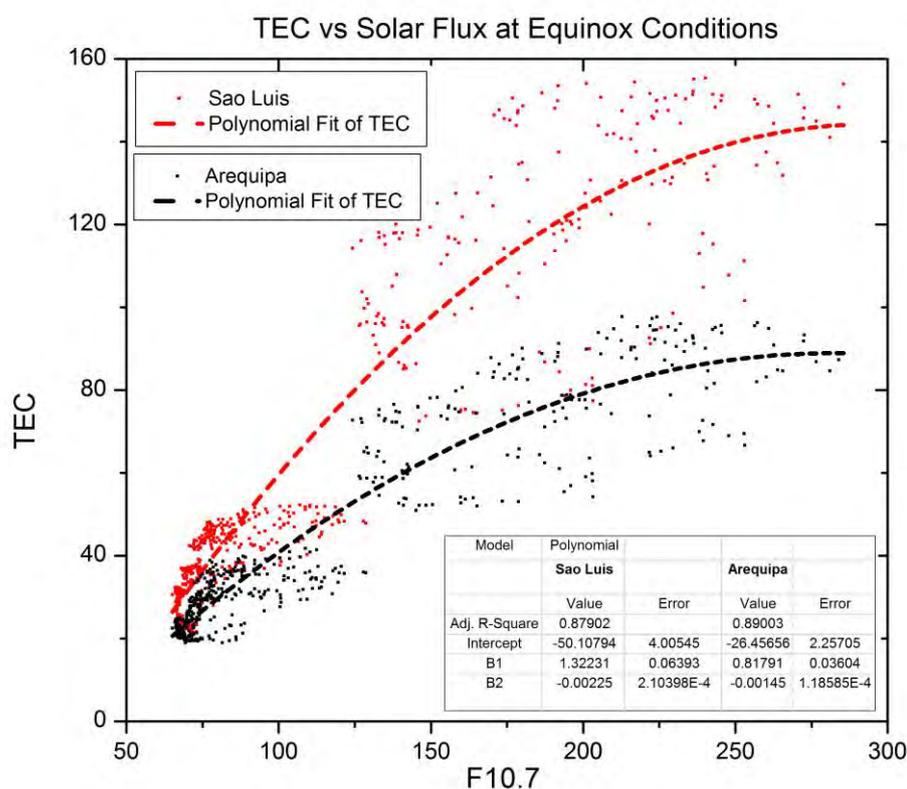


Figura 4.7 – Efeitos do fluxo solar no TEC ao meio-dia. A linha tracejada vermelha mostra o ajuste polinomial para São Luís, enquanto que a linha preta mostra para Arequipa.

Outra interessante forma de observar esse comportamento é a partir da análise do coeficiente angular de um ajuste linear. O ajuste linear do TEC em função da sua variação com o fluxo solar foi realizado, porém esse ajuste não é mostrado aqui. Foi observado que o coeficiente angular em São Luís é de 0,63, enquanto que sobre Arequipa o valor é de 0,39. Essa diferença entre os coeficientes angulares de São Luís e Arequipa claramente indicam que a taxa de crescimento do TEC em função do fluxo solar em São Luís é muito maior que a taxa de crescimento do TEC em função do F10.7 em Arequipa. Isso resulta em valores de TEC muito maiores em São Luís do que sobre Arequipa durante anos de atividade solar alta. Isso sugeriria que o padrão de onda número quatro no TEC é mais dominante durante anos de máximo solar do que durante anos de mínimo solar.

Também pode ser notado que o aumento do TEC em função do fluxo solar tende a uma saturação para altos valores de fluxo (LIU et al. 2009). Tal característica também foi notada considerando todos os dias do ano, assim como com uma média móvel de um ano com todos os dados do ano (assim eliminando as variações sazonais), embora apenas a análise dos dados do equinócio são mostrados aqui. O alto coeficiente de correlação encontrado (*adj. R-square*) pode ser usado para aprimorar a representação empírica do TEC como uma função do fluxo solar, isso poderia conduzir à um melhor modelo ionosférico de baixas latitudes.

A seguir as possíveis modificações que devem ser efetuadas nos parâmetros de entrada utilizados no SUPIM serão examinadas a fim de obter a concordância entre o modelo e os resultados da observação. A taxa de produção iônica, a qual é relacionada aos processos fotoquímicos, é uma entrada fundamental para o modelo. Adicionalmente, os parâmetros de entrada mais importantes ao SUPIM referem-se aos processos dinâmicos (ventos termosféricos e deriva vertical/campo elétrico zonal), os quais também controlam a distribuição da densidade eletrônica na ionosfera, e, conseqüentemente, o TEC. Os parâmetros controladores dos processos

dinâmicos são o campo elétrico zonal, conduzindo o efeito fonte (velocidade de deriva vertical do plasma), e os ventos termosféricos (ABDU et al. 1990; BALAN; BAILEY, 1995; RISHBETH, 2000, ABDU, 2001; DE SOUZA et al. 2000; LIN et al. 2005). Assim, também vamos buscar uma explicação em termos do campo elétrico zonal e dos ventos termosféricos para a variação longitudinal no TEC e na densidade eletrônica (N_i) na parte superior da ionosfera. Quanto ao campo elétrico zonal, é bem conhecido que as marés não migrantes se propagam até a região da mesosfera e baixa termosfera, e seriam capazes de modular o dínamo da região E (responsável pela geração do campo elétrico zonal), contribuindo para a estrutura de 4 picos no campo elétrico zonal/deriva vertical, no eletrojato equatorial e na distribuição da densidade do plasma na região F (ENGLAND, 2012).

Como um primeiro passo no sentido de identificar as possíveis fontes que poderiam contribuir para a variação longitudinal da densidade eletrônica / TEC, rodou-se o modelo SUPIM para São Luís e Arequipa negligenciando os processos de transporte do plasma, isto é, considerando o campo elétrico zonal e os ventos termosféricos como nulo. Vale ressaltar que ambas as estações encontram-se próximas ao equador geomagnético, entretanto situam-se em latitudes geográficas distintas, sendo São Luís próximo ao equador geográfico ($-2,5^\circ$) e Arequipa situada em baixas latitudes ($-16,4^\circ$). Essa distância relativa ao equador geográfico poderia acarretar em diferenças significativas nos processos de produção e perda. Dessa forma será possível avaliar qualquer diferença na densidade eletrônica que seja oriunda dos diferentes graus do ângulo zenital solar, o que contribuiria para a intensificação ou diminuição da fotoionização nas duas localidades. Os resultados destes cálculos são apresentados na Figura 4.8(a) e 4.8(b) para Arequipa e São Luís, respectivamente.

Pode ser notada nesta figura que a distribuição do TEC decorrente apenas dos processos de perda e produção iônica é praticamente a mesma em ambas as estações. Portanto, conclui-se que qualquer diferença na taxa de produção de

íons, devido à radiação do EUV, entre as duas localidades e os associados efeitos fotoquímicos não são a causa das variações longitudinais observadas no TEC. Como mencionado previamente, os dois principais processos que afetam significativamente a formação da Anomalia Equatorial são a força do efeito fonte do plasma equatorial (deriva vertical do plasma) e os ventos neutros termosféricos. Consequentemente as diferenças observadas no TEC entre essas duas estações podem ser ocasionadas pelos efeitos de transporte, isto é, campo elétrico e ventos neutros, os quais serão examinados a seguir.

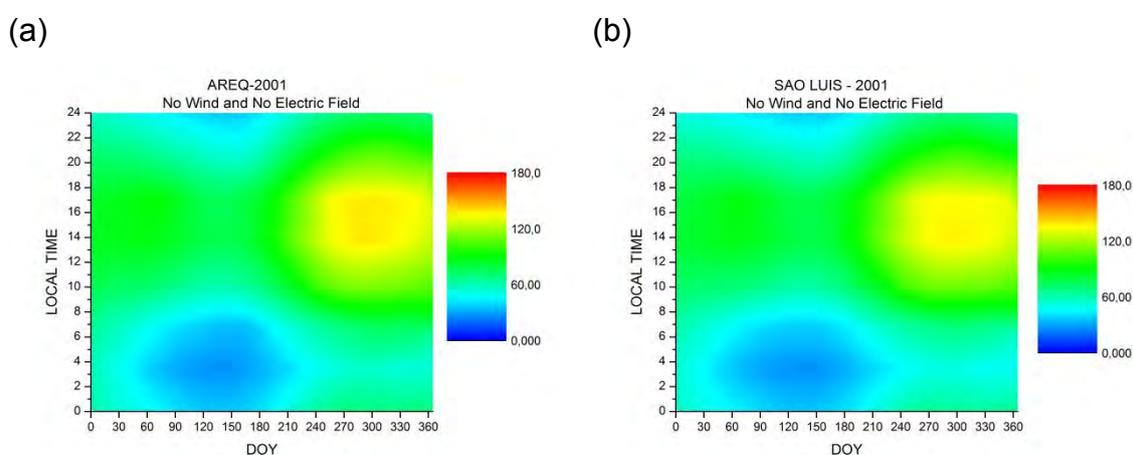


Figura 4.8 – Variação sazonal do TEC sobre São Luís (lado direito) e Arequipa (lado esquerdo) obtidos pelo SUPIM. Aqui o campo elétrico e os ventos neutros não foram considerados, e somente os efeitos de produção e perda iônicas foram calculados.

Especulou-se, também, que o grande e negativo valor da declinação magnética sobre São Luís ($-19,5^\circ$) poderia ocasionar aumento no TEC, vale lembrar que a declinação magnética sobre Arequipa é quase nula (-2°). O grande e negativo ângulo de declinação magnética sobre a costa leste da América do Sul poderia fazer com que a componente zonal do vento neutro tivesse uma grande contribuição ao vento neutro efetivo, de tal forma que aprisionaria mais plasma sobre o equador geomagnético da costa leste da América do Sul. Veja as discussões de Shume et al (2010) e Muralikrishina e Abdu (1988) sobre as diferenças no eletrojato equatorial sobre o setor peruano e brasileiro e possíveis influências da declinação magnética. Com a finalidade de examinar

possíveis efeitos da declinação na maior intensidade do TEC sobre São Luís, simulou o TEC considerando São Luís também com declinação magnética nula.

Figura 4.9a ilustra o TEC obtido por intermédio do SUPIM, considerando a declinação magnética como $-19,4^\circ$, campo elétrico zonal obtido pelo modelo empírico de Scherliess e Fejer (1999) e o vento neutro obtido pelo modelo de ventos HWM-1993. Figura 4.9b, por sua vez, utiliza os mesmos parâmetros de campo elétrico e vento neutro, porém nessa oportunidade a declinação magnética foi considerada nula. A partir da comparação entre as Figuras 4.9a e 4.9b podemos observar que ao fazer o ângulo de declinação magnética nula o valor do TEC sofre apenas um ligeiro acréscimo, entretanto nada significativo ao ponto das diferenças observadas entre as Figuras 4.4a e 4.4b serem explicadas.

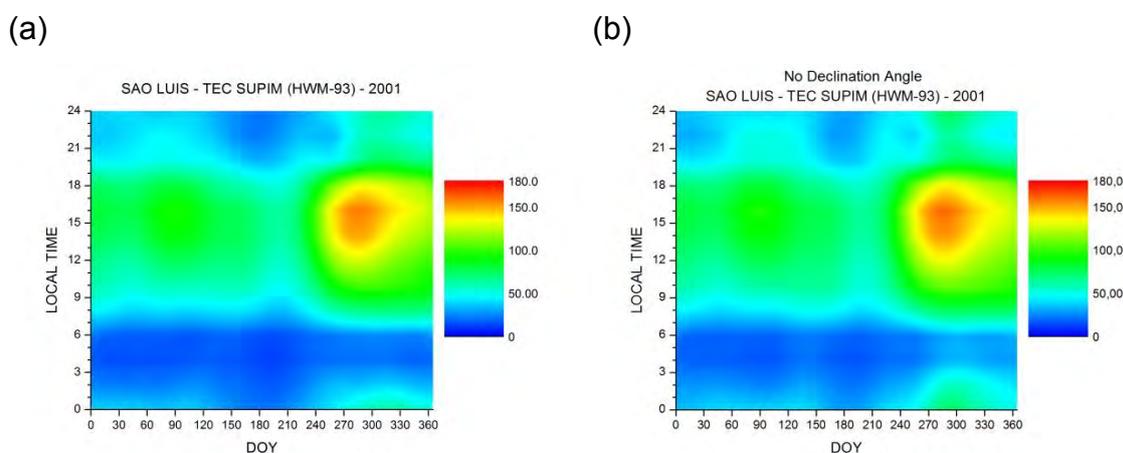


Figura 4.9 – Variação sazonal do TEC simulada pelo SUPIM sobre São Luís. A figura do lado esquerdo mostra o TEC calculado considerando São Luís com declinação magnética de $\sim 19^\circ$, enquanto que a Figura 4.9(b) ilustra o TEC sobre São Luís considerando a declinação magnética nula.

Embora os gráficos de contorno sejam elucidativos, alguns detalhes podem passar despercebidos. Uma maneira de visualizar os detalhes é apresentar as variações diurnas médias de cada mês separadamente. Dessa forma pode-se

esclarecer se há meses que as diferenças entre o TEC sobre São Luís e Arequipa sejam maiores ou menores, ou se há horários em que as diferenças sejam imperceptíveis. Também facilitar-se-á a comparação entre dados observacionais e modelados, podendo interpretar se o modelo está subestimando ou superestimando os valores experimentais.

Figura 4.10a mostra uma comparação entre valores experimentais do TEC sobre São Luís (linha preta) e Arequipa (linha vermelha). Observe que há 12 sub-gráficos nessa figura, sendo um representativo a cada mês do ano 2001. Cabe salientar que cada gráfico representa a média mensal, conforme mencionado anteriormente. Pode-se observar que os valores do TEC sobre São Luís são maiores que sobre Arequipa durante todos os meses e todas as horas locais. Entretanto, as diferenças ficam mais ressaltadas durante o período diurno dos meses de equinócio. E, as diferenças são minimizadas durante o período noturno, essencialmente nos meses do solstício de inverno (junho, julho e agosto).

Figura 4.10b mostra uma comparação dos valores estimados do TEC pelo SUPIM sobre São Luís (linha preta) e sobre Arequipa (linha vermelha). Para essas simulações o SUPIM foi alimentado pelo vento neutro HWM-93 e a deriva vertical / campo elétrico zonal do modelo empírico de Scherliess e Fejer (1999). Nota-se que o SUPIM não prevê grandes variações longitudinais no TEC nessas localidades. Sendo que entre os meses de março a agosto o SUPIM estima valores de TEC praticamente iguais em São Luís e Arequipa. Para os outros meses do ano o SUPIM estimou que o TEC em Arequipa deveria ser ligeiramente maior que o TEC sobre São Luís.

As discrepâncias podem ser vistas de maneira mais clara, para ambas as estações, nas Figuras 4.10c e 4.10d, as quais mostram, respectivamente, a comparação do TEC observado (linha preta) com o TEC teórico (linha vermelha) para Arequipa e São Luís. Nota-se que o SUPIM (com as entradas padrão) está superestimando o TEC em Arequipa nos meses de janeiro,

fevereiro e de maio a dezembro, principalmente de setembro a dezembro. E, ainda para Arequipa, o SUPIM faz uma boa estimativa para os meses de Março e Abril. No que se refere a São Luís (Figura 4.10d) o SUPIM subestima o TEC entre os meses de janeiro a maio, faz uma boa estimativa nos meses de junho a agosto, e entre os meses de setembro a dezembro o SUPIM subestima ou superestima o TEC em diferentes setores de hora local.

Vale salientar que o SUPIM não parece ser o responsável pelas diferenças entre os valores modelados e observacionais. Os parâmetros de entrada, isto é, os processos dinâmicos e eletrodinâmicos, estão produzindo estes comportamentos.

a)

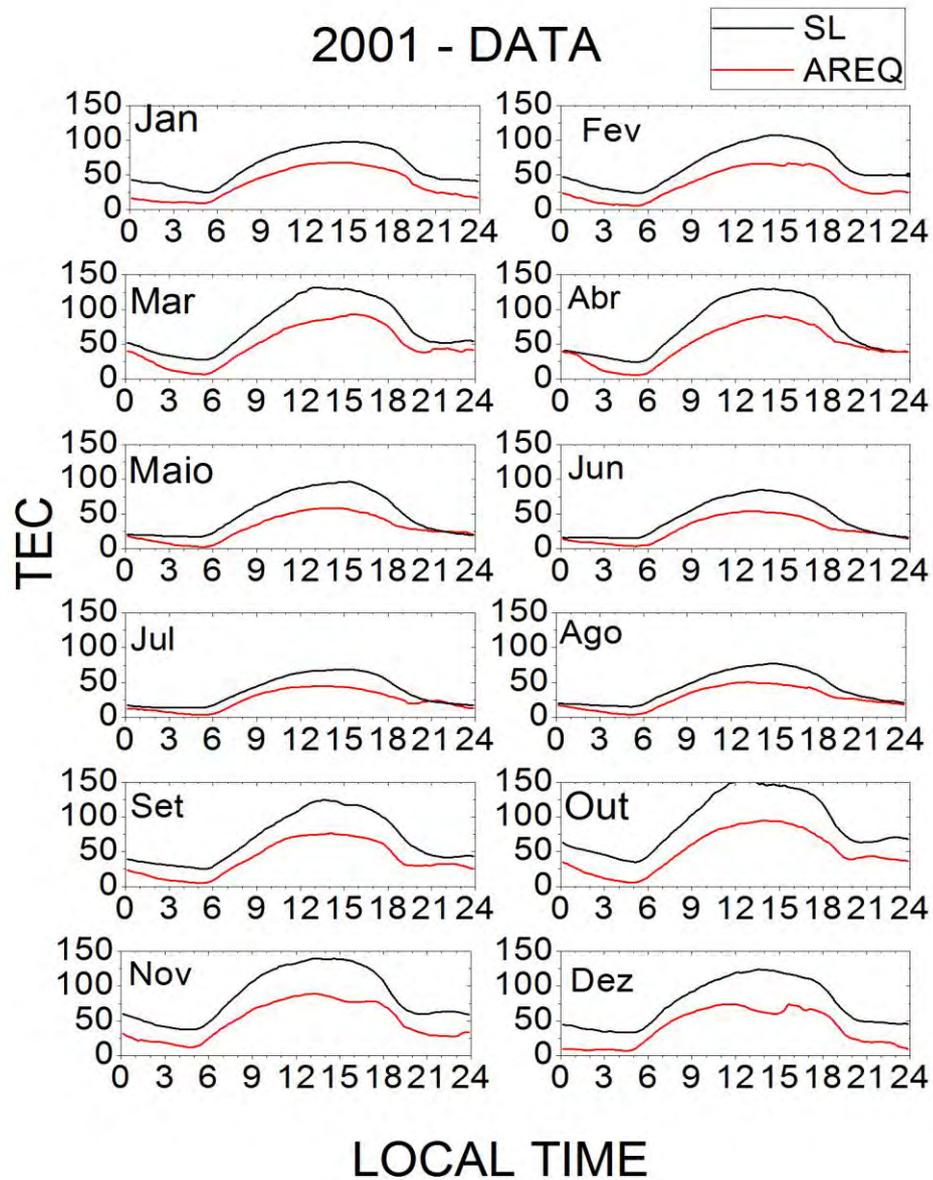


Figura 4.10 – (a) ilustra os valores mensais do TEC medido sobre São Luís (linha preta) e Arequipa (linha vermelha). (b) ilustra os valores mensais do TEC calculado pelo SUPIM para São Luís (linha preta) e Arequipa (linha vermelha). (c) mostra a comparação entre os dados experimentais (linha preta) e simulado (linha vermelha) para Arequipa. (d) mostra a comparação entre os dados experimentais (linha preta) e simulado (linha vermelha) para São Luís. (continua)

b)

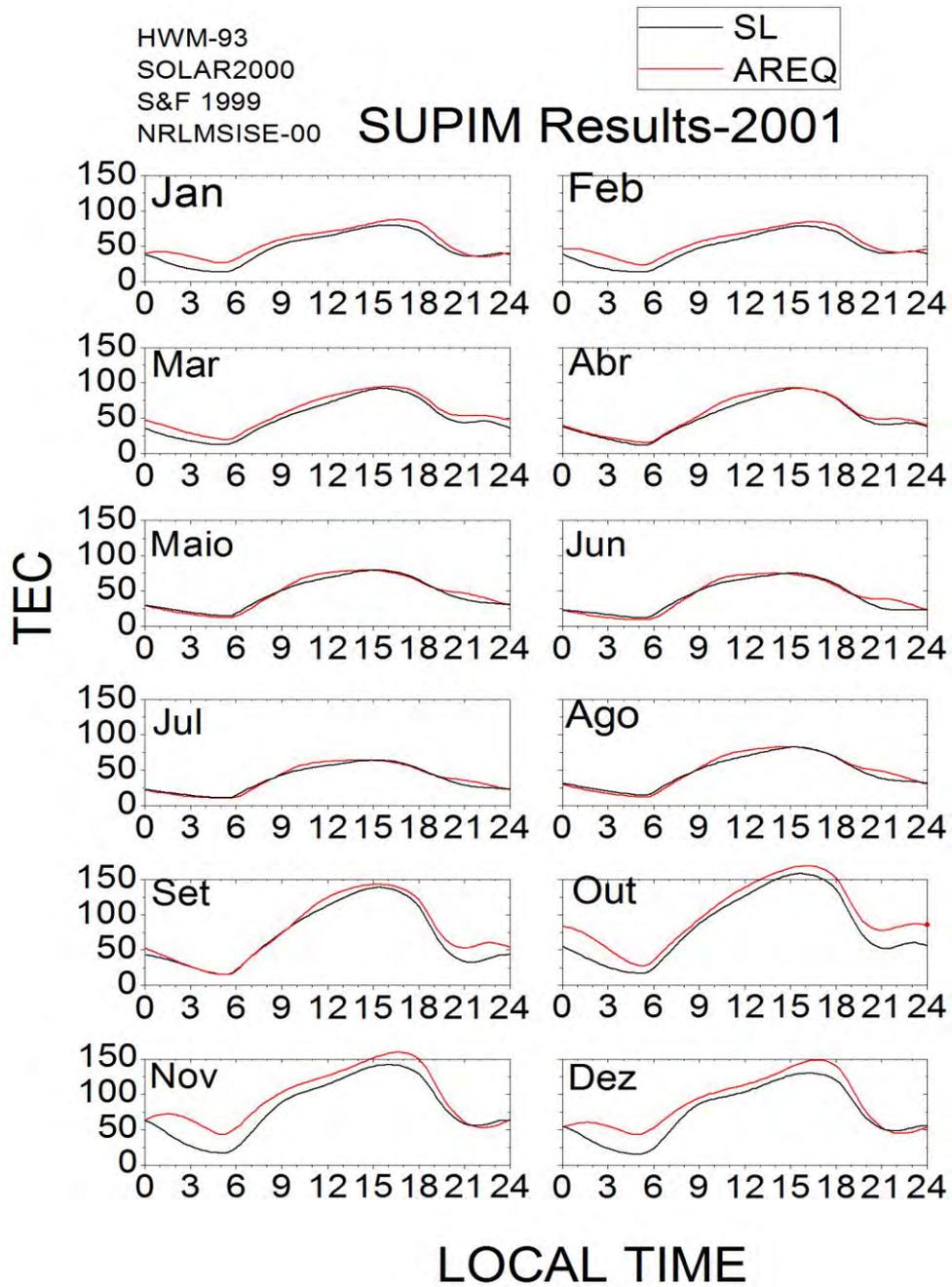


Figura 4.10 - Continuação (Continua)

c)

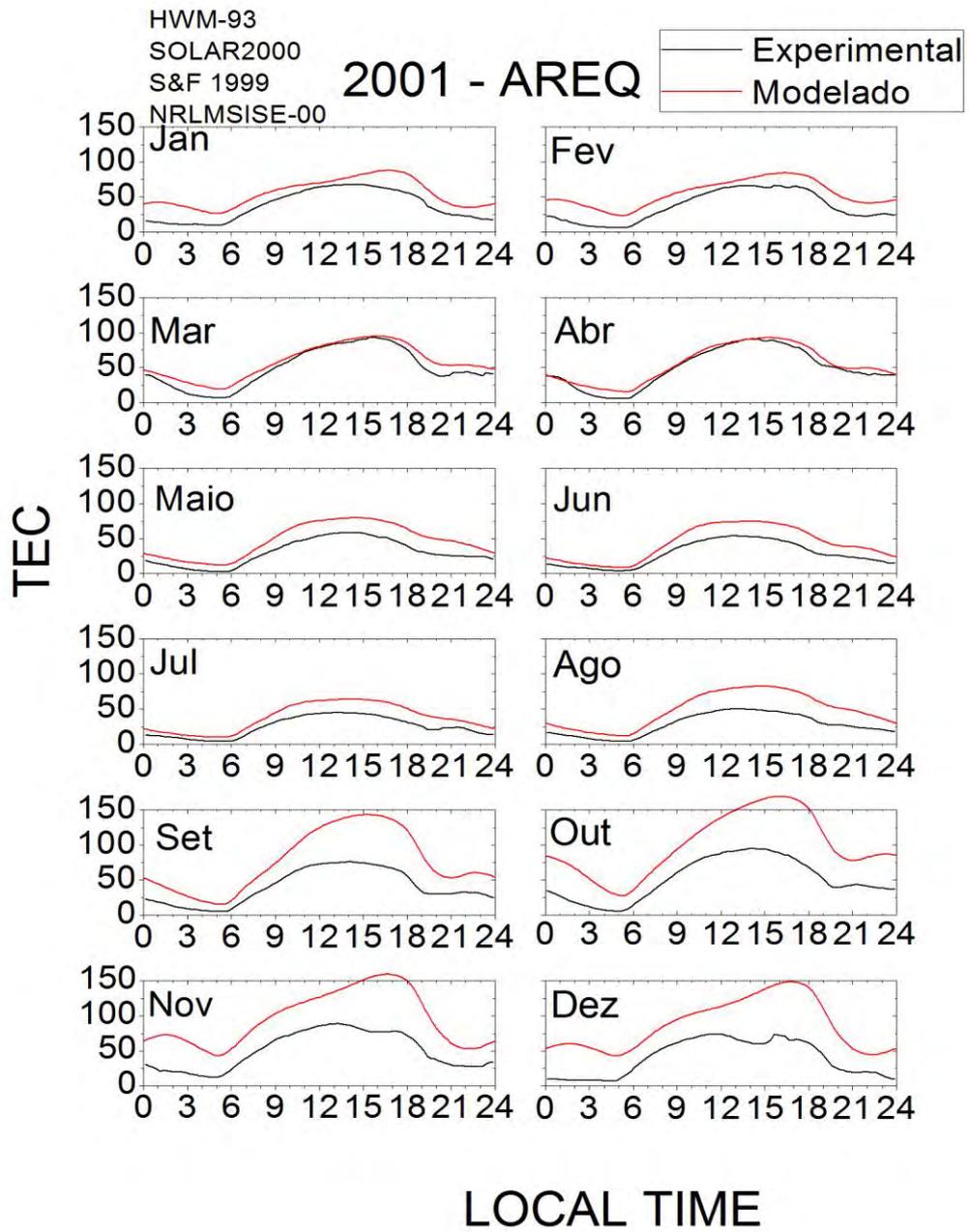


Figura 4.10 - Continuação (Continua)

d)

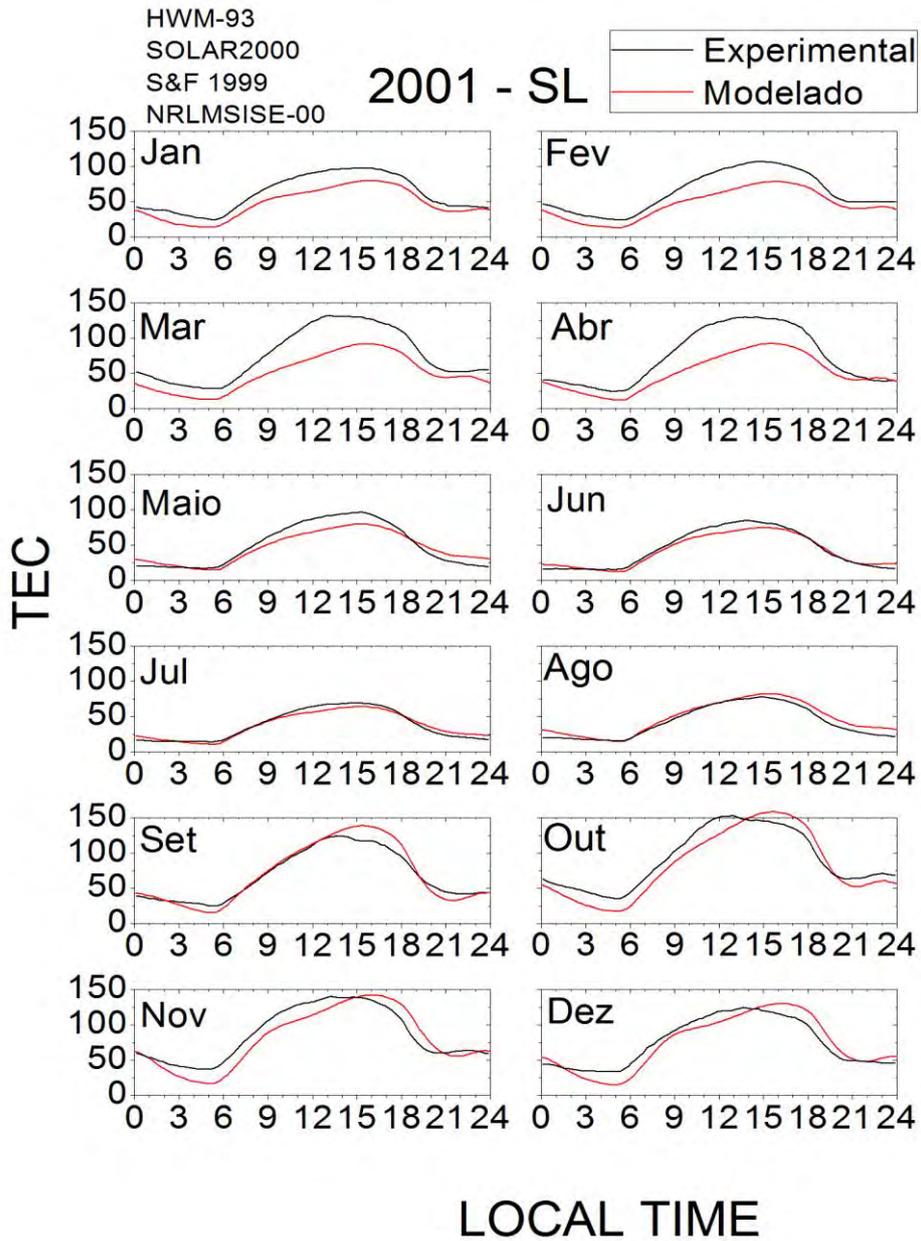


Figura 4.10 – Conclusão.

Para, fielmente, explicar as variações longitudinais observadas no TEC com intermédio do SUPIM faz-se necessário compreender melhor os processos de transporte, para utilizá-los de forma apropriada como entrada no SUPIM.

4.2. Efeito do Campo Elétrico para a distribuição do TEC

Como proposto por Sagawa et al. (2005) e Immel et al. (2006) as marés não migrantes propagantes para leste poderiam modular o campo elétrico do dínamo da região E, o qual, por sua vez, causaria uma variação longitudinal na deriva vertical \mathbf{ExB} . Esta componente da variação longitudinal na velocidade de deriva vertical não parece ser adequadamente representada no modelo de deriva vertical do Scherliess e Fejer (1999), o qual foi utilizado como entrada nas corridas do SUPIM, cujos resultados foram apresentados nas Figuras 4.6 e 4.10b. Objetivando obter valores realísticos da deriva vertical \mathbf{ExB} como entrada ao SUPIM, os dados da componente horizontal do campo geomagnético obtidos por magnetômetros, nos setores longitudinais de Arequipa e São Luís, foram usados para calcular a deriva vertical diurna usando a metodologia estabelecida por Anderson et al. (2002). Esses valores foram complementados com a deriva vertical estimada a partir de dados obtidos por digissondas no período do pôr-do-sol.

A velocidade de deriva vertical estimada a partir da metodologia de Anderson et al. (2002) é apresentada para as condições equinociais (setembro e outubro) de 2001 pela Figura 4.11. Nesta, o perfil de linha preta representa a velocidade de deriva vertical em Jicamarca (representando Arequipa) e a linha vermelha à velocidade de deriva vertical em São Luís. É notório que a deriva vertical diurna sobre a costa oeste da América do Sul é significativamente maior do que sobre a costa leste da América do Sul. De fato, os valores da deriva vertical diurna em Jicamarca são praticamente o dobro dos valores sobre São Luís, como

pode ser constada pela linha azul na Figura 4.11. A linha azul representa a metade do valor da deriva vertical sobre Jicamarca, a qual possui magnitude semelhante à de São Luís.

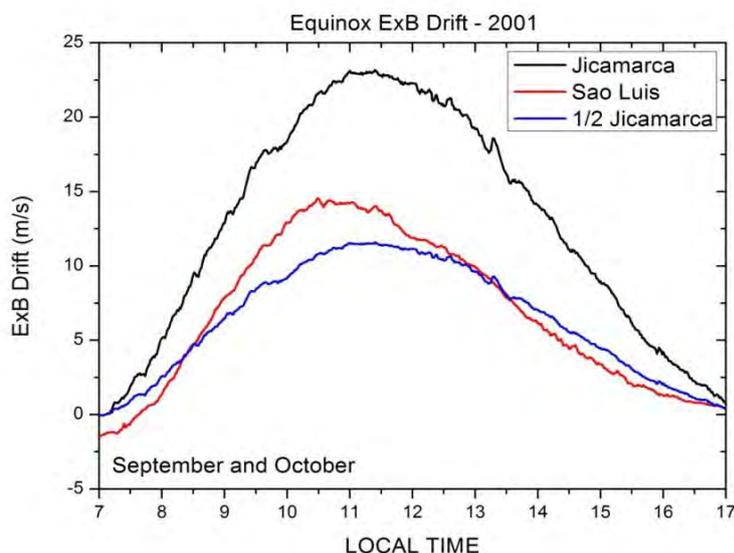


Figura 4.11- Realísticos valores da deriva vertical do plasma obtidos por dados de magnetômetros. A linha vermelha é representativa das medidas de São Luís e a linha preta à Jicamarca, a linha azul representa a metade da deriva vertical sobre Jicamarca.

Os resultados apresentados na Figura 4.11 representa o equinócio de 2001, entretanto na Figura 4.12 apresentamos os resultados para todos os dias do ano de 2001. Com isso, os resultados apresentados na Figura 4.12 mostram nos dois painéis superiores a distribuição em hora local do TEC sobre Arequipa (lado esquerdo) e São Luís (lado direito) para cada dia do ano 2001 (semelhante aos gráficos da Figura 4.4). Nos dois painéis inferiores são mostrados a deriva **ExB** obtida a partir de dados de magnetômetros para São Luís e Jicamarca (representando Arequipa). No total possuímos 63 dias de dados com resolução temporal de 1 minuto para cada estação, os quais foram interpolados para formar um gráfico de um ano.

É possível notar na Figura 4.12 que a velocidade de deriva vertical sobre Jicamarca é geralmente maior do que sobre São Luís, frequentemente por um fator de aproximadamente 2, como pode ser notado, por exemplo, durante o período de Setembro – Outubro (veja também Figura 4.11). Esse comportamento é uma indicação que as marés não migrantes poderiam estar modulando o dínamo de vento da região E, causando uma forte variação longitudinal na deriva vertical do plasma sobre este setor longitudinal.

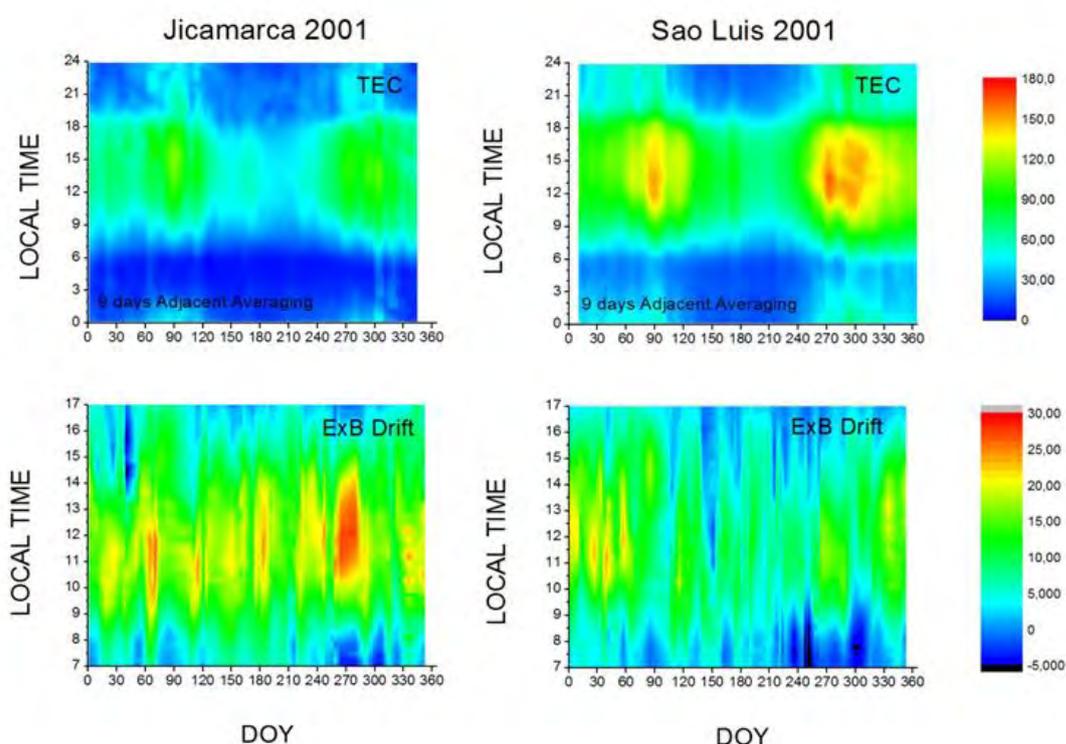


Figura 4.12 - Nos gráficos superiores a variação sazonal do TEC é mostrada para São Luís (lado direito) e Arequipa (lado esquerdo). Nos gráficos inferiores as velocidades de deriva vertical são também para São Luís e Arequipa.

Também pode ser observado na Figura 4.12 que enquanto o TEC em São Luís é maior que o TEC em Arequipa, a velocidade de deriva vertical sobre São Luís é menor que sobre Arequipa/Jicamarca. Este resultado pode ser explicado como segue: A deriva vertical **ExB** levanta a ionização para altas altitudes. Sob

a ação dos gradientes de pressão e da força da gravidade o plasma deslocado verticalmente passa a ter seu fluxo dirigido para os lados, i.e., para baixas latitudes. Esse plasma difunde-se ao longo das linhas de campo magnético direcionando-se para latitudes baixas, onde a densidade intensificada do plasma é responsável pelas duas cristas de ionização entre $\pm 15^\circ$ - 20° de latitude, constituindo a Anomalia de Ionização Equatorial (EIA). Sobre o equador geomagnético há uma concentração reduzida de plasma, representando o vale da EIA. A intensidade do vale da EIA pode diminuir com o aumento na velocidade da deriva vertical do plasma. Assim, o elevado valor da deriva vertical sobre Arequipa pode causar o baixo valor do TEC sobre esse setor. De maneira inversa, sobre São Luís o baixo valor da deriva vertical pode causar o grande valor do TEC sobre esse setor (retido no equador).

Comparando a variação longitudinal do TEC no vale da EIA (conforme demonstrado entre Arequipa e São Luís) uma correspondente variação longitudinal na crista da EIA seria esperada, sendo caracterizada por uma tendência oposta. Isto é, a intensidade da crista da anomalia equatorial sobre a costa oeste da América do Sul pode ser mais intensa do que sobre a costa leste da América do Sul. Além disso, conforme mencionado em Lin et al. (2007), um vento neutro intensificado direcionado ao equador ajudaria a manter o plasma em altitudes mais elevadas, resultando em uma mais intensa EIA. Também pode ser ressaltado que o vento neutro direcionado ao equador pode resultar em um movimento em direção ao equador das cristas da EIA. Objetivando responder essas questões o SUPIM foi utilizado para calcular a distribuição latitudinal do TEC sobre a costa leste e oeste da América do Sul.

Primeiro foi realizado o cálculo do SUPIM, a fim de entender se a variação longitudinal observada no campo elétrico zonal poderia ser suficiente para explicar a diferença longitudinal observada no TEC.

Na Figura 4.13a a distribuição latitudinal do TEC é calculada utilizando o modelo empírico de campo elétrico zonal do Scherliess e Fejer (1999) como

uma entrada no SUPIM. Na Figura 4.13b é mostrada a variação latitudinal do TEC usando a deriva vertical $E \times B$ calculada a partir de dados de magnetômetros, complementada por dados de ionossondas para o anoitecer e partir de modificações no modelo de Scherliess e Fejer (1999) para o período pós pôr-do-sol, (os ventos termosféricos foram considerados nulo nessas duas simulações). Em ambas as Figuras 4.13a e 4.13b os painéis superiores mostram o TEC estimado pelo SUPIM para Outubro de 2001 usando o modelo de deriva vertical (campo elétrico zonal) mostrado no painel inferior. Nos gráficos de deriva vertical a linha azul representa os cálculos da deriva sobre São Luís, enquanto que a linha vermelha refere-se a deriva sobre o setor de Jicamarca/Arequipa. Por sua vez, nos gráficos da distribuição latitudinal do TEC, a linha azul representa o TEC às 1600LT sobre o meridiano de São Luís e a linha vermelha o TEC às 1600LT sobre o meridiano de Arequipa. Na Figura 4.13a pode ser observado que o uso do modelo de campo elétrico de Scherliess e Fejer (1999), como entrada para o SUPIM, não produz qualquer variação longitudinal significativa no TEC. Entretanto, usando o novo modelo de deriva vertical (campo elétrico), mostrado no painel inferior da Figura 4.13b, como entrada no modelo SUPIM, o TEC equatorial em São Luís (linha azul) torna-se maior do que em Arequipa, em concordância com as observações. Também pode ser observado que as cristas da EIA simuladas pelo SUPIM são mais intensas sobre a costa Oeste do que sobre a costa Leste da América do Sul, como esperado e em concordância com as observações de Immel et al. (2006). Entretanto, as diferenças previstas pelo SUPIM (com o novo padrão da deriva vertical) no TEC equatorial entre São Luís e Arequipa não são capazes de explicar completamente as diferenças observadas nos dados TEC – GPS, diferenças mostradas nas Figuras 4.10a e 4.4. Com a finalidade de entender completamente o que está causando essa enorme diferença no TEC equatorial entre a costa leste e oeste da América do Sul, a contribuição dos ventos neutros termosféricos será investigada na próxima secção.

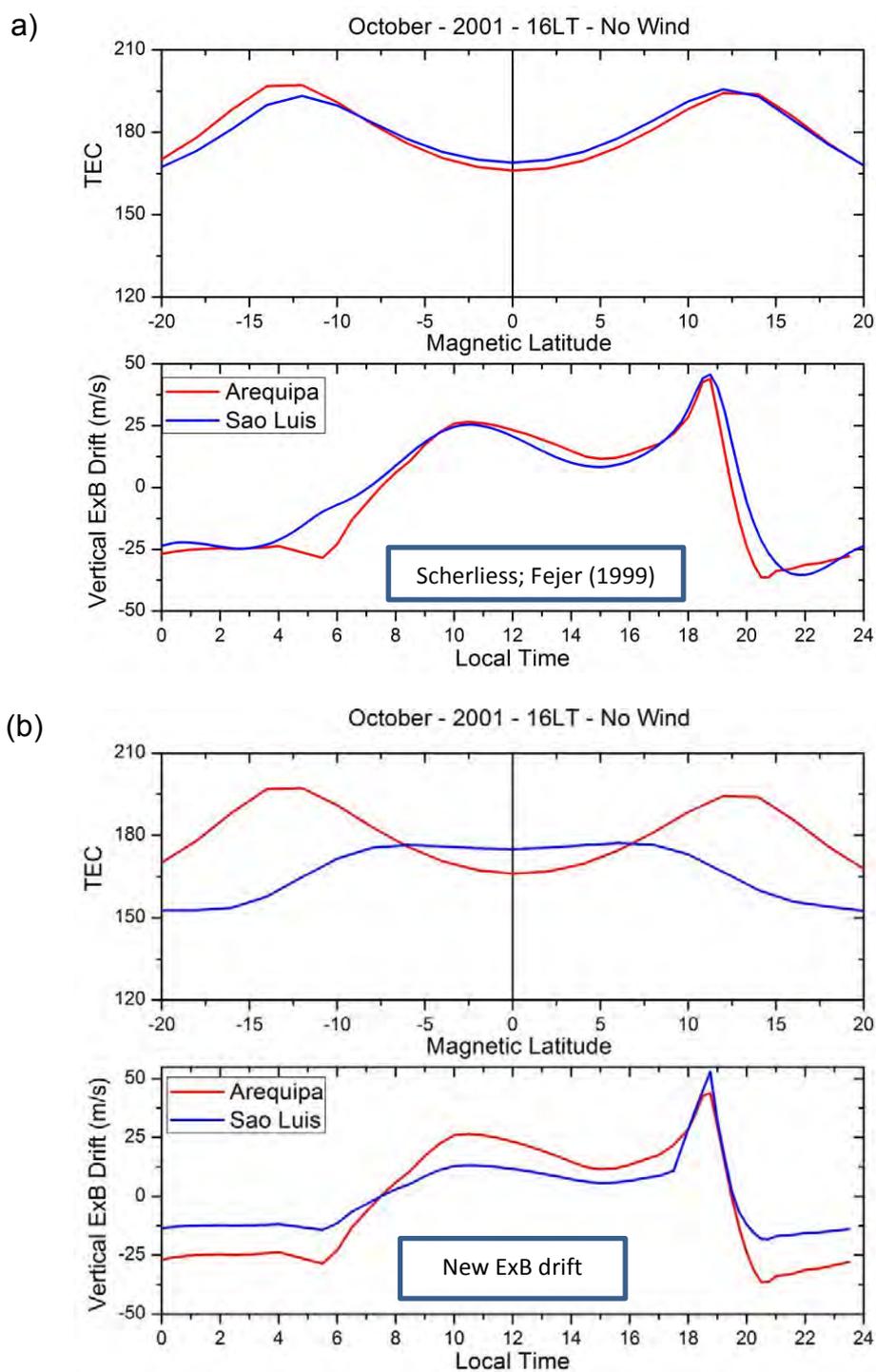


Figura 4.13 – A figura de baixo mostra o perfil diário da deriva vertical utilizado como entrada no SUPIM. A figura de cima mostra a distribuição latitudinal do TEC às 1600 LT em outubro de 2001. A Figura 4.13a mostra a deriva vertical do modelo empírico do Scherliess e Fejer (1999), enquanto que a Figura 4.13b a deriva vertical utilizada foi a partir de dados de magnetômetros (0630–1700 LT), ionossondas (pôr-do-sol) e o modelo de Shcerliess e Fejer (1999).

England et al. (2006) usaram observações da densidade de corrente no EEJ, obtidas a partir de medidas de magnetômetros a bordo dos satélites CHAMP, SAC e Ørsted para estudar o impacto das marés não migrantes sobre este sistema de corrente. Eles demonstraram que durante o equinócio de Março, o EEJ apresenta uma forte assinatura de onda número quatro para um sistema de hora local fixa.

Usando o SUPIM a estrutura de 4 picos foi simulada a partir das modificações nos campos elétricos, o resultado da tal simulação é apresentada na Figura 4.14. Figura 4.14a (4.14c) mostra a variação longitudinal da densidade de íons (velocidade de deriva vertical) próximo ao equador geomagnético aferido na altitude do satélite DMSP-F13, ao pôr-do-sol no equinócio de 2001. Na variação longitudinal da densidade de íons pode se observar a estrutura de 4 picos discriminada por England et al. (2006). Vale ressaltar que o maior gradiente longitudinal na densidade de íons ocorre sobre o setor da América do Sul (270° - 330°). Figura 4.14b mostra a variação longitudinal do TEC estimado pelo SUPIM, usando como entrada ao modelo a velocidade de deriva vertical discriminada na Figura 4.14d. A variação longitudinal da deriva vertical foi estabelecida como constante entre os quatro picos, i.e., para a região de TEC mínimo usou-se a deriva vertical de Jicamarca, e para as regiões de TEC máximo utilizou-se a deriva vertical de São Luís. Dessa forma, calculou-se o TEC para esses setores, e interpolou os resultados para obter o TEC nos outros setores longitudinais. Podemos notar que o SUPIM é capaz de reproduzir a estrutura de quatro picos na densidade eletrônica (TEC), quando uma estrutura de quatro picos na deriva vertical é considerada.

É notável na Figura 4.14 que a variação longitudinal no Ni, observada pelo DMSP-F13, como mostra a Figura 4.14a, apresenta maiores valores (picos) onde se encontram os vales no TEC (Figura 4.14b). Veja também que o Ni na costa oeste da América do Sul ($\sim 285^{\circ}$ E) é maior que sobre a costa leste da América do Sul ($\sim 330^{\circ}$ E). O valor mais acentuado da deriva vertical em Jicamarca/Arequipa parece ser o responsável pelo maior valor do Ni na

ionosfera superior (*topside*), embora o TEC não aumente de forma correspondente. Esta situação pode ocorrer por causa da baixa densidade eletrônica próxima ao pico da camada F2, resultante da alta deriva vertical (veja os detalhes na secção 4.5).

Sobre a costa leste, por outro lado, a menor deriva vertical causa a menor densidade de íons em 840km (altitude do DMSP) mantendo altos valores de Ni próximo ao pico da camada F2, o qual contribui para os grandes valores do TEC observado. Assim, as modificações na deriva vertical pela oscilação de quatro ondas (superposta nela) parecem explicar a variação longitudinal no Ni em 840km, da mesma forma que explica também a variação longitudinal no TEC. Na secção 4.5 mostraremos as simulações do SUPIM exemplificando com mais detalhes as diferenças entre Ni no topo da ionosfera e o TEC.

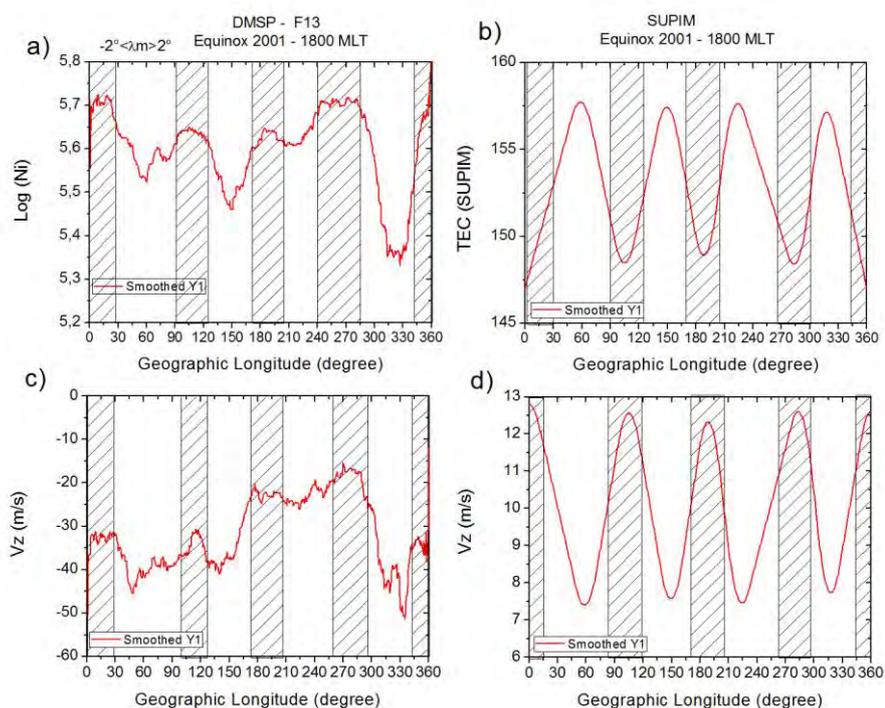


Figura 4.14 – Mostra (a) a variação longitudinal da Ni obtida pelo satélite DMSP. (b) a estrutura de 4 picos simulada pelo SUPIM. (c) a variação longitudinal da deriva vertical obtida pelo satélite DMSP. (d) a deriva vertical usada como entrada no SUPIM

4.3. Efeitos dos ventos neutros termosféricos

Os ventos neutros termosféricos exibem grandes variações espaciais e temporais sobre uma ampla variedade de escalas durante períodos geomagneticamente calmos, assim como durante períodos perturbados.

Tais variações podem produzir grandes mudanças na densidade do plasma ionosférico, na composição e temperatura da atmosfera neutra e na eletrodinâmica. Titheridge (1995) mostrou que há um gradiente latitudinal positivo no vento meridional termosférico durante períodos calmos, o que significa que sobre uma estação de baixas latitudes, como Arequipa, o vento meridional deveria ser mais intenso do que sobre uma estação sobre o equador geográfico, tal como São Luís (veja também EMMERT et al. 2002). Além disso, a diferença na distribuição da densidade de íons entre os dois setores longitudinais, (costa oeste e leste da América do Sul) poderia causar diferenças no grau do efeito do arraste iônico e, conseqüentemente, nos valores do vento meridional para os dois setores longitudinais. Assim, a costa leste que possui TEC maior que sobre a costa oeste apresentaria também um maior efeito do arraste iônico, diminuindo a magnitude do vento neutro. Tais diferenças longitudinais no vento neutro não são adequadamente representadas no modelo HWM07, o qual tem sido utilizado nas simulações do presente trabalho.

Como um primeiro passo para representar, pelo menos de uma forma simplificada, a diferença latitudinal e longitudinal nos ventos neutros, usou-se como entrada no SUPIM os ventos do HWM07 multiplicados por dois em Arequipa e divididos por dois em São Luís. Essas simulações foram feitas para outubro de 2001. Após essa primeira tentativa, o modelo de ventos do HWM-07 foi modificado para obter valores adequados com as observações, tais modificações são descritas na secção 4.4.

A Figura 4.15 mostra a variação em hora local do TEC calculado pelo SUPIM, para São Luís e Arequipa, para diferentes combinações de entradas para deriva vertical e ventos neutros do HWM07, e, mostra também, uma

comparação das simulações com os dados observacionais. No painel (a) é mostrado uma comparação do TEC em Arequipa obtido a partir do SUPIM usando como entrada (i) o campo elétrico do modelo do Scherliess e Fejer (1999) e os ventos neutros do HWM07 (linha preta); e (ii) a deriva vertical a partir de dados de magnetômetros e ionossondas e os ventos neutros usando o dobro das estimativas do modelo HWM07, (linha vermelha). O painel (b) mostra os correspondentes resultados para São Luís (porém, com a metade das estimativas do HWM07).

Nota-se que quando SUPIM é executado usando o modelo (ii) de deriva vertical e ventos neutros que são mais realísticos, um aumento dos valores do TEC sobre São Luís (linha vermelha) é observado, e um comportamento contrário (diminuição do TEC) é notado em Arequipa. Em outras palavras, usando um modelo mais adequado de vento neutro e campo elétrico como entradas ao SUPIM, os valores do TEC aumentam sobre São Luís e diminuem sobre Arequipa, aproximando da tendência observada nos valores do TEC (GPS) em ambas as localidades. Entretanto, apesar da melhoria obtida com as modificações realizadas nos ventos e nos campos elétricos, a modelagem do TEC nas duas localidades ainda não está fidedigna nas 24 horas do dia. Pode-se notar que o modelo superestima seus valores próximos às 1900 LT (painel (a) linha vermelha), o que parece ser causado pela incapacidade das entradas aplicadas ao SUPIM para simular o TEC sobre Arequipa no setor do pôr-do-sol. Com isso, fez-se necessário alterar a grade latitudinal e de hora local dos ventos neutros. Essa modificação está descrita na seção 4.4, entretanto essa modificação, a qual chamaremos de modelo (iii), pode ser sumarizada como segue: Para Arequipa, em suma, com a finalidade de intensificar o vento sobre Arequipa multiplicou-se os ventos obtidos pelo HWM-07 por três para todas as horas locais, entretanto entre 1500- 2030 LT essa distribuição latitudinal dos ventos não gerava resultados satisfatórios na distribuição do TEC. Assim, fez-se que o vento entre 1430 – 1900 LT fosse constante e igual ao valor do vento efetivo do HWM-07 às 1430LT multiplicado por três. Por sua vez, para São Luís

os ventos neutros efetivos entre 0000-0600 LT foram multiplicados por 0,2, entre 0600-1400 LT os ventos foram multiplicados por 0,33, entre as 1400 – 2100 LT os resultados do HWM-07 não foram alterados e entre 2100 – 2400 LT os ventos neutros foram multiplicados por 0,2.

O painel (c) mostra uma comparação dos valores estimados do TEC entre São Luís e Arequipa usando o modelo (iii), o qual usa como entradas no SUPIM a deriva vertical a partir de dados de magnetômetros e ionossondas, e os ventos neutros a partir de modificações do HWM-07 (veja a descrição das modificações no modelo de vento na secção 4.4). Aqui nota-se que os valores do TEC sobre São Luís (curva preta) são em geral muito maiores que os valores estimados em Arequipa (linha vermelha) em todas as horas locais, este fato está em concordância com as variações do TEC observado sobre as duas estações mostrados no painel (d).

Em geral, pode ser ressaltado a partir da comparação entre as Figuras 4.15(c) e 4.15(d) que o SUPIM pode prever com sucesso a variação longitudinal do TEC quando valores adequados da velocidade de deriva vertical e dos ventos neutros são entradas do modelo.

A variação sazonal do TEC versus a hora local, obtida a partir das rodadas do SUPIM com os valores modificados do campo elétrico e do vento neutro termosférico é mostrada na Figura 4.16 para o ano inteiro, no mesmo formato que a Figura 4.4. O mesmo critério para os parâmetros de entrada, campos elétricos e ventos neutros, utilizado para o mês de outubro (Figura 4.15c) foi adotado para os outros meses de 2001. Os resultados do SUPIM são mostrados nos painéis superiores, e podem ser comparados com os valores observacionais, os quais são esboçados nos painéis inferiores (os mesmo que os apresentados na Figura 4.4). Pode ser observado que a variação longitudinal do TEC entre as estações de São Luís e Arequipa é bem simulada pelo SUPIM. Tal bem sucedida estimativa é obtida desde que apropriados modelos de campo elétrico e ventos neutros sejam utilizados, assim fortalecendo a sugestão de Sagawa et al. (2005) da modulação do dínamo da região E pelas marés não migrantes.

Os valores simulados pelo SUPIM estão agora em concordância quantitativa com os dados experimentais, os quais demonstram que o TEC sobre São Luís é muito maior do que sobre Arequipa ao longo do ano todo.

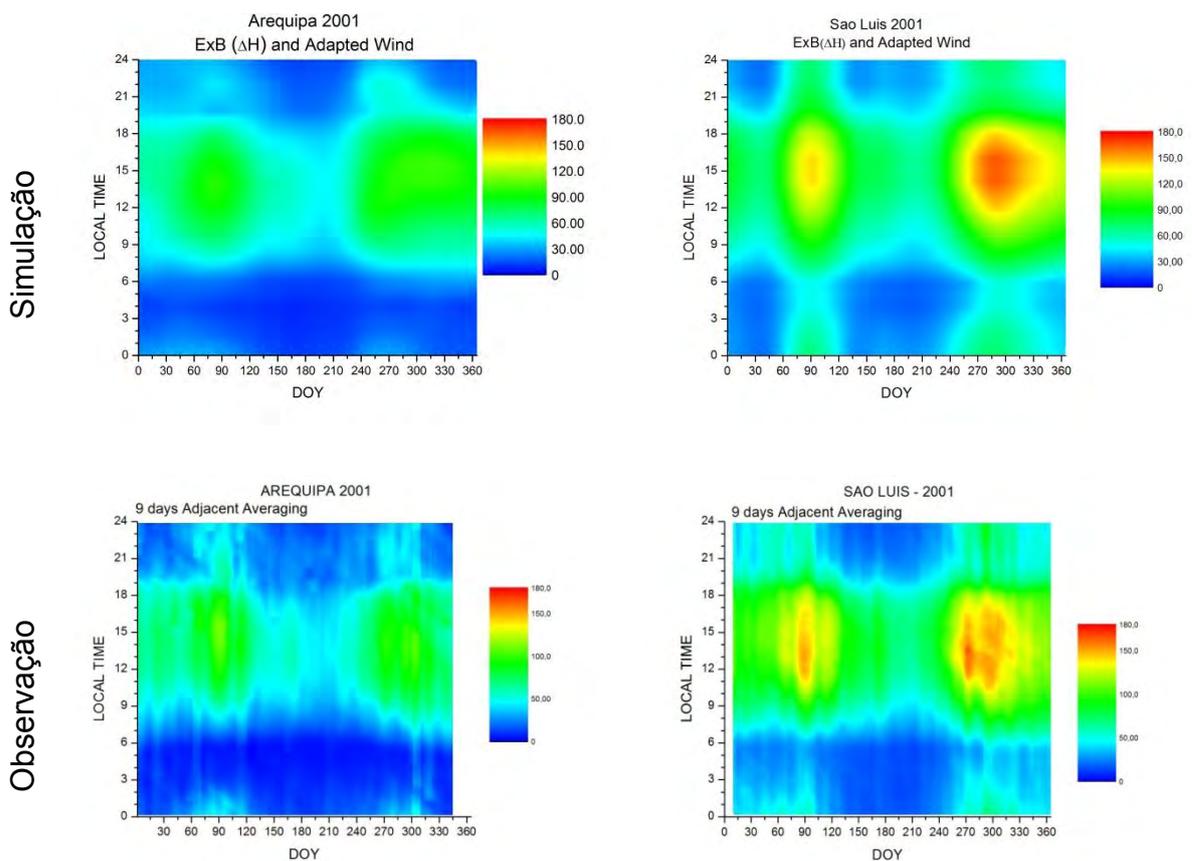


Figura 4.16 – Os painéis superiores mostram a variação sazonal do TEC estimado pelo SUPIM. Os painéis inferiores mostram a variação sazonal do TEC obtido a partir de dados dos satélites GPS. No lado esquerdo o setor de Arequipa é mostrado e no lado direito São Luís.

4.4. Alterações nos Ventos Neutros Termosféricos

A variação longitudinal do plasma ionosférico foi estudada a partir de dados experimentais e de simulação ionosférica. Para rodar o modelo foi necessário fornecer os ventos neutros termosféricos como entrada. Na figura 4.15c e na Figura 4.16 a necessidade de efetuar modificações no modelo (iii) de ventos neutros foi levantada. Essas modificações e suas influências na distribuição latitudinal da densidade de plasma são discutidas nesse tópico. Note que as modificações nos ventos neutros discutidas nessa secção são referentes a outubro de 2001.

Os ventos neutros termosféricos possuem um importante papel na configuração latitudinal da EIA. A distribuição latitudinal do plasma ionosférico é modificada pelos arraste colisional íon-neutro, o qual transporta a ionização ao longo das linhas de campo magnético seguindo o vento meridional. Essa distribuição latitudinal do plasma resulta em um transporte inter-hemisférico da ionização. Dessa forma a EIA pode apresentar uma assimetria entre as duas cristas com referência ao vale da EIA.

É importante ressaltar que em uma região com alta declinação magnética, como o caso de São Luís (declinação magnética de $\sim 20^\circ W$), o vento efetivo, o qual é o mesmo que o vento meridional magnético ao longo da linha de campo magnético, possui a contribuição das componentes zonal e da meridional do vento neutro. Assim, os ventos efetivos apresentados nas figuras abaixo foram calculados usando a expressão abaixo:

$$U_{ef} = [U_\phi \cos(D) + U_\theta \sin(D)] \cos I \quad (4.1)$$

Onde U_{ef} é o vento efetivo, U_ϕ é a componente meridional geográfico do vento (positivo para norte), U_θ é a componente zonal geográfico do vento (positivo para leste), D é o ângulo de declinação magnética e I é o ângulo de inclinação magnética, i.e., o *dip angle*. De acordo com a expressão acima, pode ser visto que o U_{ef} é a projeção do vento meridional magnético ao longo das linhas de campo magnético.

4.4.1. Efeitos dos ventos neutros sobre o meridiano de Arequipa

A Figura 4.17a ilustra a distribuição latitudinal e altitudinal do vento neutro efetivo obtido pelo modelo HWM-07 sobre o meridiano de Arequipa entre 1400 – 1930 LT. A barra de cores mostra a magnitude dos ventos neutros. As linhas tracejadas mostram quando o vento é negativo, isto é, para sul, enquanto que as linhas contínuas indicam o vento positivo, isto é, para norte. Quando o vento

inverte de sentido, tornando-se instantaneamente nulo ele é representado pela linha contínua em negrito. Por sua vez, a Figura 4.17b mostra a distribuição latitudinal e altitudinal da frequência do plasma (proporcional à densidade eletrônica) para o meridiano de Arequipa. Lembre que Arequipa está posicionada próxima ao equador magnético.

Pode-se observar que o vento sobre Arequipa (latitude magnética de $-3,5^\circ$) é positivo para todas as horas locais apresentadas, contudo sua magnitude é baixa entre 1400-1730LT, essencialmente para altitudes maiores que 200 km. A partir da Figura 4.17b nota-se que a EIA encontra-se bem desenvolvida durante todas as horas do dia sobre o meridiano de Arequipa.

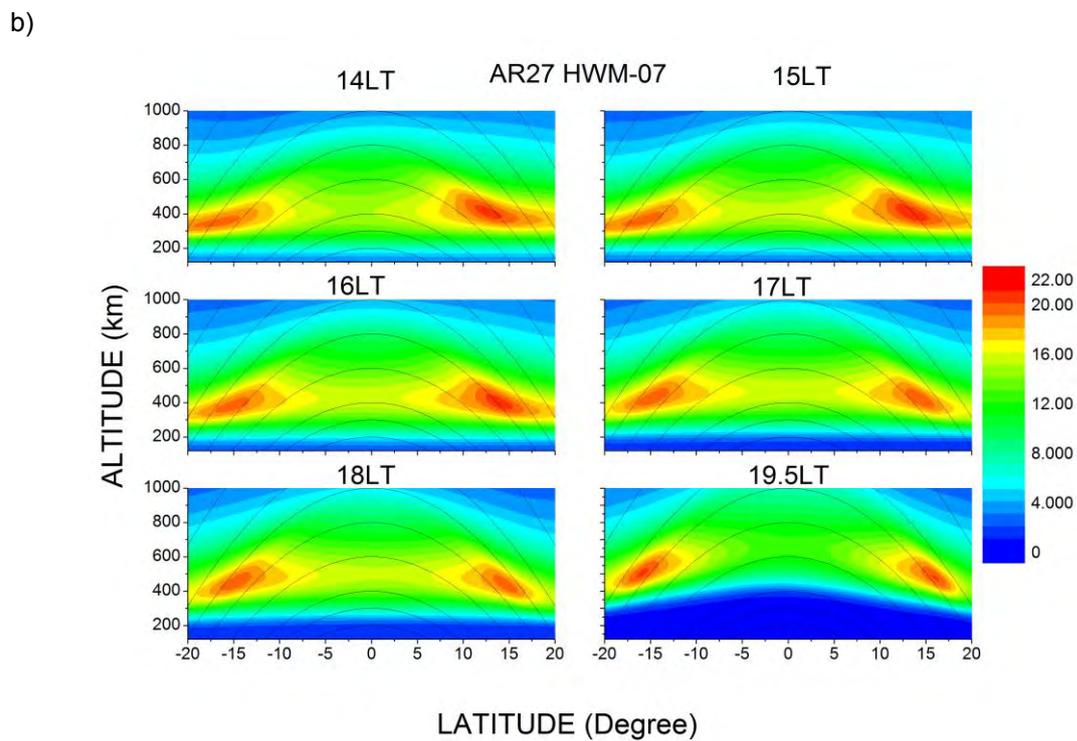
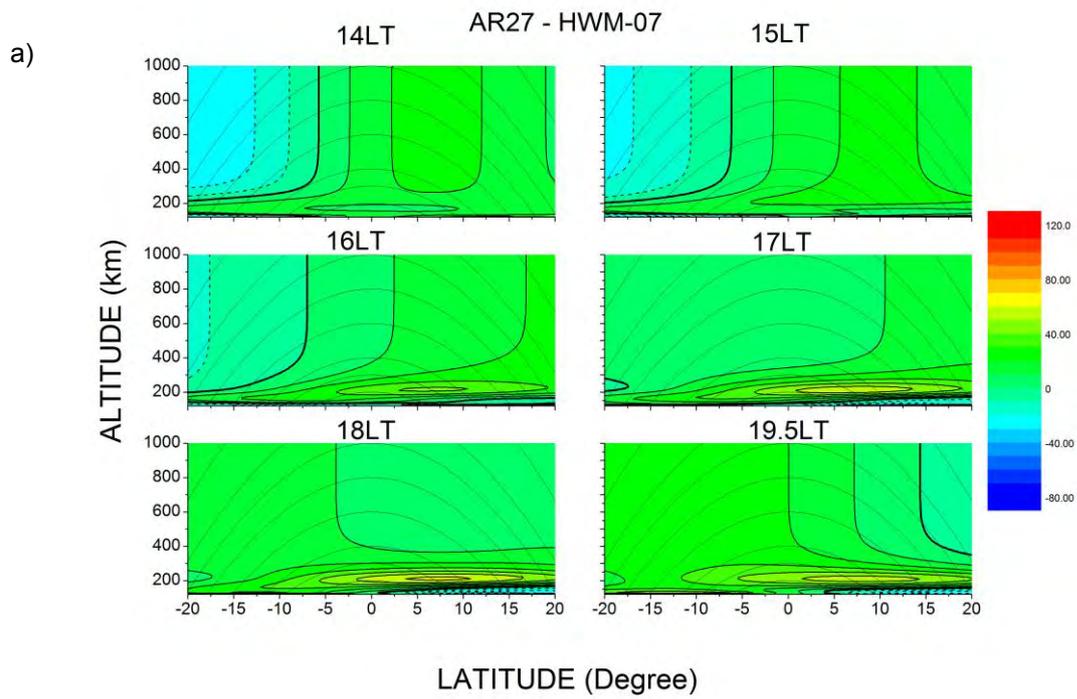


Figura 4.17 - Variação latitudinal e altitudinal dos ventos neutros obtidos pelo modelo HWM-07 (painel (a)) e da frequência de plasma obtida pelo SUPIM (painel (b)) para o meridiano de Arequipa em diferentes setores de hora local.

No Subitem 4.3 foi discutido que o vento termosférico sobre Arequipa deveria apresentar uma magnitude superior ao vento sobre São Luís.

Na Figura 4.15 e na Figura 4.10c o SUPIM superestimava o TEC com as entradas padrões de deriva vertical e vento neutro, com isso concluiu-se que havia a necessidade de aumentar a intensidade do vento neutro, de tal forma que o TEC sobre o setor equatorial fosse diminuído. Uma tentativa realizada e com razoável sucesso foi obtida multiplicando o vento neutro efetivo do HWM-07 por três. A Figura 4.18 (linha vermelha) ilustra o comportamento do TEC estimado pelo SUPIM com essa entrada de vento. A linha preta mostra os valores experimentais e suas respectivas barras de desvio padrão, enquanto que a linha vermelha mostra a estimativa do SUPIM para o TEC com o HWM-07 multiplicado por três. Note que o SUPIM realiza uma excelente previsão do TEC até às 1500 LT, e após esse horário o SUPIM superestima o TEC. Com a finalidade de corrigir a previsão do TEC, especialmente para o horário entre às 1500 – 2030 LT, o vento efetivo entre 1430 – 1900 LT foi mantido constante e igual ao valor do vento neutro (HWM-07) às 1430 LT multiplicado por três. A resposta do SUPIM a essa simulação é mostrada pela linha azul da figura 4.18, e pode-se notar que ela adequa-se muito bem ao valor dos dados experimentais.

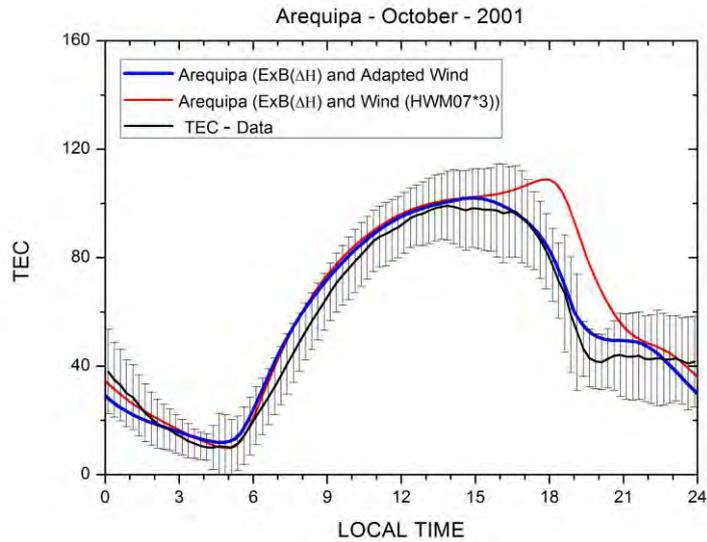


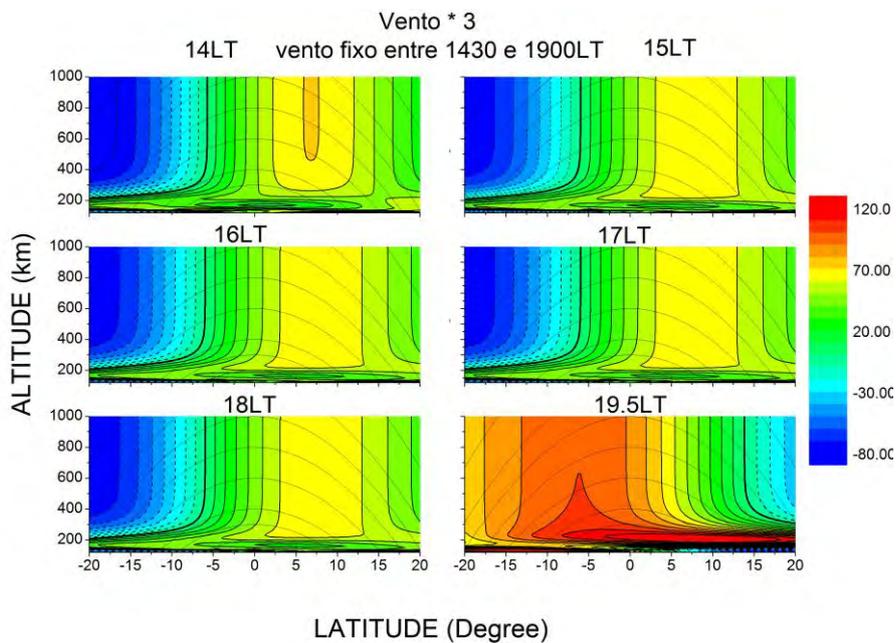
Figura 4.18 – Variação do TEC calculado em Arequipa para diferentes combinações de ventos neutros e sua comparação com os dados experimentais.

A distribuição latitudinal e altitudinal dos ventos modificados para gerar o TEC mostrado pela linha azul da Figura 4.18 é ilustrada na Figura 4.19a. A intensificação do vento neutro aumenta o arraste colisional íon-neutro que transporta a ionização ao longo das linhas de campo magnético, dessa forma o plasma é retirado do equador magnético. Note, também, que em baixas latitudes o vento é negativo no hemisfério sul e positivo no hemisfério norte, o que contribui para deslocar o plasma para regiões onde a taxa de recombinação é maior. Como um resultado final, essa nova distribuição latitudinal dos ventos efetivos causa um enfraquecimento da anomalia de ionização equatorial sobre esse meridiano. Na Figura 4.19b é notório que a densidade eletrônica próxima a região equatorial magnética foi significativamente diminuída, assim como a intensidade da EIA foi enfraquecida, ao comparar com os resultados da Figura 4.17b.

Vale ressaltar que antes da modificação nos ventos o TEC estava sendo superestimado pelo SUPIM para a estação de Arequipa, assim, esse

enfraquecimento da EIA auxilia na correção do SUPIM para a comparação com os dados experimentais.

a)



b)

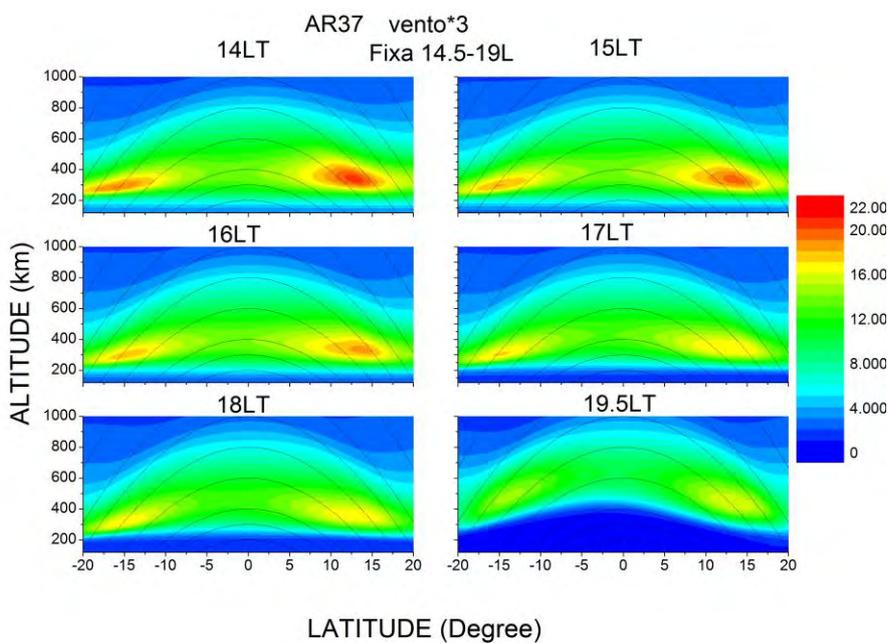
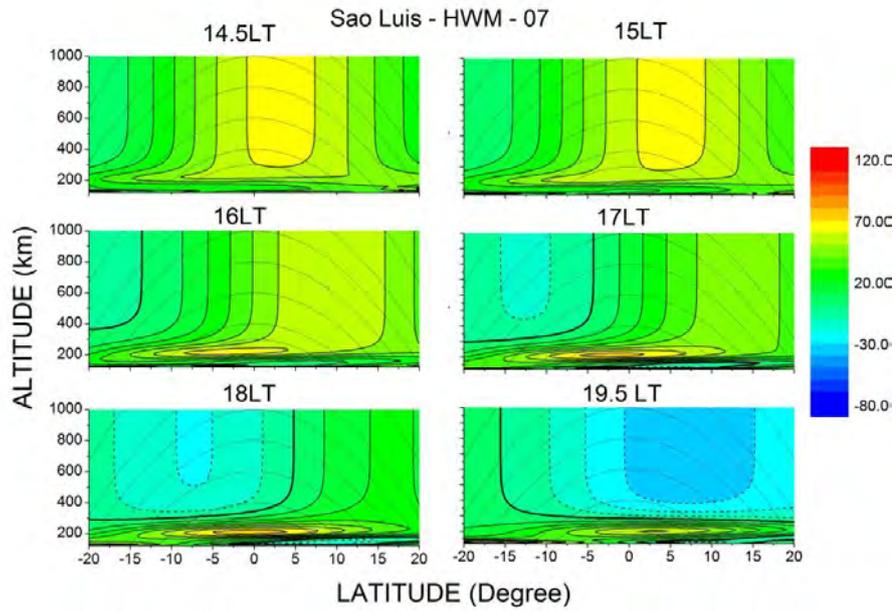


Figura 4.19 – Semelhante a Figura 4.17, entretanto com modificações nos ventos neutros.

4.4.2. Efeito dos ventos neutros sobre o meridiano de São Luís

As Figuras 4.20a e 4.20b são semelhantes as Figura 4.17a e 4.17b, contudo representando o meridiano de São Luís. Pode-se observar que o vento sobre São Luís (latitude magnética de $-1,5^\circ$) é positivo entre 1400-1700 LT e negativo entre 1800-1930 LT. Note que a magnitude do vento neutro sobre o meridiano de São Luís (Figura 4.20a) é maior que sobre o meridiano de Arequipa (Figura 4.17a). A partir da Figura 4.20b pode-se notar o desenvolvimento da EIA sobre o meridiano de São Luís sem as alterações nos ventos neutros.

a)



b)

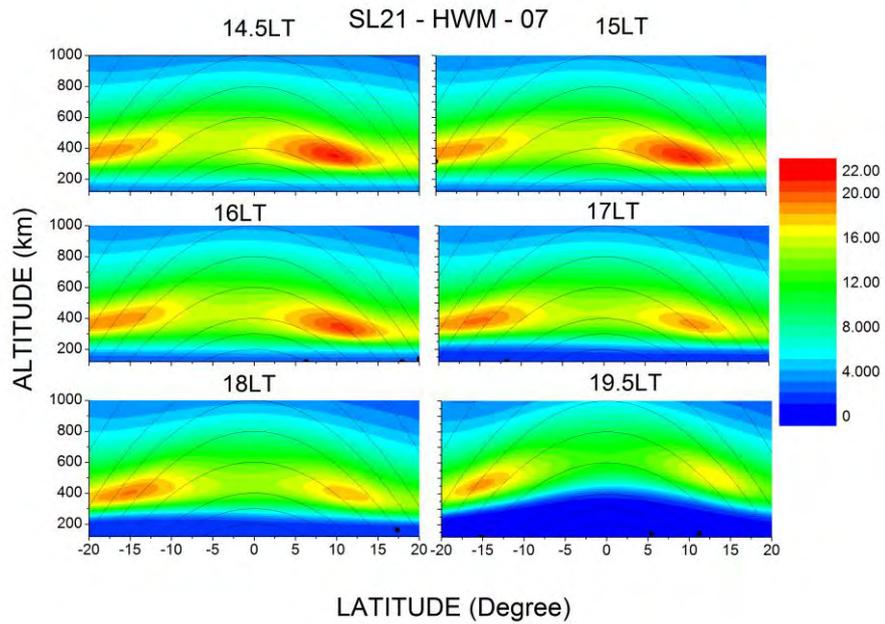


Figura 4.20 – Semelhante a Figura 4.17, entretanto para o meridiano de São Luís.

Nas discussões da secção 4.3 concluiu que o vento termosférico sobre Arequipa deveria apresentar uma magnitude superior ao vento sobre São Luís. Entretanto, ao comparar as Figuras 4.17a e 4.20a é possível notar que o HWM-07 estima o vento em São Luís maior que sobre Arequipa. Com a finalidade de adequar o modelo de ventos, o vento neutro em Arequipa foi intensificado (conforme discutido na Figura 4.19a), e para São Luís a intensidade do vento foi diminuída (Figura 4.21a).

A Figura 4.21a ilustra as modificações realizadas no HWM-07 para o setor meridional de São Luís. Para ajustar as observações com os resultados do modelo SUPIM (conforme mostrado na Figura 4.16) os ventos neutros efetivos entre 0000-0600 LT foram multiplicados por 0,2, entre 0600-1400 LT os ventos foram multiplicados por 0,33, entre as 1400 – 2100 LT os resultados do HWM-07 não foram alterados e entre 2100 – 2400 LT os ventos neutros foram multiplicados por 0,2. A Figura 4.21a ilustra os resultados do modelo de vento entre 1430 – 1930 LT, e a Figura 4.21b as respectivas variações na densidade eletrônica da ionosfera são mostradas. Note que, após as alterações na saída do HWM-07, os valores do vento neutro sobre Arequipa (Figura 4.19a) são maiores que sobre São Luís (Figura 4.21a).

É interessante ressaltar que apesar de não alterar os valores dos ventos neutros entre 1400-2100 LT, a distribuição latitudinal da densidade eletrônica apresenta grandes mudanças, a qual é consequência dos ajustes nos ventos nos horários anteriores.

Note que a partir da alteração realizada nos ventos neutros o valor da densidade eletrônica sobre o setor meridional de São Luís é intensificada. Vale ressaltar que antes da modificação nos ventos o TEC estava sendo subestimado pelo SUPIM para a estação de São Luís, assim essa intensificação da EIA auxilia na correção dos resultados do SUPIM para a comparação com os dados experimentais.

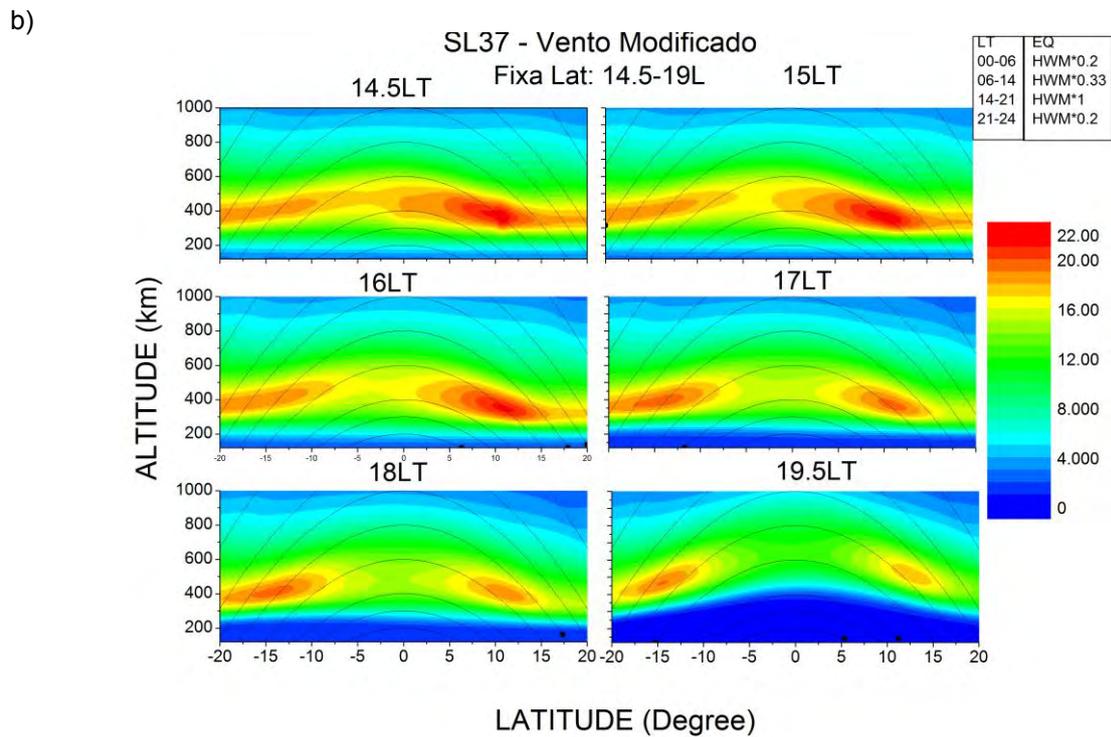
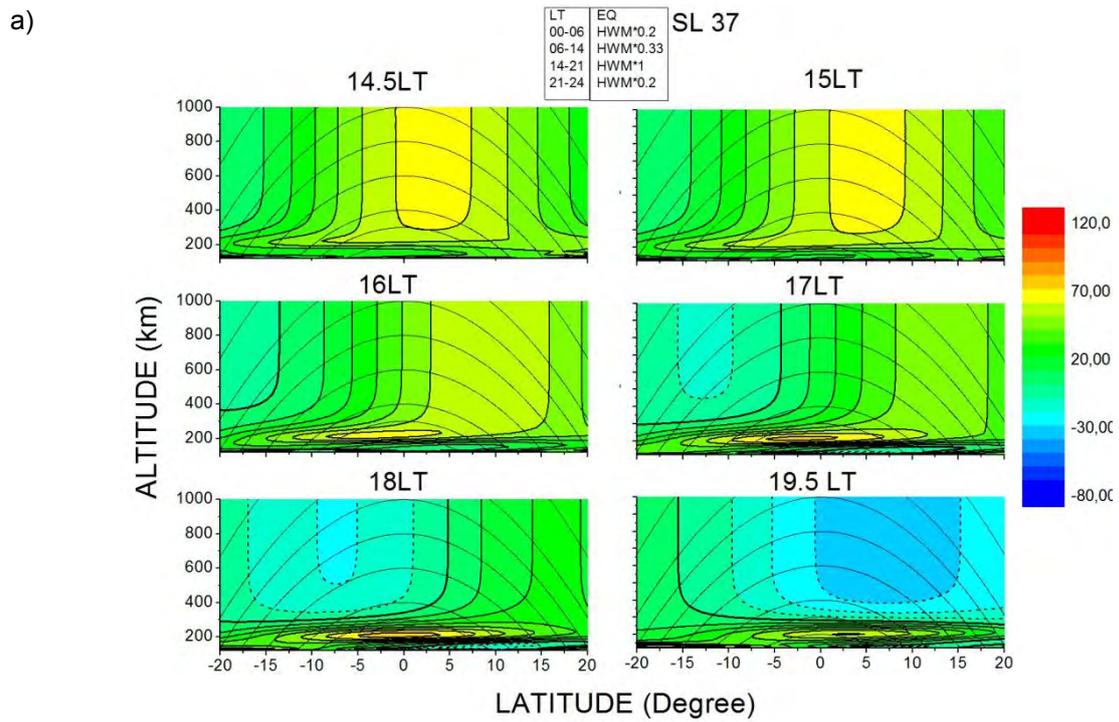


Figura 4.21 - Semelhante a Figura 4.19, entretanto contendo as modificações nos ventos neutros.

4.4.3. Validação do vento neutro e distribuição latitudinal do TEC

As modificações realizadas nos ventos neutros termosféricos (veja seção 4.4) necessitam ser validadas. Entretanto não há dados facilmente disponíveis dos valores realísticos da magnitude dos ventos neutros diurnos para a época deste estudo. A melhor representação climatológica dos ventos neutros termosféricos têm sido atribuída ao modelo HWM de Hedin et al. (1996) e Drob et al. (2008). O HWM é baseado principalmente em observações de satélites no hemisfério norte. E, com isso, suas estimativas de ventos no hemisfério sul podem conter erros significativos (veja TITHERIDGE 1995). Há uma série de artigos criticando a credibilidade dos principais modelos de ventos, assim como o HWM-07 que foi a principal fonte de obtenção de ventos do presente trabalho (veja, por exemplo, em ABDU et al. 2010, o HWM previu adequadamente o vento para atividade solar baixa, entretanto subestimou significativamente os ventos para atividade solar alta). Uma maneira de validar os ventos termosféricos sobre a América do Sul pode ser de forma indireta, similar ao que foi feito por Souza (1997). Sabe-se que os ventos termosféricos são fundamentais para a distribuição latitudinal do plasma ionosférico. Com isso, apenas a boa estimativa do SUPIM para o TEC (Figura 4.16) sobre o equador geomagnético não permite validar a metodologia empregada para estimar os ventos neutros. Há a necessidade de comparar os dados registrados, simultaneamente, em estações equatoriais e de baixas latitudes com as estimativas do SUPIM. Duas estações de baixas latitudes foram selecionadas para validar a grade latitudinal da distribuição do plasma calculada com o SUPIM, sendo uma na costa leste e outra sobre a costa oeste da América do Sul. Sobre a costa leste a estação de São José dos Campos (-23,17; 314,11; *dip angle*: -32° (2001)) foi selecionada, enquanto que sobre a costa oeste a estação de Salta (-24,78; 294,6; *dip angle*: -24° (2001)) foi a escolhida.

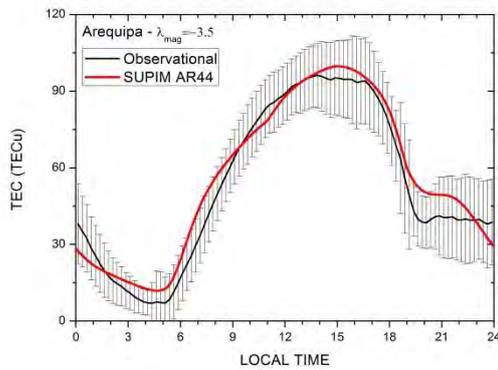
Figuras 4.22a e 4.22c mostram, respectivamente, a variação diurna do TEC para a costa oeste da América do Sul, sendo representada por Arequipa (próximo ao equador geomagnético) e Salta (próximo à crista sul da EIA) para

o mês de outubro de 2001, onde a linha preta representa a média mensal dos dados observacionais e suas respectivas barras de desvio padrão e a linha vermelha denota o resultado da simulação obtida pelo SUPIM. Figuras 4.22b e 4.22d são semelhantes às Figuras 4.22a e 4.22c, mas representativas da costa leste da América do Sul, sendo São Luís representando o equador geomagnético e São José dos Campos representando a crista sul da EIA.

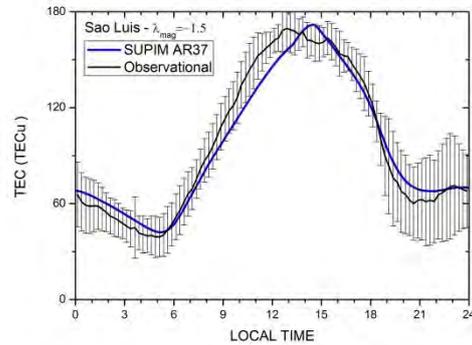
Figura 4.22a permite observar que o SUPIM (linha vermelha) está sendo bem eficaz em estimar o TEC sobre o setor equatorial da costa oeste da América do Sul, da mesma forma que com a Figura 4.22c se pode observar que o SUPIM é capaz de prever corretamente o comportamento em hora local do TEC sobre Salta (baixas latitudes). Uma vez que a metodologia de campos elétricos foi previamente validada, outro fator que contribuiria para a distribuição latitudinal do TEC seria os ventos neutros. Desde que os resultados do modelo estejam em concordância com os dados experimentais em ambos os setores latitudinais, equador e baixas latitudes, pode-se afirmar que a metodologia aplicada ao par campo elétrico / vento neutro parece ser apropriada para o setor da costa oeste da América do Sul.

Analogamente, a validação dos efeitos de transportes (campos elétricos e ventos neutros) na costa leste da América do Sul foi realizada. Figura 4.22b compara as estimativas do SUPIM (linha azul) com os valores medidos do TEC (linha preta) sobre o setor equatorial, São Luís, e a Figura 4.22d faz a mesma comparação para a crista sul da EIA, sendo esta a estação de São José dos Campos. Nota-se que o SUPIM está sendo razoavelmente eficaz em estimar o TEC sobre a costa leste da América do Sul, e assim validando indiretamente a metodologia de representar os ventos neutros. Há, contudo, a necessidade de ressaltar que a comparação entre os resultados experimentais e a modelagem para São José dos Campos (Figura 4.22d) mostra um erro entre 1400 – 1700 LT, o que pode ser corrigido por uma pequena modificação no vento termosférico.

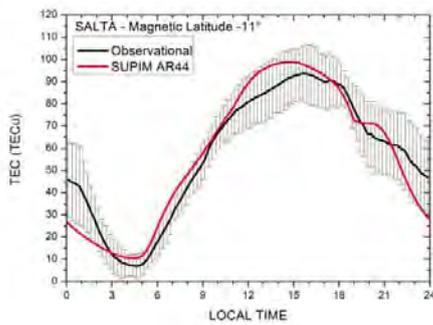
a)



b)



c)



d)

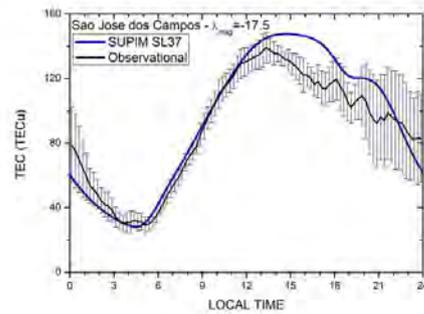


Figura 4.22- Comparação dos resultados experimentais e modelados. Sendo que no painel a) O TEC (GPS) sobre Arequipa é comparado com as simulações do SUPIM. Em b) a comparação é realizado sobre São Luís, em c) sobre Salta e em d) sobre São José dos Campos.

Após obter uma metodologia adequada para representar os efeitos de transporte, a distribuição latitudinal do TEC sobre a costa oeste e leste da América do Sul foi calculada com o SUPIM e é apresentada na Figura 4.23. Com isso a Figura 4.23 ilustra a distribuição latitudinal do TEC para outubro de 2001 às 1600LT, sendo o perfil azul representativo à costa leste (setor meridional brasileiro) e o perfil vermelho representativo à costa oeste (setor meridional peruano). As barras verticais representam o desvio padrão dos valores observados às 1600LT sobre as estações equatoriais de São Luís

(azul) e Arequipa (vermelho), e o desvio padrão dos valores observados nas estações de baixas latitudes São José dos Campos (azul) e Salta (vermelho).

Através da Figura 4.23 pode-se observar o desenvolvimento da EIA sobre a América do Sul, contendo menores valores de TEC sobre o equador geomagnético e duas cristas, uma em cada lado do equador geomagnético. Nota-se, também, que a crista sul da EIA está significativamente enfraquecida neste instante. Parece essa ser a primeira observação de que o TEC sobre a costa leste é maior do que sobre a costa oeste da América do Sul sobre toda a faixa latitudinal, e não apenas sobre o equador geomagnético. Entretanto, apesar do TEC ser maior no setor brasileiro, a intensidade da EIA é um pouco maior sobre a costa oeste da América do Sul. Isso pode ser observado pela maior separação latitudinal das cristas da EIA na costa oeste, veja, por exemplo, que a crista norte da costa oeste está localizada em $\sim 10^\circ$ de latitude magnética, enquanto que a crista da EIA na costa leste encontra-se em $\sim 7^\circ$ de latitude magnética, porém apresentando assimetria norte-sul de grau significativa. Uma resposta coerente à diferente combinação de deriva vertical e ventos entre os dois setores foi obtida.

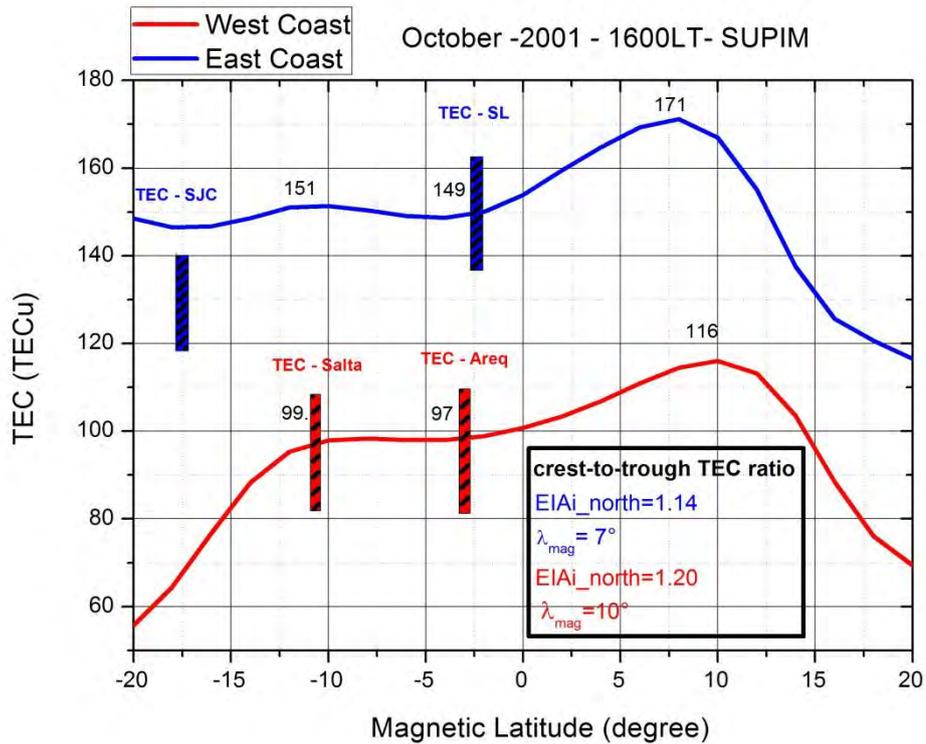


Figura 4.23- Distribuição latitudinal do TEC para a costa oeste (linha vermelha) e para a costa leste (linha azul) da América do Sul.

As figuras anteriores, em especial a Figura 4.16, mostram que modificações nos campos elétricos e ventos neutros termosféricos são necessários para explicar as diferenças no perfil do TEC entre Brasil e Peru. Entretanto, as figuras de contorno (Figura 4.16) não possibilitam uma clara identificação se o modelo SUPIM está sendo capaz de estimar quantitativamente os valores do TEC-GPS. Por isso, a variação mensal do TEC observado e medido para São Luís e Arequipa foi construída e são mostrados separadamente, conforme mencionado na seção 4.1.

Figura 4.24a mostra uma comparação dos valores estimados do TEC pelo SUPIM sobre São Luís (linha preta) e sobre Arequipa (linha vermelha). Nota-se agora que o SUPIM é capaz de estimar com sucesso as variações longitudinais do TEC nessas localidades. O SUPIM também foi capaz de prever que a

variação longitudinal no TEC é maior nos equinócios e menor nos solstício de inverno, mostrando concordância com os dados observacionais (Figura 4.10a). As comparações entre os valores experimentais e as simulações usando o novo modelo de deriva vertical e os ventos neutros ajustados, podem ser observadas nas Figuras 4.24b e 4.24c.

Figura 4.24b e 4.24c mostram, respectivamente, a comparação do TEC observado (linha preta) com o TEC teórico/modelado (linha vermelha) para Arequipa e São Luís. Nota-se que o SUPIM está sendo bem sucedido em estimar quantitativamente o valor do TEC em Arequipa e São Luís.

a)

HWM-07 - modificado
ExB (ΔH Magnetometer)
NRLMSISE-00 / Solar 2000

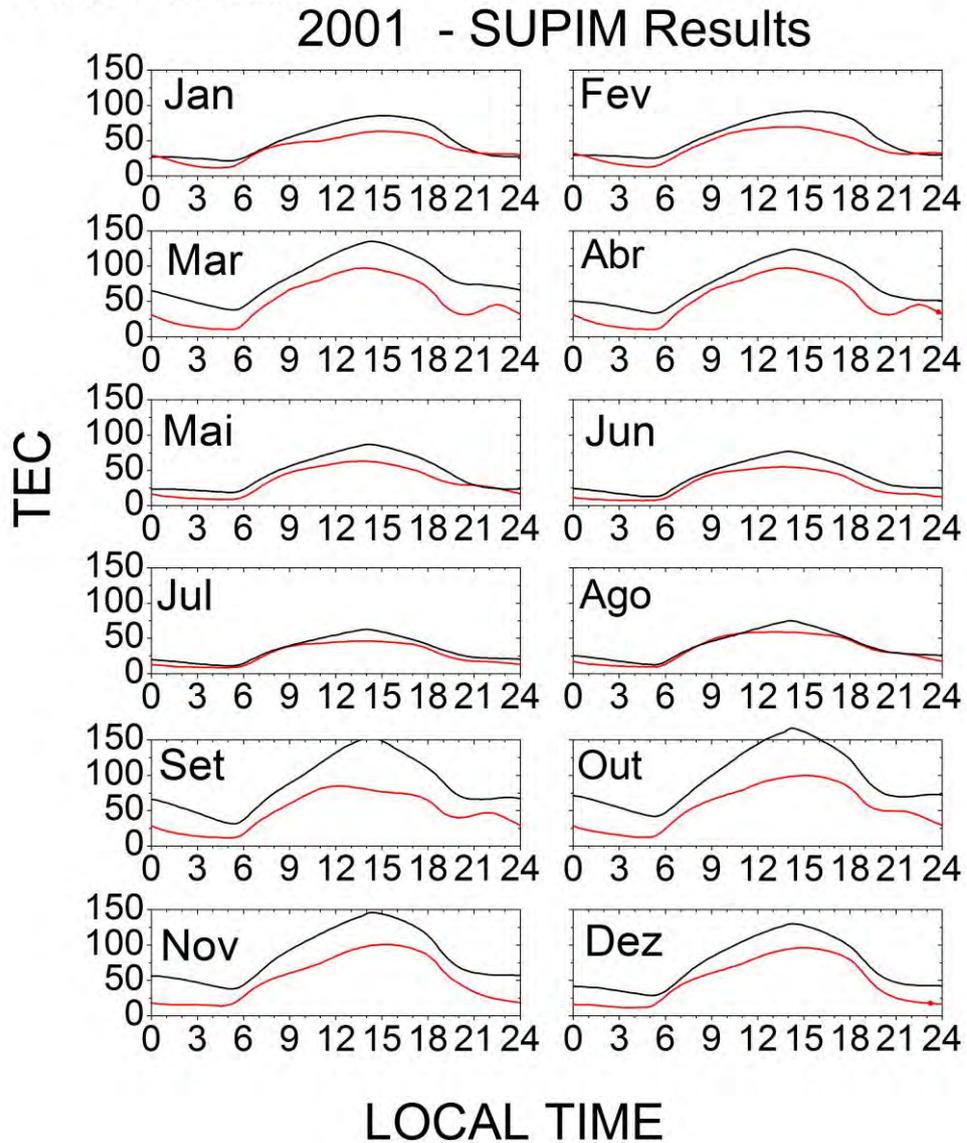


Figura 4.24 - (a) ilustra os valores mensais do TEC calculado pelo SUPIM para São Luís (linha preta) e Arequipa (linha vermelha). (b) mostra a comparação entre os dados experimentais (linha preta) e simulado (linha vermelha) para Arequipa. (c) mostra a comparação entre os dados experimentais (linha preta) e simulado (linha vermelha) para São Luís. (Continua).

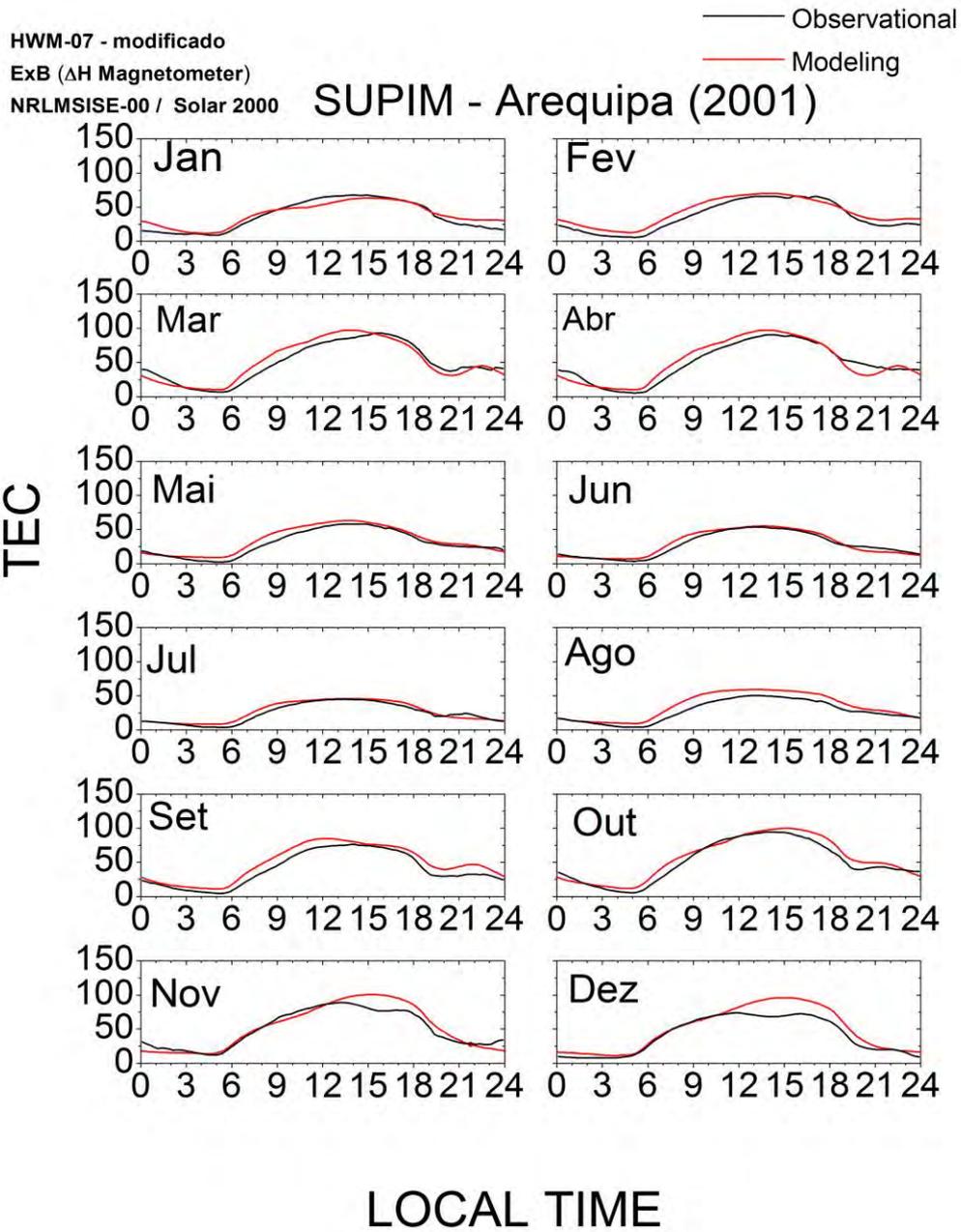


Figura 4.24 - Continuação (Continua)

c)

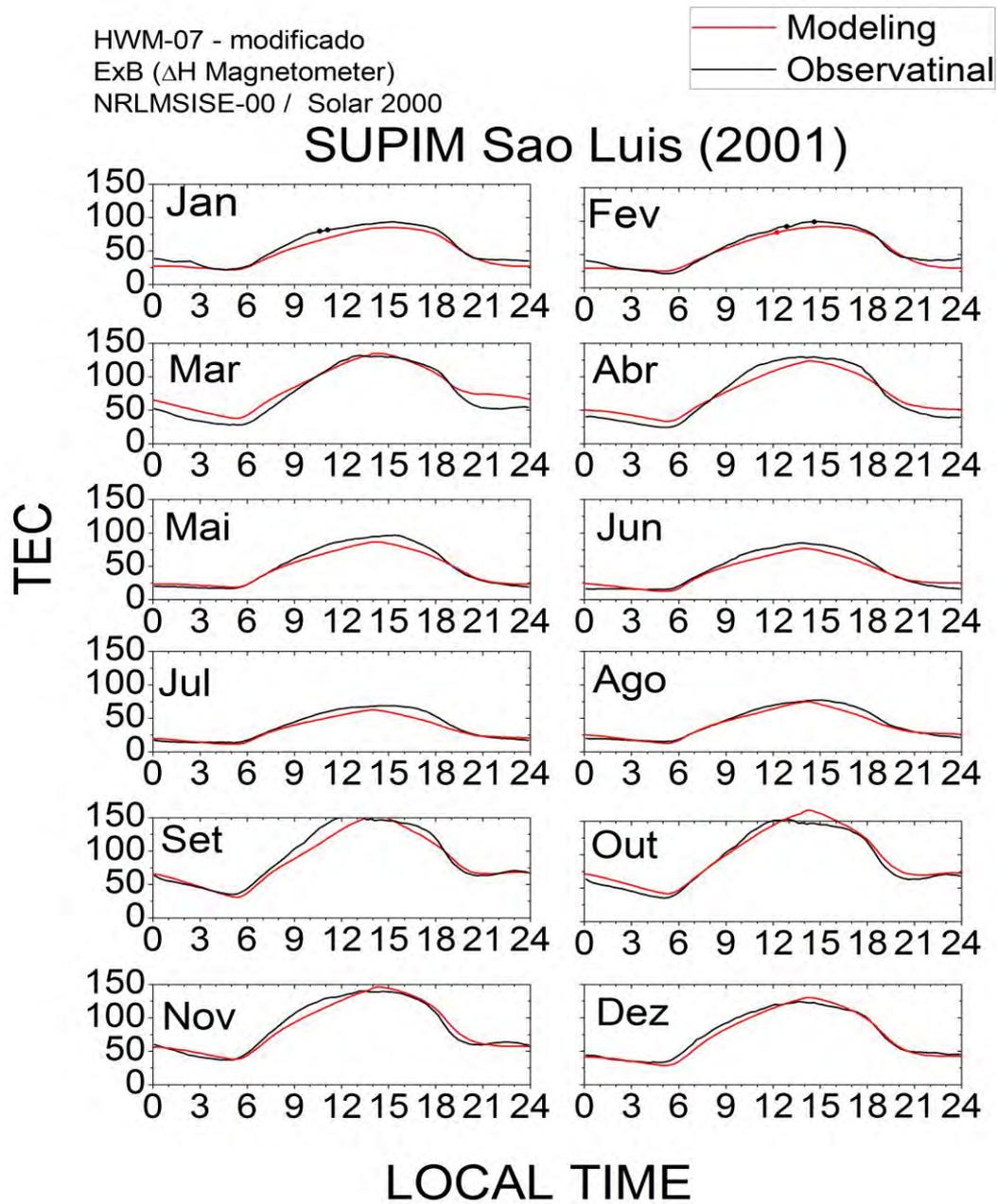


Figura 4.24 - Conclusão

4.5. Variação Longitudinal: TEC versus Ni da alta ionosfera

Nas secções anteriores foi possível observar a estrutura de quatro picos presente na ionosfera equatorial e de baixas latitudes. Utilizando dados do satélite DMSP foi notado que a densidade de íons na ionosfera superior sobre a América do Sul mostra grande gradiente longitudinal, apresentando maiores valores na costa oeste e menores valores na costa leste da América do Sul. Entretanto, a análise do TEC mostrou um comportamento oposto ao Ni (*topside*), isto é, o TEC na costa leste era maior que o TEC na costa oeste da América do Sul.

Essa seção tem o objetivo de explicar qualitativamente a diferença entre a variação longitudinal do TEC e do Ni da ionosfera superior. Utilizar-se-á o SUPIM para explicar as principais diferenças entre tais variações, considerando apenas os efeitos do campo elétrico.

Figura 4.25a ilustra a variação longitudinal do logaritmo da densidade de íons, aferido pelo satélite DMSP – F13 às 1800 LT durante o equinócio de primavera de 2001. Nota-se, facilmente, que as regiões com valores de picos máximos de Ni estão situadas próximas aos seguintes setores longitudinais: 350°-30° (costa oeste do continente africano), 90°-120° (Sul da Índia e sudeste da Ásia), 180°-200° (Oceano Pacífico Central) e 240°-290° (Costa oeste da América do Sul).

Por sua vez, usando o SUPIM, a Figura 4.25b mostra a variação longitudinal do TEC às 1800 LT durante o equinócio de primavera de 2001. É fácil notar que nos setores longitudinais que se observava pico em Ni, agora se encontram valores mínimos de TEC, e os setores em que os valores mínimos eram encontrados em Ni os picos no TEC são observados.

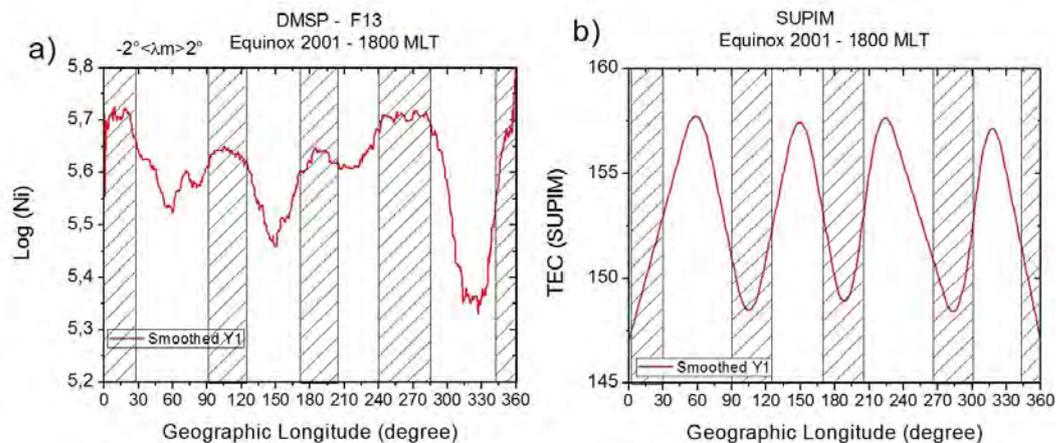


Figura 4.25 – No painel (a) temos a variação longitudinal do logaritmo da densidade de íons, e no painel (b) a variação longitudinal do TEC.

Na Figura 4.26 uma simulação da distribuição latitudinal e altitudinal da densidade eletrônica foi realizada para as 1600 LT. No lado esquerdo a simulação foi executada para o meridiano de Arequipa e no lado direito usou-se o meridiano de São Luís, a linha vertical negra sobre a figura indica a posição latitudinal de Arequipa e São Luís. Para os gráficos da Figura 4.26 usou-se como entrada o campo elétrico estimado pelo modelo empírico de Scherliess e Fejer (1999) em ambos os setores longitudinais. As figuras nos painéis inferiores (Figuras 4.26c e 4.26d) mostram o corte meridional da densidade de íons até a altitude de 1000 km, enquanto que nos painéis superiores apenas as alturas entre 800 – 1200 km (Figuras 4.26a e 4.26b) são representados.

Comparando os resultados de Arequipa (Figuras 4.26a e 4.26c) com aqueles de São Luís (Figuras 4.26b e 4.26d) pode-se observar que os valores da densidade eletrônica são semelhantes entre esses dois setores longitudinais, principalmente em torno do pico da região F. Ou seja, integrando o perfil de densidade eletrônica em Arequipa e em São Luís o valor do TEC entre os dois setores deve ser semelhante, de acordo com os resultados mostrados na Figura 4.10b. Por outro lado, na altura do satélite DMSP – F13 as densidades para São Luís estão ligeiramente maiores que as de Arequipa. Portanto, os

resultados do modelo obtidos com o uso da deriva vertical de Scherliess e Fejer (1999) e os ventos sem os devidos ajustes não explica as diferenças entre o Ni e o TEC observado nos dados.

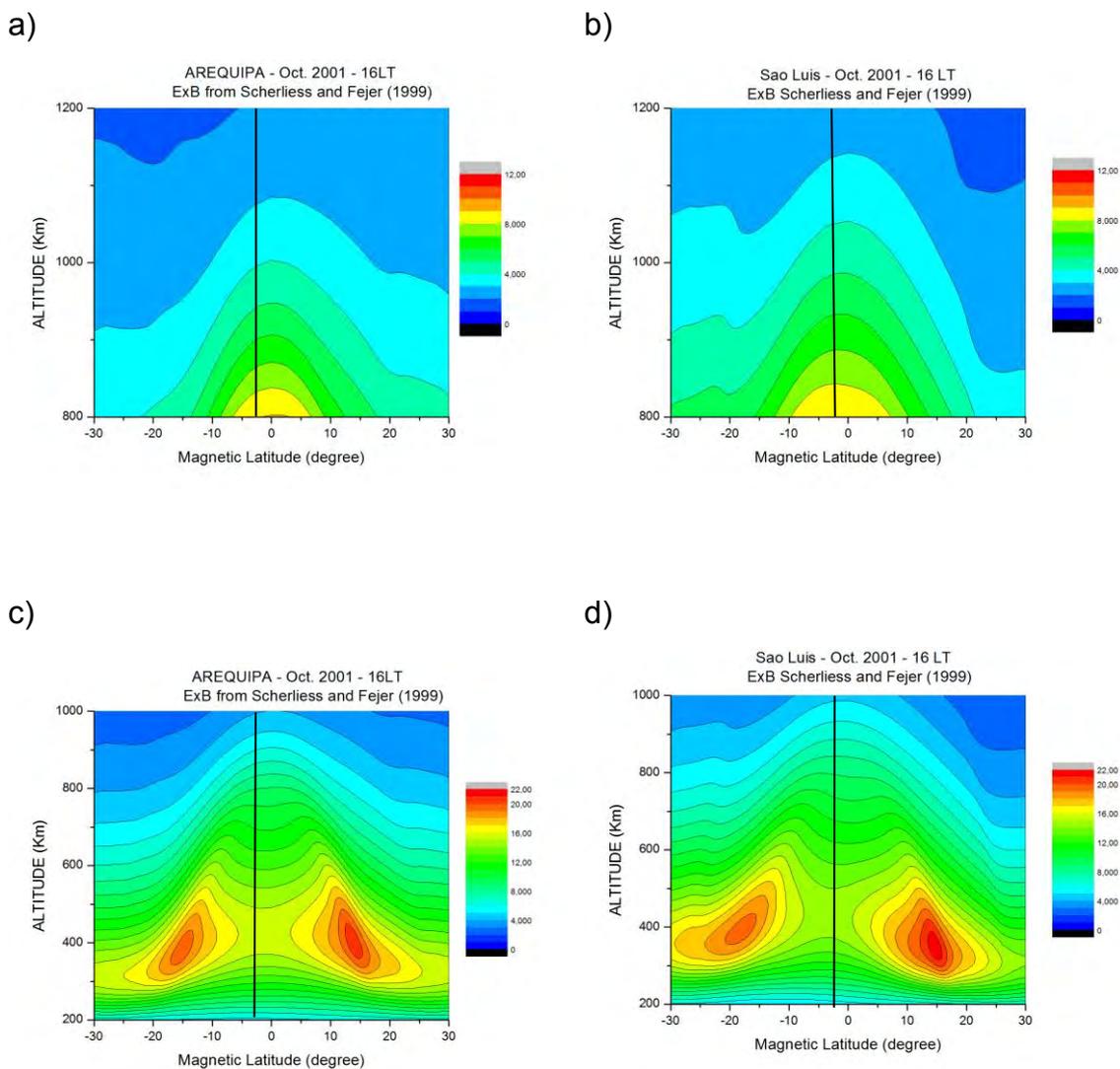


Figura 4.26 – Variação latitudinal e altitudinal da densidade eletrônica em Arequipa (lado esquerdo) e São Luís (lado direito) usando o modelo de campo elétrico de Scherliess e Fejer (1999).

Foi observado que existe uma variação longitudinal no campo elétrico zonal que não é incorporada ao modelo do Scherliess e Fejer (1999). E, com isso, há a necessidade de utilizar valores adequados da deriva vertical para os dois setores longitudinais.

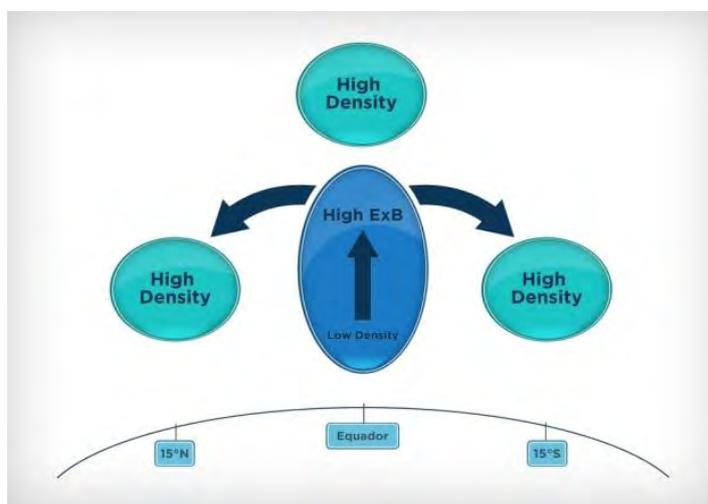
A Figura 4.27 é semelhante à Figura 4.26, mas nessa oportunidade o campo elétrico foi estimado a partir de dados de magnetômetros. Vale lembrar que o campo elétrico sobre a costa oeste (Arequipa/Jicamarca) é maior que sobre a costa leste (São Luís) da América do Sul. Os ventos termosféricos não foram considerados nessa simulação.

Agora pode-se facilmente observar que a densidade eletrônica da ionosfera superior sobre Arequipa (Figura 4.27a) é significativamente maior que sobre São Luís (Figura 4.27b). E, a densidade eletrônica, nas alturas da região F (~350 km) sobre São Luís é significativamente maior que sobre Arequipa. Com isso, integrando o perfil de densidade eletrônica (e assim obtendo o TEC), o TEC sobre São Luís é maior que sobre Arequipa. É igualmente notório que as cristas da Anomalia Equatorial sobre a costa oeste são maiores que sobre a costa leste da América do Sul. Esse resultado está em concordância com as modelagens apresentadas na Figura 4.13b, e, de forma clara, explica ambas as variações longitudinais apresentadas nos dados de TEC e nas medidas de densidade iônica do satélite DMSP-F13.

Sendo assim, sobre o setor meridional de Arequipa o valor da densidade eletrônica é alto em baixas latitudes, assim como sobre a região equatorial da ionosfera superior. E, por sua vez, a densidade eletrônica é baixa na região F equatorial.

Sobre o setor meridional de São Luís o valor da densidade eletrônica é alto na região equatorial da região F, e baixo na ionosfera superior e nas cristas da Anomalia Equatorial.

a)



b)

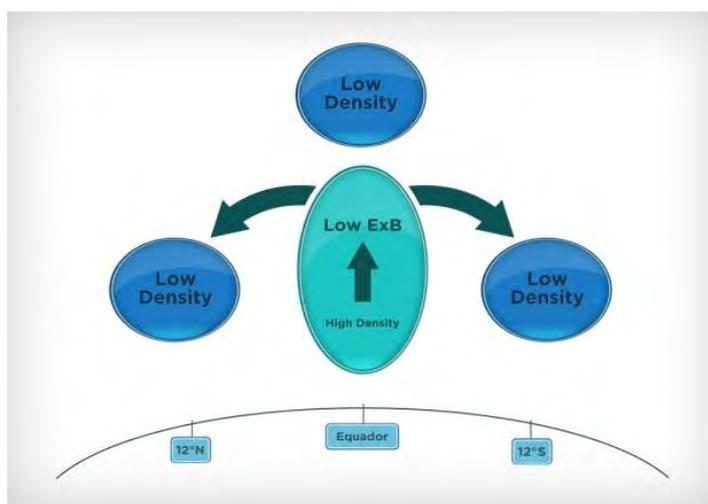


Figura 4.28 – Representação esquemática da distribuição altitudinal e latitudinal do plasma ionosférico. A Figura 4.28a representa o meridiano que passa por Arequipa e a Figura 4.28b representa o meridiano que passa por São Luís.

5 VARIABILIDADES NO TEC

A variabilidade dia-dia da ionosfera é um dos parâmetros chave para a previsibilidade do clima espacial. Entender e quantificar as causas dessa variabilidade é de importância essencial para estudar as mudanças desse sistema. A ionosfera e a termosfera, componentes importantes do clima espacial, são sensíveis aos forçantes oriundos do Sol e da Magnetosfera, assim como são sensíveis às perturbações da baixa atmosfera. Com isso, a previsão do sistema de clima espacial implica em entender e quantificar as interações deste sistema com diferentes tipos de forçantes, sejam eles oriundos do meio interplanetário ou da baixa atmosfera.

De acordo com Rishbeth e Mendillo (2001) os efeitos da atividade geomagnética e das perturbações oriundas da baixa atmosfera possuem grandezas comparáveis na variabilidade dia-dia da região F2. O caminho mais provável pelo qual as perturbações da baixa atmosfera afetam o sistema ionosfera-termosfera é através das ondas atmosféricas, incluindo marés, ondas planetárias e ondas de gravidade. As variações induzidas por ondas no sistema ionosfera-termosfera podem mudar de dia-a-dia devido a variabilidade das fontes das ondas, condições de propagação e interações não lineares entre as ondas. Os impactos das ondas da baixa atmosfera são facilmente identificados por observações de satélites, como por exemplo, a assinatura das marés não migrantes na Anomalia Equatorial (SAGAWA et al. 2005; IMMEL et al. 2006 e o capítulo 4 desta tese de doutorado) e mudanças no sistema ionosfera-termosfera durante o Súbito Aquecimento Estratosférico (CHAU et al. 2012; PAES 2012).

Nos últimos anos uma atenção especial tem sido dada a influência da baixa atmosfera sobre a região F (ALTADILL; APOSTOLOV, 2003; FORBES et al. 2000). A região F equatorial da ionosfera exibe oscilações com períodos de 2 a 30 dias (e.g., CHEN, 1992; FORBES; LEVERONI, 1992; FORBES et al. 1997; PANCHEVA et al. 2006, 2008; PEDATELLA; FORBES, 2009). Estas oscilações

periódicas têm sido frequentemente atribuídas a ondas atmosféricas originadas na baixa atmosfera, pois as periodicidades são semelhantes às observadas na atividade de ondas planetárias (e.g., FORBES; LEVERONI, 1992; LAŠTOVIČKA, 2006; PEDATELLA; FORBES, 2009).

Este capítulo visa analisar a variabilidade do TEC ionosférico utilizando as estações receptoras disponíveis sobre a América do Sul; veja na Figura 5.1 um mapa contendo as estações receptoras de GPS. Na parte inferior da figura há uma legenda indicando os institutos responsáveis pela manutenção e administração dos receptores. Sendo eles discriminados abaixo.

LISN-INPE (*Low Latitude Ionospheric Sensor Network*): é um projeto internacional que visa monitorar a ionosfera equatorial e de baixas latitudes.

RAMSAC (*Red Argentina de Monitoreo Satelital Continuo*): é uma rede de receptores de satélites GPS, a qual é gerenciada pelo Instituto Geográfico Nacional da Argentina.

IGS (*International GNSS Service*): é uma organização voluntária de mais de 200 agências ao redor do mundo que gerencia dados de GPS.

RBMC/IBGE: Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.

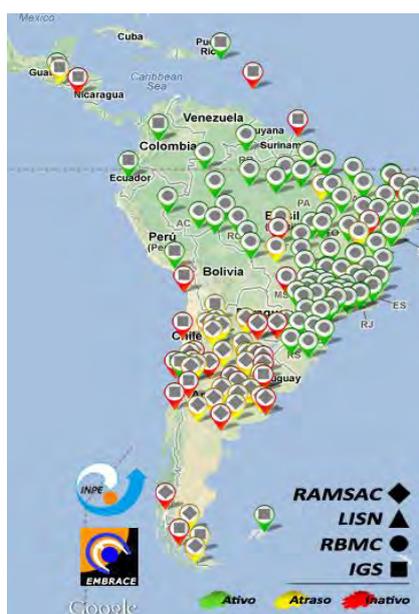


Figura 5.1. Localização das estações receptoras de GPS sobre a América de Sul.

FONTE: Cortesia do programa EMBRACE

Levantamentos estatísticos sobre a intensidade máxima do TEC foram realizados sobre diferentes condições para o ano de 2011, como a sazonalidade, o horário e a latitude magnética da ocorrência desse máximo.

As estações de Arequipa, São Luís e Belém serão utilizadas para analisar a variabilidade dia a dia do TEC, a análise será realizada a partir dos espectros das transformadas de Fourier e *Wavelet* (GRINSTED et al. 2004, TORRENCE; CAMPO, 1998, TORRENCE; WEBSTER 1999). Algumas periodicidades ocorrem em ambas às estações, e essas são estudadas com mais detalhes. Para uma análise mais cuidadosa os dados do radar de meteoros instalados em São João do Cariri (BURITI et al. 2008, LIMA et al. 2007) foram utilizados para identificar as ondas planetárias que poderiam estar modulando o dínamo da região E. Assim como parâmetros do meio interplanetário e de origem solar serão utilizados para aferir os efeitos solares, i.e., velocidade do vento solar, índice kp para aferir a atividade geomagnética e o fluxo solar.

5.1. Variabilidade dia-a-dia do TEC

Otsuka et al. (2002) desenvolveram uma técnica para a geração de mapas bidimensionais do TEC absoluto utilizando um método de mínimos quadrados para remover os atrasos instrumentais do satélite e do receptor nos cálculos de TEC. Os resultados são obtidos com uma resolução temporal de 30 segundos e resolução espacial de até $0,15^\circ \times 0,15^\circ$ de latitude e longitude. O programa também é capaz de calcular o TEC de estações isoladas. Este programa foi validado com modelagens de TEC utilizando o IRI-95 e com medidas de TEC feitas pelo radar de espalhamento incoerente MU, localizado em Shigaraki, Japão, revelando resultados muito satisfatórios para o cálculo de mapas bidimensionais de TEC. Veja a validação do programa do Otsuka et al. (2002) no Apêndice A.

A rede EMBRACE vem construindo mapas do TEC diário sobre a América do Sul, utilizando a metodologia de Otsuka et al. (2002) com os dados da RBMC. A Figura 5.2 mostra os mapas de TEC entre os dias 1 a 9 de setembro de 2011 às 1500UT sobre o território brasileiro, enquanto que a Tabela 5.1 mostra a atividade geomagnética neste intervalo de dias (representado pelo somatório diário do índice kp). Foi considerado como geomagneticamente calmo os dias em que o somatório dos valores diários do kp foi menor que 24.

TABELA 5.1 – Índice geomagnético para os dias 01-09 de setembro de 2011

09/2011	01	02	03	04	05	06	07	08	09
$\sum kp$	4+	6+	20	16-	11+	14-	11-	4+	24+

Os mapas do TEC representados na Figura 5.2 mostram o desenvolvimento da Anomalia Equatorial de Ionização, sendo os valores do TEC mais elevados em regiões de baixas latitudes (cristas da anomalia) e menores na proximidade do equador geomagnético (linha vermelha), o que ocorre devido ao desenvolvimento do efeito fonte. Entretanto, é notório que o desenvolvimento

da EIA varia significativamente de um dia a outro. Por exemplo, no dia 2 de setembro a EIA encontra-se bem desenvolvida, i.e., possuindo valores de ~ 50 TECu na crista sul da EIA e valores de ~ 30 TECu sobre o equador geomagnético, entretanto o TEC é consideravelmente menor no dia anterior (01/09/2011) e no dia posterior (03/09/2011), quando o TEC sobre a crista sul da EIA e sobre o equador geomagnético possuem quase o mesmo valor, o qual é reduzido para ~ 30 e 35 TECu, respectivamente.

Note que a variabilidade do tipo que ocorreu entre os dias 01/09/2011 a 03/09/2011 também se repete entre os demais dias apresentados na Figura 5.2. Tal variabilidade pode indicar a presença de ondas planetárias de período de 2 ou mais dias modulando o TEC ionosférico. As possíveis causas dessa variabilidade será o foco do presente capítulo.

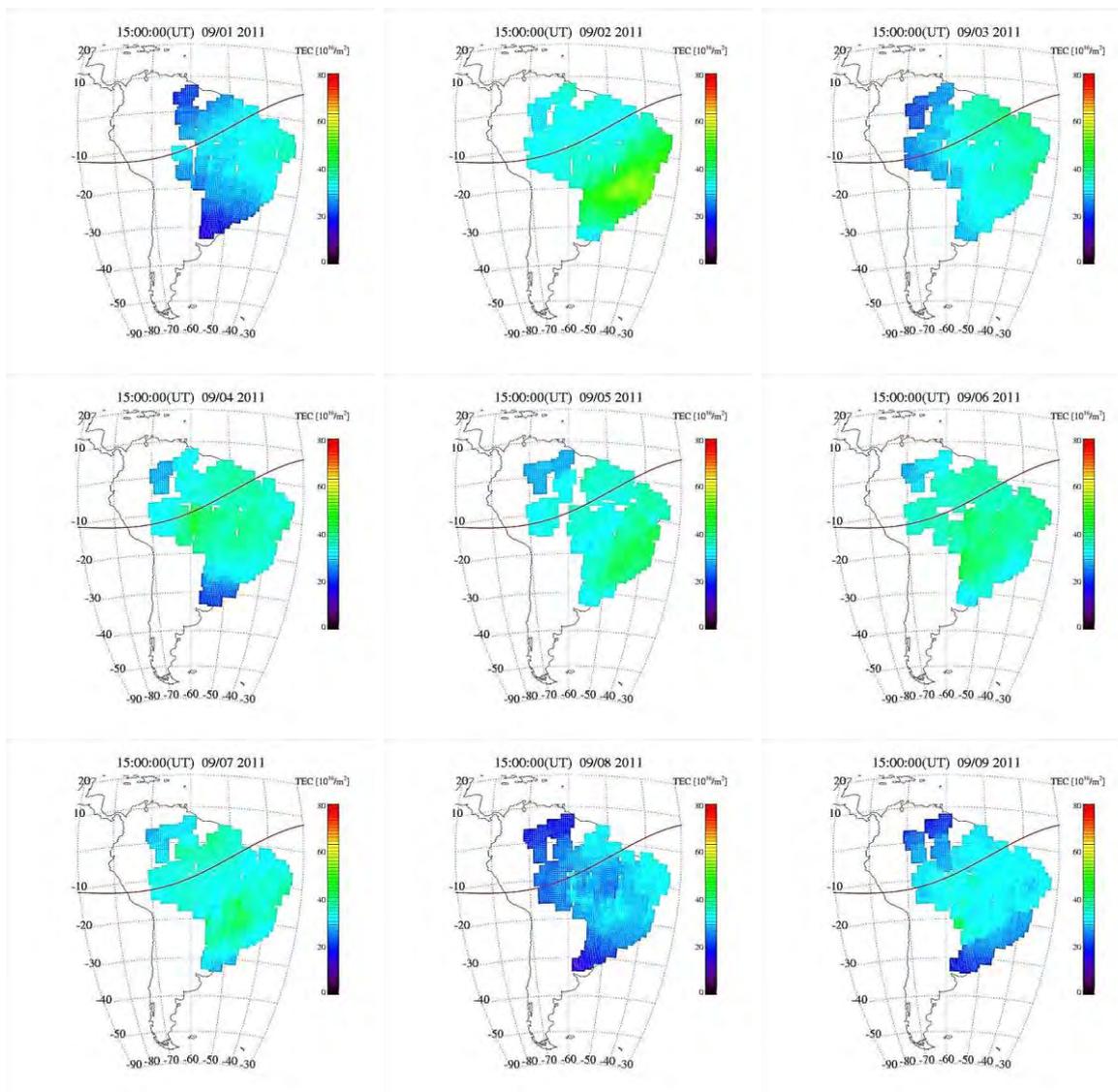


Figura 5.2- Mapas do TEC sobre o setor brasileiro entre os dias 1-9 de setembro de 2011 as 1500 UT.

Fonte: Cortesia EMBRACE, 2013

Utilizando os dados processados pelo EMBRACE, a Figura 5.3 foi elaborada para mostrar a variação anual do TEC (no ano 2011). Nessas figuras o valor do TEC às 1500 LT sobre o setor longitudinal de 310° é mostrado. O painel (a) da Figura 5.3 mostra o TEC calculado sobre o equador geomagnético, enquanto que no painel (b) o TEC é calculado sobre a latitude geomagnética de -18° .

É fácil observar uma série de variabilidades sobre o ano de 2011. A variação semianual, representada pelos dois picos sobre o setor equinocial é bem conhecida, e pode ser observada nos painéis (a) e (b) da Figura 5.3. Entretanto, há outras variabilidades visíveis, sendo essas caracterizadas pelas oscilações do valor do TEC em pequenos intervalos de dias. Tais variabilidades parecem ser mais acentuadas para o setor de baixas latitudes, como pode ser visto pela maior amplitude de flutuação no TEC no painel (b) do que no painel (a).

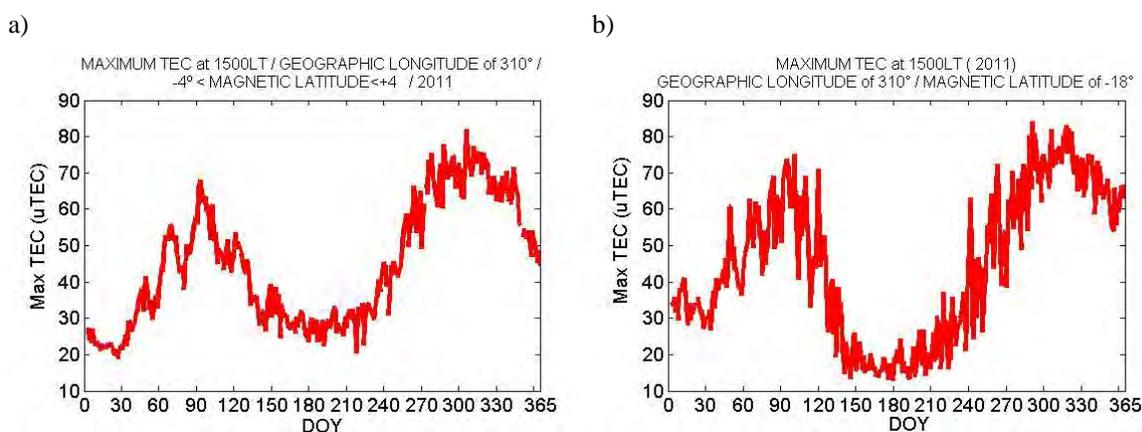


Figura 5.3 – Variação sazonal do TEC às 1500LT sobre o setor longitudinal de 310° para o ano de 2011. A Figura 5.3a ilustra o TEC próximo ao equador magnético, enquanto que a Figura 5.3b mostra o TEC em baixas latitudes.

A Figura 5.4 foi elaborada para mostrar a forte variabilidade latitudinal do TEC ionosférico. A figura foi gerada com valores do TEC no setor longitudinal de 300°E e foram utilizados apenas valores com a hora local variando entre 2000 e 2100 LT. Os dados contidos nessa análise são pertencentes ao equinócio de primavera (setembro-novembro) de 2011.

Assim, a Figura 5.4 mostra a variabilidade dia-a-dia da distribuição latitudinal do TEC. É possível notar a formação das duas cristas da EIA nos setores de baixas latitudes. Nota-se que a posição latitudinal da crista da EIA varia consideravelmente de um dia para o outro. Há, também, dias em que a EIA é

inibida, sendo caracterizada pelo maior valor do TEC no setor equatorial do que sobre baixas latitudes. Com isso, uma grande variabilidade dia-a-dia na distribuição latitudinal do TEC pode ser observada.

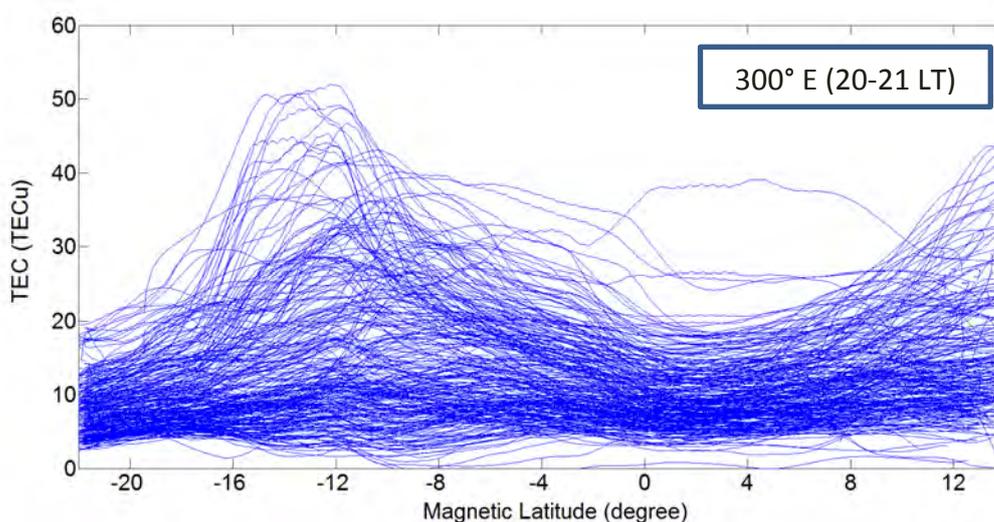


Figura 5.4 – Variabilidade dia-a-dia da distribuição latitudinal do TEC.

5.2. Variação anual e sazonal do TEC máximo

Uma amostra das variações dia a dia do TEC ao longo de um ano (2011) é mostrado na Figura 5.5. A partir dos mapas do TEC, semelhante aos ilustrados na Figura 5.2, os valores máximos diários do TEC, para cada grau de longitude, foram determinados. Assim, na Figura 5.5a, um histograma do valor do TEC máximo (TECmax) é apresentado. As Figuras 5.5b e 5.5c mostram, respectivamente, a hora local e a latitude magnética do TECmax. É possível notar que TECmax diário ocorre em uma ampla variedade de horas locais (1000-2200 LT) e latitude magnética (24°S - 16°N). Contudo, é interessante ressaltar que em ~75% (~92%) dos eventos o TEC máximo ocorre entre 1300 – 1600 LT (1200-1700 LT), possuindo um comportamento Gaussiano, com valor médio de 14,5 LT e desvio padrão de 1,8. Por sua vez, a crista da EIA se apresenta em ~20% dos eventos em 8° de latitude magnética, com valores de TEC variando entre 20-40 TECu em ~45% dos casos.

Esses histogramas foram construídos utilizando os 365 dias do ano de 2011. A Figura 5.3 mostrou que o TEC apresenta uma variação semianual, com picos nos equinócios. Essa variação semianual pode estar causando a grande variabilidade observada nas porcentagens de ocorrência e horário de ocorrência do TEC máximo, e assim como da localização latitudinal da crista da EIA.

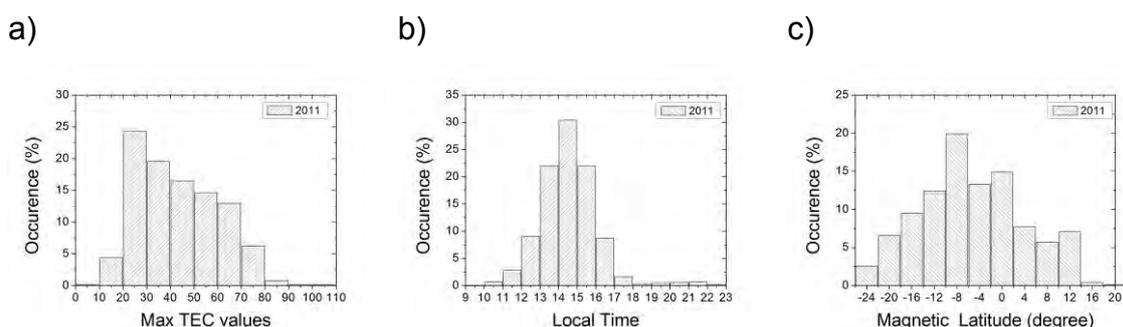


Figura 5.5 – Porcentagem de ocorrência dos valores do máximo diário do TEC (Figura 5.5a), da hora local da ocorrência do TECmax (Figura 5.5b) e sua posição latitudinal (Figura 5.5c) para o ano de 2011.

A Figura 5.6 mostra os resultados estatísticos da posição do TECmax para diferentes estações do ano 2011. As Figuras 5.6a, 5.6b e 5.6c representam o solstício de inverno (junho a agosto), as Figura 5.6d, 5.6e e 5.6f o equinócio de primavera (setembro a novembro), as Figuras 5.6g, 5.6h e 5.6i o equinócio de outono (março a maio) e as Figuras 5.6j, 5.6k e 5.6l o solstício de verão (janeiro e fevereiro). Para cada estação há três gráficos, sendo o valor do TEC máximo, a hora local e a posição latitudinal de ocorrência do TEC máximo.

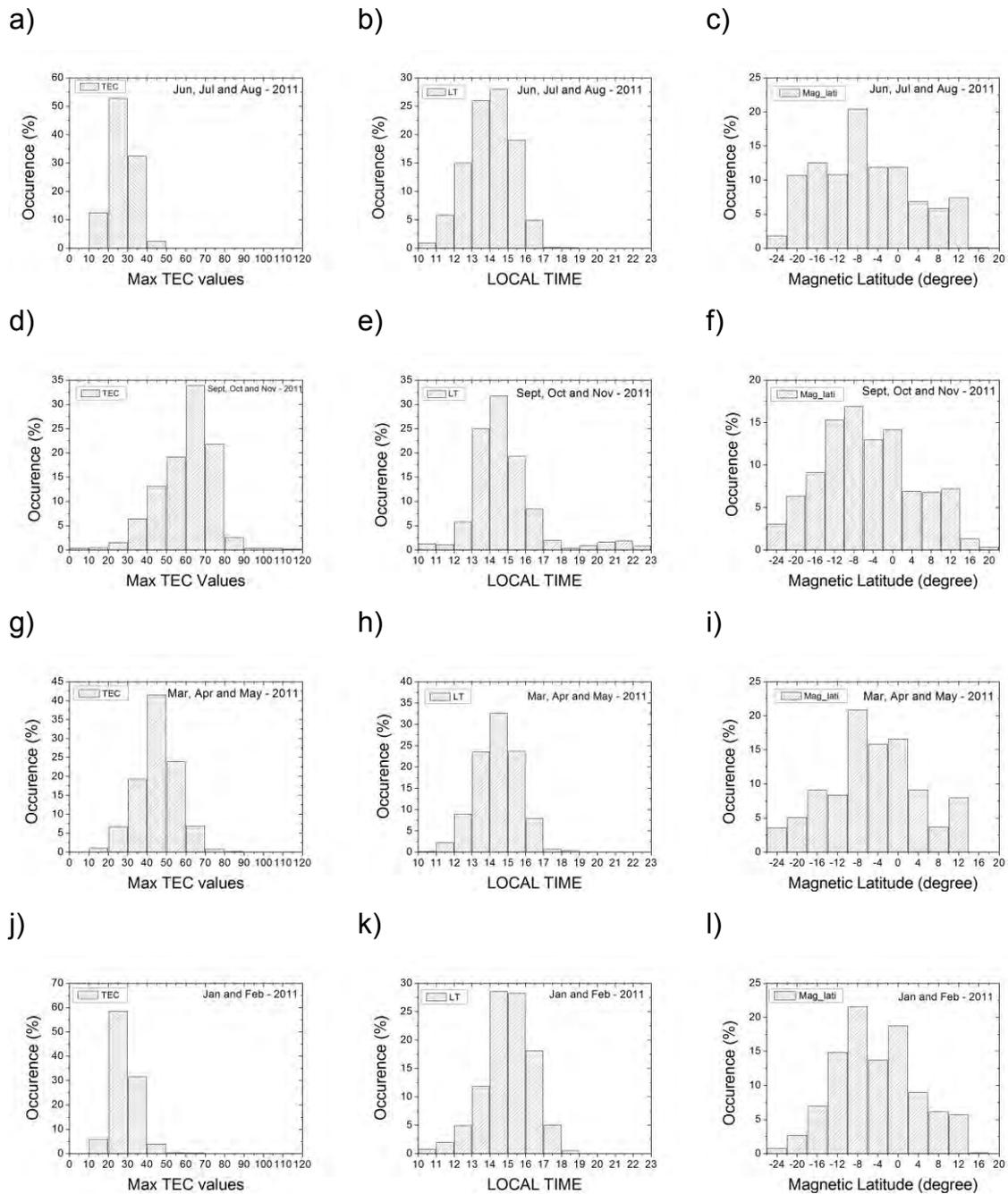


Figura 5.6 – Variação sazonal da porcentagem de ocorrências dos máximos valores diários do TEC e sua hora local e posição latitudinal.

O TECmax é encontrado para cada intervalo de 10 minutos para o dia inteiro e para todos os setores longitudinais. Diferentemente do que o observado na Figura 5.5a, os valores do TECmax apresentam uma distribuição normal

(Gaussiana) quando são analisados por sazonalidade (Figuras 5.6a, 5.6d, 5.6g e 5.6j). Observe que os valores do TECmax mostram a variação semianual, com maiores valores de TEC nos equinócios (Figuras 5.6d e 5.6g) e menores nos solstícios (Figuras 5.6a e 5.6j).

É possível comparar as diferenças sazonais do horário do pico do TEC (Figuras 5.6b, 5.6e, 5.6h e 5.6k), a Tabela 5.2 auxilia essa comparação. Note que, independente da estação do ano, em ~30% dos eventos o TEC máximo ocorre entre 1400-1500 LT. Contudo, é interessante ressaltar que o pico máximo do TEC parece ocorrer mais cedo durante o inverno (maior concentração de TECmax entre 1200 - 1300), e mais tarde durante o solstício de verão (maior concentração de TEC max entre 1600-1700 LT), tais resultados estão em concordância com os resultados de Zhenzhong et al. (2012). Cabe ressaltar que durante o equinócio de primavera (Figura 5.6e) o TEC máximo ocorre mais tarde do que o habitual em ~5% dos eventos, ocorrendo após o pôr do sol, entre 1800-2300 LT.

TABELA 5.2 – Variação Sazonal do horário de ocorrência do TECmax

Estação \ LT	1200-1300	1300-1400	1400-1500	1500-1600	1600-1700	Total
Primavera	5%	25%	33%	18%	7%	88%
Outono	8%	24%	33%	24%	8%	97%
Verão	5%	11%	27%	26%	18%	87%
Inverno	15%	25%	27%	18%	5%	90%
Ano Todo	8%	22%	30%	22%	8%	90%

Diferentemente do que é observado nos histogramas do TECmax e da hora local do TECmax, a distribuição latitudinal do TECmax não se comporta como uma gaussiana. Ao contrário, a posição latitudinal do TECmax pode ocorrer com alta probabilidade em um amplo setor latitudinal para todas as estações do ano. Esse fato pode evidenciar que o campo elétrico zonal, controlador do

efeito fonte, apresenta alta variabilidade dia-dia. Nas seções abaixo tentaremos identificar os causadores dessas variabilidades.

Na Figura 5.6e foi constatado que durante o equinócio de primavera o TEC máximo ocorria mais tarde, entre 1800-2300 LT, em 5% dos eventos. Esse —atraso” na intensificação do TEC durante o equinócio de primavera ocorre, principalmente, devido a uma intensificação no pico pré-inversão da deriva vertical. Nesses 5% dos eventos em que aumento do TEC ocorre mais tarde, a posição latitudinal do TECmax era maior (Figura 5.7c) que o esperado.

A Figura 5.7 mostra apenas os eventos em que o TECmax ocorre após as 1800LT. Note que em ~38% dos casos o TECmax foi encontrado entre -20° a -16° de latitude magnética, e em outros ~43% o TECmax foi encontrado entre +12° a 16° de latitude magnética (Figura 5.7c). Enquanto que, ao considerarmos todos os eventos do equinócio de primavera (Figura 5.6f), apenas em ~16% dos casos o TECmax era encontrado entre -20° e -16° de latitude magnética, e em outros ~9% o TECmax era encontrado entre +12 a 16° de latitude magnética (Figura 5.6f).

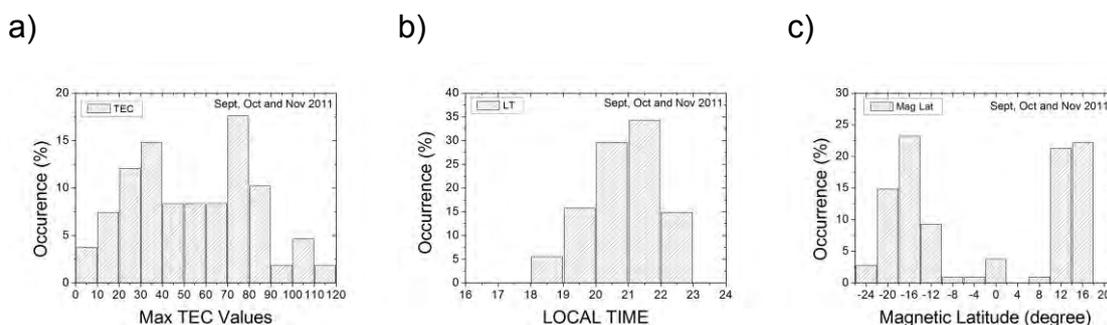


Figura 5.7 – Histograms da ocorrência do TECmax após as 1800 LT.

Foi observado que há uma grande variabilidade dia-a-dia no TEC sobre a América do Sul. Entretanto, a causa dessa variabilidade não é bem clara. Tem sido amplamente aceito que as ondas planetárias na região da mesosfera /

baixa termosfera (MLT) podem atingir e modificar as características da região F da ionosfera (ALTADILL; APOSTOLOV 2003). Existem três maneiras em que as ondas planetárias poderiam causar assinaturas na região F, são elas: 1) a interação ou modulação, das ondas planetárias, com marés verticalmente propagantes e com ondas de gravidade, 2) a interação das ondas planetárias com a forte dependência semidiurna / diurna da ionosfera, 3) e a propagação vertical da onda planetária e a modulação da deriva vertical do plasma (e.g., FORBES; LEVERONI, 1992; FORBES; ZHANG, 1997; LASTOVICKA; SAULI, 1999; MEYER, 1999; ALTADILL; APOSTOLOV, 2001, 2003; PANCHEVA et al. 2002, Abdu et al. 2006). Contudo, outra possível fonte das variabilidades diárias na ionosfera seria os efeitos solares, tais como tempestades geomagnéticas, intensificação do fluxo solar e feixes rápidos do vento solar (LEI et al. 2008).

Utilizando duas estações base, São Luís/Belém e Arequipa, as variabilidades do TEC serão estudadas calculando as periodicidades do TEC, F10.7, Kp, velocidade do vento solar e a velocidade dos ventos neutros em 90 km. As técnicas de transformada de Fourier e *Wavelets* serão aplicadas (TORRENCE; CAMPO, 1998).

Com o objetivo de identificar as variabilidades no TEC é necessário investigar os possíveis efeitos pelo fluxo de radiação ionizante solar na variação do TEC. O fluxo solar em F10.7 é um bom indicador da atividade solar, e o índice kp é um bom indicador da atividade geomagnética. Na Figura 5.8 é mostrado o espectro de *Wavelet* do TEC em São Luís (Figura 5.8a), Arequipa (Figura 5.8b), F10.7 (Figura 5.8c) e do Kp (Figura 5.8d), para o ano de 2005. Podemos perceber nos espectros uma variabilidade significativamente comum entre o TEC e o F10.7, com periodicidade entre 16 a 32 dias. Essa periodicidade parece ser ocasionada pela rotação solar, a qual apresenta um período médio de 27 dias (veja, por exemplo, HOCKE 2008). Ao comparar os espectros do TEC com o do Kp também é possível notar uma variabilidade comum, sendo essa de aproximadamente 8 dias. As variações na atividade geomagnética (kp)

podem acarretar em modificações no campo elétrico magnetosférico, vento neutro perturbado e razão de (O/N_2), os quais, por sua vez, alteram os processos de transporte do plasma e recombinação na ionosfera modificando o TEC (resultados semelhantes foram observados em LEI et al. 2008).

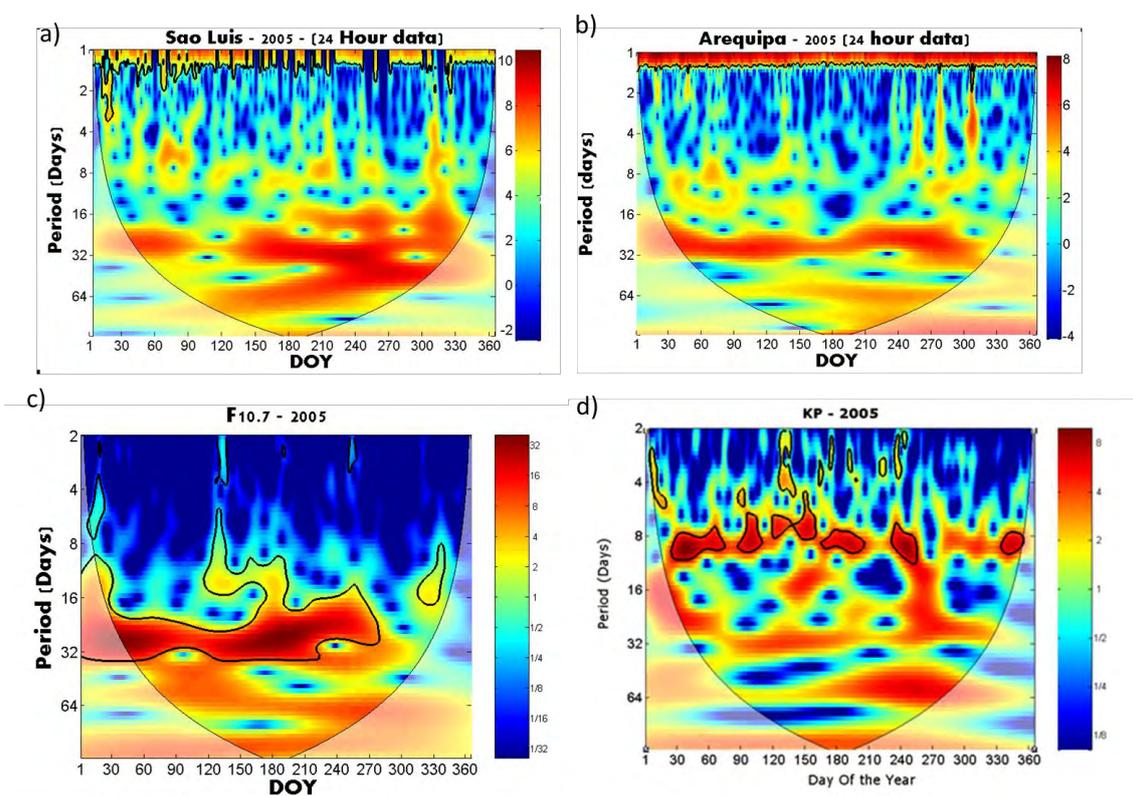


Figura 5.8 – Espectro das wavelet do TEC em São Luís (Figura 5.8a), Arequipa (Figura 5.8b), do índice F10.7 e do índice Kp para o ano 2005.

Evidências de ondas planetárias na mesosfera têm sido obtidas a partir de observações dos ventos neutros em diferentes localizações geográficas (LIMA et al. 2005, 2006, NAMBOOTHIRI et al. 2002). Essas ondas possuem grandes escalas horizontais, ocasionando oscilações nos ventos neutros e na densidade neutra, propagando-se zonalmente e verticalmente da região troposfera-estratosfera para a região MLT. Os períodos dessas ondas planetárias podem variar de 2-20 dias (FORBES, 1996), sendo os períodos principais próximos aos modos de Rossby, isto é, 2, 5, 10 e 16 dias.

Na Figura 5.9 o espectro de potência da transformada de Fourier para o ano de 2005 é mostrado. No eixo das ordenadas encontram-se a potência, enquanto que, nas abscissas, têm-se as frequências (1/dia). Da base até o topo da Figura 5.9 têm-se as periodicidades da velocidade do vento solar (SW), do índice geomagnético Kp, da velocidade do vento meridional e zonal em 90 km de altitude obtido pelo radar de meteoros instalados em São João do Cariri (7,4°S, 36,5°W), do EUV solar, do TEC em Arequipa e do TEC em São Luís.

A Tabela 5.2 auxilia a discussão das periodicidades observadas no espectro de potência da transformada de Fourier. Três faixas de frequência (período) foram selecionadas para serem discutidas, 14-16 dias, 8-9 dias e 2,5 dias, o —xna tabela indica que uma periodicidade foi observada na transformada de Fourier em seu respectivo parâmetro.

TABELA 5.2 - Periodicidades observadas no espectro de potência da transformada de Fourier

Parâmetro dias	SW	kp	EUV	Zonal	Meridional	TEC Areq	TEC Belem
14-16	----	----	X	X	----	X	X
8-9	X	X	----	----	X	X	X
2.5	----	----	----	----	X	X	X

Nota-se, através da Figura 5.9, que o TEC apresenta picos no espectro de potência entre 14-16 dias. Correspondentemente, o vento zonal mesosférico também apresenta variações significativas no espectro de potência com período semelhante, sugerindo, desse modo, que a onda planetária na mesosfera (90 km) poderia ter se propagado para a região do dínamo ou modulado os ventos neutros, de forma que o TEC fosse modificado com escalas temporais semelhantes as das ondas planetárias. Sendo assim, a

oscilação de ~ 16 dias observada nos dados de TEC parecem ser relacionadas com a oscilação de ~15 dias no vento zonal. Lima et al. (2006) identificaram oscilações atmosférica cujo período estava entre 12-20 dias, e as referiu como a onda planetária de 16 dias. Além disso, Forbes e Leveroni (1992) afirmaram que as oscilações de ~16 dias na intensidade do EEJ e na densidade do pico da camada F estariam associadas à propagação de ondas planetárias (veja também ABDU et al. 2006, JIANG et al. 2005). Contudo, ao menos uma parte dessa oscilação de ~16 dias deve possuir uma componente solar, visto que o espectro do EUV também mostra uma oscilação de ~16 dias.

A oscilação de ~8 dias não parece ter origem na baixa atmosfera, ou seja, via ondas planetárias. Note que tanto o vento solar quanto o índice Kp apresentam picos em seus espectros com período próximos a 8 dias. Essas variações na velocidade do vento solar podem ser associadas com eventos de feixes de alta velocidade (*High Speed Streams*), os quais, geralmente, são gerados por buracos coronais na superfície solar. Tais feixes de alta velocidade podem atingir a magnetosfera da Terra e, com isso, alterar a atividade geomagnética (aferida pelo índice kp). O aquecimento em altas latitudes causa expansão na atmosfera neutra, o que, geralmente, ocorre rápido durante as tempestades. Tempestades ionosféricas, sejam elas positivas ou negativas, são geradas pela deriva/transporte vertical do plasma, e o movimento *downwelling* (diminuição de N₂ e O₂) ou *upwelling* (aumento de N₂ e O₂) respectivamente. Lembre que o N₂ e O₂ reagem com os íons O⁺ na ionosfera, causando perdas (RISHBETH et al. 1987). Portanto, é plausível pensar que o pico no espectro de potência do TEC seja ocasionado pelas variações ocorridas na magnetosfera – meio interplanetário, correspondentes as semelhantes periodicidades observadas nos índices Kp e SW.

Uma oscilação com periodicidade próxima a 2,5 dias também é evidenciada nos espectros de potência do TEC, a qual é acompanhada por fortes oscilações no vento meridional. Tais oscilações simultâneas nos espectros de potência do TEC e do vento meridional parecem indicar a presença ou

modulação da ionosfera pela onda planetária de quase dois dias. A onda planetária de quase dois dias é gerada pelo modo normal de Rossby (3,0) e é frequentemente observada em estações equatoriais e de baixas latitudes, sendo sua assinatura frequentemente notada na componente meridional do vento na região MLT (veja TAKAHASHI et al. 2012). Assinatura da onda de dois dias na ionosfera tem sido o foco de diversos estudos observacionais (CHEN, 1992; LIU et al. 2010; TAKAHASHI et al. 2012) e de modelagem (CHANG et al. 2011).

Existem, também, casos de oscilações presentes somente em um dos parâmetros. Como exemplos, têm a oscilação de aproximadamente 5,0 - 5,5 dias que é observada no vento zonal, mas não há correspondente variação significativa no TEC. Há também uma série de picos / variações no espectro do TEC que não possuem nenhuma correspondente variação associada a ondas planetárias mesosféricas ou origens solares, o que pode indicar a possibilidade de geração *in situ*, na região do dínamo de ventos, dessas oscilações.

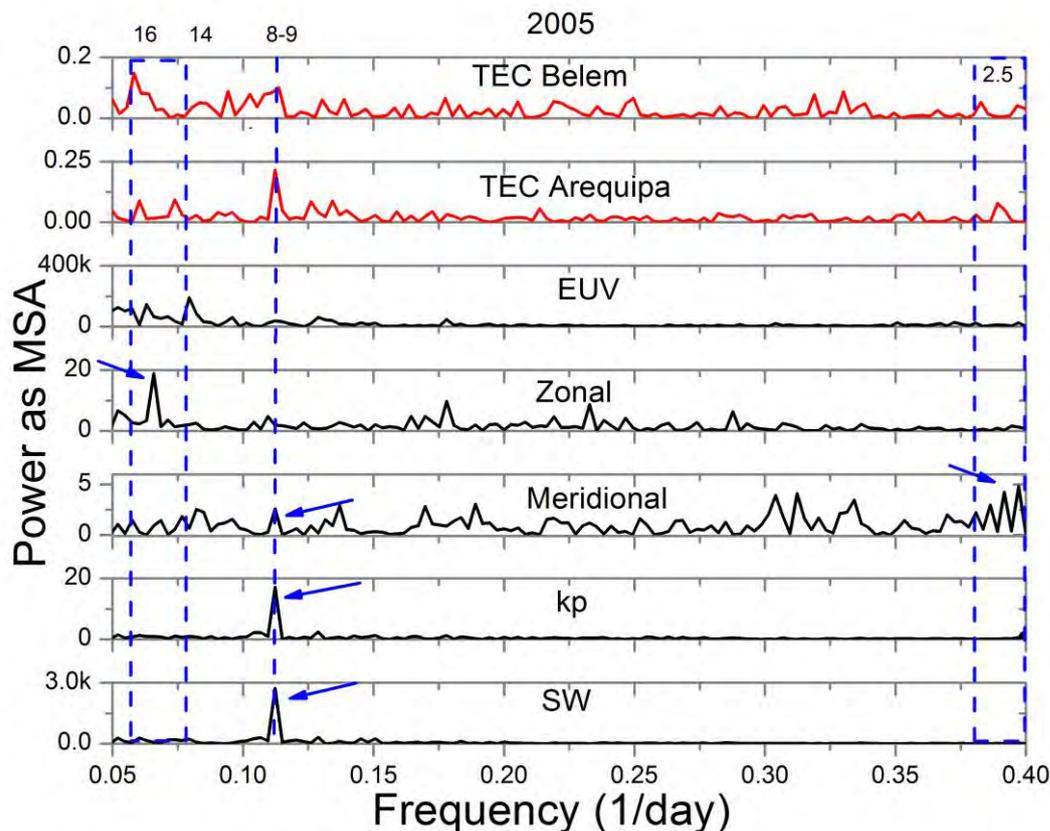


Figura 5.9 – Análise espectral do TEC em Belém e Arequipa, EUV, vento zonal e meridional em 90 km de altitude, índice geomagnético Kp e da velocidade do vento solar.

Os resultados das observações evidenciam processos de acoplamento vertical envolvendo oscilações com escala de ondas planetárias no sistema da mesosfera – ionosfera, assim como o acoplamento do sistema meio interplanetário – magnetosfera – ionosfera.

No caso do acoplamento mesosfera-ionosfera, diversos mecanismos tem sido propostos para explicar as oscilações com períodos de ondas planetárias observadas na ionosfera. Segundo Abdu et al. (2006a,b) os principais mecanismos são: (a) As ondas planetárias na mesosfera / estratosfera interagem com as ondas de gravidade, essa interação envolve mecanismos que podem levar a uma fonte secundária da excitação das ondas planetárias para altitudes mais elevadas, e (b) A partir das ondas planetárias que

modulariam as marés propagantes verticalmente que participam na ação do dínamo para geração de campos elétricos. O campo elétrico é o principal responsável pelos processos de transporte na região F, e como consequência poderia alterar o TEC. É improvável que as ondas planetárias possam modular o vento termosférico (acima de 150 km), pois elas mostram atenuação de amplitude com o aumento em altitude (PANCHEVA et al. 2003).

Por sua vez, o acoplamento do sistema meio interplanetário – magnetosfera – ionosfera, como o observado na oscilação de 8 dias, pode ser originado por diversos mecanismos, os dois principais são: (a) Devido a modificações na atmosfera neutra, principalmente na razão O/N₂. Durante o período diurno a densidade de O⁺ é fortemente influenciada pela ionização do O, e por suas reações de recombinação (exemplo PRÖLSS, 1995). Sua perda se dá por reações químicas envolvendo o O₂ e N₂. Assim, as modificações na composição neutra, geradas pela atividade geomagnética, podem desempenhar um importante papel nas periodicidades do TEC ionosférico. (b) Por causa de campos elétricos de penetração, estes podem alterar os processos de transporte na ionosfera equatorial e de baixas latitudes. A penetração de campo elétrico para leste durante o período diurno poderia elevar a camada F para altitudes superiores, com isso uma nova camada poderia ser criada nas altitudes inferiores e assim intensificaria o TEC (TSURUTANI et al. 2004). É bem conhecido que os campos elétricos de penetração não persistem por longos períodos, por causa do processo de blindagem das correntes alinhadas ao campo da região 2 (KIKUCHI et al. 2000, BLANC; RICHIMOND, 1980, ABDU, 1997). Assim, a periodicidade de 8 dias na velocidade do vento solar e na atividade geomagnética alterariam o campo elétrico de penetração, e, como consequência, também são possíveis causadores da oscilação de 8 dias no TEC.

Os processos que desempenham modificações na ionosfera equatorial necessitam de dados adicionais, assim como estudos de simulações de modelo, para entender a contribuição das periodicidades da densidade da

atmosfera neutra, ventos neutros e campos elétricos associados aos feixes solares de alta velocidade na geração das periodicidades no TEC.

5.3. Efeitos da Maré Atmosférica Lunar sobre o TEC equatorial

A dinâmica da região mesosfera-baixa termosfera (MLT) é governada por ondas e marés. As marés atmosféricas podem ser excitadas pela ação gravitacional do Sol ou da Lua, ou pela ação térmica, ou seja, pelo aquecimento solar.

A maré lunar atmosférica é gerada na baixa atmosfera pela atração gravitacional da Lua, e de forma secundária devido a contribuição dos efeitos do movimento vertical dos oceanos no limite inferior da atmosfera. Entretanto, a maré lunar tem sido pouco estudada devido à dificuldade em extrair suas contribuições nos parâmetros da atmosfera neutra, isto ocorre devido à maré lunar apresentar frequência próxima a outros fenômenos atmosféricos.

A maior dificuldade em determinar a maré lunar é que as amplitudes são relativamente baixas quando comparadas com a maré solar, e podem existir sobreposições de outras oscilações como ondas de gravidade, ondas planetárias e a própria maré solar semidiurna que possui um período bem próximo da maré lunar semidiurna. Contudo, o recente trabalho de Paulino et al. (2012) mostrou um estudo detalhado do comportamento das amplitudes e fases da maré lunar semidiurna na região MLT (veja, também, PAULINO, 2010).

Paulino et al. (2012) ressaltam a importância da possível influência da maré semidiurna lunar na ionosfera, essencialmente pela possibilidade da intensificação (enfraquecimento) do pico de pré-inversão da deriva vertical (PRE). Essa intensificação (enfraquecimento) do PRE poderia aumentar (diminuir) a ocorrência de eventos de bolhas de plasma na ionosfera equatorial.

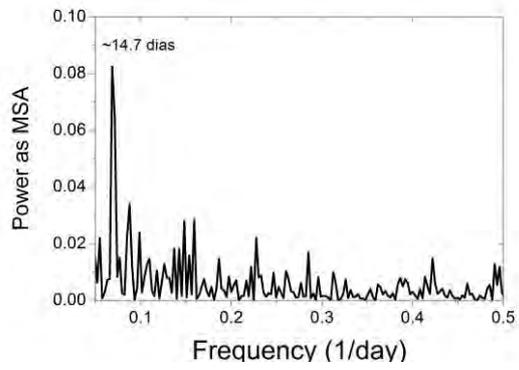
Visto isso, decidiu-se investigar a presença e a amplitude da maré lunar no TEC de uma estação sobre o equador geomagnético. A maré lunar possui

vários modos, porém a que possui uma amplitude mais significativa é a maré lunar semidiurna migrante, com um período de $\sim 12,424$ horas, o que corresponde a $\sim 1,932$ ciclos por dia.

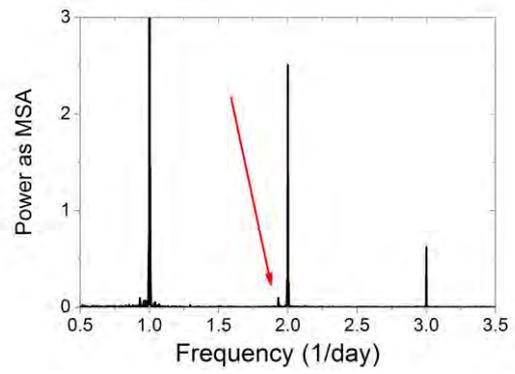
Aplicou-se uma transformada de Fourier nos dados do TEC para verificar se há a possibilidade de extrair o sinal da maré lunar. A Figura 5.10 mostra o espectro de potência do TEC em Arequipa para o ano de 2010. Na Figura 5.10a nota-se, claramente, a presença de um pico ressaltando uma periodicidade de 14,7 dias. Vale ressaltar que o período de revolução lunar é de $\sim 29,5$ dias, e que os efeitos da lua cheia e da lua nova devem resultar em variações semelhantes na ionosfera, ocasionando uma periodicidade de $\sim 14,75$ dias (veja ECCLES et al. 2011, PARK et al. 2012, FEJER et al. 2011). Contudo, outros fatores, tais como ondas planetárias, variações no fluxo solar, e a atividade geomagnética podem estar influenciando a periodicidade de $\sim 14,7$ dias observada na Figura 5.10.

Para confirmar se um sinal da maré semidiurna lunar (12,424 horas) poderia ser extraída dos dados, a transformada de Fourier é mostrada para frequências mais altas nas Figuras 5.10b e 5.10c, isto é, para períodos variando de 8 – 24 horas. A Figura 5.10b mostra a presença de fortes sinais com frequência de 1, 2 e 3 ciclos por dia, isto é, periodicidade de 24, 12 e 8 horas. Tais periodicidades são bem conhecidas e estudadas, as quais correspondem às marés diurnas, semidiurnas e terdiurnas solares. Contudo, a seta vermelha resalta um pequeno pico com frequência menor que 2 ciclos por dia. Uma visão ampliada do periodograma é mostrada na Figura 5.10c. Nessa figura pode-se ver claramente um pico de 1,932 ciclos por dia ($\sim 12,42$ horas), o qual corresponde a maré semidiurna lunar.

a)



b)



c)

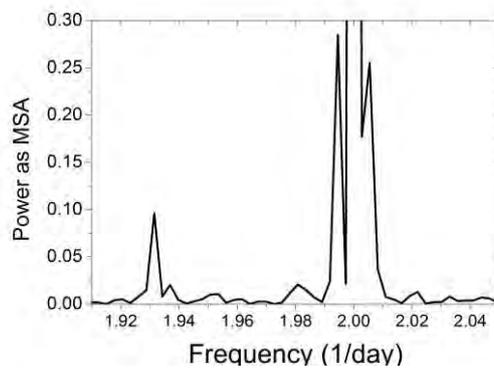


Figura 5.10 - Espectro de potência da transformada de Fourier no TEC sobre Arequipa em 2010.

6 CONCLUSÕES

A ionosfera de baixas latitudes é um ambiente altamente dinâmico que exhibe variações significativas com a hora local, altitude, longitude, sazonalidade, atividade solar, tempestades geomagnéticas entre outros. Neste presente trabalho o foco principal foi estudar as diferenças longitudinais nos valores do TEC equatorial (isto é, o TEC no vale da EIA), e na distribuição do plasma da anomalia equatorial, entre a costa Leste e Oeste da América do Sul. As simulações realizadas pelo SUPIM mostraram que a tendência longitudinal observada não pode ser explicada quando modelos climatológicos padrões da deriva vertical (modelo de SCHERLISS; FEJER 1999) e ventos neutros (HWM07) são usados como entradas.

A presença do padrão de onda número 4 na variação longitudinal da densidade de íons (SAGAWA et al. 2005) encontra-se agora bem estabelecida/comprovada, como, ao menos uma parcela, sendo originada a partir da propagação vertical das marés não migrantes e a modulação do dínamo da região E diurna, e como consequência, os campos elétricos mapeados para a região F. Entretanto não é bem esclarecido como os ventos horizontais são modulados. Tais efeitos de modulação não parecem ser adequadamente representados nos modelos padrões, que são usualmente aplicados como entradas no SUPIM, e, como consequência, falham em simular as diferenças longitudinais no TEC. Nós tentamos, com razoável sucesso, levar em conta esses efeitos através de modificações na deriva vertical e nos ventos neutros. Essas modificações, quando colocadas como entradas no SUPIM, mostram ser capazes de explicar os resultados experimentais das variações longitudinais no TEC e da densidade de íons na ionosfera superior.

As principais conclusões no que tange a variação longitudinal do TEC ionosférico associada ao padrão de onda número 4 podem ser sumarizadas abaixo:

- 1) As variações do TEC próximos ao equador geomagnético, isto é, no vale da anomalia equatorial, no setor Americano apresenta um padrão semianual, com dois picos ocorrendo nos meses equinociais. Os picos semianuais são mais acentuados no período diurno do que no período noturno.
- 2) O TEC apresenta uma forte variação longitudinal no setor americano, a qual parece ser mais acentuada nos equinócios, fato que pode ser associado com a maior contribuição das marés não migrantes DE3 (veja também OBERHEIDE et al. 2011 para a contribuição sazonal da maré DE3).
- 3) A densidade iônica da ionosfera superior, conforme observado pelo satélite DMSP, apresenta uma variação longitudinal no sentido oposto daquela do TEC.
- 4) Uma forte variação longitudinal na deriva vertical diurna foi encontrada sobre o setor longitudinal da América do Sul. A deriva vertical sobre a costa oeste, representada por Jicamarca, é maior do que sobre a costa leste, representada por São Luís, por aproximadamente um fator de dois durante os meses de setembro e outubro de 2001.
- 5) O SUPIM não foi capaz de simular o segmento longitudinal da estrutura de onda número quatro (WN4) no TEC e no Ni (setor Americano) quando o modelo de campo elétrico zonal do Scherliess e Fejer (1999) foi usado como um dos parâmetros de entrada. A velocidade de deriva vertical obtida a partir de dados de magnetômetros e ionossondas, a qual contém a componente do WN4 na deriva vertical, foi fundamental para aproximarmos da melhor explicação da observação do padrão da WN4 no TEC.
- 6) Um teste do efeito do vento neutro usando o SUPIM mostrou que um vento mais intenso causa diminuição do TEC equatorial, aumentando o TEC na crista da Anomalia Equatorial, enquanto que uma diminuição no vento causa um efeito oposto.

- 7) A partir do uso da deriva vertical oriunda dos dados de magnetômetros, a qual deverá conter o padrão da WN4 devido aos efeitos das marés não migrantes, e dos ventos horizontais termosféricos apropriadamente modificados para considerar a sua dependência latitudinal / longitudinal, foi possível simular usando o SUPIM a dependência longitudinal do TEC e do Ni (*topside*), aproximando-se dos padrões observados no setor longitudinal Americano.
- 8) Foi observado que a variação longitudinal é mais forte nos equinócios, o que parece ser associado com a maior contribuição das marés não migrantes.
- 9) O efeito da WN4 na ionosfera de baixas latitudes parece mostrar uma dependência com o ciclo solar, apresentando maior variação longitudinal durante atividade solar máxima.
- 10) O TEC sobre a costa leste da América do Sul é maior do que sobre a costa oeste da América do Sul em toda a faixa latitudinal, tal fato pode ser observado nos dados assim como nas simulações. Tal característica deve ser causada pela diferença do vento meridional em combinação da diferença na deriva vertical entre os dois setores longitudinais.
- 11) A variação longitudinal do TEC oriunda da estrutura de quatro picos na ionosfera equatorial é mais ativa durante o período diurno devido a modulação do dínamo da região E e os efeitos dos ventos neutros, entretanto, sua presença no período noturno, como é evidenciado nos dados, parece estar ocorrendo devido a manutenção da camada F em uma altitude elevada, onde a taxa de recombinação é menor.

Outra importante contribuição desta tese de doutorado refere-se as variabilidades dia-a-dia da ionosfera equatorial e de baixas latitudes. O

presente estudo utiliza os dados de GPS TEC para identificar as variabilidades do curto (dia-dia) e médio prazo da ionosfera equatorial.

Foi observado que durante o inverno do ano de 2011 o TEC atinge valores máximos diários de 20-30 TECu, em 50% dos eventos. Esses máximos valores diários do TEC ocorrem, em 52% dos casos, entre 1300-1500 LT, com maior probabilidade de ocorrência em uma latitude magnética de -8° (20%). Durante a primavera os valores máximos são 60-70 TECu em 35 % dos eventos, e ocorrendo entre 1300-1500 LT em 58% dos casos, cobrindo a faixa latitudinal magnética de -8° a -12° . Por sua vez, durante o equinócio de outono o TEC é ligeiramente menor que o observado no equinócio de primavera, sendo que em 42% dos casos o TEC atinge valor máximo de 40-50 TECu, estes valores máximos ocorrem em 57% dos eventos entre 1300-1500 LT, sendo que em 22% dos caso esse máximo ocorre na latitude magnética de -8° . Durante o solstício de verão o TECmax atinge valores 20-30TECu em 60% dos eventos, porém seu valor máximo ocorre ligeiramente mais tarde do que em outras estações do ano, em 53% dos casos o TECmax ocorre entre 1400-1600 LT.

A partir de análise espectral notou-se a presença de variabilidades, tais variabilidades revelaram modulações de 16; 14,7; 8 e 2,5 dias no TEC.

A oscilação de 16 dias do TEC pode ser originaria das oscilações do vento de maré na região E, o qual é possivelmente modulado pela propagação vertical das ondas planetárias com o mesmo período detectado no vento zonal da mesosfera (90 km), obtido pelo radar de meteoros operado em São João do Cariri.

A oscilação de 2,5 dias pode ser devido as fortes oscilações nos ventos meridionais, as quais são causadas pela onda planetária de ~ 2 dias. Esse fato sugere que a onda de 2 dias pode estar gerando a forte variabilidade dia-dia na ionosfera equatorial e de baixas latitudes observada nas Figuras 5.2 e 5.6, intensificando ou enfraquecendo o desenvolvimento da Anomalia Equatorial.

Por sua vez, a periodicidade de 8 dias não parece ter como origem as ondas planetárias. As fortes oscilações de 8 dias nas observações da atividade geomagnética (índice Kp) e na velocidade do vento solar (SW) parecem ser a causa das oscilações observadas no TEC da ionosfera.

A maré semidiurna lunar pode ser a responsável pela variação de 14,7 dias observada no TEC, contudo para descartar a possibilidade dessa oscilação ser proveniente de ondas planetárias a análise espectral para períodos menores que um dia foi realizado. Identificamos uma periodicidade de 12,42 h, a qual coincide com o período semidiurno lunar, mostrando, com isso, a influência lunar no TEC ionosférico.

Recomenda-se como trabalho futuro aprimorar as entradas do modelo SUPIM objetivando obter mapas de TEC capazes de fazer previsões da ionosfera equatorial sobre o setor da América do Sul. Duas importantes entradas ao SUPIM são os ventos neutros e os campos elétricos. Para aprimorar o campo elétrico propõem-se desenvolver um modelo empírico da deriva vertical do plasma ionosférico sobre a América do Sul. Tal modelo poderia ser baseado em dados de magnetômetros, de satélites e digissondas. Por sua vez, os ventos neutros podem ser estimados a partir de modificações no modelo empírico do HWM-07. Essas modificações serão validadas a partir dos mapas do TEC sobre a América do Sul, calculados pelo programa de Otsuka et al. (2002). Dessa forma contribuiria ao emergente programa de Clima Espacial do INPE, de forma que previsões da variabilidade dia-a-dia do TEC possam ser realizadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDU, M. A.; KANTOR, I. J.; BATISTA, I. S.; PAULA, E. R. East West Plasma bubble irregularity motion determined from spaced polarimeters: Implications on velocity shear in the zonal F region plasma motion. **Radio Science**, Washington, EUA, v. 20, p. 111-122, 1985.

ABDU, M.A.; DE SOUZA, J.R.; SOBRAL, J.H.A.; BATISTA, I.S. Magnetic storm associated disturbance dynamo effects in the low and equatorial latitude ionosphere. In: TSURUTANI, B. et al. (ed.). **Recurrent magnetic storms: corotating solar wind streams**. Washington, DC: American Geophysical Union, 2006. p. 283-304. ISBN 0-87590-432-7, AGU Code GM1674327. Geophysical Monograph Series v. 167

ABDU, MA. Major phenomena of the equatorial ionosphere-thermosphere system under disturbed conditions. **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.**, v. 59 n. 13, p. 1505-1519, 1997

ABDU, M. A.; BITTENCOURT, J. A.; BATISTA, I. S. Magnetic-declination control of the equatorial F-region dynamo electric-field development and spread-F. **J. Geophys. Res.**, v. 86, n. A13, p. 1443-1446, 1981.

ABDU, M. A. Outstanding problems in the equatorial ionosphere thermosphere electrodynamics relevant to spread F, **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.**, v. 63, 869–884, 2001.

ABDU, M. A.; WALKER, G. O.; REDDY, B. M.; SOBRAL, J. H. A.; FEJER, B. G.; KIKUCHI, T.; TRIVEDI, N. B.; SZUSZCZEVICZ, E. P. Electric field versus neutral wind control of the equatorial anomaly under quiet and disturbed conditions: A global perspective. **Annales Geophysicae**, v. 8, n. 6, p. 419-430, 1990.

ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; DE SOUZA, J. R. An overview of IRI-observational data comparison in American (Brazilian) low latitude ionosphere, **Adv. Space Research**. v. 18. n. 6, p. 13-22, 1996

ABDU, M.A.; BATISTA, I.S.; BRUM, C.G.M.; MACDOUGALL, J.W.; SANTOS, A.M.; DE SOUZA, J.R.; SOBRAL, J.H.A. Solar flux effects on the equatorial evening vertical drift and meridional winds over Brazil: A comparison between observational data and the IRI model and the HWM representations. **Adv. Space Res**, v. 46, p.1078-1085, 2010

ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; CARRASCO, A. J.; BRUM, C. G. M. South Atlantic magnetic anomaly ionization: A review and a new focus on electrodynamic effects in the equatorial ionosphere, **J. Atmos. Solar Terr. Phys.**, v. 67, p. 1643–1657, 2005.

ABDU, M.A.; RAMKUMAR, T.K.; BATISTA, I.S.; BRUM, C.G.M.; TAKAHASHI, H.; REINISCH, B.W.; SOBRAL, J.H.A.. Planetary wave signatures in the equatorial atmosphere–ionosphere system, and mesosphere- E- and F-region coupling, **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 68, p. 509–522, 2006a .

ABDU, M. A.; BATISTA, P. P.; BATISTA, I. S.; BRUM, C. G. M.; CARRASCO, A. J.; REINISCH, B. W. Planetary wave oscillations in mesospheric winds, equatorial evening prereversal electric field and spread F, **Geophys. Res. Lett.**, v. 33, L07107, 2006b, doi:10.1029/2005GL024837.

ABDU, M.A.; MARUYAMA, T.; BATISTA, I.S.; SAITO, S.; NAKAMURA, M. Ionospheric responses to the October 2003 superstorm: longitude/local time effects over equatorial low and middle latitudes. **Journal of Geophysical Research**. v. 12 (A10306), p. 1–18, 2007.

ABDU, M. A. Equatorial ionosphere-thermosphere system: Electrodynamics and irregularities. **Advances in Space Research**, v. 35, p. 771-787, 2005.

AFRAIMOVICH, E. L.; ASTAFYEVA, E. I.; OINATS, A. V.; YASUKEVICH, Y. V.; ZHIVETIEV, I. V. Global electron content: A new conception to track solar activity. **Ann. Geophys.** v. 26, p. 335–344, 2008.

ALLEN OSBORNE ASSOCIATES, User Manual The TurboRogue Family of GPS Receivers, ICS-4000Z. Westlake Village, CA, 1995.

ALTADILL D.; APOSTOLOV, E. M. Vertical propagating signatures of wave type oscillations (2- and 6.5-days) in the ionosphere obtained from electron density profiles, **J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.** v. 63 (9), p. 823–834, 2001.

ALTADILL, D.; APOSTOLOV, E. M.. Time and scale size of planetary wave signatures in the ionospheric F region: Role of the geomagnetic activity and mesosphere/lower thermosphere winds, **J. Geophys. Res.** v. 108(A11), p. 1403, 2003, doi:10.1029/2003JA010015.

ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; YUMOTO, K.; ISHITSUKA, M.; KUDEKI, E. Estimating daytime vertical E B drift velocities in the equatorial F-region using groundbased magnetometer observations. **J. Geophys. Res.** v. 29, p. 1596, 2002.

ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; CHAU, J.; YUMOTO, K.; BHATTACHARYYA, A.; ALEX, S. Daytime, low latitude, vertical ExB drift velocities, inferred from ground-based magnetometer observations in the Peruvian, Philippine and Indian longitude sectors under quiet and disturbed conditions. In: GOPALSWAMY, N.; BHATTACHARYYA, A. (Ed.), **The Solar Influence on the Heliosphere and Earth's Environment : Recent Progress and Prospects**, Goa, India, 389-394, 2006.

ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; CHAU, J.; VELIZ, O. Daytime vertical $E \times B$ drift velocities inferred from ground based magnetometer observations at low latitudes, **Space Weather**, 2, S11001, doi:10.1029/2004SW000095, 2004.

ANDERSON, D.; ARAUJO-PRADERE, E. A. Sudden stratospheric warming event signatures in daytime $E \times B$ drift velocities in the Peruvian and Philippine longitude sectors for January 2003 and 2004, **J. Geophys. Res.** v. 115, A00G05, 2010, doi:10.1029/2010JA015337.

ANDERSON, D. N. A theoretical study of the ionospheric F-region equatorial anomaly, I, Theory, **Planet. Space Sci.** v. 21, p. 409– 419, 1973a

ANDERSON, D. N. A Theoretical Study of the Ionospheric F-Region Equatorial Anomaly, II. Results in the American and Asian Sectors, **Planet. Space Sci.**, v. 21, p. 421– 442 1973b.

APPLETON, E.V. Regularities and irregularities in the ionosphere. **Proceedings of the Royal Society of London.** v. A162, p. 451–479, 1937.

BAILEY, G.J.; MOFFETT, R.J.; MURPHY, J.A. Interhemispheric flow of thermal plasma in a closed magnetic flux tube at mid-latitudes under sunspot minimum conditions, **Planet. Space Sci.** v. 26, p. 753-765, 1978.

BAILEY, G. J.; SELLEK, R. A mathematical model of the Earths plasmasphere and its application in a study of He^+ at $L=3$, **Ann. Geophys.**, v. 8, n. 3, p. 171-189, 1990.

BAILEY, G. J.; SELLEK, R.; RIPPETH, Y. A modeling study of the equatorial topside ionosphere. **Ann. Geophys.**, v. 11, n. 4, p. 263-272, 1993.

BAILEY, G. J.; BALAN, N. Some modelling studies of the equatorial ionosphere using the Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model. **Adv. Space Res.** v. 18, n. 6, p. 59-68, 1996

BAILEY, G. J.; BALAN, N.; SU, Y. Z. The Sheffield University Ionosphere-Plasmasphere Model – A Review. **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.** v. 59, n. 13, p. 1541-1552, 1997.

BAILEY, G. J.; SU, Y. Z.; OYAMA, K.I.: Yearly variations in the low-latitude topside ionosphere. **Ann. Geophys.** v. 18, p.789–798, 2000.
doi:10.1007/s00585-000-0789-0.

BAILEY, G.J.; BALAN, N. A low-latitude ionosphere-plasmasphere model, STEP Handbook on Ionospheric Models, ed.R.W. Schunk, Utah State University, 173-206, 1996.

BALAN, N.; BAILEY, G. J.; JAYACHANDRA, B.; RAO, PB. Variations of ionospheric electron content during an intense solar cycle: 1 Observations, **in Proceedings of URSI International Beacon Satellite Symposium**, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, 1992.

BALAN, N.; BAILEY, G. J. Equatorial plasma fountain and its effects: Possibility of an additional layer, **J. Geophys. Res.** v.100(A11), n. 21, p. 421-432, 1995.

BALAN, N.; OTSUKA, Y.; BAILEY, G.; FUKAO, S. Equinoctial asymmetries in the ionosphere and thermosphere observed by the MU radar, **J. Geophys. Res.** v. 103, p. 9481–9495, 1998.

BANKOV, L.; HEELIS, R.; PARROT, M.; BERTHELIER, J.-J.; MARINOV, P.; VASSILEVA, A. WN4 effect on longitudinal distribution of different ion species in the topside ionosphere at low latitudes by means of DEMETER, DMSP-F13 and DMSP-F15 data. **Ann. Geophys.** 27, 1–10, 2009.

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

BATISTA, I. S.; SOUZA, J. R.; ABDU, M. A.; DE PAULA, E. R. Total Electron Content at Low Latitudes And Its Comparison With The IRI90. **Advances in Space Research**, v. 14, n.12, p. 87-90, 1994.

BATISTA, I. S.; DIOGO, E. M.; SOUZA, J. R.; ABDU, M. A.; BAILEY, G. J. . Equatorial Ionization Anomaly: The Role of Thermospheric Winds and the Effects of the Geomagnetic Field Secular Variation. In: ABDU, M.A.; PANCHEVA, D; BHATTACHARYYA, A. (ed.). **Aeronomy of the Earth's Atmosphere and Ionosphere**. 1ed.: Springer, v. 2, p. 317-328, 2011.

BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; MACDOUGALL, J. W.; SOUZA, J. R. Long term trends in the frequency of occurrence of the F3 layer over Fortaleza, Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, n.12-14, p. 1409-1412, 2002.

BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; BITTENCOURT, J.A.; Equatorial F-Region Vertical Plasma Drifts - Seasonal and Longitudinal Asymmetries in the American Sector. **J. Geophys. Res**, v. 91, n. A11, p. 12055-12064, 1986.

BATISTA, I. S.; ABDU, M. A. Ionospheric variability at Brazilian low and equatorial latitudes: comparison between observations and IRI model. **Advances in Space Research**, v. 34, p. 1894-1900, 2004.

BEER, T. Atmospheric waves. Londres: Adam Hilder, 1974. 300p

BITTENCOURT, J. A.; ABDU, M. A. Theoretical comparison between apparent and real vertical ionization drift velocities in the equatorial F region. **J. Geophys. Res**. v. 86, n. A4, p. 2451-2454, 1981.

BLANC, M. E.; RICHMOND, A. D. The ionospheric disturbance dynamo, **J. Geophys. Res**, v. 85, n. A4 p. 1669-1686, 1980.

BREIT, G.; TUVE, M. A. A Test for the Existence of the Conducting Layer, **Physics Review**, v. 28, p. 554-575, 1926.

BUONSANTO, M.J. Ionospheric Storms — A Review. **Space Science Reviews**, v. 88, n. 3-4, p. 563-601, 1999.

- BURITI, R. A.; HOCKING, W. K.; BATISTA, P. P.; MEDEIROS, A. F.; CLEMESHA, B. R. Observations of equatorial mesospheric winds over Cariri (7.4° S) by a meteor radar and comparison with existing models. **Annales Geophysicae**. v. 26, p. 485-497, 2008.
- CHAPMAN, S.; BARTELS, J. Geomagnetism. Vol. 2, Oxford University Press, London, 1940.
- CHAU, J. L.; GONCHARENKO, L. P.; FEJER, B. G.; LIU, H.L. Equatorial and low latitude ionospheric effects during sudden stratospheric warming events: Ionospheric effects during SSW periods, **Space Sci. Rev.** v.168, p. 385–417, 2012.
- CHANG, L.C.; PALO, S.E.; LIU, H.L.. Short-term variability in the migrating diurnal tide caused by interactions with the quasi 2 day wave. **Journal of Geophysical Research**. v.116, D12112, 2011.
- CHEN Y.; LIU, L.; WAN, W.; REN. Z. Equinoctial asymmetry in solar activity variations of NmF2 and TEC, **Ann. Geophys.** v. 30, p. 613–622, 2012
- CHEN, P.R. Two day oscillation of the equatorial ionization anomaly, **J. Geophys. Res.** v. 97(A5), p. 6343–6357, 1992.
- CHERNIAK, I.V.; ZAKHARENKOVA, I.E.; KRANKOWSKI, A.; SHAGIMURATOV, I.I. Plasmaspheric electron content derived from GPS TEC and FORMOSAT-3/COSMIC measurements: Solar minimum condition. **Advances in Space Research**. v.50, n.4, doi: 10.1016/j.asr.2012.04.002, 2012.
- DASHORA, N.; PANDEY, R. Observations in equatorial anomaly region of total electron content enhancements and depletions. **Ann. Geophys.** v. 23, p. 2449–2456, 2005.
- DAVIES, K.; HARTMANN, G.K. Studying the ionosphere with the Global Positioning System. **Radio Science**. p 1695–1703, 1997.

DAVIES, K. Ionospheric radio propagation, Washington, D.C.: National Bureau of Standards Monograph, p. 470, 1965.

DENARDINI, C.M.; AVEIRO, H.C.; ALMEIDA, P.D.S.C.; RESENDE, L.C.A.; GUIZELLI, L.M.; MORO, J.; SOBRAL, J.H.A.; ABDU, M.A. Daytime efficiency and characteristic time scale of interplanetary electric fields penetration to equatorial latitude ionosphere. **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.** v. 73, p.1555–1559, 2011.

DOHERTY, P.; COSTER, A. J.; MURTAGH, W. Eye on the ionosphere: Space weather effects of October-November 2003, **GPS Solutions**, 8, 267–271, 2004, doi:10.1007/s10291-004-0109-3

DOW, J.M.; NEILAN R.E.; GENDT G. The International GPS Service (IGS): Celebrating the 10th Anniversary and Looking to the Next Decade. **Adv. Space Res.** 36 vol. 36, no. 3, pp. 320-326, 2005. doi:10.1016/j.asr.2005.05.125

DROB, D. P.; et al.. An Empirical Model of the Earth's Horizontal Wind Fields: HWM07. **J. Geophys Res.** 113, 2008. doi:10.1029/2008JA013668.

ENGLAND, S. L.; MAUS, S.; IMMEL, T. J.; MENDE, S. B. Longitudinal variation of the E-region electric fields caused by atmospheric tides. **Geophys. Res. Lett.** v. 33, p. L21105, 2006. doi:10.1029/2006GL027465.

ENGLAND, S.L. A Review of the Effects of Non-migrating Atmospheric Tides on the Earth's Low-Latitude Ionosphere. **Space Sci Rev.** v. 168, p.211–236, 2012. DOI 10.1007/s11214-011-9842-4.

EMMERT, J.T.; FEJER, B.G.; SHEPHERD, G.G.; SOLHEIM, B.H. Altitude dependence of middle and low-latitude daytime thermospheric disturbance winds measured by WIND II. **J. Geophys. Res.** v. 107 (A12), p.1483, 2002.

ECCLES V.; RICE, D. D.; SOJKA, J.J.; VALLADARES, C. E.; BULLETT, T.; CHAU, J. L. Lunar atmospheric tidal effects in the plasma drifts observed by the

Low-Latitude Ionospheric Sensor Network. **Journal of Geophysical Research**. v. 116, A07309, 2011. doi:10.1029/2010JA016282.

FEJER, B. G.; TRACY, B. D.; OLSON, M. E.; CHAU, J. L. Enhanced lunar semidiurnal equatorial vertical plasma drifts during sudden stratospheric warmings. **Geophysical Research Letters**, v. 38, L21104, 2011. doi:10.1029/2011GL049788.

FEJER, B.G.; FARLEY, D.T.; WOODMAN, R.F.; CALDERON, C. Dependence of equatorial F region vertical drifts on season and solar cycle. **Journal of Geophysical Research** v. 84 (A10), p. 5792–5796, 1979.

FEJER, B.G.; SCHERLIESS, L. Time dependent response of equatorial ionospheric electric fields to magnetospheric disturbances. **Geophysical Research Letters** v. 22, p. 851–854, 1995.

FORBES, J. M. Planetary waves in the thermosphere-ionosphere system. **J. Geomagn. Geoelectr.** v. 48, p. 91–98, 1996.

FORBES, J. M.; ZHANG, X. Quasi 2-day oscillation of the ionosphere: A statistical study. **J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.** v.59, p. 1025– 1034, 1997.

FORBES, J. M.; REVELLE, D.; ZHANG, X.; MARKIN, R. E. Longitude structure of the ionosphere F region from TOPEX/Poseidon and ground-based data during January 20–30, 1993, including the quasi 2 day oscillation, **J. Geophys. Res.**, 102(A4), 7293–7299, 1997, doi:10.1029/96JA01832;

FORBES, J. M.; ZHANG, X.; PALO, S.; RUSSELL, J.; MERTENS, C. J.; MLYNCZAK, M. Tidal variability in the ionospheric dynamo region, **J. Geophys. Res.** v. 113, p. A02310, 2008. doi:10.1029/2007JA012737.

FORBES, J. M.; PALO, S.; ZHANG, X. Variability of the ionosphere. **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.** v. 62, p. 685 – 693, 2000.

FORBES, J. M.; LEVERONI, S. Quasi 16 day oscillation in the ionosphere, **Geophys. Res. Lett.** v.19(10), p. 981–984, 1992. doi:10.1029/92GL00399

FORBES, J. M.; REVELLE, D.; ZHANG, X.; MARKIN, R. E. Longitude structure of the ionosphere F region from TOPEX/Poseidon and ground-based data during January 20–30, 1993, including the quasi 2 day oscillation. **J. Geophys. Res.** v. 102(A4), p. 7293–7299, 1997. doi:10.1029/96JA01832;

FRASER-SMITH, A. C. The Centered and Eccentric Geomagnetic Dipoles and their Poles, 1600-1985. **Rev. Geophys.**, v. 25, p. 1-16, 1987.

GRINSTED, A.; MOORE, J.C.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series, **Nonlin. Processes Geophys.**, v. 11, p. 561–566, 2004. doi:10.5194/npg-11-561-2004.

GONZALES, C.A.; KELLEY, M.C.; FEJER, B.G.; VICKREY, J.F.; WOODMAN, R.F.. Equatorial electric fields during magnetically disturbed conditions, II. Implications of simultaneous auroral and equatorial measurements. **Journal of Geophysical Research** v. 84 (A10), p. 5803–5812, 1979.

HAGAN, M.E.; FORBES, J.M. Migrating and nonmigrating diurnal tides in the middle and upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release. **J. Geophys. Res.** v. 107, 4754, 2002. doi:10.1029/2001JD001236

HAGAN, M.E.; FORBES, J. Migrating and nonmigrating semidiurnal tides in the upper atmosphere excited by tropospheric latent heat release. **J. Geophys. Res.** v.108(A2), p.1062 , 2003. doi:10.1029/2002JA009.

HAGAN, M.E.; MAUTE, A.; ROBLE, R.G.; RICHMOND, A.D.; IMMEL, T.J.; ENGLAND, S.L. Connections between deep tropical clouds and the Earth's ionosphere. **Geophys. Res. Lett.** v.34, n. 20, p. 109, 2007. doi: 10.1029/2007GL030142.

HAGAN, M.E.; MAUTE, A.; ROBLE, R.G. Tropospheric tidal effects on the middle and upper atmosphere. **J. Geophys. Res.** v.114, p. 1302, 2009. doi:10.1029/2008JA013637H.

HÄUSLER, K.; LÜHR, H.; HAGAN, M.; MAUTE, A.; ROBLE, R. Comparison of CHAMP and TIME-GCM non migrating tidal signals in the thermospheric zonal wind. **J. Geophys. Res.** v. 115, 2010. doi:10.1029/2009JD012394

HANSON, W. B.; MOFFETT, R. J. Ionization Transport Effects in the Equatorial F Region. **J. Geophys. Res.**, v. 71, n. 23 p. 5559, 1966.

HARTMAN, W. A.; HEELIS, R. A. Longitudinal variations in the equatorial vertical drift in the topside ionosphere. **J. Geophys. Res.**, DOI: 10.1029/2006JA011773, 2007

HEDIN, A.E.; FLEMING, E.L.; MANSON, A.H.; SCHMIDLIN, F.J.; AVERY, S.K.; CLARK, R.R.; FRANKE, S.J.; FRASER, G.J.; TSUDA, T.; VIAL, F.; VINCENT, R.A. Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere, **J. Atmos. Terr. Phys.** v. 58, p.1421-1447, 1996.

HOFFMAN-WELLENHOF, B.; LICHTNEGGER, H.; COLLINS, J. GPS: theory and practice, Wien: Springer-Verlag, 1994. 326 p. ISBN (0387824774).

HUANG, C.-S.; FOSTER, J. C.; YUMOTO, K.; CHAU, J. L.; VELIZ, O. Prompt effects of solar wind variations on the inner magnetosphere and midlatitude ionosphere. **Advances in Space Research**, v. 36, n. 2, p. 2407-2412, 2003.

HUANG, C.-S.; FOSTER, J. C.; KELLEY, M. C. Long-duration penetration of the interplanetary electric field to the low-latitude ionosphere during the main phase of magnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. A11309, p. 1-13, doi:10.1029/2005JA011202, 2005.

HE, M.; LIU, L.; WAN, W.; LEI, J.; ZHAO, B. Longitudinal modulation of the O/N₂ column density retrieved from TIMED/GUVI measurement. **Geophys. Res. Lett.** v.37, p. L20108, 2010. doi:10.1029/2010GL045105

HOCKE, K. Oscillations of global mean TEC. *Journal of Geophysical Research*, v. 113, n. A4, 2008. doi:10.1029/2007JA012798.

IMMEL, T. J.; SAGAWA, E.; ENGLAND, S. L.; HENDERSON, S. B.; HAGAN, M. E.; MENDE, S. B.; FREY, H. U.; SWENSON, C. M.; PAXTON L.J. Control of equatorial ionospheric morphology by atmospheric tides. **Geophys. Res. Lett.**, v. 33, p. L15108, 2006. doi:10.1029/2006GL026161.

JIN, H.; MIYOSHI, Y.; FUJIWARA, H.; SHINAGAWA, H. Electrodynamics of the formation of ionospheric wave number 4 longitudinal structure. **J. Geophys. Res. Space Phys.** v.113, p.9307, 2008. doi:10.1029/2008JA013301

JULANI A.A.; ZAI, M.A.K.Y. Quantifying the seasonal variation in virtual height of ionosphere F2 layer at Pakistan atmospheric region. **Journal of Information & Communication Technology**. V. 5, N. 2, p. 52-60, 2011.

JIANG, G.-Y.; XIONG, J.-G.; WAN, W.-X.; NING, B.-Q.; LIU, L.-B.; VINCENT, R. A.; MURRAY I. R. The 16-day waves in the mesosphere and lower thermosphere over Wuhan (30.6° N, 114.5° E) and Adelaide (35° S, 138° E), **Adv. Space Res.**, v. 35, p. 2005–2010, 2005.

KATO, S.; TSUDA, T.; WATANABE, F. Thermal excitation of non-migrating tides. **J. Atmos. Terr. Phys.** v.44(2), p. 131–146, 1982. doi:10.1016/0021-9169(82)90116-7.

KAWAMURA, S.; BALAN, N.; OTSUKA, Y.; FUKAO, S. Annual and semiannual variations of the midlatitude ionosphere under low solar activity. **J. Geophys. Res.** v.107, p. 1166, 2002. doi:10.1029/2001JA000267.

KENDALL, P.C.; PICKERING, W.M. Magnetoplasma diffusion at F2-region altitudes. **Planetary Space Science**. v. 15, p. 825-833, 1967.

KELLEY, M.C.; FEJER, B.G.; GONZALES, C.A. Anomalous low latitude electric fields associated with a northward interplanetary magnetic field. **Geophysical Research Letters**. v.6 (4), p. 301–304, 1979.

KELLEY, M. C.; MAKELA, J. J.; CHAU, J. L.; NICOLLS, M. J. Penetration of the solar wind electric field into the magnetosphere/ionosphere system. **Geophysical Research Letters**. v. 30, n. 1158, p. 1-3, 2003.
doi:10.1029/2002GL016321.

KELLEY, M. C.; NICOLLS, M. J.; ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; CHAU, J. L.; SEKAR, R.; SUBBARAO, K. S. V.; BHATTACHARYYA, A. Multi-longitude case studies comparing the interplanetary and equatorial ionospheric electric fields using an empirical model. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 69, n. 10-11, p. 1174-1181, 2007

KIKUCHI, T.; LUHR, S.K.; TACHIHARA, H.; SHINOHARA, M.; KITAMURA, T.I.. Penetration of auroral electric fields to the equator during a substorm. **Journal of Geophysical Research**.v.105, p. 23251–23261,2000.

KIL, H.; OH, S.-J.; KELLEY, M. C.; PAXTON, L. J.; ENGLAND, S. L.; TALAAT, E.; MIN, K.-W.; SU, S.-Y. Longitudinal structure of the vertical ExB drift and ion density seen from ROCSAT-1. **Geophys. Res. Lett.** v.34, L14110, 2007.
doi:10.1029/2007GL030018.

KIL, H.; TALAAT, E. R.; OH, S.-J.; PAXTON, L. J.; ENGLAND, S. L.; SU, S.-J. Wave structures of the plasma density and $E \times B$ drift in low-latitude F region. **J. Geophys. Res.** v.113, A09312, 2008. doi:10.1029/2008JA013106.

LAŠTOVIČKA, J. Forcing of the ionosphere by waves from below. **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.** v.68, p. 479 – 497, 2006.

LASTOVICKA, J.; SAULI, P. Are the PW type oscillations in the F2-region caused by planetary wave modulation of upward propagating tides? **Adv. Space Res.** v.24, p. 1473–1476, 1999

LEE, C. C.; CHUO, Y. J.; CHU, F. D. Climatology of total electron content near the dip equator under geomagnetic quiet-conditions. **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.** v.72, p.207–212, 2010. doi:10.1016/j.jastp.2009.11.011.

LEI, J.; THAYER, J.P.; FORBES, J.M.; WU, Q.; SHE, C.; WAN, W.; WANG, W. Ionosphere response to solar wind high-speed streams. **Geophys. Res. Lett.** 35, L10105, 2008. doi:10.1029/2008GL035208.

LIMA, L. M.; BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R.; TAKAHASHI, H. 16-day Waves Observed in the Meteor Winds at Low Latitudes in the Southern Hemisphere. **Advances in Space Research.** v. 38, p. 2615-2620, 2006. doi:10.1016/j.asr.2006.03.033

LIMA, L. M.; BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R.; TAKAHASHI, H. The 6.5-day Oscillations Observed in Meteor Winds Over Cachoeira Paulista (22.7oS). **Advances in Space Research**, v. 36, n.11, p. 2212-2217, 2005.

LIMA, L. M.; PAULINO, A. R. S.; MEDEIROS, A. F.; BURITI, R. A.; BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R.; TAKAHASHI, H. . First observations of the diurnal and semidiurnal oscillations in the mesospheric winds over São João do Cariri-PB, Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, p. 35-41, 2007.

LIN, C. H.; RICHMOND, A. D.; HEELIS, R. A.; BAILEY, G. J.; LU, G.; LIU, J. Y.; YE, H. C.; SU, S.-Y. Theoretical study of the low- and midlatitude ionospheric electron density enhancement during the October 2003 superstorm: Relative importance of the neutral wind and the electric field. **J. Geophys. Res.** v.110, A12312, 2005. doi:10.1029/2005JA011304.

LIN, C. H.; WANG, W.; HAGAN, M. E.; HSIAO, C. C.; IMMEL, T. J.; HSU, M. L.; LIU, J. Y.; PAXTON, L. J.; FANG, T. W.; LIU, C. H. Plausible effect of

atmospheric tides on the equatorial ionosphere observed by the FORMOSAT-3/COSMIC: Three dimensional electron density structures. **Geophys. Res. Lett.** v.34, L11112, 2007. doi:10.1029/2007GL029265.

LIN, C. H.; HSIAO, C. C.; LIU, J. Y.; LIU, C. H. Longitudinal structure of the equatorial ionosphere: Time evolution of the four-peaked EIA structure. **J. Geophys. Res.** v.112, A12305, 2007b. doi:10.1029/2007JA012455.

LIU, H.; WATANABE, S. Seasonal variation of the longitudinal structure of the equatorial ionosphere: Does it reflect tidal influences from below? **J. Geophys. Res.** v.113, A08315, 2008, doi:10.1029/2008JA013027.

LIU, L.; WAN, W.; NING, B.; ZHANG, M.L. Climatology of the mean total electron content derived from GPS global ionospheric maps. **J. Geophys. Res.** v. 114, A06308, 2009a. doi:10.1029/2009JA014244.

LIU, G.; IMMEL, T. J.; ENGLAND, S. L.; KUMAR, K. K.; RAMKUMAR, G. Temporal modulation of the four-peaked longitudinal structure of the equatorial ionosphere by the 2 day planetary wave. **J. Geophys. Res.** v.115, A12338, 2010, doi:10.1029/2010JA016071.

LÜHR, H.; ROTHER, M.; HÄUSLER, K.; ALKEN, P.; MAUS, S. The influence of nonmigrating tides on the longitudinal variation of the equatorial electrojet. **J. Geophys. Res.** v.113, A08313, 2008. doi:10.1029/2008JA013064.

LÜHR, H.; HÄUSLER, K.; STOLLE, C. Longitudinal variation of F region electron density and thermospheric zonal wind caused by atmospheric tides. **Geophys. Res. Lett.** v. 34, L16102, 2007. doi:10.1029/2007GL030639

MA, R.; XU, J.; LIAO, H. The features and a possible mechanism of semiannual variation in the peak electron density of the low latitude F2 layer. **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.** v. 65, p. 47 – 57, 2003.

- MACPHERSON, B. Models of thermal plasma behaviour in the terrestrial ionosphere: Transport equations and Arecibo observations. Ph.d. thesis, University of Sheffield, Sheffield, U.K., 1997.
- MANNUCCI, A. J.; WILSON, B. D.; YUAN, D. N.; HO, C. H.; LINDQWISTER, U. J.; RUNGE, T. F. A global mapping technique for GPS-derived ionospheric total electron content measurements. **Radio Sci.** 33, 565 – 582, 1998.
- MARUYAMA, N.; SAZYKIN, S.; SPIRO, R. W.; ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; WOLF, R. A.; TOFFOLETTO, F. R.; FÜLLER-ROWELL, T. J.; CODRESCU, M. V.; RICHMOND, A. D.; MILLWARD, G. H. Modeling storm-time electrodynamic of the low-latitude ionosphere–thermosphere system: Can long lasting disturbance electric fields be accounted for? **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.** v. 69, n. 10-11, p. 1182-1199, 2007
- MITRA, A.P. A review of D-region processes in non-polar latitudes. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics.** v. 30, n. 6, pp. 1065-1114, 1968.
- MEDEIROS, A. F. Observações de ondas de gravidade através do imageamento da aeroluminescência. Tese de Doutorado em Geofísica Espacial - INPE, São José dos Campos SP. 2001.
- MENDILLO, M.; RISHBETH, H.; ROBLE, R.G.; WROTEN, J. Modelling F2-layer seasonal trends and day-to-day variability driven by coupling with the lower atmosphere. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.** v. 62, p. 1911–1931, 2002.
- MENDILLO, M.; LIN, B.; AARONS, J. The application of GPS observations to equatorial aeronomy. **Radio Science.** v. 35, p. 885–904, 2000.
- MENDILLO, M.; HUANG, C.; PI, X.; RISHBETH, H.; MEIER, R. The global ionospheric asymmetry in total electron content. **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.** v. 67, p. 1377–1387, 2005.

MEYER, C. K. Gravity waves interaction with planetary waves: A mechanism for penetration into the thermosphere-ionosphere system. **J. Geophys. Res.** v.104, n. A12, p. 28181–28196, 1999.

MONICO, J. F. G. Posicionamento pelo Navstar – GPS: descrição, fundamentos e aplicações: São Paulo: Editora UNESP, 2000. 287 p. ISBN (85-7139-328-1).

MUELLA, M.T.A.H. et al. GPS L-band scintillations and ionospheric irregularity zonal drifts inferred at equatorial and low-latitude regions. **J. Atmos. Solar-Terr. Phys.**, v. 70, p. 1261-1272, 2008.

MUELLA, M. T. A. H.; DE PAULA, E. R.; MITCHELL, C. N.; KINTNER, P. M.; PAES, R. R.; BATISTA, I. S. Tomographic imaging of the equatorial and low-latitude ionosphere over central-eastern Brazil. **Earth, Planets and Space** v. 63, p. 129-138, 2011.

MURALIKRISHNA P.; ABDU, M. A. Solar and magnetic declination control on the electrojet and distributed currents in the ionosphere over Jicamarca. **Journal of Geophysical Research.** v. 93, I. A2, p. 1017–1022, 1988.

NAMBOOTHIRI, A. P.; KISHORE, P.; IGARASHI, K. Climatological studies of the quasi 16-day oscillations in the mesosphere and lower thermosphere at Yamagawa (31.2 N, 130.6 E), Japan, **Ann. Geophys.** v. 20, p. 1239–1246, 2002

NICOLLS, M.J.; KELLEY, M.C.; CHAU, J.L.; VELIZ, O.; ANDERSON, D.; ANGHEL, A. The spectral properties of low latitude day time electric fields inferred from magnetometer observations. **J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.** v. 69, p. 1160–1173, 2007.

OBERHEIDE, J.; FORBES, J. M.; ZHANG, X.; BRUINSMA, S. L. Wave-driven variability in the ionosphere-thermosphere-mesosphere system from TIMED

observations: What contributes to the “wave 4”? **J. Geophys. Res.**, 116, A01306, 2011, doi:10.1029/2010JA015911.

OTSUKA, Y, OGAWA, T.; SAITO, A.; TSUGAWA, T.; FUKAO, S.; MIYAZAKI, S. A new technique for mapping of total electron content using GPS network in Japan. **Earth Planets Space** v.54, p. 63–70, 2002.

OLATUNJI, E.O. The total columnar electron content of the equatorial ionosphere. **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.** v. 29, p. 277, 1967.

PANCHEVA, D.; HALDOUPIS, C.; MEEK, C.E.; MANSON, A.H.; MITCHELL, N.J. Evidence of a role for modulated atmospheric tides in the dependence of sporadic E layers on planetary waves. **Journal of Geophysical Research.** v. 108 (A5), 1176, 2003.

PANCHEVA, D.; MITCHELL, N.; CLARK, R. R.; DROBJEVA, J.; LASTOVICKA, J. Variability in the maximum height of the ionospheric F2-layer over Millstone Hill (September 1998 – March 2000); influence from below and above, **Ann. Geophysicae.** v.20, p. 1807– 1819, 2002.

PANCHEVA, D.; MUKHTAROV, P. Strong evidence for the tidal control on the longitudinal structure of the ionospheric F-region. **Geophys. Res. Lett.** 37, L14105, 2010. doi:10.1029/2010GL044039;

PANCHEVA, D. V.; et al. Two day wave coupling of the low-latitude atmosphere-ionosphere system, **J. Geophys. Res.**, v.111, A07313, 2006. doi:10.1029/2005JA011562.

PANCHEVA, D. V.; et al. Planetary wave coupling (5–6 day waves) in the low-latitude atmosphere-ionosphere system, **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.**, v. 70, p. 101–122, 2008.

PAULINO, A.R.; BATISTA, P.P.; CLEMESHA, R. Lunar tides in the mesosphere and lower thermosphere over Cachoeira Paulista (22.71S; 45.01W). **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**. v. 78–79, p. 31–36, 2012.

PAULINO, A.R.S. **Maré lunar observada com radar meteórico em três latitudes no Brasil**. tese (mestrado) São José dos Campos: INPE, 2010 (INPE-16680-TDI/1625)

PARKINSON, P.W.; SPILKER, J.J.JR. Global positioning system: theory and applications. Washington: AIAA, 1996. 1436 p. ISBN (978-1563472497).

PEDATELLA, N. M.; FORBES, J. M.; MAUTE, A.; RICHMOND, A. D.; FANG, T.-W.; LARSON, K. M.; MILLWARD, G. Longitudinal variations in the F region ionosphere and the topside ionosphere-plasmasphere: Observations and model simulations. **J. Geophys. Res.** v.116, A12309, 2011.
doi:10.1029/2011JA016600

PEDATELLA, N. M.; FORBES, J. M. Modulation of the Equatorial F-Region by the Quasi-16-day Planetary Wave. **Geophys. Res. Lett.** v. 36, n.9, 2009.
doi:10.1029/2009GL037809.

PAES, R. R. **Estudo da influência do aquecimento estratosférico súbito (SSW) sobre a anomalia de ionização equatorial na região brasileira**. 2012. 141 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/12.13.23.15.56-TDI). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. Disponível em:
<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3D7GMC4>>. Acesso em: 26 jul. 2013.

PICONE J.M.; HEDIN, A.E.; DROB, D.P.; AIKIN, A.C. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues. **J. Geophys. Res.** v. 107(A12), p. 1468, 2002. doi:10.1029/2002JA009430.

PARK, J.; LÜHR, H.; KUNZE, M.; FEJER, B. G.; MIN, K. W. Effect of sudden stratospheric warming on lunar tidal modulation of the equatorial electrojet. - **Journal of Geophysical Research**. v. 117, A03306, 2012.

PRÖLLS G.W. Ionospheric F-Region Storms. In: Volland, H (Ed.) **Handbook of atmospheric Electrodynamics**, CRC Press, Boca Raton FL, p 195-278, 1995.

QUEGAN, S.; BAILEY, G. J.; MOFFETT, R. J. Diffusion coefficients for three major ions in the topside ionosphere. **Planetary and Space Sciences**, v. 29, n.8, p. 851-867, 1981.

RASTOGI, R. G.; KLOBUCHAR, J. A. Ionospheric electron content within the equatorial F2 layer anomaly belt, **Journal of Geophysical Research**, v. 95(A11), p. 19045–19052, 1990.

REN, Z.; WAN, W.; LIU, L.; XIONG, J. Intra-annual variation of wave number 4 structure of vertical $E \times B$ drifts in the equatorial ionosphere seen from ROCSAT-1. **J. Geophys. Res.** v. 114, A05308, 2009.
doi:10.1029/2009JA014060

RICHMOND, A.D.; PEYMIRAT, C.; ROBLE, R.G. Long-lasting disturbances in the equatorial ionospheric electric field simulated with a coupled magnetosphere– ionosphere thermosphere model. **Journal of Geophysical Research** v.108 (A3), p. 1118–1130, 2003.

RISHBETH, H. How the thermospheric circulation affects the ionosphere. **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.** v. 60, p.1385–1402, 1998.

RISHBETH, H.; FULLER-ROWELL, T. J.; REES, D. Diffusive equilibrium and vertical motion in the thermosphere during a severe magnetic storm: a computational study. **Planet. Space Sci.** v. 35,p. 1157-1165, 1987.

RISHBETH, H.; ZOU, L.; MULLER-WODARG, I.C.F.; FULLER-ROWELL, T.J.; MILLWARD, G.H.; MOFFETT, R.J.; IDENDEN, D.W.; AYLWARD, A.D. Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer: II. Physical discussion. **Ann. Geophys** v. 18, p. 945–956, 2000.

RISHBETH, H. The equatorial F-layer: Progress and puzzles. **Ann. Geophys.** v. 18, p. 730–739, 2000.

RISHBETH, H.; MENDILLO, M. Patterns of ionospheric variability. **J. Atm. Sol.-Ter. Phys.** v. 63, p. 1661-1680, 2001.

RICHARDS, P.G.; FENNELLY, J.A.; TORR, D.G. EUVAC: a solar EUV flux model for aeronomic calculations. **J. Geophys. Res.** v. 99, p. 8981–8992, 1994.

RIGOTI A.; CHAMALUAN F.H.; TRIVEDI N.B.; PADILHA A.L. Characteristics of the equatorial electrojet determined from an array of magnetometers in N-NE Brazil, **Earth Planet & Space**, v.51, 1999.

ROSS, W.J. Measurement of electron content at the magnetic equator. **J. Geophys. Res.** v.71, p.3671, 1966.

SAGAWA, E.; IMMEL, T. J.; FREY, H. U.; MENDE, S. B. Longitudinal structure of the equatorial anomaly in the nighttime ionosphere observed by IMAGE/FUV, **J. Geophys. Res.** v. 110, A11302, 2005. doi:10.1029/2004JA010848.

SCHERLIESS, L.; THOMPSON, D. C.; SCHUNK, R. W. Longitudinal variability of low-latitude total electron content: Tidal influences. **J. Geophys. Res.** v. 113, A01311, 2008. doi:10.1029/2007JA012480

SCHERLIESS, L.; FEJER, B.G. Storm time dependence of equatorial disturbance dynamo zonal electric fields. **Journal of Geophysical Research.** v. 102 (A11), p. 24.037–24.046, 1997.

SCHERLIESS, L.; FEJER, B. G. Radar and satellite global equatorial F region vertical drift model. **J. Geophys. Res.** v. 104, p. 6829, 1999.

SCHUNK, R.W.; NAGY, A.F. Electron temperatures in the F-region of the ionosphere: theory and observations. **Reviews of Geophysics and Space Physics.** v. 16, p. 355-379, 1978.

SEEBER, G. Satellite geodesy: foundations, methods, and applications. Berlin: Walter de Gruyter, 1993. 546 p. ISBN (3110127539).

SEEMALA, G. K.; VALLADARES, C. E. Statistics of total electron content depletions observed over the South American continent for the year 2008, **Radio Sci.**, 46, RS5019, 2011, doi:10.1029/2011RS004722

SHUME, E. B.; DENARDINI, C. M.; PAULA, E. R.; TRIVEDI, N. B. Variabilities of the equatorial electrojet in Brazil and Perú. **J. Geophys. Res.** v. 115, 2010. doi:10.1029/2009JA0, 2010.

SIQUEIRA, P. M. S. **Estudo do conteúdo eletrônico total na região brasileira em períodos magneticamente perturbados**. 2012. 323 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/05.10.21.43-TDI). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

SOUZA, J. R. **Estudo do Conteúdo Eletrônico Total Ionosférico**. 1992. 70 p. (INPE-5417-TDI/481). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1992.

SOUZA, J. R. **Modelagem ionosferica em baixas latitudes no Brasil**. 1997. 182 p. (INPE-6395-TDI/611). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1997.

SOUZA, J. R.; ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; BAILEY, G. J. Determination of vertical plasma drift and meridional wind using the Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model and ionospheric data at equatorial and low latitudes in Brazil: summer solar minimum and maximum conditions. **J. Geophys. Res.** 105, A6, 12.813-12.821, 2000a.

SOUZA J.R.; BAILEY G.J.; ABDU M.A.; BATISTA I.S. Ionospheric modeling at low latitudes over Brazil during summer solar minimum. **Adv Space Res.** v. 25, p. 133-138, 2000b.

STENING, R.J. Modelling the low latitude F region. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics.** v. 54, p. 1387-1412, 1992.

SU, Y.Z.; OYAMA, K.-I.; BAILEY, G.J.; TAKAHASHI, T.; WATANABE, S. Comparison of satellite electron density and temperature measurements at low latitudes with a plasmasphere-ionosphere model. **Journal of Geophysical Research**. v. 100, p. 14591-14604, 1995.

TALAAT, E.R.; LIEBERMAN, R.S.. Direct observations of nonmigrating diurnal tides in the equatorial thermosphere. **Geophys. Res. Lett.** v. 37, L04803, 2010. doi:10.1029/2009GL041845

TAKAHASHI, H.; LIMA, L. M.; WRASSE, C. M.; BATISTA, I. S.; ONOHARA, A.; AQUINO, M. G. S.; BATISTA, P. P.; ABDU, M. A. Ionospheric response to 2-day planetary wave in the equatorial and low latitude regions. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**. v. 90, p. 164-171, 2012. doi 10.1016/j.jastp.2012.04.006.

TITHERIDGE, J. E. Winds in the ionosphere- A Review. **J. Atmos. Terr. Phys.** v. 57 (14), p. 1681-1714, 1995.

TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A practical guide to wavelet analysis, Bull. **Am. Meteorol. Soc.**, v. 79, p. 61–78, 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. Interdecadal changes in the ENSO-Monsoon System, **J.Clim.**, v. 12, p. 2679–2690, 1999.

TORR, M.R.; TORR, D.G. The role of metastable species in the thermosphere. **Reviews of Geophysics and Space Physics**. v. 20, p. 91-144, 1982.

TSURUTANI, B.; et al. Global dayside ionospheric uplift and enhancement associated with interplanetary electric fields. **Journal of Geophysical Research**. v. 109, A08302, 2004. doi:10.1029/2003JA010342.

USNO. U. S. NAVAL OBSERVATORY (USNO). Current GPS constellation. Disponível em: < <ftp://tycho.usno.navy.mil/pub/gps/gpstd.txt> >. Acesso em: 20 Fevereiro. 2013.

UTDALLAS, - University of Texas at Dallas – DMSP - Disponível em <
<http://cindispace.utdallas.edu/DMSP/>> Acesso em 10 de Janeiro de 2013

VALLADARES, C.E.; VILLALOBOS, J.; SHEEHAN, R.; HAGAN, M.P.
Latitudinal extension of low-latitude scintillations measured with a network of
GPS receivers. **Ann. Geophys.** v. 22, p. 3155–3175, 2004.

VALLADARES, C. E.; CHAU, J. L. The Low-Latitude Ionosphere Sensor
Network: Initial results, **Radio Sci.**, v. 47, p. RS0L17, 2012. doi:10.1029/
2011RS004978.

VINCENT, R. A. Long-period motions in the equatorial mesosphere. **Journal of
Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics.** v. 55, n. 7, p. 1067-1080, 1993 .

WAN, W.; LIU, L.; PI, X.; ZHANG, M. L.; NING, B.; XIONG, J.; DING, F.
Wavenumber-4 patterns of the total electron content over the low latitude
ionosphere. **Geophys. Res. Lett.** v. 35, p. L12104, 2008.
doi:10.1029/2008GL033755.

WU, C. C.; FRY, C. D.; LIU, J. Y.; LIOU, K.; TSENG, C. L. Annual TEC variation
in the equatorial anomaly region during the solar minimum: September 1996–
August 1997. **J. Atmos. Solar- Terr. Phys.**, v. 66, p. 199–207, 2004.

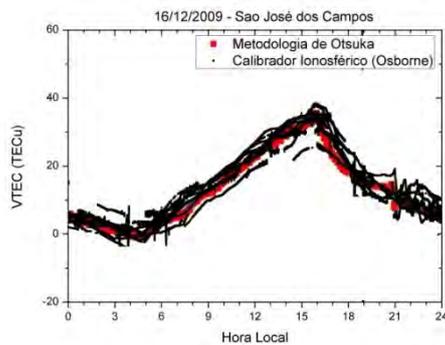
YOSHIDA, S.; TSUDA, T.; SHIMIZU, A.; NAKAMURA, T. Seasonal variations of
3.0~3.8-day ultra-fast Kelvin waves observed with a meteor wind radar and
radiosonde in Indonesia. **Earth Planets Space.** v. 51, n. 7-8, p. 675-684, 1999.

YOUNG, E.R.; TORR, D.G.; RICHARDS, P.G.; NAGY, A.F. A computer
simulation of the mid latitude plasmasphere and ionosphere. **Planetary Space
Science.** v. 28, p. 881-893, 1980.

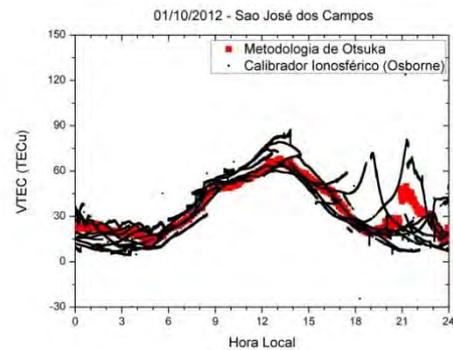
ZHENZHONG, X.; WANG, W.; ZHANG, R.; YANG, S. Variation of ionospheric
total electron content at crest of equatorial anomaly in China from 1997 to 2004.
Adv. Space Res. v. 49, n. 3, p. 539–545, 2012.

APÊNDICE A – VALIDAÇÃO DO MODELO DE OTSUKA ET AL (2002)

O modelo foi validado utilizando os resultados do TEC registrados em São José dos Campos usando um calibrador ionosférico (*Ionospheric Calibration System (Model No:ICS-4000Z)*), o qual é um receptor GNSS de dupla frequência, projetado e desenvolvido pela *Allen Osborne Associates* e o *Jet Propulsion Laboratory* para fornecer valores de TEC com alta acurácia através do processamento digital dos sinais dos satélites do GNSS. Este receptor rastreia simultaneamente oito (opcionalmente doze) sinais dos satélites do GNSS. A acurácia das medições é da ordem de 0,1 TECu (unidades de TEC) para medidas de TEC relativa (baseadas no atraso da fase) e absoluto (com base no atraso de código) (ALLEN OSBORNE ASSOCIATES, 1995). A comparação e, conseqüentemente, validação do modelo de Nagoya para cálculo do TEC absoluto sobre a região brasileira é mostrada na figura abaixo para diferentes condições de atividade solar e sazonalidade. A Figura A.1a ilustra o TEC para o solstício de verão de baixa atividade solar (16/12/2009) e a Figura A.1b representa o equinócio de primavera de alta atividade solar (01/10/2012). Na figura A.1 a linha preta ilustra o TEC aferido pelo calibrador ionosférico da Allen Osborne sobre a estação de São José dos Campos e a linha vermelha mostra o respectivo valor do TEC aferido pelo programa de Nagoya. É facilmente notável que a estimativa do TEC absoluto realizado pelo programa de Nagoya está em perfeita concordância com os valores do TEC calculado pelo calibrador ionosférico, assim validando essa metodologia para a região brasileira. Veja, também, que a validação pode ser realizada para diferentes condições de atividade solar e diferentes estações do ano (Figura A.1a e Figura A.1b). Cabe ressaltar que São José dos Campos, por estar próxima a crista da Anomalia Equatorial, é uma região de comportamento complexo do TEC. Apesar disso, a metodologia do Otsuka et al. (2002) mostrou excelentes resultados.



a)



b)

Figura A.1 - Validação da metodologia de Otsuka et al. (2002) para a região brasileira de baixas latitudes.

Outra forma de validar a metodologia é utilizando o programa para cálculo do TEC desenvolvido no *Boston College* pelo Dr. Gopi Krishna Seemala (SEEMALA; VALLADARES 2011; DOHERTY et al. 2004). Esse programa tem sido amplamente utilizado para o cálculo do TEC dos receptores de GNSS empregados na rede LISN. A precisão desse programa é estimado em 1-2 TECu. A figura A.2 ilustra a comparação, e conseqüentemente, a validação do programa da Universidade de Nagoya para o cálculo do TEC sobre a estação de Arequipa – Peru. A linha vermelha ilustra o TEC obtido pela metodologia de Otsuka et al. (2002) para 01/10/2012, enquanto que a linha verde mostra os respectivos valores usando o programa de Gopi Seemala. É possível notar que há uma boa concordância entre as duas metodologias, validando, assim, a metodologia de Otsuka para o cálculo de TEC sobre a América do Sul.

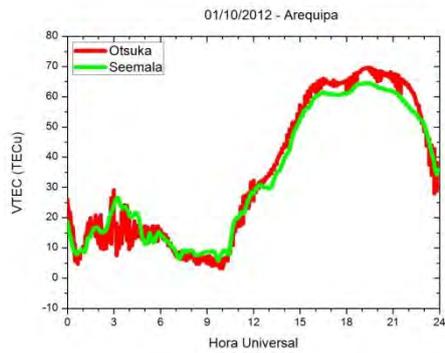


Figura A.2 – Validação do programa de Otsuka et al. (2002) sobre o equador geomagnético, Arequipa -Peru.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programa de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São as sequências de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. São aceitos tanto programas fonte quanto executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.