



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/12.13.23.15.56 -TDI

**ESTUDO DA INFLUÊNCIA DO AQUECIMENTO
ESTRATOSFÉRICO SÚBITO (SSW) SOBRE A
ANOMALIA DE IONIZAÇÃO EQUATORIAL NA
REGIÃO BRASILEIRA**

Ricardo da Rosa Paes

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelas Dras. Inez Staciarini Batista, e Claudia Maria Nicoli Cândido, aprovada em 20 de dezembro de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3D7GMC4>>

INPE
São José dos Campos
2012

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-m19/2012/12.13.23.15.56 -TDI

**ESTUDO DA INFLUÊNCIA DO AQUECIMENTO
ESTRATOSFÉRICO SÚBITO (SSW) SOBRE A
ANOMALIA DE IONIZAÇÃO EQUATORIAL NA
REGIÃO BRASILEIRA**

Ricardo da Rosa Paes

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelas Dras. Inez Staciarini Batista, e Claudia Maria Nicoli Cândido, aprovada em 20 de dezembro de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3D7GMC4>>

INPE
São José dos Campos
2012

Paes, Ricardo da Rosa.
P138e Estudo da influência do aquecimento estratosférico súbito (SSW) sobre a anomalia de ionização equatorial na região brasileira / Ricardo da Rosa Paes. – São José dos Campos : INPE, 2012.

xviii + 123 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/12.13.23.15.56 -TDI)

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientadoras : Dras. Inez Staciari Batista, e Claudia Maria Nicoli Cândido.

1. ionosfera. 2. anomalia equatorial. 3. Aquecimento estratosférico. 4. modulação ionosférica. 5 conexão estratosfera polar-ionosfera equatorial. I. Título.

CDU 551.510.535

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

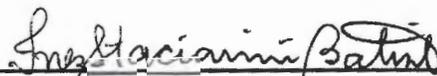
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Geofísica Espacial

Dr. Polinaya Muralikrishna



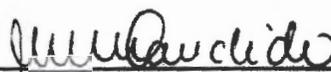
Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dra. Inez Staciarini Batista



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Claudia Maria Nicoli Candido



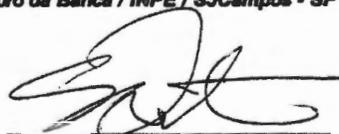
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Hisao Takahashi



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Severino Luiz Guimarães Dutra



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcio Tadeu Assis Honorato Muella



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

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Ricardo da Rosa Paes**

São José dos Campos, 21 de Dezembro de 2012

“Água mole em pedra dura, tanto bate até que fura”.

Ditado popular

AGRADECIMENTOS

Meus mais sinceros agradecimentos as minhas estimadas orientadoras Dra. Inez Staciarini Batista e Dra. Claudia Maria Nicoli Cândido, pela paciência, empenho e incentivo empregados durante a orientação deste trabalho.

Aos membros da banca pelas sugestões feitas para melhorias deste trabalho.

Aos amigos Paulo Nogueira, por ter sido um grande parceiro nos momentos de dificuldade, além de estar sempre disposto para discutir e partilhar seu conhecimento. Paulo Pernomian que sempre me socorreu quando tive problemas com recursos computacionais. Maria Goreti, por ajudar em tudo que esteve ao seu alcance durante a redução dos dados de digissonda. Régia Pereira, Olusegun Jonah, Jeferson Alves e Jonas Sousa que viveram comigo a angustia de passar pelo período de disciplinas.

A todos que contribuíram de forma direta ou indireta para realização desta etapa da minha vida.

Por fim, ao Conselho Nacional de Desenvolvimento e Pesquisa, CNPq, que concedeu a bolsa de pesquisa e à Coordenação do curso de Geofísica Espacial pelo amparo.

RESUMO

O presente trabalho visa estudar o comportamento da anomalia de ionização equatorial (equatorial anomaly ionization - EIA) e os efeitos sobre a ionosfera na região brasileira causados por eventos de aquecimento estratosférico súbito (sudden stratospheric warming - SSW). Os eventos SSW são mais frequentes no hemisfério norte e ocorrem de forma esporádica e menos intensa no hemisfério sul. Um evento de SSW é caracterizado por uma súbita quebra do vórtice polar estratosférico causado por uma forçante dinâmica da propagação vertical de ondas planetárias (direcionadas para cima) a partir da troposfera, e a interação não linear com o fluxo zonal médio. Neste caso, o vórtice de ventos para leste no hemisfério de inverno diminui abruptamente, em torno de uma semana ou menos (aquecimento de baixa intensidade), ou mesmo inverte a sua direção (aquecimento de alta intensidade). Esta diminuição na velocidade do vórtice é acompanhada por um aumento da temperatura estratosférica, sendo que nos casos mais extremos o aumento na temperatura pode ser de algumas dezenas de kelvins. Neste estudo o comportamento ionosférico é investigado a partir do comportamento do parâmetro $\Delta\phi$, o qual expressa a intensidade relativa da EIA do setor brasileiro. Este parâmetro é calculado a partir da variação relativa da frequência crítica da camada F2 ionosférica, que é obtida por meio dos dados de digissondas instaladas próximo ao equador geomagnético, São Luís (2,6° S; 44,2° O) ou Fortaleza (3,8° S; 38° O), e próximo à crista sul da EIA, em Cachoeira Paulista (22,5° S; 45° O). Os resultados obtidos durante esta pesquisa se assemelham bastante com os resultados obtidos sobre o setor peruano, no qual através de dados de TEC, foram observadas intensificações na EIA no período da manhã, seguidas pelo enfraquecimento desta no período da tarde. Os resultados revelam que, sobre a região brasileira, tanto a variação positiva quanto a variação negativa de concentração do plasma ionosférico são intensificadas após o pico de temperatura do SSW. Em geral, a variação negativa apresenta maior amplitude que a positiva, sobretudo no horário de pico pré reversão, quando então EIA é suprimida. Alguns eventos de SSW apresentaram múltiplos picos de temperatura, porém a característica semidiurna se manifestou apenas após um dos picos, sem que fosse identificada qualquer relação com a variação de temperatura estratosférica ou intensidade de perturbação do vórtice polar. Tal característica manteve-se preservada por uma quantidade de dias equivalente à da fase de estabilização térmica da região polar.

**STUDY OF THE POSSIBLE INFLUENCE OF SUDDEN STRATOSPHERIC
WARMING (SSW) EVENTS ON THE EQUATORIAL IONIZATION ANOMALY
OVER BRAZILIAN REGION**

ABSTRACT

The present work aims to study the behavior of the equatorial ionization anomaly (EIA) and the ionospheric effects over the Brazilian region caused by sudden stratospheric warming events (SSW) occurred, in most cases in the northern hemisphere and in a sporadic and less intense way in the southern hemisphere. A SSW event is characterized by a sudden breakdown of the stratospheric polar vortex caused by dynamical forcing of upward propagating planetary waves from the troposphere and their non-linear interaction with the zonal mean flow, when the polar vortex of eastward winds in the winter hemisphere abruptly, around one week, slows down (minor event) or even reverses its direction (major event), accompanied by a rise in the stratospheric temperature by several tens of kelvins. In this study the ionospheric behavior was investigated from $\Delta\phi$ parameter signatures, which express the EIA relative intensity for the Brazilian sector. This parameter is calculated from the ionospheric F2 layer critical frequency relative variation, which is obtained by digisonde data installed nearby the geomagnetic equator, São Luís (2.6° S, 44.2° W) or Fortaleza (3.8° S, 38° W) and near the EIA southern crest, in Cachoeira Paulista (22.5° S, 45° W). The results obtained from this study are very similar to the results obtained for the Peruvian sector, when TEC data was used, in which an increase in the EIA was observed during the morning, followed by a decrease in the afternoon. Consequently the EIA is intensified in the morning and suppressed in the afternoon.

Over the Brazilian region, both positive as negative variations of ionospheric plasma concentration are intensified after SSW temperature peak. In general, the negative variation was stronger than the positive, being noticeably more intense around the pre-reversal peak time, when the EIA was strongly suppressed. Some SSW events showed multiple temperature peaks, but the semidiurnal characteristic was manifested after only one of the peaks with no apparent relationship with temperature variation or stratospheric polar vortex disturbance intensity. This characteristic was kept preserved for a number of days equal to the polar region thermal stabilization phase.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 2.1 - Definição e localização das camadas da atmosfera neutra em função da variação da temperatura atmosférica com a altura.....	5
Figura 2.2 - Definição do ângulo solar zenital χ	9
Figura 2.3 - Esquema de produção iônica com relação à altitude.....	10
Figura 2.4 - Perfis verticais da densidade eletrônica ionosférica.....	11
Figura 2.5 - Regiões da atmosfera terrestre: os perfis de temperatura (à esquerda) e de concentração eletrônica (à direita), ambos em função da altitude.....	11
Figura 2.6 - Formação da camada F1, onde as curvas a e b representam os perfis de densidade eletrônica, para perda quadrática e linear respectivamente.	14
Figura 2.7 - Vento neutro provocado pela expansão atmosférica.	17
Figura 2.8 - Eletrodinâmica da região E.	19
Figura 2.9 - Eletrodinâmica da região F.	20
Figura 2.10 - Representação da deriva vertical equatorial de plasma ionosférico sobre o setor brasileiro durante períodos de alta atividade solar.	21
Figura 2.11 - Esquema da geração do pico de pré-inversão.....	22
Figura 2.12 - Representação esquemática da formação da EIA.	24
Figura 2.13 - Padrão de deriva de plasma ionosférico em baixas latitudes devido ao efeito combinado de $E \times B$ no equador magnético e difusão ao longo de B.	24
Figura 2.14 - Cristas da anomalia nos dois hemisférios.....	25
Figura 2.15 - Formação do vórtice polar de inverno.....	28
Figura 2.16 - O vento zonal médio em m/s com relação à altitude e latitude. ..	29
Figura 2.17 - Diagrama da velocidade média (m/s) do vórtice polar com relação à latitude e os meses do ano.....	30
Figura 2.18 - Velocidade média dos ventos do vórtice (m/s) para 60° norte e sul.....	31
Figura 2.19 - Evolução da vorticidade potencial do hemisfério norte no período de janeiro-fevereiro de 1979.....	32
Figura 2.20 - Evolução da temperatura zonal média (K) e vento zonal médio (m/s).	33
Figura 2.21 - Deriva vertical diurna sobre Jicamarca.	39
Figura 2.22 - Dados comparativos de TEC obtidos com uma rede global de receptores.	40
Figura 2.23 - Deriva vertical e Δ TEC em Jicamarca.....	41
Figura 3.1 - Antenas transmissora (a) e receptora (b) instaladas em São Luís - MA.....	44
Figura 3.2 - Configuração do arranjo básico de antenas.....	47
Figura 3.3 - Visualização do ionograma com SAO-Explorer processado apenas pelo ARTIST (a) e após correção manual (b).....	49

Figura 4.1 - Disposição das digissondas utilizadas.....	52
Figura 4.2 - Formulário de solicitação de dados.....	54
Figura 4.3 - Exemplo de saída dos dados.....	55
Figura 5.1 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2002-2003.....	62
Figura 5.2 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2002-2003.	63
Figura 5.3 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2002-2003.....	64
Figura 5.4 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2003-2004.....	66
Figura 5.5 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2003-2004.	68
Figura 5.6 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2003-2004.....	69
Figura 5.7 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2005-2006.....	71
Figura 5.8 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2005-2006.	73
Figura 5.9 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2005-2006.....	74
Figura 5.10 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2006-2007.....	76
Figura 5.11 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2006-2007.	78
Figura 5.12 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2006-2007.....	80
Figura 5.13 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2008-2009.....	82
Figura 5.14 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2008-2009.	84
Figura 5.15 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2008-2009.....	85
Figura 5.16 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2009-2010.....	87
Figura 5.17 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2009-2010.	89
Figura 5.18 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2009-2010.....	90
Figura 5.19 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2010-2011.....	92
Figura 5.20 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2010-2011.	93
Figura 5.21 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2010-2011.....	95
Figura 5.22 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para a primavera do hemisfério sul 2002.	97
Figura 5.23 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2002.	99
Figura 5.24 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2002.....	100
Figura 5.25 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério sul 2010.....	102
Figura 5.26 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SW 2010.....	103
Figura 5.27 - Wavelet de $\Delta\phi$ SW 2010.	104

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
TABELA 4.1 – Eventos de SSW estudados.....	52

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 ATMOSFERA	5
2.1. Atmosfera Neutra.....	5
2.1.1. Troposfera	6
2.1.2. Estratosfera.....	6
2.1.3. Mesosfera.....	7
2.1.4. Termosfera.....	7
2.2. A Ionosfera.....	8
2.2.1. As Regiões ionosféricas.....	10
2.2.2. Processos de Transporte.....	15
2.3. Ventos Neutros Termosféricos.....	16
2.4. Sistema Termosfera-Ionosfera Equatorial	18
2.4.1. Dínamo Ionosférico	18
2.4.2. Deriva Vertical de Plasma e o Pico Pré-Inversão	20
2.4.3. Anomalia de Ionização Equatorial	23
2.5. Acoplamento Estratosfera-Ionosfera	25
2.5.1. Ondas Planetárias	26
2.5.2. Vórtice Polar.....	27
2.6. Aquecimento Estratosférico Súbito - SSW.....	31
2.6.1. Classificação e Descrição dos Eventos de SSW	34
2.6.2. Efeitos Globais do SSW.....	36
3 DIGISSONDAS	43
3.1. Princípios de Funcionamento.....	43
3.2. Processamento de dados	48
4 METODOLOGIA	51
4.1. Aquisição de Dados Para Análise dos SSWs.....	53
4.2. Cálculo da Intensidade da EIA	56
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	59
5.1. Hemisfério Norte.....	61
5.1.1. Evento de 2002-2003.....	61
5.1.2. Evento de 2003-2004.....	65

5.1.3. Evento de 2005-2006	70
5.1.4. Evento de 2006-2007	74
5.1.5. Evento de 2008-2009	80
5.1.6. Evento de 2009-2010	85
5.1.7. Evento de 2010-2011	91
5.2. Hemisfério Sul.....	95
5.2.1. Evento de 2002.....	95
5.2.2. Evento de 2010.....	100
5.3. Discussões	105
6 CONCLUSÕES.....	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	117

1 INTRODUÇÃO

O objetivo deste trabalho é o estudo do comportamento ionosférico nas regiões equatoriais e da crista sul da anomalia de ionização equatorial (EIA – *Equatorial Ionization Anomaly*) sobre a região brasileira, associado a eventos de aquecimento estratosférico súbito (SSW – *Sudden Stratospheric Warming*) que, devido a características intrínsecas ao hemisfério, ocorrem com maior frequência e intensidade no norte durante o inverno.

O SSW é um evento meteorológico de grande escala que domina a variabilidade polar de inverno, sendo tal fenômeno considerado a mais forte manifestação de acoplamento dinâmico do sistema troposfera-estratosfera-mesosfera (CHAU et al., 2011). O aquecimento é desencadeado por uma perturbação do vórtice polar estratosférico originada por uma forçante dinâmica da propagação de ondas planetárias acima da troposfera, e da interação não-linear delas com o fluxo zonal médio (MATSUNO, 1971). Quando o vórtice polar com ventos para leste diminui abruptamente durante o inverno, em alguns poucos dias, e tem sua simetria distorcida (aquecimento de baixa intensidade ou “*minor warming*”) ou mesmo inverte o sentido apresentando a quebra do vórtice (aquecimento de alta intensidade ou “*major warming*”), a temperatura estratosférica pode aumentar subitamente em várias dezenas de graus (CHAU et al., 2009). Em geral, SSWs são raros no hemisfério sul e se restringem apenas a aquecimentos de baixa intensidade, enquanto que no hemisfério norte observa-se anualmente ao menos uma das classes de aquecimento ou a combinação de ambas.

Recentemente, utilizando radares de espalhamento coerente e outros instrumentos de solo, surgiram vários estudos relacionados com perturbações observadas na deriva de plasma, nas regiões E e F e no eletrojato equatorial que, durante períodos geomagneticamente calmos e de baixa atividade solar, perduraram por muitos dias durante eventos de SSW ocorridos no ártico (VINEETH et al., 2009; SRIDHARAN et al., 2009; CHAU et al., 2009;

GONCHARENKO et al., 2010a, b; FEJER et al., 2010). A atividade de ondas planetárias na atmosfera é considerada o principal mecanismo que desencadeia um evento de SSW. No decurso do fenômeno, tais ondas podem até ser amplificadas e incitar perturbações nos ventos da alta atmosfera, os quais são responsáveis pelo mecanismo de dínamo que gera os campos elétricos ionosféricos, que por sua vez, desempenham um papel deveras importante na deriva vertical.

A ação de um campo elétrico para leste no equador magnético e de um campo geomagnético apontado para o norte implica em um deslocamento de plasma conhecido como deriva vertical $\vec{E} \times \vec{B}$, no qual as partículas ionizadas são transportadas para altas altitudes onde a difusão ao longo das linhas de campo magnético torna-se o processo mais importante. Esta difusão traz o plasma de volta para altitudes mais baixas, porém em latitudes afastadas do equador magnético. Este processo, conhecido como efeito fonte, é responsável pela formação de dois picos de densidade eletrônica localizados em $\sim 15^\circ$ ao norte e ao sul do equador magnético.

A variabilidade da EIA está fortemente associada à variabilidade sazonal, ao ciclo solar de 11 anos e aos distúrbios do campo geomagnético, mas durante os períodos geomagneticamente calmos e de baixa atividade solar, o principal agente da deriva vertical do plasma para a região equatorial é a interação entre a ionosfera e os ventos termosféricos (RICHMOND, 1995), que são altamente variáveis de acordo com a força de maré global e efeitos de ventos irregulares, ondas planetárias e ondas de gravidade (CHAU et al., 2010). Grande parte da variabilidade de diversos parâmetros ionosféricos não pode ser explicada apenas pelo fluxo de ionização solar e atividade geomagnética (CHAU et al., 2011). Tais variabilidades por muitos anos vêm sendo correlacionadas com processos da baixa atmosfera (RISHBETH, 2006).

Sob a ótica deste raciocínio concludente e baseando-se em estudos anteriores para outras localidades é que se fomentou o interesse pioneiro de se investigar

uma possível conexão entre a estratosfera de inverno de ambos os hemisférios e a ionosfera sobre a região brasileira. Para isso, foram utilizados os dados de digissondas instaladas próximo ao equador geomagnético, São Luís (2,6° S; 44,2° O) ou Fortaleza (3,8° S; 38° O), assim como os dados da digissonda instalada em Cachoeira Paulista (22,5° S; 45° O), próximo à crista sul da anomalia, para que fosse obtido o parâmetro $\Delta\phi$ (variação relativa da frequência crítica da camada F2), com o objetivo de mensurar a intensificação ou supressão da anomalia de ionização equatorial sobre a região brasileira durante os eventos de SSWs ocorridos nos hemisférios sul e norte de 2001 a 2011 (~1 ciclo solar). Devido ao fato de serem raros e de pouca expressão, foram inclusos neste estudo, dentro da mesma década de interesse, apenas dois eventos de SSW ocorridos no hemisfério sul nos anos de 2002 e 2010.

2 ATMOSFERA

A seguir serão introduzidos alguns conceitos e processos dinâmicos envolvendo a ionosfera e a estratosfera polar, bem como a relação entre estas regiões.

2.1. Atmosfera Neutra

A atmosfera neutra recebe esta denominação em virtude de sua composição química. Nesta região atmosférica da Terra, os átomos e moléculas neutras dos gases constituintes têm suas concentrações e proporções volumétricas decrescidas com a elevação da altitude.

Os gases neutros possuem uma densidade muito superior à do plasma ionosférico, e sendo assim não é possível descartar, tão pouco ignorar, o importante papel que as partículas neutras detêm no que compete às interações do ponto de vista dinâmico e químico entre a atmosfera neutra e o plasma ionosférico.

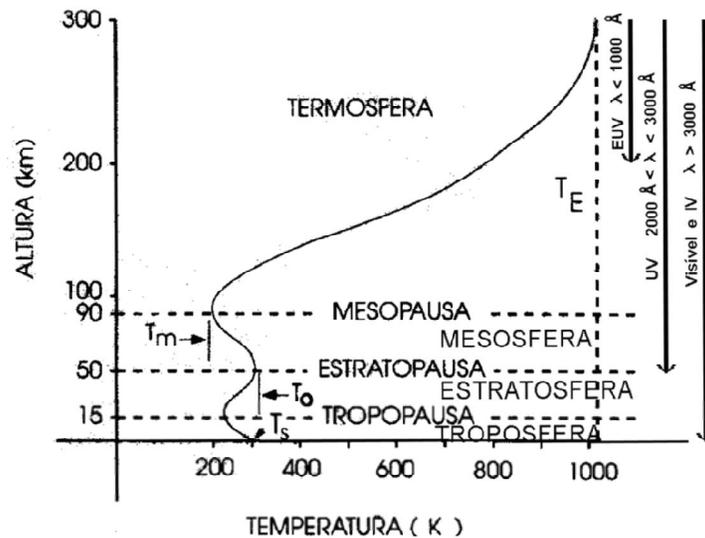


Figura 2.1 - Definição e localização das camadas da atmosfera neutra em função da variação da temperatura atmosférica com a altura.

Fonte: Kirchhoff (1991)

Na Figura 2.1, com base em gradientes de temperatura, observa-se que a atmosfera neutra pode ser dividida em quatro regiões distintas e tradicionalmente designadas como Troposfera, Estratosfera, Mesosfera e Termosfera.

2.1.1. Troposfera

Região mais baixa da atmosfera que se estende do solo até uma altura de ~15 km. Os movimentos atmosféricos são mais intensos nesta camada ao compará-los com os das demais camadas, tanto os verticais (convecção e subsidência) quanto os horizontais. A meteorologia concentra fortemente seu foco na troposfera porque é nesta região que ocorre fenômenos como a chuva, relâmpagos, nuvens, etc. A troposfera representa cerca de 80% do peso atmosférico e em sua composição encontra-se o oxigênio, e outros gases como o dióxido de carbono, ozônio e vapor d'água que propiciam uma transferência eficiente de energia para diferentes níveis desta região por meio da absorção e emissão de radiação infravermelha (IV) em suas moléculas (RISHBETH e GARRIOT, 1969). A temperatura troposférica apresenta uma taxa de decaimento com relação à altura de aproximadamente 7 K/km (KELLEY, 2008). A fronteira desta região está situada no ponto de inflexão do perfil de temperatura com a altitude, onde a temperatura apresenta a tendência de se elevar em função da altitude, marcando o início da região seguinte. A esta fronteira dá-se o nome de tropopausa.

2.1.2. Estratosfera

A segunda região da atmosfera está compreendida em um intervalo de altitude cujo início está em torno de 15 km e seu término em cerca de 50 km. A concentração mais abundante de gás ozônio da atmosfera (Camada de Ozônio) está localizada na estratosfera, onde também é possível identificar além de outros gases, a existência de dióxido de enxofre (SO₂), dióxido de nitrogênio (NO₂) e aerossóis. Esta região apresenta gradientes positivos de temperatura oriundos da absorção da radiação ultravioleta (UV) pelo ozônio e

vapor d'água, atingindo a marca de ~270 K em seu limite superior (estratopausa), onde situa-se um segundo ponto de inflexão no qual a temperatura tende a decair com a altitude. Mais adiante será discutido com maiores detalhes, um fenômeno conhecido como *Sudden Stratospheric Warming* (SSW), que ocorre nos períodos de inverno de cada hemisfério e faz com que a temperatura estratosférica sofra um aumento abrupto da ordem de dezenas de graus, acompanhando a mudança da posição e forma do vórtice polar, assim como o enfraquecimento ou mesmo até mudança na direção dos ventos zonais (O'NEILL, 2003).

2.1.3. Mesosfera

Os limites inferiores e superiores desta camada são de forma aproximada e respectivamente, 50 e 90 km de altitude. Nesta região da atmosfera a temperatura sofre um decréscimo acentuado em função da altitude, onde atinge valores mínimos de 130 a 190 K em sua fronteira superior (mesopausa), onde se encontra o terceiro ponto de inflexão no qual a temperatura apresenta uma nova tendência de se elevar. A parte inferior da mesosfera é relativamente mais quente porque absorve uma parte do calor concentrado na estratosfera. É importante mencionar que no meio mesosférico, das emissões de gases como oxigênio, sódio e hidroxila, ocorre de forma predominante os fenômenos de aeroluminescência.

2.1.4. Termosfera

Localizada acima dos 90 km de altitude, a termosfera é a região mais externa da atmosfera terrestre e é nela em que está a maior parte da ionosfera. Os átomos e moléculas neutras que a constituem absorvem diretamente a radiação solar na faixa do ultravioleta (UV), raios-X e principalmente do extremo ultravioleta (EUV), promovendo um gradiente positivo de temperatura que cresce assintoticamente até um valor limite relativamente constante nos níveis mais elevados desta região. A este valor máximo dá-se o nome de temperatura exosférica, cujo valor está entre 1000 e 2000 K, caracterizando

uma região de temperaturas muito elevadas, uma vez que o processo de remoção de calor é ineficaz devido à rarefeita densidade de partículas da termosfera (RISHBETH e GARRIOT, 1969). O gradiente de temperatura termosférica, bem como os processos físicos ocorridos nesta região, são fortemente regidos pelas variações diárias e sazonais do fluxo solar conforme a posição geográfica.

2.2. A Ionosfera

A seção da atmosfera superior que possui uma determinada concentração de íons e elétrons livres, tal qual é capaz de exercer influência na propagação de ondas eletromagnéticas, é denominada ionosfera. Os limites verticais que a compreendem estão entre aproximadamente 50 e 1000 km de altitude e sua formação deve-se principalmente ao processo conhecido como ionização primária, que consiste basicamente na ação fotoionizante da radiação EUV e UV, como também dos raios-X provenientes do Sol sobre os componentes atômicos e moleculares da atmosfera neutra (RISHBETH e GARRIOT, 1969). Ainda há um segundo processo que ocorre mais predominantemente durante a noite, ionização secundária, do qual a ionização resulta da colisão entre partículas ionizadas com grande energia cinética e partículas neutras da atmosfera.

A taxa de produção iônica q é regida pela equação de Chapman e é escrita da seguinte forma:

$$q = \frac{\eta I_{\infty}}{He} \exp(1 - Z - \exp(-Z) \sec \chi) \quad (2.1)$$

onde η indica a eficiência da ionização, I_{∞} é a intensidade da radiação vertical incidente fora da atmosfera desprezando-se a atenuação sofrida, H a altura de escala, e a carga do elétron, Z a altura reduzida ($Z = \int dh/H$) e χ o ângulo zenital, ou seja, o ângulo entre a linha diretamente acima de um ponto de referência (zênite) e a linha do raio solar (Figura 2.2).

A altura de escala H pode ser obtida pela seguinte expressão:

$$H = \frac{KT}{mg} \quad (2.2)$$

onde K é a constante de Boltzmann, T a temperatura, m a massa e g a aceleração da gravidade.

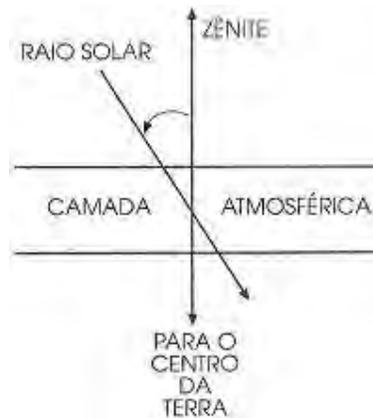


Figura 2.2 - Definição do ângulo solar zenital χ .

Fonte: Kirchhoff (1991)

A taxa de produção iônica depende simultaneamente da intensidade de radiação e da densidade de partículas. Na medida em que a altitude aumenta, a intensidade de radiação torna-se maior e a densidade de partículas decresce exponencialmente (Figura 2.3). Conseqüentemente, em uma altitude específica (h_m), haverá uma taxa de produção iônica máxima q_m .

De maneira incessante, ocorrem também na ionosfera os processos de perda da ionização, tais quais valem ser citados aqui o de perda por recombinação iônica, eletrônica e por troca, com intensidades diferentes para cada nível de altitude, pois a recombinação torna-se rapidamente diminuta com a elevação da altitude. Na baixa ionosfera, por exemplo, deve-se levar em conta a junção eletrônica, processo no qual os elétrons se unem aos átomos neutros constituindo os íons negativos.

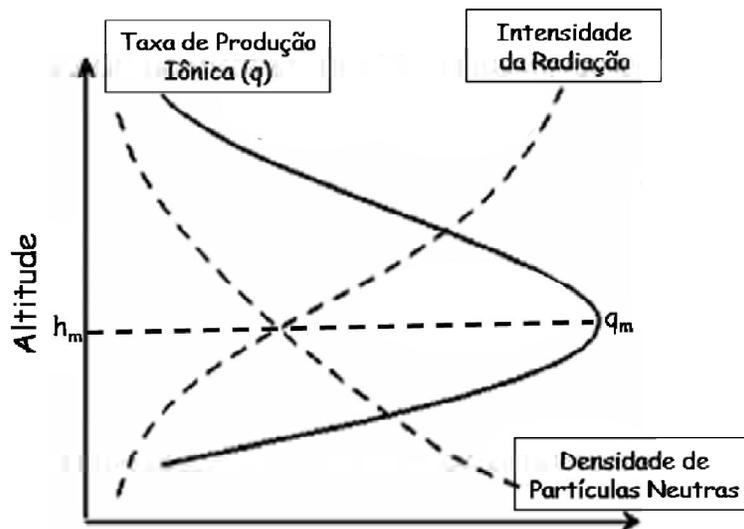


Figura 2.3 - Esquema de produção iônica com relação à altitude.
 Fonte: Adaptada de Baumjohann e Treumann (1997)

No entanto, mesmo em horários noturnos, quando não há incidência da radiação solar, os processos de perda da ionização mostram-se ineptos para suprimir por completo a ionização da ionosfera, pois em paralelo ainda há os processos corpusculares (ionização secundária) e fontes ionizantes de origem cósmica atuando na manutenção ionosférica.

2.2.1. As Regiões ionosféricas

O perfil de densidade eletrônica é instaurado como o resultado da dinâmica inerente à ionosfera, como o transporte de partículas ionizadas por meio de ventos e campos elétricos em conjunto aos processos de produção e perda iônica. Notoriamente está suscetível às volubilidades latitudinais, sazonais, horárias (dia e noite) e da atividade e radiação ionizante solar. Portanto, é evidente que a densidade eletrônica manifesta características e comportamentos adversos, geridos por processos químicos e físicos diferentes, ao longo de toda a estrutura vertical ionosférica, o que permite estabelecer uma divisão básica constituída por três regiões distintas, as quais são tradicionalmente denominadas como D, E e F.

A Figura 2.4 mostra esquematicamente a distribuição da densidade eletrônica em relação à altura nos períodos diurnos e noturnos tanto para alta quanto para baixa atividade solar, enquanto que na Figura 2.5 é exibida a disposição das regiões ionosféricas ao longo da atmosfera dividida em caráter de perfis de temperatura.

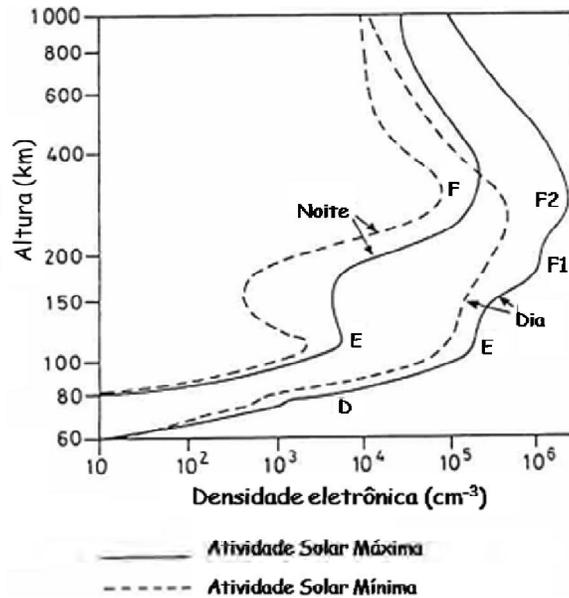


Figura 2.4 - Perfis verticais da densidade eletrônica ionosférica.

Fonte: Adaptada de Hargreaves (1992)

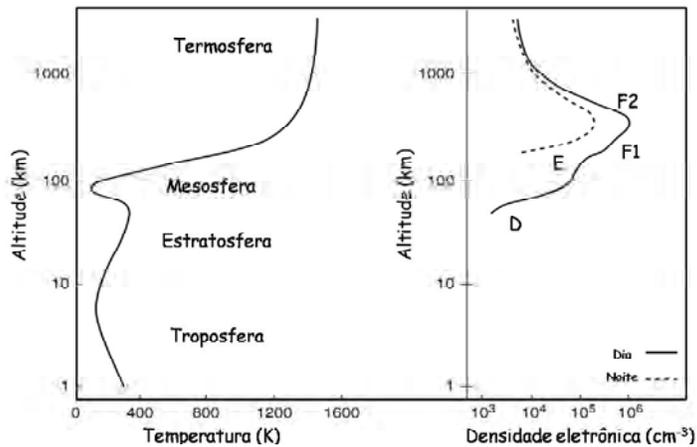


Figura 2.5 - Regiões da atmosfera terrestre: os perfis de temperatura (à esquerda) e de concentração eletrônica (à direita), ambos em função da altitude.

Fonte: Adaptada de Kelley (2008)

Região D

É a primeira região ionosférica, com seu limite superior em torno de 90 km de altitude. Em decorrência disso, está presente apenas durante o dia, pois em sua faixa de altitude há uma densidade significativa de partículas que, conseqüentemente, favorece o intenso processo de recombinação de íons que ocorre em proporção quadrática. As características mais notórias da região D são processos fotoquímicos de alta complexidade, a alta frequência de colisões entre elétrons e partículas neutras, além de possuir uma baixa densidade iônica (na ordem de 10^3 elétrons/cm³), fato que não a impede de exercer certa influência sobre a propagação de ondas eletromagnéticas, tanto em baixas frequências (refração) quanto de altas frequências (atenuação) (WHITE, 1970). Em destaque, como fontes ionizantes da região D, estão os raios-X ($\lambda < 10 \text{ \AA}$) e cósmicos responsáveis pela geração dos íons O_2^+ e N_2^+ , e a radiação Lyman- α ($\lambda > 1216 \text{ \AA}$) que cria o íon NO^+ .

Região E

Compreendida entre 90 e 150 km, aproximadamente, a região E, com densidade eletrônica na ordem de 10^{11} elétrons/m³ (em horários diurnos), é dominada por processos efetivos de recombinação, entre os quais, principalmente, é possível mencionar a recombinação eletrônica dissociativa e por troca de cargas, que ocorrem também em proporções quadráticas, acarretando em um intenso decréscimo em sua densidade eletrônica ou até mesmo seu desaparecimento em horários noturnos. Em decorrência de processos corpusculares, elétrons com alta energia cinética (1-30 keV) podem dar origem a camada E noturna ou esporádica. A camada E-Esporádica (Es) surge tanto durante o dia quanto durante a noite em uma faixa restrita de altura, com grande variabilidade em seu comportamento e com desenvolvimento dependente do nível de energia solar absorvida, dinâmica de ventos, altura e latitude. Sua densidade eletrônica, em condições específicas, é muito superior a de seu ambiente, exercendo grande influência na propagação

de ondas de rádio com frequências maiores que as suportadas pela região E (RISHBETH e GARRIOT, 1969), podendo até mesmo refletir ondas eletromagnéticas de frequências suportadas apenas pela região F. As principais radiações ionizantes da região E são os raios-X ($\lambda < 10\text{-}100 \text{ \AA}$), que criam os íons N_2^+ e O_2^+ e a radiação Lyman- β ($\lambda = 1025,7 \text{ \AA}$) que produz o NO^+ , podendo também ser identificado nessa região, a presença de íons metálicos, tais como Ca^+ , Fe^+ , Na^+ , Mg^+ e Si^+ , derivados da decomposição de meteoros que penetram a atmosfera terrestre. Outra importante característica da região E é sua alta condutividade elétrica que proporciona intensas correntes elétricas ionosféricas, como por exemplo, o eletrojato equatorial formado em $\pm 4^\circ$ de latitude ao redor do equador geomagnético em uma altitude próxima de 105 km.

Região F

Localiza-se acima de 150 km de altitude e apresenta um altíssimo nível de ionização amplamente variável no decorrer do dia, característica que, conjugada aos seus processos de transporte, os quais a conduzem para altitudes mais elevadas, onde os processos de recombinação acontecem de forma menos efetiva, possibilita a presença desta região durante toda a noite. A região F é subdividida basicamente em duas regiões, F1 e F2, mas em regiões equatoriais, sob condições específicas, pode haver o surgimento de uma terceira camada denominada F3. A camada F1, assim como as regiões D e E, está presente apenas durante o dia e pode ser identificada por meio de um pico ou inflexão na sua curva de densidade eletrônica vertical em torno de 180 km (KIRCHHOFF, 1991), onde ocorre a transição do processo de perda iônica quadrática para linear (Figura 2.6).

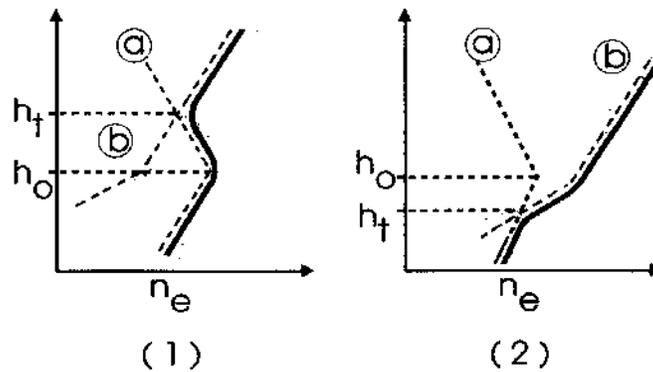


Figura 2.6 - Formação da camada F1, onde as curvas a e b representam os perfis de densidade eletrônica, para perda quadrática e linear respectivamente.

Fonte: Kirchhoff (1991)

A camada F2 está posicionada acima da camada F1 e é nela que ocorre a maior produção iônica de toda a ionosfera, com um pico de densidade eletrônica em torno de 250-300 km de altitude, atingindo o ápice de concentração ao meio-dia (local) e nas primeiras horas da tarde. Acima deste pico, o plasma ionosférico encontra-se em um estado que é conhecido como equilíbrio difusivo, no qual o plasma tem sua densidade diminuída exponencialmente distribuindo-se de acordo com sua própria escala de altura até unir-se com o vento solar e perder suas características (PAPAGIANNIS, 1972; MCNAMARA, 1991). Nesta região há um forte domínio dos processos dinâmicos e uma interação significativa com os ventos termosféricos, além da distribuição de ionização local ser fortemente regida pelo campo geomagnético (CHIAN e REUSCH, 1979). A variabilidade do equilíbrio iônico deve-se ao movimento de elétrons livres, que na camada F2 possuem cerca de duas horas de vida e resultante da ação de forças eletromagnéticas, mudanças de temperatura e difusão (HINES, 1965). Nesta faixa de altura a atmosfera possui grande rarefação de partículas, conseqüentemente a recombinação ocorre de forma lenta e com baixa eficiência, em decorrência disso, mesmo após o pôr do sol quando o processo fotoionizante é interrompido, a camada F2 ainda estará presente e intensamente ativa.

A aparição da camada F3 (com altitude variando entre 450 e 600 km) ocorre próximo às 10:30 (LT) em uma estreita faixa de latitude próxima às regiões equatoriais quando a deriva $\vec{E} \times \vec{B}$, direcionada para cima, intensifica-se e aumenta significativamente o acúmulo de plasma em altas altitudes. Sob condições favoráveis de vento meridional, dirigido para o equador, o pico de ionização será conduzido para altitudes superiores, acima do pico da camada F2, e uma nova camada regular será formada por produção de ionização.

A radiação dominante no processo de fotoionização da região F é o EUV, os raios com comprimento de onda $\lambda < 910 \text{ \AA}$ criam os íons O^+ e O_2^+ , sendo o primeiro o íon mais abundante na região, já os íons N_2^+ , H^+ e He^+ são formados pelos raios EUV com um λ de no máximo 796 \AA .

2.2.2. Processos de Transporte

Os processos de produção e perda, bem como o transporte de ionização são derivados de processos físicos e químicos pertinentes ao plasma ionosférico. Na região F, não somente pelos efeitos locais de produção e perda que a densidade iônica é gerida, mas também por um sistema no qual os íons da região de produção são difundidos nas regiões de perda, fazendo com que a escala temporal do processo de transporte seja equivalente às das reações iônicas.

A taxa de variação da densidade eletrônica pode ser mensurada através da equação da continuidade:

$$\frac{\partial \eta_e}{\partial t} = q - L - \vec{\nabla} \cdot (\eta_e \vec{v}) \quad (2.1)$$

onde q corresponde à taxa de produção de elétrons livres, L e o termo $\vec{\nabla} \cdot (\eta_e \vec{v})$ às taxas de perda por recombinação e por transporte, respectivamente, com η_e sendo a densidade eletrônica e \vec{v} a velocidade macroscópica total resultante do processo de transporte.

Essencialmente, os pivôs do processo dinâmico de transporte do plasma ionosférico são os ventos neutros, campos elétricos, gradientes de pressão e efeitos gravitacionais. Os ventos neutros são procedentes de marés atmosféricas desencadeadas pelo aquecimento solar, no qual gradientes de pressão geram forças de arraste proporcionalmente relacionadas não apenas com a diferença de velocidade do vento e a velocidade das partículas, mas também com as frequências de colisão destas.

Os campos elétricos são originados por meio da ação de ventos que produzem os dínamos das regiões E e F em horários diurnos e noturnos, respectivamente. Os íons e elétrons postos em movimento pelo campo elétrico dependem tanto da frequência de colisão quanto do campo magnético. O resultado da influência simultânea de um campo elétrico e magnético é a deriva eletromagnética do plasma ionosférico $\vec{E} \times \vec{B}$, que o transporta verticalmente e perpendicularmente às linhas de campo geomagnético. Ao atingir determinadas alturas, sob a ação gravitacional e dos gradientes de pressão, o plasma sofrerá uma difusão ao longo das linhas de campo magnético. Os íons e elétrons tendem a ser mantidos juntos devido às forças elétricas entre eles, garantindo que a difusão de ambos seja feita na mesma velocidade. No entanto, íons e elétrons podem ser separados na presença de campos elétricos fortes atuantes sobre o plasma. Normalmente, este tipo de difusão (ambipolar) tende a ser confinada pelo campo geomagnético e vetada pelas colisões entre partículas neutras e carregadas (RISHBETH e GARRIOT, 1969).

2.3. Ventos Neutros Termosféricos

Conforme já mencionado, a radiação emanada pelo Sol é um componente fundamental no que se refere à dinâmica, química, pressão e densidade da termosfera (KIRCHHOFF, 1991). Em destaque estão as radiações UV, EUV e

os raios-X que além de ionização, proporcionam o aquecimento na região, que evidentemente, provoca a expansão atmosférica e desencadeia o abaulamento atmosférico, que confere movimento às partículas através de gradientes de pressão horizontais e promove o deslocamento destas do centro de pressão para outras regiões (Figura 2.7), caracterizando desta forma os ventos termosféricos.

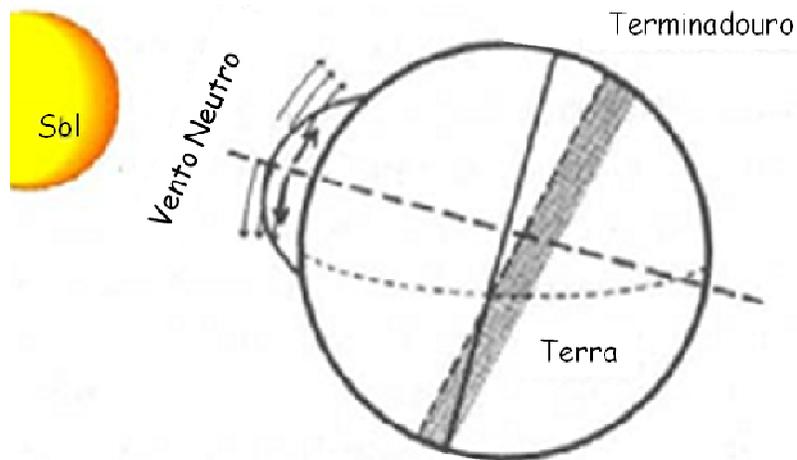


Figura 2.7 - Vento neutro provocado pela expansão atmosférica.
Fonte: Modificada de Sojka e Schunk (1985)

No cenário diurno, de forma mais eficaz, o arraste iônico propicia grande interação entre as partículas ionizadas contidas na região F e os ventos termosféricos, enquanto que no cenário noturno as partículas ionizadas são conduzidas para altitudes mais elevadas devido à direção dos ventos, que neste caso se dirige para o equador, garantindo a preservação da ionosfera em horários noturnos.

Os ventos em latitudes altas e médias podem sofrer alterações drásticas ocasionadas por variações diurnas da temperatura e composição da atmosfera superior. Tais variações devem-se à diferença de potencial criada através da calota polar pela interação da magnetosfera e o vento solar, na qual as linhas de campo magnético sofrem convecção. Desta forma, o plasma é movido com

velocidades altíssimas e inevitavelmente colide com componentes neutros produzindo o aquecimento (Efeito Joule). No entanto, o aquecimento da atmosfera superior pode ser atribuído a fenômenos que tem origem na baixa atmosfera como, por exemplo, as marés atmosféricas, ondas planetárias e de gravidade.

2.4. Sistema Termosfera-Ionosfera Equatorial

A região equatorial, quando comparada com as demais, é a que absorve a maior porção da radiação solar. Estima-se que 50% de radiação solar total incidente sobre a Terra é absorvida em $\pm 30^\circ$ de latitude a partir do equador (ABDU, 2005). Tal fato ao ser associado com a disposição das linhas de campo geomagnético, que possui baixa inclinação com relação à superfície, podendo até ser considerada praticamente paralela, concede características e fenômenos intrínsecos da ionosfera do setor equatorial que a distinguem das de latitudes superiores. Como exemplos cabem ser citados aqui o acoplamento das regiões E e F através de pontos conjugados ligados por linhas de campo magnético, a anomalia de ionização equatorial (EIA – *Equatorial Ionization Anomaly*), bolhas de plasma e o eletrojato equatorial.

2.4.1. Dínamo Ionosférico

Para ter a origem de seu dínamo explicada, idealiza-se a região E como uma camada muito fina com condutividade elétrica elevada (KELLEY, 2008), onde perpendicularmente ao campo magnético \vec{B} (região equatorial) existe um campo elétrico zonal constante \vec{E}_x originado pelos ventos neutros de marés. A interação entre tais campos faz com que a diferença entre as mobilidades dos elétrons e íons estabeleça um fluxo de partículas carregadas perpendicular aos campos \vec{B} e \vec{E}_x designada como corrente Hall ($\sigma_H \vec{E}_x$), que percorre verticalmente a estreita camada e a polariza com deposição de cargas negativas e positivas nos limites superior e inferior da região E,

respectivamente, surgindo então, o campo elétrico vertical de polarização \vec{E}_z dado por:

$$\vec{E}_z = \frac{\sigma_H \vec{E}_x}{\sigma_P} \quad (2.2)$$

O campo \vec{E}_z produz uma segunda corrente com fluxo paralelo a ele mesmo e perpendicular a \vec{B} que é denominada Pedersen ($\sigma_P \vec{E}_z$), mantendo assim o equilíbrio eletrostático com a corrente Hall (Figura 2.8).

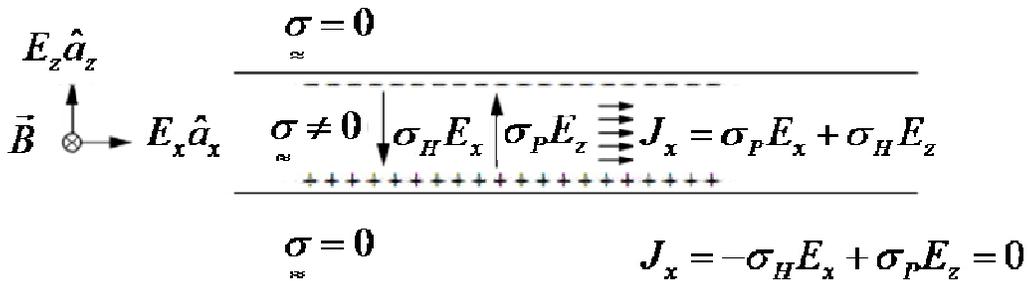


Figura 2.8 - Eletrodinâmica da região E.

Fonte: Adaptada de Kelley (2008)

Por se tratar de uma região menos condutora do que a E, a região F apresenta uma configuração mais simplificada e com efeito noturno apenas, pois durante o dia é descarregada devido à região E.

A ação dos ventos neutros \vec{U}_x com o campo geomagnético \vec{B} origina um campo elétrico $\vec{U}_x \times \vec{B}$. Tal campo elétrico é responsável por originar uma polarização, na qual ocorre um acúmulo de cargas positivas e negativas nos limites superior e inferior, respectivamente. Evidentemente, decorrente da polarização, haverá um campo \vec{E}_z em equilíbrio eletrostático (Figura 2.9).

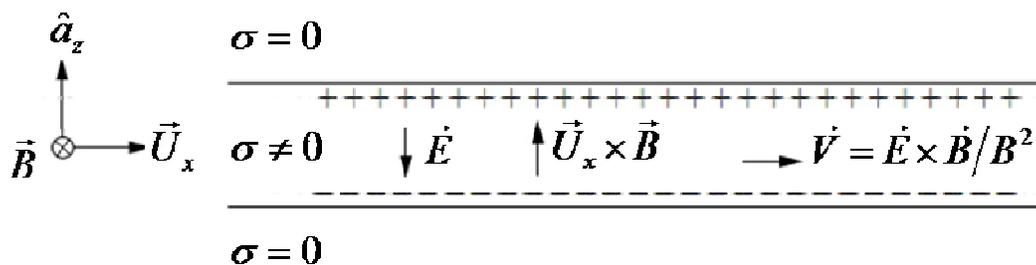


Figura 2.9 - Eletrodinâmica da região F.

Fonte: Adaptada de Kelley (2008)

2.4.2. Deriva Vertical de Plasma e o Pico Pré-Inversão

No decorrer do dia, devido à forte dependência que também há para com o fluxo solar, a deriva vertical apresenta flutuações bastante expressivas, principalmente a que ocorre em horários de Sol poente (próximo ao terminadouro), quando é intensificada fortemente em uma escala de tempo relativamente curta seguida de uma queda súbita em sua intensidade.

A deriva vertical do plasma ionosférico é procedente da influência simultânea exercida pelos campos elétrico ionosférico e geomagnético ($\vec{E} \times \vec{B}$) sobre o plasma. Os campos elétricos surgem da atividade dos ventos neutros no ambiente ionosférico e agem à mercê da complexa ligação existente entre a região E, F e seus respectivos dínamos.

O campo elétrico zonal aponta para direção leste durante o dia e, com isso, a deriva vertical do plasma ionosférico é para cima. No entanto, logo pela noite, com a ação do campo elétrico do dínamo, desta vez orientado em sentido contrário (oeste) devido à inversão do sentido dos ventos neutros, a deriva inverte-se para baixo.

No horário em que o Sol se põe (em torno de 18:00 LT), surge um pico de intensidade da deriva antes da inversão de seu sentido denominado pico de pré-inversão da deriva vertical. Mesmo se tratando de um fenômeno de

duração muito curta, o plasma que constitui a região F sofre forte influência, impulsionado e lançado para altitudes elevadas, onde as colisões entre partículas são muito raras e os processo de recombinação se dá de forma lenta.

Na Figura 2.10 é possível observar claramente o pico pré-inversão, bem como as flutuações as quais a deriva vertical está sujeita ao longo do dia de acordo com o período sazonal. A intensificação do campo elétrico zonal é atribuída ao dínamo da região que é reforçado durante o inverno e no verão e conforme o ciclo solar (FEJER et al., 1991).

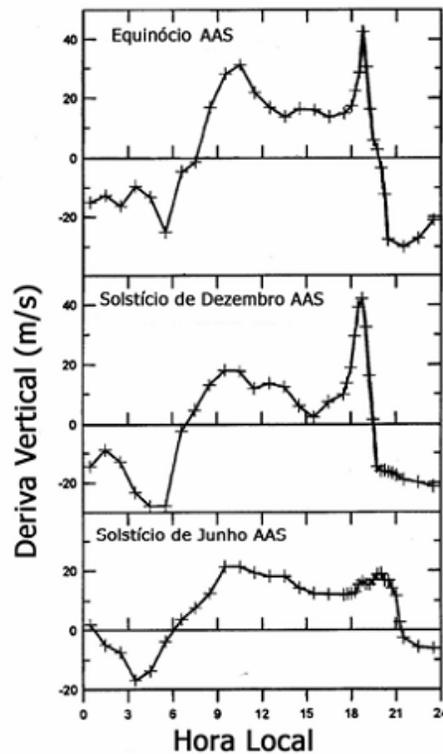


Figura 2.10 - Representação da deriva vertical equatorial de plasma ionosférico sobre o setor brasileiro durante períodos de alta atividade solar (AAS).

Fonte: Modificada de Batista et al. (1996a, b)

A Figura 2.11 é um esquema simplificado, porém muito útil para explicar o princípio físico da formação do pico de pré-inversão. Próximo ao terminadouro, onde há a mudança da direção dos ventos neutros de oeste para leste, o dínamo da região F gera um campo elétrico \vec{E}_z que em torno das 18:00 é bastante expressivo e tal qual é mapeado para região E através das linhas de campo magnético (B) em sentido ao equador (\vec{E}_y). O campo \vec{E}_y , na presença do campo geomagnético, dá origem a uma corrente Hall (\vec{J}_{yx}) na direção oeste. Porém como o lado noturno possui uma condutividade baixa, sendo até considerada desprezível, cargas negativas se acumulam no terminadouro induzindo um novo campo elétrico \vec{E}_x direcionado para leste, de forma que o equilíbrio eletrostático seja preservado. Do campo \vec{E}_x origina-se a corrente Pedersen que devido a um estado estacionário, anula a corrente Hall (\vec{J}_{yx}). Por fim, o campo \vec{E}_x é mapeado de volta para a região F produzindo o aumento da deriva vertical seguido de um brusco e intenso decréscimo (pico pré-inversão) garantido pela inversão do campo \vec{E}_x no lado noturno.

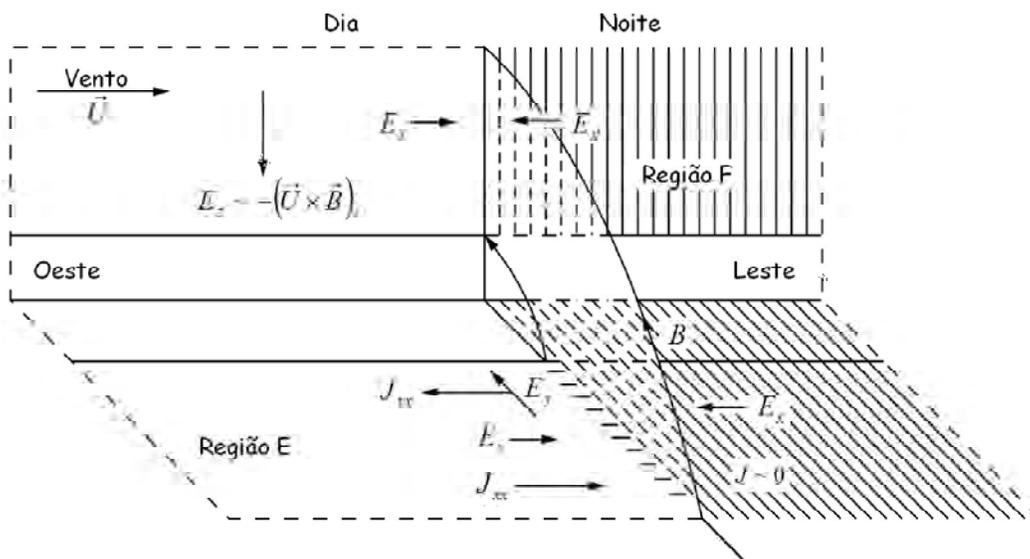


Figura 2.11 - Esquema da geração do pico de pré-inversão.

Fonte: Modificada de Farley et al. (1986)

2.4.3. Anomalia de Ionização Equatorial

A anomalia equatorial de ionização ou como também é conhecida, anomalia de Appleton, é um fenômeno que ocorre em regiões denominadas de baixa latitude ($\pm 15^\circ$), as quais apresentam picos, que dentre os valores globais, possui os mais elevados valores de densidade eletrônica. Em princípio, este fato é considerado anômalo, pois como resultado da fotoionização era esperado que a região equatorial detivesse a maior concentração de plasma ionosférico, uma vez que o local de maior absorção da radiação solar incidente (ângulo zenital $\chi = 0^\circ$) é o equador geográfico.

Na região equatorial, as linhas de campo geomagnético sobre o equador são praticamente paralelas à superfície e encontram-se posicionadas perpendicularmente ao campo elétrico zonal, propiciando a deriva vertical ($\vec{E} \times \vec{B}$) do plasma ionosférico concentrado na região do equador (Figura 2.12). O plasma é conduzido às altitudes superiores até o ponto em que, por meio de efeitos da atração gravitacional bem como gradientes de pressão, o plasma é forçado a cair, fluindo ao longo das linhas de campo e sendo depositado nos pontos entre 10° e 20° tanto ao norte quanto ao sul do equador magnético (Figura 2.13). Todo este processo dinâmico de transporte do plasma é conhecido como Efeito Fonte e as regiões onde surgem os picos são denominadas cristas da anomalia.

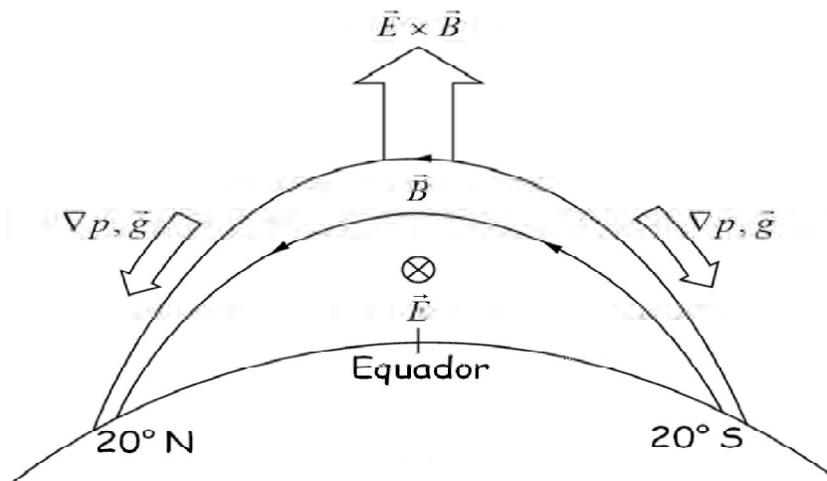


Figura 2.12 - Representação esquemática da formação da EIA.

Fonte: Adaptada de Kelley (2008)

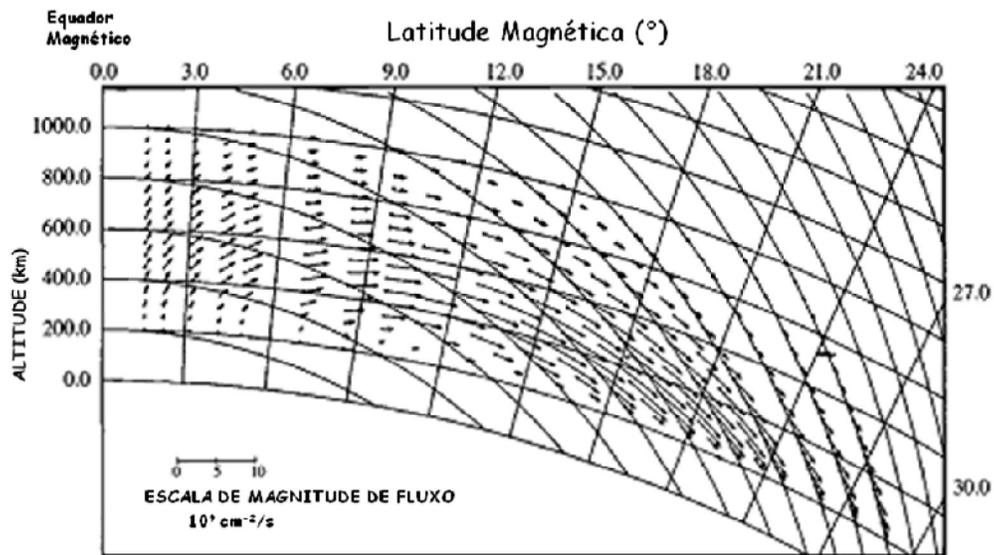


Figura 2.13 - Padrão de deriva de plasma ionosférico em baixas latitudes devido ao efeito combinado de $\vec{E} \times \vec{B}$ no equador magnético e difusão ao longo de \vec{B} .

Fonte: Adaptada de Hanson e Moffett (1966)

A EIA pode apresentar características diversas nos mais variados setores longitudinais (LYON e THOMAS, 1963), além de ter sua intensidade amplificada ou atenuada em decorrência da ação dos ventos neutros termosféricos meridionais. A distribuição de plasma não é mantida em simetria em torno do equador em virtude destes mesmos ventos que, ao soprarem do hemisfério sul (verão) para o norte (inverno), transportam o plasma para cima no hemisfério sul e para baixo no norte (Figura 2.14).

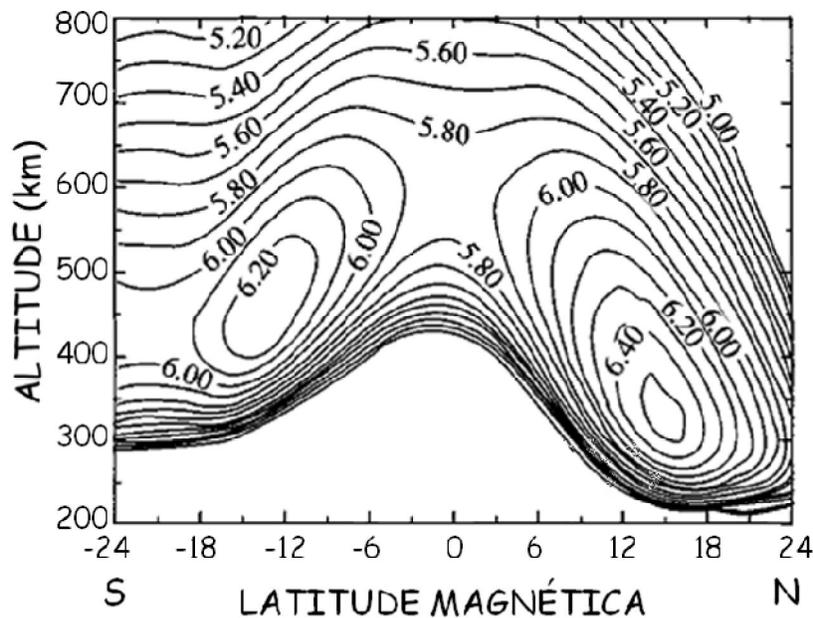


Figura 2.14 - Cristas da anomalia nos dois hemisférios.

Fonte: Adaptada de Schunk & Nagy (2000)

2.5. Acoplamento Estratosfera-Ionosfera

Muitos fatores externos exercem grande influência na variabilidade comportamental da ionosfera. Durante períodos de grande atividade magnética, as variações estão associadas principalmente a distúrbios magnetosféricos (FEJER e SCHERLISS, 2001). Em períodos geomagneticamente calmos, os efeitos na deriva vertical equatorial do plasma,

por exemplo, advém da combinação de linhas de campo magnético integradas pelas regiões E e F e os ventos termosféricos (RICHMOND, 1995).

Através de observações feitas com diversos equipamentos em diferentes longitudes, um recente e crescente número de estudos sugere que durante períodos de baixa atividade magnética, as intensas variações ionosféricas diárias observadas estejam correlacionadas com o fenômeno meteorológico de grande escala chamado aquecimento estratosférico súbito (SSW). Os principais efeitos ionosféricos são observados na distribuição do conteúdo eletrônico total (TEC – *Total Electron Content*) em baixas latitudes e na deriva vertical equatorial $\vec{E} \times \vec{B}$. Estima-se que ~20% das variações ionosféricas diurnas estejam ligadas com processos da baixa atmosfera (FORBES et al., 2000), entre os quais é possível citar a propagação de ondas atmosféricas como as de maré, gravidade e planetária, que transferem energia e momento de regiões mais baixas para a ionosfera.

O fenômeno SSW não oferece implicações diretas nos efeitos ionosféricos mencionados, mas está fortemente associado às atividades de ondas planetárias em escala global (CHAU et al., 2009), pois as ondas planetárias são amplificadas relevantemente durante os eventos de SSW (GONCHARENKO et al., 2010b), o que induz modificações nos padrões de ventos termosféricos e, conseqüentemente, acarreta alterações nos campos elétricos zonais.

2.5.1. Ondas Planetárias

As ondas planetárias são perturbações de grande escala da estrutura dinâmica atmosférica na ordem do diâmetro terrestre. Tais perturbações são direcionadas longitudinal e verticalmente, porém muitas vezes também encontram-se na direção latitudinal. A origem das ondas planetárias deve-se principalmente aos processos convectivos, interações não lineares entre marés atmosféricas e ondas de gravidade ou modos diferentes de ondas de marés,

variações topográficas da superfície terrestre e pelo aquecimento diferencial entre oceanos e continentes (BEER, 1974). Estas oscilações atmosféricas possuem longos períodos de oscilação (na ordem de dias) e abrangem grandes extensões do planeta. Entre a alta mesosfera e baixa termosfera, as ondas planetárias assumem períodos próximos a 2, 4, 5, 10 e 16 dias (FORBES, 1995)

A variação da força de Coriolis com a latitude propicia uma força restauradora para as ondas planetárias, desta forma são providas ondas transversais com comprimentos de onda na ordem de milhares de quilômetros (VOLLAND, 1988). Quando as ondas planetárias se restringem apenas à região equatorial, como movimento zonal puro e direção de propagação para leste, são designadas como ondas equatoriais ou ondas de Kelvin e podem ser classificadas como lentas, rápidas e ultrarrápidas, cujos períodos de oscilação respectivamente são de 16, 6,5 e 3,5 dias.

Outra classe bastante expressiva de ondas planetárias na atmosfera média são as de modos normais, também conhecidas como ondas de Rossby. Estas ondas possuem modos de oscilação livres, isto é, ocorrem mesmo sem forçantes, pois correspondem aos modos naturais de variabilidade da atmosfera terrestre, com características diferentes baseadas apenas no tamanho e rotação da Terra e altura na atmosfera (SMITH, 2003), com períodos de oscilação equivalentes a 2; 3,5; 5; 6,5; 8, 10 e 16 dias.

2.5.2. Vórtice Polar

O jato polar inicia-se imediatamente acima da tropopausa em ambos os hemisférios e é desencadeado pela proeminente discrepância de temperaturas entre a estratosfera tropical, aquecida devido à absorção de raios ultravioleta pelo ozônio e vapor d'água, e a estratosfera polar, que durante o inverno (noite polar) passa por um processo de esfriamento no qual o ozônio, vapor d'água e o dióxido de carbono emitem radiação infravermelha para o espaço (Figura 2.15). Fortes gradientes de temperatura são estabelecidos pela diferença de

temperatura, forçando as massas de ar (setas em vermelho) moverem-se em direção ao sul e ao norte, durante os solstícios de junho e dezembro, respectivamente. Sob a influência da força de Coriolis, a direção do movimento é convertida para leste, resultando em um forte fluxo (setas circulares em azul escuro).

O processo de formação do vórtice decorre após o equinócio de outono quando o processo de aquecimento solar da camada de ozônio polar é interrompido. Deste modo, o processo de arrefecimento por emissão de infravermelho torna-se predominante causando um decaimento da temperatura de toda massa de ar polar, com o fluxo do jato polar transcorrendo simultaneamente.

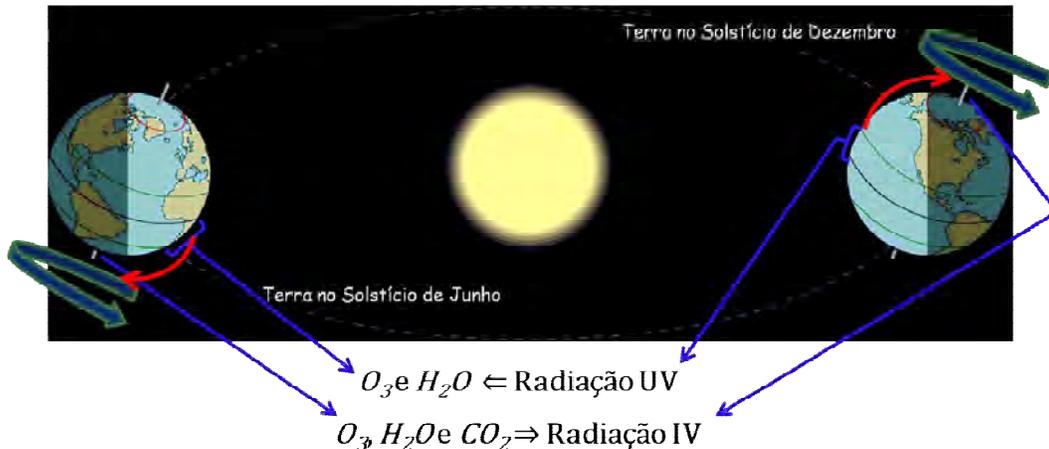


Figura 2.15 - Formação do vórtice polar de inverno.

O vórtice polar é definido como uma região de alta vorticidade atmosférica, originado a partir do estabelecimento do jato polar estratosférico de inverno (SCHOEBERL e NEWMAN, 2003). A Figura 2.16 exibe a velocidade média do vento zonal em julho e janeiro para os hemisférios sul (à esquerda) e norte (à direita), respectivamente, onde a média é baseada em 21 anos de dados registrados pelo *National Center for Environmental Prediction* (NCEP). A estratosfera é a área que se encontra acima da linha contínua branca, a qual indica a tropopausa. Perceptivelmente é possível concluir que a velocidade

máxima do jato é atingida próximo à estratopausa (~50 km), nos dois hemisférios, porém, ela é mais elevada no hemisfério sul do que no norte, peculiaridade que estabelece também no hemisfério sul um vórtice polar mais intenso.

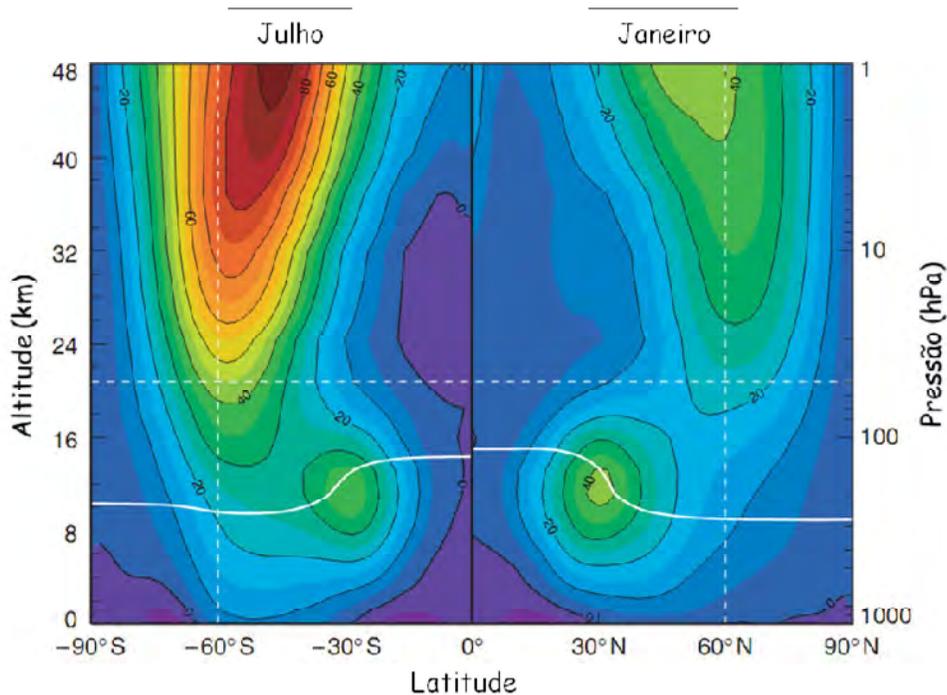


Figura 2.16 - O vento zonal médio em m/s com relação à altitude e latitude.

Fonte: Adaptada de Schoeberl e Newman (2003)

No hemisfério norte, o vórtice polar toma uma forma mais definida em meados do inverno com ventos de 20 m/s em 50 hPa (~20 km) enquanto que para o hemisfério sul o vórtice é definido melhor no final do inverno com ventos de velocidade superior a 40 m/s. As linhas brancas contínuas representam as latitudes com ângulo zenital igual a 90° as 12:00 (LT) (Figura 2.17).

Conforme mostrado na Figura 2.17, os ventos do vórtice polar atingem a intensidade máxima no hemisfério norte (pouco menos de um mês após o solstício de inverno), durante meados de janeiro na maior parte dos anos. É neste período também que a temperatura estratosférica polar atinge os

menores valores (~190 K) em torno de 25 km de altitude. Enquanto isso, na maioria dos casos observados para o hemisfério sul, o pico de velocidade é atingido em agosto (dois meses após o solstício de inverno).

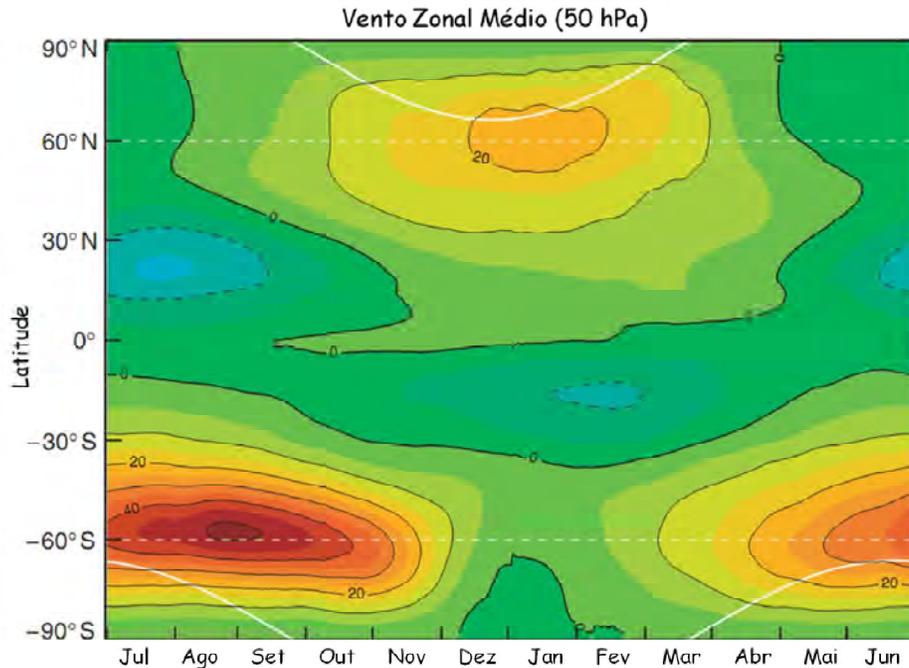


Figura 2.17 - Diagrama da velocidade média (m/s) do vórtice polar com relação à latitude e os meses do ano.

Fonte: Adaptada de Schoeberl e Newman (2003)

Na Figura 2.18, observa-se que no início de formação do vórtice, os ventos são mais intensos em alturas elevadas, enquanto que no ápice de atividade do vórtice, os ventos mais intensos se concentram em alturas mais baixas, diminuindo sua intensidade gradativamente com o decorrer do ano. O vórtice polar mantém-se ativo no hemisfério norte até o equinócio de primavera, enquanto que no sul perdura por um pouco mais de dois meses após o solstício de inverno. Neste período, em ambos os hemisférios, o aquecimento solar torna a sobrepular o resfriamento estratosférico por emissão de radiação IR para o espaço, cessando por completo o vórtice.

A vorticidade do polo sul abrange uma área de $2,9 \times 10^7 \text{ km}^2$, enquanto que a do polo norte cobre $2,1 \times 10^7 \text{ km}^2$ (SCHOEBERL e NEWMAN, 2003); em todos os aspectos, o vórtice austral é superior ao boreal, tanto em velocidade como em duração. A intensa e duradoura atividade do vórtice austral é garantida pela menor ocorrência de ondas planetárias no hemisfério sul. Isto ocorre porque o hemisfério sul é relativamente mais plano que o norte devido às características topográficas continentais, ou seja, há uma concentração menor de continentes no hemisfério sul do que no norte. Tal peculiaridade proporciona ao hemisfério sul os SSWs com as intensidades mais baixas, de modo que seu vórtice não pode ser quebrado com facilidade.

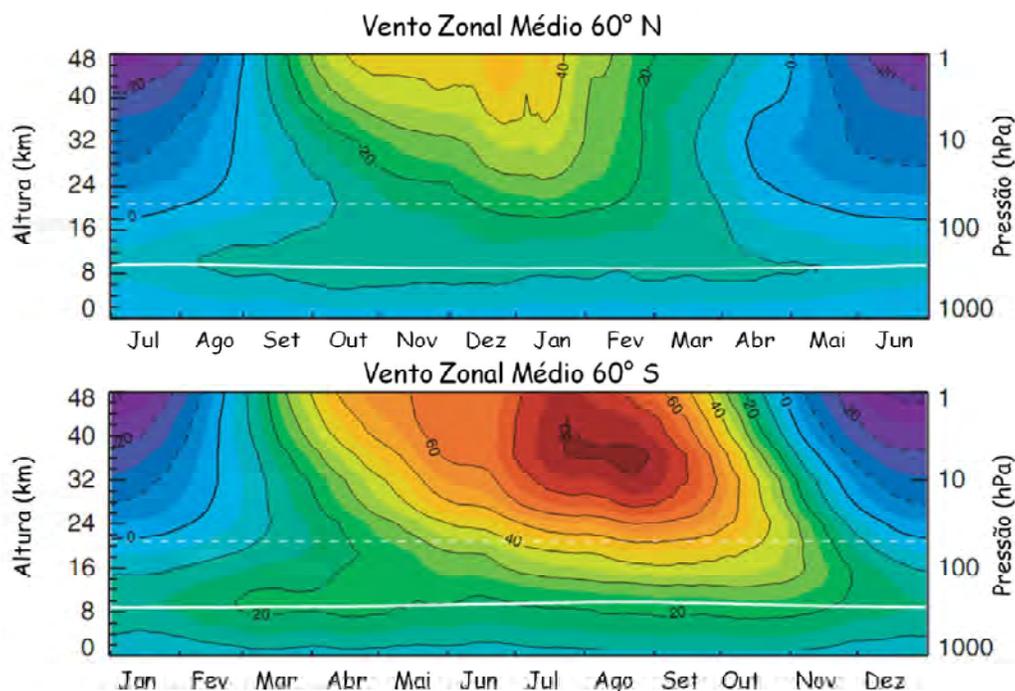


Figura 2.18 - Velocidade média dos ventos do vórtice (m/s) para 60° norte e sul.

Fonte: Adaptada de Schoeberl e Newman (2003)

2.6. Aquecimento Estratosférico Súbito - SSW

O fenômeno de aquecimento estratosférico súbito domina a variabilidade da circulação estratosférica do hemisfério de inverno. Em comparação com os

raros eventos de SSW austrais, os boreais são extremamente mais expressivos e intensos, ocorrendo praticamente em todos os invernos. Os primeiros estudos e observações de eventos de SSW foram feitas por Scherhag em 1952, mas somente em 1971, proposta por Matsuno, que surgiu a primeira explicação teórica para o fenômeno.

O processo de geração do SSW está ligado às perturbações no escoamento zonal da estratosfera polar, sendo acompanhado por uma amplificação das ondas planetárias (MOHANAKUMAR, 2008). Devido à propagação de tais ondas, o vórtice polar no hemisfério de inverno é fortemente perturbado. Na presença de ondas planetárias com número de onda zonal 1, o vórtice é deslocado do eixo polar, apresentando deformações e assimetrias em sua forma. Eventualmente, quando ocorre a amplificação das ondas planetárias com número de onda zonal 2, a estrutura inicial do vórtice é corrompida, ou seja, o vórtice polar é quebrado e dividido em duas estruturas (Figura 2.19).

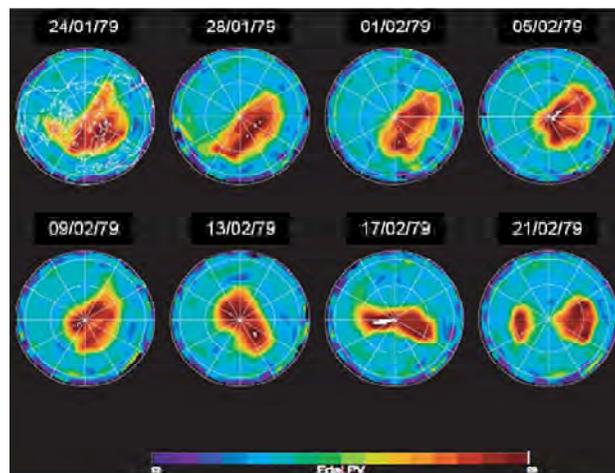


Figura 2.19 - Evolução da vorticidade potencial do hemisfério norte no período de janeiro-fevereiro de 1979.

Fonte: Adaptada de Schoeberl e Newman (2003)

A temperatura estratosférica da região polar aumenta bruscamente, com variações superiores a 25 K (Figura 2.20a), durante o período de inverno do

hemisfério, quando era esperado que a temperatura fosse constantemente baixa. Tal aquecimento é o resultado da atenuação do vórtice, que devido à perturbação exercida pelas ondas planetárias, tem sua intensidade diminuída abrupta e expressivamente em um curto período de tempo (dentro de poucos dias), podendo até apresentar uma inversão em seu sentido (Figura 2.20b).

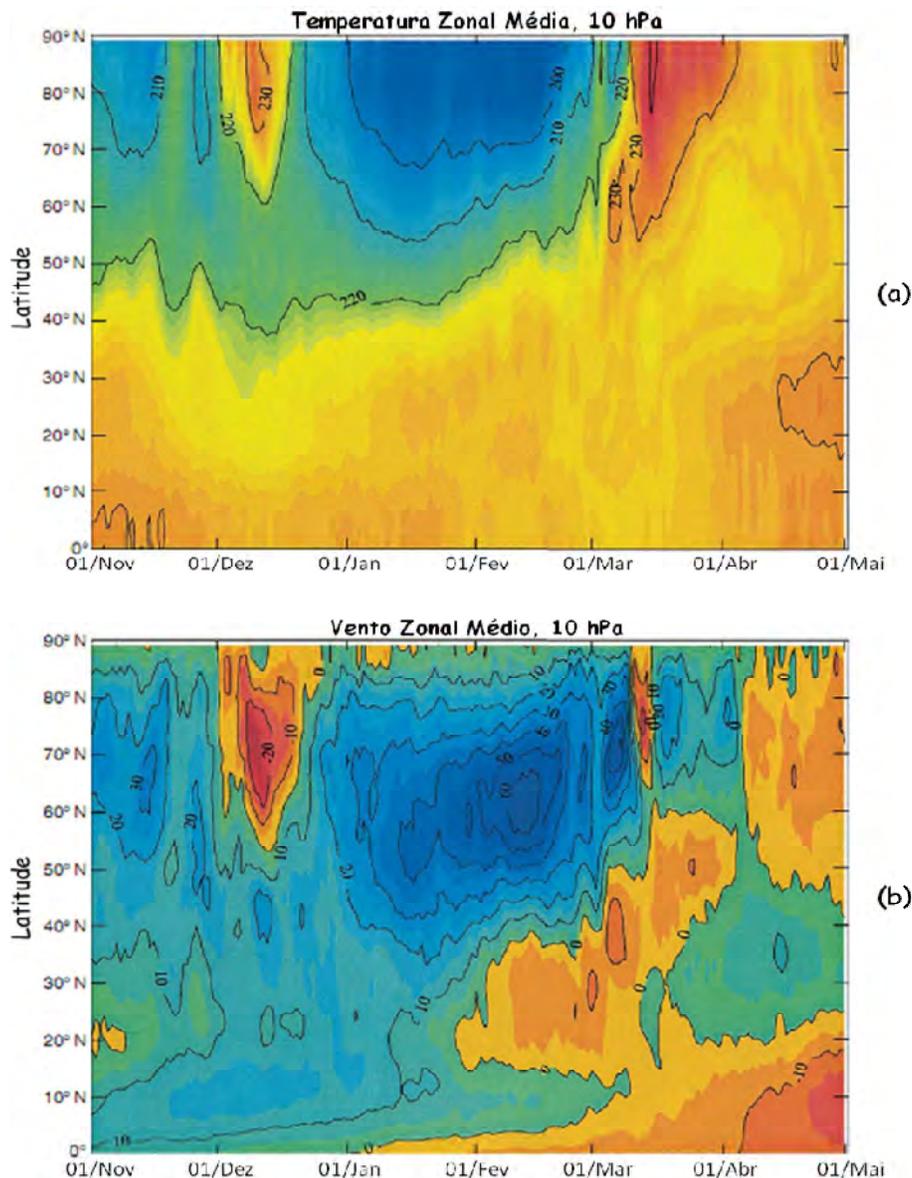


Figura 2.20 - Evolução da temperatura zonal média (K) e vento zonal médio (m/s).

Fonte: Adaptada de O'Neill (2003)

A ocorrência de um SSW de grande escala pode ser detectada ao redor do globo inteiro. Outro aspecto dinâmico apresentado pelo SSW é o seu acoplamento com a estratosfera tropical. O SSW provoca um resfriamento na estratosfera tropical de ambos os hemisférios. Tal observação pode ser constatada com base em dados de satélites (FRITZ e SOULES, 1972; HOUGHTON, 1978). Já na região equatorial, precisamente em Tumba (8° N, 76° L) na Índia, através de experimentos com foguetes, observaram-se intensos resfriamentos da estratosfera equatorial que inclusive acarretaram decréscimos na temperatura troposférica. Tais resfriamentos agravaram-se ainda mais no pico de temperatura do SSW, concedendo a estas regiões as menores temperaturas registradas no ano (APPU, 1984).

2.6.1. Classificação e Descrição dos Eventos de SSW

Os eventos de SSW são divididos tipicamente em três categorias e identificados como: aquecimento de alta intensidade, aquecimento de baixa intensidade e aquecimento final.

Existe ainda uma quarta classe de SSW, aquecimento canadense, que é incluída em algumas circunstâncias por apresentar características únicas em sua estrutura e evolução que a diferem das demais.

- **Aquecimento de Alta Intensidade (*Major Warming*)**

Esta classe de aquecimento estratosférico, exceto por um caso muito atípico ocorrido no hemisfério sul em setembro de 2002, é exclusivamente inerente ao hemisfério norte e ocorre com maior frequência entre os meses de janeiro e fevereiro. Durante o aquecimento de alta intensidade, o gradiente de temperatura estratosférica polar é revertido e o vórtice polar (para leste) é quebrado e geralmente esta circulação é substituído por um anticiclone. De acordo com a Organização Meteorológica Mundial (WMO – *World*

Meteorological Organization), um evento de SSW é caracterizado como aquecimento de alta intensidade quando, na latitude igual a 60° N, ocorre a inversão da circulação polar de leste para oeste em uma altura geopotencial igual a 10 hPa (~32 km).

Sob tais circunstâncias, o vórtice polar pode ser deslocado do polo quando há atividades de onda tipo 1 ou dividido em duas partes quando há ondas tipo 2. Entretanto não são raras as vezes em que acontecem SSWs de alta intensidade com comportamentos híbridos, em que o vórtice polar é dividido e deslocado assimetricamente.

- **Aquecimento de Baixa Intensidade (*Minor Warming*)**

Os SSWs classificados como aquecimento de baixa intensidade ocorrem quando a temperatura aumenta mais de 25 K no período de uma semana ou menos, podendo ser em qualquer altura estratosférica e região latitudinal do hemisfério de inverno (MCINTURFF, 1978). Entretanto, neste tipo de aquecimento não ocorre (em 10 hPa) a inversão do sentido dos ventos e tão pouco a quebra do vórtice polar.

Geralmente, uma série de aquecimentos de baixa intensidade consecutiva pode preceder um aquecimento de alta intensidade, com isso o vórtice polar é enfraquecido após o solstício de inverno e a quebra completa do vórtice torna-se mais suscetível (O'NEILL, 2003).

- **Aquecimento Final**

A linha de transição entre os ventos de inverno (para leste) e os ventos de verão (para oeste) é caracterizada pelo aquecimento final. Evidentemente, esta transição ocorre de forma perturbada, pois não é conduzida unicamente por aquecimento radiativo e sim esporadicamente em consequência de SSWs.

Os aquecimentos finais são eventos de grande escala predominantemente austrais, no quais o intenso vórtice polar começa a ser enfraquecido

gradativamente, a partir de regiões superiores da estratosfera, em um sentido descendente, uma vez que na calota polar o ar frio é substituído progressivamente pelo ar quente. No que se refere à intensidade, pode ser classificado como aquecimento final de alta ou baixa intensidade e quanto à época de ocorrência, pode ainda ser classificado como precoce ou tardio (LABITZKE e NAUJOKAT, 2000).

- **Aquecimento Canadense**

Esta categoria especial de aquecimento estratosférico ocorre unicamente no hemisfério norte, mais especificamente entre meados de novembro e início de dezembro. Um aquecimento canadense apresenta uma estrutura e formação bastante peculiar e influencia principalmente a média e baixa estratosfera.

O anticiclone (*Aleutian High*) é intensificado sobre o Canadá e move-se na direção do polo. O vórtice polar é deslocado e fortemente distorcido, entretanto sem sofrer quebra (O'NEILL, 2003). O aumento de temperatura é ameno, quando comparado com um aquecimento de alta intensidade, mas em alguns casos, mesmo que por um breve instante, observa-se uma inversão na direção dos ventos zonais sobre a calota polar (LABITZKE e NAUJOKAT, 2000). Após a dissipação do anticiclone o vórtice polar restabelece sua forma e posição original.

2.6.2. Efeitos Globais do SSW

Devido a todo deslocamento de ar provocado por um evento de SSW, a distribuição dos constituintes estratosféricos pode ser alterada. Nos eventos de SSW boreais (de maior magnitude), por exemplo, ocorre o transporte através de longas distâncias, do norte para o sul, de grandes massas de ar que são misturadas com as de latitudes médias, além de proporcionar certas reações químicas na atmosfera (O'NEILL, 2003).

Conforme já mencionado, os SSWs são desencadeados a partir de perturbações troposféricas. No entanto, durante os aquecimentos observam-se alguns efeitos troposféricos anômalos e alterações no clima local que, com base em algumas evidências, podem ser associados aos SSWs. No cenário mesosférico do hemisfério de inverno, ao contrário do que ocorre na estratosfera, a temperatura sofre um decréscimo (LABITZKE, 1972). Este fato pôde ser comprovado a partir da sondagem em diferentes anos, tanto para altas quanto para baixas latitudes, no início, ápice e término de vários SSWs. A queda de temperatura não se restringiu apenas à mesosfera, ela pôde ser observada na baixa termosfera (FULLER-ROWELL et al., 2011)

O possível sistema de acoplamento estratosfera-ionosfera-termosfera tornou-se, recentemente, um grande alvo de investigação científica para muitos pesquisadores. Os mecanismos de acoplamento ainda não são totalmente compreendidos, mas têm sido estudados assiduamente por meio de modelos como TIMEGCM (NCAR *Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere Electrodynamics General Circulation Model*) (LIU et al., 2010) e WAM (*Whole Atmosphere Model*) (FULLER-ROWELL et al. 2010).

Contudo, a provável ligação entre o SSW e a ionosfera não corresponde a um objeto de estudo novo nas ciências espaciais e atmosféricas, pois Brown e Williams (1971) já haviam relatado variações na densidade eletrônica das regiões D e E durante eventos de súbito aquecimento estratosférico. Os resultados obtidos por eles estavam de acordo com estudos precursores que afirmavam que grande variabilidade na densidade eletrônica na região mesosférica não era atribuída à atividade magnética (GREGORY, 1965) e que durante o inverno, a influência de processos atmosféricos na região D era mais expressiva do que a da atividade solar (LAUTER, 1967).

No âmbito ionosférico, os principais impactos observados durante eventos de SSW estão na frequência crítica da camada F2 (f_0F2) (YUE et al. 2010; PANCHEVA e MUKHTAROV, 2011), na distribuição do TEC (GONCHARENKO

et al. 2010a, 2010b; PEDATELLA e FORBES, 2010a; CHAU et al. 2010) e em campos elétricos (ANDERSON e ARAUJO-PRADERE, 2010; FEJER et al. 2010) que controlam a distribuição de plasma ionosférico através do efeito fonte. Por meio de satélites de observação como CHAMP (*Challenging Minisatellite Payload*) (FEJER et al. 2010) e COSMIC (*Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate*) (YUE et al. 2010; PANCHEVA e MUKHTAROV, 2011) foram feitos ainda, estudos do comportamento ionosférico em caráter global.

A Figura 2.21 exibe características muito interessantes com relação à deriva vertical ($\vec{E} \times \vec{B}$) medidas em Jicamarca durante dezembro-janeiro (2007-2008), quando ocorreu um SSW de alta intensidade (janeiro de 2008). O painel superior exibe a deriva vertical no mês que antecede o SSW, enquanto que o painel inferior exibe a deriva vertical durante o SSW. Os dados de deriva para diferentes dias estão explícitos em diferentes cores e símbolos. A deriva vertical média esperada para esta estação do ano e condições solares é representada pela linha preta contínua e o desvio padrão simbolizado pelas linhas tracejadas. É possível notar claramente um comportamento oscilatório semidiurno cuja amplitude (no painel inferior) em certas horas é duas vezes maior que o desvio padrão e muito mais acentuada no nascer do Sol, com esta característica sendo preservada por vários dias.

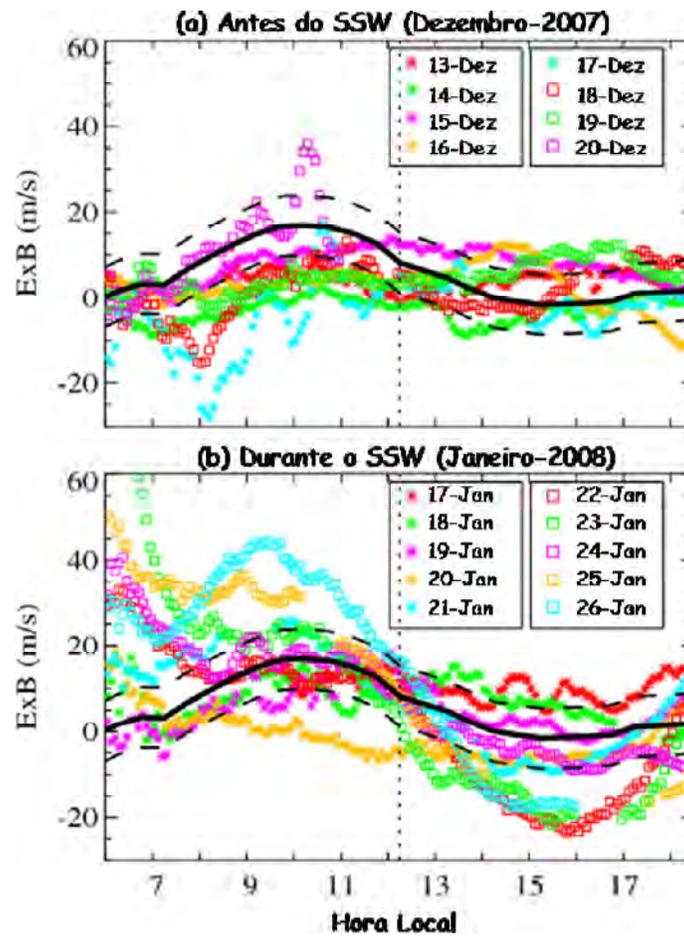


Figura 2.21 - Deriva vertical diurna sobre Jicamarca.

Fonte: Adaptada de Chau et al. (2009)

A atividade solar e os distúrbios do campo geomagnético são os principais fatores que agem sobre a variabilidade da EIA, mas durante a baixa atividade solar e os períodos geomagneticamente calmos, o principal agente da deriva vertical de plasma é o campo elétrico zonal. O plasma ionosférico, em baixas latitudes, responde rapidamente à força do campo elétrico zonal que por sua vez, é controlado pelos ventos neutros de marés na baixa termosfera através do dínamo ionosférico. Desta forma, durante um evento de SSW é esperado observar algum comportamento anômalo com relação à distribuição do TEC em torno do equador magnético.

A Figura 2.22 mostra para um outro evento, ainda para região da América do Sul, a comparação entre a média de TEC durante o verão do hemisfério sul nos períodos matutino (painel a) e vespertino (painel b) e a distribuição de TEC durante o dia 27 de janeiro de 2009 (quatro dias após o pico de temperatura do SSW) para os mesmos horários da manhã (c) e tarde (d) dos painéis superiores. Pela manhã o TEC foi intensificado em 50-150%, enquanto que durante a tarde foi suprimido em torno de 50% (GONCHARENKO et al., 2010a). Trata-se de uma variação de TEC equivalente às variações ocorridas durante intensas tempestades magnéticas (MANNUCCI et al., 2005).

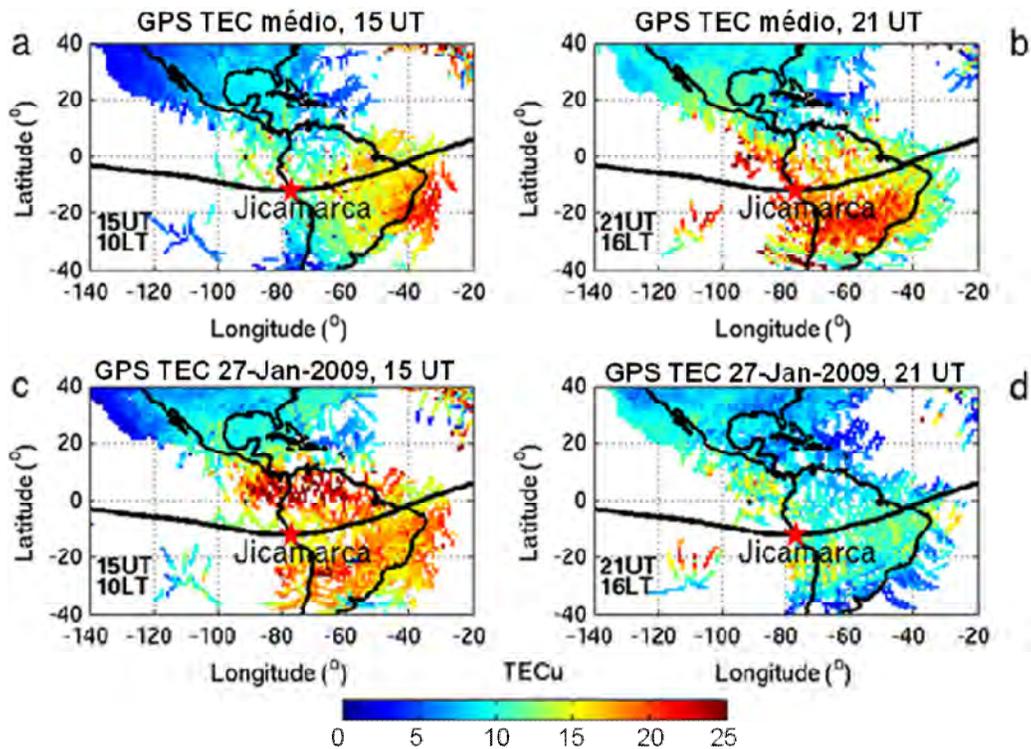


Figura 2.22 - Dados comparativos de TEC obtidos com uma rede global de receptores para janeiro de 2009.

Fonte: Adaptada de Goncharenko et al. (2010a)

Ainda em Jicamarca observou-se através do radar de espalhamento incoerente a mesma variação semidiurna, inclusive com a mesma fase, na deriva vertical de íons em 200-500 km de altura (Figura 2.23a). Comparada com a média de

35 anos de dados (linha contínua preta), a deriva vertical (linha vermelha) apresentou-se expressivamente positiva durante a manhã – atingindo valores aproximadamente três vezes maiores que a média – seguido de uma deriva negativa intensa pela tarde. Ao analisar a variação de TEC (Figura 2.23b), nota-se uma intensificação significativa da EIA em até 20 TECu durante o período em que a deriva é intensificada, seguida pela supressão da EIA em 10-15 TECu durante a tarde (GONCHARENKO et al., 2010a).

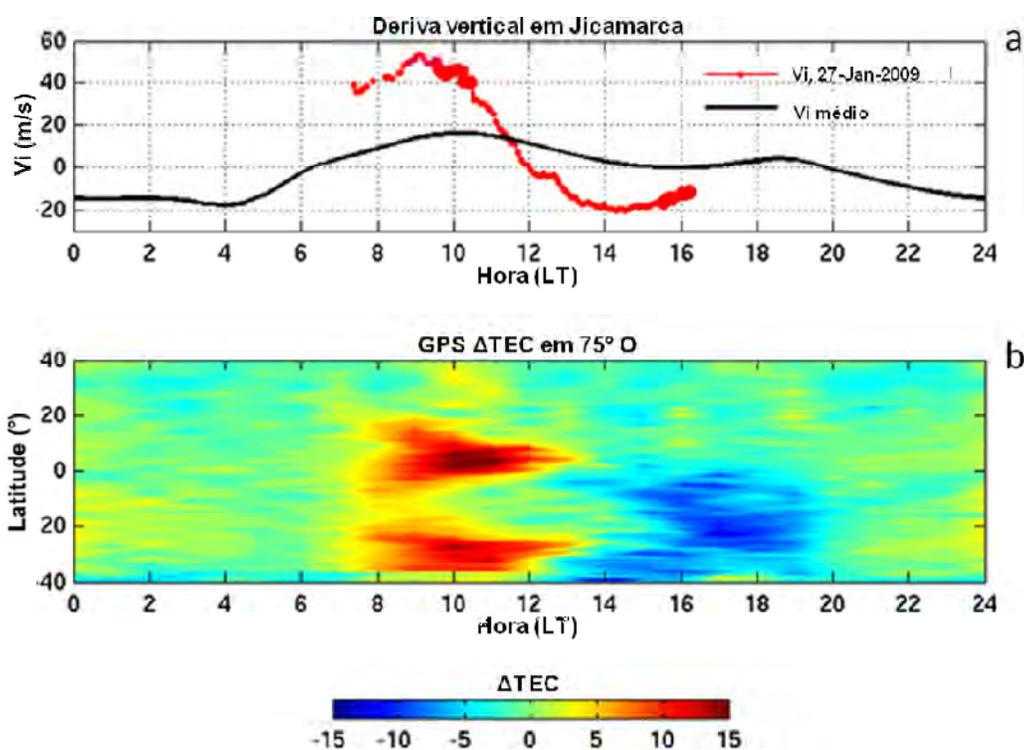


Figura 2.23 - Deriva vertical e Δ TEC em Jicamarca.

Fonte: Adaptada de Goncharenko et al. (2010a)

Durante a ocorrência dos SSWs de 2008 e 2009 a ionosfera manifestou características similares de perturbação. Através da análise de dados de uma diversidade de experimentos (CHAU et al., 2009; CHAU et al. 2010; GONCHARENKO et al. 2010a, 2010b; FEJER et al., 2010) é possível afirmar a

existência de uma associação entre o SSW e a ionosfera equatorial. Os processos originados em altitudes mais baixas são responsáveis por cerca de 20% da variação ionosférica diurna (GONCHARENKO et al., 2010a). Este novo objeto de estudo abre caminho para uma nova concepção de conexão entre a atmosfera inferior e a superior. Na região equatorial, onde a distribuição de plasma ionosférico é fortemente afetada pela deriva vertical, tais observações são singularmente importantes, pois variações e irregularidades ionosféricas conferem aos sistemas de comunicação e navegação sérias implicações.

3 DIGISSONDAS

A radiossondagem ionosférica é o método mais tradicional de averiguação das características comportamentais da ionosfera. A prática desta metodologia vem sendo desenvolvida e aprimorada desde os primordiais testes e experimentos realizados por Breit e Tuve em 1926, quando comprovaram a existência de uma região ionizada na atmosfera com rústicos equipamentos de emissão e recepção de ondas de rádio. A premência de compreensão e estudo da ionosfera fomentou o aperfeiçoamento dos simples aparatos de sondagem e conduziu à criação da chamada ionossonda e, futuramente, da sofisticada digissonda.

Essencialmente, digissondas são ionossondas digitais, ou seja, são dispositivos aperfeiçoados tecnologicamente para possibilitar uma avaliação otimizada da ionosfera. Seu princípio de funcionamento não diverge do de sua predecessora ionossonda que, basicamente, mede a variação da altura de reflexão das ondas (em HF) que incidem verticalmente na ionosfera em função da frequência de sondagem para prover o perfil vertical de densidade eletrônica (REINISCH et al., 1986).

Com a inserção das digissondas na instrumentação de investigação ionosférica, expandiu-se a capacidade de diagnóstico ionosférico da localidade de interesse, pois o número de parâmetros observáveis aumentou consideravelmente ao mesmo tempo em que o processamento e as formas de armazenamento dos dados evoluíram.

3.1. Princípios de Funcionamento

A constituição básica de uma digissonda é dada por um conjunto de antenas (transmissora e receptoras) e um sistema computacional para processamento dos dados adquiridos após a sondagem.

A antena transmissora (Figura 3.23a) emite pulsos eletromagnéticos em alta frequência (1-30 MHz) que são parcial ou totalmente refletidos na ionosfera após atingirem uma altura determinada pelas condições do plasma. Ao retornarem em direção ao solo, são detectados por um conjunto de antenas receptoras (Figura 3.23b) que registram o tempo transcorrido entre a transmissão e a recepção do sinal em função de sua frequência. A partir do tempo decorrido é possível calcular a altura virtual (h') da ionosfera (DAVIES, 1965) através da seguinte expressão:

$$h' = \frac{1}{2}ct \quad (3.1)$$

onde c corresponde à velocidade da luz ($3 \times 10^8 \text{ m/s}$) e t ao tempo decorrido.

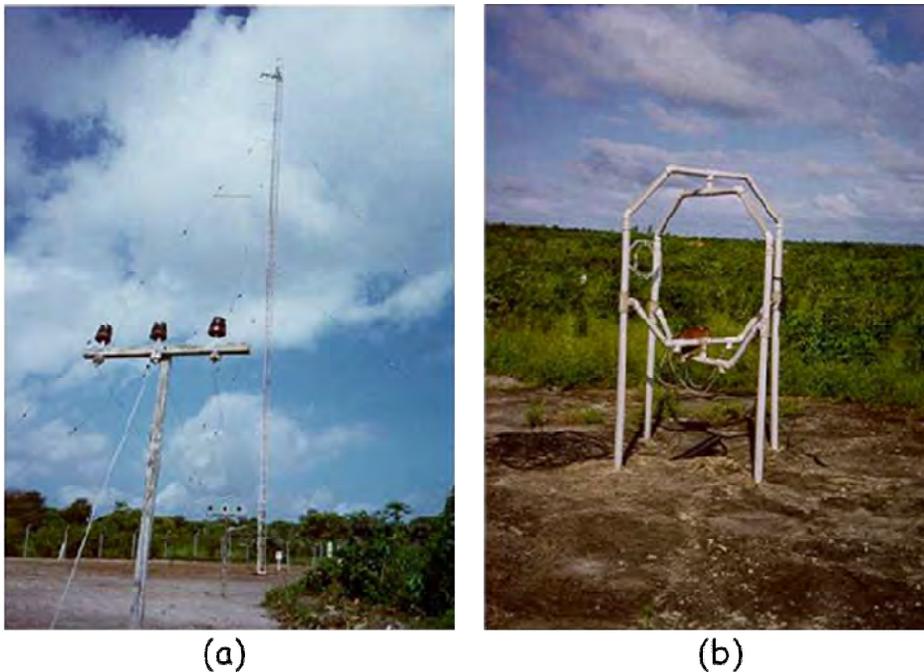


Figura 3.1 - Antenas transmissora (a) e receptora (b) instaladas em São Luís - MA.
Fonte: Bertoni (1998)

A altura é dita virtual porque é uma medida aparente, pois na medida em que o sinal percorre a ionosfera, sua velocidade é retardada gradativamente até a região onde é refletido.

Ao desprezar os efeitos do campo magnético e de colisão entre elétrons e partículas neutras, o índice de refração do plasma ionosférico é equacionado da seguinte forma:

$$\mu^2 = 1 - X = 1 - \left(\frac{f_N}{f}\right)^2 \quad (3.2)$$

sendo f_N^2 expresso por:

$$f_N^2 = \frac{\eta_e e^2}{4\pi^2 \varepsilon_0 m} \quad (3.3)$$

X é a razão entre o quadrado da frequência natural do plasma (f_N) e a frequência de onda (ordinária) incidente na ionosfera, η_e , e e m correspondem respectivamente à densidade eletrônica, carga ($1,602 \times 10^{-19} C$) e massa ($9,109 \times 10^{-31} kg$) do elétron e ε_0 é a constante de permissividade elétrica no vácuo ($8,854 \times 10^{-12} C^2/Nm^2$).

Abaixo da ionosfera, ou seja, na atmosfera neutra $n_e = 0$, conseqüentemente $\mu = 1$. No ambiente ionosférico, devido à existência de elétrons livres, $n_e \neq 0$, portanto $X > 0$ e μ tende a decrescer até tornar-se nulo, momento no qual ocorre a reflexão do sinal. Desta forma, a reflexão ocorre na altura onde:

$$f_N^2 = f^2 \quad (3.4)$$

Ao substituir os respectivos valores nas constantes da equação 3.3, reescreve-se a equação 3.4 como:

$$f = (80,604\eta_e)^{1/2} \quad (3.4)$$

Em unidades do SI a densidade eletrônica é:

$$\eta_e = 1,241 \times 10^{-2} f^2 \quad (3.5)$$

Para obtenção de um índice de refração mais preciso e condizente com a real situação ionosférica, utiliza-se a de Appleton-Hartree que é escrita como:

$$\mu^2 = 1 - \frac{2X(1-X)}{2(1-X) - Y_T^2 \pm [Y_T^4 + 4(1-X)^2 Y_L^2]^{1/2}} \quad (3.6)$$

$$Y_{L,T} = \frac{eB_{L,T}}{2\pi m f} \quad (3.7)$$

e

$$\frac{eB_{L,T}}{2\pi m} = f_H \quad (3.8)$$

sendo que $B_{L,T}$ refere-se às componentes longitudinal (paralela) e transversal (perpendicular) do campo magnético em relação à componente normal da onda e f_H é a girofrequência, ou seja, a frequência natural com que os elétrons giram ao redor das linhas de campo geomagnético.

Atualmente a Divisão de Aeronomia (DAE) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) utiliza dois tipos de digissonda para estudos ionosféricos, a DGS 256 (*Digisonde 256*) e a DPS (*Digisonde Portable Sounder*).

A DGS 256 é uma versão aprimorada da digissonda 128 OS e foi desenvolvida pela universidade de Massachusetts Lowell. Ao retornarem para o solo, os pulsos eletromagnéticos emitidos pela antena transmissora são captados por um arranjo de quatro antenas receptoras e convertidos em sinais digitais que facilitam o processamento destes dados. Este dispositivo de sondagem pode operar em três modos diferentes de operação: ionograma, frequência fixa e deriva. No modo ionograma, a antena transmissora emite uma sequência de pulsos que varia entre 1 a 20 MHz em passos de 5, 10, 25, 50, 100 ou 200 kHz de incremento. Com o objetivo de determinar a resolução Doppler (de 0,5 a 2 Hz) da transformada de Fourier discreta, utiliza-se o tempo real de transmissão para cada frequência que está tipicamente compreendido entre 0,5 e 2 s. No

modo de frequência fixa, a digissonda opera similarmente ao modo ionograma, porém nesta modalidade, a sondagem é feita repetidas vezes em uma única frequência. Por fim, quando a DGS 256 é configurada para o modo deriva, a antena transmissora emite um sinal que é refletido em uma dada altura, onde a frequência de plasma é equivalente à do sinal. Com a cobertura da ionosfera feita em algumas centenas de quilômetros de diâmetro, o sinal pode ter 1, 2 ou 4 frequências e ser recebido por um arranjo de 4 a 7 antenas.

A DPS, também desenvolvida pela universidade de Massachusetts Lowell, possui um sistema de captação, processamento e análise de dados em tempo real com um funcionamento otimizado, que consiste na maior captação de informações inerentes à ionosfera com o menor gasto de energia possível, proporcionado pela duplicação das funções de seu processador em pacotes com menor potência, além de ter princípios básicos de interferometria incorporados ao seu sistema (REINISCH, 1986).

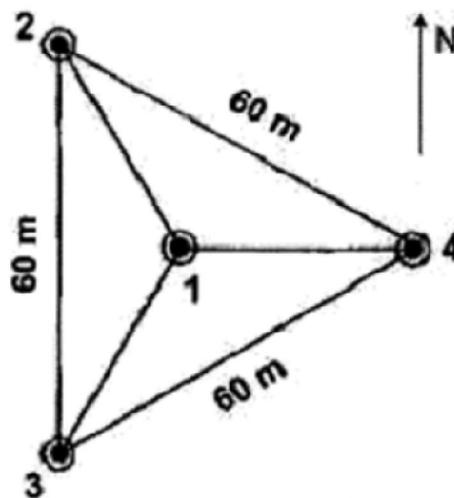


Figura 3.2 - Configuração do arranjo básico de antenas.

Fonte: <<http://ulcar.uml.edu/uda>>

O arranjo básico de quatro antenas receptoras pode ser empregado tanto para DGS 256 quanto para DPS. Nesta configuração as antenas são dispostas de

forma triangular, ou seja, três antenas demarcam os vértices de um triângulo equilátero de 60 m de lado com uma quarta antena posicionada no centro desta formação (Figura 3.2). Os sinais recebidos podem ser somados ou subtraídos por um deslocamento de fase de até 90° através de dois laços ortogonais presentes em cada antena componente do arranjo.

3.2. Processamento de dados

Os dados captados pela digissonda compõem um registro da ionosfera conhecido como ionograma, tal registro gráfico exhibe a altura virtual de reflexão do sinal de rádio em função da frequência do mesmo.

Logo após a sondagem, a digissonda realiza um pré-processamento dos dados obtidos com o software ARTIST (*Automatic Real-Time Ionogram Scaler with Trueheight*) (BERTONI, 1998), o qual é constituído por uma coleção de programas que, a partir da relação entre a potência do sinal e os dados de frequência e altura de ionogramas, fornecem parâmetros ionosféricos de frequência (foF2, foF1, foE, foEs, etc.), de altura (hmF2, h'F, h'E, h'Es, etc.) e de fatores de propagação oblíqua (MUF, M3000), como também a curva de altura virtual em função da frequência (REINISCH, 1986). Apesar do ARTIST apresentar rotinas de interpretação automática de boa qualidade do conjunto de dados, sob certas condições é necessário uma intervenção corretiva manual de interpretação dos ionogramas. Essa intervenção corretiva é efetuada através de um software de editoração de ionogramas baseado em JAVA chamado SAO-Explorer (*Standard Archive Output Format*) (BERTONI, 2004), o qual permite modificar a curva de altura em função da frequência gerada pelo ARTIST (Figura 3.3), obter o perfil completo de altura real, tabelas e gráficos referentes a um total de 49 parâmetros ionosféricos.

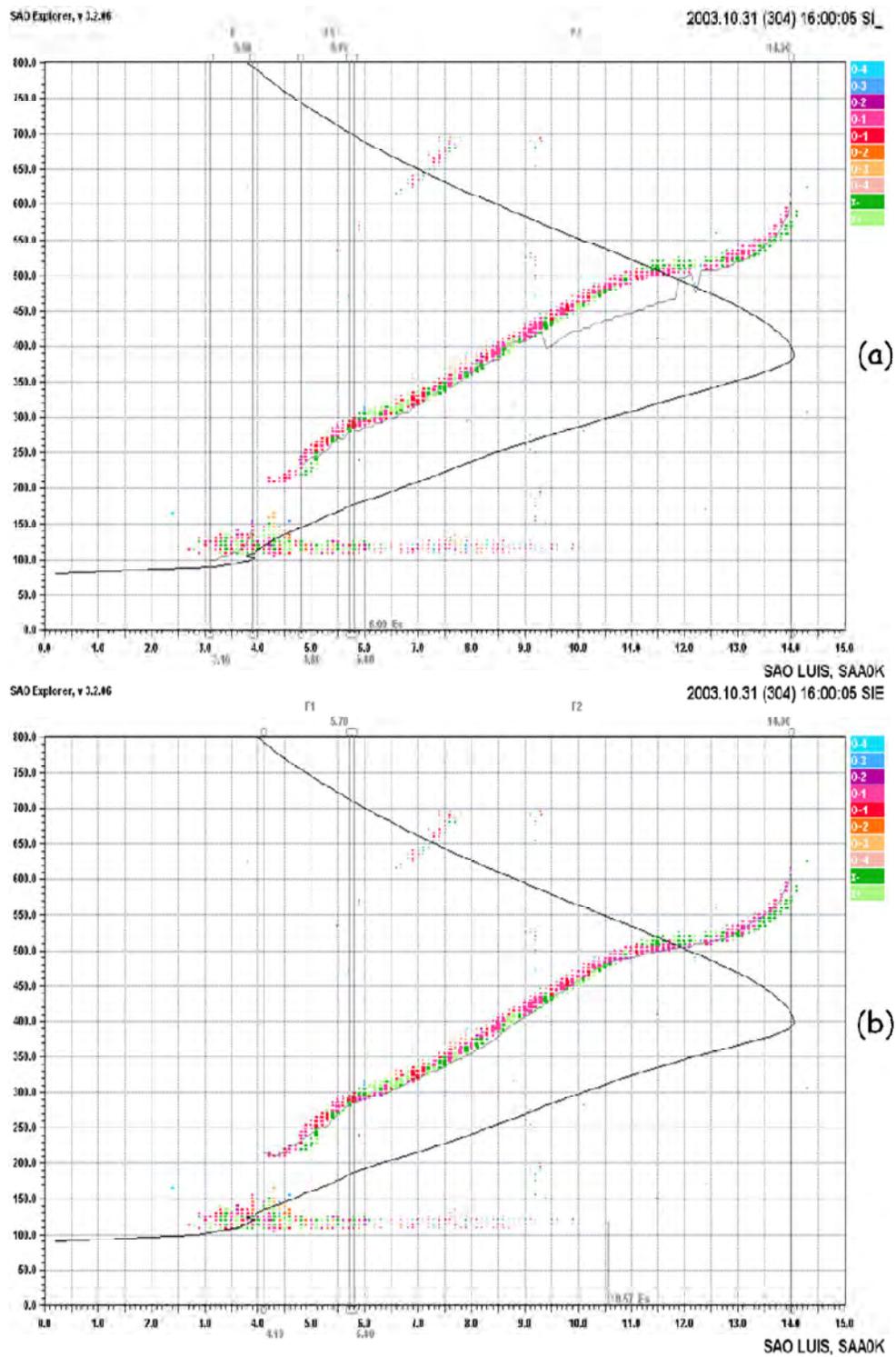


Figura 3.3 - Visualização do ionograma com SAO-Explorer processado apenas pelo ARTIST (a) e após correção manual (b).

4 METODOLOGIA

Com base nos dados fornecidos pelo *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), a primeira tarefa realizada consistiu em identificar os eventos SSW. A página *online* do Laboratório de Química e Dinâmica Atmosférica da NASA (http://acdb-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/ann_data.html) disponibiliza os valores diários desde 1979 em tabelas, bem como gráficos estatísticos de um total de 17 parâmetros pertinentes à observação estratosférica para ambos os hemisférios, em diferentes níveis de pressão e altura geopotencial.

No hemisfério norte os eventos de SSW ocorrem anualmente, enquanto que no hemisfério sul a ocorrência deste fenômeno é rara ou de pouca relevância, sendo todos eles classificados como de baixa intensidade, exceto um caso muito especial ocorrido em 2002 que possui fortes características que remetem aos denominados aqui neste trabalho como aquecimentos de alta intensidade.

A Tabela 4.1 exhibe todos os SSWs que foram objeto de estudo neste trabalho com suas respectivas datas de início de elevação, ápice e estabilização da temperatura, onde HN refere-se ao hemisfério norte e HS ao hemisfério sul. Ainda foram inclusas nesta tabela, informações quanto ao tipo do aquecimento (alta ou baixa intensidade), as localidades utilizadas para se obter o parâmetro $\Delta\phi$, utilizando as siglas CP, SL e FZ para se referir a Cachoeira Paulista, São Luís e Fortaleza, respectivamente, e a variação máxima de temperatura atingida durante os períodos de SSW.

Para avaliar a variabilidade da EIA e sua possível relação com o SSW, foram utilizados dados de digissondas instaladas próximo ao equador magnético São Luís - MA (2,6° S; 44,2° O) ou Fortaleza - CE (3,8° S; 38° O), em associação com os dados da digissonda instalada próximo à crista da anomalia, Cachoeira Paulista - SP (22,5° S; 45° O) (Figura 4.1), adotando-se uma metodologia similar à de Nogueira (2009) para mesurar a intensidade da EIA.

TABELA 4.1 – Eventos de SSW estudados.

SSW (HN)	Início	Ápice	Término	Tipo	$\Delta\phi$	$\Delta T \text{ max. (K)}$
2002-2003	26/dez	31/dez	31/jan	Alta	CP - SL	51,34
2003-2004	15/dez	28/dez	19/jan	Alta	CP - SL	32,95
2005-2006	01/jan	22/jan	05/fev	Alta	CP - SL	35,20
2006-2007	01/fev	03/mar	17/mar	Alta	CP - SL	29,38
2008-2009	17/jan	23/jan	28/jan	Alta	CP - FZ	62,57
2009-2010	18/jan	22/jan	11/fev	Alta	CP - SL	34,05
2010-2011	28/jan	01/fev	07/fev	Baixa	CP - FZ	38,73

SSW (HS)	Início	Ápice	Término	Tipo	$\Delta\phi$	$\Delta T \text{ max. (K)}$
2002	08/set	29/set	02/out	Alta	CP - SL	50,07
2010	13/jul	31/jul	31/ago	Baixa	CP - FZ	20,68



Figura 4.1 - Disposição das digissondas utilizadas.

4.1. Aquisição de Dados Para Análise dos SSWs

Os parâmetros estratosféricos são medidas derivadas de sondagens dos satélites da NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*).

Para adquirir estes dados é necessário preencher um formulário no *site* do Laboratório de Química e Dinâmica Atmosférica da NASA onde deve ser informado o período, hemisfério, níveis de pressão e os parâmetros estratosféricos de interesse (Figura 4.2).

Há três maneiras possíveis de escolher o período, onde obviamente deve ser escolhida uma única opção entre as seguintes:

- **All Data** – esta opção fornece todos os dados obtidos pela NOAA, ou seja, é possível adquirir dados desde 1º de janeiro de 1979 até o dia anterior ao qual se está acessando o site.
- **Date range** – neste modo devem ser fornecidas pelo usuário as datas de início e de término do período de interesse, devendo estas datas, evidentemente, serem compatíveis com o banco de dados.
- **Seasonal** – neste caso, os dados são fornecidos por sazonalidade, a partir de uma data inicial e final de um período (neste caso, dia e mês) é possível adquirir as medições dos parâmetros de interesse para múltiplos anos conforme o usuário desejar.

Time Period		Variable	
<input type="radio"/> All data (1 January 1979–present)		<input type="checkbox"/> Minimum Temperature	
<input checked="" type="radio"/> Date Range:		<input checked="" type="checkbox"/> Temperature at 90°	
From <input type="text" value="dd"/> <input type="text" value="month"/> <input type="text" value="year"/>		<input type="checkbox"/> Temperature at 80°	
Through <input type="text" value="dd"/> <input type="text" value="month"/> <input type="text" value="year"/>		<input type="checkbox"/> Temperature at 50°	
<input type="radio"/> Seasonal:		<input type="checkbox"/> Temperature between 60° and 90°	
From <input type="text" value="dd"/> <input type="text" value="month"/>		<input type="checkbox"/> Temperature between 55° and 75°	
Through <input type="text" value="dd"/> <input type="text" value="month"/>		<input checked="" type="checkbox"/> Zonal Wind at 60°	
For the years <input type="text" value="year"/> to <input type="text" value="year"/>		<input type="checkbox"/> Heat Flux at 60°	
<input type="checkbox"/> Heat Flux between 45° and 75°		<input type="checkbox"/> Heat Flux (Waves 1-3) between 45° and 75°	
<input type="checkbox"/> 45-Day Mean Heat Flux between 45° and 75°		<input type="checkbox"/> 45-Day Mean Heat Flux (Waves 1-3) between 45° and 75°	
<input type="checkbox"/> 45-Day Mean Heat Flux (Waves 1-3) between 45° and 75°		<input type="checkbox"/> Momentum Flux at 60°	
<input type="checkbox"/> Momentum Flux between 45° and 75°		<input type="checkbox"/> Momentum Flux (Waves 1-3) between 45° and 75°	
<input type="checkbox"/> Momentum Flux (Waves 1-3) between 45° and 75°		<input checked="" type="checkbox"/> Wave 1 Amplitude of Geopotential Height at 60°	
<input checked="" type="checkbox"/> Northern Hemisphere		<input checked="" type="checkbox"/> Wave 2 Amplitude of Geopotential Height at 60°	
<input checked="" type="checkbox"/> Southern Hemisphere			
<input type="checkbox"/> 10 hPa			
<input type="checkbox"/> 30 hPa			
<input type="checkbox"/> 50 hPa			
<input type="checkbox"/> 70 hPa			
<input type="checkbox"/> 100 hPa			
<input type="checkbox"/> 150 hPa			
		<input type="button" value="Submit"/> <input type="button" value="Redefinir"/>	

Figura 4.2 - Formulário de solicitação de dados.

Os dados referentes a um total de 17 parâmetros são mensurados com relação a um intervalo ou uma latitude específica e estão disponíveis tanto para o hemisfério norte quanto para o sul. O formulário permite que os dados de ambos os hemisférios sejam disponibilizados em um mesmo arquivo, em diferentes níveis de altitude (150 hPa, 100 hPa, 70 hPa, 50 hPa, 30 hPa, e 10 hPa).

Os parâmetros analisados para observação dos SSWs escolhidos para este trabalho são os seguintes: temperatura na latitude 90°, vento zonal na latitude 60° e a amplitude de ondas planetárias com número de onda zonal 1 e 2 na

latitude 60°. Todas estas medidas serão referentes apenas a um único nível de pressão, que no caso será 10 hPa (~32 km).

Durante o inverno o vento zonal é dirigido para leste. Na chegada da primavera, a vorticidade é então quebrada, os ventos se invertem e apresentam uma queda de ~20 m/s em sua velocidade. Sendo assim, o vento zonal em 60° bem como os dados de amplitude de ondas planetárias com número de onda zonal 1 e 2, também para esta mesma latitude, são excelentes indicadores da intensidade e perturbação do vórtice polar. Tais informações analisadas conjugadamente com a temperatura da estratosfera polar (latitude 90°) fornecem uma ideia geral do aquecimento estratosférico e permitem classificá-lo entre aquecimentos de alta ou baixa intensidade, desde que estas medições sejam referentes ao nível de pressão equivalente a 10 hPa conforme estabelecido pela WMO.

A saída dos dados é no formato de um arquivo de texto (ASCII) (Figura 4.3), onde a primeira coluna representa a data (aaaa-mm-dd) e as colunas seguintes uma variável diferente de acordo com o hemisfério e o nível de pressão pré-estabelecido. As cinco primeiras linhas compõem um cabeçalho informativo sobre cada coluna. A primeira linha especifica o parâmetro escolhido, a segunda linha indica o intervalo latitudinal ou uma latitude específica do hemisfério escolhido, a terceira é o nível de pressão, a quarta informa a unidade dos valores apresentados e a quinta linha é apenas um separador entre o cabeçalho e os dados.

	Tmin	Tmin	Tmin	Tmin	U	U	U	U
	50-90 N	50-90 N	50-90 S	50-90 S	60 N	60 N	60 S	60 S
	100 hPa	50 hPa	100 hPa	50 hPa	100 hPa	50 hPa	100 hPa	50 hPa
Date	(K)	(K)	(K)	(K)	(m/s)	(m/s)	(m/s)	(m/s)
2001-01-15	197.64	189.98	211.73	217.90	9.77	14.83	10.41	2.43
2001-01-16	197.65	191.69	211.36	217.39	10.46	14.87	8.83	1.23
2001-01-17	198.93	193.67	210.93	218.50	12.09	16.36	7.39	0.71
2001-01-18	199.41	193.58	213.45	218.90	10.26	15.92	7.98	1.24

Figura 4.3 - Exemplo de saída dos dados.

4.2. Cálculo da Intensidade da EIA

Obtida através da radiossondagem, a frequência crítica da onda ordinária da camada F2 (f_oF2) [MHz] está intrinsecamente ligada à densidade do plasma ionosférico ($\eta_m F2 = 1,241 \times 10^4 (f_oF2)^2$ [elétrons/cm³]). Com isso, qualquer variação apresentada por este parâmetro reflete com exatidão as condições do plasma ionosférico.

A anomalia de ionização equatorial, de forma simplificada, é o resultado do transporte de plasma das regiões equatoriais para as baixas latitudes. Com isso, sob o efeito da deriva vertical e da difusão do plasma, observa-se uma diminuição de f_oF2 nas regiões equatoriais e um aumento em regiões de baixa latitude. Dessa forma a intensificação ou supressão da EIA pode ser mensurada pela variação entre as f_oF2 obtidas nas duas localidades (crista e vale). Conforme Nogueira (2009), tal variação pode ser calculada da seguinte forma:

$$\Delta(f_oF2) = (f_oF2_{CP}) - (f_oF2_{SL}) \quad (4.1)$$

onde os subíndices *CP* e *SL* representam as medidas feitas para a região de baixa latitude (Cachoeira Paulista) e equatorial (São Luís), respectivamente, com resolução temporal de 15 minutos. Os valores positivos do parâmetro $\Delta(f_oF2)$ indicam que a EIA está desenvolvida, enquanto que os valores negativos demonstram que a EIA está suprimida.

Preferencialmente, por estar mais próximo ao equador geomagnético, o parâmetro $\Delta(f_oF2)$ foi calculado utilizando os dados de São Luís. Na ausência de dados para esta localidade, como ocorre na análise dos efeitos ionosféricos gerados pelos eventos de SSW boreais de 2008-2009 e 2010-2011 e austral de 2010, foram utilizados os dados obtidos pela digissonda de Fortaleza após aplicar uma normalização utilizando o modelo IRI-2007 (*International Reference Ionosphere*) (http://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/models/iri_vitmo.php).

A correção é feita através da seguinte expressão:

$$(f_oF2_{SL}) = (f_oF2_{FZ}) \cdot \alpha \quad (4.2)$$

onde para um dado horário, f_oF2_{FZ} é o valor da frequência crítica da camada F2 em Fortaleza e α o fator de correção obtido para este mesmo horário.

O fator de correção foi calculado da seguinte forma:

$$\alpha = \frac{(f_oF2_{SLIRI})}{(f_oF2_{FZIRI})} \quad (4.3)$$

onde f_oF2_{SLIRI} e f_oF2_{FZIRI} representam os valores da frequência crítica da camada F2 obtidos através do modelo IRI para as localidades de São Luís e Fortaleza, respectivamente.

Para observar com maior clareza os impactos do SSW sobre a EIA será utilizado o parâmetro $\Delta\phi$, dado por:

$$\Delta\phi = \Delta(f_oF2) - \Delta(f_oF2_{qav}) \quad (4.4)$$

O parâmetro $\Delta\phi$ é a diferença entre a intensidade da EIA durante os períodos de SSW estudados ($\Delta(f_oF2)$) e a intensidade média da EIA em dias geomagneticamente calmos fora da influência do SSW, cujo índice Kp não excedeu o valor 4 ($\Delta(f_oF2_{qav})$). Em outras palavras, o parâmetro $\Delta\phi$ expressa o que será chamado neste trabalho como intensidade relativa da EIA. Os valores positivos e negativos de $\Delta\phi$ indicam, respectivamente, intensificação e supressão da EIA sobre o Brasil durante eventos de SSW.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A seguir serão exibidos e discutidos os resultados obtidos neste trabalho de pesquisa, sendo primeiramente apresentados todos os eventos de SSW do hemisfério norte, seguidos dos dois únicos eventos de SSW registrados para o hemisfério sul durante a década proposta para estudo.

Os gráficos contendo as condições estratosféricas, como também os índices de atividade solar e perturbação geomagnética que serão apresentados a seguir, estão organizados (veja, por exemplo, a Figura 5.1 da sessão 5.1) da seguinte forma: o primeiro painel da parte superior exibe a temperatura estratosférica (T) na região polar (latitude 90°), a qual foi escolhida por ser um parâmetro que melhor representa a ocorrência de um SSW, pois a região polar corresponde a uma região bastante suscetível e sensível a variações de temperatura. O segundo painel mostra, em uma latitude equivalente a 60° , as condições do vórtice polar de inverno, ou seja, a velocidade dos ventos da circulação polar para leste (U), onde a linha horizontal pontilhada preta demarca a inversão do sentido dos ventos, que passa a ser para oeste durante aquecimentos de alta intensidade. O terceiro e quarto painéis representam a amplitude de ondas planetárias em 60° de latitude com número de onda zonal 1 (Z1) e 2 (Z2), respectivamente, os quais são indicadores da perturbação do vórtice polar.

Em 60° de latitude e a um nível de pressão equivalente a 10 hPa (~32 km de altitude) é que são registradas as mais altas velocidades atingidas pelos ventos que compõem tal vórtice, sendo então, os ventos e amplitude de ondas planetárias desta região e nível de pressão, utilizados como principais indicadores de distúrbios no vórtice.

Os dados dos parâmetros estratosféricos para os períodos estudados estão representados pela curva em vermelho, enquanto que a curva em preto exibe os valores médios obtidos desde 1979 até um ano antes do período demonstrado. O quinto e sexto painéis referem-se aos índices de atividade solar (F10.7) e perturbação magnética (Kp), respectivamente, sendo suas

intensidades indicadas pelas colunas em azul. No sexto painel ainda há uma linha horizontal pontilhada preta que define os valores abaixo da mesma como magneticamente calmos.

Os gráficos de contorno apresentados para cada um dos eventos estudados (veja, por exemplo, a Figura 5.2 da sessão 5.1), cujos eixos das abscissas e ordenadas referem-se, respectivamente, às datas e hora local, correspondem ao parâmetro $\Delta\phi$ que, conforme descrito na metodologia deste trabalho, indica a intensidade relativa da EIA do período estudado sujeito às influências dos SSWs, comparada com a intensidade média da EIA referente aos dias geomagneticamente calmos fora do período de incidência do SSW, porém na mesma estação do ano. Nestes gráficos, os valores positivos de $\Delta\phi$ são representados pelas cores quentes que indicam uma intensificação relativa da anomalia de ionização equatorial, enquanto que os valores negativos são representados pelas cores frias que analogamente sugerem uma supressão da EIA.

Com o objetivo de identificar e validar certas características ionosféricas apresentadas nos gráficos de contorno, sobre os valores $\Delta\phi$, foi realizada uma análise espectral baseada em *wavelets* para cada um dos eventos de SSW aqui estudados. Nos gráficos de *wavelet* a serem apresentados (veja, por exemplo, a Figura 5.3 da sessão 5.1), a intensidade das periodicidades identificadas (eixo das ordenadas) no decorrer dos dias (eixo das abscissas) são avaliadas de acordo com a faixa dos espectros de potência. Da mesma forma que nos gráficos de contorno, as cores quentes são usadas para indicar valores intensos e as frias os menos intensos.

Por fim, as linhas verticais tracejadas pretas, presentes em todos os tipos de gráficos que serão apresentados, delimitam o início e o fim do SSW, enquanto as linhas verticais contínuas pretas marcam os picos de temperatura durante os SSWs.

5.1. Hemisfério Norte

5.1.1. Evento de 2002-2003

Na Figura 5.1a é possível identificar dois eventos de SSW bastante expressivos que ocorreram entre os dias 26 de dezembro de 2002 e 31 de janeiro de 2003, cujos picos de temperatura foram atingidos em 31 de dezembro de 2002 e 16 de janeiro de 2003. O terceiro pico de temperatura ocorrido em 26 de janeiro não é classificado como SSW. Ao analisar a Figura 5.1b, observa-se que tais eventos representam classes distintas de SSW, sendo o primeiro classificado como aquecimentos de baixa intensidade (decréscimo na velocidade do vórtice sem reversão) e o segundo como aquecimento de alta intensidade (reversão do vórtice para oeste).

Devido à ausência de dados digissonda para Cachoeira Paulista no período de 24 de dezembro de 2002 a 9 de janeiro de 2003, a discussão ficará restrita apenas ao segundo evento.

Durante a fase positiva (acréscimo da temperatura) do segundo SSW observa-se um aumento em Z1 (Figura 5.1c), porém, em contrapartida Z2 estava em declínio (Figura 5.1d). Após o pico de temperatura deste SSW, durante sua fase negativa (decréscimo da temperatura), Z1 sofreu um declínio, cuja variação foi de ~800 m em sete dias, enquanto Z2 aumentou apresentando uma variação de 1200 m durante o mesmo período. Entre 18 e 22 de janeiro de 2003 o vórtice polar apresentou uma fase de recuperação, mas devido à amplificação de Z2, esta recuperação foi interrompida por uma nova perturbação no vórtice que desencadeou uma ligeira queda na velocidade do vento e um aumento apreciável da temperatura estratosférica polar, porém não significativo o bastante a ponto de classificá-lo como SSW, pois a variação de temperatura ocorrida representa apenas um pulso de aquecimento, isto é, um pequeno aquecimento que não atingiu a variação mínima de temperatura (25 K) estabelecida pela WMO para considerar que fosse um SSW.

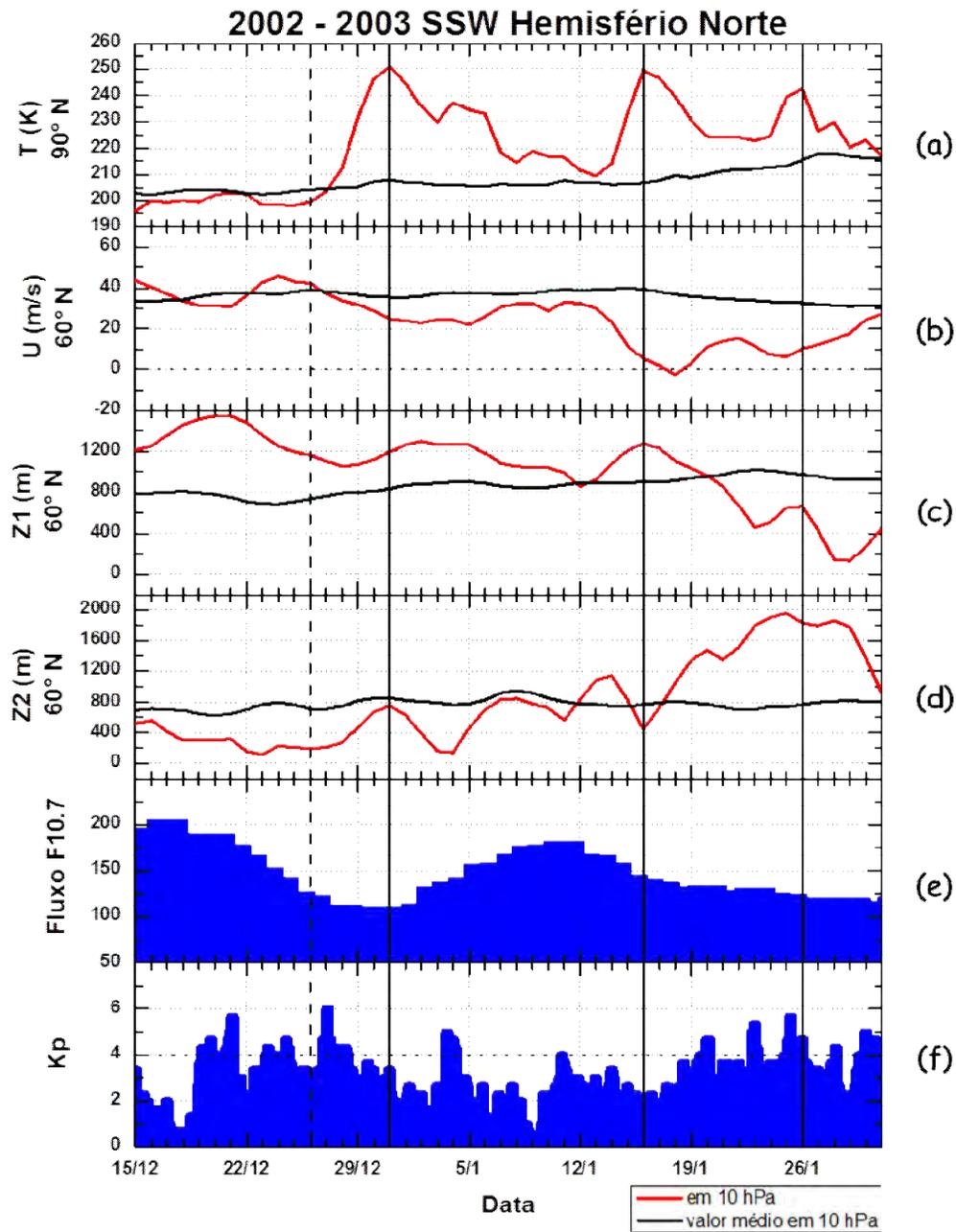


Figura 5.1 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2002-2003: (a) temperatura estratosférica em 90°N a 10 hPa, (b) vento zonal médio em 60°N a 10 hPa, (c) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 1 em 60°N a 10 hPa, (d) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 2 em 60°N a 10 hPa, (e) índice F10.7 e (f) índice Kp.

A atividade solar (Figura 5.1e) esteve bastante elevada e acompanhada por perturbações no campo geomagnético (Figura 5.1f) ao longo do período analisado. Estas condições não são as ideais para estudar os efeitos sobre a ionosfera equatorial e de baixas latitudes durante SSWs. No entanto, ainda foram observados efeitos ionosféricos similares aos observados por Goncharenko et al. (2010a,b), porém com algumas características peculiares.

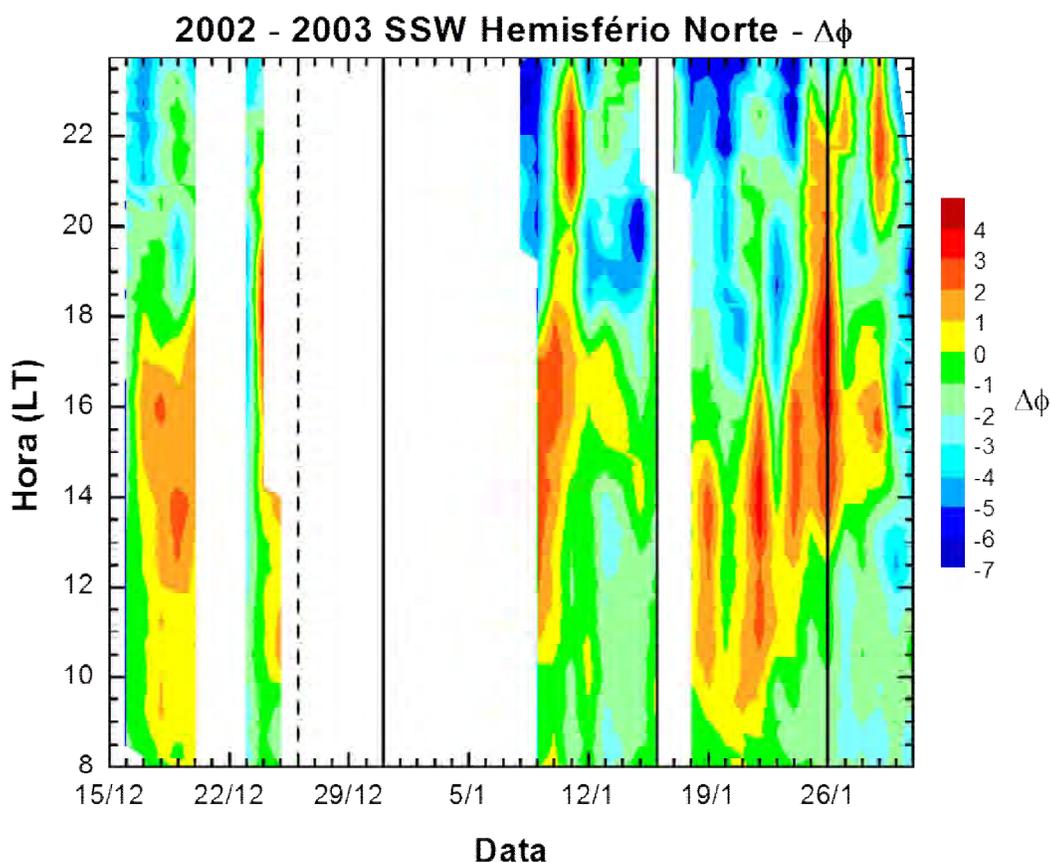


Figura 5.2 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2002-2003.

A Figura 5.2 exhibe o parâmetro $\Delta\phi$ ao longo de todo o período de ocorrência deste SSW. Após o segundo pico de temperatura, entre os dias 18 e 24 de janeiro, nos horários matutinos e avançando até meados do período vespertino a EIA, mostra-se bastante ativa, com exceção dos dias 20 e 23 de janeiro,

sofrendo uma supressão no final da tarde, em torno do horário do pico de pré-inversão. A presença da EIA intensa em horários em torno das 15 LT poderia estar relacionada a perturbações no campo geomagnético, pois em torno dos dias 19, 22 e principalmente 25 e 26 é que são observados estes comportamentos e coincidentemente, é em torno destes dias em que o Kp atinge valores superiores a 4. Portanto, o comportamento semidiurno ionosférico relativo aos dias magneticamente calmos fora do intervalo de SSW pôde ser identificado, mas não de forma clara devido à maior sensibilidade da ionosfera aos fatores geomagnéticos e solares.

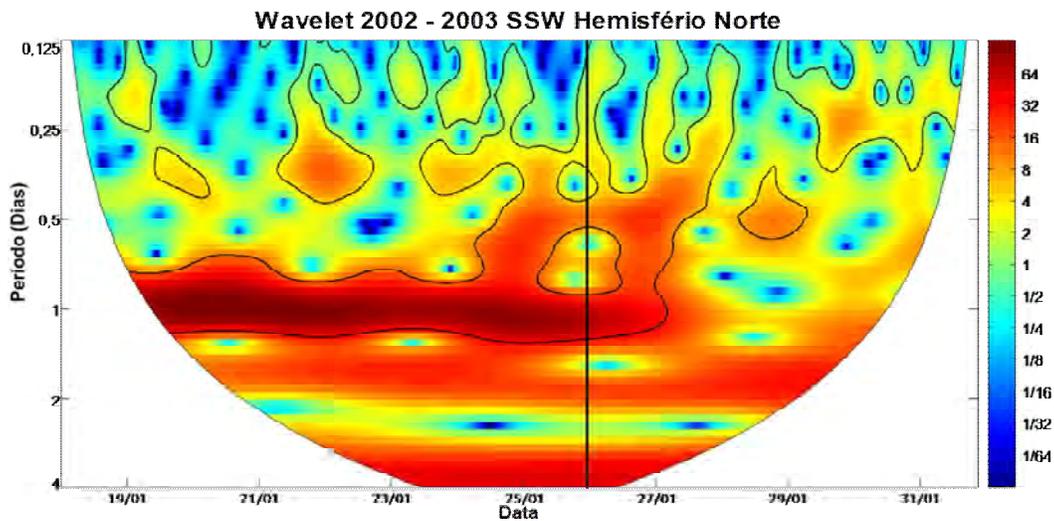


Figura 5.3 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2002-2003.

A análise espectral (Figura 5.3) revelou que entre os dias 18 e 27 de janeiro existe de forma preponderante, o domínio de periodicidades equivalentes a 1 dia. Aproximadamente entre os dias 24 e 27 de janeiro é que se constitui uma estrutura que indica um comportamento ionosférico periódico 0,5 dia, ou seja, semidiurno, que se adéqua aproximadamente com o que foi observado na figura anterior.

5.1.2. Evento de 2003-2004

O aumento abrupto da temperatura estratosférica da região polar, neste evento de SSW, iniciou-se no dia 15 de dezembro de 2003 e durante um período de aproximadamente um mês, a estratosfera posicionada sobre a região polar manteve sua temperatura elevada, com valores compreendidos entre 220 e 250 K aproximadamente, até atingir novamente os valores médios em 19 de janeiro de 2004 (Figura 5.4a). O SSW em discussão apresentou quatro picos de temperatura, dos quais três ocorreram em dezembro, nos dias 20, 24 e 28 e o último apenas em 10 de janeiro. A variação de temperatura ocorrida entre os dias 15 e 20 de dezembro foi de ~ 30 K, o suficiente para caracterizar o aquecimento como SSW, conforme as regras da WMO. As variações de temperatura obtidas para a formação dos demais picos não foram suficientemente altas para classificá-los como SSW, ou seja, foram inferiores a 25 K. Desta forma os três aquecimentos ocorridos após o primeiro pico de temperatura são designados como pulsos de aquecimento.

A intensidade da vorticidade polar orientada para leste foi abalada durante todo o aquecimento e foi desacelerada continuamente até apresentar a inversão do vórtice para oeste em 5 de janeiro (Figura 5.4b), permitindo classificar o evento em si, como um aquecimento de alta intensidade. A curva de velocidade do vórtice acompanhou a curva de temperatura de forma aproximadamente simétrica, inclusive com a presença de quatro picos negativos.

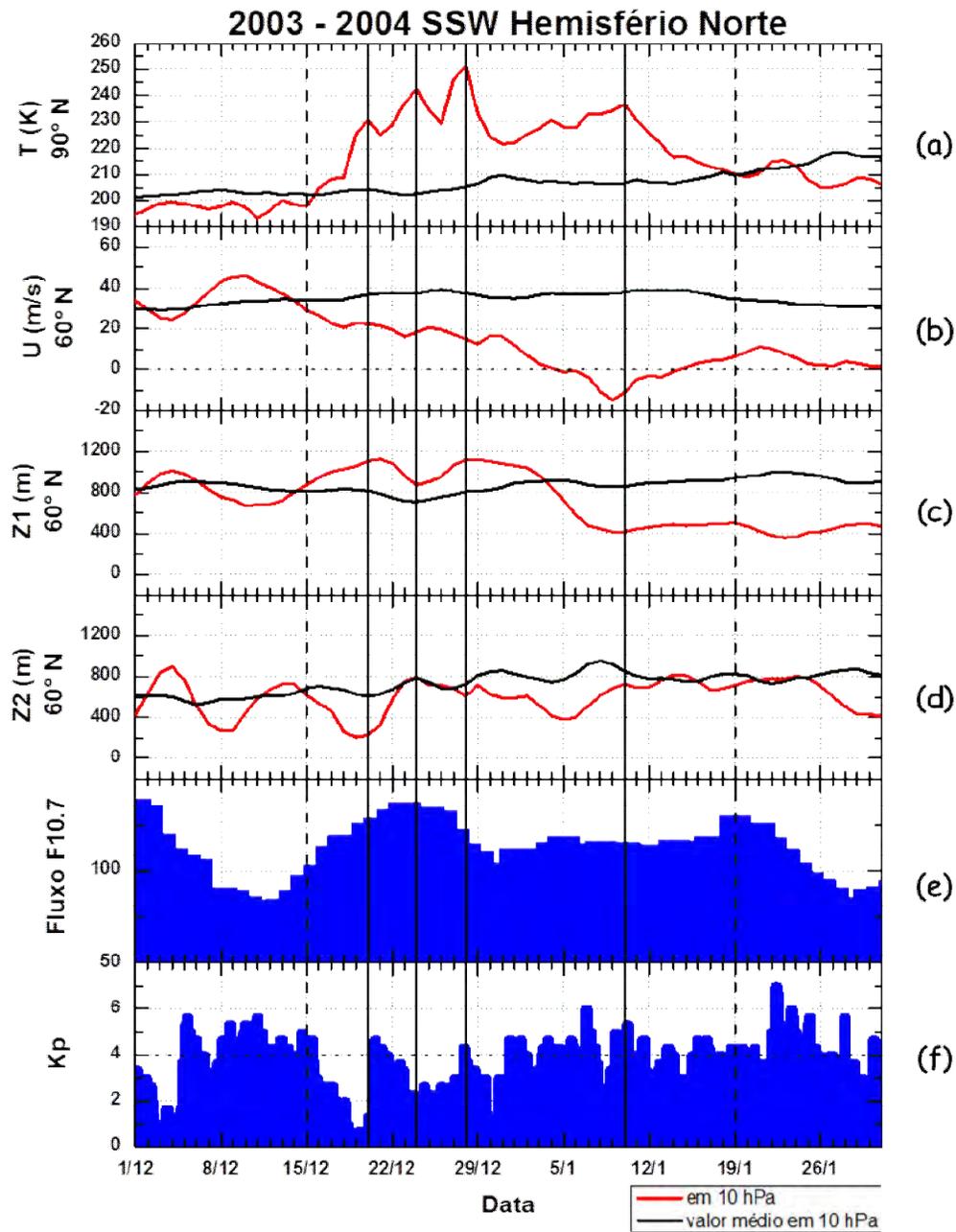


Figura 5.4 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2003-2004: (a) temperatura estratosférica em 90°N a 10 hPa, (b) vento zonal médio em 60°N a 10 hPa, (c) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 1 em 60°N a 10 hPa, (d) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 2 em 60°N a 10 hPa, (e) índice F10.7 e (f) índice Kp.

A amplitude das ondas planetárias com número de onda zonal 1 manteve-se alta, com variações entre 800 e 1200 m desde o início do SSW até por volta do dia 3 de janeiro quando sofreu um declínio que durou até o dia 10 e fez com que Z1 apresentasse valores em torno de 400 m (Figura 5.4c). Paralelamente, a amplitude das ondas planetárias com número de onda zonal 2 (Figura 5.4d) apresentava valores concentrados abaixo da curva representativa de Z2 médio, com oscilações moderadas, mas que combinadas com os efeitos de perturbação proporcionados pelas ondas planetárias com número de onda zonal 1, foram capazes de provocar a inversão do vórtice polar.

Os valores exibidos para os índices F10.7 (Figura 5.4e) e Kp (Figura 5.4f) indicam que o período estudado esteve sob influência de alta atividade solar e perturbação geomagnética, respectivamente. Devido aos valores apresentados por ambos os índices, o SSW de 2003-2004 não condiz com um bom objeto de estudo para este trabalho de pesquisa, pois a ionosfera é mais sensível à ação de fatores geomagnéticos e solares do que efeitos dinâmicos originados na baixa atmosfera. No entanto, ainda não foram realizados estudos correlacionando a ionosfera equatorial e os eventos de SSW ocorridos durante períodos de alta atividade solar.

Os valores de $\Delta\phi$ apresentados entre 8 e 14 LT são predominantemente mais elevados, sem apresentar valores positivos extremos, exceto entre os dias 14 e 18 de dezembro, do que os registrados após as 18 LT ao longo do período compreendido entre 1 e 24 de dezembro (Figura 5.5). A partir do dia 24 até 28 de dezembro, os valores de $\Delta\phi$ passaram a ser mais elevados entre as 8 e 12 LT, o que indica que a EIA passou a ser mais intensa quando comparada com os dias geomagneticamente calmos fora do evento de SSW. Após as 12 LT, no mesmo período de dias, $\Delta\phi$ passa a diminuir gradativamente até atingir valores extremos no período noturno.

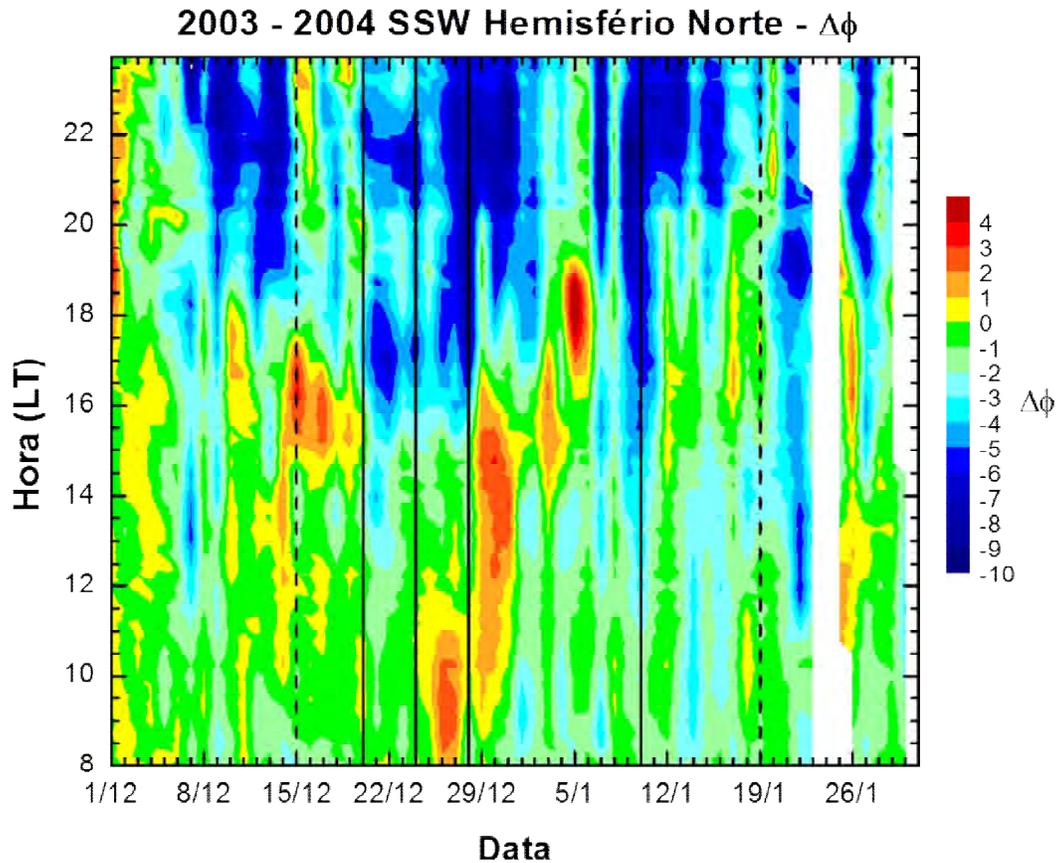


Figura 5.5 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2003-2004.

Entre 28 e 31 de dezembro ocorre uma alteração no comportamento ionosférico e a EIA passa a apresentar-se mais intensa entre 8 e 16 LT, seguida de um intenso decréscimo nos valores de $\Delta\phi$ nos horários noturnos. A partir do dia 1 de janeiro até o final do período analisado, os valores de $\Delta\phi$ passam a ser predominantemente negativos, com exceção dos intervalos de 2 a 4 e de 5 a 7 de janeiro, em que são observadas intensificações de $\Delta\phi$ das 14 às 17 e das 16 às 19 LT, respectivamente.

Em estudos realizados com eventos de SSWs ocorridos em períodos de baixa atividade solar e geomagnética, foram observados efeitos com características similares às apresentadas neste evento, com divergências sobre alguns

aspectos. O dia 28 de dezembro é o dia em que a estratosfera polar atinge a marca de ~ 250 K, isto é, alcança o valor máximo registrado durante todo este evento estudado. No entanto, o efeito mais pronunciado na EIA foi observado entre os dias 25 e 28 de dezembro, após o pico secundário de temperatura que ocorreu no dia 24. Após o pico mais alto, ou seja, entre 28 e 31 de dezembro, o que se observa é que a anomalia tende a apresentar-se de forma mais ativa durante quase toda parte da tarde sem ser enfraquecida. Os efeitos observados após o pico do dia 28 de dezembro podem ter sido desencadeados pela combinação de efeitos provenientes do SSW bem como da alta atividade solar e da perturbação geomagnética.

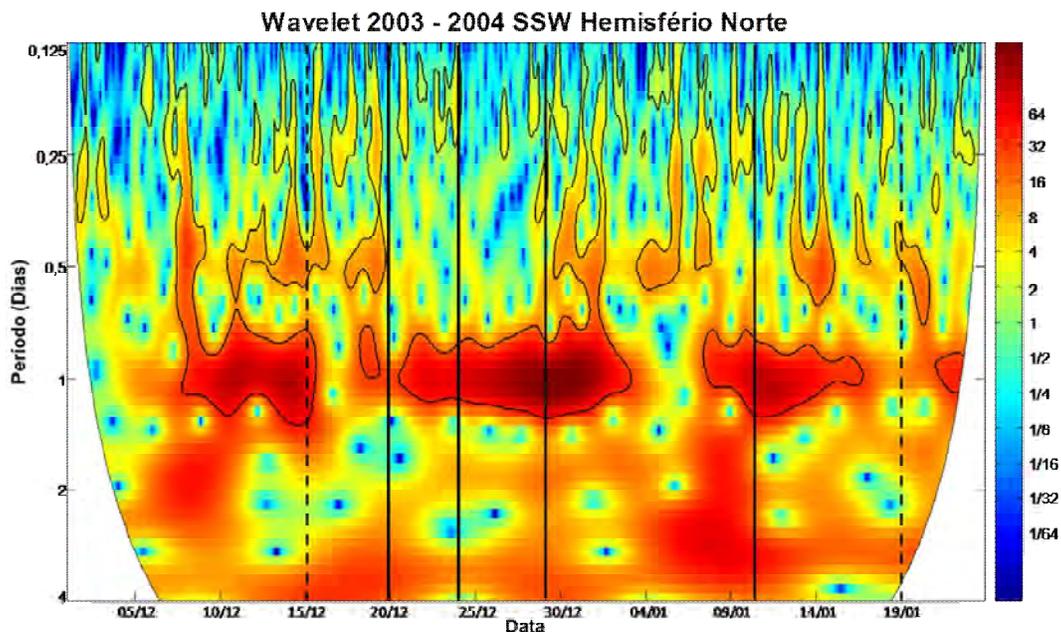


Figura 5.6 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2003-2004.

Ao longo de quase todo o período analisado, observa-se na Figura 5.6 que existe apenas um forte domínio de periodicidades equivalentes a 1 dia. As características encontradas por Goncharenko et al. (2010a,b) que se manifestam por vários dias após o pico de temperatura não foram identificadas de forma expressiva na análise espectral. Entre 30 de dezembro e 4 de janeiro

há a presença de estruturas que referem-se a comportamentos semidiurnos dos valores de $\Delta\phi$, mas não são suficientemente expressivos para validar esta afirmação, uma vez que, estruturas similares aparecem em outros dias, que certamente não estão ligados com o SSW.

5.1.3. Evento de 2005-2006

O inverno de 2005-2006 do hemisfério norte foi marcado por três eventos bem definidos de SSW que ocorreram em um intervalo delimitado pelos dias 1 de janeiro e 5 de fevereiro. A temperatura máxima para cada um dos três eventos foi registrada nos dias 4, 12 e 22 de janeiro, com variações de temperatura, ocorridas em poucos dias, de aproximadamente 30 K para os dois primeiros e 40 K para o último (Figura 5.7a).

A velocidade da circulação polar manteve-se em declínio desde o início do aquecimento até alguns dias após o terceiro pico quando atingiu seu valor mais baixo (Figura 5.7b). Devido às velocidades do vórtice polar apresentadas durante os três SSWs, cabe classificar os dois primeiros como aquecimentos de baixa intensidade e o terceiro como um aquecimento de alta intensidade, uma vez que o vórtice sofre apenas uma perturbação que diminui sua velocidade durante os dois primeiros eventos, sem haver reversão do sentido da circulação, enquanto que durante o terceiro evento esta inversão para oeste torna-se significativa com velocidades inferiores a -20 m/s.

A amplitude de Z1 manteve-se elevada na maior parte do tempo de ocorrência dos dois primeiros SSWs, com amplitudes acima de 1200 m (Figura 5.7c), acompanhada por baixas amplitudes de Z2, entre 200 e 400 m (Figura 5.7d). Entre o segundo e terceiro pico da temperatura estratosférica Z1 entrou em declínio constante até 12 de fevereiro quando atingiu valores insignificantes, enquanto Z2 foi amplificado entre 6 e 10 de janeiro e contribuiu para haver o total colapso do vórtice polar que já estava fortemente perturbado.

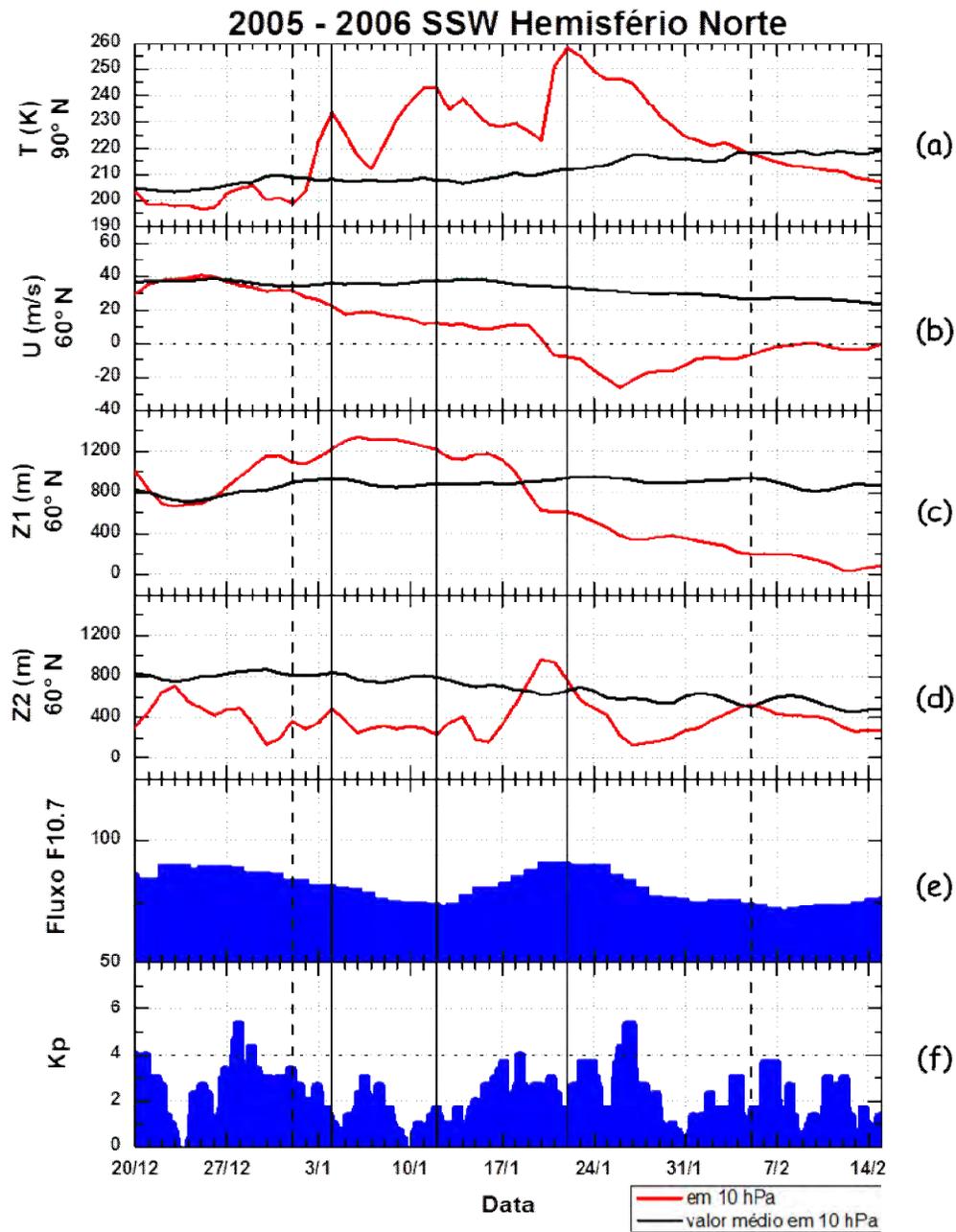


Figura 5.7 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2005-2006: (a) temperatura estratosférica em 90°N a 10 hPa, (b) vento zonal médio em 60°N a 10 hPa, (c) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 1 em 60°N a 10 hPa, (d) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 2 em 60°N a 10 hPa, (e) índice F10.7 e (f) índice Kp.

A atividade solar durante todos os SSWs ocorridos esteve relativamente muito baixa (Figura 5.7e), sem variações apreciáveis nos valores de F10.7. Sob tal circunstância aliada ao fato do índice Kp exprimir condições geomagnéticas calmas (Figura 5.7f), exceto entre os dias 26 e 28 de janeiro, o evento de 2005-2006 compõe um objeto de estudo ideal para esta pesquisa.

Nos dias que precedem ao primeiro SSW, entre 20 de dezembro e 1 de janeiro, de forma geral, observa-se que a EIA permanece continuamente ativa, entre 8 e 16 LT (Figura 5.8), porém, não com uma intensidade muito alta, visto que há uma predominância maior da cor amarela na região do gráfico comentada, seguida de valores positivos extremos de $\Delta\phi$, que a partir de horários próximos ao pico de pré-inversão, permanecem fortemente ativos em horários tardios da noite.

A análise das assinaturas de $\Delta\phi$ fica consideravelmente comprometida entre os dois primeiros picos de temperatura, devido à falta de dados entre os dias 6 e 10 de janeiro, mas pelo que é apresentado entre os dias 1 e 6 de janeiro e pelo que passa a ser apresentado a partir do dia 10 de janeiro, fica notória a distinta mudança no comportamento ionosférico que ocorre na medida em que se aproxima do segundo pico, quando são revelados baixos valores de $\Delta\phi$ predominantes entre 8 e 20 LT.

Após o segundo pico, entre 12 e 20 de janeiro, observa-se que a EIA mantém-se ativa entre 8 e 15 LT e é visivelmente suprimida dentro de um intervalo contido entre 16 e 19 LT. Nos dias decorrentes após o terceiro pico de temperatura, observa-se uma contínua supressão da EIA entre 10 e 18 LT manifestada por vários dias após 3 de fevereiro.

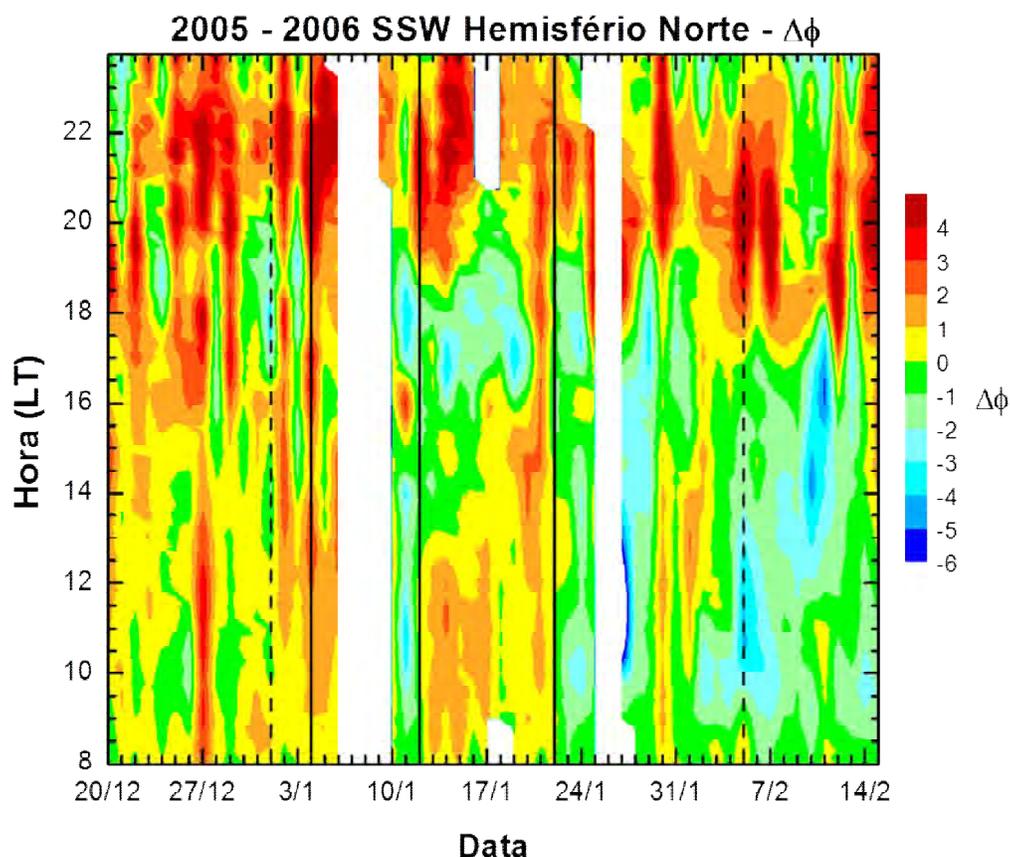


Figura 5.8 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2005-2006.

Devido à falta parcial de dados que existe entre os dias 16 e 19 de janeiro, foi feita uma análise espectral baseada em *wavelets* em duas etapas. A primeira cobre o intervalo de 10 a 16 de janeiro (Figura 5.9a) e a segunda de 19 a 25 de janeiro (Figura 5.9b). Na Figura 5.9a está nitidamente visível, a predominância com maior intensidade, de periodicidades de meio dia (12 horas) confirmando a existência de um comportamento ionosférico semidiurno durante todo o intervalo exibido. Já na Figura 5.9b esta característica é também intensa, porém não tão duradoura, sendo possível visualizar estruturas entre 20 e 21 de janeiro que confirmam a periodicidade semidiurna.

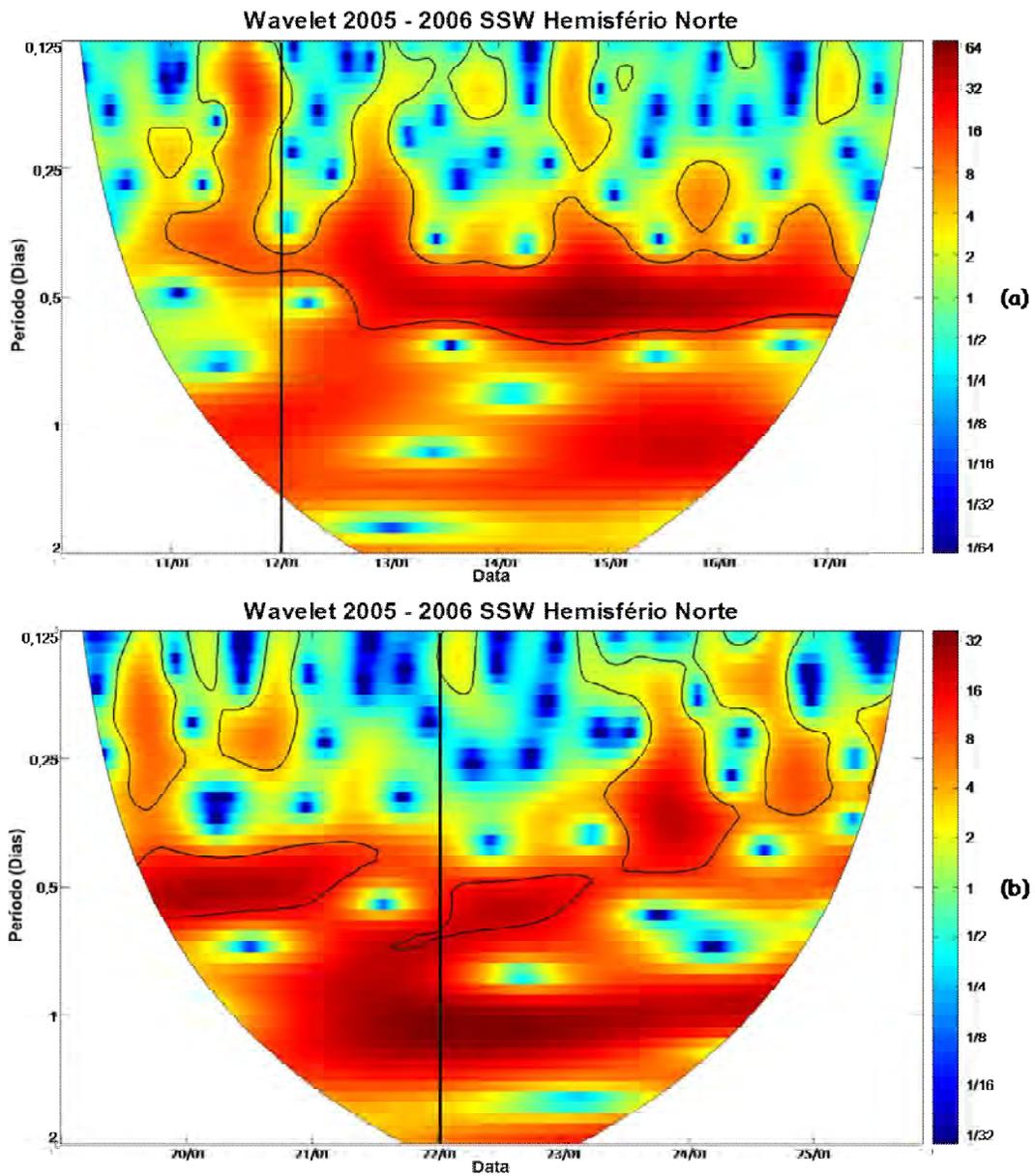


Figura 5.9 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2005-2006.

5.1.4. Evento de 2006-2007

Durante todo o inverno do hemisfério norte de 2006-2007, a temperatura estratosférica da região polar apresentou-se persistentemente variável, com

muitas oscilações que acarretaram na formação de muitos picos entre dezembro e março (Figura 5.10a). Entretanto, alguns destes picos, especificamente os observados entre 9 de dezembro de 2006 a 9 janeiro de 2007, não caracterizam a ocorrência efetiva de um SSW, pois as variações positivas de temperatura (aquecimento) não foram suficientemente altas, de acordo com as normas sugeridas pela WMO, para qualificar tais aquecimentos como SSW, uma vez que as variações não foram superiores a 25 K. Desta forma, tais variações são denominadas apenas como pulsos de aquecimento. As variações suficientemente apreciáveis que determinam a ocorrência de SSWs, ocorrem de fato somente entre 1 de fevereiro e 17 de março, quando são observados três picos de temperatura ocorridos nos dias 5 e 24 de fevereiro, onde ambos apresentaram variações positivas de temperatura de aproximadamente 30 K e no dia 3 de março cuja variação foi de ~25 K. Portanto, diante das variações térmicas apresentadas, tendo todas elas ocorrido em um intervalo de tempo inferior a 1 uma semana, é possível afirmar que houve a ocorrência de três eventos de SSW consecutivos.

Pelo fato da variação térmica estratosférica discutida corresponder a um reflexo das condições da circulação polar, conseqüente e logicamente, também são observadas constantes flutuações na velocidade do vórtice polar de inverno no decurso do período estudado (Figura 5.10b). Ao longo do período em que foram registrados os chamados pulsos de aquecimento, a velocidade manteve-se instável com valores entre aproximadamente 20 m/s e 50 m/s.

No dia 1 de fevereiro, quando se inicia o primeiro aquecimento, cuja variação de temperatura foi pouco maior que 30 K, observa-se uma diminuição na velocidade do vórtice que persiste até o dia 7 de fevereiro. Durante os dez dias seguintes, o vórtice apresenta uma tendência de se reestabelecer, que é interrompida, desta vez por uma forte perturbação, que perdura até 26 de fevereiro e consegue provocar a inversão do vórtice por alguns dias. Tal perturbação é responsável pela aparição do segundo pico de temperatura da estratosfera polar.

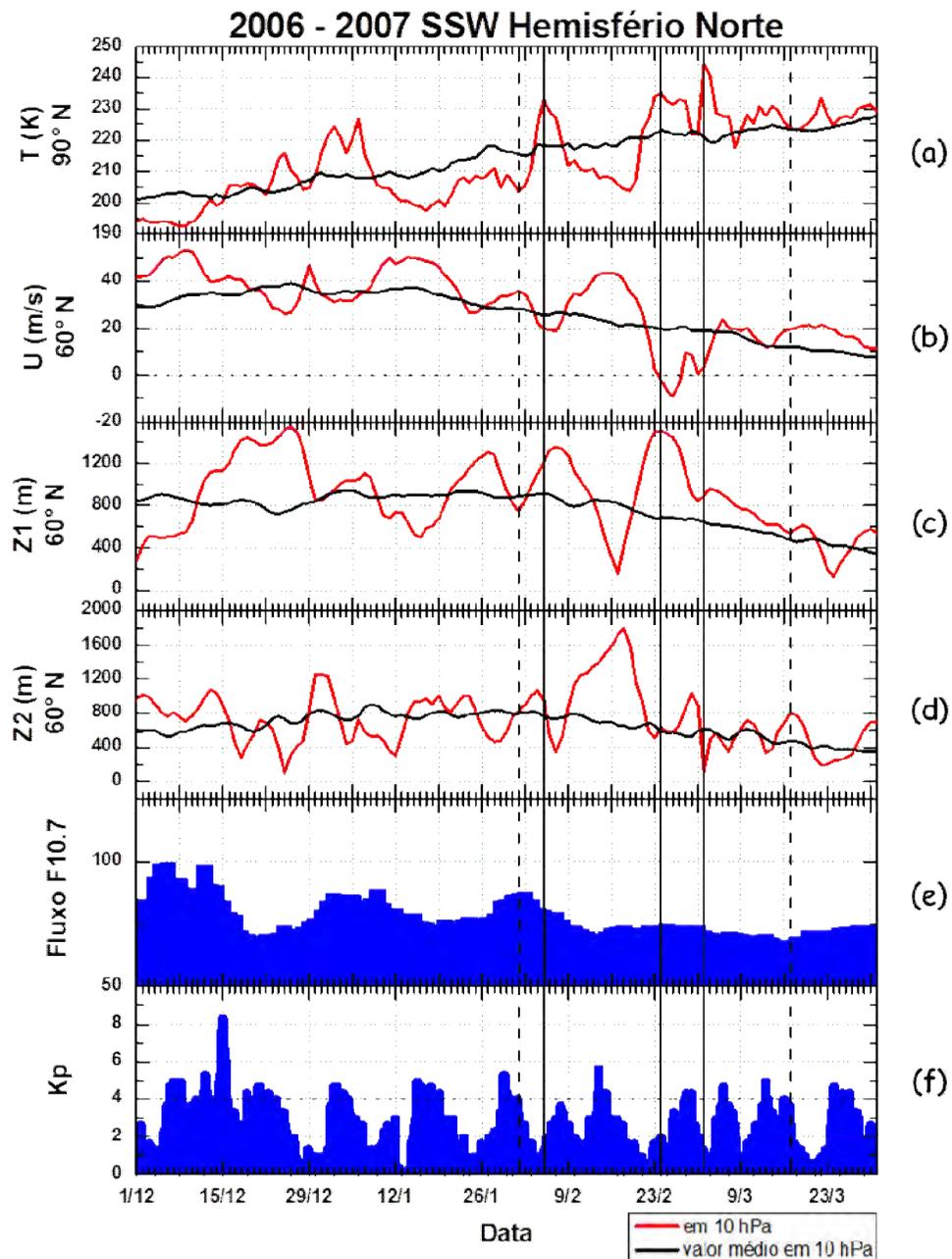


Figura 5.10 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2006-2007: (a) temperatura estratosférica em 90°N a 10 hPa, (b) vento zonal médio em 60°N a 10 hPa, (c) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 1 em 60°N a 10 hPa, (d) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 2 em 60°N a 10 hPa, (e) índice F10.7 e (f) índice Kp.

Após o dia 26 de fevereiro, uma rápida e pouco expressiva tendência de recuperação é inibida por uma fraca perturbação no vórtice, que desacelera os ventos da circulação polar, de tal forma que a velocidade atinge valores bem próximos de zero, sem que haja reversão, provocando o terceiro SSW.

De acordo com a orientação do vórtice apresentada durante cada um dos três aquecimentos principais, o primeiro e o terceiro SSW são classificados como aquecimento de baixa intensidade, e o segundo é classificado como aquecimento de alta intensidade.

A atividade de ondas planetárias é o principal mecanismo que atua na ocorrência de SSWs, pois são as ondas planetárias que exercem influência direta sobre o vórtice. Durante o período aqui em discussão, observa-se intensas oscilações tanto na amplitude de onda planetária com número de onda zonal 1 (Figura 5.10c) quanto na de número de onda zonal 2 (Figura 5.10d). Durante a ocorrência dos pulsos de aquecimento, a amplitude de Z1 mantém-se elevada de 11 a 30 de dezembro, atingindo até 1600 m enquanto Z2 oscila entre 0 e 1200 m, em ciclos aproximadamente periódicos. Entre o primeiro e o terceiro pico de temperaturas houve duas grandes amplificações de Z1 intercaladas por uma amplificação também intensa registrada para Z2, que muito provavelmente foi crucial para a inversão do vórtice que vinha sendo incessantemente perturbado.

Este evento não possui as condições consideradas ideais para garantir que as características apresentadas pela ionosfera realmente sejam provocadas pelos eventos de SSWs, pois apesar do índice F10.7 apresentar valores que condizem com períodos de baixa atividade solar (Figura 5.10e), o índice de atividade geomagnética mostrou-se moderadamente perturbado, com valores maiores que 4 para o índice Kp (Figura 5.10f) durante todo o período exibido na figura mencionada e, principalmente, no intervalo delimitado pelas duas linhas tracejadas verticais, onde ocorrem os três principais aquecimentos na estratosfera.

De forma muito discreta, entre os dias 14 e 22 de dezembro, ou seja, dentro do intervalo de ocorrência dos pulsos de aquecimento, a ionosfera apresenta comportamento similar àqueles observados em estudos anteriores realizados com base em outros eventos de SSWs, como por exemplo, em Goncharenko et al. (2010a, b). O comportamento referido diz respeito ao aumento da intensidade relativa da EIA (Figura 5.11), neste caso, representados pelos modestos valores de $\Delta\phi$ encontrados entre 8 e 12 LT dos dias 14 a 22 de dezembro, além do predominante enfraquecimento da EIA em horários vespertinos e maior atenuação de sua intensidade em horários em torno do pico pré-inversão. Ao comparar a cor amarela observada de 8 às 12 LT e a variação dos tons de azul entre 16 e 19 LT, é possível afirmar que a atenuação da EIA é mais intensa do que a intensificação.

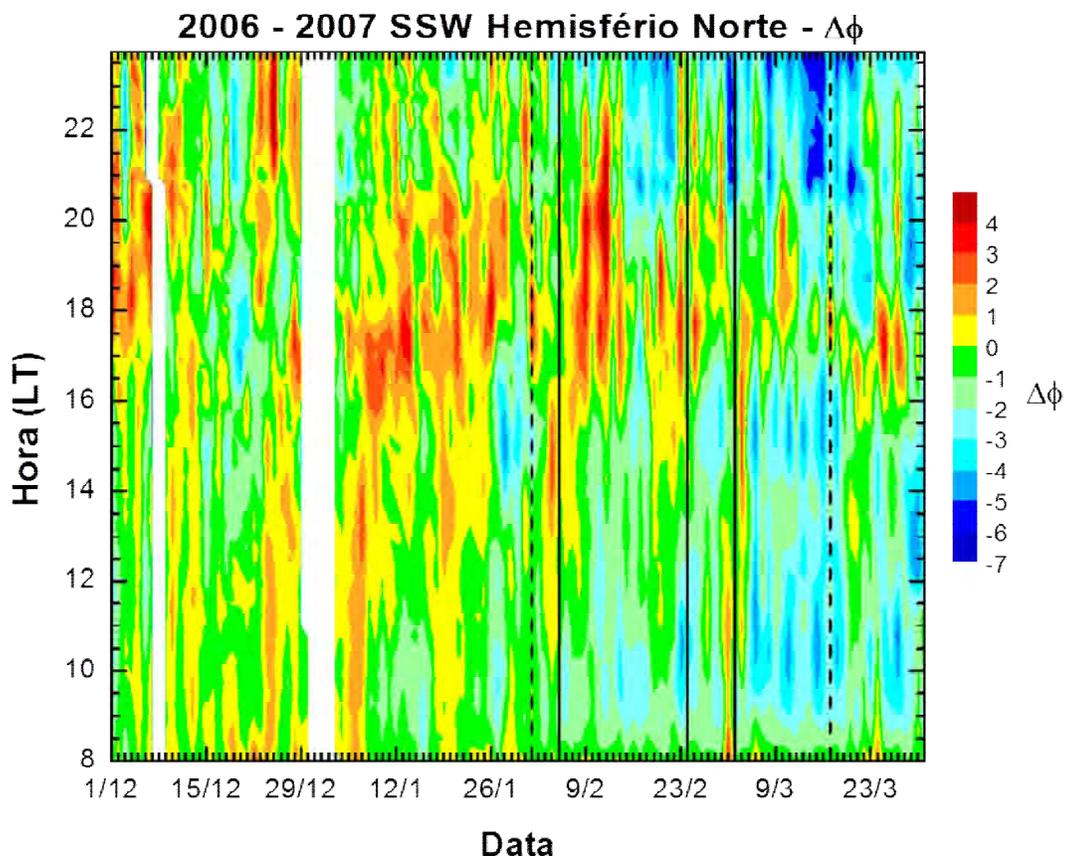


Figura 5.11 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2006-2007.

Durante o intervalo horário de interesse, a partir do dia 3 de janeiro, até o início da sequência de SSWs em 01 de fevereiro, existe um domínio maior de valores positivos de $\Delta\phi$, que pode ser constatado pelo domínio de cores quentes nesta região da Figura 5.11. Após o primeiro pico de temperatura, existe uma nítida alteração no comportamento ionosférico que é preservada, porém com enfraquecimento gradativo, até o fim do período analisado. Entre as 8 e 16 LT observa-se que a EIA mantém-se suprimida enquanto que entre 16 e 21 LT ela passa a ser significativamente intensificada, principalmente entre os dias 7 e 14 de fevereiro. Este comportamento é levemente alterado entre o segundo e o terceiro pico de temperatura, mais precisamente logo antes do terceiro pico, quando $\Delta\phi$ passa a ser novamente positivo entre 8 e 13 horas e negativo entre 13 e 18 horas.

A Figura 5.12a exibe um gráfico de *wavelet* elaborado com intuito de encontrar a periodicidade dominante entre os dias 9 e 29 de dezembro. No intervalo delimitado pelos dias 22 e 26 de dezembro identifica-se uma forte periodicidade semidiurna (0,5 dia) dominante. O intervalo de domínio de tal periodicidade cobre aproximadamente o primeiro intervalo discutido na Figura 5.11 e sugere que a ionosfera apresentou a assinatura esperada para SSWs mesmo durante os denominados pulsos de aquecimento. A resposta ionosférica deve-se, muito provavelmente, aos altos valores da amplitude de Z1 registrados.

Na Figura 5.12b, principalmente a partir de 12 de fevereiro até o final do período mostrado, existe a formação de uma estrutura bastante sólida e bem definida que indica também a presença de uma periodicidade semidiurna no decorrer deste período. No entanto, conforme observado na Figura 5.11, a assinatura ionosférica que impõe esta periodicidade, difere em um aspecto das características esperadas baseadas em estudos anteriores. Aparentemente a variação semidiurna da EIA, exclusivamente para este evento estudado, apresentou uma inversão de fase, ou seja, nos horários em que era previsto aumento dos valores de $\Delta\phi$, houve um decréscimo, enquanto que nos horários em que se esperava uma intensa queda de $\Delta\phi$, ocorreu um relevante aumento.

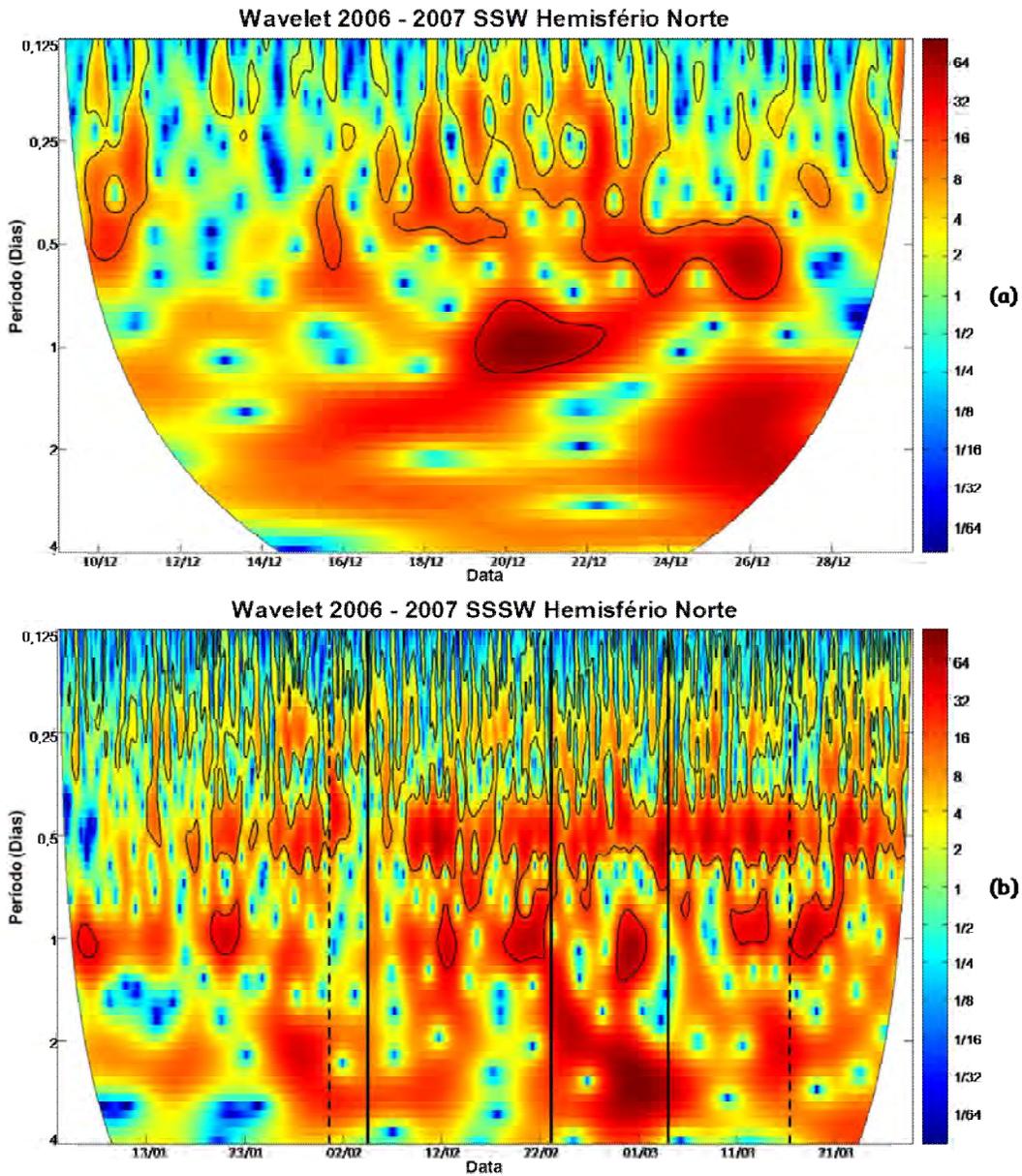


Figura 5.12 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2006-2007.

5.1.5. Evento de 2008-2009

A combinação do mais intenso SSW já registrado com as baixas atividades solar e geomagnética, proporciona ao inverno de 2008-2009 do hemisfério norte as condições ideais para se estudar os efeitos ionosféricos promovidos

por processos da baixa atmosfera (MANNEY et al., 2009; LABITZKE e KUNZE, 2009). Foi a partir deste evento de SSW, cuja variação de temperatura foi a maior já registrada, sendo tal variação observada em diferentes níveis de pressão como também em diversas faixas latitudinais abrangidas pelo vórtice polar do norte, em conjunto do evento de 2007-2008 – não incluso neste estudo devido à ausência de dados – que também apresentou uma grande variação de temperatura, porém menor que as de 2008-2009, que se intensificaram os estudos de investigação da influência exercida pelos processos dinâmicos e físicos de regiões inferiores da atmosfera sobre a ionosfera, os quais incluíram resultados de diferentes equipamentos de solo e de satélites para diferentes longitudes.

O SSW em discussão teve sua fase positiva iniciada no dia 17 de janeiro, com o ápice de temperatura atingido no dia 23 de janeiro e o final de sua fase negativa sendo registrada no dia 28 de janeiro (Figura 5.13a). Durante a fase positiva, a variação de temperatura na região polar foi um pouco superior a 60 K, ocorrida em apenas seis dias. A curva representativa dos ventos da circulação polar em 60° de latitude (Figura 5.13b) acompanhou a curva de temperatura de forma aproximadamente simétrica, com a total reversão dos ventos (de leste para oeste) ocorrida em torno do pico de temperatura, caracterizando este evento como um aquecimento de alta intensidade, com a menor velocidade registrada em 28 de janeiro mensurada em ~-30 m/s.

A crescente amplificação de ondas planetárias com número de onda zonal 1 (Figura 5.13c) associada à intensa e consistente atividade de ondas planetárias com número de onda zonal 2 (Figura 5.13d), cuja amplitude ultrapassou 2200 m, durante o aquecimento contribuíram efetivamente para provocar a acentuada perturbação no vórtice polar que conseqüentemente aqueceu drasticamente a estratosfera polar.

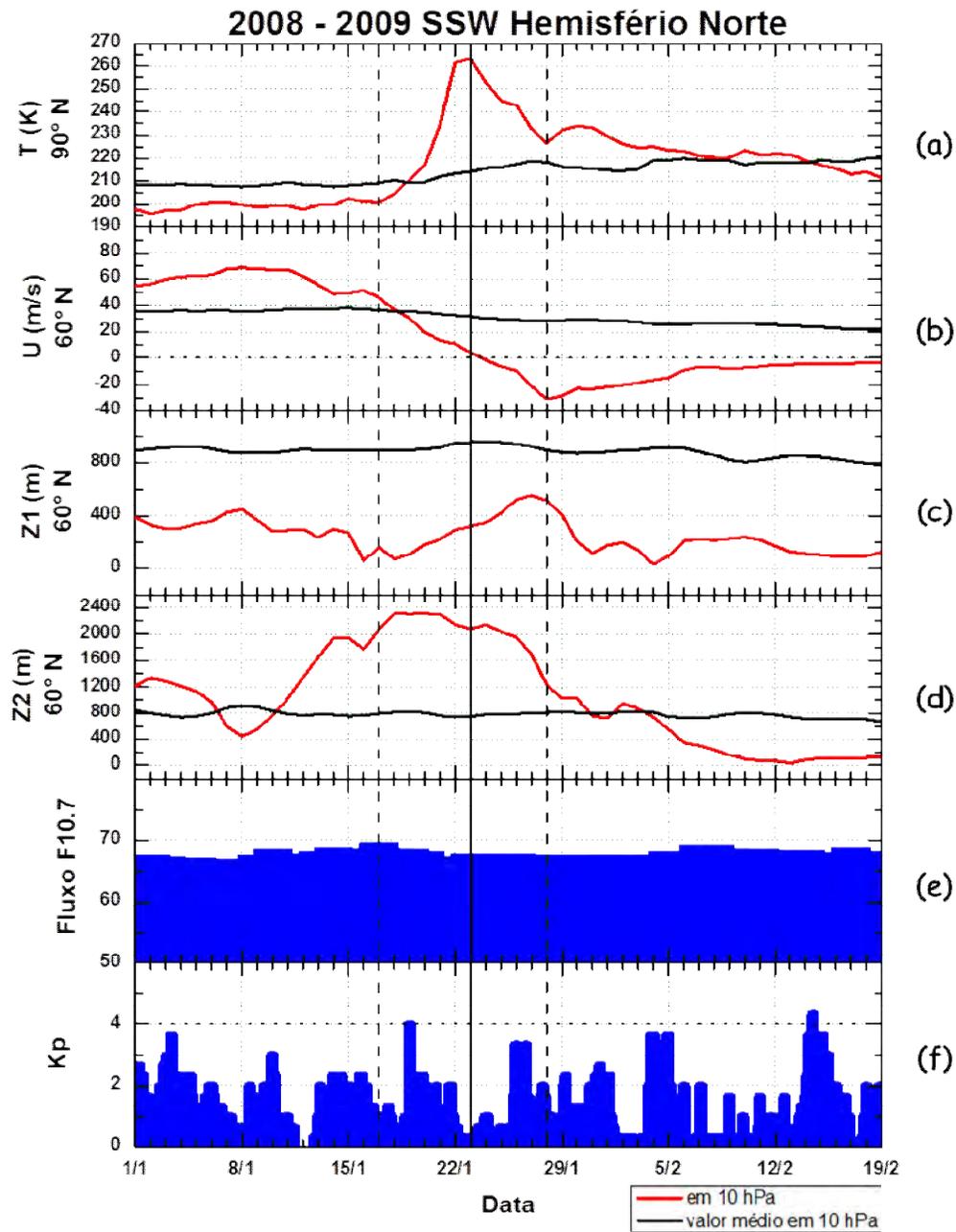


Figura 5.13 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2008-2009: (a) temperatura estratosférica em 90°N a 10 hPa, (b) vento zonal médio em 60°N a 10 hPa, (c) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 1 em 60°N a 10 hPa, (d) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 2 em 60°N a 10 hPa, (e) índice F10.7 e (f) índice Kp.

A atividade solar mostrada na Figura 5.13e manteve-se amplamente regular, de forma que o índice F10.7 se manteve abaixo de 70 durante todo o período mostrado. Paralelamente, não foram observadas perturbações drásticas no campo geomagnético, fato que é comprovado ao examinar os baixos valores de Kp que, em raros momentos, excederam o valor 4. Diante da conjuntura solar e geomagnética observada e da acentuada presença de fatores dinâmicos da atmosfera é que se atribui todo o efeito ionosférico observado à ocorrência do SSW.

Durante os dias que antecedem o início do aquecimento, entre 1 a 17 de janeiro, o parâmetro $\Delta\phi$ (Figura 5.14) é composto por valores positivos na maior parte do intervalo compreendido entre 08:00 e 23:45 LT. Após o início da fase positiva do SSW, ou seja, durante a fase ascendente da temperatura estratosférica polar, este comportamento promoveu uma alteração em suas características na medida em que se aproximava o pico de temperatura, quando $\Delta\phi$ passou a exprimir valores negativos no período da tarde, sugerindo que a EIA estava sendo suprimida. Nos seis dias que se seguiram após o pico de temperatura, esta assinatura ionosférica passou a ser mais evidente, quando no período da manhã a anomalia estava relevantemente mais ativa e durante a tarde, inclusive em torno do horário do pico de pré-inversão na deriva vertical, tornava-se menos ativa quando comparada com os dias geomagneticamente calmos da mesma estação do ano, porém fora do SSW. Esta característica foi a mesma observada em estudos anteriores realizados sobre a região de Jicamarca baseados na variação do TEC.

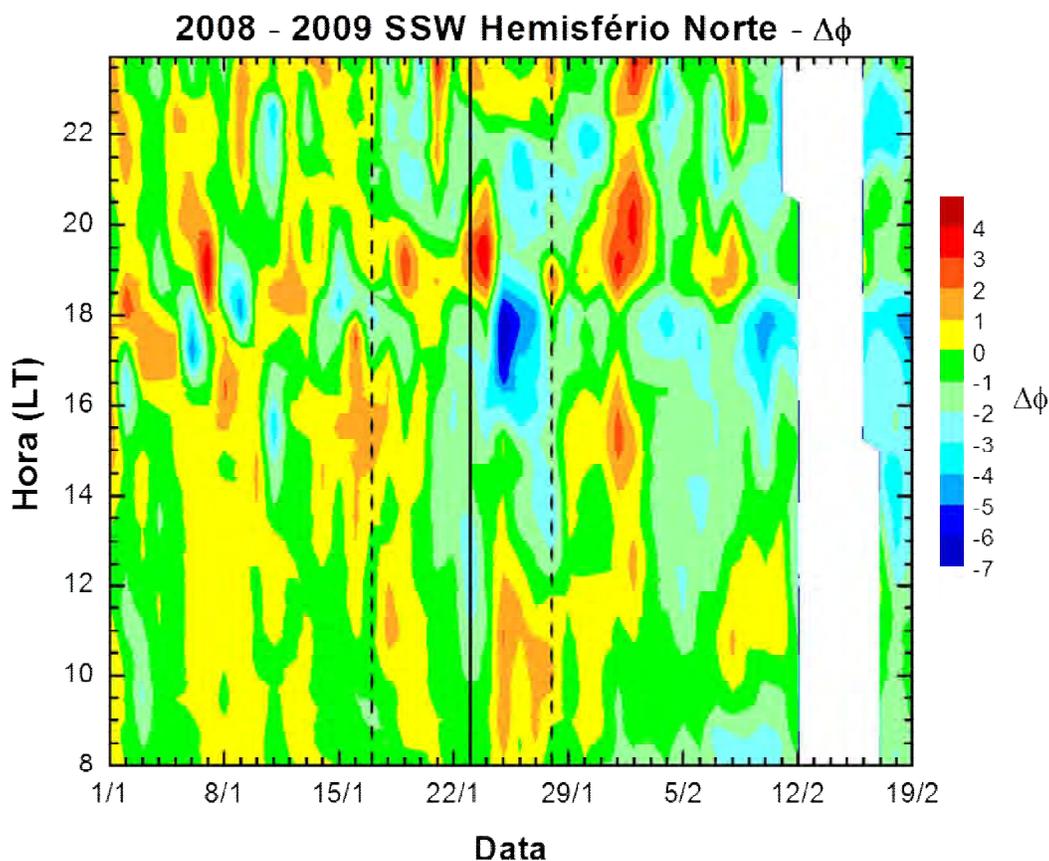


Figura 5.14 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2008-2009.

Goncharenko et al. (2010a, b) identificaram o mesmo comportamento durante um período similar de dias. A única divergência existente nas comparações entre os estudos da região brasileira e peruana é que sobre o Brasil, a variação positiva no período matutino era menos intensa do que as observadas no Peru, enquanto que no período vespertino a variação negativa sobre a região brasileira era mais acentuada que a do setor peruano.

As características semidiurnas observadas no gráfico de $\Delta\phi$ são facilmente visíveis na análise espectral baseada em *wavelets* produzidas para este evento (Figura 5.15). Entre os dias 20 e 30 de janeiro, coincidindo aproximadamente com o mesmo intervalo mencionado na figura anterior, podem ser identificadas

oscilações intensas de aproximadamente 12 horas. Em alguns dias também são observadas periodicidades equivalentes a 1 dia, que muito provavelmente são decorrentes dos valores um pouco mais altos de $\Delta\phi$ apresentados em dois intervalos, de 17 a 20 janeiro e de 29 de janeiro a 3 fevereiro. Após o dia 03 de fevereiro, quando $\Delta\phi$ apresenta valores negativos às 11 LT ainda são identificadas periodicidades de 6 a 12 horas significativamente ativas.

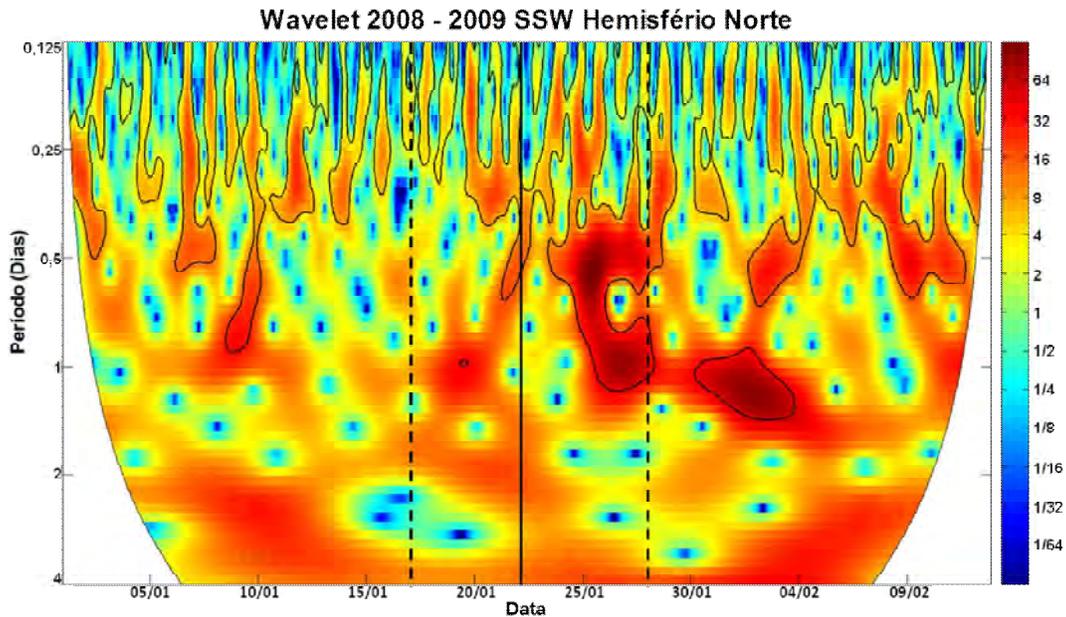


Figura 5.15 – *Wavelet* de $\Delta\phi$ SSW 2008-2009.

5.1.6. Evento de 2009-2010

O SSW ocorrido no inverno boreal de 2009-2010 não apresentou aumento expressivo na temperatura estratosférica polar, entretanto a perturbação sofrida pela circulação polar de inverno foi satisfatória para classificar tal evento de SSW como um evento de alta intensidade.

A partir do dia 18 de janeiro a temperatura estratosférica polar em um nível de pressão igual 10 hPa (Figura 5.16a) começou a ser efetivamente ascendente e

apresentou uma variação não muito maior que 25 K em apenas quatro dias, quando atingiu o valor máximo registrado de ~235 K no dia 22 de janeiro. A fase negativa do SSW (decréscimo da temperatura) estendeu-se até o dia 11 de fevereiro. Durante uma boa parcela do evento de SSW a temperatura manteve-se elevada por não mais que uma dezena de kelvins em relação à temperatura média.

O vórtice polar foi desacelerado intensa e continuamente desde o dia 10 até o dia 27 de janeiro, quando exibiu uma fraca tendência de recuperação, sucedida por um nova queda de temperatura que resultou na inversão do vórtice por alguns dias, mantendo-o instável nos dias seguintes. O declínio contínuo da amplitude de Z1 ocorrido a partir do dia 23 de janeiro (Figura 5.16b) foi o que provavelmente contribuiu para não inversão do vórtice, uma vez que a amplitude de Z2 estava consideravelmente baixa no mesmo período (Figura 5.16c). No decorrer da irrelevante fase de recuperação do vórtice, entre 28 de janeiro e 6 de fevereiro, Z2 amplificou-se promovendo a instabilidade no vórtice e a inversão do mesmo.

Apesar do evento de SSW em questão não ser, em termos de temperatura e até mesmo por distúrbios no vórtice, um dos mais expressivos, pode ser considerado um bom evento para se investigar seus impactos sobre a ionosfera, pois foi um período de baixa atividade solar com distúrbios no campo magnético terrestre consideravelmente inexpressivos, conforme pode-se observar a partir das Figuras 5.16d e 5.16f, nas quais nota-se apenas pequenas flutuações no índice F10.7 com valores inferiores a 95 e que o Kp em alguns poucos dias alcançou valores um pouco acima de 4.

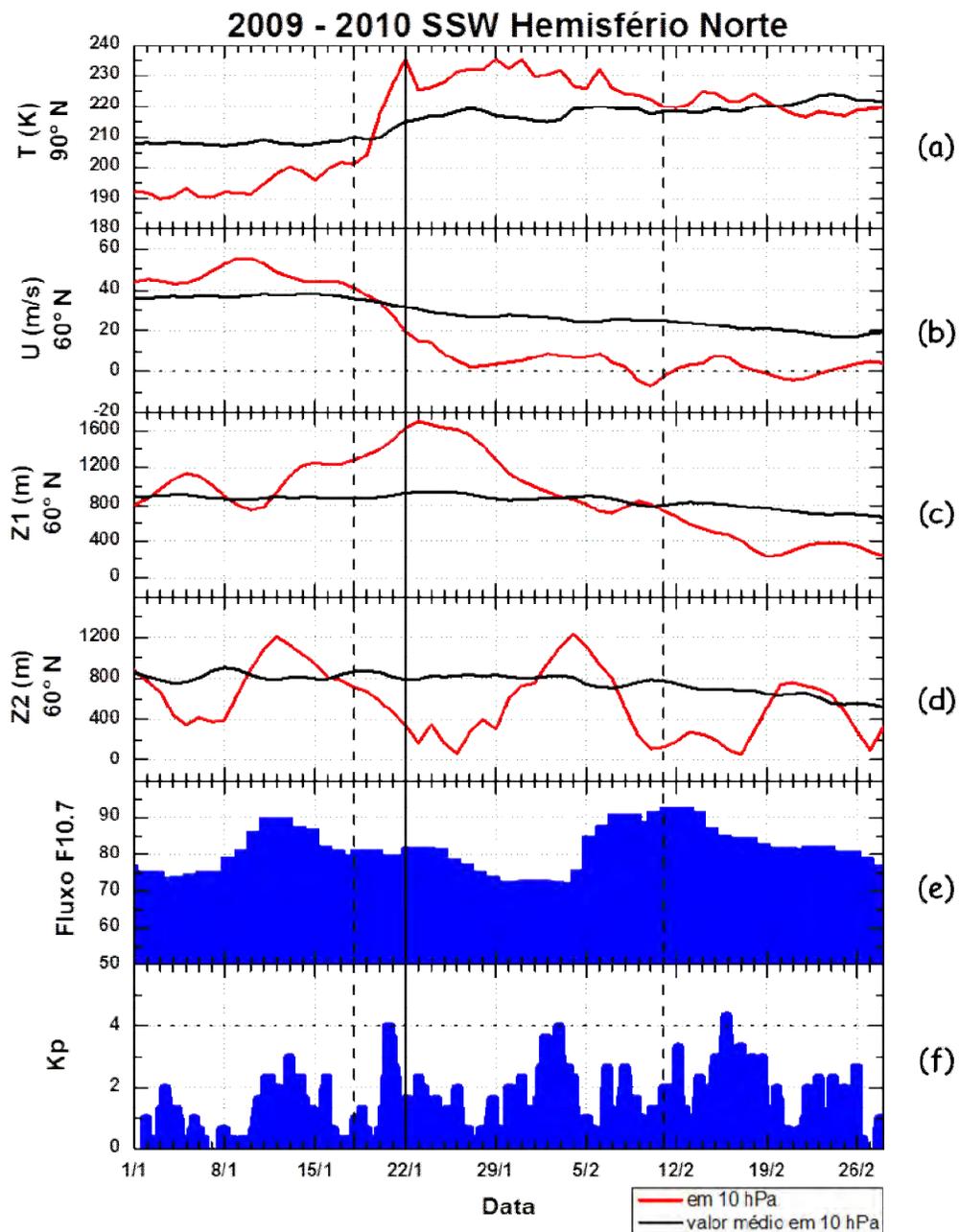


Figura 5.16 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2009-2010: (a) temperatura estratosférica em 90°N a 10 hPa, (b) vento zonal médio em 60°N a 10 hPa, (c) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 1 em 60°N a 10 hPa, (d) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 2 em 60°N a 10 hPa, (e) índice F10.7 e (f) índice Kp.

As falhas de dados evidenciadas pelas lacunas em branco de Figura 5.17 dificulta um pouco a análise do comportamento ionosférico, contudo não impossibilita a observação de características exibidas pela ionosfera equatorial e de baixas latitudes durante SSWs em períodos de baixa atividade solar e geomagnética.

O comportamento ionosférico antes do marco inicial do SSW permaneceu estável, com variações pouco significativas ao longo de quase todo intervalo do dia em que este estudo está focalizado. Entre 1 e 17 de janeiro, ao comparar com as escala de cores, é perceptível que os valores para $\Delta\phi$ oscilaram entre positivo e negativo sem divergir muito além de zero ao longo da maior parte dos dias. Nos seis dias que se seguiram, à medida que a temperatura estratosférica se elevava, a análise foi totalmente comprometida pela falta de dados, entretanto após o pico de temperatura em 22 de janeiro, em dois intervalos de dias com dados separados por um intervalo de falha de dados, (mais especificamente, de 24 a 28 de janeiro e de 2 a 5 de fevereiro) são identificadas as variações ionosféricas esperadas. No primeiro intervalo, entre as 9 e 12 LT, a anomalia esta intensamente ativa, notoriamente evidenciado pelos valores positivos de $\Delta\phi$. Do início até meados da tarde, entre 12 e 16 LT ainda se observa a EIA ativa, mas neste caso com uma intensidade menor do que a observada na parte da manhã, com uma supressão da EIA evidente entre 16 e 18 LT. No segundo intervalo, entre os dias 1 e 3 de fevereiro a EIA fica restrita entre as 9 e 13 LT, com forte supressão entre 16 e 18 LT e permanecendo menos suprimida em horários noturnos mais avançados, enquanto que nos dias 4 e 5 de fevereiro a anomalia permanece ativa até por volta das 16 LT, com forte supressão entre 16 e 18 LT seguida de uma supressão menos intensa no decorrer da noite. No período compreendido entre os dias 8 e 20 de fevereiro observa-se que entre as 8 e 18 LT a EIA foi suprimida.

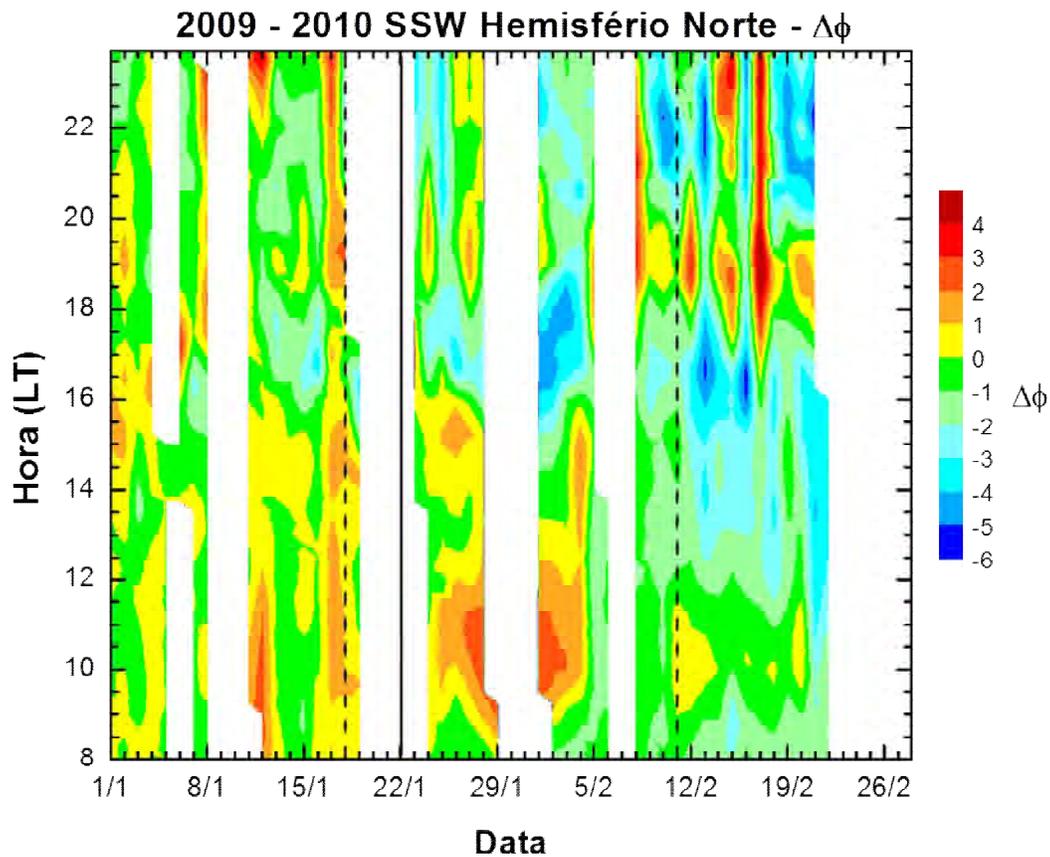


Figura 5.17 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2009-2010.

A periodicidade do comportamento ionosférico identificado no gráfico de $\Delta\phi$ nos intervalos de 24 a 28 de janeiro e de 2 a 5 de fevereiro pode ser observada nas Figuras 5.18a e 5.18b, respectivamente. A periodicidade de 12 horas, que confirma o comportamento semidiurno ionosférico, é mais evidente somente entre os dias 26 e 28 de janeiro (Figuras 5.18a), provavelmente porque a análise espectral não foi efetiva devido a alguma não uniformidade no pequeno conjunto de dados. No que compete ao segundo conjunto de dados analisados fica irrefutável a predominância de uma periodicidade semidiurna.

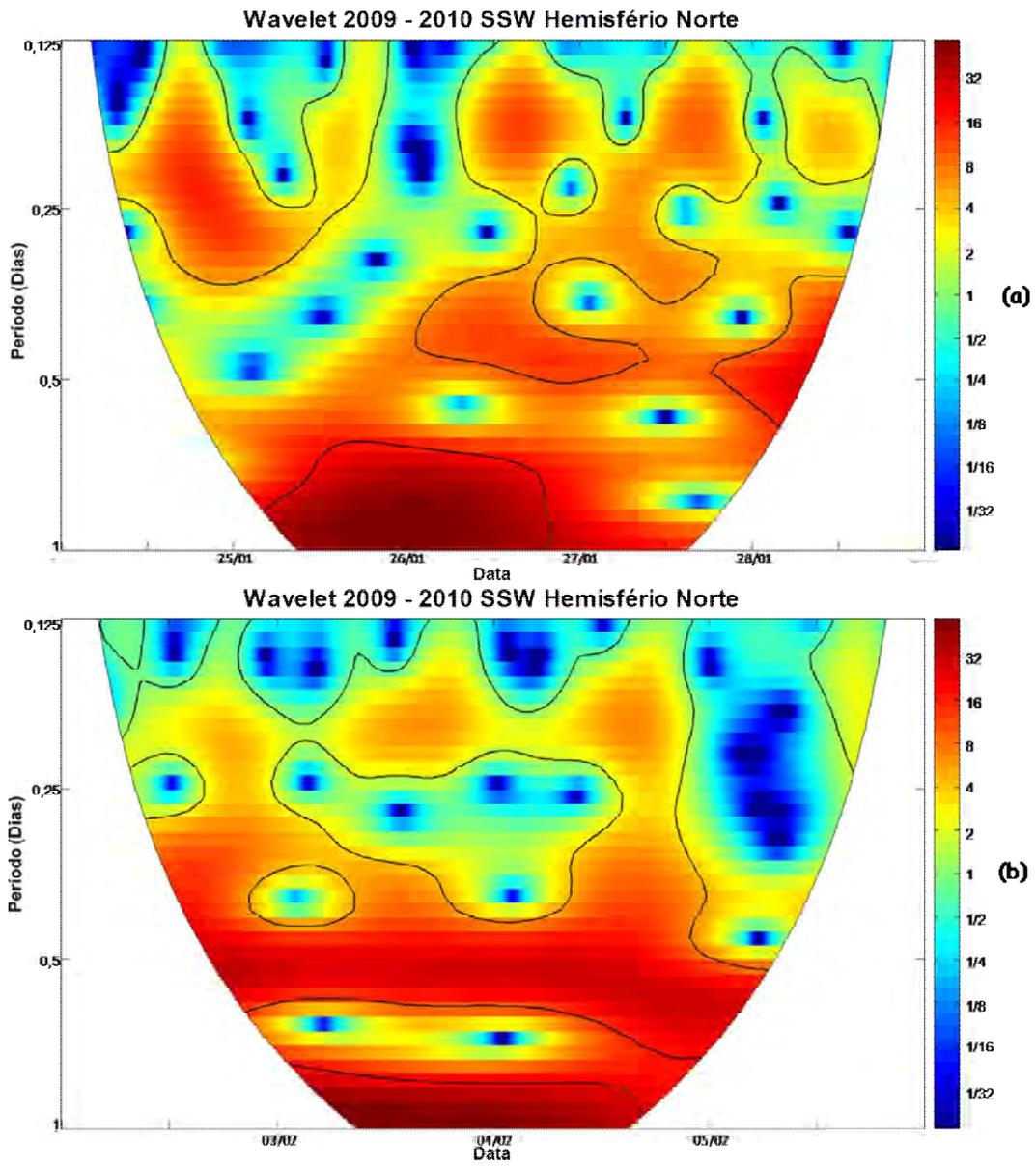


Figura 5.18 - Wavelet de $\Delta\phi$ SSW 2009-2010.

5.1.7. Evento de 2010-2011

Neste período estudado, a variação máxima de temperatura registrada foi de ~40 K. O SSW teve seu início no dia 28 de janeiro, com o pico de temperatura ocorrido no dia 1 de fevereiro e estabilização da temperatura estratosférica no dia 7 de fevereiro (Figura 5.19a). Durante este inverno boreal a temperatura estratosférica da região polar apresentou valores muito abaixo da temperatura média. O vórtice polar começou a sofrer uma desaceleração a partir do dia 21 de janeiro, mas sem haver simultaneamente, variações significativas na temperatura até o dia 28 de janeiro (Figura 5.19b). A menor velocidade registrada para o vórtice esteve acima de 20 m/s, ou seja, não houve inversão do sentido e devido a isto, este evento é classificado como um evento de baixa intensidade.

A amplitude de Z1 esteve elevada, atingindo valores entre 1000 e 1400 m (Figura 5.19c) acompanhada por uma amplificação em Z2 que atingiu valores um pouco acima de 1400 m, provavelmente causando o aquecimento efetivo.

O fato de que os valores de F10.7 (Figura 5.19d) se mantiveram baixos e constantes, pelo menos até o final do evento de SSW, combinado com baixos valores de Kp (Figura 5.19e), exceto pelos dias 4 e 5 de fevereiro, propicia boas condições de estudo na correlação entre eventos de SSW e a ionosfera.

Entre os dias 21 e 28 de janeiro a intensidade relativa da EIA esteve baixa (Figura 5.20), com valores $\Delta\phi$ predominantemente negativos entre 8 e 16 LT, variando entre -1 e -2, exceto entre os dias 23 e 26 de janeiro, quando entre 14 e 18 LT atingiu valores positivos baixos, que em alguns momentos estiveram um pouco acima de 1. Nos horários após as 18 LT, os valores de $\Delta\phi$ foram predominantemente negativos, variando entre -2 e -6.

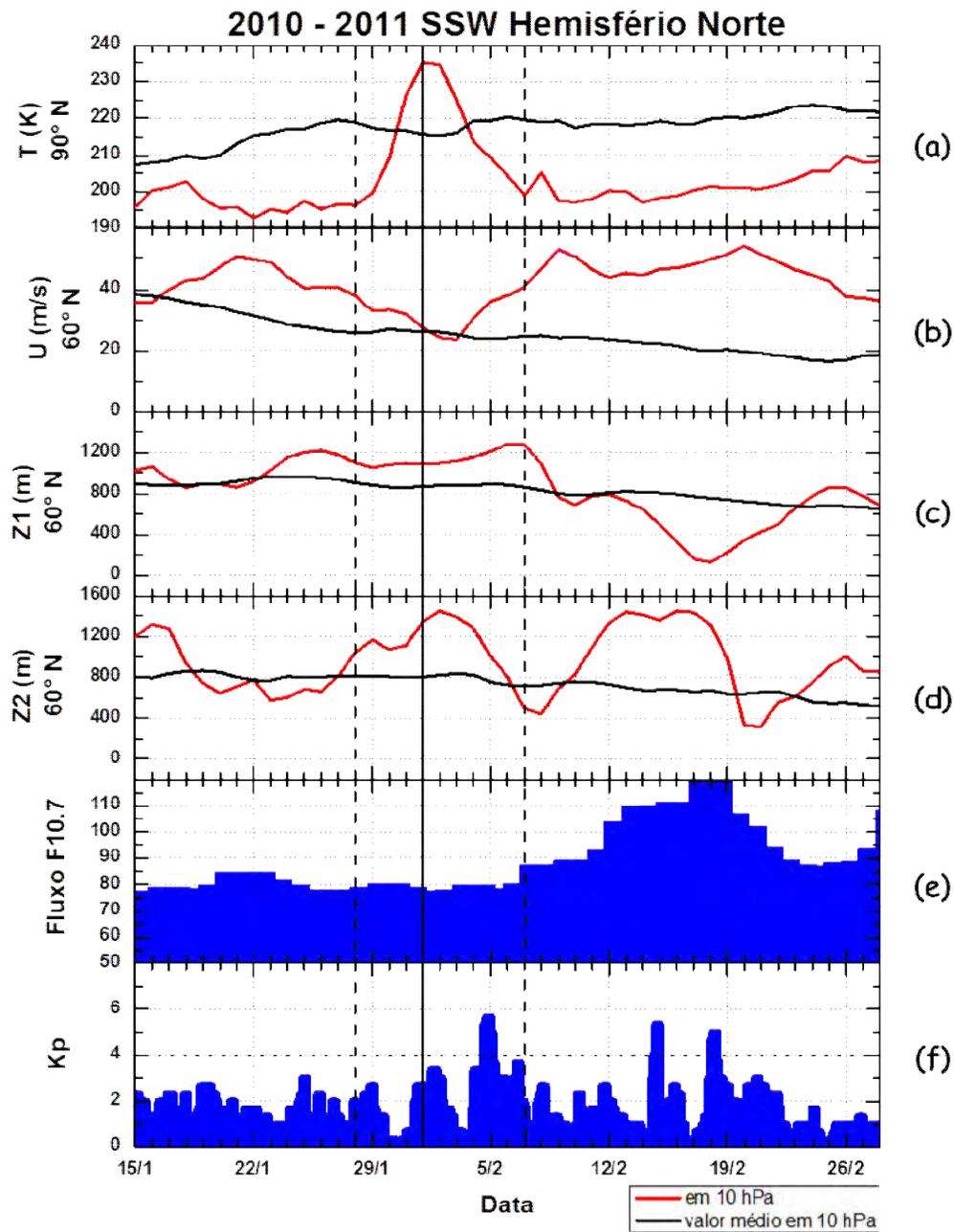


Figura 5.19 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério norte 2010-2011: (a) temperatura estratosférica em 90°N a 10 hPa, (b) vento zonal médio em 60°N a 10 hPa, (c) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 1 em 60°N a 10 hPa, (d) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 2 em 60°N a 10 hPa, (e) índice F10.7 e (f) índice Kp.

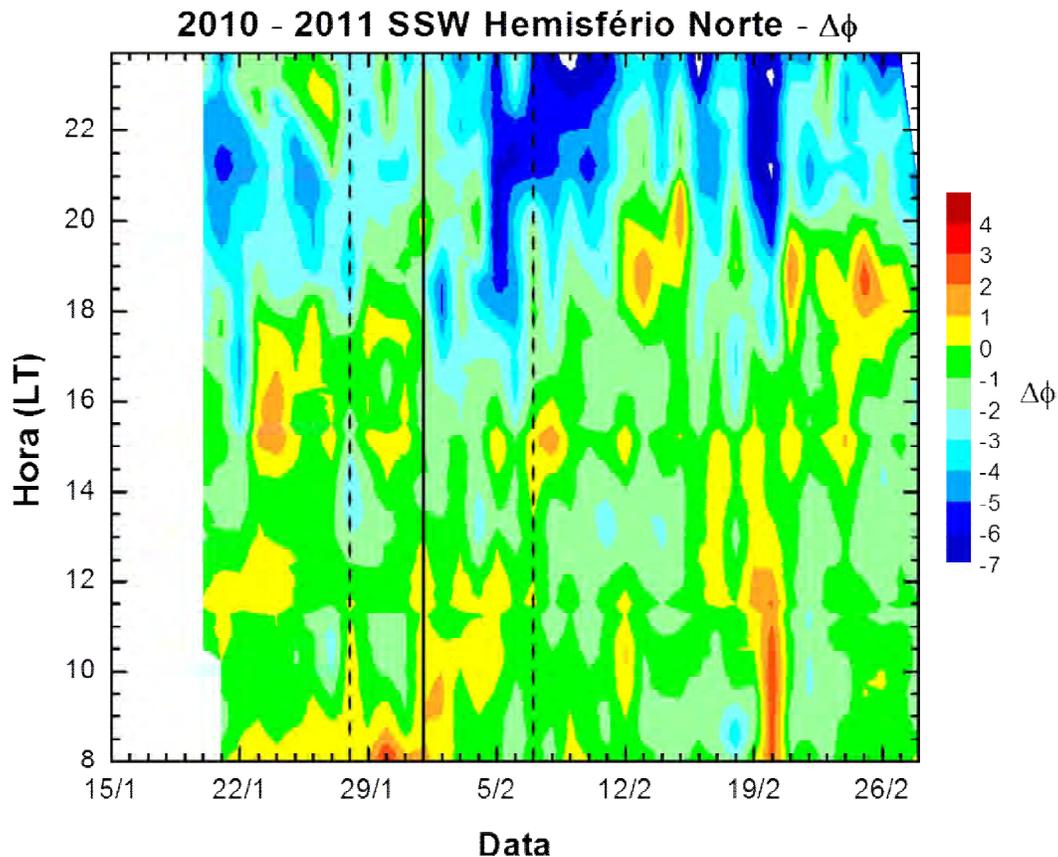


Figura 5.20 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2010-2011.

Após o dia 1 de janeiro, quando temperatura estratosférica atinge seu pico, há mudança na estrutura de cores, que permanece organizada, aproximadamente com o mesmo padrão, até o dia 6 de fevereiro, coincidindo de forma aproximada com a fase negativa do SSW. Entre as 8 e 12 LT a anomalia mostra-se relativamente ativa e constante, entretanto com uma intensidade não muito expressiva, sendo gradativamente enfraquecida no período vespertino, e apresentou valores negativos mais extremos em torno das 18 LT. A variação relativa da EIA mostrou-se, perceptivelmente neste evento, muito mais intensa no período da tarde, em torno do horário do pico de pré-inversão do que durante a parte da manhã.

No intervalo de 16 a 20 de fevereiro são observadas ainda estruturas de cores que indicam a intensificação relativa da EIA que perdura até meados da tarde quando os valores de $\Delta\phi$ entram em declínio e apontam o enfraquecimento da EIA. Neste intervalo, a intensificação mostrou-se mais intensa do que a supressão, podendo muito provavelmente, este fato, ter sido causado pela intensificação do fluxo F10.7 que ocorre entre 8 e 19 de fevereiro, associada com a amplificação de Z2 ocorrida no mesmo período. Embora o vórtice polar tenha sido fracamente perturbado, sem haver aquecimento significativo da estratosfera, a ionosfera apresentou uma resposta devido a estes fatores.

As características observadas e mencionadas através da figura anterior podem ser confirmadas ao examinar a Figura 5.21. No intervalo delimitado pelos dias 04 e 12 de fevereiro existe a formação de uma estrutura bem definida que indica periodicidade semidiurna. A partir do dia 14 de fevereiro até o final do período estudado há a formação de estruturas não tão bem definidas quanto à primeira, que também indicam periodicidades semidiurnas. As estruturas compreendidas entre 14 e 19 de fevereiro podem estar ligadas com a amplificação de Z2 e aumento da atividade solar, pois através da Figura 5.20 observou-se que a ionosfera apresentou características similares às observadas durante SSWs. As periodicidades de 12 horas vistas a partir do dia 19 de fevereiro não condizem com efeitos provocados pelo SSW e nem são visíveis dentro do intervalo de horário de interesse deste estudo.

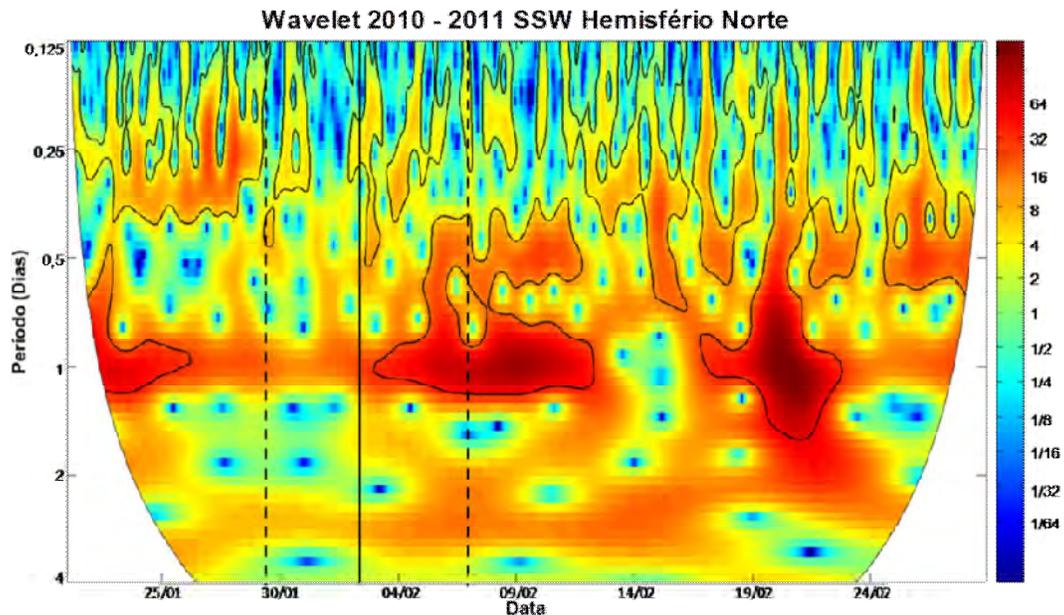


Figura 5.21 - *Wavelet* de $\Delta\phi$ SSW 2010-2011.

5.2. Hemisfério Sul

5.2.1. Evento de 2002

Devido a características pertinentes ao hemisfério, não são registrados com frequência tantos eventos de SSW no hemisfério sul. Portanto, existe uma disparidade entre a quantidade de SSWs boreais e os austrais. A discrepância não se detém apenas à quantidade, mas também com relação à intensidade. Os SSWs ocorridos no hemisfério sul, em sua maioria, são menos intensos que os que ocorrem no norte e são classificados preponderantemente como aquecimentos de baixa intensidade. As variações de temperatura são menores e ocorrem muitas vezes em intervalos de dias maiores. A velocidade do vórtice polar de inverno austral tende a ser mais elevada do que a do vórtice boreal, devido à presença escassa de ondas planetárias no hemisfério sul, as quais agem sobre a vorticidade causando distúrbios, como o enfraquecimento ou colapso total do vórtice, que conseqüentemente provocam o aumento de

temperatura da estratosfera polar. Entretanto, contradizendo todas as circunstâncias naturais, no ano de 2002 foi registrado um evento de SSW bastante atípico e intenso que apresentou a inversão do vórtice, sendo então classificado como um aquecimento de alta intensidade.

O início do SSW aconteceu em 8 de setembro, fazendo com que a temperatura estratosférica permanecesse elevada ou sujeita a variações até o dia 2 de outubro, quando a estratosfera polar atingiu a estabilidade térmica (Figura 5.22a). Durante este período a temperatura apresentou dois picos bem definidos ocorridos nos dias 14 e 29 de setembro, que para serem atingidos, apresentaram uma variação de ~30 K em 6 dias e ~50 K em 8 dias, respectivamente. Desta forma, é possível afirmar que ocorreram dois eventos de SSW consecutivos.

Na Figura 5.22b observa-se que as perturbações sofridas pelo vórtice polar durante a fase positiva do primeiro SSW, não foram muito severas; houve apenas um decréscimo de 20 m/s, com isso tal aquecimento é classificado como aquecimento de baixa intensidade. No início do segundo SSW, após o dia 20 de setembro, o vórtice foi fortemente perturbado ao ponto de se inverter no dia 25 de setembro, o que permite classificar o segundo SSW como um aquecimento de alta intensidade. A recuperação do vórtice foi gradativa e aconteceu somente após 27 de setembro.

A amplitude de Z1 esteve elevada durante a fase positiva do primeiro SSW, atingindo valores superiores a 1400 m entre 8 e 15 de setembro (Figura 5.22c) enquanto a amplitude de Z2 era significativamente diminuída (Figura 5.22d). A ação conjugada da amplificação de Z1 que ocorre a partir do dia 18 de setembro, seguida da amplificação de Z2 ocorrida após 20 de setembro, foi suficientemente efetiva para corromper totalmente a circulação polar.

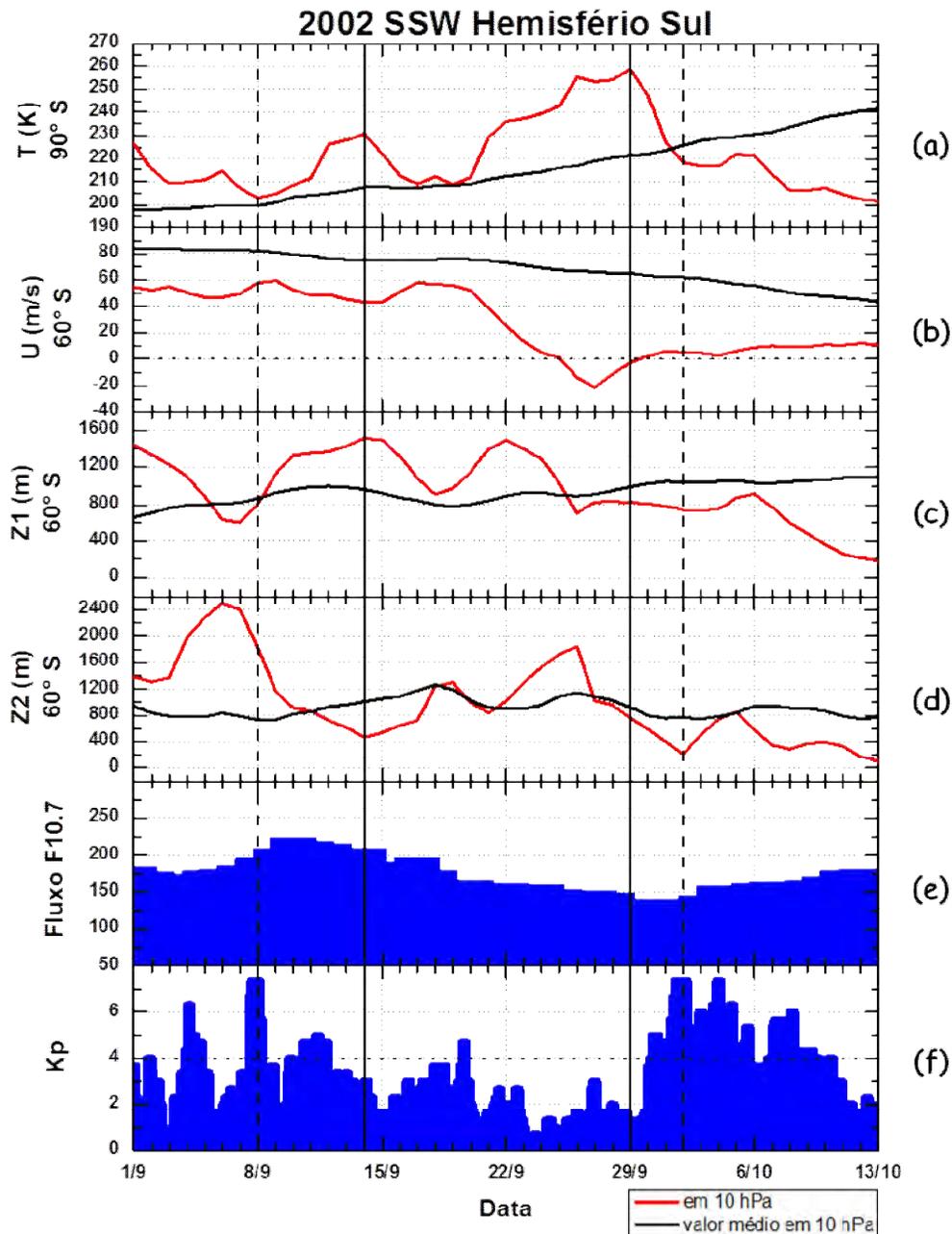


Figura 5.22 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para a primavera do hemisfério sul 2002: (a) temperatura estratosférica em 90°S a 10 hPa, (b) vento zonal médio em 60°S a 10 hPa, (c) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 1 em 60°S a 10 hPa, (d) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 2 em 60°S a 10 hPa, (e) índice F10.7 e (f) índice Kp.

Apesar da magnitude do SSW ser relevantemente alta, tanto em termos da elevação de temperatura quanto em termos de perturbação no vórtice, o evento de 2002 do hemisfério sul não oferece as condições ideais para estudar a correlação com a ionosfera equatorial e de baixas latitudes, pois o ano de 2002 foi um ano de alta atividade solar, conforme é observado na Figura 5.22e, através dos altos valores do índice F10.7. Além disso, durante o período analisado, ocorreram fortes perturbações no campo geomagnético, conforme a Figura 5.22f exhibe.

Entre os dias 8 e 14 de setembro a intensidade relativa da EIA esteve elevada na maior parte do dia (das 8:00 às 23:45 LT), pois ao observar a Figura 5.23, nota-se nitidamente na região referida da figura, o predomínio abundante de cores quentes, com a presença de valores extremos de $\Delta\phi$ principalmente após as 12:00 LT. Esta assinatura de $\Delta\phi$ pode estar relacionada à alta atividade magnética nos dias próximos ao início do SSW e à alta atividade solar, que durante o período de 8 a 15 de setembro fez com que o índice F10.7 atingisse os maiores valores apresentados de todo o período analisado.

Após o primeiro máximo de temperatura a atividade geomagnética manteve-se moderadamente calma enquanto os valores de F10.7 ainda se mantinham acima de 150. Entre os dias 14 e 20 de setembro, a intensidade relativa da EIA passou a ser discretamente mais elevada entre 8 e 13 LT, com valores de $\Delta\phi$ positivos e negativos muito próximos de zero, enquanto que entre 14 e 18 LT, a EIA passava a ser suprimida, com $\Delta\phi$ apresentado valores moderadamente negativos. Este comportamento relatado está de acordo com as observações feitas em estudos anteriores. Após o dia 21 de setembro os valores de $\Delta\phi$ são intensificados para o dia todo, até que entre 24 e 26 de setembro é manifestada uma aparente tendência de mudança nas assinaturas de $\Delta\phi$, as quais se assemelham com as observadas entre 14 e 20 de setembro. Entretanto, neste caso, os valores $\Delta\phi$ persistem até 16 LT, seguido por uma diminuição acentuada de $\Delta\phi$ entre 16 e 18 LT.

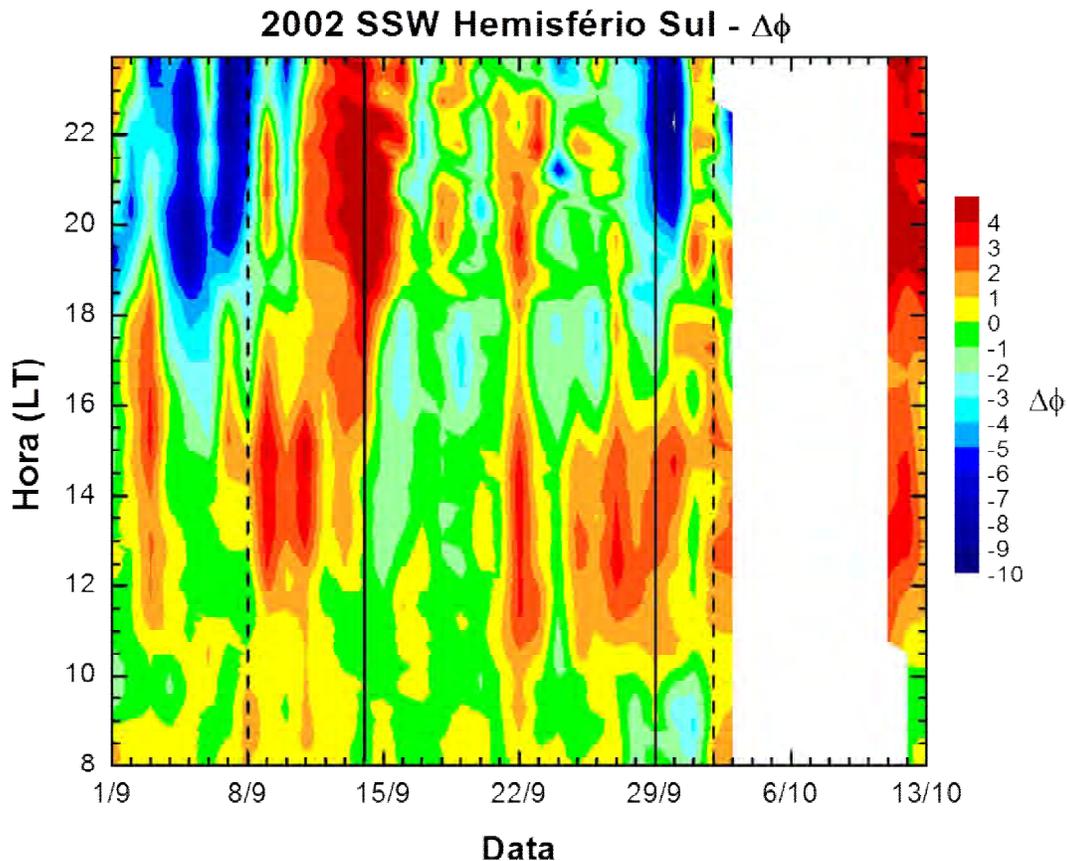


Figura 5.23 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SSW 2002.

Devido à falta de dados de Cachoeira Paulista (crista sul da EIA) entre 3 e 12 outubro, a análise do comportamento ionosférico após o segundo pico não pôde ser realizada.

A Figura 5.24 corresponde a uma análise espectral baseada em *wavelets* realizada com os valores de $\Delta\phi$ com o objetivo de determinar as periodicidades dominantes no período estudado. Desde o início do período até por volta do dia 15 de setembro observa-se que existe predomínio de periodicidades de aproximadamente 1 dia. Entre 15 e 20 de setembro existe a formação de estrutura mais regular e consistente que sugere a presença de uma periodicidade de 0,5 dia, ou seja, um comportamento semidiurno. Pouco antes

do dia 25 de setembro existe a formação de uma estrutura não muito consistente que vagamente confirma o que foi observado na Figura 5.23. Após o dia 27 de outubro, aproximadamente, novamente é formada uma estrutura, desta vez mais bem definida, que sugere a existência de uma característica semidiurna.

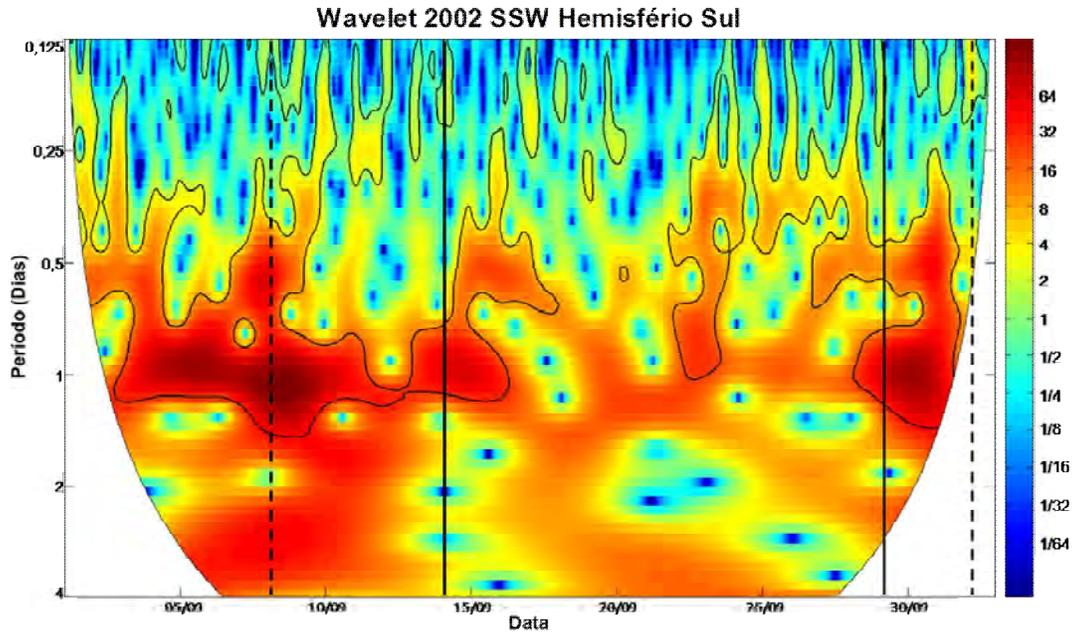


Figura 5.24 - *Wavelet* de $\Delta\phi$ SSW 2002.

5.2.2. Evento de 2010

O aquecimento estratosférico ocorrido em 2010 no hemisfério sul é um evento que possui características muito peculiares, no qual o dia 13 de julho marca o início do aquecimento que perdura até o de 31 de agosto. De acordo com as especificações da WMO, este aquecimento não pode ser classificado como um SSW, pois a variação de temperatura deve ser equivalente ou superior a 25 K em um intervalo de uma semana ou menos em qualquer faixa latitudinal ou nível de pressão. Pela Figura 5.25a, observa-se que a fase positiva do aquecimento dura em torno de 18 dias e apresenta uma variação de

temperatura de aproximadamente 20 K, com pico de temperatura ocorrendo em 31 de julho. No decorrer de grande parte da fase positiva, o vórtice polar não sofre grandes perturbações (Figura 5.25b), a diminuição da velocidade do vórtice ocorre apenas em 27 de julho. Apesar de não ser efetivamente um SSW, este aquecimento estratosférico provocou os efeitos ionosféricos esperados de forma muito mais protuberante e duradoura do que os demais eventos aqui analisados. No entanto, deve-se levar em consideração também, o fato de que os critérios de classificação de ocorrência de um SSW foram elaborados com base, principalmente, nos aquecimentos estratosféricos da região boreal, onde o vórtice polar é significativamente mais lento e conseqüentemente as variações de temperatura são mais intensas. Como no hemisfério sul, o vórtice é mais intenso e sofre poucas perturbações, os aquecimentos podem ocorrer de forma mais lenta e pouco intensa, podendo até mesmo ser necessário a existência de novos critérios para definir efetivamente um evento de SSW austral. Desta forma, o evento austral de 2010 será tratado aqui simplesmente como um aquecimento estratosférico (SW - Stratospheric Warming).

O parâmetro Z1 (Figura 5.25c) permaneceu bastante elevado durante o decorrer de uma grande parcela do período de aquecimento, enquanto Z2 (Figura 5.25d) apresentou oscilações contínuas durante a fase positiva. A amplificação de Z1 e Z2 em torno do pico de temperatura contribuiu de forma efetiva na diminuição de velocidade do vórtice, que conseqüentemente manteve a temperatura estratosférica polar elevada por vários dias.

Os baixos valores observados para os índices F10.7 (Figura 5.25e) e Kp (Figura 5.25f) conferem a este evento, boas condições de se avaliar de forma geral o comportamento sobre a ionosfera equatorial e de baixas latitudes. Durante toda a fase positiva do aquecimento a atividades solar apresentou poucas flutuações, com o índice F10.7 por algumas poucas vezes atingindo valores superiores a 90. O índice Kp apresentou algumas pequenas flutuações que raras vezes ultrapassaram o valor 4.

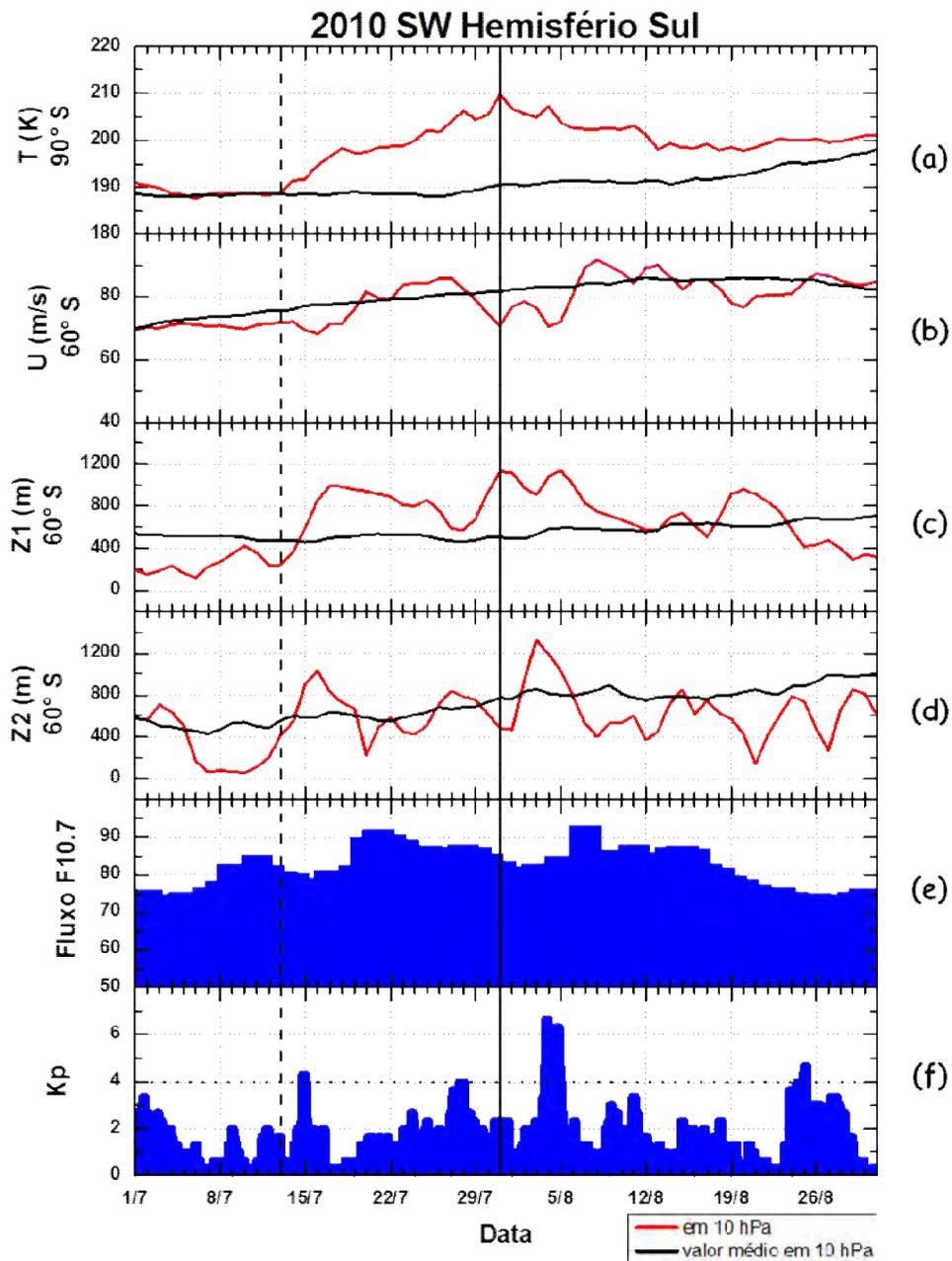


Figura 5.25 - Condições estratosféricas, solares e geomagnéticas para o inverno do hemisfério sul 2010: (a) temperatura estratosférica em 90°S a 10 hPa, (b) vento zonal médio em 60°S a 10 hPa, (c) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 1 em 60°S a 10 hPa, (d) amplitude de onda planetária com número de onda zonal 2 em 60°S a 10 hPa, (e) índice F10.7 e (f) índice Kp.

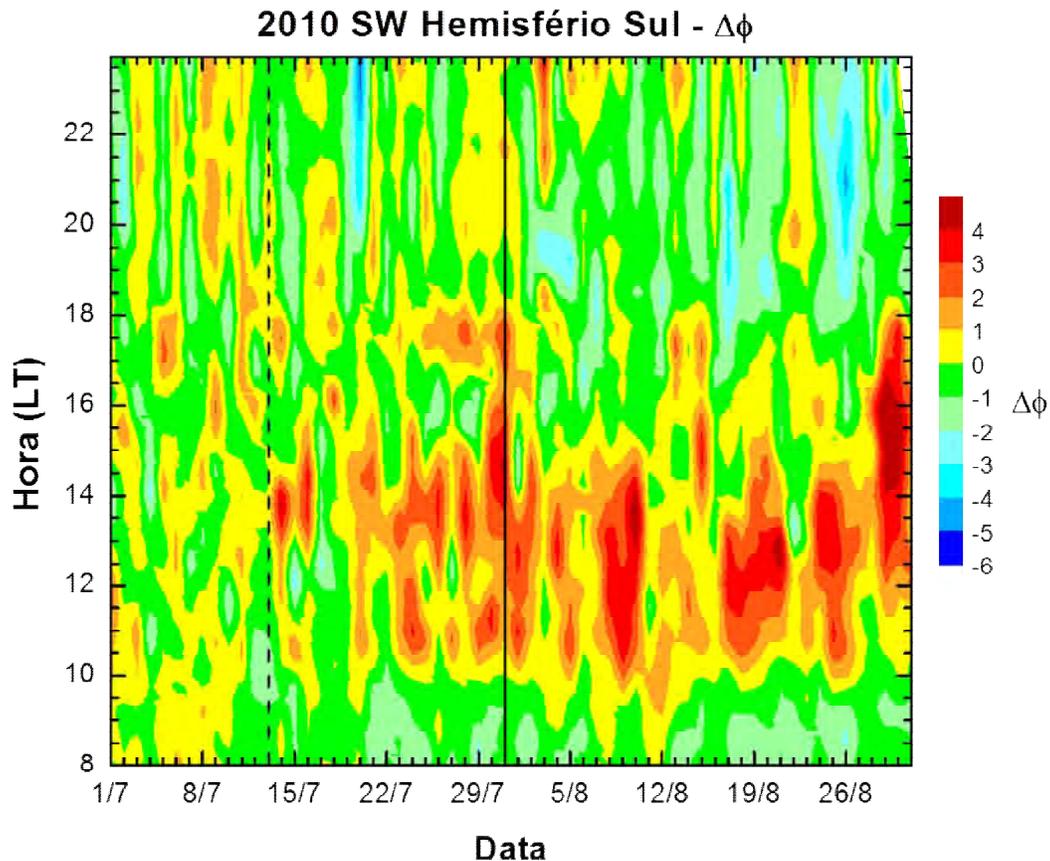


Figura 5.26 - $\Delta\phi$ sobre a região brasileira durante o SW 2010.

A Figura 5.26 exibe a intensidade relativa da EIA ($\Delta\phi$) durante todo o período em questão e através desta, observa-se que $\Delta\phi$ apresenta valores positivos durante quase todo o intervalo do horário de interesse (08:00-23:45 LT) entre os dias 1 e 31 de julho. Após o início do aquecimento (15 de julho) os valores de $\Delta\phi$ passam a sofrer um aumento gradativo no intervalo compreendido entre as 10 e 16 LT e seguido de uma diminuição em torno das 18:00 e de horários noturnos mais avançados. Este comportamento é predominante durante toda a fase positiva do aquecimento, mudando drasticamente após a estratosfera polar atingir sua temperatura máxima em 31 de julho. Durante os dias seguintes, a EIA apresenta-se fortemente ativa entre as 10 e 16 LT, sofrendo uma leve supressão em horários próximo ao do pico de pré-inversão e noturno,

caracterizando um nítido comportamento dito semidiurno que perdurou por toda a fase negativa do aquecimento. Existem ainda, alguns dias em que são observados valores ligeiramente positivos de $\Delta\phi$ em horários após o pôr do sol, podendo ser citados os intervalos de 8 a 9 e 22 a 23 de agosto. Tal comportamento pode ser atribuído a perturbações no campo geomagnético conjugadas com a amplificação e o aumento da atividade de ondas planetárias, visto que próximo dos intervalos mencionados foi registrado um aumento no índice Kp e dos parâmetros Z1 ou Z2.

A análise espectral realizada através de *wavelet* (Figura 5.27) corrobora as afirmações feitas baseadas na figura anterior, onde se observa com bastante clareza, após o dia 30 de julho, a predominância de uma periodicidade semidiurna intensa e contínua observada até o final do período estudado, apresentando pequenas flutuações entre cerca de 8 a 14 horas.

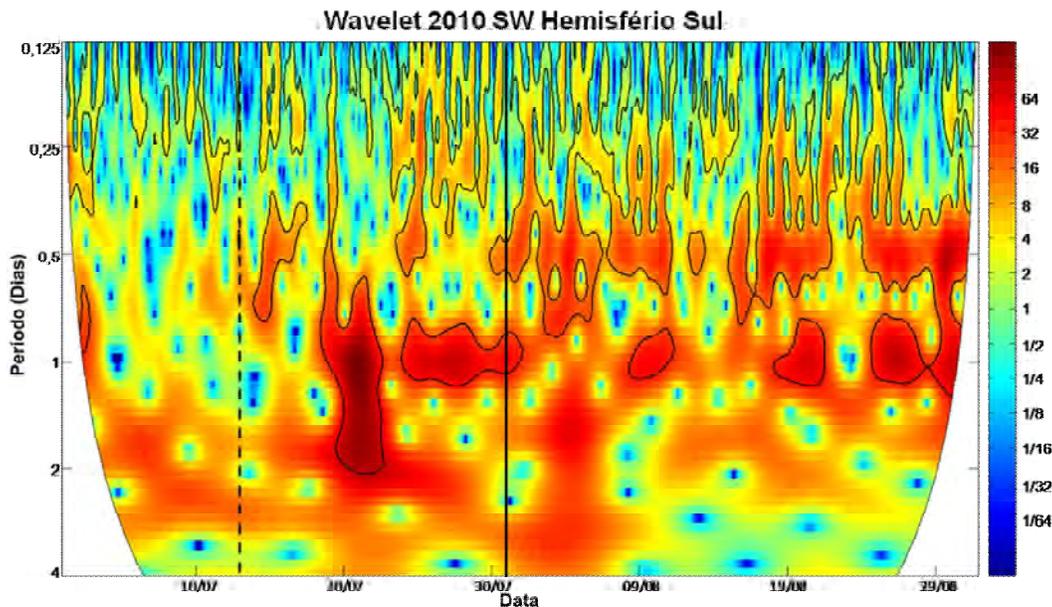


Figura 5.27 - *Wavelet* de $\Delta\phi$ SW 2010.

5.3. Discussões

O objetivo principal deste trabalho foi identificar e avaliar, por meios de dados de digissonda as características apresentadas pela ionosfera da região brasileira durante períodos de aquecimento estratosférico súbito. Para isso, foi obtido o parâmetro $\Delta\phi$ que mensura, através da diferença entre as frequências críticas da camada F2 obtidas na crista da anomalia e próxima ao equador geomagnético, a intensidade da EIA desenvolvida sob a influência de eventos de SSW com relação à EIA originada em períodos geomagneticamente calmos isolados do SSW, porém dentro da mesma estação do ano.

Em estudos precedentes, cujo foco estava voltado para os eventos de SSW ocorridos durante os invernos boreais de 2007-2008 e 2008-2009, quando a atividade solar se encontrava baixa, foram relatados comportamentos semidiurnos em regiões localizadas em latitudes baixas para médias, como por exemplo, na velocidade de deriva sobre Jicamarca (CHAU et al., 2009) e distribuição do TEC sobre o continente americano (GONCHARENKO et al., 2010a,b) e asiático (LIU et al., 2011). Nestas situações a deriva vertical do plasma da região F apresentava-se positiva durante a manhã, propiciando um aumento do TEC em regiões denominadas de baixa latitude, enquanto que durante a tarde a deriva passava a ser negativa, provocando um decréscimo do TEC nas regiões de baixa latitude.

Em períodos de baixa atividade solar, os eventos boreais ocorridos durante os invernos de 2005-2006, 2008-2009, 2009-2010, 2010-2011 e no hemisfério sul em 2010, o comportamento ionosférico expresso pelo parâmetro $\Delta\phi$ foi semelhante em todos os eventos citados. Após o pico de temperatura, a ionosfera sobre a região brasileira sempre manifestava um comportamento semidiurno, o qual fazia com que a EIA sobre a região brasileira fosse mais ativa nos horários da manhã e enfraquecida durante o período da tarde e principalmente em torno do horário do pico de pré-inversão. A durabilidade deste comportamento tendeu a ser equivalente ao da fase negativa do SSW,

isto é, quando depois de atingido o pico, a temperatura apresenta uma tendência de recobrar as condições de equilíbrio. Tais resultados são facilmente vistos nos eventos de 2008-2009 e 2010-2011, nos quais a temperatura estratosférica da região polar apresentou um único pico bem definido e predominantemente agudo.

A correlação entre os tempos de duração da fase negativa e o de incidência do comportamento semidiurno, pode ser efetivamente validada ao observar as assinaturas ionosféricas da região brasileira manifestadas durante o SSW austral de 2010, que foi um aquecimento que se deu de forma lenta, porém longa e continuamente, sem apresentar grandes variações na temperatura, consequentemente provendo uma curva obtusa de temperatura, com uma longa fase de recuperação. Mesmo ocorrendo em horários locais mais tardios, o comportamento semidiurno foi perceptivelmente observado, mantendo-se ativo durante todo o período final do SSW, com uma distribuição uniforme dos valores positivos e negativos de $\Delta\phi$ ao longo das horas. É possível que no evento boreal de 2009-2010 seria observada uma duração do comportamento semidiurno equivalente à fase negativa deste SSW, que como o evento de 2010 do hemisfério sul, também apresentou uma curva de temperatura bastante obtusa. Entretanto, devido a falha de dados ocorrida entre 28 de janeiro e 2 de fevereiro a continuidade do comportamento semidiurno não pôde ser constatada.

No evento de 2005-2006, quando foi registrada uma sequência de três SSWs consecutivos, observou-se que as características semidiurnas estiveram ativas apenas após um dos picos, que no caso foi o segundo pico, o qual não foi o que apresentou a maior variação de temperatura e tão pouco a inversão do vórtice. No entanto, foi durante o segundo SSW que a amplitude das ondas planetárias com número de onda zonal 1 esteve mais elevada, acima de 1200 m.

Com base nos resultados obtidos para a região de Jicamarca (GONCHARENKO ET AL., 2010a, b), durante os eventos boreais de 2007-2008 e 2008-2009, constatou-se que a variação do TEC (positiva) no período da manhã é mais intensa que a variação do TEC (negativa) no período da tarde. Para a região brasileira, a partir da análise dos valores do parâmetro $\Delta\phi$, o qual é derivado da diferença de foF2 da crista da anomalia e do equador geomagnético, obteve-se um comportamento ligeiramente contrário, não só para o evento de 2008-2009, mas também para a maior parte dos outros eventos até aqui mencionados, nos quais foram observadas variações negativas mais intensas que as positivas, ou seja, a EIA em geral é mais intensamente suprimida do que intensificada durante a variação ionosférica semidiurna.

No que diz respeito ao SSW de 2006-2007, a ionosfera sobre o Brasil revelou características completamente distintas das manifestadas durante os outros eventos de SSW ocorridos também em períodos de baixa atividade solar. Durante este evento, a curva de temperatura estratosférica do polo norte apresentou-se muito ruidosa, com a aparição de alguns pulsos de aquecimento e três SSWs consecutivos. Tais ruídos foram derivados das intermitentes flutuações em Z1 e Z2. A perturbação moderada do campo geomagnético pode ter sido um dos fatores que, em conjunto com as flutuações em Z1 e Z2, causaram a forte discrepância apresentada nos padrões comportamentais da ionosfera sobre o setor brasileiro. As características ionosféricas semidiurnas convencionais, de forma bastante discreta, foram identificadas apenas durante os pulsos de aquecimento. Após o início da sequência de SSWs, a ionosfera passou a exprimir um padrão semidiurno, mas com a fase invertida. Este padrão foi identificado também nas análises espectrais de *wavelet* e manteve-se presente até o fim do período investigado.

Os eventos de SSW ocorridos tanto no hemisfério norte quanto no sul, durante períodos de alta atividade solar, apresentaram vários picos na curva representativa da temperatura, indicando a presença de mais de um SSW ou

apenas pulsos de aquecimento. Quanto à situação ionosférica sobre a região brasileira, foram observadas características similares entre os eventos de SSW do polo norte de 2002-2003 e 2003-2004. Tais características se assemelham às características semidiurnas observadas na ionosfera em períodos de baixa atividade, em alguns dias antes e após um dos vários picos apresentados por ambos os eventos; a EIA foi apreciavelmente intensificada durante os períodos matutinos e vespertinos, seguida de uma forte supressão no período noturno.

Para o evento de 2002-2003 a análise ficou restrita apenas aos segundo e terceiro picos de temperatura estratosférica, devido à ausência de dados que cobrissem o primeiro pico. Neste caso, estas características se manifestaram após o segundo pico e foram se intensificando à medida que se aproximava do terceiro pico. As intensificações acompanham de forma aproximada, as perturbações sofridas pelo campo magnético terrestre durante o mesmo período. Já o caso de 2003-2004, estas características se manifestaram somente após o segundo pico (em 28 de dezembro de 2003) originado por pulsos de aquecimento ocorridos após o pico do primeiro SSW, quando a EIA permaneceu intensificada por cerca de três dias até as 17 LT. Nos intervalos de 3 a 4 e de 5 a 6 de janeiro de 2004, as intensificações da EIA ocorreram apenas das 14:00 às 17:00 e das 16:00 às 19:00 LT, respectivamente, com forte enfraquecimento durante os demais dias. Estes efeitos podem ter sido provocados pela modulação dos campos elétricos ionosféricos por meio das ondas planetárias, conjugadas com a ação de ventos meridionais, que podem intensificar ou inibir a formação das cristas da anomalia, ao transportar o plasma ao longo das linhas de campo geomagnético. O comportamento da ionosfera do setor brasileiro não foi exatamente semidiurno, nestes dois casos. Pela análise de *wavelet*, as periodicidades estiveram concentradas entre semidiurna e terdiurna, sem coincidir com a fase negativa do aquecimento.

As diferenças comportamentais apresentadas pela ionosfera sobre o Brasil, durante os eventos boreais de 2002-2003 e 2003-2004 e ao longo do austral de 2002, devem-se provavelmente às estações do ano em que se encontram o

setor brasileiro, pois a intensidade da deriva vertical no entardecer tende a ser maior no solstício de verão. As assinaturas geradas pela ionosfera do setor brasileiro durante o intenso SSW austral ocorrido em 2002, quando a atividade solar estava alta, se assemelham bastante com as que foram registradas durante os SSW boreais ocorridos durante períodos de baixa atividade solar. No período em questão houve a ocorrência de um SSW de baixa intensidade seguido por outro de alta intensidade, cuja análise não pode ser realizada pela falta de dados. A característica semidiurna foi claramente manifestada após o pico de temperatura referente ao primeiro SSW e permaneceu ativa por vários dias, persistindo até mesmo um pouco além da fase negativa do SSW.

É importante ressaltar que, baseado nos valores dos índices F10.7 e Kp, que os SSWs ocorridos no hemisfério norte em 2005-2006, 2008-2009, 2009-2010, 2010-2011 e do hemisfério sul em 2010 aconteceram durante períodos de atividade solar mínima com poucas perturbações geomagnéticas. Portanto, está descartada a hipótese dos impactos observados serem originados por distúrbios na condição geomagnética que, através da penetração de campos elétricos ou distúrbios no dínamo, afetam também a ionosfera de baixas latitudes. Já para os eventos do hemisfério norte de 2002-2003 e 2003-2004, parece existir uma combinação dos efeitos modulatórios sobre os campos elétricos ionosféricos, provocados pela ação de ondas planetárias, em conjunto com fatores geomagnético e solar.

As marés atmosféricas, modificadas por ondas planetárias que se amplificam no início do SSW, exercem uma parcela de influência sobre os campos elétricos que produzem o efeito fonte e a EIA. Tais marés, moduladas pelas ondas planetárias, geram um padrão de campo elétrico modificado que perturba a EIA em sua configuração para dias geomagneticamente calmos. Esta concepção fica mais evidente ao observar o aumento de amplitude das ondas planetárias, cuja intensa atividade notoriamente perdura durante todo o período de aquecimento e ocasiona o deslocamento ou quebra do vórtice polar.

De forma alternativa, ondas planetárias podem ser geradas na baixa atmosfera pela quebra de ondas de gravidade. A interação entre elas conduz à modulação de campos provenientes de marés, propiciando desta forma um aumento na maré semidiurna na baixa termosfera (GONCHARENKO et al., 2010b). A intensificação dos ventos termosféricos proporciona a modulação dos campos elétricos da região E (para leste) por meio dos processos pertinentes ao dínamo, que por sua vez são mapeados para região F através das linhas de campo geomagnético. Em regiões próximas ao equador geomagnético existe a deriva vertical de plasma $\vec{E} \times \vec{B}$ que produz a EIA, cuja intensidade é determinada pela direção deste movimento. Seguramente, é possível afirmar que as ondas planetárias desempenham um papel importante nestes processos e são elementos necessários para interpretação dos resultados obtidos nesta pesquisa.

De acordo com Fejer et al. (2010, 2011) e Park et al. (2012), grande parte das perturbações eletrodinâmicas da região equatorial, durante períodos de SSW, estão associados a efeitos ondulatórios lunares semidiurnos, sendo esta sugestão amplamente condizente com Pedatella e Forbes (2010b). Tais suspeitas estão embasadas no fato de haver uma evidente associação entre os efeitos lunares e a inversão da corrente do eletrojato equatorial, em horários diurnos, durante períodos geomagneticamente calmos (RASTOGI, 1974). A modulação da maré semidiurna lunar sobre a deriva vertical do plasma ionosférico da região equatorial começou a ser estudada por Stening e Fejer (2001) através de medidas de radares instalados em Jicamarca, no Peru. Em períodos de ocorrência de SSW, Fejer et al. (2010) demonstrou que tais modos de marés podem agir de forma efetiva sobre a ionosfera equatorial e salientar os efeitos observados por Chau et al. (2009) e Goncharenko et al. (2010a, b), pois a deriva vertical equatorial é menos intensa em períodos de baixa atividade solar e, conseqüentemente, os efeitos de maré tendem a ser predominantes, de forma que a modulação da distribuição do plasma ionosférico de baixas latitudes seja feita de forma mais intensa durante eventos

de SSW ocorridos em períodos de baixo fluxo solar. Convergindo para a mesma linha de raciocínio, através da análise de dados globais de TEC obtidos por receptores GPS, Pedatella e Forbes (2010b) estudaram a variabilidade da maré lunar ionosférica em função da hora local, longitude e sazonalidade. Neste estudo, os autores constataram que existe um pleno domínio da componente semidiurna, a qual possui grandes amplitudes durante o inverno boreal e nas regiões de EIA. Neste trabalho foi constatado que existe uma grande variação na distribuição do plasma ionosférico, bem como nos perfis de densidade eletrônica ao longo dos dias que sucedem o pico de temperatura de um evento de SSW. Entretanto, não se tentou identificar o efeito da maré lunar no comportamento da ionosfera durante os eventos de SSW analisados. O principal efeito observado foi o padrão semidiurno exibido pela ionosfera, que permanece presente em uma quantidade de dias equivalente a fase negativa do SSW (decréscimo da temperatura), que de acordo com que muitos autores acreditam, é resultado da modificação dos padrões dos campos elétricos equatoriais, sendo principalmente da componente zonal. No entanto, a identificação do real fator responsável pela modulação dos campos elétricos ionosféricos, ainda é uma questão em aberto no escopo dos estudos que investigam as conexões entre a baixa atmosfera e a ionosfera. Ainda serão necessários mais estudos, baseados em modelagem, para apurar a verdadeira natureza destes modos de marés, sejam eles semidiurnos ou de outros modos, de origem solar ou lunar, com característica migrante ou não migrante.

6 CONCLUSÕES

Todos os eventos de SSW que foram objeto de estudo nesta pesquisa de mestrado distinguem-se entre si em vários aspectos, como por exemplo, a diferença de intensidade, duração do evento, quantidade de picos sucessivos de temperatura, características dinâmicas e tipo de ondas planetárias que os desencadeiam. No entanto, mesmo diante das diversidades apresentadas em cada evento, a ionosfera brasileira apresentou padrões comuns na distribuição de seu plasma em quase todos os eventos estudados.

O estudo desenvolvido sobre a região brasileira, realizado por meio da análise de dados de digissonda, também convergiram para resultados semelhantes aos observados em estudos pioneiros, os quais eram baseados na variação do TEC sobre Jicamarca durante os SSWs de 2007-2008 e 2008-2009. Estas similaridades, exceto durante o SSW boreal de 2006-2007, estão presentes em todos os eventos estudados em períodos de baixa atividade solar, independentemente do hemisfério em que tenha ocorrido o SSW. Já em períodos de alta atividade, as características apresentadas são divergentes em alguns aspectos.

Após o pico de temperatura em todos os eventos estudados, através dos valores obtidos de $\Delta\phi$, foi identificada uma intensificação na variação do plasma ionosférico sobre o setor brasileiro, seja ela positiva ou negativa e independente das condições solares e geomagnéticas.

No caso dos eventos de SSW ocorridos em anos de baixa atividade solar, no período matutino os valores de $\Delta\phi$ eram positivos, enquanto que no período vespertino eram diminuídos gradativamente até atingirem valores negativos mais extremos em torno do horário do pico de pré-inversão, ou seja, a EIA era intensificada em horários da manhã e suprimida durante a tarde, assumindo padrões semidiurnos semelhantes aos observados no setor peruano por Goncharenko et al. (2010b). Em épocas em que ocorreram múltiplos picos de

temperatura estratosférica, fossem eles provocados por pulsos ou múltiplos SSWs, a característica semidiurna foi manifestada apenas durante um dos picos sem apresentar correlação com a temperatura atingida ou até mesmo com a intensidade da perturbação sofrida pelo vórtice polar.

Em períodos de alta atividade solar, a característica semidiurna é um pouco distorcida, de forma que a EIA mantém-se mais ativa mesmo em horários após as 12:00 LT, mais ainda assim, sofre uma forte supressão em torno do horário do pico de pré-inversão.

Os dados de digissonda revelaram que, através do cálculo de $\Delta\phi$, a supressão da EIA ocorrida durante a tarde, era mais intensa do que a intensificação desta durante o período matutino. Esta característica foi manifestada pela ionosfera do setor brasileiro durante quase todos os eventos de SSW ocorridos em períodos de baixa atividade solar, exceto pelo evento austral de 2010.

A característica semidiurna se manifesta após o pico de temperatura do SSW e permanece ativa, sobre o setor brasileiro, durante um período de dias aproximadamente equivalente ao da fase negativa do SSW, isto é, quando a temperatura decai de forma que as condições térmicas da estratosfera polar sejam reestabelecidas. Este fato é perceptivelmente observado durante os eventos boreal e austral de 2009-2010 e 2010, respectivamente quando a fase de recuperação aconteceu de forma mais lenta que dos demais eventos.

A partir da análise destes resultados e com base em estudos anteriores torna-se mais evidente a concepção de haver uma conexão entre fenômenos ocorridos em hemisférios distintos, como também entre fenômenos ocorridos em regiões atmosféricas inferiores e a ionosfera.

A seguir estão listados alguns aspectos que poderão ser trabalhados futuramente, com o objetivo de se obter resultados mais refinados que proporcionarão uma análise mais apurada, não apenas para maior compreensão dos efeitos que a ionosfera equatorial e de baixas latitudes está

sujeita durante a ocorrência de um SSW, mas como também identificar os principais agentes para a conexão entre a estratosfera de altas latitudes e a ionosfera de baixas latitudes.

- **Verificar efeitos em termos da altura da camada ionosférica:** neste estudo, a atenção esteve voltada apenas aos efeitos ionosféricos com relação à concentração do plasma ionosférico sobre uma dada região. Futuramente poderá ser analisado o efeitos com relação à altura da camada ionosférica tanto no equador geomagnético, quanto na região da crista sul da EIA.
- **Sincronizar as fases da lua com o período de SSW:** este tipo de análise contribuirá na identificação dos fatores que promovem a modificação dos padrões do campo elétrico ionosférico. Como é sugerido por Fejer et al. (2010, 2011) as alterações no campo elétrico e os efeitos ionosféricos podem ser intensificados conforme a coincidência com as fases lunares.
- **Analisar as amplitudes de Z1 e Z2 em regiões acima da estratosfera:** a amplificação das ondas planetárias ocorre a medida que atingem altitudes superiores devido a rarefação da atmosfera. Estas amplificações, através de mecanismos que ainda não são muito bem conhecidos, podem ser intensificadas após a ocorrência de um SSW e causar modulações no campo elétrico ionosférico e na distribuição do plasma ionosférico ao redor do equador geomagnético.
- **Investigar as causas do comportamento ionosférico exibido durante o SSW boreal de 2006-2007:** para este evento a EIA apresentou um comportamento semidiurno cuja fase era invertida em relação aos demais, ou seja, durante os períodos da manhã a EIA não se desenvolvia, enquanto que nos períodos da tarde tornava-se intensa. Não existe uma teoria formulada capaz de responder o que acarretou

este efeito. Seria necessário investigar as fases lunares, os parâmetros Z1 e Z2 para altitudes superiores e desenvolver modelos para se compreender as causas deste comportamento atípico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDU, M.A. Equatorial ionosphere-thermosphere system: Electrodynamics and irregularities. **Advances in Space Research**, v. 35, n.5, p.771-787, 2005.

ANDERSON, D. e ARAUJO-PRADERE, E.A. Sudden stratospheric warming event signatures in daytime ExB drift velocities in the Peruvian and Philippine longitude sectors for January 2003 and 2004, **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. A00G05, doi:10.1029/2010JA015337, 2010.

APPU, K.S. On perturbations in the thermal structure of tropical stratosphere and mesosphere in winter. **Indian Journal of Radio & Space Physics**, v. 13, p. 35-41, 1984.

BATISTA, I.S.; DE MEDEIROS, R.T.; ABDU, M.A.; DE SOUSA, J.R.; BAILEY, G.J.; DE PAULA, E.R. Equatorial ionosphere vertical plasma drift model over the Brazilian region. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. A5, p. 10887-10892, 1996a.

BATISTA, I.S.; DE MEDEIROS, R.T.; ABDU, M.A.; DE SOUSA, J.R.; BAILEY, G.J.; DE PAULA, E.R. Corrections to "Equatorial ionosphere vertical plasma drift model over the Brazilian region" by I. S. Batista et al. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. A12, p. 27043, 1996b.

BAUMJOHANN, W.; TREUMANN, R. A. **Basic space plasma physics**. London: Imperial College Press, 1997.

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

BERTONI, F. C. P. **Estudos de derivas ionosféricas por meio de ionossondas digitais**. 1998. 135 p. (INPE-7169-TDI/675). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Sao Jose Campos, 1998. Disponível em:<<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/1999/09.14.13.10>>.

BERTONI, F. C. P. **Derivas ionosféricas em latitudes equatoriais: observações e modelagem**. 2004. 150 p. (INPE-11240-TDI/946). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004. Disponível em:<<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/04.14.11.32>>.

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

CHAU, J.L.; FEJER, B.G.; GONCHARENKO, L.P.; Quiet variability of equatorial $E \times B$ drifts during a sudden stratospheric warming event. **Geophysical Research Letters**, v. 36, doi:10.1029/2008GL036785, 2009.

CHAU, J.L.; APONTE, N.A; CABASSA, E.; SULZER, M.P.; GONCHARENKO, L.P.; GONZÁLEZ, S.A.; Quiet time ionospheric variability over Arecibo during sudden stratospheric warming events. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, doi:10.1029/2010JA015378, 2010.

CHAU, J. L.; GONCHARENKO, L. P.; FEJER, B. G.; LIU, H.-L. Equatorial and low latitude ionospheric effects during sudden stratospheric warming events, **Space Science. Review**, doi:10.1007/s11214-011-9797-5, 2011.

CHIAN, A. C-L; REUSCH, M. F. **Física de plasma**. Niterói, RJ: Universidade Federal Fluminense, 1979.

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

FARLEY, D.T.; BONELLI, E.; FEJER, B.G.; LARSEN, M.F. The pre-reversal enhancement of the zonal electric field in the equatorial ionosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, n. A12, p. 13723–13728, 1986.

FEJER, B. G.; GONZALEZ, S. A.; WOODMAN, R. F. Average vertical and zonal F-region plasma drifts over Jicamarca. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A8, p. 901-913, 1991.

FEJER, B. G. Low latitude ionospheric electrodynamics. **Space Science Reviews**, v. 115, doi:10.1007/s11214-010-9690-7, 2010.

FORBES, J. M. Tidal and planetary waves. In: JOHNSON, R. M.; KILLEEN, T. L. (eds.). **The upper mesosphere e lower thermosphere**: a review of experiment and theory geophysical monograph. American Geophysical Union, , 1995. p. 67-87.

FORBES, J. M.; PALO S. E.; ZHANG X. Variability of the ionosphere. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 62, 685-693, 2000.

FEJER, B.G.; SCHERLISS, L. On the variability of F-region vertical plasma drifts. **Journal Atmospheric Solar-Terrestrial Physics**. v. 63, 893-897, 2001

FEJER, B. G., OLSON, M. E.; CHAU, J. L.; STOLLE, C.; LÜHR, H.; GONCHARENKO, L. P.; YUMOTO, K.; NAGATSUMA, T. Lunar-dependent equatorial ionospheric electrodynamic effects during sudden stratospheric warmings. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. A00G03, doi:10.1029/2010JA015273, 2010.

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, n. L21104, doi:10.1029/2011GL049788, 2010.

FRITZ, S.; SOULES, S. Planetary variations of stratospheric temperatures. **Monthly Weather Review**, v. 100, p. 582-589, 1972

FULLER-ROWELL, T.; WANG H.; AKMAEV R.; WU F.; FANG, T.-W.; IREDELL M. A. RICHMOND, Forecasting the dynamic and electrodynamic response to the January 2009 sudden stratospheric warming, **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. L13102, doi:10.1029/2011GL047732, 2011a.

FULLER-ROWELL, T.; AKMAEV, R.; WU, F.; FEDRIZZI, M.; VIERECK, R. A.; WANG, H. Did the January 2009 sudden stratospheric warming cool or warm the thermosphere? **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. L18104, doi: 10.1029/2011GL048985, 2011b.

GONCHARENKO, L. P.; CHAU, J. L.; LIU, H.-L.; COSTER, A. J. Unexpected connections between the stratosphere and ionosphere. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. L10101, doi:10.1029/2010GL043125. 2010a

GONCHARENKO, L. P.; COSTER, A. J.; CHAU, J. L.; VALLADARES, C. E. Impact of sudden stratospheric warmings on equatorial ionization anomaly. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, n. A00G07, doi:10.1029/2010JA015400, 2010b.

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

HANSON, W. B. e MOFFETT, R. J. Ionization transport effects in equatorial F region. **Journal of Geophysical Research**, v. 71, p. 5559-5572, 1966.

HARGREAVES, J. K. **The solar-terrestrial environment**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992, 436 p., ISBN (0521427371).

HINES, C. O., PAGHIS, I., HARTZ, T. R.; FEJER, J. A. **Physics of the Earth's upper atmosphere**. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall, 1965.

HOUGHTON, J.T. The stratosphere and mesosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 104, p. 1-29, 1978. doi: 10.1002/qj.49710443902.

KELLEY, M.C. **The Earth's ionosphere**. London: Academic Press, 487 p. ISBN (0-12-404012-8), Second Edition 2008.

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

LABITZKE, K.; The interaction between stratosphere and mesosphere in winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, p. 1395-1399, 1972.

LABITZKE, K. e KUNZE, M. On the remarkable Arctic winter in 2008/2009. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, 2009.

LABITZKE, K. e NAUJOKAT, B. The lower arctic stratosphere mid-winter warmings since 1952. **SPARC Newsletter**, v. 15, p. 11-14, 2000.

LAUTER E. A. Present research aspects in ionospheric-stratospheric coupling effects. **Space Research VII**, v. 1, p. 212-227, 1967.

LIU, H. -L.; WANG, W.; RICHMOND, A. D.; ROBLE, R. G. Ionospheric variability due to planetary waves and tides for solar minimum conditions, **Journal of Geophysical Research**. doi:10.1029/2009JA015188, 2010.

LIU, H., YAMAMOTO, M., TULASI, S., Tsugawa, T., Otsuka, U., Stolle, C., Doornbos, E., Yumoto, K., Nagatsuma T. Equatorial electro-dynamics and neutral background in the Asian sector during the 2009 stratospheric sudden warming. **Journal of Geophysical Research**, v.116, A08308, doi:10.1029/2011JA016607, 2011.

LYON, A. J.; THOMAS, L. The F2-region equatorial anomaly in the African, American and east Asian sectors during sunspot maximum. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 25, n. 7, p. 373-386, 1963.

MANNEY, G. L.; SCHWARTZ, M. J.; KRUGER, K.; SANTEE, M. L.; PAWSON, S.; LEE, J. N.; DAFFER, W. H.; FULLER, R. A. e LIVESEY N. J. Aura Microwave Limb Sounder observations of dynamics and transport during the record-breaking 2009 Arctic stratospheric major warming. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. L12815, 2009.

MANNUCCI, A.J.; TSURUTANI, B.T.; IJIMA, B.A.; KOMJATHY, A.; SAITO, A.; GONZALEZ, W.D.; GUARNIERI, F.L.; KOZYRA, J.U.; SKOUG, R. Dayside global ionospheric response to the major interplanetary events of October 29-30, 2003, **Geophysical Research Letters**, v. 32, n.L12S02, 2005.

MATSUNO, T.; A dynamical model of the stratospheric sudden warming. **Journal of The Atmospheric Science**. v.28, p.1479-1494, 1971.

MCINTURFF, **Stratospheric warmings synoptic, dynamic and general-circulation aspects**. Washington, D.C.: NASA, 1978.

MCNAMARA, L. F. **The ionosphere: communications, surveillance, and direction finding.** Malabar, Flórida: Krieger, 1991.

MOHANAKUMAR, K. **Stratosphere troposphere interactions an introduction.** Cochin: Springer, 2008.

NOGUEIRA, P. A. B. **Estudo da anomalia de ionização equatorial e dos ventos termosféricos meridionais durante períodos calmos e perturbados na região de baixas latitudes brasileira.** 2009. 146 p. (INPE-15774-TDI/1517). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/34TJM9S>>.

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

PANCHEVA D. e MUKHTAROV, P. Stratospheric warmings: the atmosphere-ionosphere coupling paradigm. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics,** v. 73, doi:10.1016/j.jastp.2011.03.066, 2011.

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, n. A03306, doi:10.1029/2011JA017351, 2012.

PAPAGIANNIS, M. D. **Space physics and space astronomy.** New York, NY: Gordon and Breach Science, 1972.

PEDATELLA, N.M.; FORBES, J.M.; Evidence for stratosphere sudden warming-ionosphere coupling due to vertically propagating tides. **Geophysical Research Letters,** v. 37 n. A08326, doi:10.1029/2010GL043560, 2010a.

PEDATELLA, N.M.; FORBES, J.M.; Global structure of the lunar tide in ionospheric total electron content. **Geophysical Research Letters,** v. 37, n. 06103, doi:10.1029/2010GL042781, 2010b.

RASTOGI, R.G. Lunar effects in the counter-electrojet near the magnetic equator. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics,** v. 36, p. 167-170, 1974.

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

REINISCH, B. W.; BIBL, K.; KITROSSER, D. F.; SALES, G. S.; TANG, J. S.; ZHANG, Z.M.; BULLETT, T. W.; RALLS, J. A. The Digisonde 256 Ionospheric Sounder, World Ionosphere/ Thermosphere Study. **WITS Handbook**, v. 2, Dec. 1989.

RICHMOND, A. D. Modeling the equatorial ionospheric electric fields. **The Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 57, p. 1103-1115, 1995.

RISHBETH, H.; GARRIOTT, O. K. **Introduction to ionospheric physics**. New York; London: Academic Press, e. 14, ISBN (0125889402), 1969.

RISHBETH, H. The F-region dynamo. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 43, n. 5/6, p. 387-392, 1981.

Rishbeth, H. F region links with the lower atmosphere? **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 68, p. 469–478, 2006.

SCHOEBERL, M. R.; NEWMAN, P. A. Polar vortex, **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**. p. 1321-1328, Elsevier, New York, 2003.

SCHUNK, R.; NAGY, A. F. **Ionospheres: physics, plasma physics and chemistry**. New York: Cambridge University Press, 2000.

SOJKA, J.J. e SCHUNK, R. W. A theoretical study of the global F region for June solstice, solar maximum, and low magnetic activity. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A6, p.5285-5298, 1985.

SMITH, A. K. Planetary waves. **Encyclopedia of Atmospheric Sciences**, p. 1314-1321, Elsevier, New York, 2003.

SRIDHARAN, S.; SATHISHKUMAR, S.; GURUBARAN, S. Variabilities of mesospheric tides and equatorial electrojet strength during major stratospheric warming events. **Annales Geophysicae**, v. 27, n. 4125, 2009.

STENING, R.J.; FEJER, B.G. Lunar tide in the equatorial F region vertical ion drift velocity. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 221-226, 2001.

VINEETH, C.; PANT, T.K.; SRIDHARAN, R.; Equatorial counter electrojets and polar stratospheric sudden warmings – a classical example of high latitude-low latitude coupling? **Annales Geophysicae**, v. 27, n. 3147, 2009.

VOLLAND, H. **Atmospheric Tidal and Planetary Waves**. U.S.A: Kluwer Academic Publishers, 348 p., 1988.

WHITE, R. S. **Space physics: the study of plasmas in space**. London: Oxford University, 1970.

YUE, X.; SCHREINER, W.S.; LEI, J.; ROCKEN C.; HUNT, D.C.; KUO, Y.-H.;
WAN, W. Global ionospheric response observed by cosmic satellites during the
January 2009 stratospheric sudden warming event. **Journal of Geophysical
Research**, v. 115, doi:10.1029/2010JA015466, 2010.