



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DA PARAÍBA**  
**PRÓ - REITORIA DE PÓS - GRADUAÇÃO E PESQUISA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA E TECNOLOGIA**  
**AMBIENTAL**  
**MESTRADO EM CIÊNCIA E TECNOLOGIA AMBIENTAL**

**CHAYENNY EDNA DA SILVA RODRIGUES**

**EFEITOS NA DINÂMICA DA MESOSFERA NO SETOR**  
**BRASILEIRO DURANTE EVENTOS DE AQUECIMENTO DA**  
**ESTRATOSFERA POLAR**

**CAMPINA GRANDE-PB**

**2017**

**CHAYENNY EDNA DA SILVA RODRIGUES**

**EFEITOS NA DINÂMICA DA MESOSFERA NO SETOR  
BRASILEIRO DURANTE EVENTOS DE AQUECIMENTO DA  
ESTRATOSFERA POLAR**

Dissertação apresentada ao Mestrado de Ciência e  
Tecnologia Ambiental da Universidade Estadual  
da Paraíba, em cumprimento às exigências parciais  
para obtenção do título de mestre.

**ORIENTADOR: PROF. Dr. LOURIVALDO MOTA LIMA**

**CAMPINA GRANDE**

**2017**

É expressamente proibida a comercialização deste documento, tanto na forma impressa como eletrônica. Sua reprodução total ou parcial é permitida exclusivamente para fins acadêmicos e científicos, desde que na reprodução figure a identificação do autor, título, instituição e ano da dissertação

R696e Rodrigues, Chayenny Edna da Silva.  
Efeitos na dinâmica da mesosfera no setor brasileiro durante eventos de aquecimento da estratosfera polar [manuscrito] / Chayenny Edna da Silva Rodrigues. – 2017.  
64 p. : il. color.

Digitado.

Dissertação (Mestrado em Ciência e Tecnologia Ambiental), Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual da Paraíba, 2017.

“Orientação: Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima, Departamento de Física”.

1. Mesosfera. 2. Aquecimento estratosférico. 3. Radar Meteorológico. 4. Dinâmica da Atmosfera I. Título.

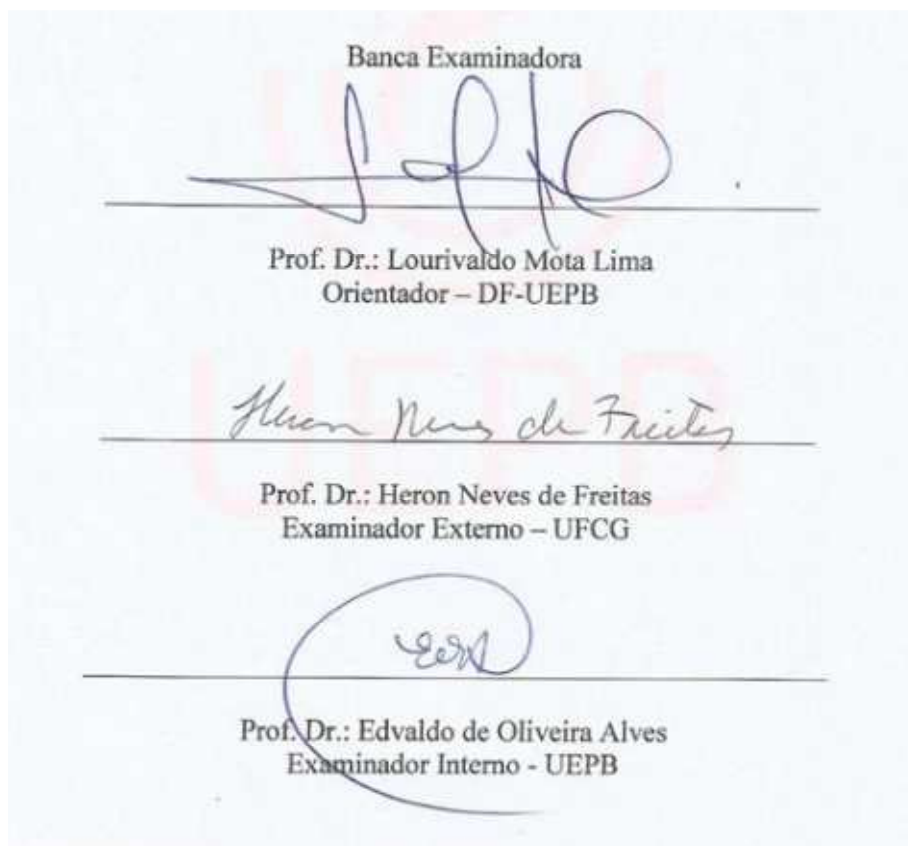
21. ed. CDD 551.51

**CHAYENNY EDNA DA SILVA RODRIGUES**

**EFEITOS NA DINÂMICA DA MESOSFERA NO SETOR  
BRASILEIRO DURANTE EVENTOS DE AQUECIMENTO DA  
ESTRATOSFERA POLAR**

Dissertação apresentada ao Mestrado de Ciência e  
Tecnologia Ambiental da Universidade Estadual  
da Paraíba, em cumprimento às exigências parciais  
para obtenção do título de mestre.

Aprovado em 23/02/2017



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço ao Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) pela disponibilização dos dados de vento obtidos a partir das medidas por radar meteorológico em Cachoeira Paulista-SP e em São João do Cariri-PB.

## RESUMO

Nesta pesquisa, estimativas do campo de velocidade dos ventos obtidas por radar meteorológico em São João do Cariri ( $7,4^{\circ}$  S,  $35^{\circ}$  O), durante os anos de 2005, 2006, 2007 e 2008, e em Cachoeira Paulista ( $22,7^{\circ}$  S,  $45,0^{\circ}$  O), durante os anos de 2002, 2003, 2004, 2005, 2006 e 2008, foram usadas para caracterizar a dinâmica da região da mesosfera sobre ambas as localidades durante eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar do hemisfério norte. As medidas de vento foram submetidas a análise de espectro de ondaletas para identificar a presença de oscilações periódicas. As amplitudes das ondas foram obtidas através análise harmônica por ajuste de mínimos quadrados e os fluxos de momentum da onda de 2 dias foram estimados a partir das perturbações. Os valores das amplitudes da onda de 2 dias e dos respectivos fluxos de momentum zonais observados em C. Paulista foram maiores nos verões de 2003, 2004 e 2006, e em S. J. do Cariri em 2006, quando ocorreram eventos de SSW fortes. O comportamento do vento médio demonstra que a dinâmica da região MLT durante o verão é impactada pela onda de 2 dias, contudo, não foi possível identificar padrão associado a efeitos dos eventos de SSW com o comportamento dinâmico da região MLT sobre as duas localidades, a partir dessas análises. A intensificação da onda de 2 dias e dos fluxos de momentum durante os anos em que ocorreram SSW fortes fornecem indícios de forçamento adicional para instabilidade do jato estratosférico, que é o principal mecanismo de excitação da onda no hemisfério de verão.

**Palavras-chave:** Onda de 2 dias; Aquecimento estratosférico; Radar Meteorológico; Dinâmica da Atmosfera.

## ABSTRACT

In this study, the winds obtained by meteor radar at São João do Cariri (7.4°S, 35°W) during 2005, 2006, 2007 and 2008 years, and at Cachoeira Paulista (22.7°S, 45.0°W) during 2002, 2003, 2004, 2005, 2006 and 2008, have been used to characterize the dynamics of the mesosphere region over the two sites during the sudden stratospheric warming events on polar stratosphere in the Northern Hemisphere. The wind measurements were subjected to a wavelet spectrum analysis to identify a presence of periodic oscillations. Wave amplitudes were obtained through harmonic analysis by least squares fitting and the 2-day wave momentum fluxes have been estimated from the wind perturbations. The values of the 2-day wave amplitudes and the respective zonal momentum fluxes observed over C. Paulista were higher in the 2003, 2004 and 2006 summers, and over S. J. do Cariri in 2006 summer, when events of SSW Major have occurred. The mean wind behavior it is indicative that the MLT region, during the summer, have been affected by 2-day wave, however, it was not possible to identify pattern associated with the effects of the SSW events on dynamic behavior of the MLT region over two sites. From analyzes, the 2-day wave intensification and their momentum fluxes during years in which SSWs were major, provide additional evidence to stratospheric jet instabilities, which is the main 2-day wave source mechanism in the summer hemisphere.

**Keywords:** Two day wave, Stratospheric warming, Meteor Radar, Atmospheric dynamics

## LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1	Dinâmica das trocas estratosfera-mesosfera incluindo a contribuição das ondas planetárias.....	17
Figura 2.2	Esquema da geração de SSW dividida em duas fases. ....	23
Figura 2.3	Diferentes tipos de Aquecimento Abrupto da Estratosfera. ....	25
Figura 3.1	Localização dos radares meteóricos cujos dados foram utilizados nesta pesquisa.....	32
Figura 3.2	Radar Meteórico em São João do Cariri. (a) Equipamentos: transmissor, receptor e fonte da alimentação. (b) Antena transmissora yagi de três elementos. (c) Sítio de localização do Radar Meteórico em São João do Cariri, com destaque para o arranjo das cinco antenas receptoras Yagi de dois elementos. ....	33
Figura 3.3	Espectro cruzado de ondaletas entre as componentes meridional e vertical dos ventos em 90 km de altitude sobre Cariri para o período de janeiro-fevereiro de 2006. ....	37
Figura 3.4	Espectro cruzado de ondaletas, coerência e o atraso de fase para o período de 2 dias entre as componentes meridional e vertical dos ventos em 90 km de altitude sobre Cariri para o período de janeiro-fevereiro de 2006. ....	38
Figura 3.5	Coerência entre as componentes meridional e vertical dos ventos sobre Cariri para o período de janeiro-fevereiro de 2006. ....	39
Figura 3.6	Oscilações de 2 dias nas componentes meridional (linha em preto) e vertical (linha vermelha) dos ventos sobre Cariri para o período de janeiro-fevereiro de 2006.....	40
Figura 3.7	Fluxo de momentum turbulento $v'w'$ da onda de 2 dias nos ventos sobre Cariri para o período de janeiro-fevereiro de 2006. ....	41
Figura 4.1	Gradiente de temperatura entre 60°N e 90°N (linha em preto) e vento zonal em 60°N (linha pontilhada vermelha), na altitude de pressão 10 hPa, para os verões de 2004, 2005 e 2006. A linha cinza horizontal indica vento zonal nulo.....	43
Figura 4.2	Estrutura vertical da amplitude da onda de 2 dias e do vento zonal médio em Cachoeira Paulista, obtidos entre 15 de dezembro do ano anterior e o dia 15 de fevereiro do ano indicado.....	45
Figura 4.3	Estrutura vertical da amplitude da onda de 2 dias e do vento zonal médio em São João do Cariri, obtidos entre 15 de dezembro do ano anterior e o dia 15 de fevereiro do ano indicado.....	46
Figura 4.4	Seção transversal do fluxo de momentum turbulento meridional $v'u'$ (esquerda) e vertical $v'w'$ (direita) devido a onda de 2 dias para os meses de janeiro e fevereiro sobre Cachoeira Paulista, para os anos indicados.....	49
Figura 4.5	Seção transversal do fluxo de momentum turbulento meridional $v'u'$ (esquerda) e vertical $v'w'$ (direita) devido a onda de 2 dias para os meses de janeiro e fevereiro sobre São João do Cariri, para os anos indicados.....	50



Figura 4.6 Perfis verticais do vento zonal médio para antes, durante, e após os eventos de onda de 2 dias em Cacheira Paulista-SP, durante os verões de 2002, 2003, 2004, 2005, 2006 e 2008.....	52
Figura 4.7 Perfis verticais do vento zonal médio para antes, durante, e após os eventos de onda de 2 dias em São João do Cariri-PB, durante os verões de 2005, 2006, 2007 e 2008.....	53

## LISTA DE SIMBOLOS

$u$	Velocidade do vento zonal
$v$	Velocidade do vento meridional
$w$	Velocidade do vento Vertical
$U$	Vento básico
$u'v'$	Fluxo de momentum turbulento zonal
$v'u'$	Fluxo de momentum turbulento meridional
$v'w'$	Fluxo de momentum turbulento vertical
$F$	Vetor fluxo de Eliassen-Palm
$F^{(\phi)}$	Componente meridional do vetor Fluxo de Eliassen-Palm
$F^{(z)}$	Componente vertical do vetor Fluxo de Eliassen-Palm
$\nabla \cdot F$	Divergência do fluxo de Eliassen-Palm
$\phi$	Latitude
$\alpha$	Amplitude da onda
$k$	Numero de onda
$c$	Velocidade intrínseca do onda
$\rho_0$	Densidade do ar
$\rho_z$	Densidade na altura
$H$	Escala de Altura
$a$	Raio da terra
$g$	Aceleração da gravidade
$T$	Temperatura
$\bar{T}$	Temperatura média
$N$	Frequência de Brunt Väisälä
$f$	Parâmetro de Coriolis

- $Q$  Espectro de quadratura
- $Q_{Tu}$  Espectro de quadratura entre as grandezas  $T$  e  $u$
- $C_{Tu}$  Covariância entre as grandezas  $T$  e  $u$
- $O(\alpha)^3$  Amplitude da onda com representação dos efeitos de ondas não-lineares
- $D$  A quantidade que contém os efeitos adiabáticos  $X'$ ,  $Y'$  e  $Q'$

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	11
1.1. Objetivos.....	13
1.2. Justificativa .....	14
2. ESTRUTURA E DINÂMICA DA ESTRATOSFERA E MESOSFERA.....	15
2.1 – Estrutura da atmosfera terrestre .....	15
2.2 – Dinâmica da estratosfera e mesosfera.....	17
2.3 – Principais oscilações na estratosfera e mesosfera.....	18
2.4 – Dinâmica da estratosfera polar.....	21
2.5 – Fluxo de momentum .....	27
3. EQUIPAMENTOS E METODOLOGIA .....	32
3.1 – Estimativa dos ventos .....	34
3.2 – Método para estimar os fluxos de momentum devido às ondas .....	35
4. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	42
4.1 – Caracterização dos eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar .....	42
4.2 - Amplitude da onda de quase 2 dias sobre Cachoeira Paulista.....	44
4.3 - Amplitude da onda de quase 2 dias sobre São João do Cariri.....	45
4.4 – Estimativa do fluxo de momentum.....	47
4.5 – Impacto nos ventos médios.....	51
5. CONCLUSÕES .....	56
REFERÊNCIAS .....	58

## 1. INTRODUÇÃO

As preocupações ambientais surgiram no final do século XX, fundamentadas nas diversas mudanças geográficas e políticas, lançando atenção para a importância de ações ligadas à defesa do meio ambiente. Historicamente observados, os fatores desencadeadores e contribuintes para o adensamento da degradação ambiental em escala global vão desde o advento do desenvolvimento das atividades agrícolas, calhando na Revolução industrial, até culminar no atual modo de vida capitalista. A modernização alcançada nos últimos tempos que anseia cada vez mais proporcionar ao homem o bem-estar, o conforto e a praticidade, também lhe acarretou problemas de saúde, fome, falta d' água, de energia, entre outros (Barbour, 2003). Neste sentido, na década de 70 iniciou-se a busca pela proteção de grandes componentes da natureza e o indivíduo voltou a sua atenção para a água, o ar e a vida selvagem.

A ênfase mais recente na ideia do meio ambiente envolve a noção dos recursos naturais - o conceito de recurso natural inclui a atmosfera terrestre, a camada de ozônio, as regiões polares, os desertos e as áreas úmidas - devido à aceleração do crescimento econômico e a criação de novas demandas sociais. Por exemplo, a poluição do ar, mares e rios, o efeito estufa, a diminuição da camada de ozônio, o comprometimento dos recursos hídricos, a irregularidade das precipitações e a hostilidade do clima são alguns dos problemas ambientais, de escala planetária, decorrentes do aumento da população mundial.

Neste contexto, a variabilidade climática, em curto e longo prazo, influencia na disponibilidade dos recursos naturais e, portanto, diversas pesquisas vêm sendo desenvolvidas envolvendo questões climáticas, a fim de contribuir para desenvolvimento sustentável e conseqüentemente, auxiliar na busca de soluções para os problemas ambientais em todo planeta.

O clima da Terra é regulado por diversos elementos e processos que envolvem o fluxo de radiação solar, a atmosfera e a superfície terrestre. A evolução climática é influenciada sob três fatores centrais, comportando-se como um sistema de vasos comunicantes, onde todos os elementos influenciam uns aos outros, são eles: sua própria dinâmica (como movimento orbital), os forçantes externos naturais (como erupções vulcânicas e variações solares) e os forçantes antrópicos (devida a atividade humana, como

a queima de combustíveis fósseis e o desmatamento). Para tanto, um entendimento das interações Terra-Sol-Atmosfera proporciona a compreensão do comportamento e alterações sofridas pelos sistemas terrestres.

A ciência descobriu que o clima varia naturalmente, é por esta razão que as estações do ano não apresentam sempre as mesmas temperaturas. Eventualmente na estação de inverno do hemisfério norte, a configuração da circulação da estratosfera é rompida e é acompanhada por um aquecimento abrupto da estratosfera (SSW - Sudden Stratospheric Warming). O aquecimento é desencadeado pela perturbação do vórtice polar estratosférico originada por um forçamento dinâmico devido à propagação ascendente de ondas planetárias desde a troposfera, e a interação não linear destas ondas com o fluxo zonal médio na estratosfera superior (Matsuno, 1971). Quando a intensidade do vórtice polar, cuja velocidade dos ventos que é dirigida para leste, diminui abruptamente durante o inverno em poucos dias, tem sua simetria distorcida (aquecimento de fraca intensidade ou *minor warming*) ou mesmo inverte o sentido apresentando a quebra do vórtice (aquecimento de forte intensidade ou *major warming*), a temperatura estratosférica pode aumentar subitamente várias dezenas de graus em poucos dias (Limpasuvan et al., 2004).

Estudos recentes (Chau et al., 2010; Pedatella e Forbes, 2010; Lima et al., 2012) demonstram que as regiões da média e da alta atmosfera compõem um sistema acoplamento em que os fenômenos que acontecem em determinada camada e altitude, podem afetar outras camadas em altitudes distintas. Aproximadamente entre 60 km e 100 km de altitude está localizada a região a qual é denominada mesosfera e baixa termosfera, que desempenha um importante papel no acoplamento vertical, pois os processos físicos de filtragem e modulação de ondas atmosféricas, que se propagam ascendentemente a partir das camadas mais baixas da atmosfera até a termosfera, são capazes de indicar que pequenas variações induzidas pelo forçamento solar podem gerar respostas significativas na porção superior da atmosfera, como o acoplamento entre os eventos intensos de aquecimento abrupto da estratosfera em altas latitudes do hemisfério norte e perturbações presentes na mesosfera em médias e baixas latitudes, incluindo a região equatorial.

O trabalho de Liu e Roble (2002) apontou que os eventos de aquecimento abrupto da estratosfera mais forte (major) afetam a dinâmica da mesosfera e termosfera, devido ao acoplamento vertical entre as acamadas, enquanto que Matsumo (1971) já apontava que os

eventos de SSW são acompanhados de um resfriamento na mesosfera. Assim, neste trabalho a dinâmica do fenômeno de aquecimento abrupto estratosférico é discutida em termos da interação entre a propagação vertical de ondas planetárias com o vento zonal a fim de estudar os efeitos na dinâmica da região da mesosfera em baixas latitudes. Portanto, a partir das estimativas do campo de velocidade dos ventos feitas por radar meteorológico em São João do Cariri (7,4° S, 35° S) e em Cachoeira Paulista (22,7° S, 45,0° O), buscou-se caracterizar a dinâmica da região da mesosfera sobre as referidas localidades durante eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar.

## 1.1. Objetivos

### Objetivo Geral

Estudar os efeitos na dinâmica da região da mesosfera em baixas latitudes do hemisfério sul durante eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar.

### Objetivos Específicos

Os estudos dos processos dinâmicos na alta atmosfera terrestre, por meio das observações dos ventos meteorológicos, se concentraram nos seguintes pontos:

- Identificar e caracterizar a onda de 2 dias nos ventos médios para as duas latitudes;
- Identificar e caracterizar os eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar;
- Estimar o fluxo de momentum devido à onda de 2 dias nas situações de fraca e forte intensidade de aquecimento abrupto da estratosfera polar;
- Examinar uma possível relação entre a dinâmica da região da mesosfera de baixas latitudes do hemisfério sul e os eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar.

## 1.2. Justificativa

A dinâmica da média atmosfera do hemisfério sul ainda é pouco conhecida em relação à do hemisfério norte. Dentre os vários fenômenos presentes em ambos os hemisférios, alguns exibem maior intensidade em um hemisfério, enquanto outros são observados em apenas um deles. A dinâmica da região da mesopausa terrestre de médias e altas latitudes, principalmente do hemisfério norte, encontra-se bem estabelecida, ao passo que pouca atenção tem sido dispensada aos processos dinâmicos da região equatorial e de baixas latitudes, particularmente do hemisfério sul.

Estudos envolvendo os ventos observados nas duas localidades, consideradas nesta pesquisa, revelaram discordâncias com os ventos fornecidos pelos principais modelos disponíveis (Batista et al., 2004). Recentemente, as estimativas do campo de velocidade obtidas a partir de medidas por radar meteorológico em São João do Cariri-PB e Cachoeira Paulista-SP foram usadas para estudar a dinâmica da região MLT nas latitudes de  $7,4^{\circ}\text{S}$  e  $22,7^{\circ}\text{S}$  (Araújo et al., 2012). Além de analisar o caráter transiente das ondas planetárias com períodos de 2 a 20 dias, o estudo permitiu elaborar a sazonalidade da atividade destas oscilações. Portanto, o presente estudo teve como meta averiguar o comportamento da dinâmica da região da mesosfera de baixas latitudes do hemisfério durante eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar do hemisfério norte.



## 2. ESTRUTURA E DINÂMICA DA ESTRATOSFERA E MESOSFERA

### 2.1 – Estrutura da atmosfera terrestre

Até 100 km de altura, a atmosfera terrestre tem como uma de suas características a mistura de gases quase que constante dada à predominância da difusão turbulenta. Esta região atmosférica, também chamada de homosfera, é composta principalmente, de nitrogênio molecular ( $N_2$ , ~78%), de oxigênio molecular ( $O_2$ , 21%), e de argônio, (Ar, ~1,3%). Também são encontrados, em quantidades pouco abundantes o dióxido de carbono ( $CO_2$ ), água ( $H_2O$ ), e ozônio ( $O_3$ ), os quais são muito importantes dadas à capacidade de absorver radiação solar direta (Salby, 1996).

A atmosfera terrestre é criteriosamente dividida em camadas, de acordo com o comportamento vertical do gradiente de temperatura, as quais são separadas por regiões de transição referidas como pausas. É na camada inferior, Troposfera, onde ocorrem os fenômenos de interesse meteorológico como a chuva, relâmpagos, nuvens e etc. Nesta camada a temperatura decresce com a altitude a partir de aproximadamente 290 K à superfície, numa taxa quase constante em torno de 6,5 K/km, até atingir cerca de 220 K em torno de 11 km nas regiões polares, e de 16 km na região equatorial, dependendo da estação do ano. O decréscimo em altura da temperatura é resultado da radiação solar que atinge a Terra, que por sua vez, aquece o ar acima dela. Como o aquecimento da superfície terrestre não é uniforme e o ar aquecido tende a subir, enquanto o ar mais frio tende a descer, processos convectivos e turbulentos são gerados nesta camada. A absorção da radiação solar direta pela superfície terrestre é o principal processo de aquecimento na troposfera, tendo como contribuição secundária, o aquecimento causado pela absorção da radiação no infravermelho pelos gases: dióxido de carbono ( $CO_2$ ), metano ( $CH_4$ ), vapor d'água ( $H_2O$ ) e outros.

A estratosfera é a camada acima da tropopausa, na qual a temperatura aumenta com a altitude, atingindo 270 K em torno de 50 km, resultado da absorção da radiação ultravioleta solar pelo ozônio, cuja razão de mistura volumétrica alcança o máximo em torno dos 35 km de altura. Esta região apresenta gradientes positivos de temperatura devido à absorção da radiação ultravioleta (UV) aumentar o nível de agitação das moléculas de ozônio que, ao colidirem com outras moléculas, provoca o aumento da temperatura da sua

vizinhança. A importância da camada de ozônio reside no fato de mesmo auxiliar na manutenção do balanço de calor, e reduzir a quantidade de radiação ultravioleta que alcança a superfície terrestre. Também é possível identificar além de outros gases, a existência de dióxido de nitrogênio ( $\text{NO}_2$ ), dióxido de enxofre ( $\text{SO}_2$ ) e aerossóis.

A região situada aproximadamente entre 50 e 90 km de altura, compreende a mesosfera, cuja densidade é bastante reduzida e sua temperatura diminui com a altitude, em função da diminuição gradativa da absorção seletiva ocorrida na alta estratosfera, chegando a atingir o seu valor mínimo na mesopausa, onde permanece quase constante para logo a seguir aumentar com a altura na termosfera.

Na região da mesosfera a energia depositada pela radiação solar direta é pouca se comparada com as camadas vizinhas. Na baixa termosfera, tem-se a absorção do componente do ultravioleta extremo pelo oxigênio molecular, enquanto que abaixo, na alta estratosfera, ocorre a absorção do componente ultravioleta da radiação solar pelo ozônio. Na mesosfera as principais fontes de energia são devidas à absorção da radiação ultravioleta solar pelo ozônio nas bandas de Hartley, entre 242 e 310 nm; desativação colisional (quenching) do oxigênio atômico,  $\text{O} (^1\text{D})$ , geradas por fotólise do  $\text{O}_3$  e  $\text{O}_2$ ; liberação de quantidade significativa de energia potencial química armazenada devido a recombinação de 3 corpos do  $\text{O}_2$  e a reação exotérmica do hidrogênio (H), e  $\text{O}_3$ ; interações dinâmicas nas quais ondas de gravidade e marés são dissipadas; e aquecimento devido a movimentos verticais, dentre os quais aqueles relacionados às marés. Já o resfriamento mesosférico decorre dos processos radiativos que envolvem óxido nitroso (NO), O,  $\text{O}_3$  e do  $\text{CO}_2$ , sendo que este último desempenha um papel dominante (Andrews et al., 1987).

Acima dos 90 km de altitude, a termosfera é a região mais externa da atmosfera terrestre, e os seguintes efeitos são responsáveis pela deposição de energia na região: absorção do componente ultravioleta extremo, precipitação de partículas magnetosféricas aurorais, e dissipação de correntes elétricas na ionosfera local, decorrentes de várias fontes. Dada a alta variabilidade da componente ultravioleta extremo do fluxo solar, podem ocorrer situações em que a baixa termosfera possa ser dominada por energia vinda do Sol, da magnetosfera, ou das camadas atmosféricas inferiores. Em altas latitudes, os processos magnetosféricos muitas vezes dominam (Hargreaves, 1992).

## 2.2 – Dinâmica da estratosfera e mesosfera

A dinâmica da estratosfera-mesosfera pode ser entendida como um fluxo sazonal simétrico sobre várias perturbações de ondas atmosféricas, devido à combinação de oscilações harmônicas de parcela de fluido seguida por uma onda transversal na qual sua direção de propagação é perpendicular à oscilação. Tais ondas atmosféricas podem ser reveladas a partir de suas propriedades fundamentais ao se considerar sua relação de dispersão, que é uma analogia entre a função de número de ondas e a frequência de onda (Sandorf, 2008). Assim, podendo ser causado por ondas de gravidade (GWs), marés atmosféricas e ondas planetárias (PWs), sendo fortemente influenciado pela dinâmica da média atmosfera (Miyahara, 1993; Holton e Alexander, 2000).

Uma parte fundamental da interação estratosfera-mesosfera é a compreensão do papel das oscilações atmosféricas, particularmente as ondas planetárias, na condução dessa interação. As interações das oscilações atmosféricas com o fluxo médio estão na origem da mistura atmosférica e grande parte da circulação atmosférica global em grande escala na atmosfera média e superior, incluindo a Circulação Brewer-Dobson, a Oscilação Quase Biental e oscilação semianual na estratosfera e mesosfera.

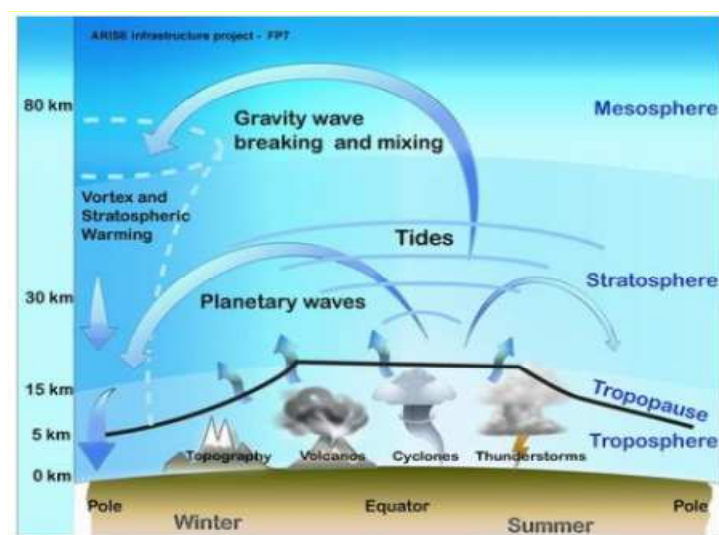


Figura 2.1 Dinâmica das trocas estratosfera-mesosfera incluindo a contribuição das ondas planetárias.

Fonte: Arise (2017).

Deste modo, as ondas atmosféricas carregam energia e momentum de uma região para outra. De acordo com Beer (1974), as interações não lineares entre Marés Atmosféricas e ondas de gravidade ou outros modos de ondas de mares, processos convectivos, variações isoladas na topografia, e aquecimento diferencial entre continentes e oceanos têm sido apontados como fontes geradoras das Ondas Planetárias. As ondas equatoriais de escala planetárias são geradas principalmente por mecanismos que envolvem sistemas convectivos de nuvens na Troposfera Tropical, uma vez essas ondas são produzidas pelo fluxo sobre a orografia e pelos contrastes na temperatura entre a terra e o oceano (Holton, 1972; Horinouchi e Yoden, 1997).

As ondas Planetárias são mais importantes nas latitudes médias e altas, e podem provocar grandes perturbações dos campos atmosféricos (ventos, temperatura, geopotencial, etc) em relação à suas médias climatológicas, como por exemplo o aquecimento súbito da estratosfera quando o vórtice polar normal de inverno se rompe devido à propagação e quebra de um pacote de ondas planetárias que se propaga desde a troposfera. Portanto, o processo proeminente do acoplamento vertical da média atmosfera é o aquecimento súbito da estratosfera (SSW), que ocorre principalmente durante o inverno do hemisfério norte, causado pela interação de PWs com o fluxo médio (por exemplo, Matsuno, 1971; Andrews, 1987).

### **2.3 – Principais oscilações na estratosfera e mesosfera**

Fisicamente, mover-se alternadamente em sentidos opostos, tornando a passar pelas mesmas posições é chamando movimento oscilatório, como também, movimentos que se repetem identicamente em intervalos de tempos iguais são chamados de movimento periódico, e tais movimentos transmitem energia e momentum sem que haja transporte de matéria. A atmosfera terrestre pode suportar um vasto espectro desses movimentos oscilatórios, denominados ondas atmosféricas, cujos períodos que podem variar em escala de segundos até milhares de anos, afetando o clima local de qualquer região, influenciando inclusive a dinâmica em escala global (Volland, 1988). As ondas atmosféricas são geradas quando uma parcela de ar é perturbada de seu equilíbrio, podendo ser, de origem mecânica, por exemplo, quando uma parcela de ar deslocar-se sobre uma elevação terrestre; ou térmica, por convecção. Assim, a influência transmitida pelo movimento dessas ondas na

atmosfera de uma região para a outra se dá pela transferência de energia e momentum, (Salby, 1996).

As ondas atmosféricas apresentam fase e evolução diferente em sua passagem pela atmosfera devido à sua natureza de propagação e de deslocamento, podendo ser dividida em três classes: ondas verticais transversas, são ondas que se propagam horizontalmente cujo deslocamento é vertical (caso das ondas de gravidade); ondas horizontais transversas, são ondas que se propagam horizontalmente com deslocamento horizontal perpendicular à direção de propagação (caso das ondas de Rossby); e ondas longitudinais, são ondas cujo deslocamento está na mesma direção de propagação (ondas acústicas). Para tanto, o movimento das ondas atmosféricas pode ser pensado como uma combinação desses três tipos de ondas, em que cada uma dessas ondas possui escala de tempo e espaço diferentes superpondo os ventos médios da atmosfera (Beer, 1974).

As ondas atmosféricas devido à força da gravidade são ditas ondas de gravidade. Essa onda é bem conhecida por desempenhar um importante papel na atmosfera terrestre, destacando-se a influência das mudanças sazonais e latitudinais da atividade destas ondas no estado térmico e de circulação da atmosférica (Vincent, 1994). As ondas de gravidade são ondas transversas que se propagam horizontalmente e verticalmente na atmosfera, com período e comprimento de ondas curtas, e baixa velocidade de fase. São geradas principalmente pelo desbalanço entre a força gradiente de pressão e a força de gravidade, e ao se propagar verticalmente, transporta energia e momentum para os níveis mais altos da atmosfera, produzindo flutuações nos ventos e na temperatura das camadas menos densas (Lima, 2005; McLandress, 1998; Fritts, 2003). Além desses efeitos, estas ondas produzem um aquecimento na mesopausa polar durante o inverno e um resfriamento durante o verão, e ainda uma reversão no gradiente latitudinal de temperatura (Fritts, 2003).

As marés atmosféricas são ondas de escala global na temperatura, no vento, na densidade e na pressão com períodos que são sub-harmônicos de um dia solar ou lunar. Essa onda é gerada pela associação de efeitos gravitacionais da Lua e do Sol sobre a Terra (marés lunares) e a ação térmica do Sol (marés solares). Quando a maré acompanha o movimento aparente do Sol em torno da Terra é denominada de maré migrante, e quando esse fenômeno não é observado é intitulada de maré não migrante. A maré térmica migrante é devido à absorção da radiação solar infravermelha pelo vapor d'água na troposfera e pela

absorção da radiação solar ultravioleta através do ozônio na estratosfera. A geração das marés não migrantes é devida à liberação de calor latente associado com a atividade convectiva na região da troposfera equatorial e de baixas latitudes; e podem se propagar para oeste, para leste, ou podem ser oscilações estacionárias para qualquer número de onda zonal diferente daquelas das marés migrantes (Chapman, 1970; Andrews et al., 1987; Volland, 1988).

As ondas atmosféricas que são influenciadas pela curvatura e rotação (efeito de Coriolis) da Terra são conhecidas como ondas planetárias ou ondas de Rossby. As ondas de escala planetária são ondas de grande estrutura horizontal transversa, com longos períodos de oscilação (na ordem de dias) e comprimento de onda da ordem de milhares de quilômetros, devido à variação da magnitude do efeito da força de Coriolis com a latitude agir na atmosfera como uma forçante externa (Holton, 1972; Beer, 1974; Horinouchi e Yoden, 1997). A origem das ondas planetárias deve-se principalmente a mecanismos que envolvem sistemas convectivos de nuvens na troposfera tropical - baixa atmosfera, propagando-se até a alta atmosfera, impulsionando a circulação geral da média atmosfera, moldando em parte a circulação geral e desempenhando um importante papel no reconhecimento no processo de transporte de espécies químicas na atmosfera. Geralmente, essas ondas são geradas na baixa atmosfera (troposfera) e podem se propagar ascendentemente, transportando, dessa forma, energia e momentum, propiciando também o acoplamento dinâmico entre a baixa e a média atmosfera (estratosfera e mesosfera).

A presença de oscilações de grandes amplitudes e longos períodos, juntamente com vários processos dinâmicos que ocorrem na média atmosfera terrestre, caracteriza a circulação zonal média, com escoamento zonal médio na região da baixa mesosfera e alta estratosfera apresentando uma oscilação anual (AO) em médias e altas latitudes, enquanto que no Equador e na região de baixas latitudes os ventos são caracterizados por uma oscilação quase bienal (Quase-Biennial Oscillation - QBO) na estratosfera e por uma oscilação semi-anual (Semi-Annual Oscillation - SAO) acima de 35 km de altura (Andrews et al., 1987; Holton, 1992).

A região da estratosfera e mesosfera apresenta uma oscilação semi-anual (QBO) na variação da temperatura média zonal devido aos processos dinâmicos associados à circulação zonal que estão confinados às latitudes equatoriais, causada segundo Lindzen e

Holton (1968) pela interação entre fluxos de ventos médios. O Sol ao cruzar o equador gera uma oscilação semi-anual (SAO) através da advecção de momentum do Hemisfério de verão para aquele de inverno e postula-se que as ondas planetárias comandem as oscilações equatoriais na estratosfera, mas não afetem significativamente a dinâmica da mesosfera superior (Santos, 2010). Vários estudos evidenciam a presença da SAO na temperatura mesosférica para diversas latitudes, utilizando técnicas de fotometria (Zhao et al., 2007), *Wind Imager Interferometer* (Shepherd et al., 2006) ou instrumento Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry (SABER) a bordo do Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics (TIMED) satellite (Huang et al., 2006) por exemplo. Na região da estratosfera o primeiro relato da existência de SAO foi realizado por Reed (1962).

## 2.4 – Dinâmica da estratosfera polar

Devido à ausência de luz solar na região polar durante a estação de inverno, um zona fria de baixa pressão é formada sobre o pólo de inverno. Por esta razão, o vento zonal na estratosfera é caracterizado por sua alta intensidade e o seu padrão é conhecido como vórtice polar noturno.

Ocasionalmente, durante algumas estações de inverno do hemisfério norte, a configuração da circulação da estratosfera é rompida e é acompanhada por um aquecimento abrupto da estratosfera (SSW), em que a temperatura da estratosfera polar aumenta rapidamente num curto período de dias, sendo acompanhada de uma desaceleração do vento médio zonal, o qual escoar para a direção leste, ou até mesmo de uma reversão da circulação do vento médio zonal, que passa a escoar para a direção oeste (Andrews et. al., 1987). A formação desse fenômeno foi explicada com base no crescimento das ondas planetárias transientes que se propagam verticalmente a partir da baixa atmosfera e sua interação com o escoamento zonal médio (Matsuno, 1971).

Existem diversos critérios para identificar a ocorrência de um SSW (minor ou major), entretanto de acordo com a Organização Meteorológica Mundial (OMM) um evento de SSW é considerado “major” (intenso) se na altitude caracterizada pelo nível de pressão de 10 hPa, a temperatura latitudinal aumenta abruptamente a partir de 60-65°N em

direção ao polo, num curto período de dias, acompanhada de uma desaceleração do vento médio zonal, o qual escoar na direção para leste e sofre uma reversão na circulação do vento médio zonal, passando a escoar na direção para oeste (Kuttippurat, 2012; Schoeberl, 1978; Andrews et al., 1987). Quando o aumento da temperatura média não conduzir a uma reversão de vento zonal médio, ou até mesmo reverter o gradiente de temperatura, mas não resultar numa reversão da circulação no nível de pressão de 10 hPa, o SSW é classificado como *minor* (fraco) (Mohanakumar, 2008). Em alguns casos, o aumento da temperatura perto do polo pode variar até 40-60 K em uma semana em 10 hPa (Limpasuvan et al., 2004; Andrews et al., 1987; Quiroz 1975, Labitzke 1977, Schoeberl 1978).

Os eventos de SSW são divididos tipicamente em três categorias 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.

O processo de geração do SSW está diretamente ligado às perturbações no escoamento zonal da estratosfera polar, acompanhado por uma amplificação das ondas planetárias que perturba fortemente o vórtice polar no hemisfério de inverno. O mecanismo básico proposto por Matsumo (1971) explica a ocorrência desse fenômeno, a partir de um modelo simples de interação de ondas com o escoamento zonal médio devido à dissipação de ondas planetárias, em outras palavras, a partir do crescimento das ondas planetárias transientes que se propagam verticalmente a partir da baixa atmosfera e a sua interação não linear com a média do fluxo zonal. O evento de SSW pode ser dividido em duas fases, como esquematicamente mostrado na Figura 2.2.



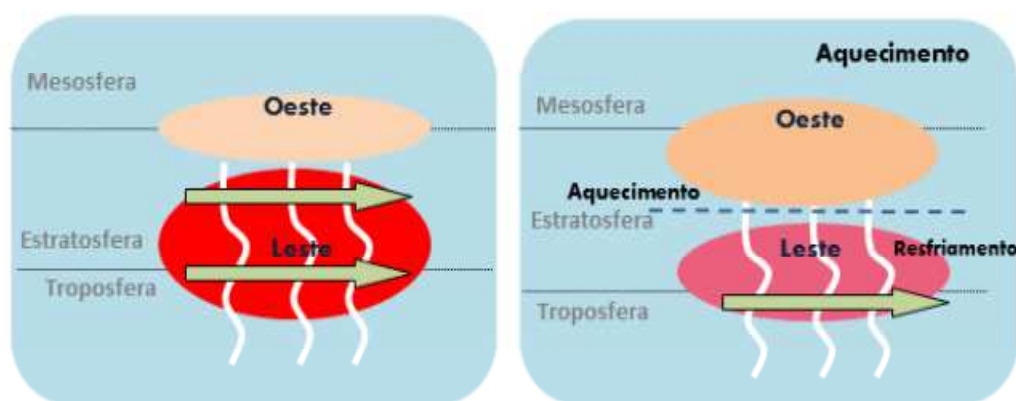


Figura 2.2 Esquema da geração de SSW dividida em duas fases.

Fonte: Adaptado de Mathias (2015).

Na primeira fase a propagação vertical das ondas planetárias interage com fluxo médio da estratosfera, uma vez que distúrbios de escala global são gerados na troposfera, eles se propagam para cima na estratosfera, onde as ondas agem para desacelerar o jato polar noturno através da indução de uma circulação meridional (vento de oeste), e finalmente ocorre a distorção e reversão do vórtice polar, em que a velocidade do vento zonal para leste e uma camada crítica é gerada (linha tracejada azul). A segunda fase inclui a absorção das ondas planetárias na camada crítica (estratosfera superior), impedindo sua propagação para camadas superiores devido ao critério de Charney-Drazin (são ondas estacionárias lineares que produzem uma circulação meridional, em vez de influenciar diretamente o fluxo médio). A perturbação intensa e persistente resulta numa aceleração do fluxo médio pra leste na baixa estratosfera e, portanto, a camada crítica se move para baixo (media estratosfera). Agora o vento para leste domina acima da camada crítica, enquanto abaixo da camada crítica o vento para oeste é predominante, ou seja, o jato na direção para leste “desaparece” e um vento na direção para oeste o substitui, resultando numa alteração na propagação das ondas planetárias na atmosfera, por conseguinte, a circulação residual (Matsumo, 1971).

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° E) 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).

Resultados de estudos recentes demonstram o acoplamento entre os eventos intensos de aquecimento abrupto da estratosfera em altas latitudes do hemisfério norte e perturbações presentes na mesosfera e na ionosfera em médias e baixas latitudes, incluindo a região equatorial, Shepherd et al. (2007) usaram dados de temperatura entre 20 e 90 km de altura na faixa de latitude de 5° a 15° N durante três estações de inverno em conjunto com dados de ventos obtidos com radares MF e dados do UK Meteorological Office (UKMO) e observaram que o esfriamento da mesosfera e aquecimento da estratosfera nos trópicos estão correlacionados com eventos de aquecimento da estratosfera em médias e altas latitudes. O acoplamento dinâmico na estratosfera e na mesosfera em altas e baixas latitudes durante eventos intensos de aquecimento abrupto da estratosfera do polo norte no inverno de 2003-2004 foi estudado por Pancheva et al. (2008). Investigação conduzida por Sridharan et al. (2009) demonstrou a relação entre eventos intensos de aquecimento abrupto da estratosfera e a reversão do eletrojato equatorial durante o início da noite.

Durante o inverno austral de 2002 foi detectado o primeiro aquecimento abrupto intenso da estratosfera do hemisfério sul (Baldwin et al., 2003). Na ocasião, o vento zonal no nível de pressão de 10 hPa na latitude de 60°S reverteu a sua direção em torno do dia 26 de setembro.

#### **2.4.1 – Classificação e Descrição dos Eventos de SSW**

Os eventos de SSW são divididos em quatro categorias, apresentada na Figura 2.3, identificados como: aquecimento de alta intensidade, aquecimento de baixa intensidade, aquecimento canadense e aquecimento final. Uma definição estabelecida pela Organização Meteorologia Mundial (WMO, 1978) para a classificação dos eventos de SSW é estabelecida abaixo.

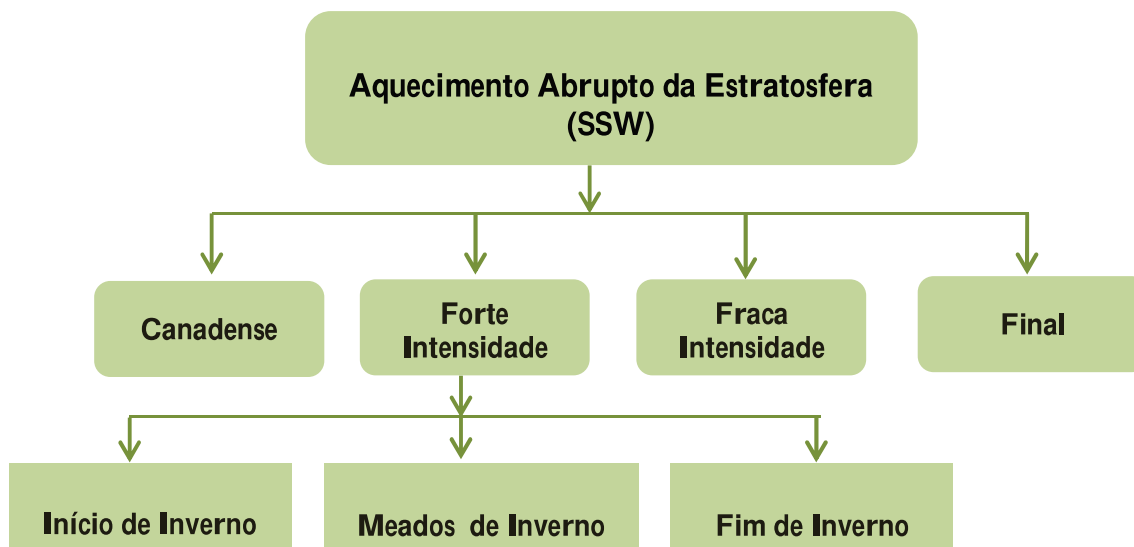


Figura 2.3 Diferentes tipos de Aquecimento Abrupto da Estratosfera.

- **Aquecimento de Forte Intensidade**

Esta classe de aquecimento estratosférico ocorre com maior frequência entre os meses de janeiro e fevereiro. O aquecimento de forte intensidade ocorre quando a inversão do gradiente de temperatura estratosférica é acompanhada por uma reversão do vento zonal e o vórtice polar (para leste) é quebrado (Andrews, Holton, Leovy, 1987).

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  $60^{\circ}$  N, ocorre a inversão da circulação polar de leste para oeste em uma altura geopotencial igual a 10 hPa, correspondendo uma altura de aproximadamente 30 km da superfície terrestre.

Nessas condições, as ondas planetárias de nível 1 sofrerão juntamente com o vórtice polar um descolamento em seu eixo e quando estas ondas passarem para o nível 2 o vórtice polar será rompido em duas estruturas de forma assimétrica. O SSW de forte intensidade ocorre com maior frequência no hemisfério norte, enquanto no hemisfério sul é observado com pouca frequência (Vieira, 2015).

Existe uma subclassificação desse aquecimento estratosférico de forte intensidade dependendo do tempo das ocorrências. Assim, o aquecimento de forte intensidade é

novamente subclassificado como aquecimento de início de inverno (*Early-winter*), meados do inverno (*Mid-winter*) e fim de inverno (*Late-winter*), quando ocorrem no início de dezembro, em janeiro e na segunda quinzena de fevereiro respectivamente (Resmi, 2012).

- **Aquecimento de Fraca Intensidade**

O SSW é classificado como aquecimento de fraca intensidade quando a temperatura aumenta mais de 25 K no período de uma semana ou menos, a qualquer altura estratosférica e região latitudinal do hemisfério de inverno (Mcinturff, 1978). Esse evento não apresenta a quebra do vórtice polar e tão pouco a inversão do sentido dos ventos.

Normalmente, sucessivas series de aquecimento de fraca intensidade pode anteceder um evento de aquecimento de forte 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 Canadense**

O aquecimento estratosférico classificado como canadense ocorre exclusivamente no hemisfério norte entre meados de novembro e início de dezembro. O aquecimento canadense apresenta estrutura e formação bastante peculiar, onde o mesmo influencia a média e baixa estratosfera (O'Neill, 2003). Neste caso, ocorre a inversão do vento, o vórtice polar é deslocado e distorcido, entretanto, não há a quebra do vórtice polar (Andrews et al. 1985; Donfrancesco et al. 1996; Marengo et al. 1997; O'Neill, 2003).

Manney et al. (1994) apontam outras características do aquecimento canadense (Pacífico Sul):

1. O vórtice ciclônico permanece forte; Ele é deslocado do pólo devido à decomposição do número de ondas, e então aparece como uma circulação dominada por um padrão de onda 1.
2. O fluxo é afetado principalmente na média e baixa estratosfera, e a perturbação é quase barotrópica, isto é, mostra pouca ou nenhuma inclinação de fase longitudinal com altura.

3. A perturbação move-se lentamente para oeste.

- **Aquecimento Final**

O aquecimento final é caracterizado pela transição entre os ventos de inverno com direção para leste e os ventos de verão com velocidade para oeste. Entretanto, essa transição dar-se de forma perturbada, pois não é conduzida unicamente por aquecimento radiativo e sim esporadicamente em consequência de SSWs (Paes, 2012).

No hemisfério sul o aquecimento final é mais rápido e intenso do que no hemisfério norte, além do mais este pode ser classificado em duas categorias: 1) aqueles que ocorrem em meados de outubro acompanhadas por um evento de maior intensidade e 2) aqueles que ocorrem em meados de novembro que são menos intensos do que os eventos de outubro (Newman, 1986; Yamazaki, 1987).

## 2.5 – Fluxo de momentum

A dinâmica da atmosfera é influenciada por movimentos de baixa frequência e larga escala por atuarem na redistribuição de momentum e energia, como é o caso das ondas planetárias que possuem períodos entre 2 e 20 dias e escala horizontal da ordem da circunferência da Terra, que normalmente são geradas na baixa atmosfera e propagam-se verticalmente transportando uma grande quantidade de energia e momentum para média e alta atmosfera.

Neste sentido, a transformada Euleriana-média (TEM) é um procedimento eficiente para análise quantitativa da transferência de energia e momentum na atmosfera, devido à interação onda-fluido, e por sua divergência representar as atividades das ondas e o forçamento de turbilhões. No que segue, apresenta-se a formulação matemática, na versão quase-geostrófica, do Fluxo de Eliassen-Palm (EP Flux):

$$u_t + uu_x + vu_y - fv_1 + \beta yv + \Phi_x = -X$$

$$v_t + uv_y + vv_y - fu_1 + \beta yu + \Phi_y = -Y$$

$$-\theta + \Phi_p = 0 \tag{2.1}$$

$$\theta_t + \omega_{\theta p} = -Q$$

$$u_{1x} + v_{1y} + \omega_p = 0$$

onde:  $u_a = \frac{\partial u}{\partial a}$ ,  $u_{ab} = \frac{\partial^2 u}{\partial a \partial b}$ . Os termos  $-X$ ,  $-Y$  e  $-Q$  representam arbitrariamente o forçamento de turbilhões e o aquecimento. Os parâmetros  $v_1$  e  $u_1$  representam a aproximação de primeira ordem, enquanto que as variáveis sem índices representam a aproximação de ordem zero ou seja geostrófica.

De acordo com Painemal (2007), ao avaliar as equações obtemos:

$$u_t - fv = - \overline{u'v'}_y = - \overline{u'v'}_y - X$$

$$vt - fu + \phi_y = - \overline{v'^2}_y - Y$$

$$-\theta + p_z = 0$$

(2.2)

$$\theta_t + \omega_{\theta p} = - \overline{v'\theta'}_y - Q$$

$$v_y + \omega_p = 0$$

As barras superiores nos termos acima denota a média residual.

Aplicando a Transformada Euleriana-Média (Andrews e McIntyre, 1976), podemos definir duas novas variáveis:

$$\omega^* = \omega + \left(\frac{v'\theta'}{\theta_p}\right)_y, \quad v^* = v_1 - (v'\theta'/\theta_p)_p \quad (2.3)$$

Holton (2004) elucidada que o conjunto de equações (2.3) leva a uma forte anulação entre a convergência do fluxo de calor turbulento e o resfriamento adiabático (equação termodinâmica), enquanto que o termo de aquecimento diabático é um pequeno resíduo. Uma vez que uma parcela de ar eleva-se a uma altitude de equilíbrio mais alta somente se sua temperatura potencial for aumentada pelo aquecimento adiabático, e se a circulação

meridional residual associada aos processos adiabáticos esteja diretamente relacionada ao fluxo médio meridional.

Escrevendo as equações em termos da transformada média euleriana:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} &= f v^* - X = \nabla \cdot F \\ f u_p - R \theta_y &= 0 \\ v_y^* + \omega_p^* &= 0 \\ \frac{\partial \theta}{\partial t} + \theta_p \omega^* - Q &= 0\end{aligned}\tag{2.4}$$

Neste novo conjunto de equações, o fluxo de EP aparece naturalmente. Portanto, o vetor  $F$  ou o vetor Eliassen-Palm é definido:

$$F = F_{(y)}, F_{(p)}\tag{2.5}$$

em que, as componentes meridional e vertical do vetor  $F$  podem ser expressas, respectivamente, como:

$$\begin{aligned}F_y &= -v'u' \\ F_{(p)} &= f v' \theta' / \theta_p\end{aligned}$$

de modo que em coordenadas esféricas a divergência do Flux EP é

$$\nabla \cdot F = \frac{\partial F_{(y)}}{\partial y} + \frac{\partial F_{(p)}}{\partial p}\tag{2.6}$$

$X$  e  $Q$  correspondem ao atrito e aquecimento euleriano.  $R$  é  $p_0 p^{1/(\frac{c_p}{c_v})} p_0^{-1}$ . As equações (2.4) compreendem um conjunto completo de equações para o estado médio descrito em termos das quantidades  $u, v^*, \omega^*, \theta$ . Nós podemos interpretar  $\nabla \cdot F$  como o forçamento interno do estado médio das perturbações.

As componentes do Fluxo de EP ( $F^y, F^p$ ) implicam uma correspondência entre o fluxo de momento turbulento  $\overline{u'v'}$  e o fluxo turbulento de calor ( $\overline{v'\theta'}$ ). E a divergência

do Fluxo de EP (equação 2.4) representa o forçante de momentum turbulento no fluxo médio, apontando que a convergência do fluxo de EP implica num forçamento zonal para oeste induzida pelas ondas no fluxo médio (Andrew et al., 1987) que desacelera o fluxo zonal médio para oeste.

As ondas atmosféricas de propagação ascendente com velocidade de fase para leste (e para oeste) podem depositar momento e energia no escoamento zonal médio e, portanto, as mudanças na circulação média da atmosfera podem ser interpretadas como uma resposta do vento a passagem do pulso de onda (Lindzen, 1981; Gurubaran et al., 2001; Plumb et al., 1987).

De acordo com Eliassen e Palm (1961) para que haja divergência no fluxo de Eliassen-Palm  $\nabla \cdot F$  é necessário algumas propriedades físicas, pois quando as ondas lineares estacionárias se propagam com escoamento zonal  $u(\phi, z)$ , sem efeitos dissipativos  $X' = Y' = Q' = 0$ , tem-se

$$\nabla \cdot F = 0 \quad (2.6)$$

ou seja, a divergência de fluxo de EP desaparecerá em situações que se tem propagação de ondas lineares estacionárias e conservativas no campo de vento zonal médio. Assim, baseando-se em Andrews (1987 e 1976), a forma generalizada do fluxo de EP pode ser dada por:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \nabla \cdot F = D + O \alpha^3, \quad (2.7)$$

onde, o termo A pode ser considerado como uma medida conservativa da atividade local das ondas denominado densidade da atividade de onda (“wave-activity density”), e a derivada temporal da mesma representa os efeitos transientes, desaparecendo para as ondas estacionárias. A quantidade D contém os efeitos adiabáticos  $X'$ ,  $Y'$  e  $Q'$ , ou seja, é igual a zero para movimentos conservativos (sem dissipação). Por fim o termo  $O \alpha^3$ , onde  $\alpha$  é a amplitude da onda, representa os efeitos não lineares, que desaparecem para ondas puramente lineares.



Uma aplicação interessante da teoria Eliassen-Palm pode ser encontrada em Hartmann et al. (1984), em que a partir do vetor de EP caracterizou-se o processo de interação do hemisfério sul durante o inverno de 1979.

Babu et al. (2012) estimaram o fluxo de momentum associando as variações mensais e sazonais de fluxo turbulento vertical zonal e meridional (  $u'w'$  e  $v'w'$  ) proeminentemente da atividade das ondas planetárias a partir de dados de vento obtidos por radar meteorológico e compararam com o que foi calculado pelo método indireto de espectro de amostragem a partir de dados de ventos zonais e temperatura obtidos pelo SABER a bordo do TIMED. Nesse estudo, a partir do espectro de amostragens o fluxo turbulento de momento foi calculado pela seguinte equação:

$$u'w' = -\frac{g}{TN^2} \int_{\omega_1}^{\omega_2} Q \omega d\omega \quad (2.8)$$

em que  $Q$  representa o espectro de quadratura,  $\omega_1$  e  $\omega_2$  são os limites inferior e superior da faixa de frequência,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $T$  é a temperatura e  $N$  é a frequência de Brunt-Väisälä.

O autor também calculou o fluxo de aceleração média  $\frac{\partial u}{\partial t}$  causado pela divergência de fluxo de momento

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{\rho(z)} \frac{\partial \rho(z) u'w'}{\partial \rho} \quad (2.9)$$

onde  $\rho$   $z$  é a densidade na altura dado por

$$\rho z = \rho_0 \exp \left( -\frac{z}{H} \right) \quad (2.10)$$

$H$  é a altura de escala.

### 3. EQUIPAMENTOS E METODOLOGIA

Para o desenvolvimento dos estudos aqui propostos, são utilizadas como base as medidas de vento, as quais foram estimadas a partir das informações registradas pelos radares meteorológicos que operam em São João do Cariri-PB ( $7,4^{\circ}\text{S}$ ,  $36,5^{\circ}\text{O}$ ), e em Cachoeira Paulista-SP ( $22,7^{\circ}\text{S}$ ;  $45,0^{\circ}\text{O}$ ). Estes equipamentos foram adquiridos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais –INPE, e os dados têm sido compartilhados e se encontram à disposição do Grupo de Física da Atmosfera do Departamento de Física da UEPB. Na Figura 3.1 é apresentado um mapa indicando as localizações dos radares.

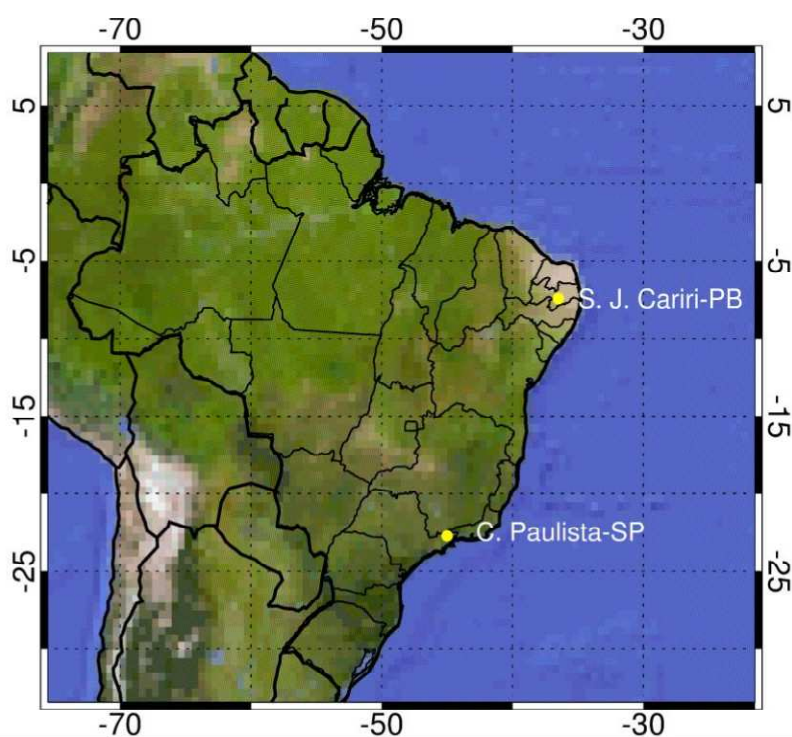


Figura 3.1 Localização dos radares meteorológicos cujos dados foram utilizados nesta pesquisa.

Os radares meteorológicos das duas localidades possuem visada de todo céu e foram projetados para operar em alta taxa de repetição de pulso. Cada radar usa uma única antena transmissora Yagi de três elementos, com cinco antenas receptoras dispostas no solo formando uma cruz assimétrica. Esta configuração interferométrica permite a determinação da trilha meteórica no céu, reduzindo a ambiguidade no ângulo de chegada (Hocking et al., 2001). Na Figura 3.2 são apresentadas as fotos do sistema de radar que operou em São João do Cariri-PB.

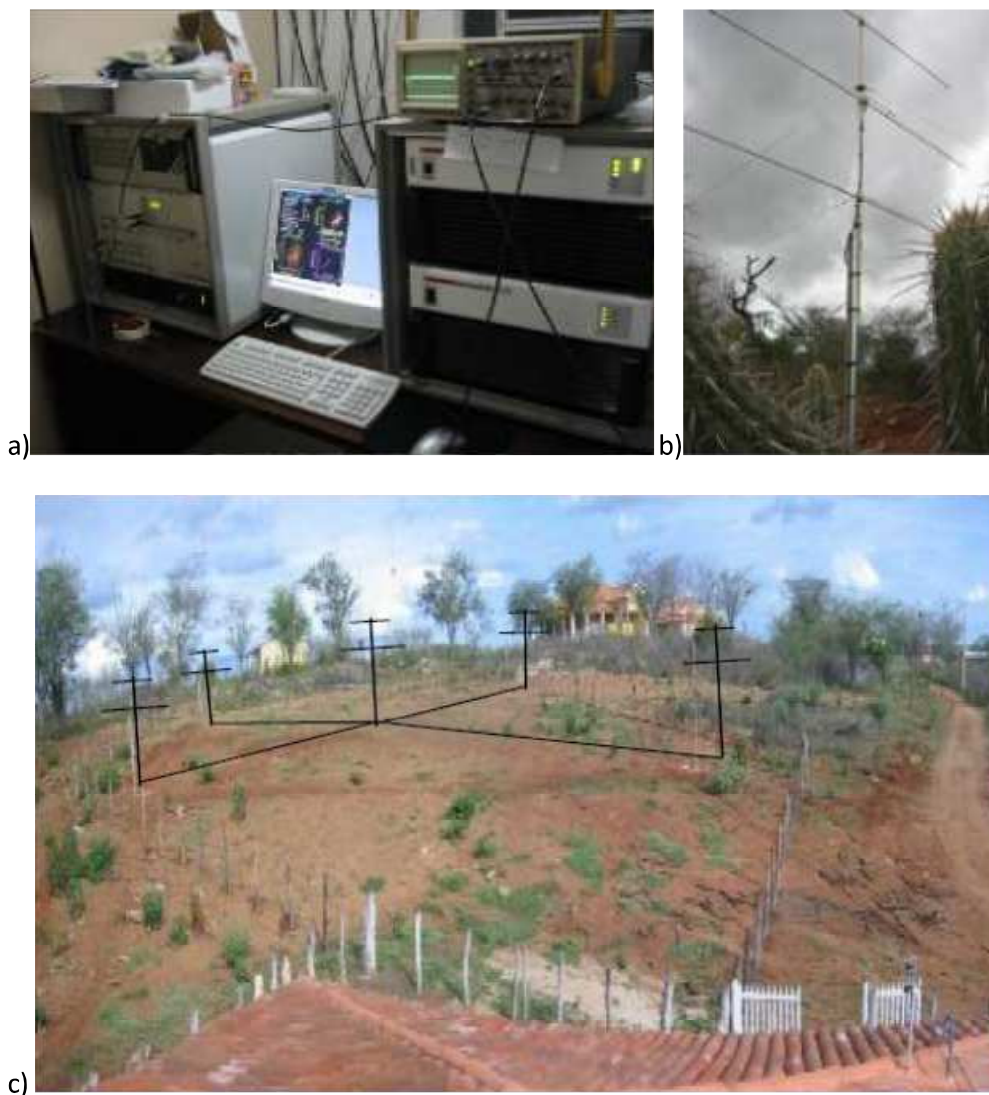


Figura 3.2 Radar Meteorológico em São João do Cariri. (a) Equipamentos: transmissor, receptor e fonte da alimentação. (b) Antena transmissora yagi de três elementos. (c) Sítio de localização do Radar Meteorológico em São João do Cariri, com destaque para o arranjo das cinco antenas receptoras Yagi de dois elementos.

Fonte: Alves (2012).

O sistema opera numa frequência de 35,24 MHz, transmitindo radiação com pulso de  $13 \mu\text{s}$ , proporcionando uma resolução de 2 km, numa taxa de repetição de 2144 pps (pulsos por segundo). O pico de potência transmitida é 12 kW.

Em geral, as variações atmosféricas de escala planetária ocorrem como manifestações transitórias de atividades de ondas durante determinados intervalos de tempo que se prolongam por semanas ou até meses. Consequentemente se faz necessário avaliar a

distribuição temporal do espectro de frequências. Neste sentido, o emprego da transformada em ondaletas mostra-se uma ferramenta útil na análise de séries não estacionárias (Torrence e Compo, 1998). Dada a sua simplicidade, a transformada em ondaletas de Morlet tem sido utilizada na investigação de perturbações ondulatorias observadas nos ventos neutros da região próxima a mesopausa (Lima et al., 2005), a qual foi empregada no presente trabalho. Para estudar a evolução temporal de cada uma das oscilações de interesse, os dados foram submetidos a filtros passa banda cujas frequências superiores e inferiores nos permitiram selecionar períodos específicos das oscilações, como aplicado no trabalho do Alves (2012). Para realizar o estudo do comportamento temporal do período dos modos de ondas foi realizado o emprego de gráficos e técnicas em ondaletas. As amplitudes e as estruturas de fases referentes a estas oscilações serão obtidas através de análise harmônica.

### 3.1 - Estimativa dos ventos

Milhões de partículas de poeira advindas do meio interplanetário atingem diariamente a atmosfera superior da terra, os meteoróides. Ao penetrarem na atmosfera terrestre, entre 70 e 110 km de altura, os meteoróides colidem com as moléculas gasosas nela existentes sofrendo um processo de ablação e fragmentação, produzindo uma trilha contendo gás ionizado, chamado de meteoro.

A posição do meteoro é obtida a partir da fase relativa do eco recebido nas antenas juntamente com a informação do alcance do eco. O fato da trilha ionizada ser transportada pelo movimento do vento atmosférico neutro, origina um descolamento Doppler da frequência no eco recebido. Um deslocamento Doppler da frequência de um eco meteórico a partir de uma trilha de baixa densidade eletrônica corresponde a uma velocidade radial do vento atmosférico neutro. A informação do vetor velocidade radial fornecida por múltiplos ecos, por sua vez, proporciona a estimativa das componentes do vento.

As estimativas dos ventos (componentes  $u$ ,  $v$  e  $w$ ), foram determinadas seguindo a metodologia descrita por Lima (2004). Para investigar o comportamento dos campos de vento na região entre 80 e 100 km de altura sobre as duas localidades, foram produzidas séries temporais das suas componentes horizontais e vertical. Para estudar as características da onda de 2 dias, os ventos horizontais foram estimados em intervalos sucessivos de 1

hora para 7 camadas atmosféricas com 3 km de espessura centradas nas altitudes de 81, 84, 87, 90, 93, 96 e 99 km.

Para a estimativa dos fluxos também se faz necessário o uso da componente vertical. Uma vez que as amplitudes do vento na componente vertical são baixas, a sua estimativa requer uma amostragem de ecos maior para minimizar os erros. Neste sentido, para a estimativa dos fluxos de momentum, as componentes dos ventos foram obtidas a cada 4 horas para 5 camadas atmosféricas com 4 km de espessura para as altitudes de 82, 86, 90, 94 e 98 km.

### 3.2 - Método para estimar os fluxos de momentum devido às ondas

De acordo com Dunkerton (1995), a covariância da temperatura ( $T$ ) e o vento zonal ( $u$ ) de ondas de gravidade que variam lentamente em duas dimensões alcança um valor significativo quando o vento básico (vento médio)  $U$  varia rapidamente em uma escala de altura:

Para energia que se propaga para cima

$$u'T' = + \frac{NT}{2gkc} u'w'U_z, \quad (3.1)$$

Para energia que se propaga para baixo

$$u'T' = - \frac{NT}{2gkc} u'w'U_z, \quad (3.2)$$

onde  $N$  é a frequência de Brunt-Väisälä,  $g$  é a aceleração da gravidade,  $k$  é o número de onda horizontal,  $T$  é a temperatura média, e  $c$  é a velocidade de fase intrínseca da onda.

A covariância de  $T$  e  $u$  para um intervalo de frequências entre  $f_1$  e  $f_2$  é obtida integrando-se o coespectro sobre o intervalo

$$C_{Tu} = \int_{f_1}^{f_2} C_{Tu} f df, \quad (3.3)$$

em que  $f$  é a frequência obtida das observações. Da mesma maneira, pode-se definir a quantidade integrada do espectro de quadratura sobre o mesmo intervalo de frequências como:

$$Q_{Tu} = \int_{f_1}^{f_2} Q_{Tu} f df \cong \frac{1}{f_0} \frac{\partial T'}{\partial t} u', \quad (3.4)$$

em que  $f_0$  é a frequência central do intervalo de integração. A partir da equação da termodinâmica,  $Q_{Tu}$  está relacionado com o fluxo de momentum total como:

$$Q_{Tu} \sim - \text{sinal}(f_0) \frac{TN^2}{gf} u'w', \quad (3.5)$$

em que  $f$  é a frequência intrínseca do sinal cuja frequência central é  $f_0$ .

A densidade de fluxo vertical do momentum horizontal é uma quantidade vetorial bidimensional que descreve a direção do momentum horizontal que está sofrendo uma advecção vertical a partir de uma taxa advectiva. Em geral, as componentes deste vector são denotadas como sendo  $\rho u'w'$  e  $\rho v'w'$  onde  $\rho$  é a densidade e o sinal diacrítico (') denota uma perturbação sobre uma média. O vetor velocidade total do vento pode ser representado por  $U = U + U'$  onde  $U' = u', v', w'$  é a perturbação instantânea em torno da média. A média temporal inerente a este processo de linearização tem o efeito de excluir as contribuições devidas às variações periódicas com escalas de tempo significativamente maiores do que o intervalo da média. Essas variações de longo prazo contribuem para a média, mas não são representadas nas quantidades perturbadas. Assim, o processo de linearização divide as variações de velocidade pela frequência de modo que as componentes de alta frequência (da frequência de Nyquist até aproximadamente o inverso do intervalo da amostragem) estão presentes na série temporal do vetor velocidade da perturbação  $U$ . Por sua vez, a densidade de fluxo vertical do momentum horizontal descrita por  $\rho u'w'$  e  $\rho v'w'$  são devidas as variações de velocidade cujas frequências são definidas de forma semelhante ao intervalo da média e ao processo de linearização. As densidades de fluxo de momentum de duas ondas de mesma frequência podem ser somadas se as mesmas forem independentes uma da outra.

Para as ondas de 2 dias, as quais são ondas mistas de Rossby-Gravidade, as perturbações  $u'$ ,  $v'$  e  $w'$  estão em fase em uma determinada altura (Holton, 1980) de tal

modo que essa propriedade é refletida nos espectros cruzados entre  $u'$  e  $v'$ ;  $u'$  e  $w'$ ; como também entre  $v'$  e  $w'$ . Para tanto, os espectros cruzados em ondaletas (wavelet) foram obtidos para identificar o intervalo de tempo em que a periodicidade de quase 2 dias apresenta energia espectral indicando a presença da onda em ambas as componentes. Na segunda etapa o grau de correlação entre as componentes do vento é então obtido através das coerências horizontal e vertical dos ventos. A coerência varia entre 0 e 1, e os valores mais altos indicam a presença de movimento ondulatório em ambas as componentes naquelas frequências.

O espectro cruzado em ondaletas entre as componentes meridional e vertical dos ventos obtidos durante janeiro-fevereiro de 2006 sobre Cariri para a altitude de 90 km está representado na Figura 3.3. Como pode ser visto na figura, entre o início de janeiro até o dia 9 de fevereiro (dia 40) existe energia espectral para o período próximo de 2 dias, com dois núcleos centrados nos dias 15 e 28, respectivamente. A energia no espectro cruzado indica a presença da onda de quase 2 dias nas duas componentes do vento durante o intervalo de tempo entre o início de janeiro até o dia 9 de fevereiro.

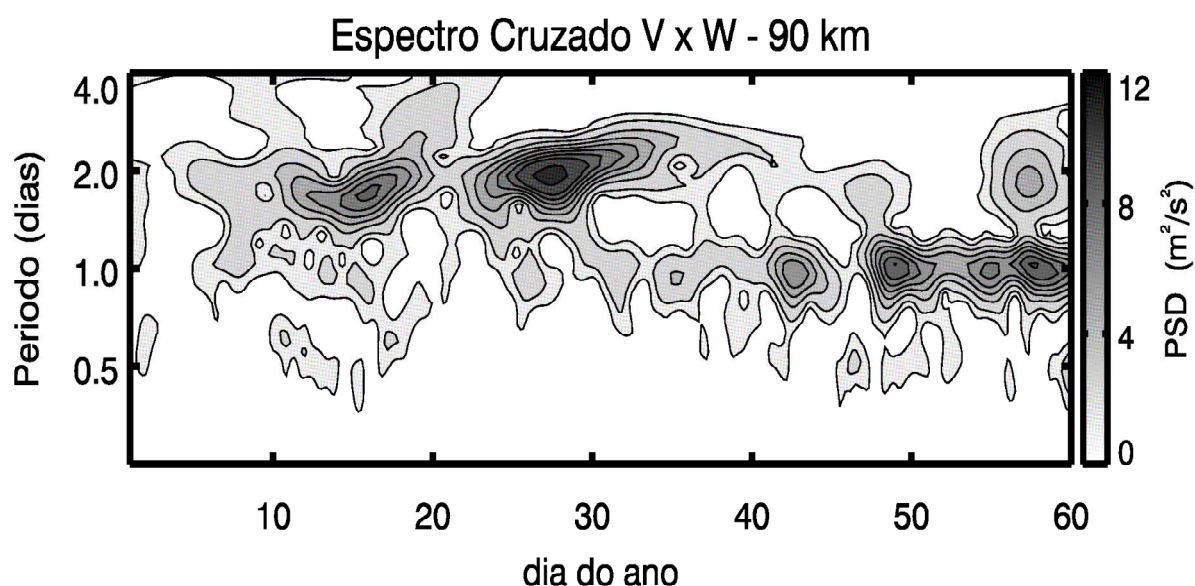


Figura 3.3 Espectro cruzado em ondaletas entre as componentes meridional e vertical dos ventos em 90 km de altitude sobre Cariri para o período de janeiro-fevereiro de 2006.

Na Figura 3.4 estão representados o espectro cruzado, a coerência e o atraso de fase para o período de 2 dias entre as componentes meridional e vertical dos ventos na altitude de 90 km sobre Cariri, obtidos em janeiro-fevereiro de 2006. A partir da figura é possível ver que entre o dia 20 de janeiro e 7 de fevereiro (região destacada) tanto a energia do espectro cruzado como a correlação entre as variações da oscilação de 2 dias em  $v'$  e  $w'$  foram altas, indicando a presença da oscilação nas duas componentes, bem como a coerência entre as duas componentes. A relação de fase da oscilação entre as duas componentes mostra que o máximo da onda primeiro ocorre em  $v'$  durante o tempo crescente da coerência (entre os dias 21 e 29 de janeiro). Quando a coerência começa a decrescer ocorre uma mudança na diferença de fase e a onda em  $w'$  lidera a onda em  $v'$ , porém a situação se inverte à medida que o tempo avança, ou seja,  $v'$  passa a liderar  $w'$  à medida que a coerência entre elas se esvanece.

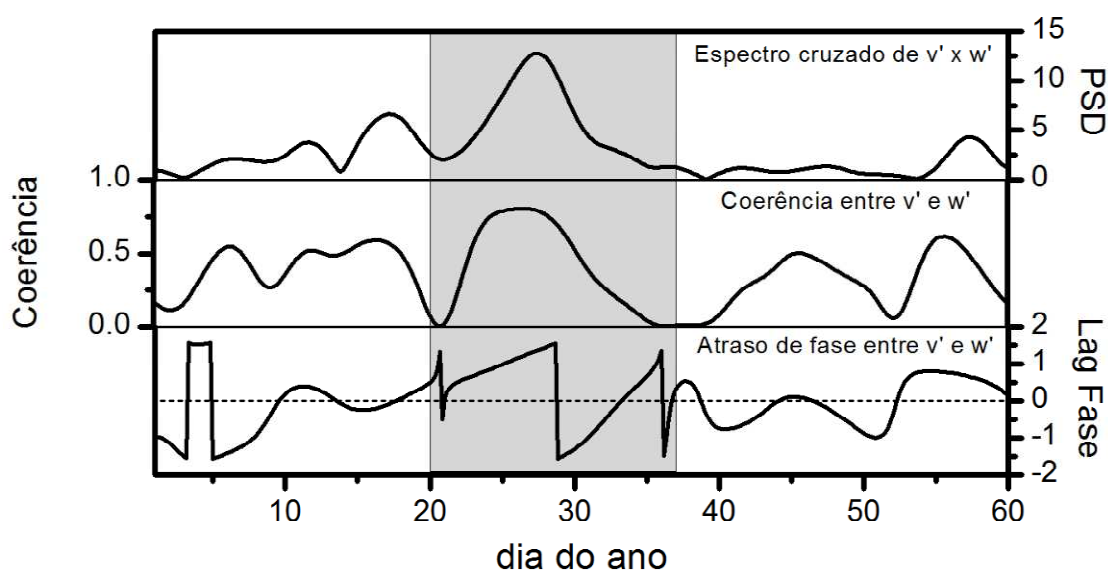


Figura 3.4 Espectro cruzado em ondaletas, coerência e o atraso de fase para o período de 2 dias entre as componentes meridional e vertical dos ventos em 90 km de altitude sobre Cariri para o período de janeiro-fevereiro de 2006.

A coerência entre as componentes meridional e vertical da onda de 2 dias nos ventos sobre Cariri para o período de janeiro-fevereiro de 2006, para as altitudes entre 82 e 98 km estão representadas na Figura 3.5. Como pode ser visto da figura, a coerência é alta para todas as altitudes entre os dias 20 de janeiro e 4 de fevereiro (dia 35), indicando a



existência de coerência vertical da onda de 2 dias, ou seja, que a onda se propaga verticalmente.

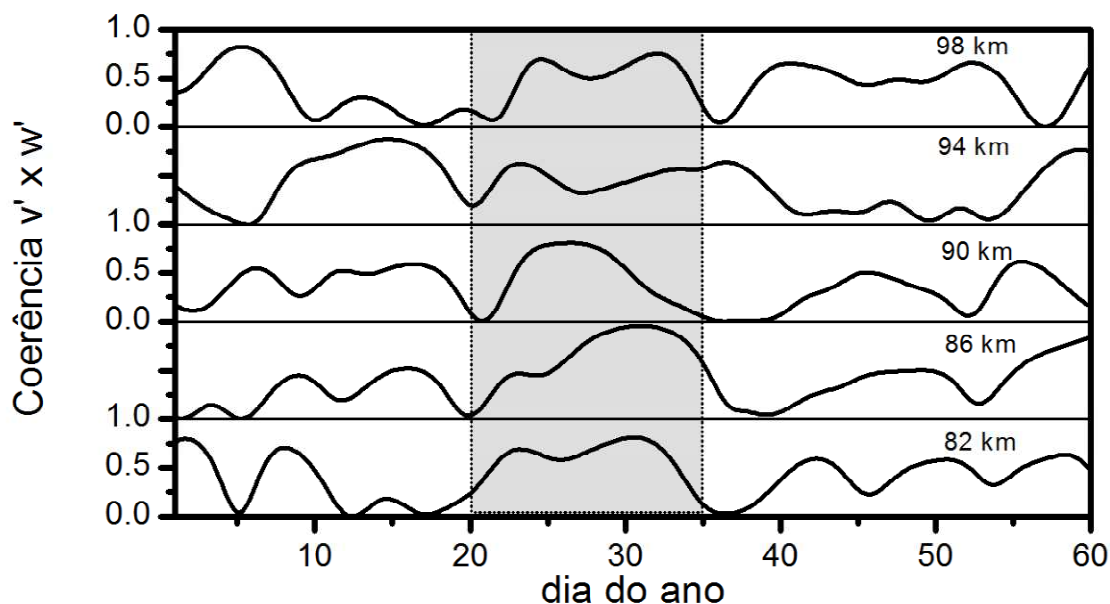


Figura 3.5 Coerência entre as componentes meridional e vertical dos ventos sobre Cariri para o período de janeiro-fevereiro de 2006.

Para extrair o sinal da onda da onda de 2 dias, as séries temporais foram submetidas a filtro passabanda para o intervalo de frequência entre  $f_1=0,67 \text{ dia}^{-1}$  ( $T_1=1,5$  dia) e  $f_2=0,4 \text{ dia}^{-1}$  ( $T_2=2,5$  dias). Na Figura 3.6 os sinais devido a onda de 2 dias são representados nas componentes meridional (linha em preto) e vertical (linha vermelha) para as 5 altitudes sobre Cariri durante janeiro-fevereiro de 2006. Na figura observa-se que o sinal da onda é forte, principalmente entre o dia 20 de janeiro e 4 de fevereiro em todas as altitudes na componente meridional, em acordo com o que mostra a figura 3.3. Na componente vertical o sinal é baixo e defasado do sinal da componente meridional.

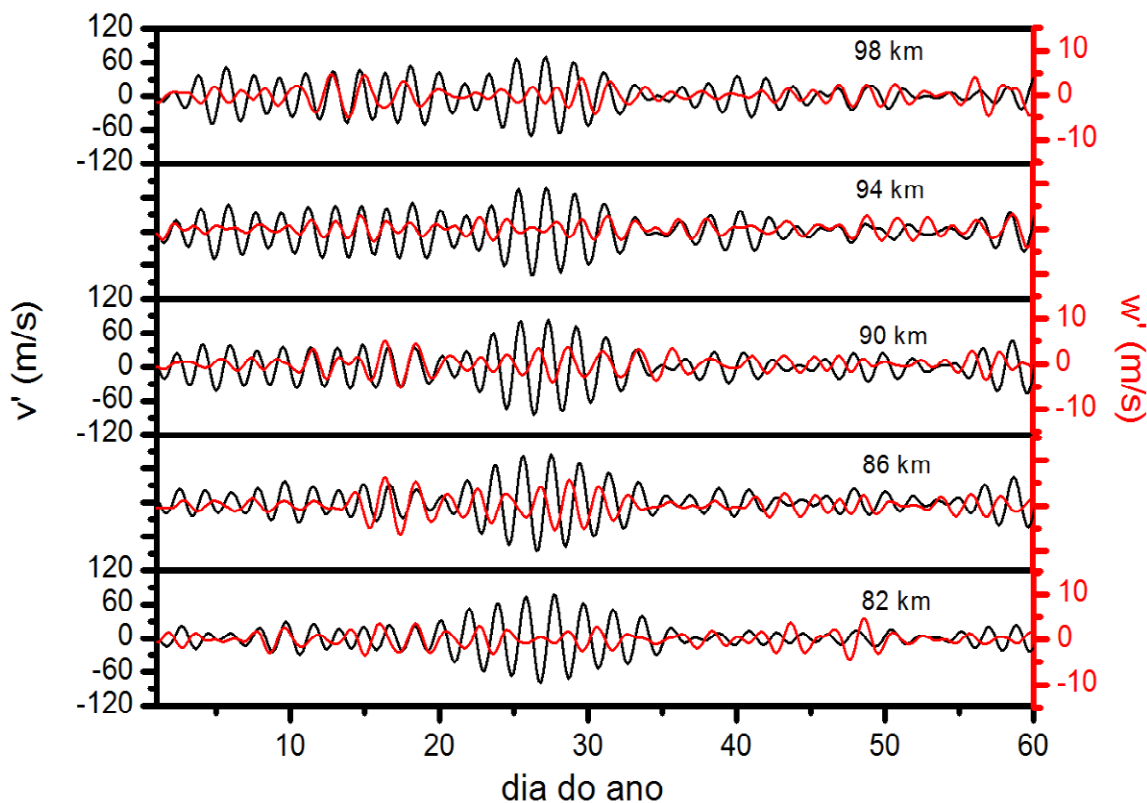


Figura 3.6 Oscilações de 2 dias nas componentes meridional (linha em preto) e vertical (linha vermelha) dos ventos sobre Cariri para o período de janeiro-fevereiro de 2006.

Esses sinais ( $v'$  e  $w'$ ) obtidos com o filtro passabanda são então usados para determinar o fluxo de momentum turbulento  $v'w'$  da onda de 2 dias, e os resultados são mostrados na Figura 3.7. Os valores médios foram obtidos a partir de uma janela com 8 dias de dados, em que o processo foi repetido sucessivamente movendo-se a janela com um passo de um dia, e os valores médios são então representados como sendo do quarto dia de cada janela. O fluxo vertical da onda de 2 dias entre o dia 21 de janeiro e início de fevereiro (região destacada) atinge os maiores valores (em torno de  $-100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) na altitude de 86 km, indicando que uma maior deposição de momentum nessa região.

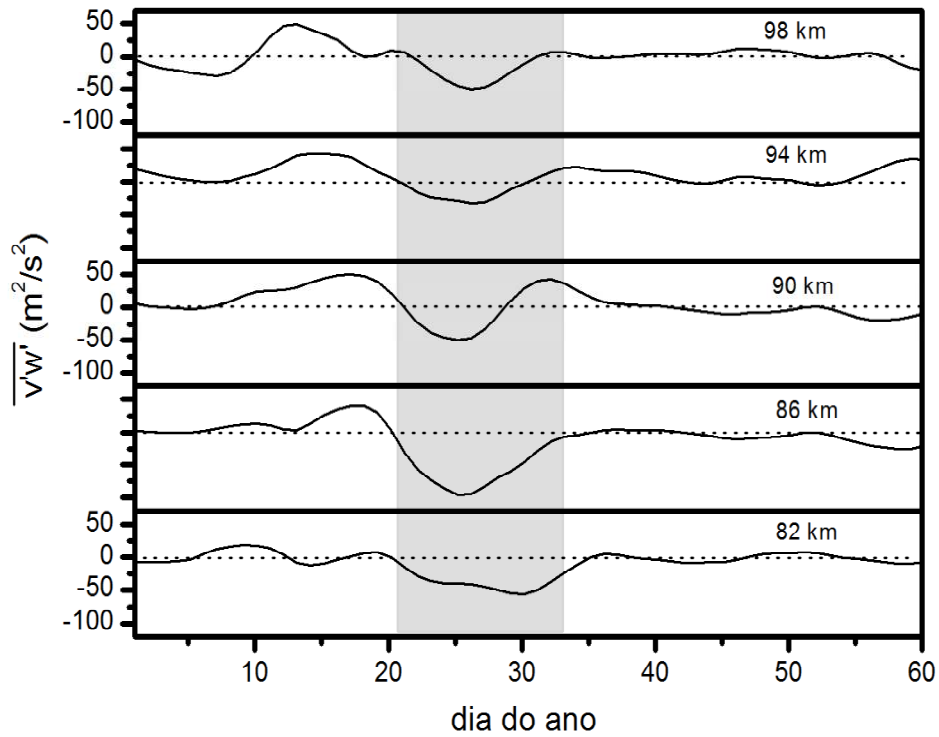


Figura 3.7 Fluxo de momentum turbulento  $v'w'$  da onda de 2 dias nos ventos sobre Cariri para o período de janeiro-fevereiro de 2006.

Os fluxos serão positivos quando as perturbações em ambas as componentes estão em fase e serão negativos quando as perturbações estão em anti-fase.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos com as análises realizadas. Os resultados têm como base as medidas obtidas em Cachoeira Paulista e São João do Cariri.

### 4.1 – Caracterização dos eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar

Com a finalidade de caracterizar os eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar, os dados fornecidos pelo Modern Era Reanalysis for Research and Applications (MERRA), os quais estão disponíveis no endereço [http://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data\\_services/met/ann\\_data.html](http://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/ann_data.html), foram usados. MERRA é fruto de uma reanálise feita pela National Aeronautics and Space Administration (NASA), usando dados de satélites.

Para exemplificar, construímos na Figura 4.1 a representação dos valores do gradiente de temperatura entre 60°N e 90°N (linha em preto) e dos valores do vento zonal na latitude de 60°N (linha pontilhada vermelha), para a altitude cuja pressão é 10 hPa. Os dados são referentes ao intervalo entre 20 de dezembro do ano anterior e 19 de fevereiro de 2004, 2005 e 2006, como indicado em cada figura. A linha cinza horizontal indica vento zonal nulo e serve como referência para observação da mudança de direção no vento. Já a região destacada indica o período de ocorrência de SSW *major*, ou seja, desde o primeiro dia em que o vento zonal inverte o sentido até a retomada para a direção para leste.

O que caracteriza o aquecimento abrupto da estratosfera é o aumento do gradiente de temperatura entre 60-90°N, durante janeiro e os primeiros 15 dias de fevereiro. Aquecimentos fora desse período também podem ocorrer e serem classificados como SSW, porém, são classificados separadamente e não serão considerados no presente estudo.

Quando o gradiente de temperatura entre 60-90°N aumenta e o vetor vento zonal em 60°N (em 10 hPa) que aponta para leste (positivo) e continua para leste (pode até reduzir a velocidade, mas não inverte o sentido), o SSW é classificado como *minor*. Caso o vetor vento zonal inverta o sentido, ou seja, mude para oeste (negativo) durante o aquecimento, o SSW é classificado como *major*. Sendo assim, em 2004 o evento foi *major*, tendo início no dia 4 de janeiro e o vento retomou sua direção para leste no dia 8 de fevereiro. Em 2006 o

SSW foi *major*, tendo início no dia 20 de janeiro, retornando para leste no dia 8 de fevereiro, porém novamente voltou a soprar para oeste em 10 de fevereiro e no dia 21 retorna a soprar para leste. Em 2005 não foi registrado evento SSW *major*, uma vez que os valores da temperatura não se elevaram muito e o vetor vento permaneceu apontando para leste durante todo o período.

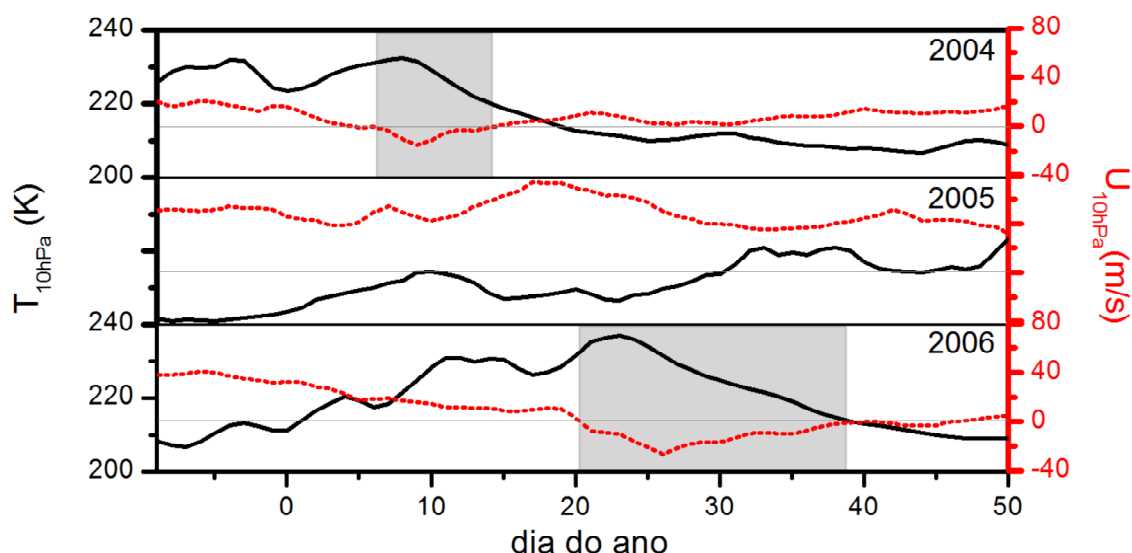


Figura 4.1 Gradiente de temperatura entre  $60^{\circ}\text{N}$  e  $90^{\circ}\text{N}$  (linha em preto) e vento zonal em  $60^{\circ}\text{N}$  (linha pontilhada vermelha), na altitude de pressão 10 hPa, para os verões de 2004, 2005 e 2006. A linha cinza horizontal indica vento zonal nulo.

Na Tabela 4.1 estão representados todos os SSWs que foram objeto de estudo neste trabalho com suas respectivas informações quanto ao tipo do aquecimento (*major* ou *minor*). Os eventos de SSW foram classificados, tomando como referencia os trabalhos de Kuttippurath (2012), Resme (2012) e Peters (2010), como forte (Major) e fraco (Minor).

TABELA 4.1: Classificação dos aquecimentos da estratosfera polar para janeiro entre 2002 e 2008.

Ano	Classificação do SSW
2002	Fraco (Minor)
2003	Forte (Major)
2004	Forte (Major)
2005	Fraco (Minor)
2006	Forte (Major)
2007	Fraco (Minor)
2008	Fraco (Minor)

## 4.2 - Amplitude da onda de quase 2 dias sobre Cachoeira Paulista

A dinâmica da região MLT durante o verão austral é marcada pela atividade da onda planetária com período de  $\sim 2$  dias (Lima et al., 2004). Na Figura 4.2 estão representados o comportamento temporal da estrutura vertical da amplitude da onda de 2 dias entre 81 e 99 km de altura juntamente com as linhas de contornos que representam os ventos dirigidos para leste (preta) e os ventos dirigidos para oeste (branca) sobre C. Paulista. As amplitudes da onda de 2 dias foram elevadas durante os verões de 2002/2003; 2003/2004 e 2005/2006, justamente quando eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar do hemisfério norte foram classificados como *major* (forte).

A partir dos gráficos da Figura 4.2 é possível observar que a amplitude da onda de 2 dias durante os verões dos anos de 2003, 2004 e 2006 foram mais intensas do que os verões dos anos de 2002, 2005 e 2008. De um modo geral, nos anos em que a amplitude da onda de 2 dias foi mais intensa tais episódios ocorreram logo nos primeiros dias de janeiro. Em 2003 ocorreram três episódios sucessivos entre os dias 1 e 25 atingindo amplitude de aproximadamente 60 m/s, com ventos predominantemente dirigidos para leste. Em 2004, no dia 6 a onda de 2 dias sofreu uma rápida amplificação em torno de 90 km de altitude, mas, somente entre os dias 12 e 25 ocorreu seu episódio principal atingindo uma amplitude maior do que 60 m/s em torno de 84 km de altitude. O vento que até o dia 6 era predominantemente dirigido para leste em todas as altitudes (81 km até 99 km) sofreu uma reversão para oeste em baixas altitudes, assim até aproximadamente 87 km de altitude o vento para oeste predominou e acima dessa altitude o vento dirigido para leste continuou a prevalecer. No ano de 2006 ocorreram dois episódios sucessivos entre os dias 5 e 25, em que ambos as amplitudes alcançaram valores de  $\sim 72$  m/s. A partir do primeiro episódio de amplificação da onda de 2 dias, o vento que era predominantemente dirigido para leste sofreu uma reversão em baixas altitudes passando para oeste, exceto durante o intervalo do dia 15 a 20, pois, em todas as altitudes o vento esteve dirigido para oeste.

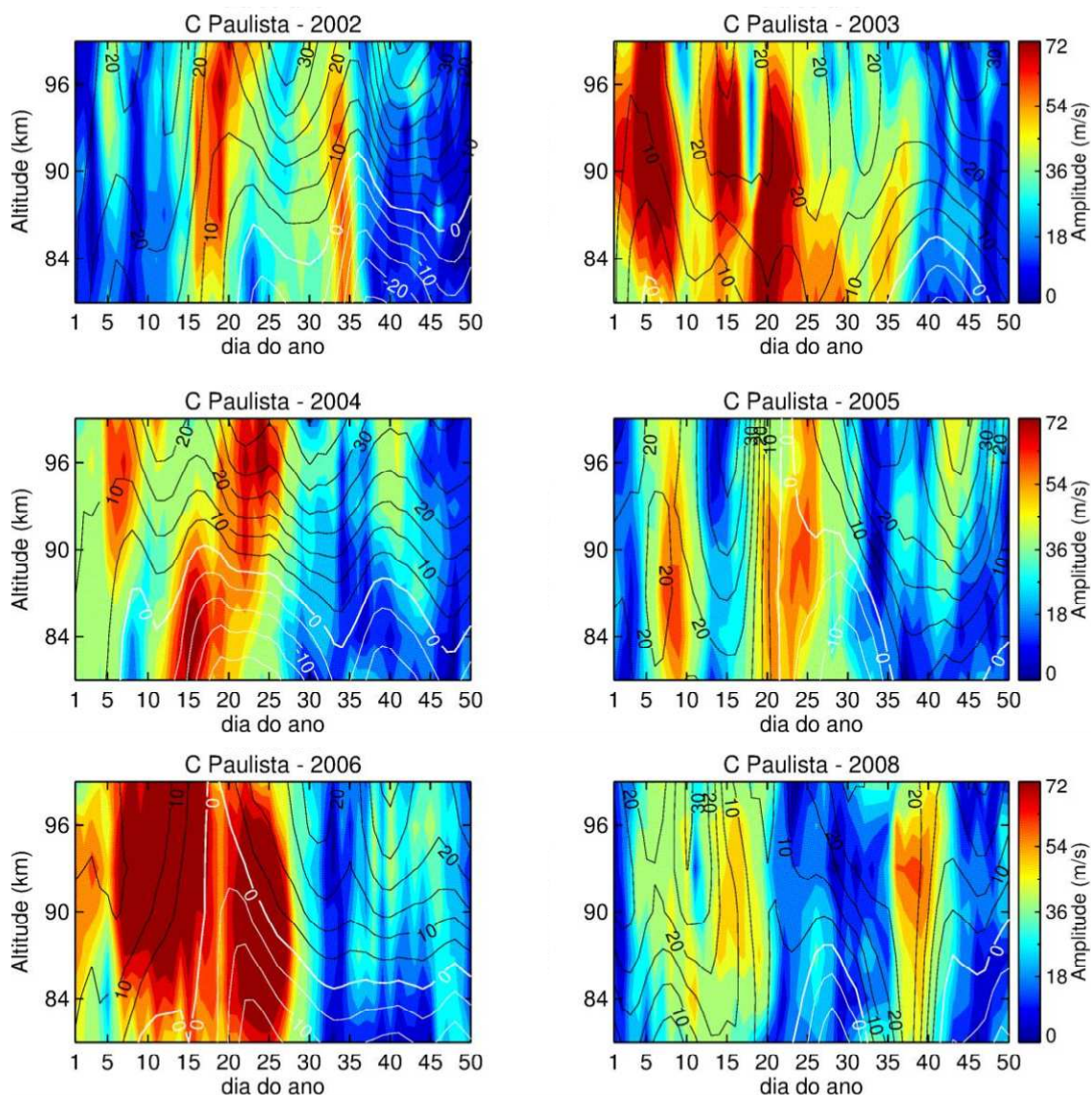


Figura 4.2 Estrutura vertical da amplitude da onda de 2 dias e do vento zonal médio em Cachoeira Paulista, obtidos entre 15 de dezembro do ano anterior e o dia 15 de fevereiro do ano indicado.

### 4.3 - Amplitude da onda de quase 2 dias sobre São João do Cariri

O comportamento temporal da estrutura vertical da amplitude da onda de 2 dias entre 81 e 99 km de altura e os ventos sobre São João do Cariri estão representados na Figura 4.3. Os contornos pretos representam os ventos dirigidos para leste enquanto que os contornos brancos representam os ventos dirigidos para oeste. A amplitude da onda de 2 dias foi mais elevada durante o verão de 2005/2006, justamente quando o evento de aquecimento abrupto da estratosfera polar do hemisfério norte foi classificado como *major*.

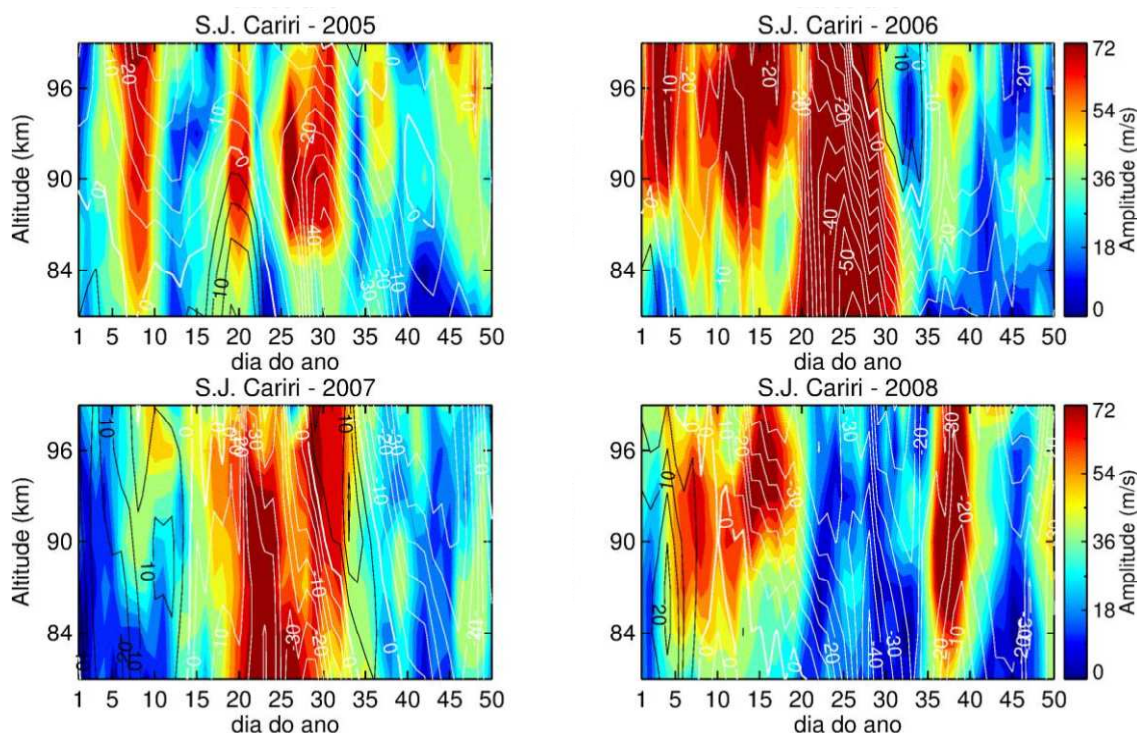


Figura 4.3 Estrutura vertical da amplitude da onda de 2 dias e do vento zonal médio em São João do Cariri, obtidos entre 15 de dezembro do ano anterior e o dia 15 de fevereiro do ano indicado.

A partir dos gráficos da Figura 4.3, pode-se observar que a atividade da onda de 2 dias nos verões de 2005, 2007 e 2008 foram fracas enquanto que no verão de 2006 foi muito intensa. No verão do ano de 2005 ocorreram três episódios sucessivos da onda de 2 dias entre os dias 5 e 31, e o vento para oeste prevaleceu durante todo o período analisado, exceto entre os dias 16 e 23 uma vez que os ventos até cerca de 90 km de altitude tem direção para leste. Em 2006 a atividade da onda de 2 dias foi intensa entre os dias 1 e 31, com vento dirigido para oeste durante todo esse período. O episódio de onda de 2 dias durante o verão de 2007 ocorreu entre os dias 15 e 35 modulando o vento que antes se dirigia para leste e passou para oeste. Em 2008 ocorreram 2 episódios, o primeiro entre os dias 4 a 20 e o segundo entre os dias 35 e 42, ambos de baixa intensidade e com vento dirigido sempre para oeste.

Ao compararmos os verões de Cachoeira Paulista e São João Cariri durante os anos de 2005, 2006 e 2008 é possível verificar uma coincidência no comportamento da estrutura vertical da amplitude da onda de 2 dias e do vento zonal médio de ambas localidades. No



entanto, as amplitudes da onda de 2 dias durante esses verões sobre São João do Cariri são maiores do que em Cachoeira Paulista.

Retomando as Figuras 4.2 e 4.3, é possível verificar ainda que a atividade da onda de 2 dias mostrou maior persistência (atividade de maior duração) durante os anos de 2003, 2004 e 2006, justamente quando ocorreram SSW *major* no hemisfério norte. Para os mesmos eventos as amplitudes da onda também foram maiores.

Durante eventos de aquecimento abrupto da estratosfera (Sudden Stratospheric Warming - SSW) nas latitudes altas do hemisfério norte, verifica-se um aumento da atividade de ondas planetárias transientes que se propagam verticalmente a partir da baixa atmosfera em médias latitudes do hemisfério norte e sua interação com o escoamento zonal médio. Observa-se também que essas ondas se propagam na direção do equador e podem produzir forçamento significativos capazes de influenciar a dinâmica da região MLT equatorial e em baixas latitudes do hemisfério sul, como foi sugerido por Lima et al. (2012).

A intensificação da onda de 2 dias durante os meses de verão foi interpretada como um modo de gravidade de Rossby amplificado devido ao jato para oeste da estratosfera/mesosfera. As amplitudes maiores da onda de 2 dias observadas em Cachoeira Paulista em 2003, 2004 e 2006, e em São João do Cariri durante 2006 são interpretadas como devidas à combinação de advecção de momento horizontal aumentada pela circulação meridional residual e instabilidade inercias da circulação, relacionadas à quebra de onda planetárias na região estratosférica subtropical do hemisfério norte que por sua vez, favorecem condições de instabilidade na região tropical do hemisfério sul e, portanto, fornecem forçamento adicional para a onda de 2 dias, durante eventos de SSWs fortes.

#### **4.4 – Estimativa do fluxo de momentum**

Os fluxos de momentum turbulentos meridional ( $v'u'$ ) e vertical ( $v'w'$ ) devido a onda planetária de quase 2 dias em janeiro-fevereiro, sobre Cachoeira Paulista foram estimados para os anos de 2002, 2003, 2004, 2005, 2006 e 2008, e sobre São João do Cariri para os anos de 2005, 2006, 2007 e 2008, seguindo os procedimentos descritos na seção

3.2. Os contornos referentes às seções verticais dos fluxos turbulentos são representados nas Figuras 4.4 e 4.5 (observação: os valores da escala vertical sempre serão menores).

Em síntese as análises mostram a ocorrência de considerável alteração no padrão das médias dos ventos meridional e vertical durante a intensa atividade da onda em ambas as localidades tornando evidente a influência da onda de 2 dias no vento zonal médio. Estas mudanças representam evidências da deposição de momento no escoamento zonal pela onda de 2 dias.

As perturbações  $u'$  e  $v'$  e  $v'$  e  $w'$  foram usadas para estimar o fluxo de momentum zonal  $u'v'$  e vertical  $v'w'$  associado à onda de 2 dias sobre C. Paulista. Deste modo, a partir da figura verifica-se que o fluxo de momentum zonal associado a onda de 2 dias sobre C. Paulista registrou máximos valores ( $-640 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) em janeiro de 2006, no entanto, em janeiro de 2003 ( $-440 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) e 2004 ( $-450 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ), também foram registrados valores altos. Em 2005 ( $-320 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ), 2002 ( $-260 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) e 2008 ( $+170 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) foram registrados os menores valores. O fluxo de momentum vertical foi intenso em 2003 ( $+90 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) e 2006 ( $+80 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ), enquanto que em 2004 ( $+40 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) e 2005 ( $-50 \text{ m}^2/\text{s}^2$  abaixo de 86 km e  $+55 \text{ m}^2/\text{s}^2$  acima) foram registrados valores menores.

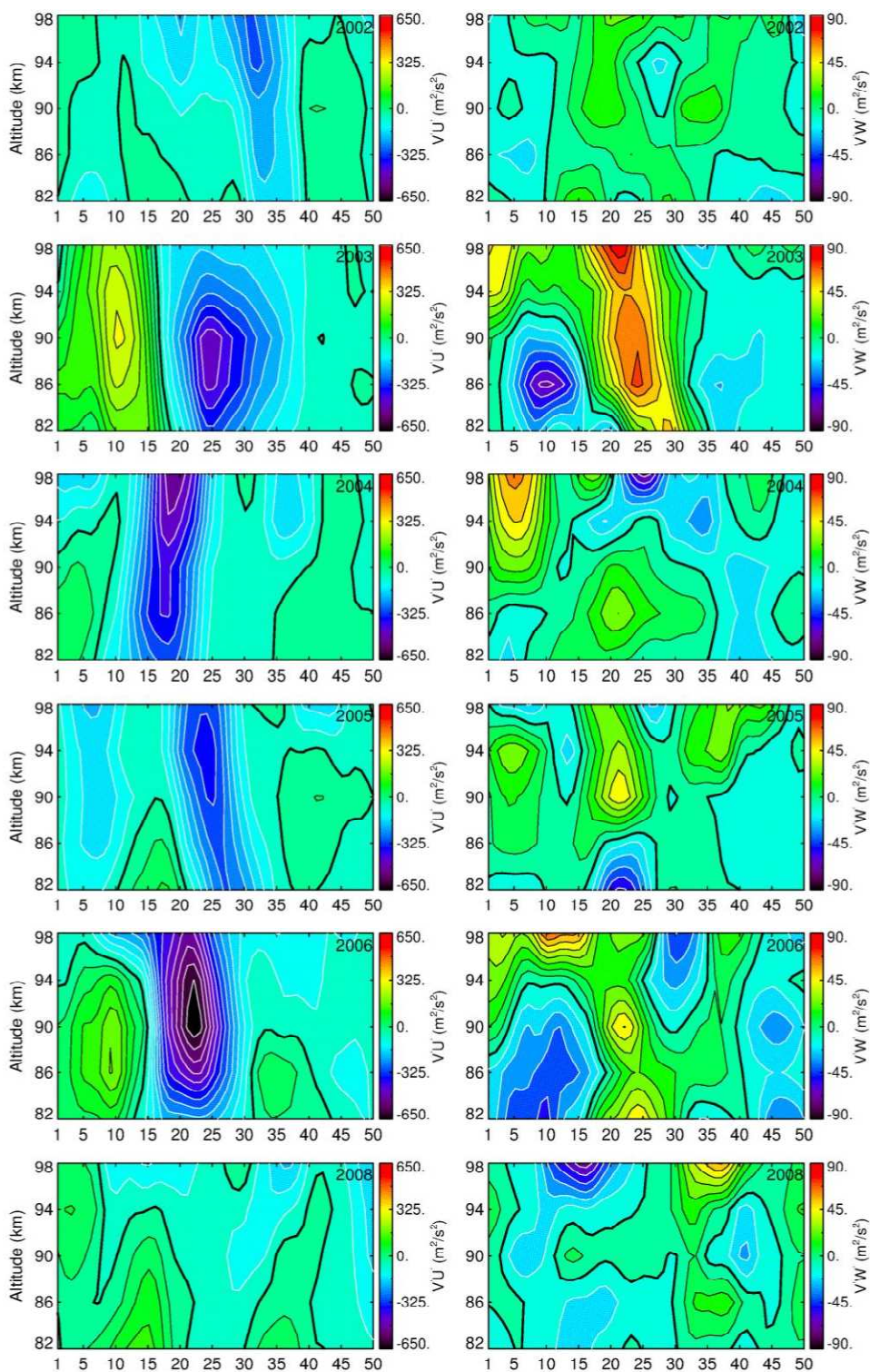


Figura 4.4 Seção transversal do fluxo de momento turbulento meridional  $u'v'$  (esquerda) e vertical  $v'w'$  (direita) devido a onda de 2 dias para os meses de janeiro e fevereiro sobre Cachoeira Paulista, para os anos indicados.

Também foram usadas as perturbações  $u'$  e  $v'$  e  $v'$  e  $w'$  para estimar o fluxo de momentum zonal  $u'v'$  e vertical  $v'w'$  associado a onda de 2 dias sobre São João do Cariri. Assim, a partir da Figura 4.5 verifica-se que o fluxo de momentum zonal associado à onda de 2 dias sobre São João do Cariri registrou máximo valor ( $-750 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) em janeiro de 2006, no entanto, em janeiro de 2007 ( $-400 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ). Em 2005 ( $-200 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) e 2008 ( $+170 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) foram registrados os menores valores. O fluxo de momentum vertical registrou valores maiores apenas em 2006 ( $-90 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) enquanto que em 2005 ( $+40 \text{ m}^2/\text{s}^2$  acima de 90 km e  $-45 \text{ m}^2/\text{s}^2$  abaixo), 2007 ( $-50 \text{ m}^2/\text{s}^2$  abaixo de 86 km e  $+55 \text{ m}^2/\text{s}^2$  acima de 86 km) e em 2008 ( $-40 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) foram registrados valores menores.

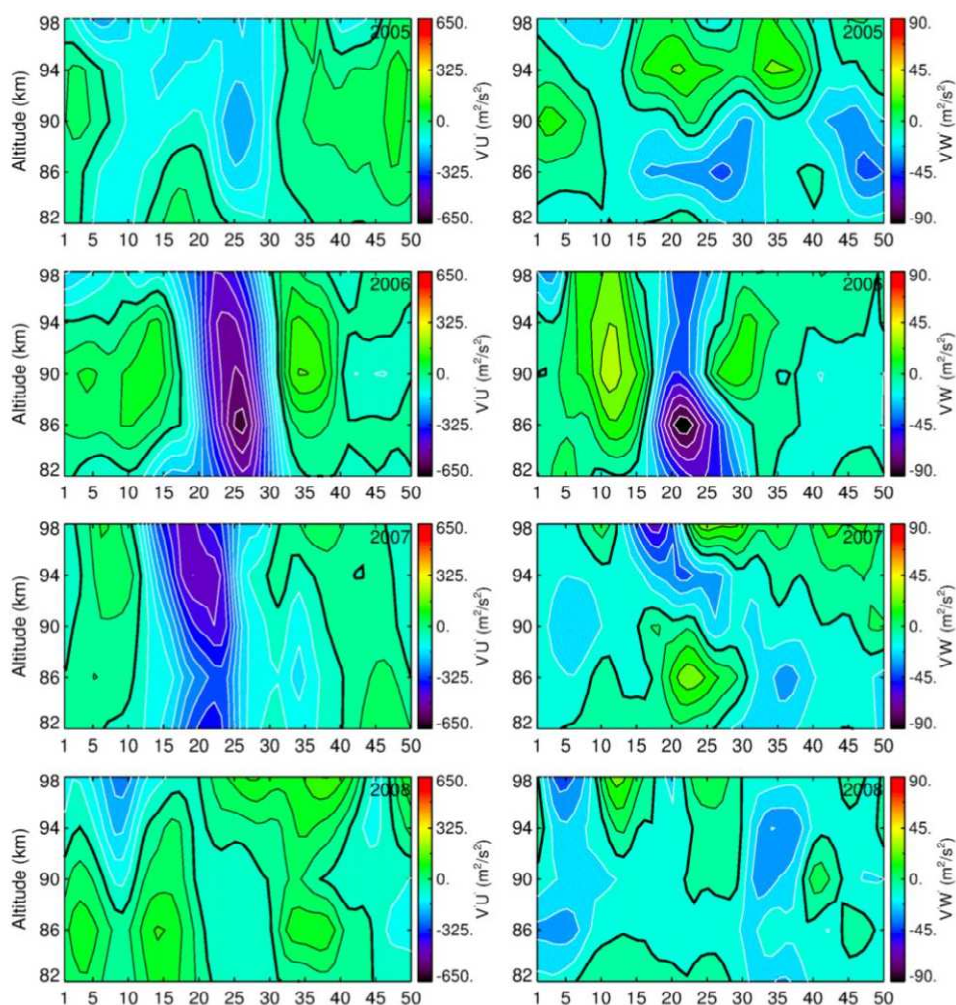


Figura 4.5 Seção transversal do fluxo de momentum turbulento meridional  $u'v'$  (esquerda) e vertical  $v'w'$  (direita) devido a onda de 2 dias para os meses de janeiro e fevereiro sobre São João do Cariri, para os anos indicados.

O fluxo de momento turbulento é a correlação entre as oscilações na amplitude das ondas planetárias e a magnitude do vento zonal médio na estratosfera. Isto porque, as ondas planetárias e o fluxo zonal forte estão associados a transporte turbulento de calor (Madden, 1975). Uma vez que as oscilações são causadas por ondas planetárias livres, e tais ondas deslocam-se tanto em fase como fora de fase com as ondas planetárias estacionárias, que tem como resultado um aumento e diminuição na amplitude da onda e o transporte de calor para os polos. E isso, finalmente, resulta na flutuação do gradiente meridional de temperatura e na oscilação do vento zonal médio (Bonatti, 1979).

Os valores do fluxo de momentum zonal  $u'v'$  obtidos no presente estudo são da mesma ordem de grandeza dos valores encontrados por Fritts et al. (1999). Uma vez que o vento vertical não pode ser estimado com precisão, os valores do fluxo de momentum vertical obtidos nesta pesquisa são usados na tentativa de se fazer uma análise qualitativa.

#### **4.5 – Impacto nos ventos médios**

Os perfis verticais do vento zonal médio para antes, durante, e após os eventos de onda de 2 dias em Cachoeira Paulista-SP, durante os verões de 2002, 2003, 2004, 2005, 2006 e 2008, e em São João do Cariri-PB, durante os verões de 2005, 2006, 2007 e 2008, estão representados, respectivamente, nas Figuras 4.6 e 4.7. As fases (fase 1 e fase 2) representam as observações em dois momentos diferentes de um mesmo evento.

De acordo com a Figura 4.6, pode ser observado, no ano de 2002 antes do primeiro evento, dias 10-15, observa-se que o vento é dirigido para leste e segue praticamente a mesma configuração durante o evento 1, dias 16-19. Após o evento 1 a configuração do vento sofre uma alteração em que abaixo de 90 km de altitude o vento é para oeste enquanto que acima é para leste, seguindo a mesma configuração durante o evento 2 que permanece nesta mesma configuração após este evento. No ano de 2003, antes do primeiro evento, dias 25-31 de dezembro, o vento é para leste e durante o evento 1 apresenta uma pequena predominância para oeste, entretanto, durante o evento 2 o vento é para oeste permanecendo assim mesmo após esse episódio. Já durante o ano de 2004, antes do primeiro episódio o vento apresentava uma configuração para leste, sofrendo uma pequena atenuação para oeste em baixas altitudes. Essa configuração foi mais acentuada durante o

evento 2 mantendo-se após o desaparecimento da onda. Assim, após os eventos 1 e 2 o vento em baixas altitudes é dirigido para oeste enquanto que em altas altitudes é para leste.

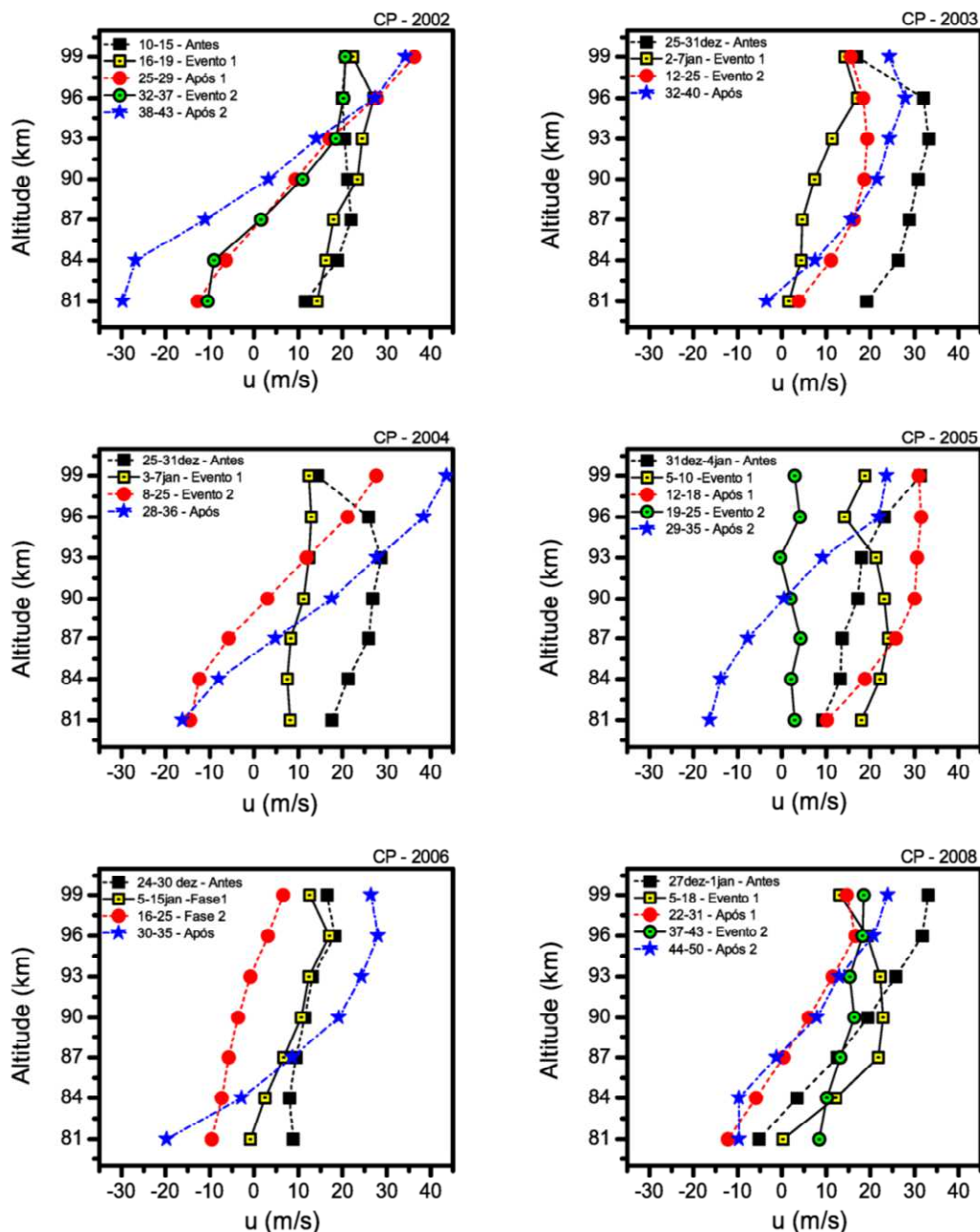


Figura 4.6 Perfis verticais do vento zonal médio para antes, durante, e após os eventos de onda de 2 dias em Cachoeira Paulista-SP, durante os verões de 2002, 2003, 2004, 2005, 2006 e 2008.

Os perfis verticais do vento zonal médio durante os verões de 2005, 2006 e 2008 apresentam comportamento semelhantes quando comparamos cada ano separadamente para

as localidades de Cachoeira Paulista e São João do Cariri. Em 2005, antes do primeiro episódio, em ambas as localidades, o vento apresentou uma configuração para leste. Durante e após o evento 1 e durante o evento 2 o vento abaixo de 90 km de altitude esteve dirigido para leste enquanto que acima a sua direção foi para oeste, entretanto, após o evento 2 esta configuração sofreu uma reverão. No ano de 2006, antes e durante a fase 1 do evento 1 a configuração entre Cachoeira Paulista e São João do Cariri diferiram, na primeira localidade nos dois momentos o vento foi mantido para leste enquanto que na segunda localidade o vento estava para leste antes o evento 1 e para oeste nas duas fases do evento 1. Após evento 1 o vento abaixo de 90 km de altitude teve direção para oeste enquanto que acima para leste. Já em 2008, o vento antes do primeiro episódio estava de oeste para leste, permanecendo assim durante o evento 2 abaixo de 87 km de altitude e acima sofreu alteração para oeste. Durante e após o evento 2 o vento comportou-se de oeste para leste.

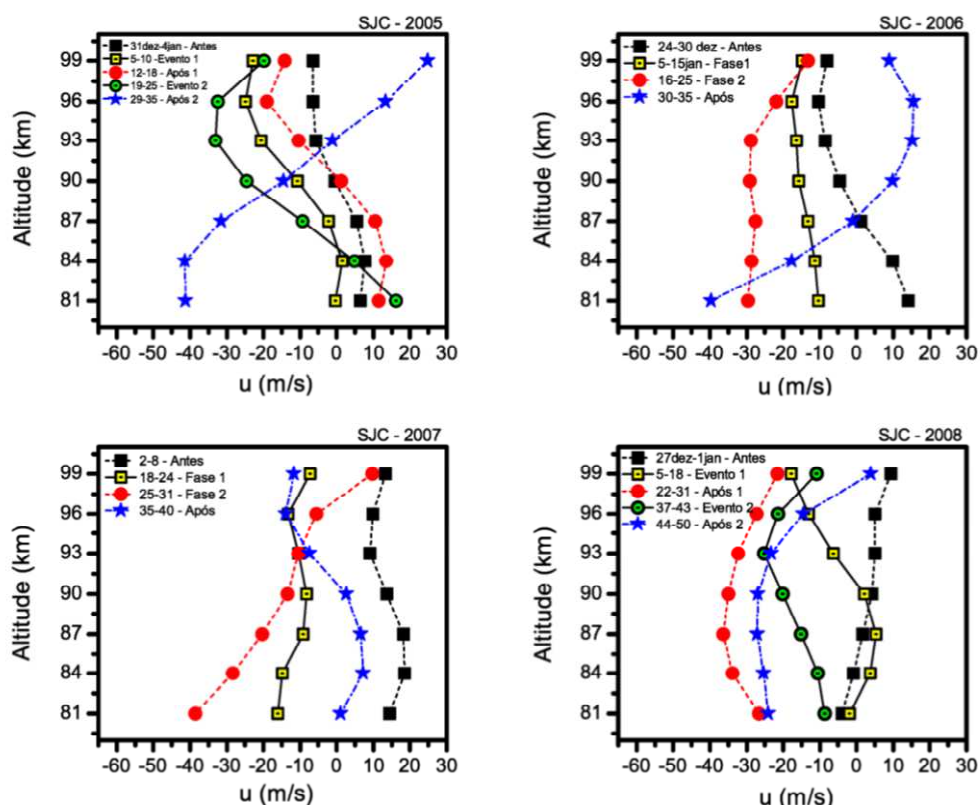


Figura 4.7 Perfis verticais do vento zonal médio para antes, durante, e após os eventos de onda de 2 dias em São João do Cariri-PB, durante os verões de 2005, 2006, 2007 e 2008.

No ano de 2007, em São João do Cariri, antes do primeiro evento, nos dias 2-8 de janeiro, o vento esteve dirigido para leste sofrendo uma alteração para oeste durante o evento 1. Durante o evento 2 o vento apresentou uma configuração de leste para oeste, entretanto essa configuração não foi mantida após esse evento que voltou a apontar para leste abaixo de 90 km de altitude enquanto que acima para oeste.

A partir das Figuras 4.6 e 4.7 é possível constatar que logo durante o evento 1 a configuração do vento zonal médio, para as duas localidades, é alterada. Por sua vez, nos verões que ocorreram SSW major (2003, 2004 e 2006) a configuração do vento após o evento 2 coincide para todos os três anos, apresentando comportamento vertical do vento zonal médio acima de 87 km de altitudes para leste e abaixo para oeste.

Gurubaran et al. (2001) analisaram os ventos da região MLT em Tirunelveli (8.7°N) e verificaram que os ventos zonais se tornam mais para oeste após (ou durante) a atividade intensa da onda de 2 dias em todas as altitudes. Os autores interpretaram que as mudanças nos ventos são decorrentes do impacto da onda de 2 dias no vento médio, refletindo assim a importância da onda na estimativa do momentum da região mesosférica. Conforme pode ser observado das Figuras 4.6 e 4.7, os ventos zonais médios apresentam um comportamento em que após a atividade da onda de 2 dias o vento, cuja direção aponta para leste na fase anterior a atividade, muda sua direção para oeste nas altitudes abaixo de 90 km e se tornam mais fracos nas altitudes acima, contudo, em algumas ocasiões, o vento se torna mais intenso para leste acima, como nos casos de 2002 e 2003 (em 99 km), em 2004 acima de 93 km e em 2006 acima de 87 km, em C. Paulista, enquanto em Cariri o mesmo comportamento é observado em 2005 (acima de 90 km) e em 2006 acima de 87 km. É interessante notar que durante uma ou todas as fases da atividade da onda de 2 dias, o vento zonal médio se torna mais para oeste (mudando a direção ou apenas enfraquecendo o vento para leste). Diante disso conclui-se que a onda de 2 dias afeta a dinâmica da região MLT durante o verão.

Comparando-se os ventos médios das Figuras 4.6 e 4.7 referentes aos anos em que ocorreram eventos de SSWs fortes (2003, 2004 e 2005 em C. Paulista e 2006 em Cariri) com aqueles em que os eventos SSWs foram fracos, não é possível identificar diretamente algum padrão associado a efeitos dos eventos de SSW com o comportamento dinâmico da região MLT sobre as duas localidades, uma vez que os ventos médios foram considerados



para os períodos antes, durante e após as ondas de 2 dias, os quais nem sempre coincidem com os períodos de ocorrência dos SSWs. Entretanto, as amplitudes das ondas de 2 dias e seus respectivos fluxos de momentum zonais assumiram valores maiores nos anos em que os eventos SSWs foram fortes.

## 5. CONCLUSÕES

No presente estudo as medidas de vento obtidas por radar meteorológico em São João do Cariri (7,4° S, 35° S) e em Cachoeira Paulista (22,7° S, 45,0° O) foram usadas para estudar os efeitos na dinâmica da região da mesosfera em baixas latitudes do hemisfério sul durante eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar a partir da observação da onda planetária de 2 dias.

Os valores das amplitudes da onda de 2 dias e dos respectivos fluxos de momentum zonais observados em Cachoeira Paulista foram maiores nos verões de 2003, 2004 e 2006, e em São João do Cariri em 2006, justamente quando ocorreram eventos de SSW fortes.

Um comparativo entre as duas localidades durante os anos de 2005, 2006 e 2008, revela uma coincidência no comportamento da estrutura vertical da amplitude da onda de 2 dias e do vento zonal médio de ambas as localidades. No entanto, as amplitudes da onda de 2 dias durante esses verões sobre São João do Cariri são maiores do que em Cachoeira Paulista, e neste trabalho não é possível explicar essa diferença uma vez que necessitaria a utilização de modelos o que não está no escopo desse trabalho.

As análises do comportamento dos ventos zonais médios para os períodos de antes, durante e após a atividade da onda de 2 dias demonstram que a onda afeta a dinâmica da região MLT durante o verão, contudo, não foi possível identificar diretamente algum padrão associado a efeitos dos eventos de SSW com o comportamento dinâmico da região MLT sobre as duas localidades, a partir dessas análises. A ausência de tal padrão pode ser devido ao fato que os ventos médios foram considerados para os períodos antes, durante e após as ondas de 2 dias, os quais nem sempre coincidiram com os períodos de ocorrência dos SSWs.

A intensificação da onda de 2 dias e dos fluxos de momentum durante os anos em que ocorreram SSW forte é interpretada como devida à combinação de advecção de momentum horizontal aumentada pela circulação meridional residual e instabilidade inercias da circulação, relacionadas à quebra de onda planetárias na região estratosférica subtropical do hemisfério norte que por sua vez, favorecem condições de instabilidade na região tropical do hemisfério Sul e, portanto, fornecem forçamento adicional para a onda de 2 dias, durante eventos de SSWs fortes.

Estudos adicionais são necessários para melhor caracterizar a dinâmica dos ventos, bem como das marés atmosféricas como também melhor compreender os mecanismos responsáveis pelo acoplamento entre a dinâmica da região da mesosfera de baixas latitudes do hemisfério sul e os eventos de aquecimento abrupto da estratosfera polar.

## REFERÊNCIAS

- Alves, E. O. *Influência em curta duração de ondas planetárias na dinâmica das marés atmosféricas observadas nos ventos meteóricos de São João do Cariri-PB*. Tese de Doutorado-Universidade Federal de Campina Grande, 2012.
- Andrews, D.G., Holton, J.R., Leovy, C.B. Middle atmosphere dynamics. *Academic Press*, Orlando 490pp, 1987.
- Andrews, D. G., McIntyre, M. E. Planetary waves in horizontal and vertical shear: the generalized Eliassen-palm relation and the mean zonal acceleration. *Journal of the Atmosphere Sciences*. Vol. 33, No. 11, 1976.
- Appu, K.S. On perturbations in the thermal structure of tropical stratosphere and mesosphere in winter. *Indian Journal of Radio & Space Physics*, 13, 35-41, 1984.
- Araújo, L. R. DE. Sazonalidade de ondas planetárias nos ventos meteóricos observados em São João do Cariri-PB e em Cachoeira Paulista-SP. Dissertação de Mestrado em Ciência e Tecnologia Ambiental – Universidade Estadual da Paraíba, 2012.
- Arise, *Atmospheric dynamics research infrastructure in europe*. Disponível em: <http://arise-project.eu/atmospheric-dynamics.php>. Acesso em 17 de janeiro de 2017.
- Babu, V. S., Ramkumar, G., John, S. R. Seasonal variation of planetary wave momentum flux and the forcing towards mean flow acceleration in the MLT region. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 78–79, 2012.
- Baldwin, M., Hirooka, T., O'Neill, A., Yoden, S. Major stratospheric warming in the Southern Hemisphere in 2002: Dynamical aspect of the ozone hole split. *SPARC Newsletter*, 20, 24–26, 2003.
- Beer, T. Atmospheric waves. *Adam Hilger*, London, 1974.
- Benatti, J. P. *Alguns aspectos observados e teóricos do aquecimento estratosférico brusco nos hemisférios sul e norte*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, 1979.

Barbour, A. M. A. *Jornalismo Ambiental*. Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica (PIBIC)-CETE. 2003.

Batista, P. P.; Clemesha, B. R.; Tokumoto, A. S.; Lima, L. M. Structure of the mean winds and tides in the meteor region over Cachoeira Paulista, Brazil (22.7°S, 45°W) and its comparison with models. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 66, n. 6-9, p. 623-636, Apr.-June 2004.

Chapman, S.; Lindzen, R. S. *Atmospheric tides*. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company, 200p, 1970.

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* 115, A00G06, doi:10.1029/2010JA015378, 2010.

Donfrancesco, G. D., Adriani, A., Gobbi, G. P., and F. Congeduti. Lidar observations of stratospheric temperature above McMurdo Station. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 58, 1391–1399, 1996.

Dunkerton, T. J. Horizontal buoyancy flux of internal gravity waves in vertical shear. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 73, 747-755, 1995.

Elisassen, A.; Palm, E. On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geofysiske Publikasjoner*, 22(3):1-23, 1961.

Fritts, D. C., Isler, J. R. Lieberman, R. S. Burrage, M. D. Marsh, D. R., Nakamura, T. Tsuda, T. Vincent, R. A., Reid, I. M. Two-day wave structure and mean flow interactions observed by radar and High Resolution Doppler Imager. *Journal of Geophysical Research*, 104(D4), 3953–3969, 1999.

Fritts, D. C., and Alexander, M. J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Reviews of Geophysics*, 41(1), 1003, doi:10.1029/2001RG000106, 2003.  
Fritz, S., and S. D. Soules. Planetary variations of stratospheric temperatures. *Monthly Weather Review*, 100, 582–589, 1972.

Gurubaran, S.; Sridharan, S.; Ramkumar, T. K.; Rajaram, R. The mesospheric quasi-2-day wave over Tirunelveli (8,7°N). *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63 (10), 975-985, 2001.

Hargreaves, J. K. The solar-terrestrial environment. *Cambridge University Press*, New York, 1992.

Hartmann, D. L., Mechoso, C. R. And Yamazaki, K. Observations of wavenumber flow interactions in the Southern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 351-362, 1984.

Hocking, W. K.; Fuller, B.; Vandeppeer, B. Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 63, n. 2-3, p. 155-169, Jan-Feb, 2001.

Holton, J. R. and Alexander, M. J. The role of waves in the transport circulation of the middle atmosphere. *Atmospheric Science Across the Stratopause*, edited by: Siskind, D. E., Eckermann, S. D., and Summers, M. E., vol. 123 of Geophys. Monogr. Ser., pp. 21-35, AGU, Washington, D.C., doi:10.1029/GM123p0021, 2000.

Holton, J. R. An introduction to dynamics meteorology. *Academic Press*, San Diego, 3. ed., v.511p, 1992.

Holton, J.R.. Wave propagation and transport in the middle atmosphere. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, London, A296, 73-85, 1980.

Holton, J. R. Waves in the equatorial stratosphere generated by tropospheric heat sources. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 29, n. 2, p. 368-375, 1972.

Horinouchi, T.; Yoden, S. Propagation of waves excited by localized episodic heating in the tropics and their effect on the middle atmosphere: comparison between two QBO phases. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 75, n. 3, p. 641-656, June 1997.

Houghton, J.T. The stratosphere and mesosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 104, p. 1-29, 1978.

Huang, F. T., Mayr, H. G., Reber, C. A., Russell, J. M., Mlynczak, M., Mengel, J. G., Stratospheric and mesospheric temperature variations for the quasibiennial and semiannual (QBO and SAO) oscillations based on measurements from SABER (TIMED) and MLS (UARS). *Annales Geophysicae*, v. 24, p. 2131-2149, 2006.

- Kuttippurath, J., Nikulin, G. A comparative study of the major sudden stratospheric warmings in the Arctic winters 2003/2004–2009/2010. *Atmospheric Chemistry Physics*, 12, 8115–8129, 2012.
- Labitzke, K. Interannual variability of the winter stratosphere in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 105, 762–770, 1977.
- Lima, L. M.; Alves, E. O.; Batista, P. P.; Clemesha, B. R.; Medeiros, A. F.; Buriti, R. A. Sudden stratospheric warming effects on the mesospheric tides and 2-day wave dynamics at 7°S. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 78-79, 99-107, doi: 10.1016/j.jastp.2011.02.013, 2012.
- Lima, L. M.; Batista, P. P.; Clemesha, B. R.; Takahashi, H. The 6.5-day Oscillations Observed in Meteor Winds Over Cachoeira Paulista (22.7 S). *Advances in Space Research*, v. 36, n. 11, p. 2212-2217, doi:10.1016/j.asr.2005.06.005, Dec, 2005.
- Lima, L. M. *Observação de ondas planetárias na região da mesopausa equatorial e de baixas latitudes do hemisfério sul*. Tese de Doutorado – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2004.
- Limpasuvan, V., Thompson, D. W. J., Hartmann, D. L. The life cycle of the northern hemisphere sudden stratospheric warming. *Journal of Climate*, 17, 2584-2596, 2004.
- Lindzen, R.S. Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *Journal of Geophysical Research*, 86.9707-9714, 1981.
- Lindzen, R. S., Holton, J.R., A theory of the quasi-biennial oscillation. *Journal of the Atmospheric Science*, v.25, p. 1095-1107, 1968.
- Liu, H.-L., Roble, R.G. A study of a self-generated stratospheric sudden warming and its mesospheric-lower thermospheric impacts using the coupled TIMEGCM/CCM3. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D23), 4695, doi:10.1029/2001JD001533, 2002.
- Madden, R. Oscillations in the winter stratosphere, 2. The role of horizontal eddy transport and the interaction of transient waves. *Monthly Weather Review*, 103(6):717- 729, 1975.

- Matsuno, T. A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *Journal of Atmospheric Sciences*, 28, 1479-1494, 1971.
- Matthias, V., Shepherd, T. G., Hoffmann, P. Rapp, M. The Hiccup: a dynamical coupling process during the autumn transition in the Northern Hemisphere – similarities and differences to sudden stratospheric warmings. *Annales Geophysicae*, 33, 199–206, 2015.
- McLandress, C. On the importance of gravity waves in the middle atmosphere and their parameterization in general circulation models. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, v.60, n.14, p. 1357-1383, 1998.
- Miyahara, S., Yoshida, Y., Miyoshi, Y. Dynamic coupling between the lower and upper atmosphere by tides and gravity waves. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 55, 1039–1053, doi:10.1016/0021-9169(93)90096-H, 1993.
- Mohanakumar, K. Stratosphere troposphere interactions an introduction. *Cochin: Springer*, 2008.
- Newman, P. A. The final warming and polar vortex disappearance during the Southern Hemisphere spring. *Geophysical Research Letters*, 13, 1228-1231, 1986.
- O'Neill, A. Stratospheric sudden warmings. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*. p. 1342-1353, Elsevier, New York, 2003.
- Paes, R. da R. *Estudo da influência do aquecimento estratosférico súbito (SSW) sobre a anomalia de ionização equatorial na região brasileira*. Dissertação de Mestrado em Geofísica Espacial - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, 2012.
- Painemal, David. Eliassen-Palm Theory. *Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science*, MPO611: 1-14, 2007.
- Pancheva, D., Mukhtarov, P., Mitchell, N.J., Andonov, B., Merzlyakov, E., Singer, W., Murayama, Y., Kawamura, S., Xiong, J., Wan, W., Hocking, W., Fritts, D., Riggin, D., Meek, C., Manson A. Latitudinal wave coupling of the stratosphere and mesosphere during the major stratospheric warming in 2003/2004. *Annals of Geophysics*, 26, 467-483, doi:10.5194/angeo-26-467-2008, 2008.
- Pedatella, N.M., Forbes, J.M. Evidence for stratosphere sudden warming-ionosphere coupling due to vertically propagating tides. *Geophysical Research Letters*, 37, L11104, doi:10.1029/2010GL043560, 2010.



Peters, D. H.W, Vargin, P., Gabriel, A.; Tsvetkova, N., Yushkov, V. Tropospheric forcing of the boreal polar vortex splitting in January 2003. *Annals of Geophysics*, 28, 2133–2148, 2010.

Plumb, R. A; Vicent, R. A; Craig, R. L. The quasi 2-day wave event of January 1994 and its impacts on the mean mesospheric circulation. *Journal of Atmospheric Science*, 44, 3030-3036, 1987.

Quiroz, R. Stratospheric Evolution of Sudden warmings in 1969-74 determined from measured infrared radiation-fields. *Journal of atmospheric Science*, 32, 614 211–224, 1975.

Reed, R. J. Some features of the annual temperature regime in the tropical stratosphere. *Monthly Weather Review*, v. 90, p. 211–215, 1962.

Resmi, E. A. *Sudden Stratospheric Warming and its Influence on the Tropical Atmosphere*. Thesis the Doctor of Philosophy in Atmospheric Science - Cochin University of Science and Technology, 2012.

Salby, M. L. Fundamentals of atmospheric physics. *Academic Press*, San Diego, 627 p. 1, 85, 1996.

Sandford, D. J. Dynamics of the stratosphere, mesosphere and thermosphere. Tese de Doutorado em Filosofia – The University of Bath, Bath - Reino Unido, 2008.

Santos, P.V. dos. *Medidas da temperatura mesosférica obtida por radar meteórico na região de São João do Cariri -PB ( 7,4° S; 36,5° W)*. Dissertação de Mestrado em Meteorologia – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – PB, 2010.

Sato, K., Dunkerton, T. J. Estimates of momentum flux associated with equatorial Kelvin and gravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 102(D22), 26247–26261, doi:10.1029/96JD02514. 1997.

Schoeberl, M. R. Stratospheric warmings: observations and theory. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 16 (4): 521-538, Nov., 1978.

Shepherd, M.G., Wu, D.L., Fedulina, I.N., Gurubaran, S., Russell, J.M., Mlynczak, M.G., Shepherd, G.G. Stratospheric warming effects on the tropical mesospheric temperature field. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69, 2309-2337, doi: 10.1016/j.jastp.2007.04.009, 2007.

Shepherd, M. G., Liu, G., Shepherd, G. G. Mesospheric semiannual oscillation in temperature and nightglow emission. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 68, p. 379–389, 2006.

Sridharan, S., Sathisnkumar, S., Gutubaran, S. Variabilities of mesospheric tides and equatorial electrojet strength during major stratospheric warming events. *Annals of Geophysics*, 27, 4125-4130, doi:10.5194/angeo-27-4125-2009, 2009.

Torrence, C.; Compo, G. P. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79,n. 1, p. 61-78, Jan, 1998.

Vieira, F. *Estudo da resposta Ionosférica tropical ao aquecimento estratosférico súbito (SSW) polar, utilizando dados de conteúdo eletrônico total*. Dissertação de Mestrado - Universidade do Vale da Paraíba, 2015.

Vincent, R. A. Gravity-wave motions in the mesosphere and lower thermosphere observed at Mawson, Antarctica. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*. V.56, n.5, p.593-602, 1994.

Volland, H. *Atmospheric tidal and planetary waves*. Dordrecht: Kluwer Academic Publ., 1988, 348p, 1988.

WMO, World Meteorological Organization. *Abridged final report of the seventh session of the Commission for Atmospheric Sciences, Secretariat of the WMO WMO/IQSY Rep.*, 113 p, 1978.

Yamazaki, K. Observations of the stratospheric final warmings in the two hemispheres. *Journal of the Meteorological Society, Japan*, 65, 51-65, 1987.

Zhao, Y., Taylor, M. J., Liu, H. L, Roble , R. G. Seasonal oscillations in mesospheric temperatures at low-latitudes. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v.69, p. 2367–2378, 2007.