



UNIVERSIDADE ESTADUAL DA PARAÍBA  
PRÓ-REITORIA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA  
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
MESTRADO EM CIÊNCIA E TECNOLOGIA AMBIENTAL (MCTA)

SAZONALIDADE DE ONDAS PLANETÁRIAS NOS VENTOS  
METEÓRICOS OBSERVADOS EM SÃO JOÃO DO CARIRI-PB E  
EM CACHOEIRA PAULISTA-SP

Campina Grande, Paraíba  
2012

**LUCIANA RODRIGUES DE ARAÚJO**

**SAZONALIDADE DE ONDAS PLANETÁRIAS NOS VENTOS  
METEÓRICOS OBSERVADOS EM SÃO JOÃO DO CARIRI-PB E  
EM CACHOEIRA PAULISTA-SP**

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

Orientador: Professor Dr. Lourivaldo Mota Lima

Campina Grande, Paraíba.  
2012

É expressamente proibida a comercialização deste documento, tanto na sua 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

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL-UEPB

A658s      Araújo, Luciana Rodrigues de.  
Sazonalidade de ondas planetárias nos ventos meteóricos observados em São João do Cariri-PB e em Cachoeira Paulista-SP [manuscrito] / Luciana Rodrigues de Araújo. – 2012.  
101 f. : il. color.

Digitado

Dissertação (Mestrado em Ciência e Tecnologia Ambiental), Centro de Ciências e Tecnologia, Universidade Estadual da Paraíba, 2012.

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

1. Sazonalidade. 2. Ondas planetárias. 3. Radar Meteórico. 4. Dinâmica da Atmosfera I. Título.

21. ed. CDD 551.518

FOLHA DE APROVAÇÃO

Luciana Rodrigues de Araújo

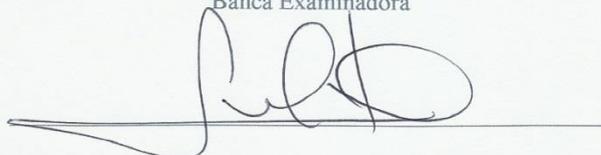
Título: Sazonalidade de ondas planetárias nos ventos meteóricos observados em São João do Cariri-PB e em Cachoeira Paulista-SP.

Orientador: Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima.

Dissertação apresentada à Universidade Estadual da Paraíba – UEPB, em cumprimento dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Ciência e Tecnologia Ambiental.

Aprovada em: 13 / 12 / 2019.

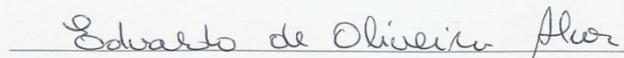
Banca Examinadora



Prof. Dr.: Lourivaldo Mota Lima  
Orientador – DF-UEPB



Prof. Dr.: Hisao Takahashi  
Examinador Externo – INPE



Prof. Dr.: Edvaldo de Oliveira Alves  
Examinador Interno - UEPB

*Aos milhares de habitantes de nosso planeta que não tiveram a grata satisfação de frequentar uma escola.*

## AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Aroldo Rodrigues de Araujo (*in memoriam*) e Lindalva de Oliveira, responsáveis por todas as minhas conquistas, desde os primeiros passos até o momento atual;

Às minhas irmãs: Lígia, Lindalva e Lucieuda. Amigas e companheiras em todos os momentos;

Aos meus sobrinhos: Camila e Gustavo. Amigos, companheiros e incentivadores;

Aos tios Leimar e Roberto e às tias Guia, Dália e Aparecida pela presença constante, dedicação e carinho;

Ao meu noivo, Rusemberg, que soube compreender os momentos de ausência e me ajudou a conciliar a vida pessoal com a vida acadêmica;

À Neide, grande amiga e companheira;

Agradeço, sobretudo, ao Professor Lourivaldo Mota Lima, cuja orientação com profissionalismo, didática, compromisso e amor à pesquisa científica, foi o pilar essencial para a construção deste trabalho;

Aos Membros da Banca, Prof. Hisao Takahashi e Prof. Edvaldo de Oliveira Alves, pela valiosa e cuidadosa contribuição para a finalização desta pesquisa;

Ao Prof. Valderi Duarte Leite, cujas palavras de incentivo me fizeram lembrar o quanto é importante persistir;

Aos amigos do Grupo de Física da Atmosfera, em especial a Alyson José, pela animação construída especialmente para a apresentação da defesa desta dissertação;

À amiga e colega de curso, Sergiana Lucas, pelo apoio e presença constante;

À amiga e secretária do MCTA, Isabel Cruz, pelo carinho e apoio;

À Marilene e Luciene, muito mais do que colegas de trabalho, amigas e incentivadoras;

Ao atual secretário do MCTA, Josemberg Nascimento Moura, pelo compromisso e dedicação ao trabalho;

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

As características dinâmicas da região próxima à mesopausa terrestre podem ser observadas a partir dos campos atmosféricos, como é o caso do vento e da temperatura. O propósito do estudo foi o de contribuir para o melhor entendimento da dinâmica da região próxima a mesopausa equatorial e em baixas latitudes do hemisfério sul, através da caracterização do escoamento entre 80 e 100 km de altitude. Para tanto, foram utilizadas nesta pesquisa observações de ventos na região da alta mesosfera e baixa termosfera (MLT - Mesosphere and Lower Thermosphere), obtidos a partir de medidas por radar meteorológico, em São João do Cariri (7,4° S; 35,0° O) no período de julho de 2004 a dezembro de 2008 e em Cachoeira Paulista (22,7° S; 45,0° O) de janeiro de 2002 a julho de 2006 e de setembro de 2007 a novembro de 2008. A partir das análises de espectro e harmônica foi possível identificar a presença de movimentos de escala planetária nos ventos médios para as 2 latitudes e estudar o caráter transiente dos eventos, o que permitiu elaborar uma climatologia das assinaturas de oscilações de escala planetária. Foram focalizadas as ondas planetárias de 2 dias, 6-7 dias, 16 dias, além das ondas equatoriais de 3-4 dias; também conhecidas como ondas de Kelvin ultra rápidas. A onda de 2 dias apresentou um ciclo sazonal nos ventos meteorológicos, com amplitudes intensas após o solstício de verão austral até o final da estação, as oscilações de 6-7 dias tiveram amplitudes mais intensas durante agosto-novembro e presença com amplitudes de menor intensidade em abril-maio, em ambas as localidades. As oscilações de 16 dias não apresentaram clara sazonalidade nos ventos de C. Paulista, entretanto, sobre Cariri foram mais intensas entre a primavera até meados do verão e amplitudes mais fracas entre o outono até início do inverno austral. As oscilações de 3-4 dias apresentam amplificações intermitentes ao longo do ano e não foi possível identificar um ciclo sazonal nas regiões MLT nas duas localidades.

**Palavras-chave:** Sazonalidade; Ondas planetárias; Radar Meteorológico; Dinâmica da Atmosfera.

## ABSTRACT

Dynamical characteristics of the terrestrial mesopause region can be observed from the atmospheric fields, such as wind and temperature. The purpose of this study was to contribute to a better understanding of mesopause dynamics of the equatorial and low latitude regions in the southern hemisphere, through the characterization of the wind flow between 80 and 100 km altitude. In this study we used wind observation data from mesosphere and lower thermosphere region (MLT), obtained from meteor radar measurements at São João do Cariri (7.4° S, 35° W) from July 2004 to December 2008 and at Cachoeira Paulista (22.7° S, 45.0° W) from January 2002 to July 2006 and from September 2007 to November 2008. From the spectral and harmonic analysis it was possible to identify presence of planetary-scale oscillations in the mean winds for two latitudes and to study their transient character, which allowed to elaborate a climatology of planetary oscillation signatures. The planetary wave with periods near 2-day, 6-7 days, 16 days and the 3-4 days equatorial waves, also known as ultra fast Kelvin wave, were focused in this study. The 2-day waves in the meteoric winds showed a seasonal cycle, with intense amplitudes after the southern summer solstice until the end of season, the 6-7 day oscillations had more intense amplitudes during August-November and presence with lower amplitudes during April-May in both sites. The 16-day oscillations showed no clear seasonality over C. Paulista, however, the Cariri amplitudes were intense from spring until mid-summer and weak from autumn until early austral winter. The 3-4 day oscillations showed amplifications intermittent throughout the year and it was not possible to identify a seasonal cycle over two sites.

**Keywords:** Seasonality, Planetary waves, Meteor Radar, Atmospheric dynamics

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. CONHECIMENTOS BÁSICOS .....	6
2.1 – A Atmosfera terrestre .....	6
2.2 – Ondas planetárias.....	9
2.3 – Equações básicas .....	10
2.4 - Aspectos observacionais sobre ondas planetárias .....	17
2.4.1 – Onda de quase 2 dias .....	18
2.4.2 – Ondas de 5-7 dias.....	19
2.4.3 – Ondas de 10 dias .....	20
2.4.4 – Ondas de 16 dias .....	20
2.4.5 – Ondas de Kelvin .....	22
3 - INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA.....	24
3.1 – Radar Meteorológico .....	25
3.2 – Estimativa dos ventos .....	26
3.3 – Dados de ventos e métodos de análises .....	27
3.3.1 - Transformada em ondaletas.....	28
3.3.2 – Filtro passa banda .....	30
3.3.3 – Estimativa da amplitude e da fase de um sinal .....	30
4 - RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	33
4.1 - Ventos predominantes .....	33
4.2 – Análise espectral.....	35
4.3 – Oscilações de quase 2 dias.....	41

4.4 – Oscilações de 3-4 dias .....	51
4.5 – Oscilações de 6-7 dias .....	58
4.6 – Oscilações de 16 dias.....	65
5 - CONCLUSÕES.....	72
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	74

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1 - Perfil vertical da temperatura e da densidade atmosférica para a região equatorial. Os valores foram tomados do modelo MSIS-E-90 (Mass Spectrometer - Incoherent Scatter) .....	8
FIGURA 2.2 - Autovalores $\gamma_n^s$ dos modos de número de onda zonal $s = 1$ , versus a frequência normalizada $\sigma/\Omega$ . .....	16
FIGURA 3.1 - Localização dos radares meteorológicos em São João do Cariri (7,5° S, 35,0° O) e Cachoeira Paulista (22,7° S, 45,0° O). .....	24
FIGURA 3.2 - Ventos horários dos dias 2 e 3 de março de 2006 obtidos a partir dos dados do radar meteorológico de São João do Cariri-PB, para sete camadas atmosféricas de 4 km de espessura, centradas em 81, 84, 87, 90, 93, 96, e 99 km de altura. ....	27
FIGURA 4.1 - Seção transversal em altura e tempo das componentes do vento zonal (superior) e meridional (inferior) para São João do Cariri, observados entre agosto de 2004 e dezembro de 2008. ....	33
FIGURA 4.2 - Seção transversal em altura e tempo das componentes do vento zonal (superior) e meridional (inferior) para Cachoeira Paulista, observados entre janeiro de 2002 e novembro de 2008. ....	34
FIGURA 4.3 - Espectro compostos de ondaletas de Morlet para a componente zonal dos ventos obtidos em São João do Cariri-PB, entre agosto de 2004 e dezembro de 2008, para as altitudes de 96 km (superior), 90 km (meio) e 84 km (inferior). ....	37
FIGURA 4.4 - Espectros médios em ondaletas de Morlet para a componente meridional dos ventos obtidos em São João do Cariri-PB, entre agosto de 2004 e dezembro de 2008, para as altitudes de 96 km (superior), 90 km (meio) e 84 km (inferior). ....	38
FIGURA 4.5 - Espectro composto em ondaletas de Morlet para a componente zonal dos ventos obtidos em São João do Cariri-PB, durante janeiro de 2002	

a julho de 2006 e setembro de 2007 a novembro de 2008, para as altitudes de 96 km (superior), 90 km (meio) e 84 km (inferior). .....	39
FIGURA 4.6 - Espectros compostos de ondaletas de Morlet para a componente meridional dos ventos obtidos em São João do Cariri-PB, durante janeiro de 2002 a julho de 2006 e setembro de 2007 a novembro de 2008, para as altitudes de 96 km (superior), 90 km (meio) e 84 km (inferior). .....	40
FIGURA 4.7 - Estrutura vertical da amplitude da onda de 2 dias para as componentes zonal (esquerda) e meridional (direita) obtidos dos ventos em Cariri durante os anos de 2004 a 2008. ....	42
FIGURA 4.8 - Estrutura vertical da amplitude da onda de 2 dias para as componentes zonal (esquerda) e meridional (direita) obtidos dos ventos em C. Paulista durante os anos de 2002 a 2008. ....	44
FIGURA 4.9 - Estrutura vertical das amplitudes (gráficos superiores) da média composta da onda de 2 dias e para os respectivos desvios padrão (gráficos inferiores) para as componentes zonal (esquerda) e meridional (direita) dos ventos obtidos em Cariri durante os anos de 2004 a 2008. ....	46
FIGURA 4.10 - Estrutura vertical das amplitudes (gráficos superiores) da média composta da onda de 2 dias e para os respectivos desvios padrão (gráficos inferiores) para as componentes zonal (esquerda) e meridional (direita) dos ventos obtidos em C. Paulista durante os anos de 2002 a 2008. ....	47
FIGURA 4.11 - Periodogramas de Lomb-Scargle correspondentes às amplitudes da onda de 2 dias para as componentes zonal (esquerda) e meridional (direita) dos ventos obtidos sobre Cariri (superior) e C. Paulista (inferior) para as altitudes entre 84 km e 96 km. ....	50
FIGURA 4.12 - Estruturas verticais das amplitudes das oscilações de 3-4 dias para a componente zonal obtidas dos ventos em Cariri durante os anos de 2004 a 2008. ....	52

FIGURA 4.13 - Estruturas verticais das amplitudes das oscilações de 3-4 dias para a componente zonal obtidas dos ventos em C. Paulista durante os anos de 2002 a 2008.....	53
FIGURA 4.14 - Estrutura vertical das amplitudes da média composta da oscilação de 3-4 dias e para os respectivos desvios padrão para a componente zonal dos ventos obtidos em Cariri entre 2004 e 2008 e em C. Paulista entre 2002 e 2008. ....	55
FIGURA 4.15 - Periodogramas de Lomb-Scargle correspondentes às amplitudes da oscilação de 3-4 dias para a componente zonal dos ventos obtidos sobre Cariri (esquerda) e C. Paulista (direita) para as altitudes entre 84 km e 96 km. ....	56
FIGURA 4.16 - Ilustração do perfil vertical das amplitudes para ondas de Kelvin (a) de acordo com a teoria e (b) para situação de outono. ....	58
FIGURA 4.17 - Estruturas verticais das amplitudes das oscilações de 6-7 dias para a componente zonal obtidas dos ventos em Cariri durante os anos de 2004 a 2008.....	59
FIGURA 4.18 - Estruturas verticais das amplitudes das oscilações de 6-7 dias para a componente zonal obtidas dos ventos em C. Paulista durante os anos de 2002 a 2008.....	60
FIGURA 4.19 - Estrutura vertical das amplitudes da média composta da oscilação de 6-7 dias e para os respectivos desvios padrão para a componente zonal dos ventos obtidos em Cariri entre 2004 e 2008 e em C. Paulista entre 2002 e 2008. ....	62
FIGURA 4.20 - Periodogramas de Lomb-Scargle correspondentes às amplitudes da oscilação de 6-7 dias para a componente zonal dos ventos obtidos sobre Cariri (esquerda) e C. Paulista (direita) para as altitudes entre 84 km e 96 km. ....	65

FIGURA 4.21 - Estruturas verticais das amplitudes das oscilações de 16 dias para a componente zonal obtidas dos ventos em Cariri durante os anos de 2004 a 2008. ....	66
FIGURA 4.22 - Estruturas verticais das amplitudes das oscilações de 16 dias para a componente zonal obtidas dos ventos em C. Paulista durante os anos de 2002 a 2008.....	67
FIGURA 4.23 - Estrutura vertical das amplitudes da média composta da oscilação de 16 dias e para os respectivos desvios padrão para a componente zonal dos ventos obtidos em Cariri entre 2004 e 2008 e em C. Paulista entre 2002 e 2008. ....	69
FIGURA 4.24 - Periodogramas de Lomb-Scargle correspondentes às amplitudes da oscilação de 16 dias para a componente zonal dos ventos obtidos sobre Cariri (esquerda) e C. Paulista (direita) para as altitudes entre 84 km e 96 km. ....	71

## **CAPÍTULO 1**

### **INTRODUÇÃO**

A atmosfera terrestre é a camada gasosa que envolve a superfície da Terra, a qual é constituída principalmente de Nitrogênio (aproximadamente 78%), Oxigênio (21%) e Argônio (1%) (Mozeto, 2001). O vapor d'água é abundante na baixa atmosfera, sua concentração é bastante variável e é controlada pela evaporação e precipitação. A distribuição de vapor d'água na atmosfera está relacionada com a distribuição de nuvens e de chuva (Bevis et al., 1992). As mais altas concentrações de vapor d'água são encontradas nos trópicos, sobre os oceanos e florestas. Sobre as áreas frias dos polos e sobre as áreas desérticas subtropicais são as regiões em que o volume de vapor d'água é bastante baixo e pode se aproximar de zero. Os demais constituintes gasosos, tais como Ozônio e Óxido nítrico (NOX), compreendem menos do que 1% da atmosfera, entretanto, estes gases desempenham um papel importante no balanço radiativo e nas propriedades químicas da atmosfera terrestre.

A estrutura vertical da atmosfera é classificada ao se considerar as diferentes propriedades físicas que são observadas como uma função da altura; sendo a classificação mais comum, a que considera o comportamento vertical do gradiente da temperatura. Nessa classificação, a troposfera é a camada mais baixa, a qual se estende a partir da superfície até aproximadamente 8 km de altitude nas regiões polares e até ~ 16 km nos trópicos; nessa camada a temperatura decresce com a altitude até atingir a região de transição chamada de tropopausa. A média atmosfera é a região que compreende a estratosfera (entre ~10 e 50 km), em que a temperatura aumenta com a altura, e a mesosfera que se estende até cerca de 90 km, a qual apresenta um gradiente de temperatura que decresce com a altitude.

Devido à variação significativa da camada de ozônio, a região da estratosfera recebeu atenção significativa nas últimas décadas. Mais recentemente, a média atmosfera também vem sendo foco de interesse científico por desempenhar um papel importante como indicador de mudanças climáticas.

Embora a superfície terrestre esteja em contato direto com a camada troposférica, a busca de um entendimento dos mecanismos associados às mudanças globais, devido ao impacto de atividades humanas e suas consequências, proporcionou o interesse crescente pela compreensão dos processos dinâmicos e químicos da média atmosfera, em particular a região próxima à mesopausa, bem como pelos fatores envolvidos na variabilidade de seus parâmetros, uma vez que esta região é bastante susceptível às variações ocorridas em outras regiões, e desempenha um importante papel no balanço de energia da atmosfera.

Em geral, os estudos sobre mudanças climáticas são pautados em medidas obtidas à superfície. Entretanto, o comportamento das regiões da média e da alta atmosfera pode ser usado como um indicador para a variação do clima, uma vez que estudos mostram que o aumento dos gases estufa resulta em um esfriamento da estratosfera (Ramaswamy et al., 2001) e da mesosfera (Beig et al., 2003). Por outro lado, os processos ocorridos na superfície terrestre e que influenciam a região troposférica, geram perturbações que são transportadas horizontalmente e verticalmente e modulam a dinâmica das demais camadas atmosféricas. Os estudos de acoplamento entre as camadas da troposfera à mesosfera através de processos dinâmicos e fotoquímicos são importantes para entender as mudanças climáticas em questão.

A região conhecida como alta mesosfera e baixa termosfera (MLT - Mesosphere and Lower Thermosphere), localizada entre ~ 60 e 100 km de altitude, é uma das mais interessantes do sistema atmosfera/ionosfera. Ela é definida como uma região de transição onde diferentes mecanismos físicos tomam lugar. A comunicação via satélite, bem como a absorção de ondas de rádio de alta frequência e a reflexão de sinais de baixa frequência são afetadas por perturbações que ocorrem nessa região. Conhecer a dinâmica e a termodinâmica da região MLT ajuda a prever o comportamento de veículos espaciais durante o processo de reentrada e manobras na atmosfera além de permitir um maior domínio nos processos de transmissão de dados via satélite, reduzindo a possibilidade de perda de sinal.

Do ponto de vista dinâmico, uma das propriedades mais importantes da atmosfera é a sua capacidade de comportar movimentos ondulatórios, cujo espectro apresenta uma ampla faixa de frequências. Boa parte das variações verificadas na região entre a porção superior da mesosfera e a porção inferior da região termosférica deve-se à propagação de ondas que, em geral, são originadas por processos dinâmicos nas camadas mais baixas da atmosfera e se propagam horizontalmente e ascendentemente, podendo atingir os níveis mais elevados. Devido à quebra e/ou dissipação, estas ondas depositam energia e momentum no fluxo médio, e desempenham um papel importante na estrutura e circulação global da média e alta atmosfera.

Os movimentos ondulatórios na atmosfera podem ser classificados de acordo com os mecanismos restauradores, onde se tem: as ondas acústicas cujo mecanismo restaurador é devido à compressibilidade do ar; as ondas de gravidade internas que devem a sua existência a estratificação da atmosfera e as ondas de gravidade-inércia resultantes de uma combinação da estratificação e dos efeitos da força de Coriolis. Já as ondas devidas às forças rotacionais são as ondas de escala planetária de Rossby.

As ondas planetárias geradas na baixa atmosfera se propagam até a alta atmosfera e impulsionam a circulação geral da média atmosfera. Estudos utilizando modelos (ex., Pogoreltsev, 1999) enfatizam o papel das ondas atmosféricas na variabilidade da estratosfera e mesosfera. Nesse sentido, a caracterização da sazonalidade das ondas planetárias torna-se bastante relevante, uma vez que as mesmas moldam em parte a circulação geral e desempenham um papel reconhecidamente importante nos processos de transporte de espécies químicas na atmosfera. As ondas planetárias também são responsáveis pelo fenômeno de aquecimento abrupto da estratosfera polar e influenciam para a quebra do vórtice durante o final do aquecimento. Na Antártida, as ondas planetárias têm consequências significativas para a diminuição do ozônio, enquanto que nas regiões próximas ao equador, acredita-se que as ondas planetárias são responsáveis pelas oscilações semianuais observadas na estratosfera e na mesosfera (Sassi e Garcia, 1997). Resultados do estudo realizado por Yoshida et al. (1999) demonstraram que as ondas de Kelvin ultra rápidas observadas na região da alta mesosfera e baixa termosfera apresentaram variações intrasazonais, exibindo certa correlação com as amplitudes do

vento zonal da região troposférica. Esse estudo servirá para alimentar modelos e caracterizar a sazonalidade das ondas vislumbrando quais as fontes que proporcionam o surgimento das mesmas.

As características dinâmicas da região próxima à mesopausa terrestre podem ser observadas a partir dos campos atmosféricos, como é o caso do vento e da temperatura. O presente projeto visa contribuir para o melhor entendimento da dinâmica da região próxima à mesopausa equatorial e em baixas latitudes do hemisfério sul, através da caracterização do escoamento entre 80 e 100 km de altitude.

Os estudos dos processos dinâmicos na alta atmosfera terrestre, através de observações dos ventos meteorológicos, se concentrarão nos seguintes objetivos e metas:

- 1) Investigar a sazonalidade das ondas planetárias de 2 – 20 dias; observando a frequência com que os fenômenos se repetem;
- 2) Identificar a presença de movimentos de escala planetária nos ventos médios para as 02 latitudes e estudar o caráter transiente dos eventos visando analisar as variações sazonais das assinaturas das oscilações de escala planetária sobre as 02 localidades.

As variações climáticas que ocorrem em escalas global e regional são decorrentes tanto de causas naturais como também dos efeitos da atividade humana. Com o intuito de esclarecer os mecanismos das mudanças climáticas em diferentes escalas e avaliar os seus efeitos, é importante o desenvolvimento de pesquisas que abordem os aspectos regionais assim como os impactos globais. Entretanto, o entendimento da dinâmica da região próxima à mesopausa equatorial e de baixas latitudes do hemisfério sul ainda é escasso (Batista et al, 2004, Kovalam et al., 2011), a qual tem evoluído à medida que novos dados e técnicas de análise são desenvolvidas e os modelos numéricos incluem melhores representações dos processos físicos (Smith, 2012), justificando a necessidade de estudos que venham contribuir para a sua melhor compreensão através da identificação, caracterização e classificação de movimentos periódicos de pequena e de larga escala.

Uma das principais razões para o crescente interesse científico no entendimento dos processos que ocorrem na região MLT, está relacionada com o fato da sociedade ter se tornado cada vez mais dependente das tecnologias que tem como base o uso de satélites e sistemas de navegação. Os sinais que são transportados via satélite são distorcidos quando atravessam as camadas atmosféricas e a parte ionizada da porção superior da atmosfera terrestre. Portanto, o conhecimento preciso da estrutura da alta atmosfera é muito importante para assegurar boa performance no uso desses sistemas. O entendimento da dinâmica da região MLT do hemisfério sul ainda é escasso (Batista et al, 2004, Kovalam et al., 2011, Smith, 2012), daí a necessidade de estudos que contribuam para a melhor compreensão da região através da identificação, caracterização e classificação de movimentos periódicos de pequena e de larga escala.

## **CAPÍTULO 2**

### **CONHECIMENTOS BÁSICOS**

As ondas planetárias são devidas a contrastes de temperatura entre solo e oceanos, topografia (Andrews et al., 1987), bem como devido a processos de instabilidade convectiva de larga escala na troposfera tropical acompanhada pela liberação de calor latente, como é o caso das ondas equatoriais de Kelvin (Salby and Garcia, 1987). São ondas de caráter global, cujos períodos são descritos em dias; as mais comumente detectadas são: a onda de quase 2 dias, de 5 dias, de quase 8 dias e de quase 16 dias. No presente estudo iremos observar as ondas de 2 dias, 5 dias, 6-7 dias, 10 dias e 16 dias, além das ondas equatoriais de 3,5 dias; também conhecidas como ondas de Kelvin ultra rápidas.

#### **2.1 – A ATMOSFERA TERRESTRE**

Devido à ação da gravidade, a atmosfera se mantém ao redor da Terra, favorecendo a existência de vida em nosso planeta ao desempenhar uma função protetora e constituir-se num meio com o qual são estabelecidas várias interações. De acordo com (Lima, 2004), embora a superfície terrestre esteja em contato direto com a camada troposférica, a busca de um entendimento dos mecanismos associados às mudanças globais, devido ao impacto de atividades humanas e suas consequências, proporcionou o interesse crescente pela compreensão dos processos dinâmicos e químicos da média atmosfera, em particular a região próxima à mesopausa, bem como pelos fatores envolvidos na variabilidade de seus parâmetros, uma vez que esta região é bastante sensível às mudanças e desempenha um importante papel no balanço de energia da atmosfera.

A estrutura vertical da atmosfera é complexa e de difícil estudo. Para facilitar a compreensão de suas diversas características foi dividida, de acordo com o comportamento vertical do gradiente de temperatura, as quais são separadas por regiões de transição referidas como pausas; ver Figura 2.1. As camadas são:

Troposfera – Camada na qual vivemos, cuja principal característica é a queda de temperatura à medida que a altitude aumenta; nesta camada ocorrem chuvas, nuvens e relâmpagos. Na parte superior há fluxo de ventos muito fortes. A altura da camada atinge de 07 a 09 km nos pólos; de 13 a 15 km nas latitudes temperadas e de 13 a 19 km no Equador, devido a forte atividade de convecção vertical.

Tropopausa – Transição entre a Troposfera e a Estratosfera. Principal característica é a isotermia; o gradiente térmico vertical é isotérmico, ou seja, na vertical há pouca variação de temperatura. Espessura de 03 a 05 km, podendo variar até 01 km em um único dia.

Estratosfera – Localiza-se após a Tropopausa. Nesta camada há uma grande variação de temperatura; até 20 km acima da Tropopausa o gradiente é isotérmico; acima desta região até 50 km, a temperatura aumenta, podendo chegar a valores de ~ 270K, devido aquecimento pelo processo fotoquímico do ozônio. É na Estratosfera que se encontra a camada de ozônio, também conhecida como Ozonosfera, camada que protege a terra da radiação ultravioleta.

Estratopausa – região entre a alta estratosfera e a baixa mesosfera. Situa-se em torno de 50 km de altitude com uma temperatura em torno de 270 K. Gradiente vertical de temperatura praticamente nulo.

Mesosfera – Nesta camada a temperatura cai por causa da diminuição da concentração das espécies que absorvem energia. Aparecem espécies iônicas e atômicas. Vai de 50 a 90 km de altitude. O ar quase não possui vapor de água. No limite superior a temperatura do ar atinge cerca de -95°C.

Mesopausa – Está acima da Mesosfera, pode passar dos 10 km de espessura, é praticamente isotérmica, a temperatura na faixa de 180 a 220K, variando nas estações do ano.

Termosfera – inicia em torno de ~100 km de altitude e estende-se até aproximadamente 1000 km. A temperatura aumenta com a altitude até atingir um valor máximo de

aproximadamente 800 a 1600 K. O principal mecanismo para a dissipação de energia é a condução, sendo mínima a convecção.

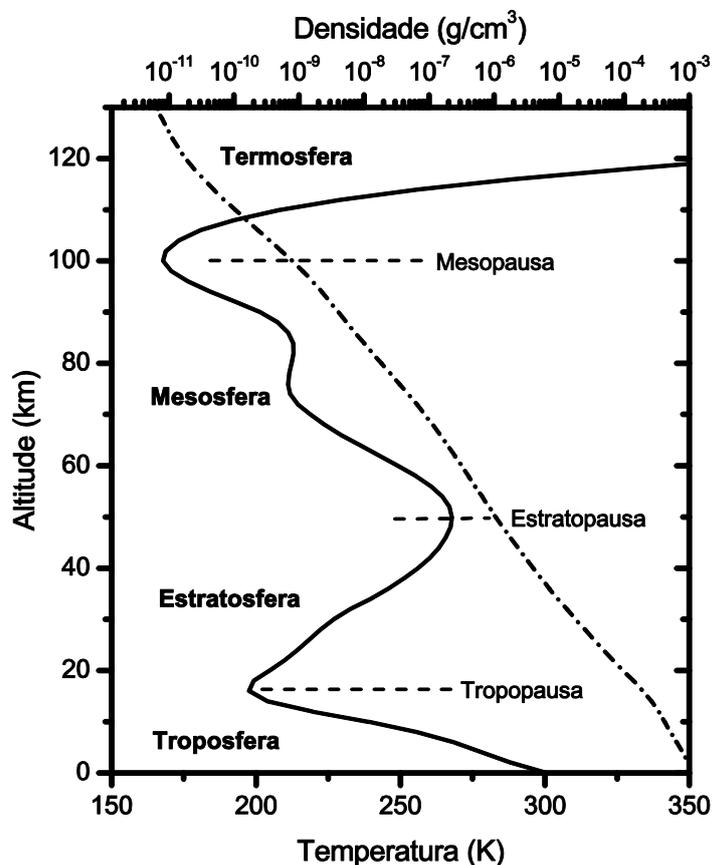


FIGURA 2.1 - Perfil vertical da temperatura e da densidade atmosférica para a região equatorial. Os valores foram tomados do modelo MSIS-E-90 (Mass Spectrometer - Incoherent Scatter)

A sub-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 a absorção da radiação ultravioleta solar pelo ozônio nas bandas de Hartley, entre 242 e 310 nm; desativação colisional (quenching) do oxigênio atômico, O (1D), geradas por fotólise do O<sub>3</sub> e O<sub>2</sub>; liberação de quantidade significativa de energia potencial química armazenada devido a recombinação de  $O + O_2 + H \rightarrow O_3$ ; 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, O<sub>3</sub> e do CO<sub>2</sub>, sendo que este último desempenha um papel dominante. (Andrews et al., 1987).

Na baixa termosfera, os efeitos a seguir são responsáveis pela deposição de energia na região: absorção de radiação solar na faixa do ultravioleta extremo (fotodissociação e fotoionização), precipitação de partículas magnetosféricas aurorais e dissipação de correntes elétricas na ionosfera local, decorrentes de várias fontes. Dada à alta variabilidade da componente do fluxo solar na faixa do ultravioleta extremo, podem ocorrer situações em que a baixa termosfera possa ser dominada pela energia vinda do Sol, da magnetosfera, ou das camadas atmosféricas inferiores. Em altas latitudes, os processos magnetosféricos muitas vezes dominam, podendo ser observado o aquecimento da alta atmosfera devido à precipitação de partículas energéticas, o qual é denominado de aquecimento joule.

## **2.2 – ONDAS PLANETÁRIAS**

De acordo com Beer (1974) o movimento das ondas atmosféricas pode ser pensado como uma combinação de três tipos de ondas: as ondas que se propagam horizontalmente e com deslocamentos verticais denominadas de ondas verticais perpendiculares à direção de propagação conhecidas como ondas horizontais transversas e ondas com deslocamento na mesma direção da propagação, conhecidas como ondas longitudinais.

As ondas planetárias também são de grande estrutura horizontal, da ordem do diâmetro terrestre, com períodos maiores do que um dia. A variação do efeito da força de Coriolis com a latitude age sobre a atmosfera como uma força externa, tendo como resultado ondas rotacionais horizontalmente transversais com comprimentos de milhares de quilômetros, e que são denominadas de ondas planetárias de Rossby (Beer, 1974; Holton, 2004).

De acordo com (Lima, 2005), o estudo da dinâmica de larga escala da região da alta mesosfera e baixa termosfera tem sido realizado tanto sob o ponto de vista teórico como observacional. Dada à variedade de oscilações periódicas de diferentes escalas de espaço e tempo que esta região comporta, torna-se difícil generalizar a dinâmica de seus movimentos, sendo necessário a adoção de aproximações matemáticas, de forma a contemplar a escala do fenômeno de interesse. A investigação da dinâmica da atmosfera em alturas próximas a mesopausa tem sido viabilizada graças à estimativa dos seus parâmetros pelo emprego de diversas técnicas e instrumentos. Em geral, os parâmetros observados são submetidos a análises com o objetivo de caracterizar as oscilações presentes e a associar, a estas, modos de propagação em acordo com estudos teóricos.

### **2.3 – EQUAÇÕES BÁSICAS**

Ondas atmosféricas de grande escala podem causar perturbações nos parâmetros atmosféricos, como é o caso da velocidade dos ventos. As marés atmosféricas e as ondas planetárias são perturbações de grande escala horizontal, de modo que para esses tipos de ondas, os efeitos de rotação da terra tornam-se importantes. Embora a descrição matemática para essas ondas seja a mesma, os mecanismos de forçamento são distintos. As fontes de energia primárias, principalmente o aquecimento solar, conduzem a existência das marés térmicas. Fontes secundárias resultam da interação das fontes primárias com os continentes, com o oceano, e outros sistemas, e são responsáveis pela excitação das ondas planetárias.

O estudo dos movimentos atmosféricos é realizado a partir das equações hidrodinâmicas e da termodinâmica, ditas equações primitivas. Para que a aproximação seja válida, é

necessário que um número expressivo de colisões ocorra dentro da escala espacial e temporal do fenômeno em estudo. Em 400 km de altura, o número de moléculas é  $10^{13} \text{ m}^{-3}$ , e sendo a frequência de colisão por partícula igual a  $10^{-4} \text{ s}^{-1}$ , então num volume de  $(100 \text{ m})^3$  ocorrerão cerca de  $10^{15}$  colisões em 1 s (Kato, 1980).

Os aspectos teóricos apresentados a seguir são baseados nos trabalhos de Andrews et al. (1987), Volland (1988), Forbes (1995) e Holton (2004). A mistura de gases na baixa e média atmosfera pode ser tratada como um gás ideal único de peso molecular constante. Assim, de acordo com Andrews et al. (1987) as leis básicas da hidrodinâmica e termodinâmica deste gás atmosférico podem ser representadas por:

1º) Equação do movimento para fluidos compressíveis (Equação de Navier-Stokes), expressa em um sistema de coordenadas girando com a Terra,

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -2\vec{\Omega} \times \vec{v} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{g} + \vec{F} \quad (2.1)$$

em que:  $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla$  - é a derivada substantiva;  $\vec{v}$  - é a velocidade do fluido;  $\rho$  - densidade de massa;  $\vec{\Omega}$  - taxa de rotação angular da Terra;  $p$  - pressão;  $\vec{g}$  - aceleração devida à gravidade;  $\vec{F}$  - forças não conservativas externas.

Esta equação estabelece um balanço entre forças de diferentes naturezas, agindo sobre uma parcela de fluido:

$\frac{d\vec{v}}{dt} \rightarrow$  força inercial (por unidade de massa)

$2\vec{\Omega} \times \vec{v} \rightarrow$  força de Coriolis (devida à rotação (por unidade de massa))

$-\frac{1}{\rho} \nabla p \rightarrow$  força devida ao gradiente de pressão (por unidade de massa)

$\vec{g} \rightarrow$  força devida à gravidade (por unidade de massa)

Os diferentes tipos de movimentos (soluções) que a atmosfera suporta, dependem do balanço entre cada termo da Equação (2.1). Por exemplo: o principal balanço se dá na

vertical (balanço hidrostático), ou seja,  $\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} \approx g$ . No caso de movimentos lentos,

temos  $\frac{d\vec{v}}{dt} \approx 2 \vec{\Omega} \times \vec{v}$ , e para ondas compressoriais vem que  $\frac{d\vec{v}}{dt} + \frac{1}{\rho} \nabla p \approx \vec{g}$ .

2º) Equação da continuidade de massa, a qual estabelece que a variação local da densidade de uma parcela de fluido mais a divergência do fluxo de massa é igual à produção menos a perda.

$$\frac{d\rho}{dt} + \nabla \cdot \rho \vec{v} = P - L \quad (2.2)$$

No caso de  $P = L$ , a Equação (2.2) pode ser escrita como  $\frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \vec{v} = 0$ .

Em situações que envolvem vários constituintes, a equação da continuidade deve ser escrita para cada constituinte separadamente.

3º) Equação da primeira lei da termodinâmica

$$\frac{dT}{dt} = -\frac{p}{c_v} \frac{d(1/\rho)}{dt} + \frac{Q}{c_v}. \quad (2.3)$$

A qual pode ser expressa em termos da temperatura potencial como,  $\frac{d\theta}{dt} = \left[ \frac{p_s}{p} \right]^{R/c_p}$ . Esta

equação assume uma forma ainda mais simples quando expressa no sistema de coordenadas log-pressão,  $\frac{d\theta}{dt} = Q$ , em que  $z = -H \ln p/p_s$ , sendo  $H$  a escala de

altura dada por  $H = \frac{kT}{Mg}$  ( $k \rightarrow$  constante de Boltzman).

4º) A lei dos gases ideais, que é uma boa aproximação para o ar seco.

$$p = \rho R T \quad (2.4)$$

Através deste conjunto de equações básicas é possível modelar movimentos atmosféricos tais como um redemoinho ou até ondas de escala planetária. Estas

equações constituem as bases para os modelos de circulação geral. Na sua forma completa, as equações básicas não são lineares e podem ser solucionadas apenas por técnicas de valores iniciais usando diferenças finitas ou analogias espectrais para as equações. Portanto, aproximações são requeridas, sendo útil aplicar modelos mecanicistas simplificados em que as equações são modificadas de modo que as características essenciais de fenômenos específicos sejam focalizadas sem considerar as complexidades de interações em escala global.

As variáveis dos campos de uma atmosfera que apresenta uma pequena perturbação em relação um estado básico, podem ser representadas por um escoamento básico e a parte perturbada (Holton, 2004), ou seja, para o caso da velocidade na direção zonal tem-se que  $u = \bar{u} + u'$ . O fato das amplitudes das perturbações das variáveis serem pequenas em relação ao estado básico, os termos das equações primitivas que envolvem produtos perturbados podem ser desprezados, ou seja, as equações são então linearizadas conduzindo ao acoplamento de equações que descrevem o estado zonal médio e as perturbações nesta atmosfera básica.

Várias considerações são feitas para simplificar as equações, de modo a conservar as propriedades necessárias ao estudo que está sendo tratado. O estado básico da atmosfera é tratado como sendo horizontalmente estratificado e assume-se que a atmosfera é isotérmica. Feitas as simplificações adequadas, obtém-se uma série de equações que descrevem os movimentos ondulatórios numa esfera em rotação, as quais assumem as seguintes formas:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} - fv' + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi'}{\partial \lambda} = X' \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} + fu' + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi'}{\partial \phi} = Y' \quad (2.6)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \left[ \frac{\partial u'}{\partial \lambda} + \frac{\partial v' \cos \phi}{\partial \phi} \right] + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0 w'}{\partial z} = 0 \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial^2 \Phi'}{\partial z \partial t} + N^2 w' = \frac{\kappa J'}{H} \quad (2.8)$$

Aqui,  $a$  é o raio terrestre;  $\theta$  é a temperatura potencial;  $\Phi$  é o geopotencial;  $f \equiv 2\Omega \sin \phi$  é parâmetro de Coriolis;  $H$  escala de altura;  $t$  é o tempo;  $X'$  e  $Y'$  representam as perturbações nas componentes horizontais dos forçamentos; e  $J$  é a taxa de entrada de calor por unidade de massa [  $Q \equiv (J/c_p)e^{\kappa z/H}$  ],  $\kappa = R/c_p$  com  $c_p$  representando o calor específico a pressão constante.

Também foi usada a definição de frequência natural da atmosfera,

$$N^2 = \frac{g}{T} \left( \frac{dT}{dz} + \frac{g}{c_p} \right).$$

Se  $N^2 > 0$ , indica uma região da atmosfera estaticamente estável, onde as parcelas podem oscilar numa frequência  $N$ . Se  $N^2 < 0$ , então a região da atmosfera é estaticamente instável.

Para o caso conservativo ou não forçado,  $X' = Y' = J' = 0$ , e as soluções para a série de Equações (2.5) a (2.8) são buscadas usando-se o método da separação de variáveis de modo que, ao desacoplar-se a dependência vertical da horizontal e do tempo, obtêm-se:

$$(u', v', \Phi') = e^{z/2H} U(z) [\tilde{u}(\lambda, \phi, t), \tilde{v}(\lambda, \phi, t), \tilde{\Phi}(\lambda, \phi, t)], \quad (2.9)$$

e

$$w' = e^{z/2H} W(z) \tilde{w}(\lambda, \phi, t). \quad (2.10)$$

em que  $\tilde{u}$  e  $\tilde{v}$  são as componentes da velocidade,  $\tilde{\Phi}/g$  é o deslocamento da superfície livre do fluido em relação ao equilíbrio, e  $U$  e  $W$  são as amplitudes complexas dos respectivos valores.

As soluções procuradas para as equações da estrutura horizontal são da forma:

$$\{\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{\Phi}\} = \text{Re} \left\{ \left[ \hat{u}(\phi), \hat{v}(\phi), \hat{\Phi}(\phi) \right] \exp[i(s\lambda - 2\Omega\sigma t)] \right\} \quad (2.11)$$

em que  $s$  é o número de onda zonal e  $2\pi/2\Omega\sigma$ , ou  $(2\sigma)^{-1}$  em dias, é o período.

Se uma série ortogonal completa  $\Theta_n$  é introduzida como funções base para as amplitudes das ondas, uma solução para as equações (2.5)-(2.8), que descreva a dependência horizontal pode ser encontrada:

$$\frac{d}{d\mu} \left[ \frac{1-\mu^2}{\sigma^2-\mu^2} \frac{d\Theta}{d\mu} \right] - \frac{1}{\sigma^2-\mu^2} \left[ -\frac{s}{f} \frac{\sigma^2+\mu^2}{\sigma^2-\mu^2} + \frac{s^2}{1-\mu^2} \right] \Theta + \gamma\Theta = 0 \quad (2.12)$$

em que  $\mu = \sin\phi$ , e  $\gamma = (2\Omega a)^2/gh$ . Esta equação é geralmente chamada de equação de maré de Laplace.

A Equação (2.12) ainda pode ser escrita da seguinte forma:

$$F_{s,\sigma} \left( \Theta_n^{s,\sigma} \right) = \gamma_n^{s,\sigma} \Theta_n^{s,\sigma}. \quad (2.13)$$

para valores inteiros de  $n$ . Aqui,  $\gamma_n^{s,\sigma}$  são os autovalores do problema, e  $\Theta_n^{s,\sigma}$  são as autofunções, as quais são chamadas funções de Hough. As autofunções de Hough juntamente com os autovalores, foram calculadas e tabeladas por Longuet-Higgins (1968). Cada par autovalor-autofunção constitui um modo, que é escrito como  $\Theta_n^s$  ou  $(s, n)$ ;  $s$  é o número de onda zonal e,  $n$  é denominado de índice meridional e fornece informação acerca do número de nodos em latitude e acerca da simetria dos modos. Especificando-se  $s$  e  $\sigma$ , pode-se estabelecer uma série de autovalores, ou “profundidades equivalentes”  $h_n^{(\sigma,s)}$ , e as autofunções equivalentes, que são limitadas nos polos.

Na Figura 2.2 estão representadas as curvas referentes aos autovalores,  $\gamma_n^{s,\sigma}$ , em função da frequência normalizada,  $\sigma/\Omega$ , para o número de onda zonal um (para  $s = 2$  as curvas são bastante semelhantes às de  $s = 1$ ). As soluções para a equação de Laplace, tanto para propagação para leste ( $\sigma > 0$ ) como para oeste ( $\sigma < 0$ ), são separadas em duas categorias: (1) as “oscilações de primeira classe” ou “soluções de primeira espécie”, também chamadas de modos de gravidade, apresentam autovalores positivos e estão presentes em altas e baixas frequências; (2) as “oscilações de segunda classe” ou “soluções de segunda espécie”, também denominados de modos de “Rossby”, “rotacionais”, ou “ondas planetárias”, as quais são soluções que possuem autovalores positivos apenas para ondas se propagando para oeste, e do contrário tem-se autovalores

negativos. Os modos mistos podem pertencer a ambas as classes. Pode ser mostrado ainda que para  $\gamma_n < 0$  ou pequeno, as estruturas verticais são “aprisionadas” ou “evanescentes” (confinadas a região de excitação) e para valores grandes de  $\gamma_n$  as ondas são verticalmente propagantes.

A partir da figura é possível identificar ainda períodos para respostas ressonante da atmosfera, os quais são denominados de modos normais ou soluções livres. Para o caso de uma atmosfera isotérmica na temperatura de 256 K e  $H=7,5$  km, os modos normais estão em  $\gamma_n = 8,4$ ; os quais são marcados pelos pontos NM na figura.

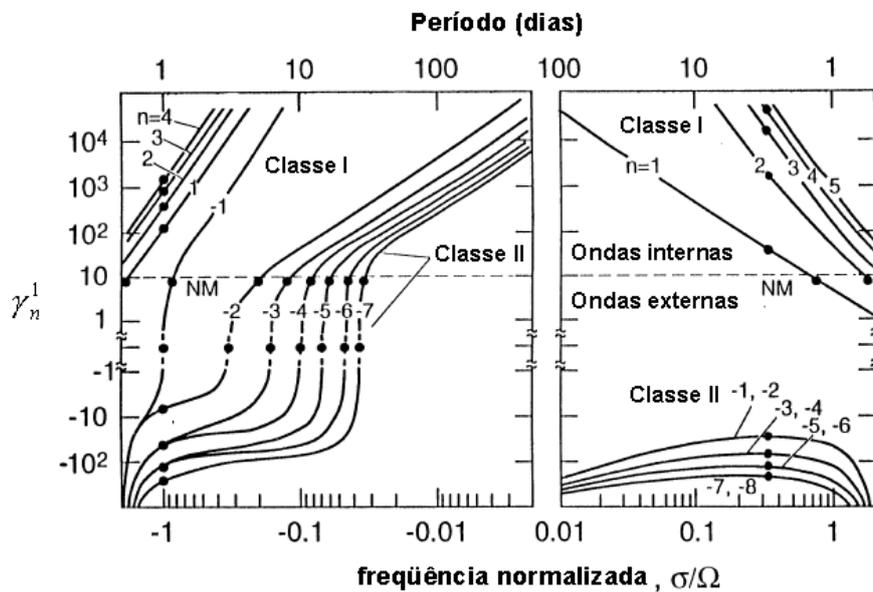


FIGURA 2.2 - Autovalores  $\gamma_n^s$  dos modos de número de onda zonal  $s = 1$ , versus a frequência normalizada  $\sigma/\Omega$ .

FONTE: Adaptada de Volland (1988, p. 75).

Algumas restrições das ondas planetárias podem ser obtidas pelo uso de uma série diferente de aproximações das equações básicas.

## **2.4 - ASPECTOS OBSERVACIONAIS SOBRE ONDAS PLANETÁRIAS**

Através de observações via radar dos ventos médios na mesosfera superior da região equatorial (Vincent e Lesicar, 1991; Palo e Avery, 1993, Lima et al., 2007) e de baixas latitudes (Fritts e Isler, 1994, Batista et al., 2004), verifica-se que a média do vento zonal na direção leste-oeste predomina ao longo do ano, em que as amplitudes maiores de ventos nesta direção ocorrem nos meses em torno dos equinócios e na direção oeste-leste durante os meses em torno dos solstícios. Em geral, os ventos meridionais médios na mesosfera superior exibem amplitudes bem menos acentuadas do que os ventos zonais médios, com um ciclo anual que descreve um escoamento com direção do pólo de verão para o de inverno.

Os ventos zonais médios nos trópicos exibem uma variação semianual com ocorrências de amplitudes máximas nos meses em torno dos equinócios, contrastando com a oscilação anual observada em médias latitudes, a qual é atribuída ao ciclo anual de insolação solar, e ao desvio do escoamento pela força de Coriolis. Também se verifica que a estrutura vertical ao longo do tempo, inclina-se na direção descendente, indicando a presença de um forçamento de grande escala produzida pela dissipação das ondas que se propagam ascendentemente.

São vários os estudos em que estruturas de modos normais são identificadas a partir de dados atmosféricos. A identificação destes modos normais usualmente é realizada com base no aumento da energia espectral e coerência global nas proximidades daquelas frequências apropriadas, e cujas estruturas horizontal e vertical sejam consistentes com o comportamento previsto.

Durante as últimas décadas um volume significativo de estudos abordando as ondas planetárias na região da alta mesosfera e baixa termosfera, usando medidas obtidas a partir do solo e de sistemas a bordo de satélites têm sido publicados (ex., Thayaparan et al., 1997; Manson et al., 2005; Lima et al., 2006; Day et al., 2011). Acredita-se que muitas das ondas planetárias que são observadas na região MLT não são originadas localmente, mas se propagam a partir da baixa atmosfera onde são geradas, ou seja, as mesmas ondas que são observadas também na troposfera e na estratosfera. Estudos

teóricos e resultados de modelos numéricos indicam que a propagação ascendente de ondas planetárias a partir da estratosfera até a mesosfera só é possível sob certas condições atmosféricas (Charney e Drazin, 1961; Salby, 1981a, b; Forbes et al., 1995).

Usualmente as ondas planetárias são observadas com períodos em torno de 2, 5-7, 8-10, e 12-22 dias. Estas periodicidades também mostram consistência com os modos de Hough (3,0), (1,1), (1,2) e (1,3) respectivamente, sugerindo que os períodos de 2; 5; 8,3 e 12,5 dias para esses modos são modificados devido ao deslocamento Doppler pelo fluxo básico (Forbes, 1995).

#### **2.4.1 – Onda de quase 2 dias**

A onda com um período próximo a 2 dias, referida como onda de quase 2 dias, é uma característica marcante da região da alta mesosfera e baixa termosfera. Esta perturbação está associada a uma oscilação de escala planetária, cuja predominância é verificada nos meses após os solstícios. As amplitudes da onda de 2 dias na componente meridional dos ventos são, em geral, mais maiores do que as amplitudes observadas na componente do vento zonal e são mais intensas no hemisfério sul (Lima et al., 2007). Diferenças também são observadas no período médio da onda, em que medidas de vento realizadas durante o verão do hemisfério norte, indicaram períodos entre 44 e 56 horas (Clark et al., 1994; Meek et al., 1996). Já para o verão do hemisfério sul, os períodos ficaram próximos de 48 horas (Craig e Elford, 1981). Observações realizadas em latitudes baixas revelaram a presença destas perturbações tanto durante o verão austral como no boreal bem como durante outras épocas do ano (Harris e Vincent, 1993; Lima, 2004).

A rápida amplificação da onda de 2 dias é acompanhada de um decréscimo da amplitude da maré diurna (PW2 e S1), indicando uma correlação negativa entre elas (Walterscheid e Vincent, 1996; Palo et al., 1999; Lima et al., 2004).

De acordo com Salby (1981c) a onda de 2 dias seria uma manifestação do modo normal de número de onda zonal três ( $s=3$ ). Para tanto, um modelo mecanicista baseado nas equações de perturbações linearizadas foi usado, utilizando campos básicos de ventos e temperaturas analíticas. Com este tratamento a onda de 2 dias foi interpretada como

uma manifestação do modo normal de Rossby (3, -3). Entretanto, usando análises de estabilidade atmosférica, Plumb (1983) e Pfister (1985) sugeriram que a onda de 2 dias seria gerada por zonas de instabilidade baroclínica acima do jato leste-oeste estratosférico no hemisfério de verão. A possibilidade da onda de 2 dias ter como causa uma combinação dos dois mecanismos, foi sugerida por Randel (1994) e por Norton e Thuburn (1996) e confirmada através de modelagem por Salby e Callaghan (2001).

#### **2.4.2 – Ondas de 5-7 dias**

O modo simétrico (1, -2) com período de quase 5 dias se propaga na direção leste-oeste e o número de onda zonal predominante é um. Com estrutura aproximadamente simétrica em torno do equador, a sua intensificação é observada em latitudes médias. De acordo com os primeiros estudos (Madden e Julian, 1972) a onda de 5 dias na troposfera mostrou um caráter de onda de Rossby externa em que a fase apresenta uma pequena inclinação com a altura, de modo que a mesma não é capaz de transportar muito calor ou momentum. Contudo, a estrutura global da onda de 5 dias observada através de dados do satélite UARS/HRDI na média atmosfera, apresentou atividade transiente com inclinação de fase com a altura significativa (Wu et al., 1994).

Ainda com relação ao estudo de Wu et al. (1994), deve-se observar que as amplitudes mais significativas foram estimadas em períodos um pouco maiores do que 6 dias, no entanto os autores atribuíram este fato a um deslocamento Doppler da onda, provocado pelos ventos médios.

Por outro lado, Meyer e Forbes (1997) interpretaram que a onda de 6,5 dias corresponde a uma manifestação de um modo instável gerado dentro da mesosfera pelo cisalhamento no vento zonal médio em torno de 70 km de altura, localizado próximo a 60°N, cujo período de onda flutua devido aos efeitos do vento básico na altura de sua geração. Contudo, a estrutura horizontal da onda com período de 6-7 dias é consistente com a onda de 5 dias.

A onda de 6-7 dias é amplificada antes e durante as estações de primavera e outono em latitudes equatoriais (Talaat et al., 2001; Clark et al., 2002). Estudos realizados por

(Talaat et al., 2002) revelam que as ondas de 6-7 dias observadas na região MLT apresentam similares características temporal e espacial, e a fase da onda decresce com a altitude, e sugeriram que os eventos de ondas de 6,5 dias crescem da estratosfera para a alta mesosfera. A oscilação de 6,5 dias apresenta variabilidade anual e as ampliações mais intensas ocorrem na época em que a fase da (QBO) é para oeste (Lima et al., 2005; Kishore et al., 2004). De acordo como os estudos de Jiang et al. (2008), devido à sua velocidade de fase ( $\sim 65$  m/s), a propagação vertical da onda de 6,5 dias parece não ser afetada pelo vento prevalescente.

### **2.4.3 – Ondas de 10 dias**

A onda de 10 dias corresponde ao modo antisimétrico (1, -3), tendo sido detectado na alta estratosfera, em torno de 50 km de altura, por meio de observações via satélite (Hirooka e Hirota, 1985). De acordo com suas análises, as amplitudes máximas ocorrem em latitudes de  $50^\circ$  e  $60^\circ$ , sendo em geral mais intensas no hemisfério norte do que no hemisfério sul para condições de inverno. Investigações na região da alta mesosfera e baixa termosfera, utilizando dados de ventos, dão conta de que a onda de 10 dias exhibe um padrão irregular, registrando um aumento de atividade durante meses do solstício de inverno, porém sua aparição durante solstício de verão também fora registrada (Jacobi et al., 1998a).

### **2.4.4 – Ondas de 16 dias**

As oscilações com períodos entre 12 e 20 dias são geralmente referidas como ondas de 16 dias. De acordo com as soluções para a equação de marés de Laplace, a estrutura horizontal da onda de 16 dias se propaga na direção leste-oeste, a qual se enquadra como o segundo modo simétrico de Hough (1, -4). Provavelmente, a primeira observação da onda de 16 dias na região da alta mesosfera e baixa termosfera foi realizada por Kingsley et al. (1978).

Usando dados obtidos com um radar MST (Mesosphere-Stratosphere-Troposphere) em Poker Flat, Alaska ( $65,1^\circ$  N,  $147,5^\circ$  O), Williams e Avery (1992) observaram oscilações

com períodos entre 12 e 19 dias, e encontraram amplitudes máximas na estratosfera durante a estação de inverno, concordando com as previsões teóricas, porém, na mesosfera os máximos nas amplitudes foram verificados em 85 km no verão. A presença da onda de 16 dias no hemisfério de verão foi explicada como sendo devida à propagação da onda desde o hemisfério de inverno. Em outra explicação, a onda de 16 dias seria o resultado da deposição de momentum na mesosfera pelas ondas de gravidade que se propagam ascendentemente após a modulação pelas ondas de 16 dias na troposfera (ex., Luo et al., 2000). Espy et al. (1997) também verificaram a ocorrência de oscilações de 16 dias durante solstícios de verão na temperatura da mesosfera polar, obtidas da luminescência atmosférica sobre Stockholm, Suécia (60°N) e atribuíram os eventos à propagação destas oscilações desde o hemisfério de inverno, e que estas são afetadas pela oscilação quase-bienal (QBO) do equador.

O comportamento da onda de 16 dias para uma situação de inverno do hemisfério norte, foi investigado através de simulações numéricas e observações de ventos da região da alta mesosfera e baixa termosfera (Forbes et al., 1995). Os resultados das simulações confirmaram a interpretação de que a onda de 16 dias, na região próxima à mesopausa, é consequência de propagação ascendente da perturbação desde a baixa atmosfera. O estudo sugere ainda que estas oscilações são canalizadas para o hemisfério de verão na mesosfera. Miyoshi (1999) usou um modelo de circulação geral para analisar o comportamento da onda de 16 dias e os resultados mostraram que a canalização interhemisférica da onda ocorre nas proximidades da mesopausa.

De acordo com as observações de ventos na região próxima a mesopausa, as amplitudes das análises de 5 anos de dados de ventos meteorológicos obtidos sobre Sheffield (Mitchell et al., 1999) mostraram que a intensidade das ocorrências destas oscilações foram maiores nos meses compreendidos entre janeiro até meados de abril e em menor grau no final das estações de verão. O mínimo das atividades da onda foi registrado no final de junho e início de julho. O estudo mostrou ainda que, de alguma forma, manifestações das ondas foram verificadas em todos os verões investigados, independentemente da fase da oscilação quase bienal. Dados de ventos obtidos ao longo de 17 anos sobre Saskatoon, com radar MF (Medium Frequency), foram usados para expor a climatologia

das ondas de 16 dias e suas variações interanuais (Luo et al., 2000). O estudo, que também usou o modelo Global-Scale Wave Model (GSWM) nas comparações, mostrou que as ondas de 16 dias são extremamente sensíveis ao vento médio no qual estão inseridas, ocorrendo preferencialmente durante o escoamento médio para leste. Durante os eventos de inverno, as oscilações ocuparam toda a região da alta mesosfera e baixa termosfera, alcançando alturas de até 100 km. Contudo, durante as estações de verão, as oscilações apareceram apenas próximas às linhas nulas do vento prevalecente ( $\sim 85 \pm 5$  km). As variações interanuais mostraram fraca modulação com a oscilação quase bienal, tanto durante as estações de inverno como as de verão.

Análises do comportamento da onda de 16 dias em Yamagawa ( $31,2^\circ\text{N}$ ,  $130,6^\circ\text{E}$ ) mostram amplitudes maiores do que as amplitudes observadas em latitudes médias, porém, as ondas apresentam algumas características correspondentes aos resultados relatados para latitudes médias (Namboothiri et al., 2002). Para o hemisfério sul, estudos das variações nos ventos médios obtidos de radar meteorológico, em torno de 90 km de altura, revelaram a predominância das ondas de 16 dias em  $33^\circ\text{S}$ . As oscilações mais intensas ocorreram no inverno. Assinaturas intensas também foram verificadas nos equinócios e alguns episódios significativos foram encontrados no verão (Malinga e Poole, 2002). Análises dos ventos de Cachoeira Paulista evidenciaram a presença da onda de 16 dias tanto durante os meses de inverno como nos meses de verão (Lima et al., 2006). A presença da onda durante os verões observados reforçam a interpretação de que a onda gerada no hemisfério de inverno se propaga até a mesopausa do hemisfério de verão.

#### **2.4.5 – Ondas de Kelvin**

De acordo com Holton (2004) e Andrews et al. (1987), devido ao efeito da força de Coriolis ser pequeno e mudar de sinal na região equatorial, a dinâmica da atmosfera equatorial apresenta um caráter diferente e os movimentos ondulatórios de escala planetária assumem características distintas daqueles observados em médias e altas latitudes. Na região equatorial existem ondas que combinam algumas características de ondas de gravidade e de ondas de Rossby, sendo a onda de Kelvin e a onda mista de

Rossby-gravidade dois importantes exemplos de ondas equatoriais. Uma das características das ondas equatoriais é o fato delas serem confinadas em latitude, ou seja, a propagação destas ondas ocorre ao longo do equador e suas amplitudes decrescem com a latitude. A direção de propagação da onda de Kelvin é oeste-leste e sua estrutura vertical é idêntica a de uma onda de gravidade que se propaga na direção oeste-leste. A estrutura latitudinal das perturbações nos campos de pressão e de velocidade zonal, devido às ondas de Kelvin, é gaussiana e simétrica em relação ao equador, enquanto a componente de velocidade meridional é desprezível.

A presença de ondas de Kelvin na média atmosfera foi primeiramente identificada por Wallace e Gutzwiller (1968), que observaram oscilações com períodos de 15-20 dias na porção inferior da estratosfera, as quais são denominadas de ondas de Kelvin lentas, com velocidade de fase estendendo-se de 20 a 40 m/s, e comprimento de onda vertical em torno de 10 km. Ondas com períodos entre 6 e 7 dias (ondas de Kelvin rápidas), velocidade de fase entre 50 e 80 m/s, e comprimento de onda vertical em torno de 20 km foram observadas a partir de medidas realizadas por foguetes (Hirota, 1978). Ondas com períodos de 3 a 4 dias, denominadas de ondas de Kelvin ultra-rápidas, com velocidade de fase próxima a 120 m/s, e comprimento de onda vertical em torno de 40 km (Salby et al., 1984).

Acredita-se que ondas de Kelvin sejam originadas pela liberação de calor latente associada com convecção na troposfera e podem ser observadas no vento atmosférico, nos campos de temperatura e pressão e são fontes de momento na média atmosfera (Holton, 1972; Salby e Garcia, 1987). A estrutura vertical e as características de propagação das ondas de Kelvin ultra-rápidas, foram investigadas em detalhes, através das observações do vento utilizando um radar meteorológico próximo a Jakarta e um radar MF em Christmas Island (2°N, 157°E) (Riggin et al., 1997). Comparando-se os resultados entre as duas localidades, estimou-se o fluxo de momento zonal e a aceleração, devido às ondas de Kelvin ultra-rápidas, demonstrando-se diferenças nas características das ondas. Lima et al. (2008) analisaram episódios de oscilações de 3-4 dias nos ventos observados em S. J. do Cariri e os parâmetros obtidos foram compatíveis com ondas de Kelvin ultra-rápidas.

## CAPÍTULO 3

### INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA

No presente estudo foram utilizados dados de ventos da região entre 80 e 100 km de altitude, os quais foram estimados a partir de medidas obtidas por 2 radares meteoricos instalados no município de São João do Cariri-PB ( $7,4^{\circ}\text{S}$ ;  $36,5^{\circ}\text{O}$ ), no Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba (OLAP), e no município de Cachoeira Paulista-SP ( $22,7^{\circ}\text{S}$ ;  $45^{\circ}\text{O}$ ). Na Figura 3.1 é representado um mapa indicando as localizações dos observatórios onde os instrumentos registraram as medidas de ventos utilizadas no presente estudo. Estes equipamentos foram adquiridos pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, e os dados foram compartilhados, encontrando-se à disposição do Grupo de Física da Atmosfera do Departamento de Física da UEPB.

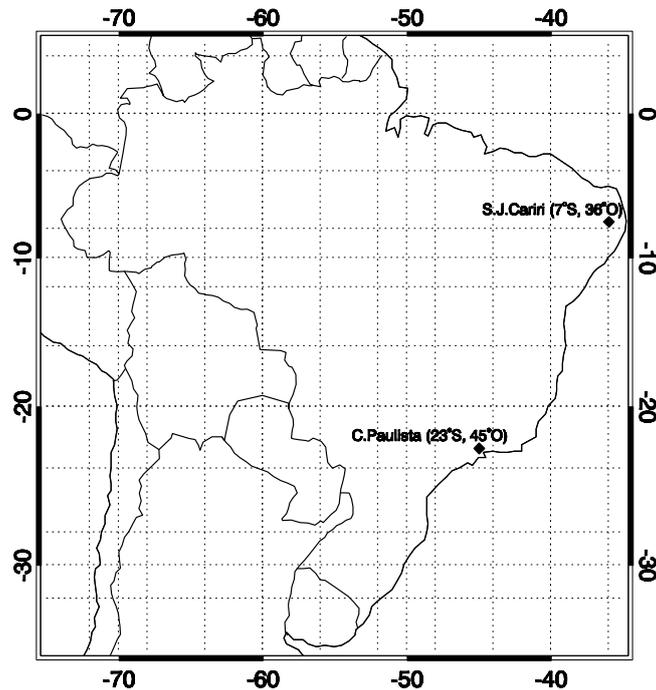


FIGURA 3.1 - Localização dos radares meteoricos em São João do Cariri ( $7,5^{\circ}\text{S}$ ,  $35,0^{\circ}\text{O}$ ) e Cachoeira Paulista ( $22,7^{\circ}\text{S}$ ,  $45,0^{\circ}\text{O}$ ).

### 3.1 – RADAR METEÓRICO

Ao entrarem na atmosfera terrestre, os meteoroides sofrem um processo de ablação criando, ao longo de sua trajetória, trilhas de íons e elétrons livres de curta duração, as quais podem ser detectadas com uso de um Radar (Radio Detection And Ranging). Ondas de rádio são transmitidas pelo radar e a reflexão é realizada pelas partículas carregadas dentro da trilha de plasma: o vetor campo elétrico das ondas que chegam dentro da trilha faz com que as partículas vibrem e, oscilando, as mesmas emitem ondas eletromagnéticas. Dessa forma, parte da energia das ondas emitidas pelo radar é absorvida pelas partículas na trilha meteórica e reemitida em todas as direções, sendo então detectada pelas antenas receptoras do sistema.

Os radares meteóricos de São João do Cariri e de Cachoeira Paulista, são sistemas comerciais denominados de SKiYMET (All-Sky Interferometric Meteor Radar), os quais 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.

As diferenças de fases dos sinais recebidos pelas antenas receptoras são usadas para determinar a localização da trilha meteórica no céu e a configuração interferométrica reduz a ambiguidade no ângulo de chegada (Hocking et al., 2001). O sistema opera numa frequência de 35,24 MHz, transmitindo radiação com pulso de 13  $\mu$ 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.

O sistema foi projetado para operar automaticamente 24 horas por dia e a detecção do sinal meteórico é realizada através de processos sucessivos. A qualidade do sinal é determinada através de análise de coerência de fase. Estes sinais são então detalhadamente examinados e confirmados como sinais meteóricos ou não.

### 3.2 – ESTIMATIVA DOS VENTOS

Durante e após a formação da trilha meteórica, a mesma está sendo transportada pelo vento eletricamente neutro. Isto é mostrado na fase pós-registro, como uma mudança de fase sobreposta sobre o comportamento de fase classicamente previsto. Este efeito é conhecido como “deriva do vento radial” e é provocada pela mudança na localização da trilha devido ao vento, medida ao longo da direção ortogonal da trilha meteórica.

As velocidades dos ventos são determinadas a partir de uma combinação das velocidades radiais de cada meteoro detectado em todo o céu. As posições dos meteoros são determinadas através de funções de autocorrelação, e correlação cruzada, associada aos meteoros detectados, e a velocidade radial pelo uso da taxa de mudança de fase no intervalo próximo a zero. A média e o desvio padrão são obtidos usando-se todas as correlações cruzadas possíveis entre todos os sinais das cinco antenas receptoras, como também as funções de autocorrelação de cada receptor (Hocking et al., 2001).

Após a obtenção de um grande número de medidas de velocidade radial, utilizam-se esses dados na estimativa das componentes zonal e meridional do vento. No procedimento as velocidades radiais são agrupadas em intervalos de tempo e de altitudes. Para cada segmento de dados em determinado intervalo de altitudes, aplica-se um ajuste dos mínimos quadrados para estimar as componentes do vento e o procedimento é então sucessivamente repetido, formando assim séries temporais de ventos horários referentes a cada camada, em intervalos de altitudes distintos.

Na Figura 3.2 estão representados exemplos para as componentes zonal e meridional dos ventos horários, obtidos a partir dos dados do radar meteórico de São João do Cariri-PB durante os dias 2 e 3 de março de 2006, para sete camadas atmosféricas de 4 km de espessura, centradas 1 km na base e no topo das camadas intermediárias.

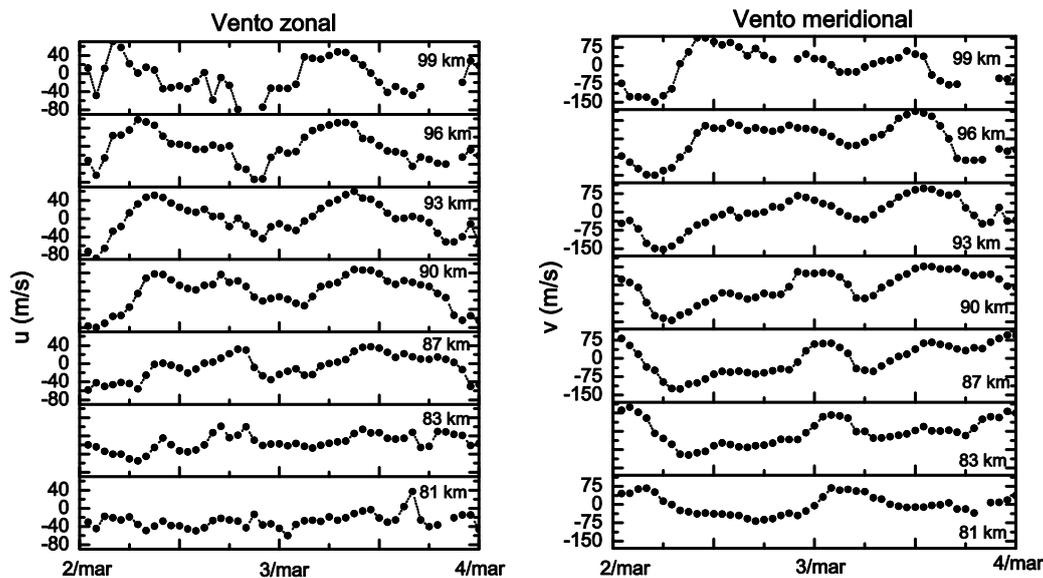


FIGURA 3.2 - Ventos horários dos dias 2 e 3 de março de 2006 obtidos a partir dos dados do radar meteorológico de São João do Cariri-PB, para sete camadas atmosféricas de 4 km de espessura, centradas em 81, 84, 87, 90, 93, 96, e 99 km de altura.

### 3.3 – DADOS DE VENTOS E MÉTODOS DE ANÁLISES

Os ventos utilizados para a análise das variações sazonais das ondas planetárias foram obtidos das medidas realizadas a partir dos radares meteorológicos, no período de agosto de 2004 até maio de 2009 em São João do Cariri e, no período de janeiro de 2002 a novembro de 2008 em Cachoeira Paulista. Séries temporais dos ventos foram construídas para 7 camadas atmosféricas, centradas em 81, 84, 87, 90, 93, 96, e 99 km de altura, para cada localidade.

Os ventos horizontais médios foram estimados a partir dos ventos radiais, considerando os ecos não ambíguos registrados dentro de cada camada em intervalos de 1 hora de duração, gerando assim uma série temporal para a componente zonal e outra para a componente meridional em cada camada.

Foram raras as ocasiões em que a continuidade das observações foi interrompida, proporcionando assim uma boa qualidade de dados. Quando da necessidade de preenchimento de dados ausentes nas séries temporais geradas, para cada intervalo de

altura, a técnica de interpolação linear foi empregada para intervalos entre um dia e dois dias e para intervalos menores do que um dia foram considerados os valores médios de cada um dos oito intervalos de tempo dos dias anteriores e posteriores às lacunas.

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 de ondaletas mostra-se uma ferramenta útil na análise de séries não estacionárias (Kumar e Foufoula-Georgiou, 1997; Torrence e Compo, 1998). Dada a sua simplicidade, a transformada de ondaletas de Morlet tem sido utilizada na investigação de perturbações ondulatórias observadas nos ventos neutros da região próxima a mesopausa (Lima et al., 2005), a qual será empregada no presente trabalho. Para estudar a evolução temporal de cada uma das oscilações de interesse, os dados serão submetidos análise harmônica e as amplitudes obtidas serão analisadas ao longo do tempo.

### **3.3.1 - Transformada em ondaletas**

São muitas as situações em que a tradicional Análise de Fourier para extrair componentes de frequências em séries temporais de dados atmosféricos, mostra-se inviável, uma vez que é desejável saber como esses componentes variam no tempo. A maneira convencional para resolver um problema dessa natureza, que envolve tempo-frequência, é dividir toda a série de dados em segmentos de intervalos de tempo, e então aplicar a transformada de Fourier, ou outra técnica, para cada segmento individual. Essa ideia é usualmente denominada de Transformada Janelada de Fourier. Porém esta janela é fixa, ou seja, ela não consegue determinar variações de altas e baixas frequências simultaneamente.

Um método moderno que tem se mostrado uma boa solução para este problema é a análise de ondaletas (wavelet analysis), a qual tem sua origem na geofísica no início da década de 1980. A técnica de ondaletas é uma transformada localizada em tempo e frequência (Kumar e Foufoula-Georgiou, 1997). Diferentemente da Análise de Fourier,

a qual pode apenas fornecer a energia total e a frequência média ou dominante de um sinal, a transformada de ondaletas é eficaz na análise de processos não estacionários ou de fenômenos transientes que tem caráter multi-escala, ou seja, ondas com diferentes períodos, e se constituiu numa ferramenta bastante utilizada na análise de variações locais de energia presentes em uma série temporal.

A transformada em ondaletas contínua de sinal  $[x(t), t=1, \dots, N]$  com períodos de tempo constantes é definida como a convolução de  $x(t)$  com o complexo conjugado da ondaleta-mãe escalada e normalizada, ou seja:

$$W_x^\psi(\tau, s) = \frac{1}{\sqrt{s}} \int x(t) \psi^* \left( \frac{t - \tau}{s} \right) dt \quad (3.1)$$

em que  $\psi(\tau, s)$  representa uma família de funções denominadas de ondaletas e  $\psi^*$  é seu conjugado complexo,  $s$  é o fator de escalonamento (quando  $s$  aumenta implica em contração da escala da ondaleta e, se  $s$  diminui tem-se a dilatação), e  $\tau$  é o fator de translação.

A ideia central da transformada em ondaletas consiste em decompor o sinal analisado em diferentes níveis de frequências (resolução); tal processo é conhecido como “Multiresolução”. Esta forma de representação do sinal fornece uma estrutura hierárquica simples para a interpretação física das informações fornecidas pelo sinal analisado. Em diferentes resoluções, os detalhes de um sinal mostram diferentes estruturas físicas do mesmo.

No presente trabalho a função de ondaleta base de Morlet foi escolhida para as análises, a qual é definida como:

$$\psi(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 \eta} e^{-\eta^2/2} \quad (3.2)$$

em que  $\eta=(t-\tau)/s$ , e  $\omega_0$  é uma frequência adimensional, também chamada de número de onda, (é o valor que determina a forma do sinal modulador da função da ondaleta base). A frequência de corte  $\omega_0$  foi escolhida como sendo igual a 6 para a função de ondaleta base de Morlet, conforme sugerido por Torrence e Compo (1998).

### 3.3.2 – Filtro passa banda

Com o intuito de extrair determinadas componentes de um sinal, no domínio do tempo, é usual submeter à sequência de dados a um filtro apropriado. Escolhendo apropriadamente os parâmetros, a combinação de um grupo de ondaletas individuais pode ser usada como um filtro passabanda com deslocamento de fase zero. Uma ondaleta individual de Morlet pode ser representada como (Jiang et al., 2007):

$$h(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi s}} e^{\left(-\frac{t^2}{2s^2}\right)} e^{(j2\pi\omega_0 t)} = \frac{1}{\sqrt{2\pi s}} e^{\left(-\frac{t^2}{2s^2}\right)} \left[ \cos(2\pi\omega_0 t) + j \operatorname{sen}(2\pi\omega_0 t) \right] \quad (3.3)$$

Um grupo de ondaleta é formado pela combinação de  $N+1$  ondaletas individuais com diferentes frequências centrais. Dessa maneira um filtro passabanda é construído da seguinte forma:

$$h_c(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi s}} e^{\left(-\frac{t^2}{2s^2}\right)} \left\{ e^{(j2\pi\omega_L t)} + \dots + e^{[j2\pi(\omega_L + k\Delta\omega)t]} + \dots + e^{[j2\pi\omega_H t]} \right\} \quad (3.4)$$

$$k=0, 1, 2, \dots, N; \quad \omega_H = \omega_L + N\Delta\omega.$$

em que  $\omega_L$  e  $\omega_H$  são, respectivamente, as frequências baixa e alta da banda de passagem,  $\Delta\omega$  é distância entre as frequências centrais das ondaletas individuais. Selecionando  $s$  e  $\Delta\omega$  adequadamente, é possível obter uma superposição de espectros fornecendo com boas características de frequência, com passabanda plana e banda de transição de rápida atenuação.

A convolução do sinal medido com o grupo de ondaletas é dada por:

$$x_b(t) = x(t) \times h_c(t) \quad (3.5)$$

em que  $x_b(t)$  é a componente na banda de passagem  $\omega_L \sim \omega_H$  do sinal original  $x(t)$ .

### 3.3.3 – Estimativa da amplitude e da fase de um sinal

Se um sinal periódico é identificado em uma série temporal, então é possível analisar a amplitude e a fase deste sinal periódico através de um ajuste empregando-se o método

dos mínimos quadrados. Para tanto, o seguinte modelo será considerado (Bloomfield, 2000):

$$x_t = A \cos(2\pi\omega t) + B \sin(2\pi\omega t) + e_t \quad (3.6)$$

e o princípio dos mínimos quadrados leva a minimização de

$$S(A, B) = \sum_{t=0}^{n-1} [x_t - A \cos(2\pi\omega t) - B \sin(2\pi\omega t)]^2 \quad (3.7)$$

mantendo  $\omega$  fixo, vem que

$$\frac{\partial T}{\partial A} = -2 \sum \cos(2\pi\omega t) [x_t - A \cos(2\pi\omega t) - B \sin(2\pi\omega t)]$$

$$\frac{\partial T}{\partial B} = -2 \sum \sin(2\pi\omega t) [x_t - A \cos(2\pi\omega t) - B \sin(2\pi\omega t)]$$

Igualando a zero e resolvendo o sistema de equações, chega-se ao seguinte resultado:

$$A = \frac{1}{\Delta} \left\{ \sum x_t \cos(2\pi\omega t) \sum [\sin(2\pi\omega t)]^2 - \sum x_t \sin(2\pi\omega t) \sum \cos(2\pi\omega t) \sin(2\pi\omega t) \right\}$$

$$B = \frac{1}{\Delta} \left\{ \sum x_t \sin(2\pi\omega t) \sum [\cos(2\pi\omega t)]^2 - \sum x_t \cos(2\pi\omega t) \sum \cos(2\pi\omega t) \sin(2\pi\omega t) \right\}$$

em que,

$$\Delta = \sum [\cos(2\pi\omega t)]^2 \sum [\sin(2\pi\omega t)]^2 - \left[ \sum \cos(2\pi\omega t) \sin(2\pi\omega t) \right]^2$$

A amplitude  $R$  e a fase  $\phi$  são estimadas a partir das equações:

$$A = R \cos(2\pi\phi) \quad \text{e} \quad B = -R \sin(2\pi\phi)$$

Visto que  $R$  deve ser positivo, então a amplitude é dada por:

$$R = \sqrt{A^2 + B^2} \quad (3.8)$$

A fase  $\phi$  é dada por  $\tan(2\pi\phi) = -B/A$ . No entanto, a solução  $2\pi\phi = \arctan(-B/A)$  apresenta ambiguidade, pois esta expressão assume o mesmo valor tanto para  $(-A, -B)$  como para  $(A, B)$ . Uma solução completa no intervalo  $[-1/2, 1/2]$  é:

$$2\pi\phi = \begin{cases} \arctan(-B/A), & A > 0, \\ \arctan(-B/A) - \pi, & A < 0, B > 0, \\ \arctan(-B/A) + \pi, & A < 0, B \leq 0, \\ -\pi/2, & A = 0, B > 0, \\ \pi/2, & A = 0, B < 0, \\ \text{arbitrário} & A = 0, B < 0. \end{cases} \quad (3.9)$$

## CAPÍTULO 4

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

#### 4.1 – VENTOS PREDOMINANTES

Na Figura 4.1 estão representadas as estruturas do escoamento médio das componentes zonal e meridional para a região MLT sobre São João do Cariri-PB, entre agosto de 2004 e dezembro de 2008. Os contornos preenchidos em cinza representam o vento zonal soprando na direção de oeste para leste (eastward) e o vento meridional escoando na direção sul-norte (northward) e o início de cada ano é indicado por uma linha tracejada na vertical. O vento zonal é caracterizado por soprar para direção oeste (westward) na maior parte do tempo. Ventos escoando para a direção leste são observados entre novembro e início de dezembro e entre maio e final de julho nas altitudes abaixo de 94 km, atingindo valores máximos nos meses de maio-julho.

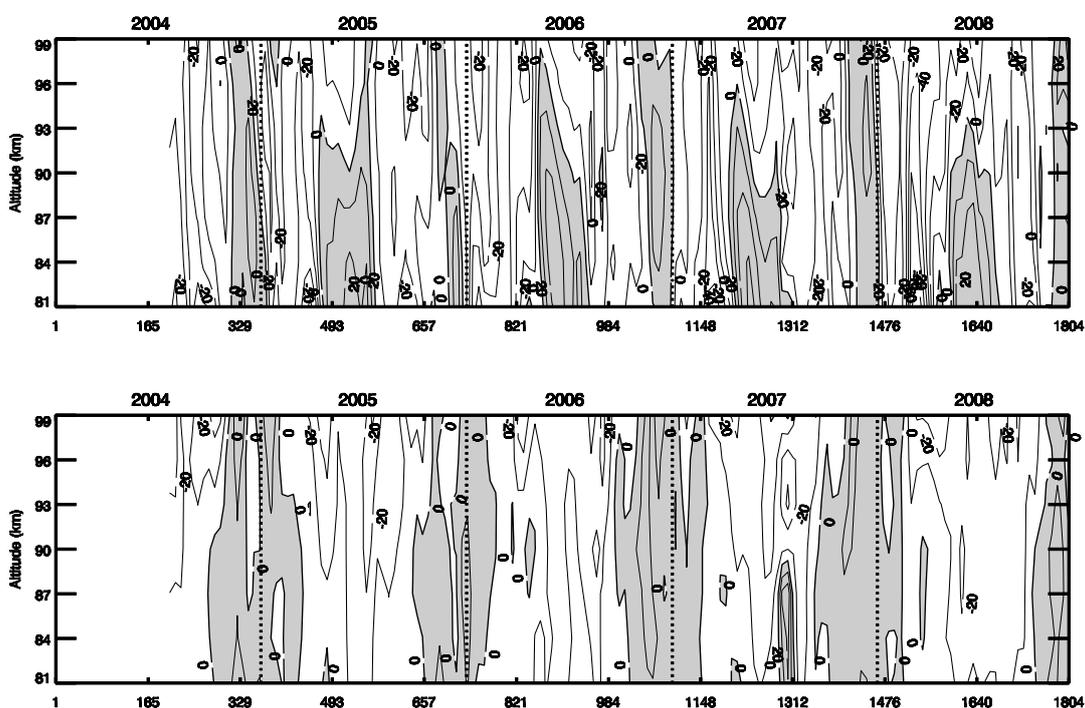


FIGURA 4.1 - Seção transversal em altura e tempo das componentes do vento zonal (superior) e meridional (inferior) para São João do Cariri, observados entre agosto de 2004 e dezembro de 2008.

A componente meridional apresenta, ao longo do tempo, uma variação em que entre outubro e fevereiro o escoamento para direção do equador (northward) predomina em todas as altitudes. Entre março e setembro, o vento meridional sopra para a direção do pólo (southward), apresentando curtos episódios de escoamento para a direção norte.

Os ventos médios nas componentes zonal e meridional observados em C. Paulista entre janeiro de 2002 e novembro de 2008 são representados na Figura 4.2. No período entre agosto de 2006 e agosto de 2007 o radar meteorológico esteve inativo. Como pode ser visto na figura, os ventos da componente zonal, escoam na maior parte do tempo para a direção leste. O escoamento para a direção oeste pode ser observado entre agosto e outubro para todas as altitudes, em torno do mês de março para altitudes abaixo de 86 km e entre abril e julho acima de 90 km de altitude. Valores máximos do escoamento zonal médio são observados em torno do mês de junho para altitudes abaixo de 86 km. Percebe-se ainda que, ao longo do tempo, o escoamento médio experimenta uma variação anual acima de 90 km e abaixo uma variação semianual.

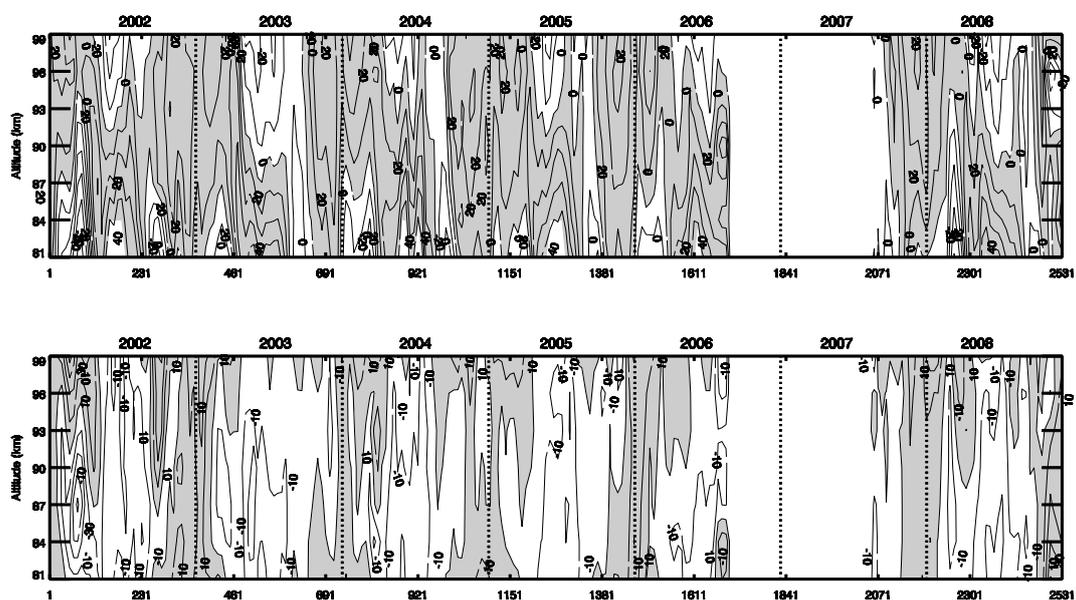


FIGURA 4.2 - Seção transversal em altura e tempo das componentes do vento zonal (superior) e meridional (inferior) para Cachoeira Paulista, observados entre janeiro de 2002 e novembro de 2008.

Ao longo do tempo o escoamento do vento meridional sobre C. Paulista apresenta uma variação anual em que, entre outubro e fevereiro predomina o escoamento para direção do equador em todas as altitudes, permanecendo assim nas altitudes acima de 90 km até o mês de maio. Valores máximos negativos são observados em torno do mês de junho nas altitudes abaixo de 94 km e máximos positivos em janeiro nas altitudes acima de 84 km.

Comparando-se os ventos médios da componente zonal observados em C. Paulista, Figura 4.2, com os observados em S. J. do Cariri, Figura 4.1, verifica-se que os comportamentos são distintos, em que os ventos médios da componente zonal da região MLT sobre S. J. do Cariri escoam predominantemente para a direção oeste (westward) ao longo do ano, com ventos soprando para a direção leste (eastward) em novembro-dezembro e durante o período de maio a julho nas altitudes abaixo de 94 km, enquanto que os ventos médios da componente zonal de C. Paulista apresenta um escoamento predominante para a direção leste (eastward) com ventos para oeste (westward) entre abril e outubro acima de 93 km e de agosto até o final de outubro e de janeiro até meados de março para as altitudes abaixo de 87 km.

Os ventos da componente meridional para ambas as localidades apresentam comportamentos parecidos, com escoamento na direção do equador no período entre outubro e fevereiro e para a direção do pólo entre os meses de março e setembro.

## **4.2 – ANÁLISE ESPECTRAL**

Para identificar as periodicidades das oscilações presentes nas componentes zonal e meridional dos ventos, as séries temporais foram submetidas à análise espectral através da técnica em ondaletas. Os espectros em ondaletas para cada ano individual foram usados na composição do espectro médio para cada componente em todas as altitudes.

Os espectros médios para S. J. do Cariri foram obtidos usando 4,4 anos de medidas de ventos (agosto de 2004 a dezembro de 2008), enquanto que para C. Paulista foram

usados 5,3 anos de dados (janeiro de 2002 a julho de 2006 e setembro de 2007 a novembro de 2008.)

Os espectros médios em ondaletas da componente zonal dos ventos horários observados em S. J. do Cariri estão representados nos gráficos da Figura 4.3 para as altitudes de 84 km (gráfico inferior), 90 km (gráfico do meio) e 96 km (gráfico superior). Os espectros da componente zonal apresentam as mesmas características nas três altitudes, sendo bastante rico em picos de energia que podem ser associados às principais ondas atmosféricas para períodos entre 1,5 até 20 dias. Picos intensos de energia para períodos de ~2 dias são registrados em janeiro-fevereiro e em julho-agosto. Eventos de energia espectral na faixa periódica de 4-8 dias aparecem principalmente após a metade do inverno austral.

Picos de energia espectral na faixa de período de 3-4 dias estão presentes em torno dos dias 4 de março, 10 de agosto e 16 de novembro. Para períodos próximos de 6-7 dias verifica-se a presença de picos de energia espectral durante abril-maio, entre agosto e meados de outubro e um forte pico em torno de 16 de novembro. O espectro em ondaletas para o vento zonal também contém energia para períodos próximos de 16 dias durante janeiro-fevereiro, maio-agosto e setembro-dezembro.

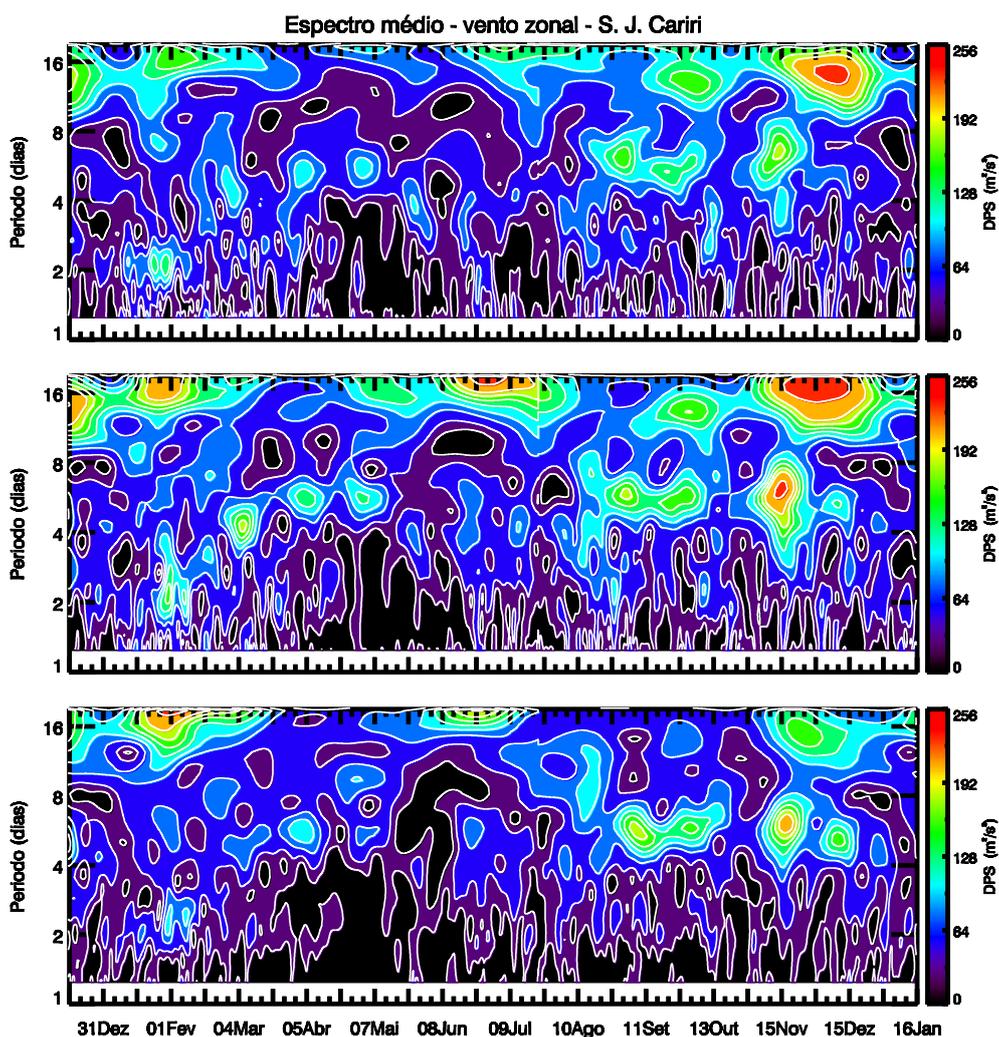


FIGURA 4.3 - Espectro compostos de ondaletas de Morlet para a componente zonal dos ventos obtidos em São João do Cariri-PB, entre agosto de 2004 e dezembro de 2008, para as altitudes de 96 km (superior), 90 km (meio) e 84 km (inferior).

Os resultados da análise em ondaletas para a componente meridional dos ventos obtidos sobre S. J. do Cariri estão representados na Figura 4.4. Observado os gráficos da figura é possível perceber que o espectro é dominado pela presença de energia referente à onda de ~2 dias, as atividades mais intensas ocorrem durante janeiro-fevereiro. Contudo, ocorrências com presença de energia mais fraca para períodos de 2 dias estão presentes ao longo do ano.

Episódios de energia espectral para períodos de ~16 dias estão presentes na componente meridional sobre S. J. do Cariri, principalmente na altitude de 96 km.

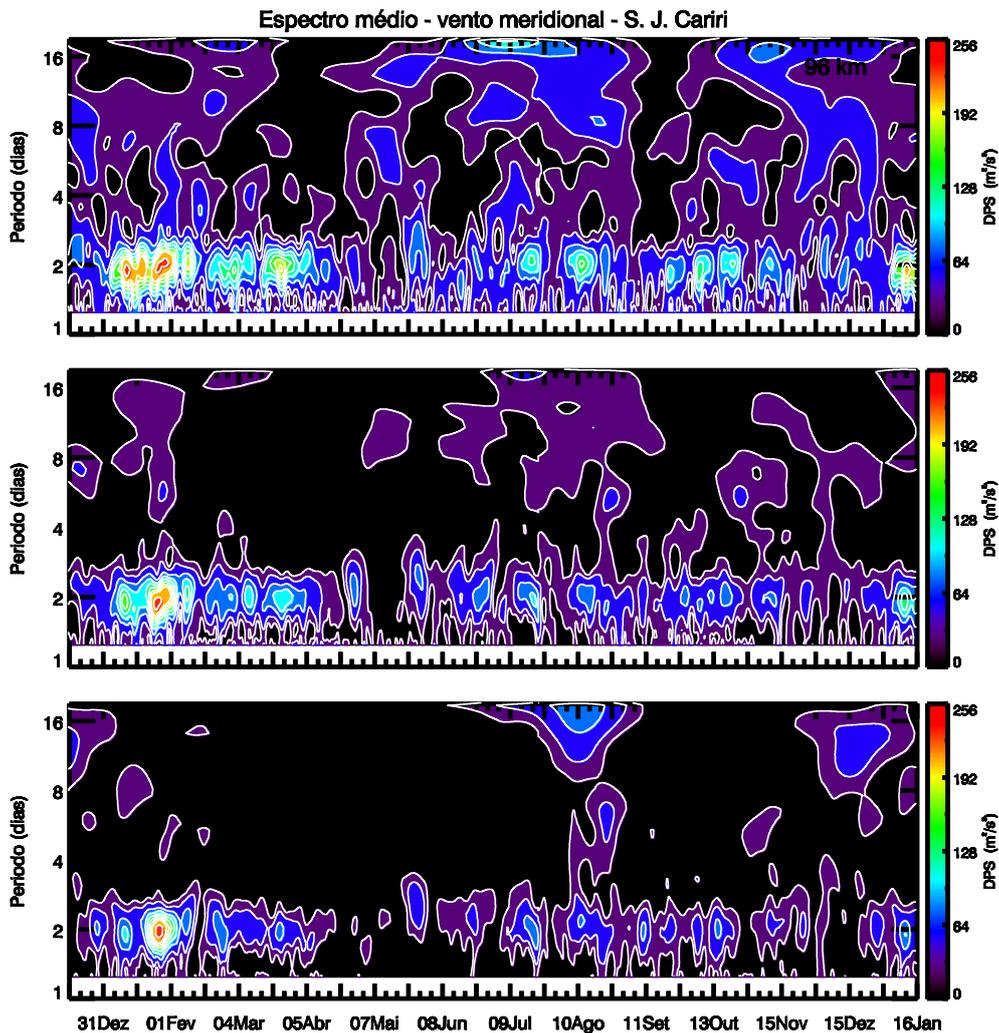


FIGURA 4.4 - Espectros médios em ondaletas de Morlet para a componente meridional dos ventos obtidos em São João do Cariri-PB, entre agosto de 2004 e dezembro de 2008, para as altitudes de 96 km (superior), 90 km (meio) e 84 km (inferior).

Na Figura 4.5 estão representados os resultados dos espectros médios em ondaletas para a componente zonal dos ventos obtidos sobre C. Paulista-SP, para as altitudes de 84 km (inferior), 90 km (meio) e 96 km (superior). Assim como observado para S. J. do Cariri, os espectros da componente zonal também apresentam as mesmas características nas três altitudes, em que picos de energia espectral associados a ondas de ~2 dias também podem ser identificados em várias ocasiões, principalmente durante janeiro-fevereiro.

Assim como em S. J. do Cariri, os espectros apresentam picos de energia na faixa espectral 4-8 dias, com energia espectral nos períodos de ~3-4 dias em torno dos dias 4 de março e 16 de novembro, e picos de energia espectral em 6-7 dias durante abril-maio, entre agosto e meados de outubro e um pico mais intenso em torno do dia 16 de novembro. Eventos com energia em periodicidades de ~16 dias são identificados durante janeiro-abril para 96 km, e em março-abril e maio-agosto para as três altitudes.

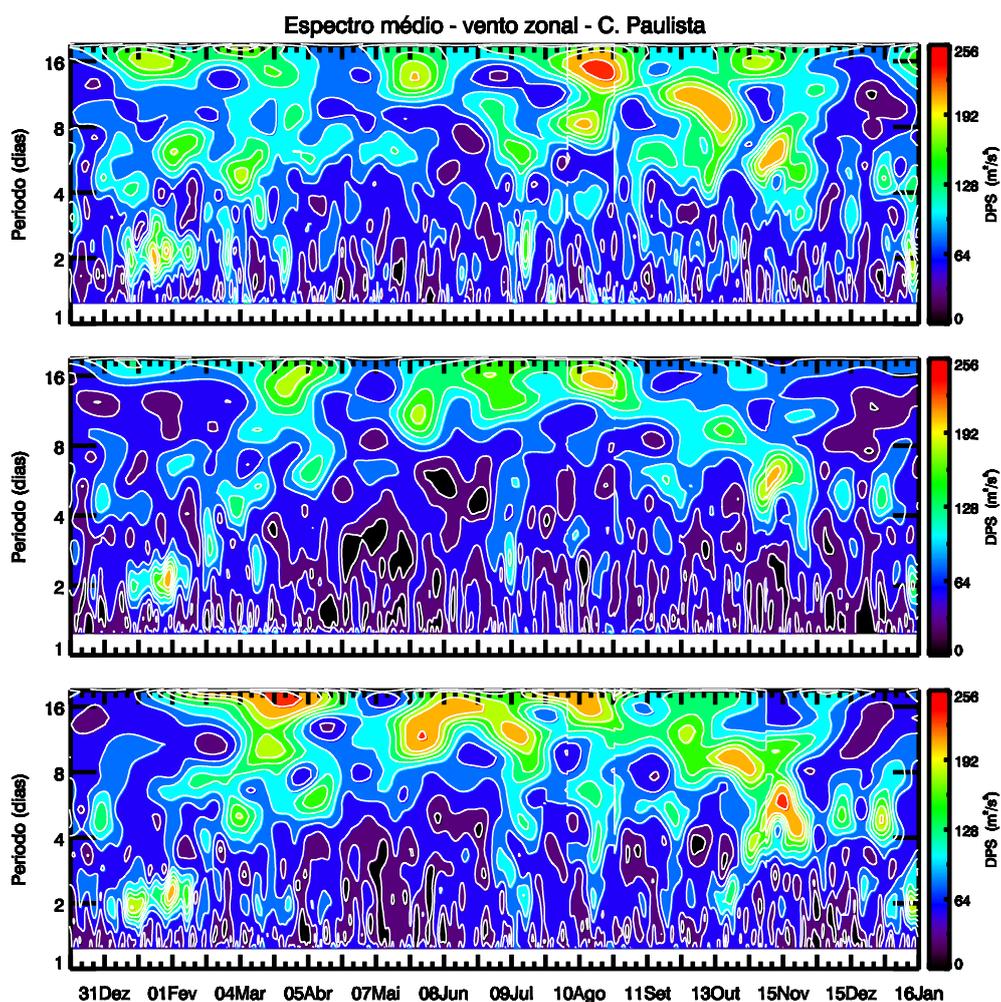


FIGURA 4.5 - Espectro composto em ondaletas de Morlet para a componente zonal dos ventos obtidos em São João do Cariri-PB, durante janeiro de 2002 a julho de 2006 e setembro de 2007 a novembro de 2008, para as altitudes de 96 km (superior), 90 km (meio) e 84 km (inferior).