



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE

CENTRO DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA

**ESTRUTURA DOS VENTOS MÉDIOS E DAS MARÉS ATMOSFÉRICAS NA
REGIÃO METEÓRICA SOBRE O CARIRI PARAIBANO**

SAMARA OLINTO MONTENEGRO

CAMPINA GRANDE – PB

Junho de 2007

**ESTRUTURA DOS VENTOS MÉDIOS E DAS MARÉS ATMOSFÉRICAS NA
REGIÃO METEÓRICA SOBRE O CARIRI PARAIBANO**

Dissertação apresentada ao Curso de
Mestrado em Meteorologia da Universidade
Federal de Campina Grande em cumprimento
às exigências para a obtenção do Grau de
Mestre em Meteorologia.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Orientadores: Prof. Dr. Ricardo Arlen Buriti da Costa
Prof. Dr. Amauri Fragoso de Medeiros

Mestranda: Samara Olinto Montenegro

M777e Montenegro, Samara Olinto
Estrutura dos ventos medios e das mares atmosfericas na
regiao meteorica sobre o Cariri Paraibano / Samara Olinto
Montenegro.- Campina Grande, 2007.
131 f. : il.

Dissertacao (Mestrado em Meteorologia) - Universidade
Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos
Naturais.

1. Ventos (Meteorologia) - I. Costa, Ricardo Arlen
Buriti da, Dr. II. Medeiros, Amauri Fragoso de, Dr. III.
Universidade Federal de Campina Grande - Campina Grande
(PB) IV. Título


CDU 551.55(813.3)(043)


SAMARA OLINTO MONTENEGRO


ESTRUTURA DOS VENTOS MÉDIOS E DAS MARÉS ATMOSFÉRICAS NA
REGIÃO METEÓRICA SOBRE O CARIRI PARAIBANO

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 28/06/2007

BANCA EXAMINADORA


Prof. Dr. RICARDO ARLEN BURITI DA COSTA
Unidade Acadêmica de Física
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. LOURIVALDO MOTA LIMA
Departamento de Física
Universidade Estadual da Paraíba


Prof. Dr. AÉCIO FERREIRA DE LIMA
Unidade Acadêmica de Física
Universidade Federal de Campina Grande

*“Confia ao Senhor as tuas obras,
e os teus desígnios serão
estabelecidos.”*

Provérbios 16: v.3

*“A mente que se abre a uma nova
idéia jamais volta ao seu tamanho
original.”*

Albert Einstein.

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a *Deus* por ter colocado em minha vida as pessoas certas no momento certo.

Dedico também a minha família que sempre me apoiou nos momentos mais difíceis de minha vida, em especial a minha mãe *Valdeli Olinto Montenegro*.

AGRADECIMENTOS

A Deus, por dar-me saúde e força para superar as dificuldades e a finalizar mais uma etapa da minha vida.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, pelo apoio concedido através da bolsa.

Aos meus orientadores Prof. Dr. Ricardo Arlen Buriti da Costa e ao Prof. Dr. Amauri Fragoso de Medeiros pela orientação e contribuição na elaboração e conclusão deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Lourivaldo Mota Lima pela grande contribuição dada a este trabalho e pelos inúmeros momentos de motivação e atenção que me foi dado, muito obrigada!

A José Augusto cujo ininterrupto trabalho no OLAP produziu os dados que baseou esta pesquisa.

Aos professores da Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (UACA), durante o cumprimento das disciplinas do curso.

Pelo amor, apoio, compreensão e carinho de toda a minha família.

Ao meu namorado Carlos Vinicius Nascimento Lira pelo grande apoio, compreensão e incentivo prestado em todo o momento que precisei.

Aos meus amigos do grupo Aerolume pelas infinitas trocas de idéias fica o meu agradecimento a Igo, Fábio, Edvaldo, Elialdo e em especial a Fernanda, e a Jair Stefanini pela nossa união.

Aos meus amigos de curso Cícera, Lincoln, Francisco Assis, Lindbergue, prof. Genival, Leidiane, Wallace, Roberto Alan, Robson, Rita Micheline, Patrícia, pela companhia, apoio e compreensão durante o curso e pelas amizades construídas.

A funcionária Divanete Cruz Rocha pela grande atenção e assistência que me foi dada.

E a todos que de alguma maneira, contribuíram para o término desta dissertação fica o meu ***muito obrigada!!!***

RESUMO

O estudo da região equatorial da alta mesosfera e baixa termosfera (MLT), compreendida entre 80 e 110 km de altitude, é de grande importância científica, pois, nos permite conhecer a climatologia da atmosfera através de oscilações, tais como: ondas de gravidade, ondas planetárias e ondas de marés. O comportamento dos ventos na região da MLT já vem sendo estudado na região do Cariri paraibano desde junho de 2004 quando foi instalado um radar meteorológico, a fim de investigar o comportamento dos ventos médios e das marés diurna, semidiurna e terdiurna (amplitudes e fases) em ambas as componentes, zonal e meridional. Os dados apresentados neste trabalho foram obtidos entre agosto de 2004 e agosto de 2006. Os dados dos ventos observados foram comparados com os modelos HWM93 e CIRA, enquanto que, as amplitudes e fases das marés observadas, foram comparadas com os modelos GSWM00. Os ventos médios meridionais apresentaram comportamento anual com predominância para a direção Sul, enquanto que, os ventos zonais apresentaram um comportamento semi-anual, com tendências para Oeste. Em ambas as componentes, foram observadas uma razoável concordância com os dados previstos pelo modelo HWM93, porém, o modelo CIRA apresentou fraca concordância com os dados observados. A maré diurna apresentou, em ambas as componentes, oscilações semi-anuais, mostrando concordância com o modelo GSWM00. Enquanto isso, a maré semidiurna meridional mostrou característica semi-anual com valores mais pronunciados em altitudes próximas de 99 km e, uma tendência anual com mínimos nos meses de janeiro. Por outro lado, a componente zonal apresentou uma tendência anual com máximos valores em novembro. A fase das marés diurnas e semidiurnas em ambas as componentes, apresentou comportamento sazonal. As amplitudes das marés terdiurnas, em ambas as componentes, são muito pequenas o que torna impossível observar um comportamento nas fases terdiurnas.

ABSTRACT

The equatorial region of the upper mesosphere and low thermosphere (MLT), which extended from 80 up to 110 km of the altitude, is of great importance to the atmospheric science because a lot of physical and chemistry phenomena occur in that region. Related to this work, we can mention the natural oscillations, such as, gravity, planetary and tide waves which are responsible for the general circulation of wind at those altitudes. The winds in the region of the MLT over Cariri have being observed since June 2004 when a meteor radar was installed in that region. The goal of this work was to study zonal and meridional winds and tides waves (amplitude and phase of diurnal, semidiurnal and terdiurnal tides) in order to describe the behavior of those physical parameters for about two years of data, more specifically from August 2004 to August 2006. The data of the observed winds had been compared with HWM93 and CIRA models, whereas, the amplitudes and phases of the observed tides, had been compared with GSWM00 model. The meridional mean winds had presented annual behavior with southward tendency, whereas, the zonal winds had presented semiannual behavior, with westward tendency. Both components presented a good agreement with HWM93 model. However to CIRA model which showed weak agreement with observed data. In despite of diurnal tide amplitude, both components presented a clear semiannual behavior and a good agreement with GSWM00 model was observed. On the other hand, the amplitude of semidiurnal tide showed different behaviors depending on the component, for example: the meridional presented semiannual oscillation more pronounced about 99 km and annual trend with minimum in January, but, the zonal component presented an annual trend with maximum values in November. The phase of diurnal and semidiurnal tides of both components, presented a seasonal behavior also. Because the amplitude of terdiurnal tides of both components were very small, it was impossible to observe a regular behavior of terdiurnal phases.

SUMÁRIO

	Pág.
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABELAS	xvi
LISTA DE SÍMBOLOS	xvii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	19
1.1. - Estrutura Básica da Atmosfera	21
CAPÍTULO 2 - MARÉS ATMOSFÉRICAS	26
2.1. - Aspectos Históricos	26
2.2. - Teoria Clássica das Marés	28
2.2.1. - Equações Básicas da Hidrodinâmica	29
2.2.2. - A Estrutura da Equação Vertical: Uma Solução Forçada	35
2.2.3. - Excitação das Marés	40
2.2.4. - Soluções para a Maré Solar Semidiurna e Diurna	42
2.2.4.1. - Maré solar migrante semidiurna	45
2.2.4.2. - Maré solar migrante diurna	46
2.3. - Modelos Numéricos	47
2.3.1. - O modelo do Forbes (1982)	47
2.3.2. - O modelo GSWM	48
2.3.3. - Modelo CMAM (Canadian Middle Atmosphere Model)	51
2.4. - Marés Atmosféricas: Aspectos Observados	51
CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA E INSTRUMENTAÇÃO	57
3.1. - Meteoros	57
3.1.1. - Distribuição dos meteoros	59
3.2. - Técnicas de Medidas	61
3.2.1. - Radar Meteorico	63
3.2.1.1. - Alcance do Eco	64
3.2.1.2. - Princípio Doppler	65
3.2.1.3. - Técnica Interferométrica	67
3.2.1.4. - Ambigüidade na direção dos meteoros	68
3.3. - Determinação do Vento	68
3.3.1. - Cálculo das Componentes do Vento	69
3.3.2. - Determinação das Amplitudes e Fases das Marés Atmosféricas	70
3.4. - Radar Meteorico de São João do Cariri	73
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	77
4.1. - Ventos Médios	78
4.1.1. - Vento Médio Meridional	78
4.1.2. - Vento Médio Zonal	80
4.1.3. - Discussão	83
4.2. - Marés Atmosféricas	86
4.2.1. - Marés Diurnas	86
4.2.1.1. - Amplitudes das Marés Diurnas para a Componente Meridional	86

4.2.1.2. -	<i>Amplitudes das Marés Diurnas para a Componente Zonal.....</i>	90
4.2.2. -	Marés Semidiurnas.....	92
4.2.2.1. -	<i>Amplitudes das Marés Semidiurnas para a Componente Meridional.....</i>	92
4.2.2.2. -	<i>Amplitudes das Marés Semidiurnas para a Componente Zonal....</i>	94
4.2.3. -	Marés Terdiurnas.....	95
4.2.3.1. -	<i>Amplitudes das Marés Terdiurnas para a Componente Meridional e Zonal.....</i>	96
4.3. -	Razão entre a maré diurna sobre a maré semidiurna.....	97
4.4. -	Fases das Marés Atmosféricas.....	100
4.4.1. -	Fase da Maré Diurna.....	100
4.4.2. -	Fase da Maré Semidiurna.....	102
4.4.3. -	Fase da Maré Terdiurna.....	106
4.5. -	Amplitudes e Fases das marés atmosféricas em perfil vertical.....	107
4.5.1. -	Amplitudes das Marés Diurnas.....	107
4.5.2. -	Fases das Marés Diurnas.....	108
4.5.3. -	Amplitudes das Marés Semidiurnas.....	112
4.5.4. -	Fases das Marés Semidiurnas.....	115
4.5.5. -	Amplitudes das Marés Terdiurnas.....	115
4.5.6. -	Fases das Marés Terdiurnas.....	116
4.6. -	Erro Médio.....	119
CAPÍTULO 5 -	CONCLUSÕES.....	121
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	124

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 -	Perfil vertical da temperatura na atmosfera terrestre distribuída em camadas.	20
Figura 2.1 -	Comprimento de onda vertical para cada modo (s,n) . A figura superior representa os modos para a maré diurna e, a inferior os modos para a maré semidiurna.	38
Figura 2.2 -	Distribuição vertical da excitação térmica (esquerda) devido ao vapor (V1) e o ozônio (V2); distribuição latitudinal (direita) para o vapor (H1) e ozônio (H2).	41
Figura 2.3 -	Função normalizada para a maré diurna. TOPO: Funções de Hough; CENTRO: Função de expansão do vento zonal; INFERIOR: Função de expansão do vento meridional.	43
Figura 2.4 -	Função normalizada para a maré semidiurna. TOPO: Funções de Hough; CENTRO: Função de expansão do vento zonal; INFERIOR: Função de expansão do vento meridional.	44
Figura 3.1 -	(a) Trilha de Meteoro e (b) Chuva de Meteoros.	58
Figura 3.2 -	Distribuição dos meteoros por altura em quilômetro (ordenada). No eixo x esta o número de meteoros (x1000) detectados e no eixo y a altitude. Imagem do dia 26 de maio de 2006.	60
Figura 3.3 -	Representação da Terra penetrando uma nuvem de partículas meteóricas.	61
Figura 3.4 -	Esquema representando o funcionamento do radar meteórico e configuração das antenas transmissora e receptora do radar meteórico SKIYMET.	64
Figura 3.5 -	Representação da geometria utilizada para medir a velocidade do vento radial com o deslocamento Doppler.	70
Figura 3.6 -	Localização de São João do Cariri-PB (7,4°S; 36,5°O), Cachoeira Paulista – SP (22,7°S; 45°O) e Santa Maria - RS (29,7°S; 53,7°O) na Terra. FONTE: Google Earth.	73
Figura 3.7 -	Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba – OLAP, com visão das antenas receptoras (a), e uma antena transmissora (b).	75

Figura 3.8 -	Esquema do espaçamento das antenas receptoras.	75
Figura 3.9 -	Módulo de Aquisição dos dados em São João do Cariri.	76
Figura 4.1-	Seção transversal da altitude em função do tempo dos ventos meridionais observados em São João do Cariri-PB (acima), no período compreendido entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e o mesmo observado para o modelo HWM-93 (abaixo). Os ventos (-) sopram para o sul e os ventos (+) para o norte.	80
Figura 4.2 -	Seção transversal da altitude em função do tempo dos ventos zonais observados em São João do Cariri (superior) entre agosto de 2004 e agosto de 2006, e o mesmo é observado para os modelos HWM-93 (centro) e o CIRA (inferior). Os ventos (-) sopram para o oeste e os ventos (+) para o leste.	82
Figura 4.3 -	Seção transversal da altitude em função do tempo da maré diurna para a componente meridional observadas em São João do Cariri (acima) entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e o modelo GSWM00 (inferior).	89
Figura 4.4 -	Seção transversal da altitude em função do tempo da maré diurna para a componente zonal observados em São João do Cariri (acima) entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e o modelo GSWM00 (inferior).	91
Figura 4.5 -	Seção transversal da altitude em função do tempo da maré semidiurna para a componente meridional observados em São João do Cariri (acima) entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e o modelo GSWM00 (inferior).	93
Figura 4.6 -	Seção transversal da altitude em função do tempo da maré semidiurna para a componente zonal observados em São João do Cariri (acima) entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e o modelo GSWM00 (inferior).	95
Figura 4.7 -	Seção transversal da altitude em função do tempo da maré terdiurna para a componente meridional (inferior) e zonal (superior) observados em São João do Cariri entre agosto de 2004 e agosto de 2006.	97

- Figura 4.8 -** Razão entre as amplitudes médias anuais da maré diurna e a semidiurna observadas em São João do Cariri compreendido entre o período de agosto de 2004 a agosto de 2006, (a) representa à média dos dois anos observados para a componente meridional e zonal, (b) a média de cada ano para a componente meridional, (c) a média de cada ano para a componente zonal, (d) representa os dados previstos pelo modelo GSWM00 para as componentes, meridional e zonal, (e) comparação dos dados observados com o modelo GSWM00 para a componente meridional e (f) mesmo de (e) para a componente zonal. 98
- Figura 4.9 -** Fases (hora de máximo) da maré diurna para a componente zonal (acima) e meridional (abaixo) variando ao longo do ano (meses) e em altitude (km), observadas em São João do Cariri entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006. 102
- Figura 4.10 -** Fases (hora de máximo) da maré semidiurna para a componente zonal (acima) e meridional (abaixo) variando ao longo do ano (meses) e em altitude (km), observadas em São João do Cariri entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006. 104
- Figura 4.11 -** Fase terdiurna em hora local para a componente zonal (esquerda) e meridional (direita) observados em São João do Cariri entre de agosto 2004 a agosto de 2006. 106
- Figura 4.12 -** Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré diurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente zonal. 110
- Figura 4.13 -** Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré diurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente meridional. 111
- Figura 4.14 -** Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré semidiurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente zonal. 113

- Figura 4.15** - Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré semidiurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente meridional. 114
- Figura 4.16** Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré terdiurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente zonal. 117
- Figura 4.17** - Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré terdiurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente meridional. 118

LISTA DE TABELAS

	Pág.
Tabela 2.1 - Nomenclatura dos modos de propagação para a maré diurna e semidiurna. A coluna (s,n) indica a nomenclatura usada no trabalho de Chapman e Lindzen (1979) para os modos de marés, em que s representa o número de onda zonal e n o número de onda meridional. As demais colunas representam à profundidade equivalente, h_n , o comprimento de onda vertical, λ_z , para uma atmosfera isotérmica em 256 k, e a descrição pertinente para cada onda.	39
Tabela 4.1 - Mostra os comprimentos de ondas na vertical (km/h e km/dia) para cada mês observado entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006 para as marés atmosféricas diurna, semidiurna e terdiurna para as componentes zonal e meridional.	105
Tabela 4.2 - Representa a média mensal e a média do erro das marés atmosféricas no período observado entre agosto de 2004 e agosto de 2006 para a componente diurna, semidiurna e terdiurna para cada altitude estudada.	120

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Raio da Terra
c	Velocidade da luz no vácuo
c_p	Calor específico do gás à pressão constante
c_v	Calor específico do gás à volume constante
$d\varphi/dt$	Taxa de variação da fase
f	Parâmetro de Coriolis
f	Frequência normalizada ($= \sigma/2\Omega$)
f_0	Parâmetro de Coriolis no estado básico
f_1	Perturbação no parâmetro de Coriolis
f_d	Frequência do deslocamento Doppler
f_R	Frequência do radar
F	Operador em θ
G	$-\frac{1}{\gamma p_0} \frac{Dp}{Dt}$
$\frac{Dp}{Dt}$	Derivada Total
g	Aceleração da gravidade
h_n	Profundidade equivalente
$h_n^{\sigma,s}$	Constante de separação
H	Altura de escala
\vec{I}_{Ri}	Vetor linha de visão do radar
J ou $J^{\sigma,s}$	Aquecimento diabático por unidade de massa
$L_n^{\sigma,s}$	Variação vertical de G
p	Pressão Atmosférica
p_0	Pressão no estado básico
p_1	Perturbação na pressão
R_R	Distância do rastro meteórico
R	Constante dos Gases, Alcance e Amplitude
s	Número de onda zonal
t	Tempo
T	Período, Temperatura
T_0	Temperatura no estado básico
T_1	Perturbação da temperatura
T_R	Intervalo de tempo entre a transmissão e a recepção do sinal

u	Vento zonal
v	Vento meridional
V	Vento médio
V_R	Velocidade Radial
V_{Ri}	Projeção do vetor velocidade média do vento
V_1	Amplitude da maré diurna
V_2	Amplitude da maré semidiurna
V_3	Amplitude da maré terdiurna
w	Vento vertical
x	Altura reduzida
z	Altura
α	Número de onda vertical
β	Ângulo zenital
γ	Relação entre o calor específico à pressão constante e calor específico a volume constante
ε	Valor residual
θ	colatitude
κ	$(\gamma - 1)/\gamma = 1,4$
λ	longitude
λ_R	Comprimento de onda do radar
λ_z	Comprimento de onda vertical
μ	$\cos \theta$
ρ	Densidade atmosférica
ρ_0	Densidade no campo básico
ρ_1	Perturbação na densidade
σ	Velocidade angular
φ	Ângulo azimutal
χ	Divergente da velocidade
ω	Frequência de oscilação
ϕ_1	Fase da maré diurna
ϕ_2	Fase da maré semidiurna
ϕ_3	Fase da maré terdiurna
$\Theta_n^{\sigma, s}$	Função de Hough
Ω	Rotação da Terra

1. INTRODUÇÃO

A atmosfera terrestre possui uma estrutura vertical extremamente variável quanto aos seguintes aspectos: composição, temperatura, umidade, pressão, ventos, etc. É usual classificar a atmosfera de acordo com o perfil vertical de temperatura e composição iônica e eletrônica (Wrasse, 2000 e Machado, 2002).

A atmosfera é dividida em camadas onde cada uma delas apresenta suas próprias características; esta divisão é feita de modo que a energia incidente numa camada seja igual à energia emitida para as camadas adjacentes. A Figura 1.1 mostra a distribuição vertical da temperatura na atmosfera. As camadas da atmosfera interagem entre si, trocando propriedades, não possuindo limites físicos que as separam, sendo assim, o que ocorre na superfície inferior está relacionado com as camadas superiores.

A *Troposfera* é a camada mais baixa da atmosfera que se estende desde do solo até altitudes de 15km (depende da latitude), portanto, é a região mais importante sob o ponto de vista meteorológico. Esta camada é aquecida principalmente pela absorção de radiação de ondas longas (comprimentos de onda de 3 a 200 μm) emitida pela superfície terrestre, esta, por sua vez, é aquecida pela absorção da radiação solar (ondas curtas com

comprimentos de onda de 0,2 a 3 μm), por isto, que a superfície do solo é considerada como fonte de calor para a troposfera. A temperatura nesta região tende a decrescer com a altitude (cerca de $6,5^\circ \text{C/km}$) até um mínimo denominado de tropopausa, esta é a camada intermediária entre a troposfera e a estratosfera, onde a sua principal característica é a isotermia.

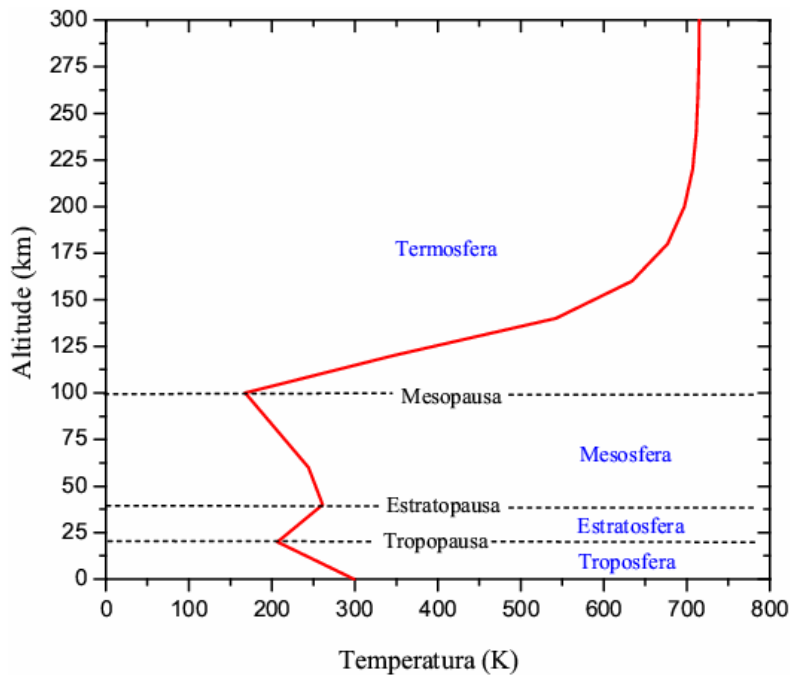


Figura 1.1 – Perfil vertical anual médio da temperatura em $7,4^\circ\text{S}$ e $36,5^\circ\text{O}$ (dia 01 de abril de 2006) e a atmosfera terrestre distribuída em camadas. Os valores foram tomados pelo modelo MSIS-90.

Acima da tropopausa encontra-se a *Estratosfera*, esta camada se estende do solo até 50 km de altitude, a temperatura aumenta com a altitude, atingindo cerca de 260K em torno de ~40 km. Nesta região contém ozônio que absorve radiação ultravioleta (UV) do Sol. A partir de 50 km, a temperatura volta a decrescer até atingir um mínimo de ~170K em torno de 90 km. Esta camada é chamada de *Mesosfera* e o contorno superior é

denominada de mesopausa. A principal fonte de calor é a absorção do UV pelo ozônio próximo a estratopausa (limite superior da estratosfera), há pouca absorção da radiação UV resultando no decréscimo da temperatura devido à expansão do ar.

Acima da mesopausa está a *Termosfera* que se estende até 400 km de altitude; nesta camada a temperatura aumenta rapidamente com a altitude. É a camada mais quente, uma vez que as raras moléculas de ar absorvem a radiação do Sol. As temperaturas no topo chegam a 2.000K.

A atmosfera também é estruturada segundo os seus processos físicos em:

1. *Homosfera* - se estende desde o solo até uma altitude de aproximadamente 100 km. Nesta região a mistura dos gases majoritários (N_2 e O_2) é praticamente constante, isto é, a cada altitude, a proporção de mistura se mantém constante e, além disto, predomina a difusão turbulenta. A homosfera é composta principalmente de nitrogênio molecular (N_2 , ~78%), de oxigênio molecular (O_2 , 21%), e de argônio, (Ar , ~1,3%). Ainda são encontrados, embora em quantidade pouco abundante, o dióxido de carbono (CO_2), vapor d'água (H_2O), e ozônio (O_3), os quais são muito importantes, dada a capacidade de absorver radiação solar direta (Kirchhoff, 1991).

2. *Heterosfera* – camada entre 100 a 500 km, onde predomina a difusão molecular. Os gases, nesta região, se distribuem de acordo com as suas próprias escalas de altitude, e não há mais a mistura proporcional.

3. *Exosfera* – camada acima de 500 km de altitude. É a camada mais externa da atmosfera, e zona de transição com o espaço exterior. Extremamente rarefeita, composta de

50% de hidrogênio e 50% de hélio suas temperaturas são em torno de 1000° C, devido à grande presença de plasma.

A atmosfera também acompanha os movimentos de rotação e translação da Terra, além do aquecimento diferencial em altitude. Estes movimentos produzem acúmulo de energia em diversos pontos da atmosfera, gerando movimentos ondulatórios na atmosfera. Dentre estas oscilações estão as *ondas de gravidade*, *marés atmosféricas* e *ondas planetárias*, estas são as principais oscilações de interesse geofísico no campo da dinâmica.

As *ondas de gravidades* são oscilações que compreendem períodos entre 5 minutos e várias horas, surgem principalmente na baixa atmosfera, a partir da perturbação do balanço entre a força de gravidade e a força devido ao gradiente de pressão (balanço hidrostático) e se propagam até a alta atmosfera.

As *marés atmosféricas* são variações harmônicas de escala global com períodos de um dia solar ou lunar, podendo ser migrantes, acompanhando o movimento aparente do Sol em torno da Terra ou não migrante, ou seja, não acompanham o movimento do Sol. As marés lunares são aquelas produzidas pela ação gravitacional do Sol ou da Lua, enquanto que as marés solares são produzidas pela ação térmica, ou seja, pela absorção da radiação solar infravermelha através do vapor de água na troposfera e pela absorção da radiação solar ultravioleta através do ozônio na estratosfera.

As *ondas planetárias* são ondas de escala global, com períodos da ordem de dias, a sua origem ainda não é bem definida, mas acredita-se que se dá pela interação linear com outras ondas. Beer (1974) relaciona como fontes geradoras das ondas planetárias os

processos convectivos, interações não lineares entre marés atmosféricas e ondas de gravidade ou modos diferentes de marés atmosféricas e o aquecimento diferencial entre continentes e oceanos além das variações topográficas.

O estudo dos processos dinâmicos na região da alta mesosfera e baixa termosfera (MLT) compreendida entre 80 e 110 km de altitude em São João do Cariri (7,4°S; 36,5°O) é de grande importância, pois permite fazer o mapeamento climatológico da atmosfera e é realizado em termos da propagação de ondas atmosféricas tais como: ondas planetárias, ondas de gravidade e marés atmosféricas.

A região próxima da mesopausa é caracterizada por comportar uma variedade de oscilações periódicas de diferentes escalas de espaço e tempo, que estão superpostas nos ventos médios. Os ventos médios são oscilações de períodos longos, quase estacionários, e que compõem a atmosfera de fundo (vento básico), portanto, o vento médio é a média mensal do vento horário. O comportamento dos ventos na região mesosférica sobre a região equatorial brasileira já vem sendo estudado desde que o radar meteórico foi instalado em São João do Cariri-PB desde julho de 2004.

Os modelos teóricos que descrevem a dinâmica dos ventos na região da MLT apresentam imprecisão principalmente na região equatorial onde os dados para validar os modelos ainda são escassos, enquanto que, no Hemisfério Norte para médias e altas latitudes, já se tem um bom conhecimento da climatologia na região mesosférica.

A investigação da média atmosfera pode ser feita utilizando-se várias técnicas. Dentre estas técnicas encontram-se o uso de *balões, foguetes e de aviões* que fornecem boa

resolução em altitude. Os *balões meteorológicos*, que já vem sendo usado há 40 anos, transportam um conjunto de instrumentos que mede temperatura, pressão, umidade, direção e velocidade do vento transmitindo via rádio as medições à estação e podem atingir altitudes de até 40 km; os *foguetes* fazem medidas entre 20 e 500 km de altitude e medem temperatura do ar, ventos, composição iônica entre outros parâmetros. Os *aviões* realizam medições e podem atingir altitudes de 20 km, mas os seus vôos são muito dispendiosos. É difícil obter dados contínuos com o uso de balões, foguetes e aviões devido ao alto custo de cada lançamento. Estas técnicas possuem instrumentos ópticos, tais como: o *fotômetro*, *espectrômetro de rede de difração*, *interferômetro de Fabry-Perot*, *interferômetro de Michelson* e *imageadores*. Tais instrumentos permitem o monitoramento de parâmetros atmosféricos como temperatura, ventos e propagação de ondas na mesosfera e termosfera (Machado, 20002).

A observação de solo através de ondas de rádio, por sua vez, permite fornecer dados contínuos com boa resolução temporal e boa resolução vertical. Técnicas de investigação da atmosfera utilizando radares têm se popularizado devido aos resultados importantes que esses equipamentos podem fornecer.

O objetivo desta Dissertação foi estudar a região da mesosfera e baixa termosfera (MLT), onde estão localizadas os ventos médios e; através destes, analisar as amplitudes e fases das marés atmosféricas diurnas, semidiurnas e terdiurnas e fazer uma comparação dos dados observados dos ventos com os modelos HWM-93 (Horizontal Wind Model) e o CIRA (COSPAR International Reference Atmosphere) e das marés com o modelo GSWM-00 (Global Scale Wave Model).

Os dados utilizados neste trabalho foram obtidos por um radar meteórico instalado no Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba – OLAP (7,4°S; 36,5°O) em São João do Cariri, no período de agosto de 2004 a agosto de 2006 através de observações dos ventos médios. Com este radar meteórico é possível determinar os parâmetros atmosféricos, como temperatura, velocidade de ventos, entre outros, a partir do movimento dos traços ionizados dos meteoros.

Este trabalho é composto por esta introdução, e por mais 4 Capítulos cuja descrição é feita a seguir:

Capítulo 2 – neste Capítulo é apresentado um histórico das observações das marés atmosféricas e um relato das observações encontradas no meio científico e também são apresentados os modelos utilizados para fins de comparação;

Capítulo 3 – são descritas a instrumentação e metodologia utilizada e uma descrição da região meteórica;

Capítulo 4 – neste Capítulo são apresentados a análise dos dados e os resultados obtidos em São João do Cariri e a comparação dos dados observados com os modelos e com outras localidades;

Capítulo 5 – são apresentadas as conclusões do trabalho.

2. MARÉS ATMOSFÉRICAS

2.1. Aspectos Históricos

A atmosfera terrestre comporta oscilações com períodos definidos denominadas de marés atmosféricas, que são decorrentes do aquecimento solar o qual não é distribuído de forma contínua na atmosfera, assim, forças restauradoras (empuxo, força de Coriolis e a própria rotação da Terra) atuam para proporcionar o equilíbrio deste aquecimento, ocasionando movimentos de subida e descida na atmosfera. A atração do Sol e da Lua também proporcionam oscilações, porém, com menores intensidades.

Os gregos Aristóteles (em 350 a.C.) e Pytheas (em 320 a.C.) tentaram explicar os movimentos de subida e descida das marés oceânicas com a força de atração da Lua. O navegador grego Pytheas, em uma de suas viagens pelo mar mediterrâneo observou no movimento de subida e descida nas águas do oceano um regime semidiurno, também relacionou que uma das subidas coincidia com a passagem da Lua, esta exercia uma atração sobre a água do oceano. O Frei Franciscano Roger Bacon, no ano de 1250 d.C., seguindo a concepção ptolomaica do universo, tentou explicar a ocorrência da segunda maré a qual ocorre na face oposta da Lua. Ele adotou a concepção de universo em

que o Sol, a Lua e os planetas se moviam num espaço entre a esfera de cristal (onde as estrelas de encontravam – *primum móbile*) e a Terra. Ele sugeriu que a Lua emitia raios de atração; os raios que atingisse a face da Terra voltada para Lua, puxavam a água e provocava a maré alta, por outro lado, aqueles que não atingissem a Terra alcançariam a esfera de cristal, e alguns raios refletidos atingiriam a face oposta da Terra.

Diante de tantas explicações, quem forneceu uma grande contribuição para explicar tais fenômenos foi o Físico Isaac Newton, no século XVII; ele sugeriu que as marés eram conseqüências da força da ação gravitacional do Sol e da Lua (Chapman e Lindzen, 1970). Durante o século XVIII os sucessores de Newton desenvolveram a dinâmica da astronomia para o sistema solar, e tentaram explicar os movimentos planetários. A Teoria das marés oceânicas foi retomada por Pierre Laplace, por volta do século XVIII, que a incluiu no seu Tratado sobre a Mecânica Celeste. A Teoria proposta por Laplace, posteriormente, foi a mais apropriada para explicar as marés atmosféricas do que as marés oceânicas, devido às condições de contorno do mar (Chapman e Lindzen, 1970).

Em 1825, Laplace efetuou um estudo mais detalhado das marés quando estudou medidas de pressão de várias estações de medidas, e concluiu que a origem destas marés atmosféricas era térmica, e seu período era de meio dia solar. Portanto, Laplace concluiu que a influência da atração gravitacional do Sol e da Lua era bem menos intensa que a influencia térmica. No entanto, um problema ainda não tinha sido resolvido, a maré atmosférica apresentada na forma de uma variação barométrica, possui um ciclo semidiurno, enquanto o seu forçante, o aquecimento solar, possui um ciclo diurno, com máximo no meio dia. Em 1882, surgiu à primeira explicação para tal problema. O Lord Kelvin concordando com Laplace sobre a origem térmica das marés atmosféricas, elaborou

a Teoria da Ressonância, na qual propõe que deveriam existir modos livres de oscilações com períodos próximos da 12 horas, ele supôs isto baseado no fato de que os períodos de ressonância são dependentes da estrutura térmica da atmosfera, salientando que a estrutura da atmosfera nesta época possuía perfis pouco precisos, que permitiam a existência de modos de ressonância próximos de 12 horas.

Atualmente com o surgimento de novas técnicas de observação foi possível obter uma estrutura mais detalhada da atmosfera, apresentando fatores de excitação que não foram considerados nas antigas teorias, como a composição química da atmosfera, o movimento de rotação e a circulação geral dos constituintes atmosféricos. Diante destas novas técnicas de observações passou-se a acreditar que a principal causa das marés atmosféricas seria a absorção da radiação solar pelo ozônio na estratosfera e pelo vapor de água na troposfera, e os efeitos na pressão superficial que são gerados pela componente semidiurna seriam mais intensos que as geradas pela componente diurna.

A partir de 1970, a teoria sobre as marés atmosféricas foi aperfeiçoada e os efeitos dissipativos da atmosfera foram incluídos, em especial, os ocorridos na baixa atmosfera. A incorporação destes novos efeitos dissipativos tornou as equações mais complexas não sendo possível separar em estrutura vertical e horizontal como proposto pela Teoria Clássica das Marés (Chapman e Lidzen, 1970). Desta forma a solução só pode ser por métodos numéricos.

2.2. Teoria Clássica das Marés

O estudo dos movimentos ondulatórios numa esfera em rotação tem como base a “Teoria de Maré de Laplace”. A Teoria Clássica das Marés calcula a resposta da atmosfera à excitação gravitacional e térmica. Este trabalho está concentrado nas perturbações de origem térmica, apesar de se ter uma contribuição dos efeitos gravitacionais, estes se tornam pequenos quando comparados com as perturbações de origem térmica (Chapman e Lindzen, 1970).

2.2.1. Equações Básicas da Hidrodinâmica

A Teoria Clássica das marés utiliza as equações básicas da hidrodinâmica em um sistema de coordenadas esféricas, algumas simplificações são adotadas:

- a) O movimento da atmosfera pode ser descrito pelas equações de Navier-Stokes para o gás compressível expressos em coordenadas esféricas girantes com a Terra.
- b) A atmosfera está em equilíbrio Termodinâmico.
- c) A atmosfera está em equilíbrio hidrodinâmico ($\frac{\partial p_1}{\partial z} = -g\rho_1$), isto implica que, as acelerações na vertical são pequenas quando comparadas com a gravidade (g).
- d) A atmosfera é considerada um gás perfeito ($p=\rho RT$), em que, p , ρ , T e R denotam a pressão, a densidade e a temperatura (K) e a constante universal dos gases.

- e) São ignorados a elipsidade, a topografia da superfície da Terra, os processos dissipativos tais como: arraste iônico, viscosidade turbulenta e molecular, e a transferência radiativa.
- f) Os campos atmosféricos são considerados perturbações linearizadas, $f = f_0 + f'$, em que, f_0 são os estados básicos, estacionários, e f' a contribuição das marés. O fluxo básico \vec{V}_0 é considerado zero, de modo que T_0 , p_0 e ρ_0 são independentes da latitude e longitude, dependendo apenas da altitude (z). Os campos básicos de p_0 e ρ_0 obedecem à lei da hidrostática:

$$p_0(z) = p_0 e^{-x}$$

$$\rho = P_0 / gH$$

Em que, T_0 é a distribuição da temperatura básica, $H = RT_0/g$ é a escala de altura e

$x = \int_0^z \frac{dz}{H}$ a altura reduzida. Fazendo $p = p_0 + p'$, $\rho = \rho_0 + \rho'$, $T = T_0 + T'$, $u_\theta = v$, $u_\lambda = u$

e $u_z = w$, em que u , v e w é o vento zonal, meridional e vertical, respectivamente. Após estas simplificações, obtemos uma série de equações que descrevem os movimentos ondulatórios numa esfera em rotação as quais assumem as seguintes formas:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - 2\Omega v \cos \theta = -\frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{p_1}{\rho_0} \right) \quad (\text{momento zonal}) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + 2\Omega u \cos \theta = -\frac{1}{a \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{p_1}{\rho_0} \right) \quad (\text{momento meridional}) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial p_1}{\partial z} = -g \rho_1 \quad (\text{equilíbrio hidrostático}) \quad (2.3)$$

$$\frac{D\rho}{Dt} = \frac{\partial\rho_1}{\partial t} + w\frac{d\rho_0}{dz} = -\rho_0\chi \quad (\text{continuidade}) \quad (2.4)$$

$$\chi = \nabla \cdot \vec{V} = \frac{1}{a\sin\theta} \frac{\partial}{\partial\theta}(v\sin\theta) + \frac{1}{a\sin\theta} \frac{\partial}{\partial\lambda} + \frac{\partial w}{\partial z} \quad (\text{divergente da velocidade}) \quad (2.5)$$

$$\frac{R}{\gamma-1} \frac{DT}{Dt} = \frac{R}{\gamma-1} \left(\frac{\partial T_1}{\partial t} + w\frac{dT_0}{dz} \right) = \frac{gH}{\rho_0} \frac{D\rho}{Dt} + J \quad (\text{energia}) \quad (2.6)$$

Em que, θ é a colatitude, p_1 perturbação na pressão, ρ_1 perturbação na densidade, T_1 perturbação na temperatura, p_0 pressão no estado básico, ρ_0 densidade no estado básico, T_0 temperatura no estado básico, a o raio da Terra, Ω é a rotação da Terra, χ divergente da velocidade, λ longitude, c_v calor específico do gás a volume constante, c_p calor específico à pressão constante ($\gamma = c_p/c_v = 1,4$), J aquecimento diabático, z altitude, t tempo e u , v e w é o vento zonal, meridional e vertical, respectivamente.

A equação do estado na sua forma linearizada é dada por:

$$\frac{p_1}{p_0} = \frac{T_1}{T_0} = \frac{\rho_1}{\rho_0} \quad (\text{gases perfeitos}) \quad (2.7)$$

Combinando as equações (2.6) e (2.7) para eliminar T_1 , tem-se:

$$\frac{Dp}{Dt} = \gamma gH \frac{D\rho}{Dt} + (\gamma-1)\rho_0 J \quad (2.8)$$

As soluções das marés procuradas são periódicas no tempo e longitude, ou seja, podem ser expressas na forma:

$$\{u, v, w, p_1, \rho_1\} = \{u^{\sigma,s}, v^{\sigma,s}, w^{\sigma,s}, p_1^{\sigma,s}, \rho_1^{\sigma,s}\} e^{i(\sigma t + s\lambda)} \quad (2.9)$$

Em que, $\sigma = 2\pi/24, 2\pi/12, 2\pi/8$ é a velocidade angular das marés, diurnas, semidiurna e terdiurna, respectivamente, e $s = \pm 1, \pm 2, \pm 3 \dots$ é o número de onda zonal, os valores negativos representam ondas propagando-se para leste e os valores positivos para oeste.

Em meteorologia Dp/Dt é usado como a principal variável dependente, na teoria das marés, é comum usar a quantidade G como uma das variáveis, em vez de p ,

$$G = \chi - \frac{\kappa J}{gH} = -\frac{1}{\gamma p_0} \frac{Dp}{Dt} \quad (2.10)$$

Eliminando algumas derivadas com relação ao tempo e a longitude em equações anteriores, obtém-se a seguinte equação:

$$\chi - \frac{\partial w}{\partial t} = \frac{i\sigma}{4a^2\Omega^2} F \left(\frac{p_1}{\rho_0} \right) \quad (2.11)$$

Em que F é o operador em θ

$$F \equiv \frac{1}{\sin\theta} \frac{\partial}{\partial\theta} \left(\frac{\sin\theta}{f^2 - \cos^2\theta} - \frac{\partial}{\partial\theta} \right) - \frac{1}{f^2 \cos^2\theta} \left(\frac{s}{f} \frac{f^2 + \cos^2\theta}{f^2 - \cos^2\theta} + \frac{s^2}{\sin^2\theta} \right) \quad (2.12)$$

Em que $f = \frac{\sigma}{2\Omega}$ é a frequência normalizada.

As equações (2.3), (2.4), (2.8), (2.10) e (2.11) forma um sistema complexo com 5 variáveis (G, χ, p_1, ρ_1 e w).

Este sistema se reduz a uma equação de segunda ordem em G :

$$H \frac{\partial^2 G^{\sigma,s}}{\partial z^2} + \left(\frac{dH}{dx} - 1 \right) \frac{\partial G^{\sigma,s}}{\partial z} = \frac{g}{4a^2 \Omega^2} F \left\{ \left(\frac{dH}{dz} + \kappa \right) G^{\sigma,s} - \frac{\kappa J^{\sigma,s}}{\gamma g H} \right\} \quad (2.13)$$

Em que $\kappa = (\gamma - 1)/\gamma$. A equação (2.13) depende apenas de z , neste caso pode ser resolvida pelo método das variáveis. Assim a equação (2.10) pode ser rescrita da seguinte forma:

$$G^{\sigma,s} = \sum_n L_n^{\sigma,s}(z) \Theta_n^{\sigma,s}(\theta) \quad (2.14)$$

Em que $L_n^{\sigma,s}$ é a variação vertical de G e $\Theta_n^{\sigma,s}$ é a função de Hough. Por um procedimento equivalente, pode-se expandir a excitação térmica em que $\Theta_n^{\sigma,s}(\theta)$ seja complexo em $0 \leq \theta \leq \pi$:

$$J^{\sigma,s} = \sum_n J_n^{\sigma,s}(z) \Theta_n^{\sigma,s}(\theta) \quad (2.15)$$

Substituindo (2.14) e (2.15) em (2.13), temos as equações separadas para $L_n^{\sigma,s}(z)$ e $\Theta_n^{\sigma,s}(\theta)$:

$$F(\Theta_n^{\sigma,s}) = - \frac{4a^2 \Omega^2}{g h_n^{\sigma,s}} \Theta_n^{\sigma,s} \quad (2.16)$$

$$H \frac{d^2 L_n^{\sigma,s}}{dz^2} + \left(\frac{dH}{dz} - 1 \right) \frac{dL_n^{\sigma,s}}{dz} + \frac{1}{h_n^{\sigma,s}} \left(\frac{dH}{dz} + \kappa \right) L_n^{\sigma,s} = \frac{\kappa}{\gamma g H h_n^{\sigma,s}} J_n^{\sigma,s} \quad (2.17)$$

em que $h_n^{\sigma,s}$ é a constante de separação.

Esta equação (2.16) é conhecida como as “Equações de Maré de Laplace” e é definida como um problema de autofunções e autovalores, em que $\Theta_n^{\sigma,s}$ é conhecido como função de Hough, esta equação representa a estrutura latitudinal da amplitude da maré. A equação (2.17) é chamada de “equação da estrutura vertical” e pode assumir uma forma mais simples de interpretar, utilizando-se a altura reduzida $x = \int_0^z \frac{dz}{H}$ e a transformação

$L_n = e^{x/2} y_n$. A equação (2.17) pode ser rescrita da seguinte forma:

$$\frac{d^2 y_n}{dx^2} - \frac{1}{4} \left[1 - \frac{4}{h_n} \left(\kappa H + \frac{dH}{dx} \right) \right] y_n = \frac{\kappa J_n}{\gamma g h_n} e^{-x/2} \quad (2.18)$$

O conjunto de valores de h_n para as equações de maré de Laplace são os autovalores, também conhecido como *profundidade equivalente* na atmosfera. Cada par de autovalores/autofunções constitui um modo de propagação. A nomenclatura para identificar os modos de Hough é representada por (s, n) , em que s é número de onda zonal e n o número de onda meridional.

Substituindo a equação (2.12) em (2.16), temos:

$$\frac{d}{d\mu} \left(\frac{1-\mu^2}{f^2-\mu^2} \frac{d\Theta_n}{d\mu} \right) - \frac{1}{f^2-\mu^2} \left(\frac{s}{f} \frac{(f^2+\mu^2)}{(f^2-\mu^2)} + \frac{s^2}{1-\mu^2} \right) \Theta_n + \frac{4a^2\Omega^2}{gh_n} \Theta_n = 0 \quad (2.19)$$

Em que $\mu = \cos \theta$ (com domínio $-1 < \mu < 1$), f é a frequência de oscilação dividida por duas vezes a frequência angular da Terra (2Ω), s é o número de onda na direção longitudinal, a é o raio da Terra, g é a aceleração da gravidade e θ é a co-latidade. O h_n é conhecido como profundidade equivalente, isto é, a profundidade do fluido prescrito por Matsuno (1966). A equação (2.19) representa a *estrutura horizontal*, em que, os autovalores h_n são as raízes da equação que são típicos de cada modo de propagação e depende também do tipo de maré.

A resolução da equação (2.19) pode ser efetuada aplicando uma expansão associados aos polinômios de Legendre, cujos detalhes das deduções encontram-se no trabalho de Chapman e Lindzen (1970) e também Matsuno (1966), Andrews *et al.* (1987) e Forbes (1995).

2.2.2. A Estrutura da Equação Vertical: Uma Solução Forçada

As equações que representam à estrutura vertical dos campos de marés dependem da solução da Equação (2.18) e esta depende da determinação de J_n o qual depende de uma análise detalhada da excitação térmica da atmosfera. Ao analisar a equação (2.18) devemos impor condições de contorno no limite superior, $x = \infty$, $z = \infty$, o valor de γ_n tende a ser limitado. Para facilitar devemos considerar a atmosfera isotérmica no topo, sendo assim, T_0 é constante, conseqüentemente H também será constante, uma vez que H é dependente da temperatura, e livre de forçantes, resultando em $J_n = 0$ (o que significa

dizer que para x ou z muito grande a onda propaga-se para longe da fonte). Os termos, $\frac{dH}{dx}$

e $\frac{\kappa J_n}{\gamma g h_n} e^{-x/2}$ se igualam à zero. Diante destas simplificações a equação (2.18) torna-se:

$$\frac{d^2 y_n}{dx^2} - \frac{1}{4} \left[1 - \frac{4\kappa H}{h_n} \right] \gamma_n = 0 \quad (2.20)$$

em que, $\alpha^2 = \pm \left(\frac{\kappa H}{h_n} - \frac{1}{4} \right)$, α é um número de onda vertical.

De forma que a solução da equação (2.20) é

$$y(x) = Ae^{i\alpha x} + Be^{-i\alpha x} \quad (2.21)$$

Neste caso, por se tratar de uma solução forçada, temos duas soluções possíveis:

a) Para $0 < h_n < 4\kappa H$, então $\alpha^2 > 0$ e, neste caso, a solução da Equação (2.20) é $e^{i\alpha x}$, representada pela Equação (2.21). Neste caso, indica uma solução periódica a qual transporta energia e momento entre as camadas da atmosfera, ou seja, está associado com a propagação ascendente da energia. O sinal mais (menos) da expressão de α indicam ondas que propagam para oeste (ondas que propagam para leste). As ondas, neste caso, propagam-se para longe da fonte de excitação.

b) Para $h_n < 0$ ou $h_n > 4\kappa H$, então $\alpha^2 < 0$ e, neste caso, a solução é $e^{-|\alpha|x}$, ou seja, decresce exponencialmente e a onda é chamada de “evanescente” ou “aprisionada” desde que as oscilações da onda venham ser confinadas em volta da região de excitação.

O comprimento de onda vertical, λ_z , é calculado a partir do número α .

$$\lambda_z = \frac{2\pi}{\alpha} = \frac{2\pi H}{\left(\frac{\kappa H}{h_n} - \frac{1}{4}\right)^{1/2}} \quad (2.22)$$

A Equação (2.22) mostra que o comprimento de onda vertical depende da profundidade equivalente e da altura de escala H , como H depende da temperatura T_0 e esta, por sua vez, depende da altitude, o comprimento de onda na vertical também varia na altitude. A Figura (2.1) mostra os comprimentos de onda vertical para os modos da maré diurna e semidiurna variando com a altitude, as quais são obtidas através da Equação (2.22).

A Tabela 2.1 apresenta os modos propagantes para oeste mais comum na média e alta atmosfera e suas respectivas nomenclaturas, com valores aproximados de h_n e a altura de escala vertical correspondente a uma atmosfera isotérmica, o comprimento de onda vertical é calculado através da Equação (2.22). A nomenclatura utilizada consiste da mesma adotada por Chapman e Lindzen (1970).

Os comprimentos de onda dos modos positivos da maré diurna e da semidiurna, em geral, são relativamente pequenos, como mostra a Tabela 2.1, no entanto, o modo (2,2) da maré semidiurna é uma exceção, pois, o seu comprimento de onda é muito grande atingido cerca de 311,0 km, entre 50 e 100 km de altitude.

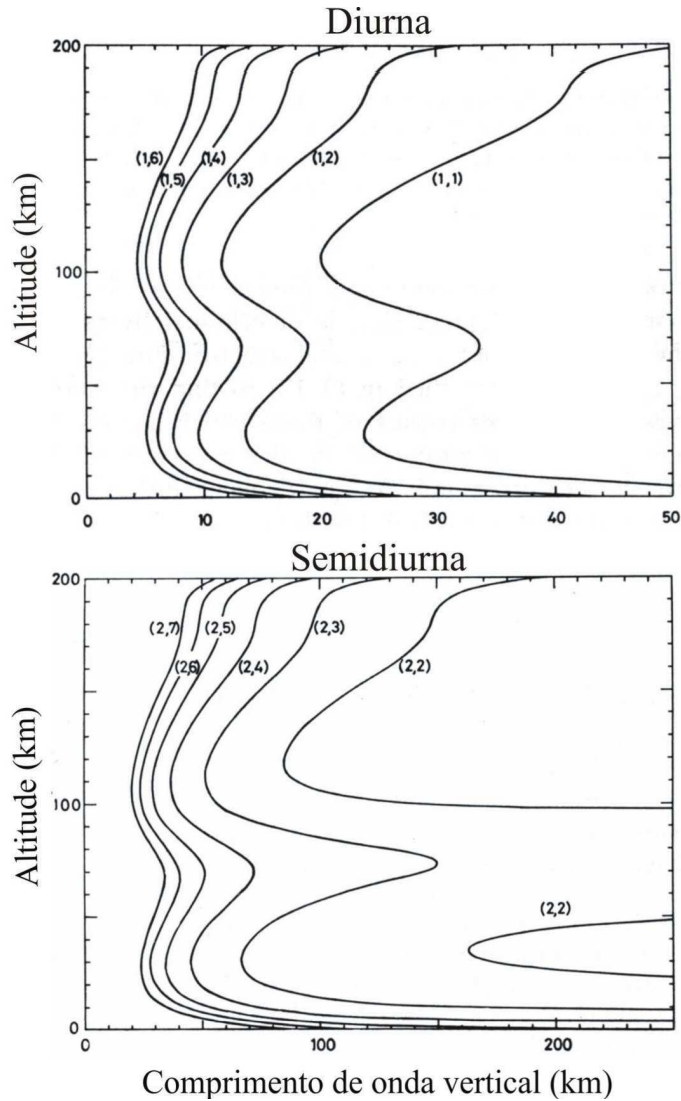


Figura 2.1 - Comprimento de onda vertical para cada modo (s,n) . A figura superior representa os modos para a maré diurna e, a inferior os modos para a maré semidiurna. FONTE: adaptada de Kato (1980, p.94).

TABELA 2.1 – Nomenclatura dos modos de propagação para a maré diurna e semidiurna. A coluna (s,n) indica a nomenclatura usada no trabalho de Chapman e Lindzen (1979) para os modos de marés, em que s representa o número de onda zonal e n o número de onda meridional. As demais colunas representam à profundidade equivalente, h_n , o comprimento de onda vertical, λ_z , para uma atmosfera isotérmica em 256 K, e a descrição pertinente para cada onda.

Maré	(s,n)	h_n	λ_z (km)	Descrição
Diurna	(1,1)	0,6909	27,9	Gravidade; 1° simétrico; propagante.
Diurna	(1,2)	0,2384	15,9	Gravidade; 1° anti-simétrico; propagante.
Diurna	(1,3)	0,1203	11,2	Gravidade; 2° simétrica; propagante.
Diurna	(1,-1)	803,356		Rotacional; 1° anti-simétrico; aprisionado.
Diurna	(1,-2)	-12,2703		Rotacional; 1° simétrico; aprisionado.
Diurna	(1,-4)	-1,7581		Rotacional; 2° simétrico; aprisionado.
Semidiurna	(2,2)	7,8519	331,0	Gravidade; 1° simétrico; propagante.
Semidiurna	(2,3)	3,6665	81,4	Gravidade; 1° anti-simétrico; propagante.
Semidiurna	(2,4)	2,1098	53,8	Gravidade; 2° simétrico; propagante.
Semidiurna	(2,5)	1,3671	41,0	Gravidade; 2° anti-simétrico; propagante.
Semidiurna	(2,6)	0,9565	33,4	Gravidade; 3° simétrico; propagante.

FONTE: Adaptada de Forbes (1995, p.73).

As soluções para equação de maré de Laplace, tanto para leste ($\sigma > 0$) como para oeste ($\sigma < 0$), são separados em duas categorias; “Classe I ou Soluções do Primeiro Tipo” e “Classe II ou Soluções do Segundo Tipo”. A primeira classe pode existir na ausência da rotação da Terra ($\Omega \rightarrow 0$) e refere-se aos “modos de gravidade”, enquanto, a segunda classe não pode existir na ausência da rotação da Terra, e refere-se aos modos de “Rossby”, “rotacional” ou “ondas planetárias” (Forbes, 1995).

Nos modos de gravidade os autovalores são positivos ($\varepsilon_n > 0$) e as ondas propagam-se para oeste ou leste. Na segunda classe os autovalores podem assumir valores positivos apenas para as ondas que se propagam para oeste e valores negativos para as ondas que propagam para leste. As ondas pertencentes à primeira classe são positivas ($n > 0$), sendo simétricas em torno do equador quando $|n|+s$ é par, anti-simétrica quando $|n|+s$ é ímpar. No caso das ondas de segunda classe ($n < 0$), estas são simétricas quando $|n|+s$ for ímpar, quando $|n|+s$ for par é anti-simétrico (Chapman e Lindzen, 1970).

2.2.3. Excitação das Marés

A energia gerada através da absorção da radiação solar incidida na Terra pelo solo e pelo mar não é suficiente para gerar marés, como mencionado a atração gravitacional do Sol e da Lua também são fracas se comparados com a excitação térmica.

As marés atmosféricas são primeiramente excitadas por variações diurnas devido à absorção do H₂O na troposfera e na baixa estratosfera e pelo O₃ pelo ozônio na alta

estratosfera e na baixa mesosfera. A taxa de aquecimento devido à absorção H_2O e O_3 dado por Chapman e Lindzen (1970) têm gerado vários estudos sobre as marés, eles mostram neste trabalho que a estrutura do aquecimento vertical varia com a altitude, e também com a latitude, que apresenta aquecimento maior no equador e com o período das marés.

A Figura (2.2) representa o esquema dos principais pontos de aquecimento do ozônio e do vapor d'água para as marés diurna e semidiurna, em que a oscilação da temperatura é devida a excitação do aquecimento adiabático por unidade de massa (J), este é expandido em termos da latitude e da altitude.

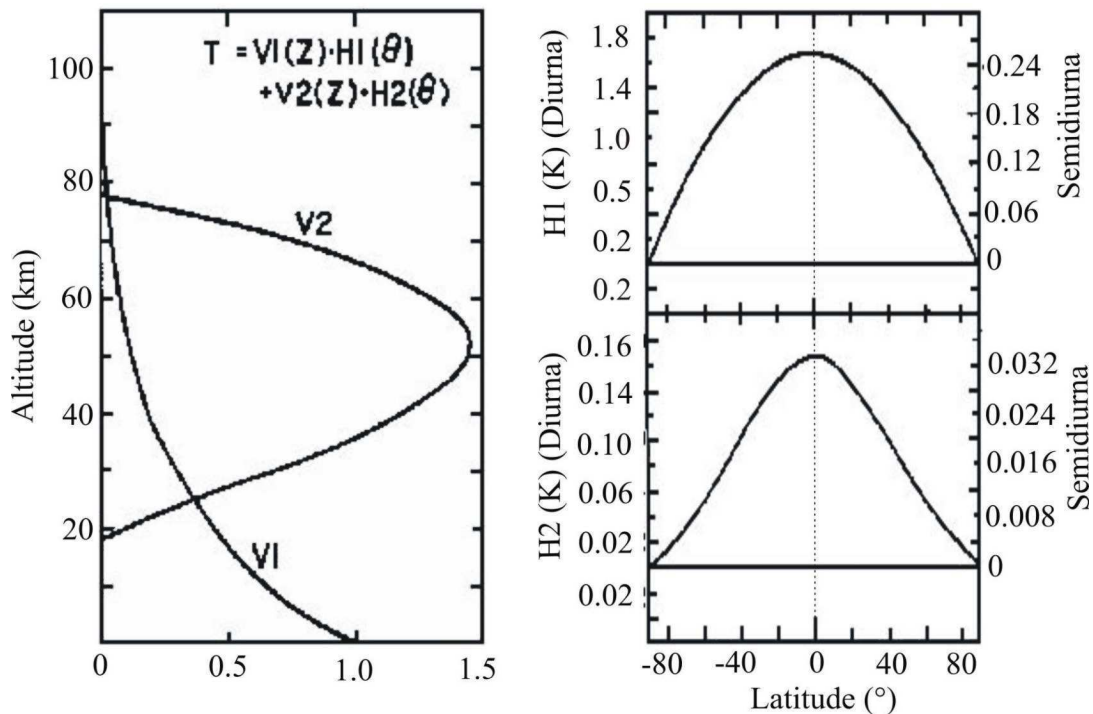


Figura 2.2 – Distribuição vertical da excitação térmica (esquerda) devido ao vapor (V1) e o ozônio (V2); distribuição latitudinal (direita) para o vapor (H1) e ozônio (H2). FONTE: Adaptada de Chapman e Lindzen (1970, p.127).

Na Figura (2.2) é possível observar que existe uma concentração maior do vapor em baixas altitudes, ou seja, próximo do solo, diminuindo à medida que aumenta a altitude. O ozônio, por outro lado, apresenta máxima amplitude em torno de 50 km, mas encontra-se presente entre 20 e 80 km. Também é possível perceber que há uma concentração maior destes constituintes em torno do equador, com decréscimo em direção aos pólos. O vapor d'água possui um decréscimo mais rápido em relação ao ozônio.

2.2.4. Soluções para a Maré Solar Semidiurna e Diurna

Nesta seção serão apresentados os cálculos da maré migrante semidiurna e diurna. As Figuras (2.3) e (2.4) mostram as funções de Hough e as componentes da velocidade do vento zonal e meridional para alguns modos (h_n) da maré diurna e semidiurna. O modo positivo da maré diurna representa a onda propagando-se verticalmente com maior amplitude na região de baixas latitudes, enquanto, os modos negativos representam ondas externas com amplitudes grandes em altas latitudes (Tsutsumi, 1995).

Observando os gráficos de Θ_n , U_n e V_n para a maré diurna e semidiurna (Figuras. 2.3 e 2.4), pode-se observar que existe uma maior concentração dos modos propagantes ($h_n > 0$) em baixas latitudes e de modos aprisionados ($h_n < 0$) em altas latitudes para a maré diurna. No entanto, as marés semidiurna apresentam as maiores amplitudes em altas latitudes. Isto caracteriza o predomínio de ventos diurnos para as baixas latitudes e de semidiurnos para as latitudes médias e altas.

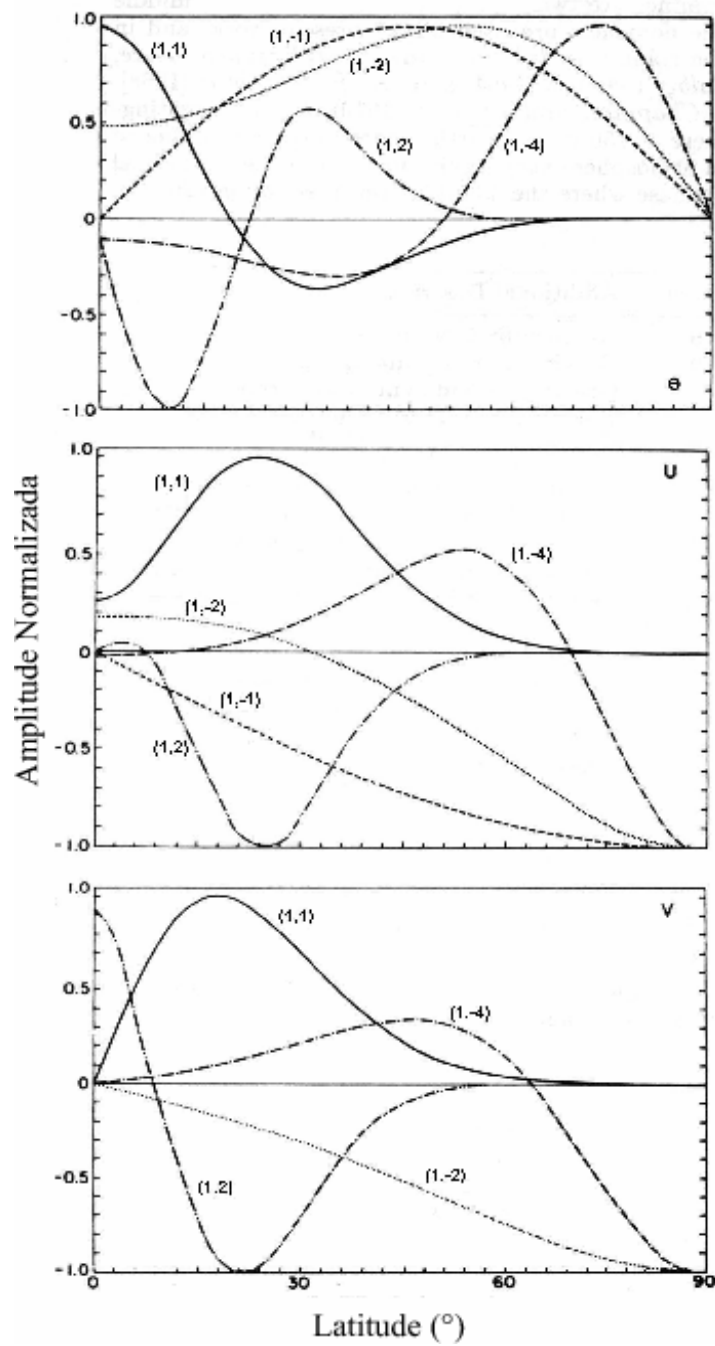


Figura 2.3 – Função normalizada para a maré diurna. TOPO: Funções de Hough; CENTRO: Função de expansão do vento zonal; INFERIOR: Função de expansão do vento meridional. FONTE: Adaptada de Forbes (1982a, p.5231).

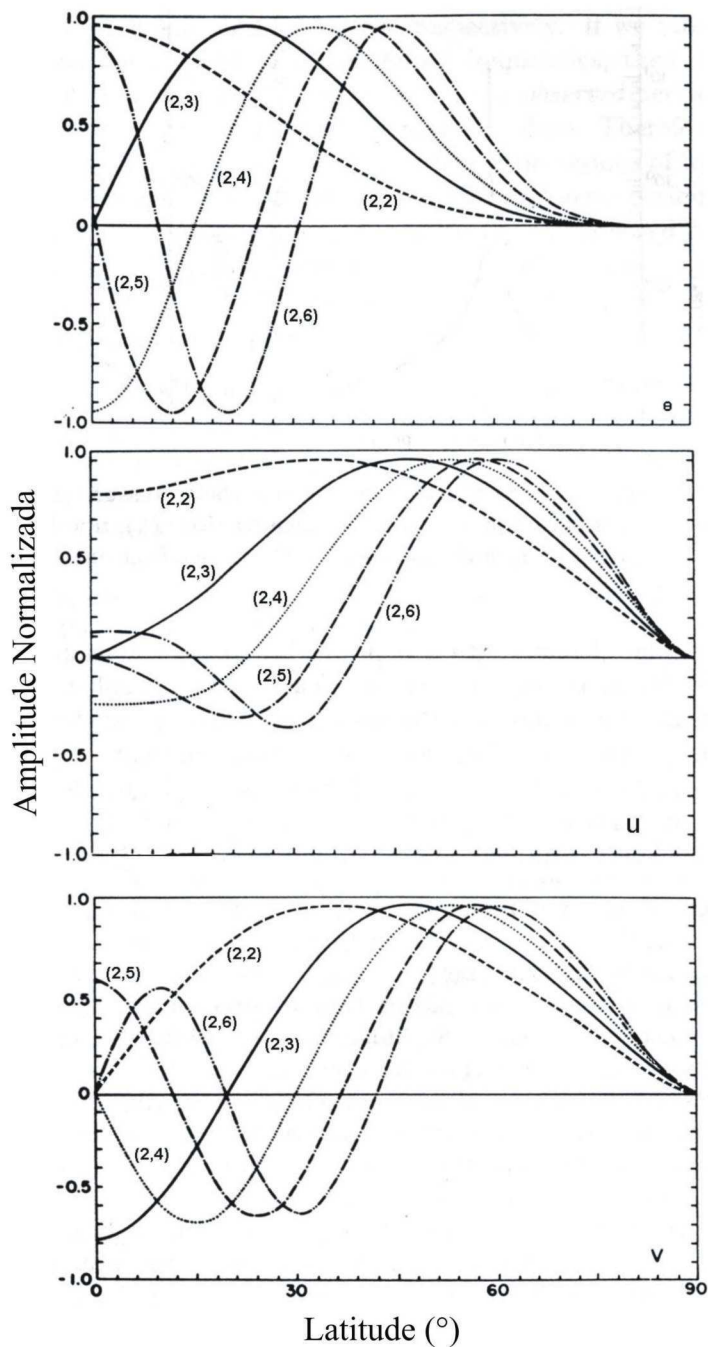


Figura 2.4 - Função normalizada para a maré semidiurna. TOPO: Funções de Hough; CENTRO: Função de expansão do vento zonal; INFERIOR: Função de expansão do vento meridional. FONTE: Adaptada de Forbes (1982b, p.5242).

2.2.4.1. Maré solar migrante semidiurna

Para a maré solar migrante semidiurna, temos $s = 2$ e frequência normalizada $f = \sigma / 2\Omega = 1$. Os valores de $n = 2, 4, 6, \dots$ correspondem aos modos simétricos sobre o equador e para $n = 3, 5, 7, \dots$ correspondem aos modos anti-simétricos. A Figura 2.4, mostra os modos simétricos ((2,2), (2,4) e (2,6)) e os modos anti-simétricos ((2,3) e (2,5)) para as Funções de Hough e para a velocidade zonal e meridional.

No trabalho de Chapman e Lindzen (1970) foram consideradas algumas funções de excitação às quais não serão mostradas aqui. Estas funções relacionam o ozônio e o vapor de água expandidas em $\Theta_n^{\sigma,s}$, tanto para a maré semidiurna quanto a diurna, eles consideram apenas as funções simétricas, ou seja, apenas o caso equinocial.

O modo $\Theta_2^{\sigma,s}$ está associado com uma profundidade equivalente de 7,852 km. Para esta profundidade equivalente, dizemos que $\alpha^2 = \frac{1}{4} \left[\frac{4}{h} \left(\kappa H + \frac{dH}{dx} \right) - 1 \right]$ na Equação (2.18) é próximo de zero através de toda a atmosfera, isto é, o modo $\Theta_2^{\sigma,s}$ está associado com um comprimento de onda grande (cerca de 150 km). Isto implica que, o modo $\Theta_2^{\sigma,s}$ além de receber a maior parte da excitação, também responde à excitação com eficiência, pois toda a região de excitação contribui em fase para a resposta em um determinado ponto, isto explica a intensidade e a regularidade da maré semidiurna.

No trabalho de Chapman e Lindzen (1970) é relatado a importância do ozônio em relação ao vapor d'água na excitação da oscilação semidiurna, esta importância surge

devido a excitação do ozônio ocorrer sobre uma profundidade bem maior que a do vapor d'água, isto em altas altitudes.

2.2.4.2. Maré solar migrante diurna

A maré diurna possui número de onda zonal, $s=1$, e $f = \sigma / 2\Omega = 1/2$, os quais podem ter autovalores (h_n) positivos ou negativos, indicando que seus modos tanto podem ser de ondas de gravidade quanto rotacional (Beer, 1974). Se olharmos para a Equação (2.18) é possível ver que os h_n 's negativos estão associados com os modos aprisionados na vertical, concentradas nas latitudes acima de 30° , e para h_n 's positivos está associado com o modo de propagação na vertical, concentradas em latitudes abaixo de 30° (Ver Figura 2.3). As Funções de Hough que estão associados com os h_n 's negativos tem suas maiores amplitudes em $\pm 30^\circ$ (Chapman e Lindzen, 1970).

É importante observar que os valores de h_n positivo possuem amplitudes bem pequenas, sendo assim, $\alpha^2 = \frac{1}{4} \left[\frac{4}{h} \left(\kappa H + \frac{dH}{dx} \right) - 1 \right]$ é geralmente bem grande, e isto, implica que os modos associados com o h_n positivos são propagantes na vertical com pequenos comprimentos de onda (Chapman e Lindzen, 1970).

Uma onda excitada em um nível pode interferir destrutivamente com ondas excitadas em outros níveis. Tanto o modo aprisionado que é evanescente longe da fonte, como o modo propagante (que possuem comprimento de onda pequeno) oferece uma

grande contribuição para não se ter um modo dominante. A contribuição dada pelo vapor d'água tanto para o h_n positivo ou negativo é mais significativa do que a contribuição dada pelo ozônio.

A maré diurna mostra-se mais fraca na superfície da Terra e ganha sua importância à medida que aumenta a altitude, como a excitação diurna é bem maior que a semidiurna, os modos aprisionados adquirem grandes amplitudes, contudo, os modos propagantes podem atingir as altas latitudes. As marés diurnas são mais importantes em $\pm 40^\circ$.

2.3. Modelos Numéricos

Na década de 80 em busca de aperfeiçoar a Teoria Clássica das Marés foram introduzidos novos elementos nos modelos já existente na época, com objetivo de analisar mais realisticamente a atmosfera, os modelos em destaque deste período são: o modelo de Forbes (1982), o modelo GSWM (Hagan *et al.* (1995, 1999)) e mais recentemente o modelo CMAM (MacLandress, 2002a, b, c).

2.3.1. O modelo do Forbes (1982)

O modelo numérico de Forbes é explicado para os cálculos das marés atmosféricas solares e lunares. Este modelo considera o aquecimento do ozônio e do vapor d'água como sendo o principal forçante para as marés diurnas e semidiurnas, elaborado por Forbes e Garret (1979).

A parametrização deste modelo inclui os ventos médios, os quais apresentam variações latitudinais e sazonais, variação em altitude, em ciclo solar e, por fim, a composição da atmosfera de fundo, estes dados são baseados no modelo MSIS.

No trabalho do Forbes (1982a) é questionado as marés migrantes diurnas, as quais são primeiramente excitadas pela variação diurna devida á absorção de insolação na troposfera pelo H₂O e pelo O₃ na mesosfera. Neste trabalho a modelagem numérica manteve algumas considerações já feitas na Teoria Clássica das Marés, a exemplo, considerar a esfericidade da Terra, a atmosfera compressível e o equilíbrio hidrostático. Este é um modelo para baixas latitudes, cujo modo dominante para a maré diurna é o modo (1,1) que apresenta comprimento de onda na vertical de entre 25 e 30 km, a propagação de fase é descendente e as amplitudes atingem cerca de 50 m/s.

Em Forbes (1982b) é mostrado o cálculo das marés migrantes semidiurnas. Neste modelo a excitação térmica é obtida através da decomposição da análise de Fourier variando no tempo e as taxas de aquecimento variando na altitude e na latitude. Para este modelo, as amplitudes crescem de forma exponencial com a altitude e entre 70 e 90 km e o modo dominante é o modo (2,2). Entre 80 e 100 km de altitude para esta maré, os comprimentos de ondas verticais são muito grande, concordando com o previsto para o modo (2,2).

2.3.2. O modelo GSWM

O modelo Global Scale Wave Model (GSWM) é um modelo numérico de ondas planetárias e marés solares na atmosfera terrestre entre 0 km e, aproximadamente, 125 km,

desenvolvido em HAO (High Altitude Observatory) e NCAR (National Center for Atmospheric Research). O GSWM é um modelo bidimensional, linearizado, supondo um estado básico. Este modelo inclui as variáveis independentes (altitude, latitude, longitude, os meses e do ano), variáveis dependentes (temperatura, ventos zonal e meridional) e também os componentes dinâmicos (média zonal, amplitude e fase diurna e semidiurna).

O GSWM é um modelo que considera a atmosfera forçada pela absorção termosférica da radiação solar no extremo ultravioleta (UV), pela absorção nas bandas O₂ e N₂ (Schumann-Runge e contínuo), absorção pelo oxigênio, pelo vapor de água e pelo ozônio, além de considerar também a liberação do calor latente na troposfera. Também são incluídos neste modelo os efeitos de dissipação (arraste iônico, condutividade térmica, difusão molecular e turbulenta). Este modelo é descrito por Hagan *et al.* (1995 e 1999).

O modelo GSWM95 possui uma estrutura numérica baseada no modelo do Forbes (1982), onde novas características foram empregadas ao modelo de Forbes em busca de uma melhor descrição da atmosfera de fundo. A influência das ondas de gravidade na dissipação é agora incluída no modelo, e a parametrização detalhada deste modelo pode ser vista em Hagan *et al.* (1995).

A taxa de aquecimento em função da latitude e altitude para cada mês do ano na estratosfera, mesosfera e baixa termosfera são baseadas nas taxas de aquecimento e densidades utilizadas são fornecidas pelo CIRA90 (O₃) e MSISE90 (O₂ e N₂).

Uma vez parametrizadas as forçantes do GSWM95 são determinadas pela decomposição da análise de Fourier para cada latitude e altitude, neste modelo levam-se

em conta os efeitos da dependência da difusão turbulenta, arraste iônico, viscosidade molecular e a condutividade térmica. É possível observar a variabilidade sazonal em altitude, latitude e intensidade para o aquecimento diurno. Neste modelo é considerado uma série de coeficientes de difusão turbulenta K_{zz} , os quais são responsáveis pela quebra ou instabilidade da onda de gravidade, e isto afeta as marés na atmosfera na região da MLT.

Os resultados do modelo GSWM podem ser acessados via internet pelo endereço <http://www.hao.ucar.edu/public/research/tiso/gswm/gswm/html>. Neste trabalho foi usado para fins de comparação o modelo GSWM 2000.

O modelo GSWM98 é a atualização do modelo GSWM95. A diferença entre o modelo GSWM98 e o GSWM95 é descrito no trabalho de Hagan *et al.* (1999). O GSWM98 inclui a variabilidade sazonal do arraste das ondas de gravidade na forma da fricção linear (Rayleigh) na maré diurna. Este modelo utiliza os cálculos das médias mensais do vento médio zonal, que são suavizados e interpolados, acima de 12 km, usa medidas de ventos do instrumento HRDI sobre UARS, estes dados são de 6 meses no ano, e abaixo de 12 km os dados são do modelo semi-empírico de Groves/MSIS.

O modelo GSWM02 é a versão mais atualizada substituindo o GSWM00 e é resolvido para a maré migrante e não migrante. O modelo prevê que a amplitude da maré (com propagação ascendente) aumenta com a altitude, e a densidade da atmosfera diminui, porém, o efeito de dissipação da onda torna-se importante na média e alta atmosfera.

2.3.3. Modelo CMAM (Canadian Middle Atmosphere Model)

Este modelo é utilizado para entender os mecanismos responsáveis pela variação sazonal das marés migrantes diurnas na região equatorial na mesosfera e na baixa termosfera.

Os mecanismos físicos utilizados para explicar a variação da amplitude semi-anual para a maré migrante diurna, neste modelo são divididos em duas categorias: Na primeira são considerados os efeitos das ondas de gravidades de pequena escala através do depósito do momento e da difusão turbulenta, e na segunda são envolvidos os efeitos dos distúrbios de grande escala através da interação onda-onda. A taxa de aquecimento e os ventos zonais também são incluídos neste modelo.

O modelo CMAM apresenta uma extensão que vai desde a superfície da Terra até aproximadamente 200 km de altitude, este modelo não considera os dados de ozônio, mas utiliza valores climatológicos e dados do vapor. A dissipação deste modelo é dada pela difusão molecular (na termosfera) e por uma parametrização do arraste iônico. O CMAM também considera o aquecimento através da absorção do IV (pelo vapor na troposfera) e do UV (pelo ozônio na estratosfera). Maiores detalhes do modelo CMAM podem ser visto em McLandress (2001a, b).

2.4. Marés Atmosféricas: Aspectos Observados

As marés atmosféricas são oscilações em escala global, produzidas por uma combinação das ações gravitacionais do Sol e da Lua sobre a Terra e pela ação térmica do

Sol, cujos períodos são harmônicos de um dia solar ou lunar, e ainda podem ser migrantes ou não migrantes (Forbes, 1995; Lima, 2004). As marés solares atmosféricas são oscilações de escala global com período harmônico de 24 horas. Portanto, as marés atmosféricas podem ser definidas como sendo oscilações que ocorrem em qualquer campo atmosférico (ou seja, pressão, temperatura, densidade e ventos), cujos períodos são submúltiplos inteiros de um dia solar ou lunar.

O estudo das marés já vem sendo extensivamente realizado através de um mecanismo de modelos por mais de 30 anos; estas marés frequentemente governam a dinâmica da região da MLT (~80-120 km). De acordo com Vincent *et al.* (1998) é muito importante fazer comparações dos dados observados com modelos em longo prazo de tempo, para obter um comportamento das condições médias para a baixa e média atmosfera, já que estes modelos são construídos baseados numa climatologia do ozônio, do vapor de água, da temperatura, e dos ventos.

Um estudo comparativo de longa duração, em baixas e médias latitudes na mesosfera, foi feito por Vincent *et al.* (1998), utilizando um radar MF (Média Frequência), onde pode comparar o comportamento das marés atmosféricas em três localidades, Adelaide, na Austrália (35°), Christmas Island (2°N), no Pacífico Central e Kauai, no Havai (22°N). Também foi estudado a variabilidade interanual do campo das marés e os resultados comparados com modelos. Foi verificada uma forte variabilidade interanual em amplitudes nas marés diurnas, especialmente em torno de março, que parecem estar associadas a uma oscilação quase bienal nos ventos zonais na mesosfera equatorial. Eles mostraram que as amplitudes das marés diurnas concordam com o modelo GSWM-5 melhor do que com as marés semidiurnas.

Hocke e Igarashi (1999) observaram a climatologia dos ventos médios e as marés diurnas e semidiurnas, utilizando um radar MF, durante um ano (1996-1997) sobre Wakkanai (45,4°N; 141,7°E) e Yamagawa (31,2°N; 130,6°E), de acordo com eles, o perfil das amplitudes das marés diurnas observadas está de acordo com o previsto pelo modelo GSWM-95, no entanto, as fases da maré diurna observada se encontram com um comprimento de onda vertical maior do que o previsto pelo modelo.

Devido à maioria dos estudos do comportamento das marés terem sido realizados nas regiões de médias e altas latitudes, a região equatorial ainda não está totalmente esclarecida. Vincent *et al.* (1998) observou a climatologia das marés em três locais equatoriais e subequatoriais do Pacífico: Adelaide (35°S; 138°E), Christmas Island (2°N; 157°W) e Kauaí (22°N; 160°W), comparando dados do radar MF com observações à longo prazo nos três locais observados, eles puderam mostrar que a maré diurna, em relação a semidiurna, apresenta uma concordância melhor com o modelo GSWM, especialmente em Adelaide e Kauaí. Ainda observaram que tanto a amplitude quanto as fases da maré diurna mostraram uma forte variabilidade sazonal, com máximas amplitudes em março e um máximo secundário entre julho/agosto e outubro e parecem estar relacionadas com uma oscilação quase bienal nos ventos zonais na mesosfera equatorial, enquanto isso, as fases mostraram um ciclo anual em Adelaide e Kauaí. As amplitudes das marés semidiurna em Yamagawa, Adelaide e Kauaí foram semelhantes.

Manson *et al.* (1999) em estudo comparativo entre o modelo GSWM e observações em várias localidades para a análise das variações sazonais das marés diurnas e semidiurnas, verificaram que as medidas feitas em Kauaí apresentaram boa concordância com o modelo para a componente meridional da maré semidiurna. Também observaram

que em latitudes maiores que 22°N as amplitudes da componente zonal das marés semidiurnas são, em geral, maiores que o modelo e são grandes no verão, crescendo até atingir o máximo no outono.

Tsuda *et al.* (1999) relataram que estudos observacionais e o modelo GSWM sugerem que as marés atmosféricas na região equatorial envolvem grande variação como em função do tempo, altura, latitude e longitude, produzindo uma complicada estrutura tempo-altura. Analisando o comportamento da maré diurna Tsuda *et al.* (1999), em longo prazo com o uso do radar meteorológico, na região da MLT em Jarkarta, na Indonésia (6°S ; 107°E) entre o período de novembro de 1992 a agosto de 1997, mostrou que tanto a amplitude como as fases da maré diurna apresentou uma variação sazonal, distinta na componente meridional, uma variação interanual também é evidente, caracterizada pela periodicidade bienal dos parâmetros das marés e amplitudes consideravelmente pequenas, como pode ser visto em 1996. Os resultados obtidos com o radar meteorológico em Jakarta mostraram uma concordância com o modelo GSWM-95 tão boa quanto os dados obtidos com o radar MF em Pontianak ($0,03^{\circ}\text{N}$; 109°E) e Christman Island (2°N ; 158°W), ambas regiões equatoriais.

Bernard *apud* Tokumoto (2002) em um estudo comparativo entre regiões das altas e baixas latitudes utilizou um radar meteorológico em Kiruna, Suécia (68°N) e outro em Punta Borinquen, Porto Rico (18°N). Ele observou que em Kiruna a maré diurna era fraca e muito variável e em Punta Borinquen era mais forte, apresentando um decréscimo de amplitudes acima de 90 km. A maré semidiurna, em Kiruna, no verão, apresentou um grande comprimento de onda na vertical e as amplitudes permaneceram constantes. No inverno, os comprimentos de onda estiveram próximos de 40 km e as amplitudes se

mostraram crescentes com a altitude. Em Punta Borinquen, os estudos preliminares indicaram uma variação sazonal mais fraca, se comparada com a de Kiruna.

Batista *et al.* (2004) observaram o comportamento do vento médio e das marés atmosféricas diurna, semidiurna e terdiurna em Cachoeira Paulista (22,7°; 45°W) entre 80 e 110 km de altitude, utilizando um radar meteorológico, durante dois anos, de março de 1999 a fevereiro de 2001 e também comparou os dados observados com o previsto pelo modelo GSWM-00. Eles mostraram que as amplitudes e fases das marés possuem uma forte variabilidade sazonal e interanual, as quais são moduladas por ondas planetárias. A média mensal da maré diurna apresentou comprimento de onda na vertical que concordam com o modelo GSWM-00 (Hagan *et al.*, 2001).

De acordo com Batista *et al.* (2004), as amplitudes da maré diurna apresentaram um comportamento sazonal, e, em geral, estas marés apresentaram-se menores do que o previsto pelo modelo GSWM-00, principalmente durante o mês de outubro. As principais discrepâncias ocorreram nas fases diurnas durante os meses de novembro e dezembro e mudanças de fases nos meses com baixas amplitudes. Já as amplitudes das marés semidiurna não apresentaram variação interanual muito intensa, de forma geral, apresentaram-se maiores que as amplitudes do modelo GSWM-00, as fases apresentaram uma propagação na vertical ou quase evanescentes. Se tratando das marés terdiurnas, estas apresentaram amplitudes muito fracas, e, portanto, não mostram uma variabilidade interanual significativa, mostrando amplitudes quase que constante com a altitude.

Em Wuhan (30,40°N; 114,30°E) região que fica localizada entre a média e baixa latitude foi instalado um radar meteorológico que vem operando desde fevereiro de 2002,

Xiong *et al.* (2004) estudaram a estrutura dos ventos neutros e maré diurna e semidiurna na região da MLT, eles puderam constatar que a maré diurna mostrou-se dominante sobre Wuhan, enquanto que, a maré semidiurna apresentou-se mais fraca. As amplitudes diurnas mostraram máximos valores na primavera e no outono, atingindo 40 ms^{-1} na componente zonal e 60 ms^{-1} na meridional, também mostrou uma propagação de fase ascendente com comprimentos de ondas entre 30 e 50 km. A comparação dos dados observados como modelo GSWM-00 mostrou semelhanças na variação de fase diurna com a altitude, mas apresentou discrepâncias com relação a amplitude. Com relação à maré semidiurna, esta mostrou amplitudes máximas em ambas as componentes, meridional e zonal, em torno de 28 ms^{-1} . A observação das amplitudes não mostrou concordância com o modelo GSWM-00, os dados observados apresentaram amplitudes maiores do que o modelo GSWM na primavera e no verão. A diferença de fase entre os dados observados e o modelo excedeu mais de 3h na primavera e no inverno.

3. METODOLOGIA E INSTRUMENTAÇÃO

3.1 Meteoros

A região de nosso interesse para o estudo das marés atmosféricas está situada entre os limites aproximados de 70 km e 110 km de altitude. Esta é uma região que, diariamente, é atingida por milhões de partículas de poeiras no meio interplanetário, os chamados meteoróides ou detritos espaciais. Estes meteoróides penetram na atmosfera da Terra, sendo “vaporizados”, deixando para trás um rastro ionizado.

A maior parte da radiação emitida por um meteoro provém da região próxima à cabeça do meteoro, que corresponde a um ponto brilhante em movimento. Dependendo da energia cinética da partícula, pode-se formar atrás da cabeça do meteoro um rastro, comumente denominado trilha do meteoro (Figura 3.1a), que pode durar frações de segundos ou até dias (McKinley apud Corrêa, 2003). A trilha de um meteoro pode ser detectada visualmente ou por qualquer tipo de técnica instrumental adequada (ver Seção 3.2). O radiante de um meteoro é o ponto da esfera celeste do qual surge o meteoro. Este efeito é mais fácil de ser notado quando observamos uma chuva de meteoros (Figura 3.1b), pois vários meteoros parecem vir de uma única região do céu. (Corrêa, 2003).

Em Meteorologia o termo meteoro é aplicado a qualquer fenômeno, diferente de uma nuvem, observado na atmosfera ou na superfície terrestre, porém decorrente da presença da atmosfera. Esses fenômenos podem resultar de depósitos ou queda de partículas de natureza aquosa ou não, no estado sólido ou líquido, bem como manifestações ópticas, elétricas ou sonora (Varejão - Silva, 2001).

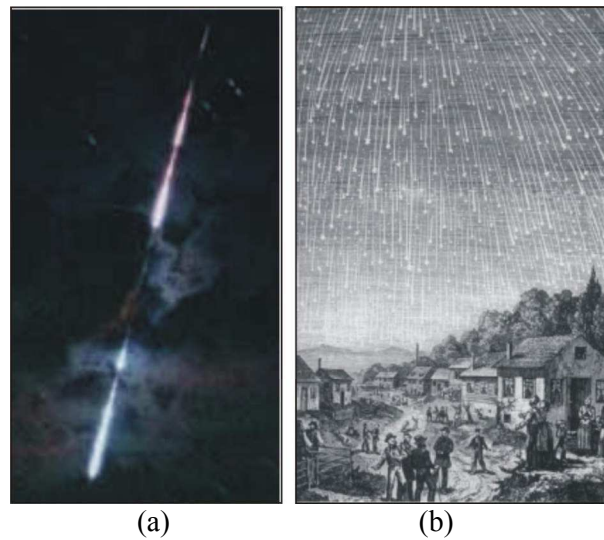


Figura 3.1 - (a) Trilha Meteórica, FONTE: <http://www.clubedeastronomia.com.br> (b) Chuva de Meteoros. FONTE: Prado, P. SBGEA/2006.

Para os Aerolumistas, o meteoro é um fenômeno que se caracterizam por riscos rápidos e brilhantes no céu, as ditas **estrelas cadentes**, e tem como causa, a entrada de um pequeno objeto, chamado de meteoróide, na atmosfera terrestre. Estes meteoróides quando chegam à superfície da Terra são chamados de meteoritos e chegam a Terra com velocidades que variam entre 11,3 e 72 km/s (Buriti, 1997; Ceplecha *et al.*, 1998).

Os meteoros são classificados de acordo com a distribuição dos meteoróides no meio interplanetário, podendo incidir de duas maneiras na atmosfera, uma aleatoriamente

na forma de meteoróides esporádicos e outra de forma organizada e periódica na forma de chuva de meteoros, pode ser visto com mais detalhe no trabalho de Corrêa (2003).

Os meteoros originam-se, em maior proporção, dos cometas e em menor proporção, dos asteróides, que são corpos sólidos do meio interplanetário com extensões maiores que algumas dezenas de metros e menores do que 1000 km. Devido à interação de um meteoróide com a atmosfera, inicia-se o *processo de ablação* que causa a perda de massa do meteoróide por colisões com partículas da atmosfera, as quais são capturadas durante o movimento de rotação da Terra. Os subprodutos da ablação podem ser fragmentos sólidos ou gás quente contendo átomos excitados e ionizados. Dessa forma, os meteoros são trilhas de plasma (ou seja, ionizadas) geradas na atmosfera (Corrêa, 2003, Xiong *et al.*, 2004).

3.1.1. Distribuição dos meteoros

Os meteoros apresentam uma distribuição na atmosfera, em altitude, de forma desigual, com uma altura mínima em torno de 70 e máxima em torno de 110 km, com concentração maior por volta de 90 km (representado na Figura 3.2), o que facilita a precisão nesta faixa, já que à medida que se afasta dessa altura, é possível observar a diminuição dos rastros meteóricos.

O número de meteoros detectados também apresenta variações diária e anual. A variação diária é explicada em termos dos efeitos da geometria. O número de partículas meteóricas é maior no amanhecer (6h) e menor no crepúsculo (18h). A explicação disto deve-se ao movimento de rotação e translação da Terra (Abell apud Corrêa, 2003; Buriti,

1997). No amanhecer, o lado iluminado da Terra está voltado para a direção de deslocamento orbital terrestre (o ápex¹) que é da ordem de 30 km/s. Dessa forma, a vanguarda da Terra invade a nuvem de meteoros esporádicos, proporcionando a maior observação dos meteoros (ver Figura 3.3). Assim, se assumimos uma distribuição isotrópica para os meteoróides no meio interplanetário, a probabilidade de colisão destas partículas com a Terra durante o amanhecer é maior do que ao anoitecer.

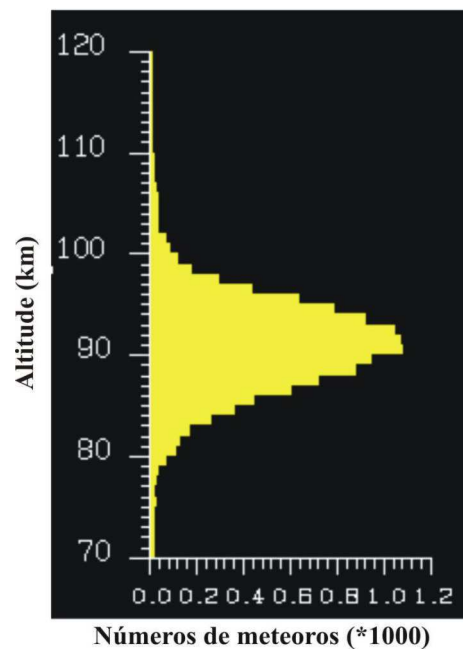


Figura 3.2 - Distribuição dos ecos meteoros por altitude em quilômetro (ordenada). No eixo x esta o número de meteoros (x1000) detectados e no eixo y a altitude. Imagem do dia 26 de maio de 2006. FONTE: <http://128.39.153.24/SKiYMET/flux.htm>

¹ Ponto da esfera celeste para o qual se dirige o Sol e todo sistema solar, e que está situada na constelação de Hércules.

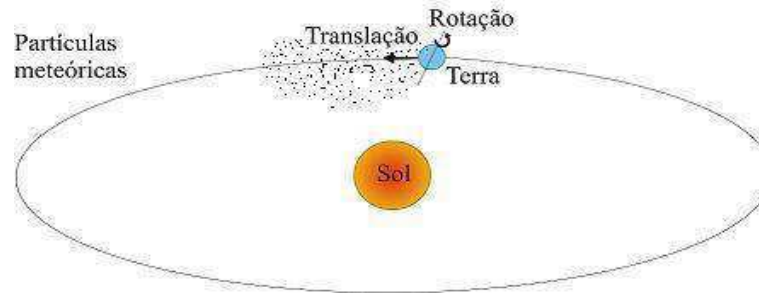


Figura 3.3 - Esquema de como a vanguarda da Terra intercepta frontalmente as partículas meteóricas, mostrando os movimentos de rotação e translação da Terra.

A seguir serão apresentadas algumas formas de medidas utilizadas a fim de se obter um entendimento melhor da atmosfera.

3.2. Técnicas de Medidas

Diversas técnicas são empregadas nas observações da região MLT. Radares VHF, MF (Média Frequência), radares meteóricos, foguetes ou observações realizadas através de sensoriamento remoto por instrumentos a bordo de satélites proporcionam avanços significativos no entendimento da estrutura e comportamento global das marés atmosféricas e das ondas atmosféricas. As medidas de satélites têm um papel importante dentro de uma climatologia global das marés atmosféricas, mas este tem suas limitações, os satélites apresentam uma cobertura em altitude maior que a do radar durante o dia, porém, a noite é limitada a apenas algumas regiões de emissões, como por exemplo, o OI5577 (Batista *et al.*, 2004). O uso do radar meteórico fornece informações sobre os ventos baseados nos movimentos dos traços ionizados dos meteoros e também informações

astronômicas sobre os meteoros, como velocidade de entrada dos meteoros, riantes de chuvas de meteoros (distribuição espectral mais organizada, concentrando-se em uma área definida no céu), coeficiente de difusão e temperatura.

Atualmente são utilizadas técnicas baseadas em satélites meteóricos que estão associados às medidas realizadas em solo a fim de determinar os perfis atmosféricos. Ainda destacam-se os radiômetros infravermelhos (medem temperaturas estratosféricas) e os espectrofotômetros (determina radiação ultravioleta espalhada pelo ozônio), os ventos ainda podem ser medidos por imageadores Doppler e interferométricos, baseados nos satélites UARS (**U**pper **A**tmosphere **R**esearch **S**atellite) (Fleming *et al.*, 1996). As técnicas baseadas em solo podem ser ópticas ou interferométricas. Os radares meteóricos, MF, e o MST (**M**esosphere – **S**tratosphere – **T**roposphere) são baseados na técnica interferométrica.

Dentre estas técnicas, a que usa os radares meteóricos, é a que permite um estudo contínuo em longos períodos, possibilitando a avaliação das variações diurnas e sazonais no regime dos ventos em regiões variando de 80 a 100 km de altitude. Portanto, o radar é uma ferramenta poderosa porque é capaz de identificar meteoros produzidos por partículas com massas tão pequenas quanto 10^{-6} g, a qual é bem inferior à massa das partículas que produzem meteoros identificados por outras técnicas (observação visual, fotografia, televisão, espectroscopia).

A seguir serão discutidos alguns conceitos referentes ao radar e a técnica interferométrica utilizada pelo mesmo, uma vez que os radares vêm sendo utilizados com

bastante sucesso no estudo dos movimentos atmosféricos, numa faixa que vai desde a superfície até as altitudes termosféricas.

3.2.1. Radar Meteorológico

O **RADAR** (*RA*dio *D*etection *A*nd *R*anging) é uma aplicação da técnica de rádio. É um dispositivo eletrônico com a finalidade de estender a limitação de observação da visão humana, pois é capaz de detectar e localizar objetos em condições climáticas adversas. O radar meteorológico é um instrumento de medida em terra baseada em radiofrequência, emitindo pulsos de energia na direção da trilha de meteoros (Figura 3.4).

O radar é composto basicamente por uma antena transmissora que emite pulsos eletromagnéticos na faixa de rádio frequências e por cinco antenas receptoras. Dependendo das características do meio pelos quais os pulsos transmitidos se propagam, estes podem ser refletidos ou espalhados. A potência e a frequência são definidas de acordo com o tipo de radar. Os pulsos refletidos de forma especular são detectados pelo radar como ecos. Os ecos atingem a trilha de meteoro e são refletidos. As antenas receptoras detectam esses ecos e, por correlações de fase determinam a direção do alvo. O tempo de atraso entre o sinal emitido e o sinal recebido define a distância radial (Seção 3.2.1.1).

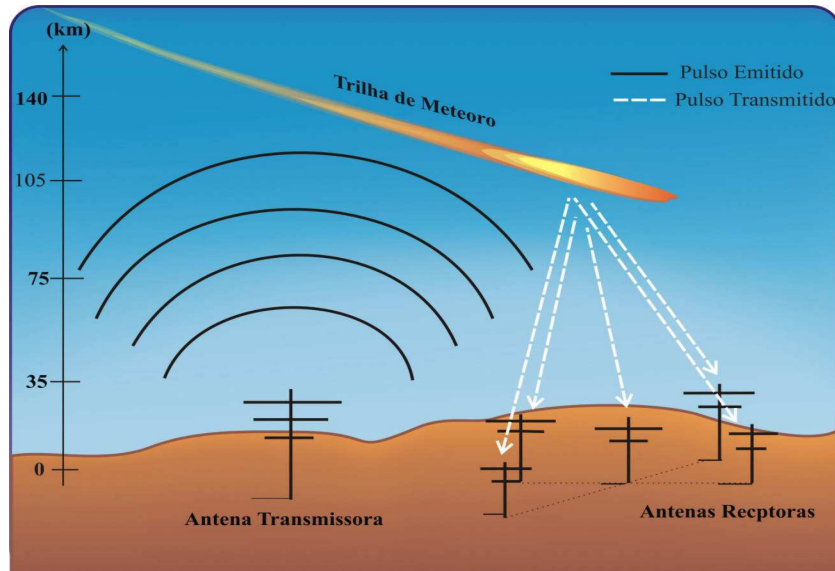


Figura 3.4 - Esquema representando o funcionamento do radar meteorológico e configuração das antenas transmissora e receptora do radar meteorológico SKiYMET.

Existem duas velocidades associadas a um meteoro: velocidade radial e velocidade geocêntrica. A primeira velocidade (de nosso interesse) está relacionada com o deslocamento sofrido pela trilha meteórica ao longo de sua trajetória devido aos ventos da alta atmosfera, sendo obtida por efeito Doppler (Seção 3.2.1.2). A segunda é a velocidade de entrada do meteoróide na atmosfera, a qual está relacionada com potência recebida de um radar pulsado (McKinley apud Corrêa, 2003).

3.2.1.1. Alcance do Eco

Os principais parâmetros de um meteoro fornecidos por um radar é sua distância (alcance), direção (posição angular) e velocidade. O alcance R do radar é determinado pelo

intervalo de tempo ‘ t ’ que o pulso transmitido leva para ir até o meteoro e voltar. Sendo a velocidade de deslocamento do pulso eletromagnético igual à velocidade da luz ‘ c ’, então:

$$R_R = \frac{cT_R}{2} \quad (3.1)$$

em que, c é a velocidade da luz no vácuo e T_R é o intervalo de tempo entre a transmissão e a recepção do sinal. O fator 2 que aparece no denominador da equação acima corresponde ao intervalo da onda propagada sobre o alcance do eco. Determinado a distância do rastro (alvo), R_R , pode-se determinar, a partir do ângulo zenital (β), em que altura (z) encontra-se o meteoro. Desta forma tem-se:

$$z = R_R \cos \beta \quad (3.2)$$

3.2.1.2. Princípio Doppler

Os radares meteóricos determinam os ventos na média atmosfera através da medida do deslocamento Doppler do sinal refletido a partir do rastro meteórico ionizado, estes persistem por um tempo determinado ($t > 0,1s$), permitindo que a medida do vento seja calculada. É através do deslocamento Doppler que se determina a velocidade radial da trilha meteórica e por consequência a posição, a velocidade e a direção do vento que transportou a trilha. A frequência do deslocamento Doppler do rastro meteórico é obtida por:

$$f_d = -\frac{2f_R}{c}V_R \quad (3.3)$$

em que, f_d é a frequência do deslocamento Doppler, c como mencionado é a velocidade da luz no vácuo, f_R é a frequência do radar e V_R é a velocidade radial (definida na Seção 3.2.1).

A frequência Doppler pode ser reescrita na forma da taxa de variação da fase $d\varphi/dt$. Sendo descrita da seguinte forma:

$$f_d = \frac{1}{2\pi} \frac{d\varphi}{dt} \quad (3.4)$$

Esta taxa de variação ocorre devido ao deslocamento do rastro meteórico no vento, o qual irá fornecer o deslocamento Doppler no sinal, e também a velocidade radial do rastro meteórico. Quando a frequência do deslocamento Doppler é positiva isto indica que o eco aproxima-se do receptor, caso contrário, o eco afasta-se do receptor.

A velocidade radial pode ser determinada conhecendo a taxa de variação da fase, e é expressa pelas Equações (3.3) e (3.4) da seguinte maneira:

$$V_R = -\frac{\lambda_r}{4\pi} \frac{d\varphi}{dt} \quad (3.5)$$

em que, $f_R = \frac{c}{\lambda_r}$ e λ_r é o comprimento de onda do radar.

3.2.1.3. Técnica Interferométrica

Existem duas técnicas de medidas, a técnica das antenas espaçadas e a técnica interferométrica. A técnica das antenas espaçadas é utilizada por alguns radares que medem vento, tipo o radar MF, essa técnica possui uma antena transmissora que emite feixes eletromagnéticos, que atingem a ionosfera e possui antenas receptoras que capturam os sinais refletidos.

A segunda técnica aqui mencionada (técnica interferométrica), e utilizada por nós, é utilizada pelos radares meteorológicos. A técnica interferométrica é baseada em pelo menos duas antenas receptoras que capturam os sinais emitidos pelo rastro meteorológico fazendo uma comparação da fase dos sinais do eco recebido pelas antenas receptoras, o radar meteorológico do Cariri paraibano possui cinco antenas receptoras. Cada antena é separada entre si por uma distância d e possui um atraso de tempo entre elas (ou seja, uma diferença de fase), dado por $d \sin \beta / c$, em que c é a velocidade da luz. A diferença de fase é dada por:

$$\Delta\varphi = \frac{2\pi}{\lambda_r} d \sin \beta \quad (3.6)$$

A diferença de fase representada pela Equação (3.5) determina a direção do eco, na ausência de ruídos às diferenças de fases são determinadas por correlação cruzada complexa de dois sinais de voltagem. A velocidade radial do traço meteorológico é determinada pela taxa de variação das fases.

Nesta Seção foi apresentado apenas um resumo das técnicas utilizadas, maiores detalhes podem ser encontrados em Tsutsumi (1995), Thayaparan (1995), Buriti (1998) e Lima (2004).

3.2.1.4. Ambigüidade na direção dos meteoros

A ambigüidade na posição do meteoro surge quando não se tem certeza de onde está vindo o sinal (Kirchhoff, 1991). Os ecos meteóricos podem existir em direções distintas nas antenas, provocando uma diferença de fase nos pares das antenas receptoras. Desta forma em busca de uma confiabilidade da medida da direção do eco é realizada uma correlação de fases, entre as antenas receptoras. A direção e a distância radial, portanto, é conhecida pela posição do traço meteórico.

Para minimizar a ambigüidade na direção do eco é estabelecida uma faixa de altitude entre 70 e 110 km, nesse intervalo de altitude existe uma grande concentração de meteoros, fora deste intervalo descartamos os meteoros detectados, pois como mencionado anteriormente quase não existem meteoros abaixo e acima deste intervalo.

3.3. Determinação do Vento

Nesta Seção será mostrado como são calculados os ventos (um breve resumo do trabalho de Thayaparan (1995)) e também como é realizada a separação das componentes do vento.

3.3.1. Cálculo das Componentes do Vento

A geometria utilizada para calcular os ventos é representada na Figura 3.5, onde é mostrado o alcance, a velocidade radial e os ângulos zenital (β) e azimutal (φ). O vetor velocidade radial é determinado por:

$$V_{Ri} = \vec{V} \cdot \vec{I}_{Ri} \quad (3.7)$$

Em que, I_{Ri} é o vetor unitário na direção radial e é dado por: $\vec{I}_{Ri} = l_i \hat{i} + m_i \hat{j} + n_i \hat{k}$.

Os termos l_i , m_i e n_i são os cossenos diretores, dado por: $l_i = \text{sen}\theta_i \cos\varphi_i$,

$m_i = \text{sen}\theta_i \text{sen}\varphi_i$ e $n_i = \text{sen}\theta_i$. Por fim, \vec{V} é o vento médio determinado por:

$$\vec{V} = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k} \quad (3.8)$$

Os termos u, v e w representam as componentes zonal, meridional e vertical do vento, respectivamente. O valor residual será:

$$\varepsilon^2 = \sum_{i=1}^N \left[(ul_i + vm_i + wn_i) - V_{Ri} \right]^2 \quad (3.9)$$

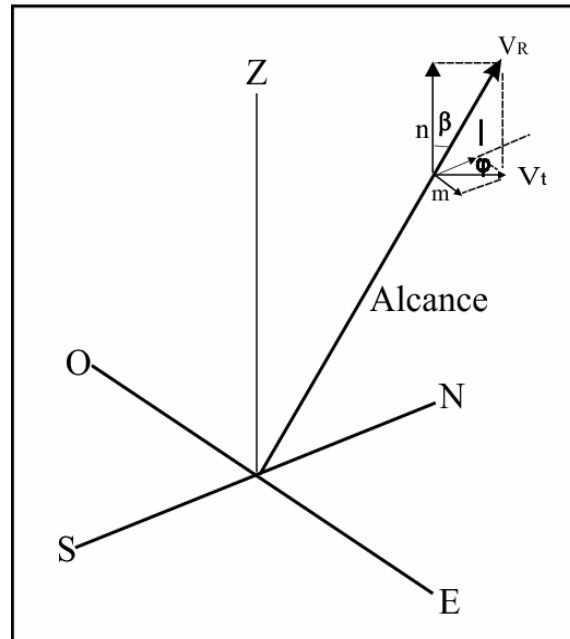


Figura 3.5 – Representação da geometria utilizada para medir a velocidade do vento radial com o deslocamento Doppler.

3.3.2. Determinação das Amplitudes e Fases das Marés Atmosféricas

No presente trabalho as características mensais dos ventos foram avaliadas por segmentos de dados mensais. Os dados de ventos são coletados pelo radar meteorológico SKiYMET durante 24 horas por dia entre as altitudes variando de 80 e 100 km, as quais são divididas em sete camadas centradas em 81, 84, 87, 90, 93, 96 e 99 km, os dados obtidos são gravados e arquivados em disco. Para cada altitude, os dados dos ventos zonais e meridionais foram analisados através de uma análise harmônica usando uma série temporal construída a partir de valores da média horária. A série temporal será ajustada na equação dos mínimos quadrados e componentes harmônicos de 24, 12 e 8 horas, que representam as marés diurnas, semidiurnas e terdiurnas, respectivamente.

A análise harmônica é uma decomposição de séries até a soma das componentes senoídeais, ou seja, é uma representação de funções como uma superposição de senos e cossenos, e é representada pela fórmula:

$$x_t = R \cdot \cos(\omega t + \phi) \quad (3.10)$$

em que, $\omega=2\pi/T$, ω é a frequência, T é o período, t é o tempo, ϕ é o ângulo de fase e R é a amplitude. A equação que representa o valor de R é dada por:

$$R = (A^2 + B^2)^{1/2} \quad (3.11)$$

em que, os coeficientes A e B são determinados pela regressão múltipla dos ventos e seus respectivos períodos. As amplitudes de cada componente do vento podem ser calculadas pela equação abaixo:

$$x_t = A_0 + \sum_{i=1}^3 A_i \cos\left(\frac{2\pi t}{T_i}\right) + B_i \sin\left(\frac{2\pi t}{T_i}\right) \quad (3.12)$$

em que, A_0 é o vento médio, A_i e B_i são os coeficientes determinado pelo ajuste dos mínimos quadrados e T_i representa os componentes harmônicos de 24, 12 e 8 horas.

A Equação (3.12) pode ser reescrita em termos das amplitudes e fases, mostrando a contribuição do vento médio e das marés diurnas, semidiurnas e terdiurnas separadamente.

Desta forma tem-se:

$$V(h,t) = V_0 + V_1 \cos\left(\frac{2\pi t}{24} + \phi_1\right) + V_2 \cos\left(\frac{2\pi t}{12} + \phi_2\right) + V_3 \cos\left(\frac{2\pi t}{8} + \phi_3\right) \quad (3.13)$$

A Equação (3.13) indica que os valores médios possuem valores estacionários.

Fazendo uma comparação entre as Equações (3.12) e (3.13), tem-se:

$$V_0 = A_0 \quad (\text{amplitude dos ventos médios em ms}^{-1}) \quad (3.14)$$

$$V_1 = (A_1^2 + B_1^2)^{1/2} \quad (\text{amplitude da maré diurna em ms}^{-1}) \quad (3.15)$$

$$V_2 = (A_2^2 + B_2^2)^{1/2} \quad (\text{amplitude da maré semidiurna em ms}^{-1}) \quad (3.16)$$

$$V_3 = (A_3^2 + B_3^2)^{1/2} \quad (\text{amplitude da maré terdiurna em ms}^{-1}) \quad (3.17)$$

$$\phi_1 = \frac{24}{2\pi} \arctg \frac{B_1}{A_1} \quad (\text{fase da maré diurna em hora de máximo}) \quad (3.18)$$

$$\phi_2 = \frac{12}{2\pi} \arctg \frac{B_2}{A_2} \quad (\text{fase da maré semidiurna em hora de máximo}) \quad (3.19)$$

$$\phi_3 = \frac{8}{2\pi} \arctg \frac{B_3}{A_3} \quad (\text{fase da maré terdiurna em hora de máximo}) \quad (3.20)$$

Ressaltando que a fase é definida como sendo a hora de primeiro máximo em que ocorreu a maré e as amplitudes são definidas como sendo a magnitude (o valor) das marés. Para maiores detalhes dos cálculos usados aqui ver Bloomfield (1976).

3.4. Radar Meteorico de São João do Cariri

O radar meteorico instalado no OLAP – Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba – localizado em São João do Cariri opera desde junho de 2004. O sistema, um radar SKiYMET, possui visada de todo céu e foi projetado para operar em alta taxa de repetição de pulso (2144 pulsos por segundo), esta taxa alta permite a determinação dos parâmetros não acessíveis aos sistemas mais antigos, como por exemplo, a velocidade de entrada do meteoro. O Brasil possui centros de pesquisas (como mostra a Figura 3.6) em Cachoeira Paulista – SP (22,7°S; 45°O), Santa Maria – RS (29,7°S; 53,7°O) e em São João do Cariri – PB (7,4°S; 36,5°O), estes centros de pesquisa vêm dedicando esforços no estudo das oscilações tipo marés, ondas de gravidade dentre outras na região da MLT.

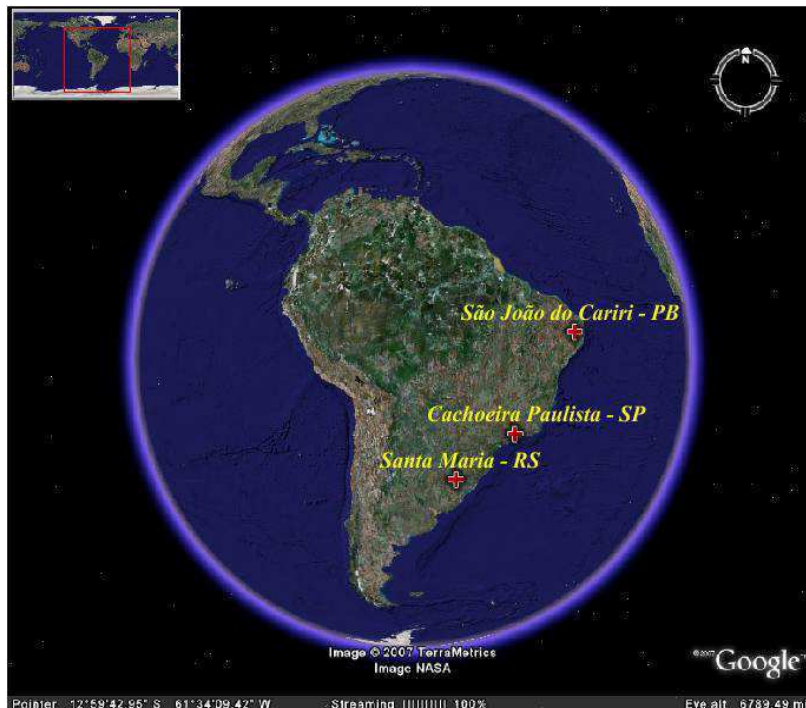


Figura 3.6 – Localização de São João do Cariri-PB (7,4°S; 36,5°O), Cachoeira Paulista – SP (22,7°S; 45°O) e Santa Maria - RS (29,7°S; 53,7°O) na Terra. FONTE: Google Earth.

O radar meteórico SKiYMET é um sistema instrumental de pesquisa científica utilizado para observar meteoros e objetos artificiais, que penetram na atmosfera terrestre. Este radar foi desenvolvido pelas empresas Genesis e Software, da Austrália e MARDOC Inc, do Canadá.

Esse radar opera numa frequência de 35,24 MHz, transmitindo radiação com pulso de 12kW com duração de $13,5 \times 10^{-6}$ s emitida a cada $4,7 \times 10^{-4}$ s, proporcionando uma resolução de 2 km, e funciona com a técnica interferométrica, técnica esta que usa uma única antena transmissora Yagi de três elementos (Fig.3.7 (a)), e cinco antenas receptoras dispostas no solo formando uma cruz assimétrica, a fim de diminuir a ambigüidade no ângulo de chegada dos ecos (Hocking *et al.*, 2001) (Fig. 3.7 (b)). As distâncias das antenas receptoras entre os dois pares de antenas das extremidades e a antena central medem 2.0λ e 2.5λ , respectivamente (ver Fig.3.8).

Os sinais refletidos são registrados pelo sistema do radar meteórico onde cálculos são executados com base nos ecos de meteoros que foram detectados e seus resultados nos fornecem informações, tais como: a velocidade de entrada do meteoro na atmosfera, a sua órbita e a sua natureza. O radar meteórico é capaz de detectar mais de 3000 meteoros por dia e possibilita a determinação dos ventos da média atmosfera, o que ajuda a compreender os processos que ocorrem na atmosfera. Os detalhes deste sistema podem ser encontrados no endereço <http://www.gsoft.com.au/skiymet.html>.

A Figura 3.7 mostra as antenas transmissora e receptoras instaladas no OLAP em São João do Cariri – PB. A Figura 3.8 mostra a maneira como se encontram espaçadas as antenas receptoras. Cada antena esta conectada ao radar por um cabo coaxial e cada uma

possui um receptor para coletar os dados, os comprimentos dos cabos e os atrasos foram precisamente determinados. A aquisição dos dados é ininterrupta durante 24 horas por dia, independente das condições climáticas. Os dados, portanto, são monitorados e transmitidos pela internet.

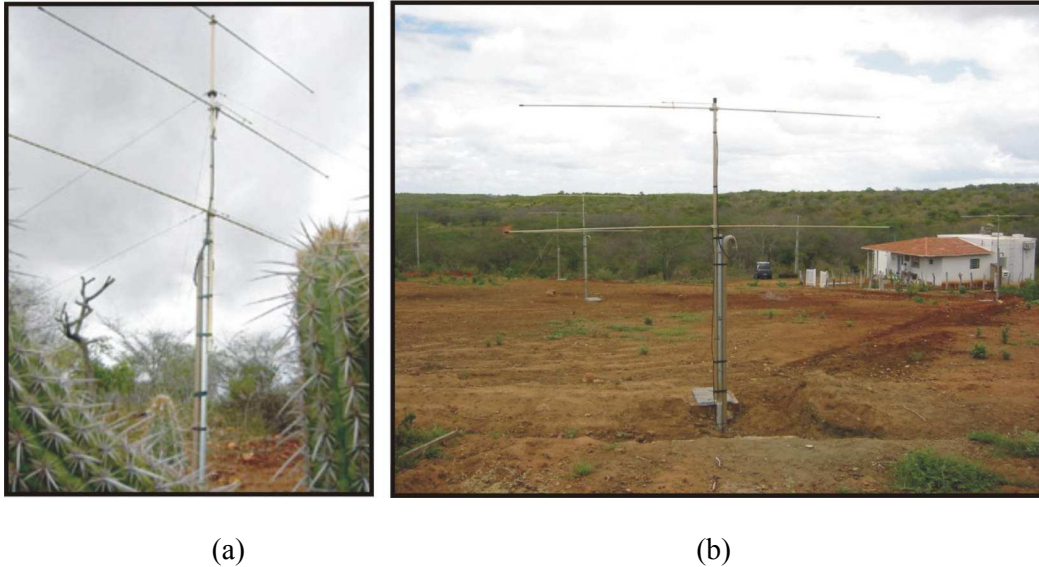


Figura 3.7 - Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba – OLAP, com visão das antenas receptoras (a), e uma antena transmissora (b). FONTE: <http://aerolume.df.ufcg.edu.br/>

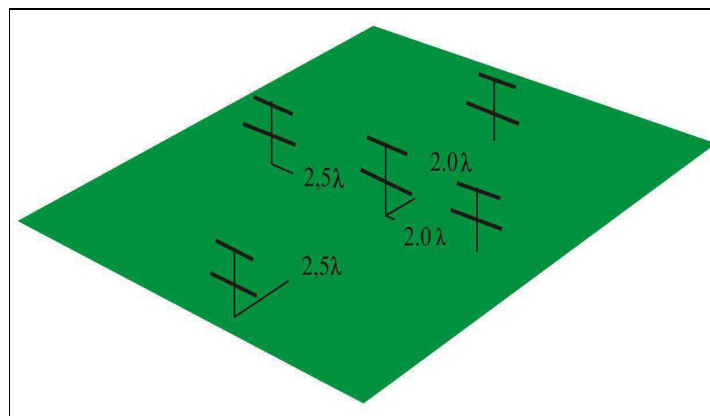


Figura 3.8 - Esquema do espaçamento das antenas receptoras.



Figura 3.9 – Mostra o Módulo de Aquisição dos dados em São João do Cariri. FONTE: <http://aerolume.df.ufcg.edu.br>.

Na Figura 3.9 destacam-se os módulos de aquisição dos dados, ou seja, recepção e transmissão dos dados. Estes módulos são acoplados a 5 canais, um para cada antena receptora, como já mencionado.

Através dos dados obtidos pelo radar meteorológico SKiYMET instalado no OLAP, entre o período de agosto de 2004 a agosto de 2006, entre as altitudes de 80 a 100 km, determinamos os ventos médios mensais e as amplitudes e fases das marés atmosféricas para as componentes zonal e meridional. Após determinarmos os dados, analisamos o comportamento dos ventos médios e das marés, logo em seguida, comparamos os dados observados com modelos.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo serão apresentados os resultados e as discussões dos dados de ventos médios e das marés atmosféricas diurna, semidiurna e terdiurna para as componentes, meridional e zonal que foram detectados através do radar meteórico instalado em São João do Cariri, PB, entre o período de agosto de 2004 a agosto de 2006.

Os ventos médios foram calculados para o intervalo entre 80 e 100 km de altitude, foram montadas séries temporais para 7 camadas atmosféricas com 4 km de espessura, com sobreposição de 0,5 km na base e na parte superior, centradas em 81, 84, 87, 90, 93, 96 e 99 km. Os resultados dos ventos médios foram comparados com o modelo CIRA-86 (**COSPAR International Reference Atmosphere**), este é um modelo empírico baseado nos valores médios mensais da temperatura e do vento zonal, que se estende entre 80° N e 80° S, para maiores detalhes consultar <http://badc.nerc.ac.uk/data/cira/>. Os ventos também foram comparados com o modelo empírico do vento neutro horizontal, HWM-93 (**Horizontal Wind Model**), descrito por Hedin *et. al.* (1996). As marés atmosféricas foram comparadas com o modelo GSWM00 (**Global Scale Wind Model**).

4.1. Ventos Médios

A atmosfera possui oscilações complexas devido ao acúmulo de energia em pontos diferentes da atmosfera, este acúmulo de energia é produzido pelo aquecimento diferencial em altura, e pelo movimento de rotação e translação da Terra. As principais oscilações de interesse geofísico são: as ondas de gravidade, ondas planetárias, marés atmosféricas e ventos médios.

De acordo com Tokumoto (2002), os ventos médios são oscilações de períodos longos, quase estacionários e que compõem a atmosfera de fundo. Estes ventos surgem da diferença na pressão atmosférica produzida pelo efeito diferenciado do aquecimento solar nos trópicos e nas regiões polares, ou seja, os ventos surgem devido ao acúmulo de energia concentrado nos pólos onde ocorre um escoamento meridional a fim de compensar a falta de energia fora dos pólos, ocasionando um balanço energético.

As medidas dos ventos médios em regiões de baixas latitudes no Hemisfério Sul têm sido escassas e concentradas em poucas localidades, isso em relação à medida dos ventos no Hemisfério norte, onde a dinâmica da região da MLT é mais conhecida e, portanto, se tem um bom conhecimento do regime dos ventos, daí a importância de se fazer estudos dos ventos médios no Hemisfério sul.

4.1.1 Vento Médio Meridional

A Figura 4.1 representa os ventos médios meridionais observados em São João do Cariri-PB, no período compreendido entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e os ventos

médios segundo o modelo HWM-93 que varia entre 82 e 98 km de altitude. Os valores negativos indicam ventos seguindo para o sul e os valores positivos ventos seguindo para o norte.

Os ventos médios meridionais apresentam comportamento anual ao longo de todas as altitudes. Entre o início de outubro de 2004 até o final de março de 2005 e entre o início de outubro de 2005 até o final de fevereiro de 2006 o vento médio está para o norte, com valores máximos de 9 ms^{-1} em 81 km e de 12 ms^{-1} em 87 km, respectivamente. Nos demais meses os ventos médios dirigem-se para o sul com intensidades que variam de 3 a 30 ms^{-1} .

Os dados observados dos ventos médios meridionais apresentam uma concordância com o modelo HWM-93 que também apresenta característica anual, com ventos inicialmente para o sul entre março e final de setembro mudando a direção do vento para o norte do início de outubro até a metade de março. No entanto, foram observados que os valores máximos são bem menos intensos que a dos dados observados no Cariri paraibano. Os máximos valores apresentados pelo modelo HWM-93 são de 4 ms^{-1} no vento para o sul e 5 ms^{-1} no vento para o norte.

O regime dos ventos de São João do Cariri para a componente meridional está de acordo com os ventos observados por Tokumoto (2002) em Cachoeira Paulista ($22,7^{\circ}\text{S}$; 45°O), a partir de agora CP, que também apresenta um regime anual dos ventos, diferindo apenas na intensidade dos ventos médios que foram mais intensos no Cariri. De acordo com Tokumoto (2002), o valor máximo do vento médio meridional em CP nos ventos tanto para o sul quanto para o norte é de 10 ms^{-1} , enquanto que, no Cariri os ventos médios meridionais mostraram um máximo do vento em direção para o sul de 30 ms^{-1} e para o

norte de 12 ms^{-1} . É possível observar um decréscimo da intensidade do vento com a altitude tanto nos dados observados quanto no modelo.

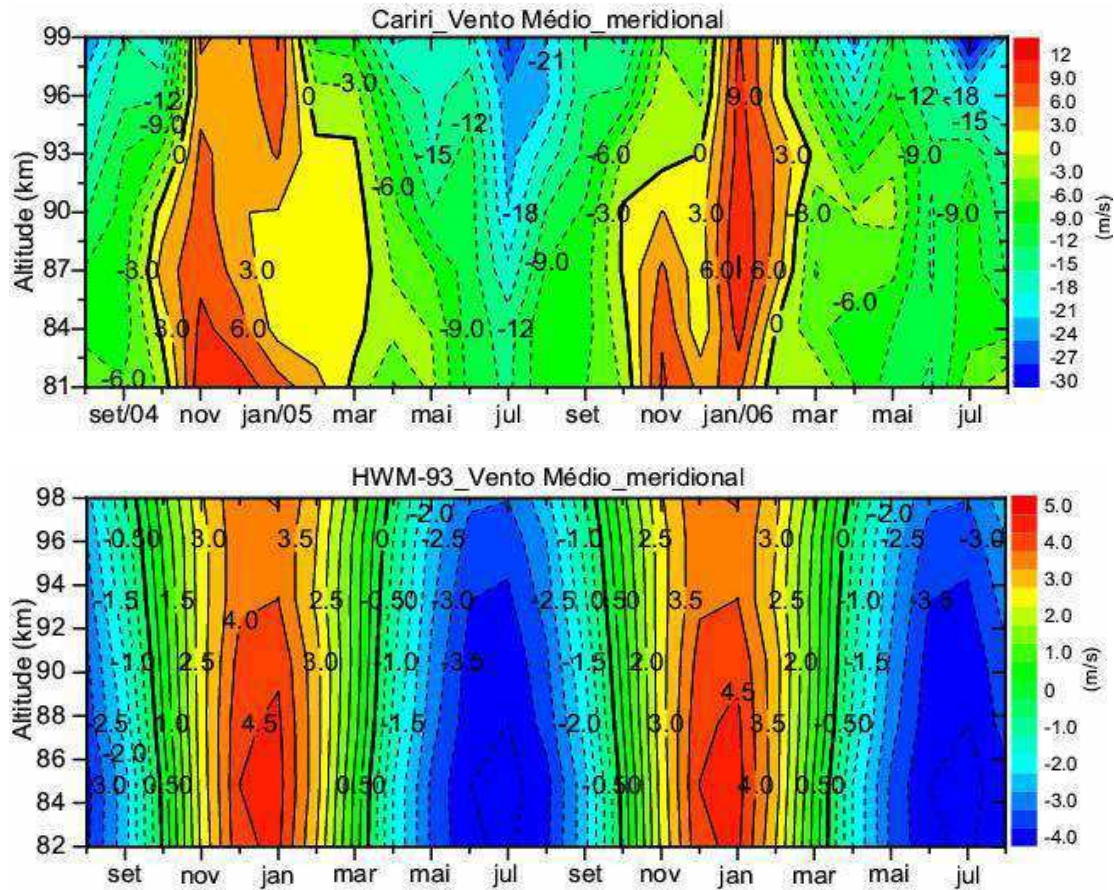


Figura 4.1 – Seção transversal da altitude em função do tempo dos ventos meridionais observados em São João do Cariri-PB (acima), no período compreendido entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e o mesmo é observado para o modelo HWM-93 (abaixo). Os ventos (-) sopram para o sul e os ventos (+) para o norte.

4.1.2 Vento Médio Zonal

A Figura 4.2 representa os ventos médios zonais observados em São João do Cariri-PB, no período compreendido entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e os ventos médios

segundo os modelos HWM-93 e CIRA, os modelos variam de 82 a 98 km de altitude. Os valores negativos indicam ventos seguindo para o oeste e os valores positivos ventos seguindo para o leste.

Para o vento médio zonal, observamos uma variação semi-anual que predomina ao longo de todas as altitudes. Estes ventos médios se dirigem para leste entre metade de novembro de 2004 até início de janeiro de 2005, com intensidade máxima de 9ms^{-1} em 90 km, entre maio e final de julho de 2005, com máximo de 24ms^{-1} em 81 km, o mesmo pode ser observado em novembro de 2005 com o máximo de 3ms^{-1} e entre maio e final de julho de 2006 com máximos valores de 27ms^{-1} , em 87 km. De forma geral, os ventos zonais são basicamente para oeste, exceto nos solstícios, e os valores decrescem com a altitude. Uma característica importante é que, em geral, os ventos médios zonais apresentam valores mais intensos do que os ventos médios meridionais na região da alta mesosfera, com um ciclo anual que descreve um escoamento com direção do pólo de verão para o de inverno.

A título de comparação, Tokumoto (2002) mostrou uma variação semi-anual no vento médio zonal em CP, entre 80 e 90 km de altitude e, acima de 90 km, apresenta uma característica anual. No entanto, o modelo HWM-93 apresenta no regime dos ventos uma variação semi-anual entre 86 e 96 km, acima e abaixo deste intervalo de altitude apresenta uma variação anual.

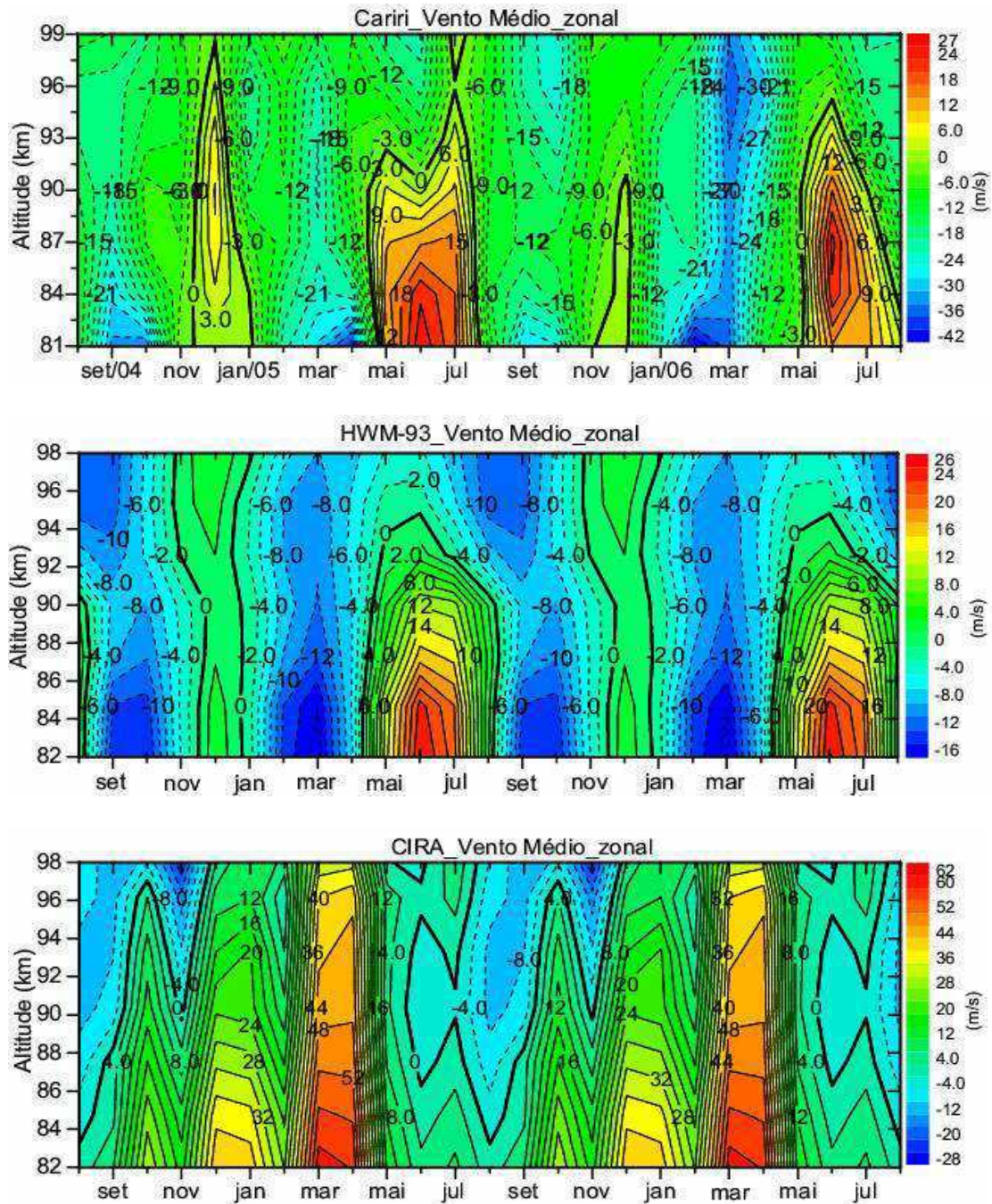


Figura 4.2 – Seção transversal da altitude em função do tempo dos ventos zonais observados em São João do Cariri (superior) entre agosto de 2004 e agosto de 2006, e o mesmo é observado para os modelos HWM-93 (centro) e CIRA (inferior). Os ventos (-) sopram para o oeste e os ventos (+) para o leste.

Os dados do modelo HWM-93 apresentam uma variação semi-anual, mostrando certo acordo com os dados observados no Cariri paraibano. O modelo HWM-93 apresenta uma defasagem de um mês em relação ao mesmo período para os dados observados, o período de maior concordância com os dados do Cariri foi entre maio e julho de 2005 e 2006, apresentando valores máximos de 26 ms^{-1} em 82 km. Também pode ser observada predominância do vento para oeste durante os equinócios e para leste nos solstícios. Com relação às intensidades destes ventos observa-se que, tanto nos dados observados quanto no modelo HWM foram equivalentes.

O modelo CIRA, que é um modelo de circulação zonal, também foi comparado com os dados observados no Cariri, o que pode ser observado é que este modelo não representa bem os dados da região equatorial, não apresentando acordo com os dados observados no Cariri. O modelo CIRA em grande parte mostra os ventos em direção para oeste e entre maio e setembro ventos para leste, com intensidades bem maiores que as apresentado pelo modelo HWM-93 e pelos dados observados. Este modelo, por outro lado, representa muito bem baixas e médias latitudes como mostra Vincent e Ball (1981).

4.1.3. Discussão

Observações realizadas com os ventos médios na mesosfera da região equatorial com o uso de radares (Vicent e Lasicar, 1991; Palo e Avery, 1993; Pancheva *et al.*, 2004) e em regiões de baixas latitudes (Fritts e Isler, 1994) verificaram que o vento zonal médio, predominante ao longo do ano, tem direção para oeste, exibindo valores maiores nos equinócios e na direção para leste nos solstícios.

De acordo com Pancheva *et al.* (2004), os ventos médios zonais observados em Ascension Island (7,9°S; 14,4°O) mostraram máxima ocorrência do vento para oeste em março/abril ($\sim 90 \text{ ms}^{-1}$) em altitudes de 85 km e um segundo máximo no mês de outubro, ou seja, apresentou ventos máximos para oeste durante os meses de equinócios. Enquanto que, o vento para leste mostrou-se em quase todas as altitudes durante os solstícios com máximos em janeiro de $\sim 10 \text{ ms}^{-1}$ em 85 km. Hirota (1978) através de dados obtidos com foguetes e satélites em Ascension Island entre o período de julho de 1970 a setembro de 1972, observou uma variação semi-anual no vento zonal com máximo dos ventos para oeste nos equinócio e para leste nos solstícios, concordando com os dados observados por Pancheva *et al.* (2004), por Tokumoto (2002) em CP e também com os dados observados em São João do Cariri. A oscilação semi-anual no regime dos ventos, de acordo com Salby *apud* Tokumoto (2002) pode ser devido à influência das ondas de kelvin e de gravidade interna.

Vincent e Ball (1981), estudando os ventos médios zonais e meridionais em função da altitude, em Adelaide (35°S; 138°E) e Townsville (19°S; 147°E), verificaram a existência de um forte vento para leste nas latitudes mais baixas, decrescendo com a altitude e mudando o sentido levemente para oeste, em torno de 100 km, durante o mês de junho de 1978, ou seja, no início do inverno. No verão o sentido foi para oeste abaixo de 80 km mudando para leste acima desta altitude, nos dois locais observados. Por outro lado, a componente meridional apresentou um fluxo para o sul em todas as altitudes. Segundo Vincent e Ball (1981) tanto os ventos zonais como os meridionais estão de acordo com o modelo CIRA-72. Por outro lado, os dados dos ventos médios zonais observados em São João do Cariri não mostra concordância com o modelo CIRA, enquanto que o modelo

HWM-93 apresenta uma boa concordância com os dados do Cariri para o vento meridional e zonal.

Fritts e Isler (1994) concluíram que havia uma superposição de características da região equatorial e de médias latitudes nos ventos médios sobre Kauai no Hawaii (22°N, 160°N), onde havia a variabilidade semi-anual no campo de vento zonal, característica das latitudes equatoriais, e ciclo médio anual característica de médias e altas latitudes. Segundo (Batista *et al.*, 2004), o vento zonal que predomina sobre Cachoeira Paulista entre 80 e 100 km de altitude, ao longo do tempo, exibe características inerentes tanto da região equatorial (predominantemente semi-anual) quanto àquelas de médias latitudes (predominantemente anual) mostrando assim característica de regiões equatorial e de médias latitudes, em geral, o comportamento do vento em CP é anual, acima de ~90-92 km e semi-anual, abaixo desta altitude. Ainda de acordo com Batista *et al.* (2004) os dados observados para o vento meridional apresentaram-se mais elevados (entre -15 e 10 ms⁻¹) que os dados do modelo (entre -5 e 5 ms⁻¹) estando de acordo com as observações realizadas no Cariri.

Segundo Hocke e Igarashi (1998), as amplitudes de ambas as componentes dos ventos em Adelaide tiveram um máximo de 25 m/s por volta de março e um pico secundário em julho/agosto e outubro. A comparação entre o campo do vento observado sobre o Japão e o campo do vento predito pelo modelo HWM-93 (Hedin *et al.*, 1996), mostrou que os ventos meridionais observados sobre o Japão são em torno de 10-15 ms⁻¹, enquanto que, os ventos modelados foram menores que 4 ms⁻¹ em altitudes de 78-98 km (Hocke e Igarashi, 1998). Os ventos zonais apresentaram-se de acordo com os valores do modelo HWM-93.

4.2. Marés Atmosféricas

A maré diurna é excitada principalmente pela absorção direta da luz solar pelo vapor d'água na troposfera e estratosfera, na região equatorial, enquanto que na região dos trópicos existe uma contribuição da liberação do calor latente através dos processos convectivos. Por outro lado, a maré semidiurna é excitada principalmente pelo ozônio na alta estratosfera e na baixa mesosfera (Chapman e Lindzen, 1970).

Nesta seção serão apresentados os resultados obtidos para as marés atmosféricas diurna, semidiurna e terdiurna, em ambas as componentes, meridional e zonal entre agosto de 2004 e agosto de 2006, no intervalo de altitude entre 80 e 100 km. Os dados observados também foram comparados com o modelo GSWM00 no intervalo de altitude entre 78 e 102 km, exceto a maré terdiurna, pois não possui um modelo para comparação.

4.2.1. Marés Diurnas

4.2.1.1. Amplitudes das Marés Diurnas para a Componente Meridional

A Figura 4.3 mostra a estrutura vertical das amplitudes da maré diurna para a componente meridional observada no Cariri e a amplitude segundo o modelo GSWM00. As amplitudes observadas no Cariri e as amplitudes do modelo para a componente meridional apresentam variação no tempo e na altitude.

As amplitudes observadas da maré diurna para a componente meridional apresentam uma variação semi-anual com picos em outubro de 2004 e 2005 (40 ms^{-1} e 38 ms^{-1} em 90 km, respectivamente), em abril de 2005 (41 ms^{-1} em 93 km) e em fevereiro de 2006 (59 ms^{-1} em 93 km). Nos dados observados no Cariri, é verificado que acima de 96 km começa a ocorrer a dissipação da onda, que pode ocorrer devido aos processos de diminuição da densidade, arraste iônico, viscosidade molecular e turbulenta, e amortecimento radiativo, ou relaxação newtoniana, esta dissipação das marés atmosféricas ocorrem em toda a atmosfera (Hagan *et al.*, 1995).

Os dados observados no Cariri apresentam acordo, em parte, com o previsto pelo modelo GSWM00, que apresenta uma variação semi-anual. O modelo GSWM00 apresenta amplitudes máximas sempre em torno de 99 km nos meses de maio (38 ms^{-1}), setembro/outubro (36 ms^{-1}). Abaixo de 90 km o modelo apresenta as menores amplitudes, em torno de 8 ms^{-1} , no mês de janeiro (~90km) e em julho (~81km). As amplitudes do modelo variam entre 4 e 44 ms^{-1} , enquanto que, os dados observados no Cariri variam entre 2 e 59 ms^{-1} .

De acordo com McLandress (2002a), uma das causas da variação semi-anual apresentada nas marés, é a interação maré-onda de gravidade e maré-onda planetária. Estes dois mecanismos podem explicar a variação semi-anual da amplitude das marés no modelo, considerando os termos de advecção linear como os fatores mais importantes. Por outro lado, McLandress (1998) e Mayr *et al.* (1998) usando as parametrizações de Hines, atribuíram o efeito da variação semi-anual da maré diurna a deposição de momentum. Segundo Mayr *et al.* (1998) a deposição do momentum amplifica a amplitude da maré. Para maiores detalhes sobre a variação semi-anual da amplitude da maré diurna pode ser

encontrado em McLandress (2002a; 2002b e 2002c). Um outro fator que pode afetar a maré diurna na região da MLT é a liberação de calor latente, pois a forçante relacionada com a liberação do calor latente produz assinaturas, que efetivamente modula a maré migrante no modelo GSWM (Hagan *et al.*, 2001).

As amplitudes observadas das marés diurnas meridionais são bem maiores que as amplitudes observadas da componente zonal. McLandress (2002, 2002a e 2002b), utilizando o modelo de circulação geral da média atmosfera (CGM) e o modelo **Canadian Middle Atmosphere Model (CMAM)**, que realiza observações para as latitudes de 20°S e 20°N, apresentam uma variação semi-anual para a maré diurna na baixa termosfera com fortes amplitudes nos equinócios e fracas amplitudes nos solstícios, tanto no Hemisfério Sul quanto no Hemisfério Norte.

O modelo CMAM tem apresentado uma excelente concordância com os dados de ventos coletados pelo UARS (**Upper Atmosphere Research Satellite**) tanto para a componente meridional quanto para a componente zonal. O CMAM mostra que as amplitudes nos meses de março/abril são mais fortes que as amplitudes dos meses de setembro/outubro, concordando com os dados observados tanto no Cariri quanto os observados por Tokumoto (2002) em Cachoeira Paulista.

McLandress (2002b) usa os modos de Hough para averiguar o impacto do vento médio e conclui que os modos de Hough (1,1) e (1,2) explicam em grande parte a variação das marés diurnas na região equatorial, o modo (1,1), também analisado no Cariri, exibe uma variação semi-anual que se apresenta mais forte nos meses de abril e outubro. Ainda, de acordo com McLandress (2002b), a variação sazonal da amplitude da maré na região da

MLT foi atribuída aos efeitos de ambos, o aquecimento e o vento médio. Analisando os dados dos ventos médios e das marés diurnas no Cariri foi observada uma variação sazonal, o que nos leva a concordar com McLandress.

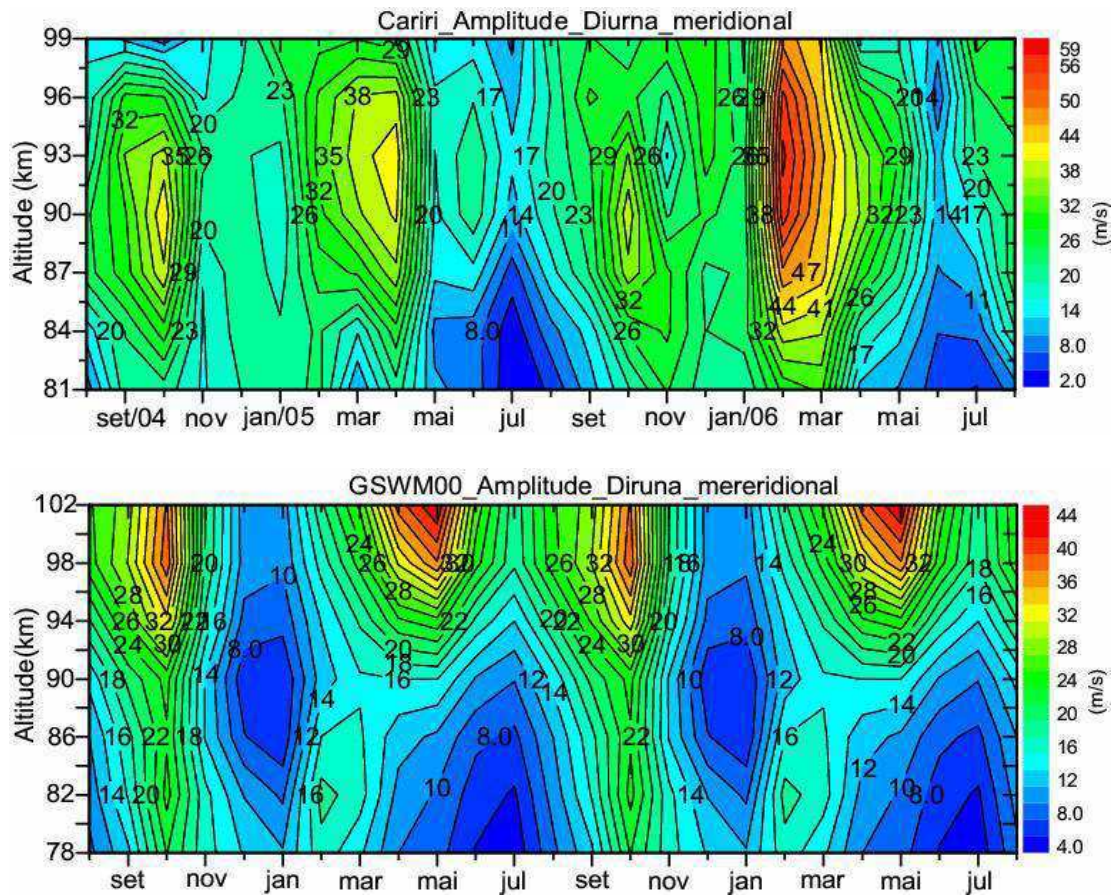


Figura 4.3 – Seção transversal da altitude em função do tempo da maré diurna para a componente meridional observadas em São João do Cariri (acima) entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e o modelo GSWM00 (inferior).

Um dos fatores que pode influenciar no amortecimento das marés diurnas é a interação não linear com distúrbios de grande escala, como por exemplo, as marés não-migrantes. De acordo com o modelo CMAM esses distúrbios de grande-escala são os responsáveis pela dissipação das marés diurnas (McLandress, 2001a).

A interação entre a maré diurna e as ondas de gravidade é um dos mecanismos (o outro mecanismo é a interação entre a maré e as ondas planetárias) proposto por McLandress (2002a, 2002b) para explicar a variação semi-anual das marés, este mecanismo envolve o modelo de circulação geral. Norton e Thuburn (1999) sugerem que interações com as ondas de quase-2-dias, que são mais fortes nos solstícios, são as responsáveis pelas amplitudes de marés fracas. De acordo com Hagan *et al.* (1999a), a oscilação quase bianual é um dos fatores que afetam as marés diurnas na região da MLT.

De acordo com McLandress (2002a) um dos responsáveis pela variação sazonal das marés diurnas seria o coeficiente de difusão turbulenta (este coeficiente depende fortemente da atmosfera de fundo). Segundo Meyer (1999) e Akmav (2001) quando o coeficiente de difusão é grande nos solstícios (quando o vento zonal médio zonal é forte) as amplitudes das marés se apresentam fracas na região da MLT.

Diante das explicações apresentadas neste trabalho ainda não podemos obter uma conclusão das características obtidas pela maré diurna, portanto, é apenas um estudo no qual buscamos as causas e as conseqüências da variação semi-anual.

4.2.1.2. Amplitudes das Marés Diurnas para a Componente Zonal

A Figura 4.4 mostra a estrutura vertical das amplitudes da maré diurna para a componente zonal observada no Cariri e a amplitude segundo o modelo GSWM00 para fins de comparação. As amplitudes da componente zonal exibem uma variabilidade no tempo e na altitude.

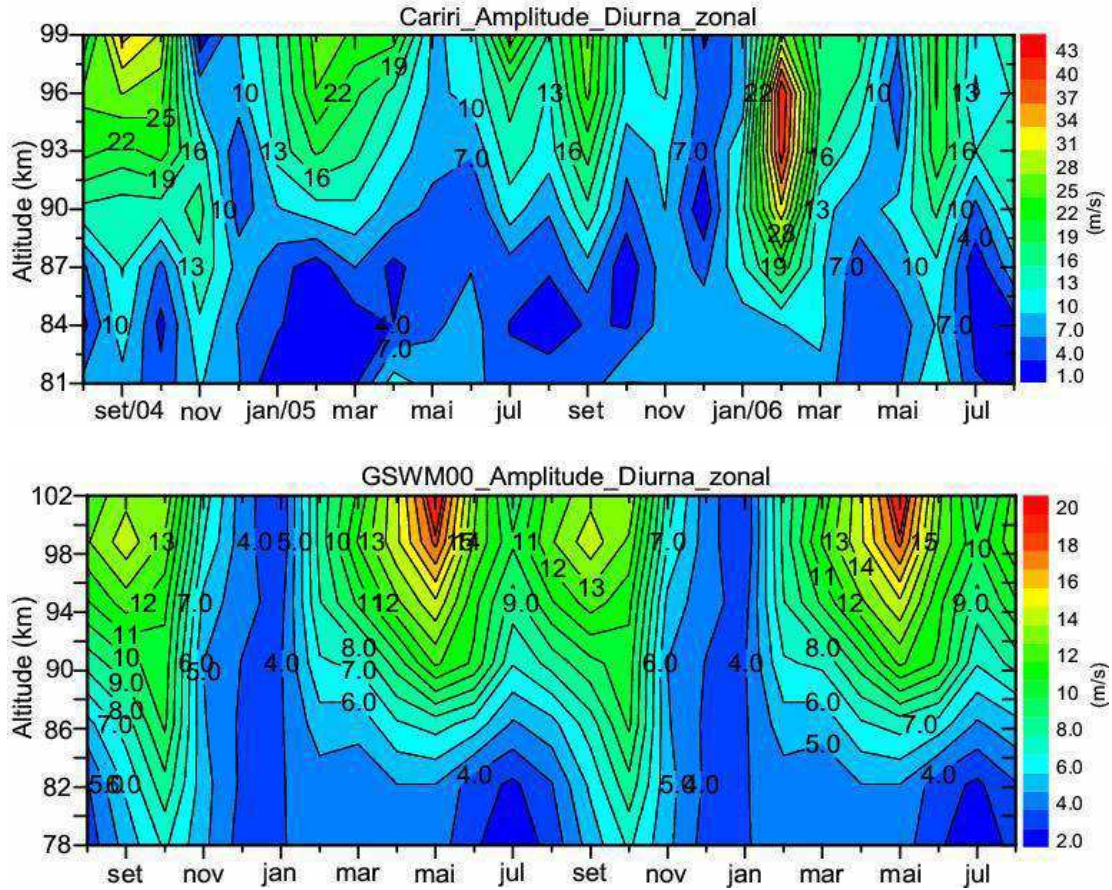


Figura 4.4 – Seção transversal da altitude em função do tempo da maré diurna para a componente zonal observados em São João do Cariri (acima) entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e o modelo GSWM00 (inferior).

A componente zonal apresenta uma variação com tendência semi-anual em todas as altitudes sendo mais evidente acima de 90 km, com amplitudes máximas nos equinócios, atingindo aproximadamente 43 ms^{-1} em fevereiro de 2006. Abaixo dessa altitude, apresenta as mínimas amplitudes, as quais variam entre 1 e 10 ms^{-1} . As amplitudes da componente zonal variam entre 1 e 43 ms^{-1} , enquanto que o modelo apresenta uma variação de 2 a 20 ms^{-1} . A maré diurna zonal observada apresenta um bom acordo com o modelo GSWM00. Semelhante aos resultados observados no Cariri, o modelo também apresenta uma

oscilação semi-anual sendo mais intensa em altas altitudes, atingindo um máximo de 20 ms^{-1} em maio.

A título de comparação, Tokumoto (2002) prevê que os valores das amplitudes do modelo GSWM00 mostram-se maiores que os valores observados em CP, principalmente acima de 90 km, atingindo cerca de 50 ms^{-1} , caso contrário ocorre em São João do Cariri, pois os dados observados mostram-se mais elevados que os dados apresentados pelo modelo GSWM00.

4.2.2. Marés Semidiurnas

4.2.2.1. Amplitudes das Marés Semidiurnas para a Componente Meridional

A Figura 4.5 mostra a estrutura vertical das amplitudes da maré semidiurna para a componente meridional observada no Cariri e a amplitude segundo o modelo GSWM00. As amplitudes meridionais da maré semidiurna observadas no Cariri apresentam uma tendência semi-anual com valores máximos em torno de 37 ms^{-1} em altitudes próximas de 99 km, o mesmo pode ser visto no modelo, que também exibe uma variação semi-anual com os máximos em altas altitudes. O modelo está apresentando os máximos valores em torno de 16 ms^{-1} em aproximadamente 99 km, atingindo 20 ms^{-1} em altitudes mais elevadas, uma vez que o modelo varia de 78 a 102 km de altitude, enquanto que, os dados observados variam de 81 a 99 km.

É possível observar também que há uma tendência de oscilação anual nos dados observados no Cariri, abaixo de 93 km, com valores variando entre 1 e 9 ms^{-1} , nos meses de janeiro de 2005 e 2006, o modelo apresenta uma variação anual nos meses de março com amplitudes crescendo com a altitude.

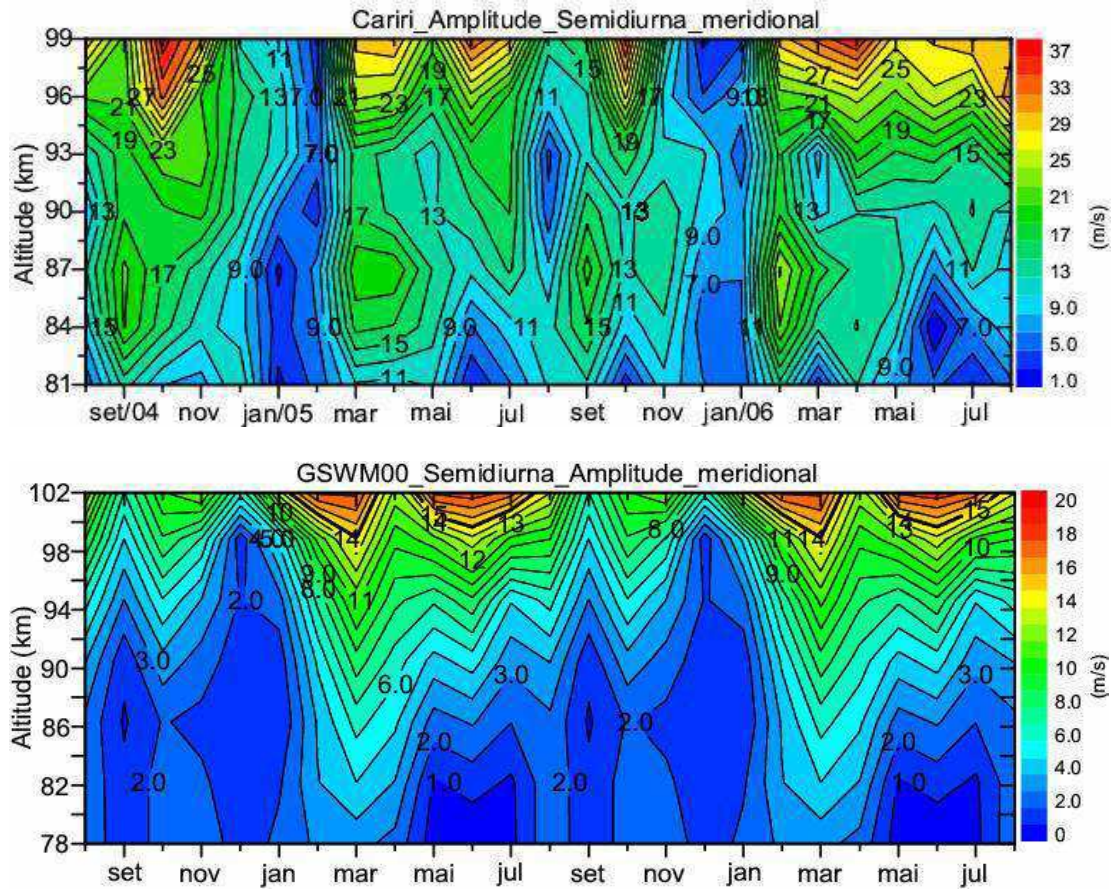


Figura 4.5 – Seção transversal da altitude em função do tempo da maré semidiurna para a componente meridional observados em São João do Cariri (acima) entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e o modelo GSWM00 (inferior).

O modelo apresenta amplitudes, no geral, menos intensa do que aquelas observadas no Cariri, no entanto, o modelo mostra um comportamento mais definido com relação à

altitude com um aumento gradual da amplitude o qual não é percebido nas observações do Cariri paraibano. O mesmo ocorre para CP (Tokumoto, 2002).

Uma outra característica observada nos dados do Cariri é que as amplitudes das componentes, meridional e zonal da maré diurna são mais elevadas que as amplitudes da maré semidiurna; o modelo também apresenta a mesma característica.

4.2.2.2. Amplitudes das Marés Semidiurnas para a Componente Zonal

A Figura 4.6 mostra a estrutura vertical para a componente zonal da maré semidiurna observada no Cariri e a mesma amplitude segundo o modelo GSWM00. As variações das amplitudes da maré semidiurna para a componente zonal na região do Cariri paraibano apresentam uma tendência anual com amplitudes máximas de 22 ms^{-1} registradas em novembro de 2004, por outro lado, em novembro de 2005 as amplitudes foram bem menos intensas. Foi observada uma tendência à oscilação semi-anual no intervalo de altitudes estudadas, porém, com maior nitidez no segundo ano observado.

As amplitudes observadas no Cariri diferem das amplitudes do modelo GSWM00, que apresenta tanto uma variação anual quanto semi-anual. A variação anual pode ser vista em todas as altitudes entre dezembro e janeiro com máximo de 4 ms^{-1} e acima de 90 km, com máximos de 6 ms^{-1} , em junho-julho, ainda acima de dessa altitude é possível observar uma variação semi-anual com máximas amplitudes em julho e dezembro, sendo mais intensas em julho com 6 ms^{-1} . Em geral, as amplitudes calculadas pelo modelo GSWM00, foram pequenas variando entre 1 e 6 ms^{-1} e apresentam-se menores que as amplitudes

observadas no Cariri. De acordo com Tokumoto (2002), em CP o modelo também supera os dados observados e a amplitude da maré semidiurna também se apresenta menor que a maré diurna.

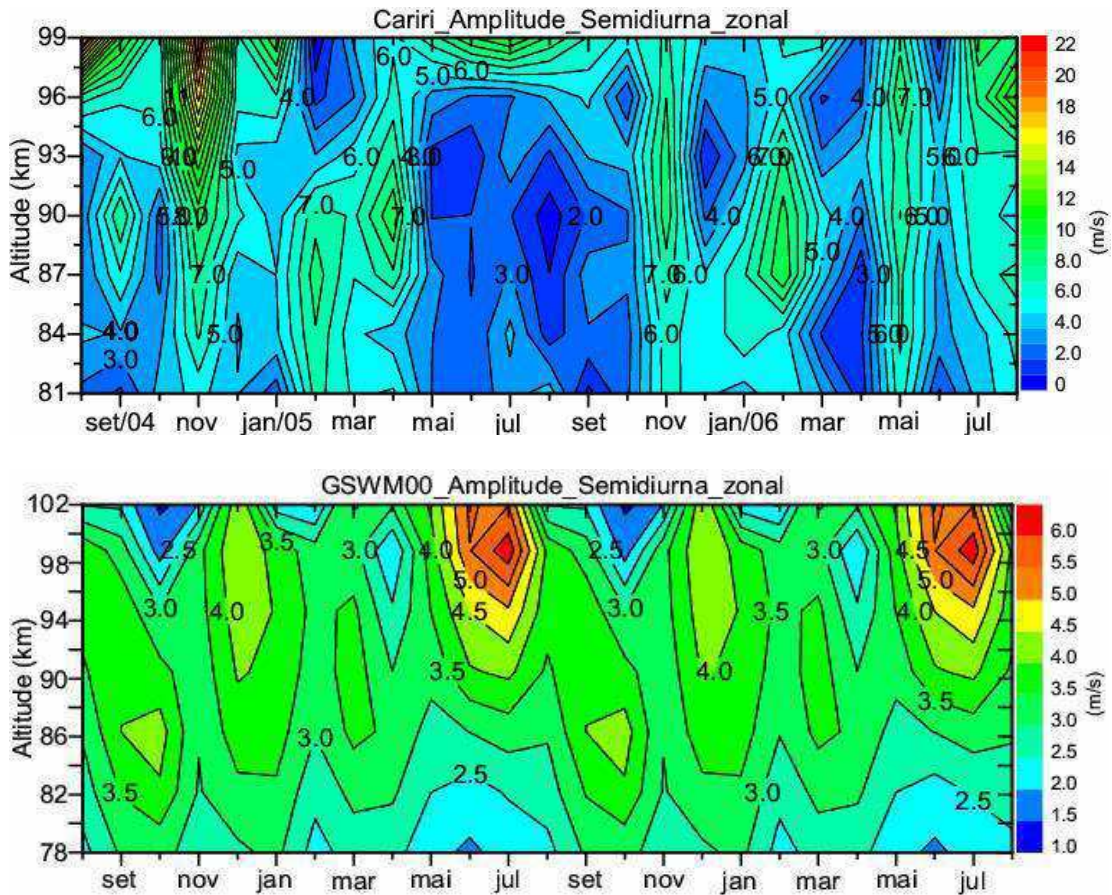


Figura 4.6 – Seção transversal da altitude em função do tempo da maré semidiurna para a componente zonal observados em São João do Cariri (acima) entre agosto de 2004 e agosto de 2006 e o modelo GSWM00 (inferior).

4.2.3. Marés Terdiurnas

4.2.3.1. Amplitudes das Marés Terdiurnas para a Componente Meridional e Zonal

A Figura 4.7 representa a estrutura vertical das amplitudes da maré terdiurna observada no Cariri para a componente meridional e zonal. A maré terdiurna não tem um modelo que descreva teoricamente o seu comportamento ao longo do ano. Os valores observados das amplitudes da maré terdiurna são muito pequenos, menores do que as marés semidiurna, variando entre 0 e $5,5 \text{ ms}^{-1}$ para a componente meridional e entre 0 e $3,6 \text{ ms}^{-1}$ para a componente zonal.

A componente meridional da maré terdiurna apresenta, acima de 93 km de altitude, uma tendência semi-anual, com amplitudes máximas, em novembro de 2004 (3 ms^{-1} em 93 km), no início de julho de 2005 ($2,5 \text{ ms}^{-1}$ em 96 km) e em fevereiro de 2006 ($5,5 \text{ ms}^{-1}$ em 99 km). Abaixo desta altitude, ou seja, entre 81 e 93 km, as amplitudes ficaram em torno de 0 a 1 ms^{-1} não apresentando uma variação interanual definida.

A componente zonal, por outro lado, também apresenta uma tendência semi-anual com amplitudes máximas nas altas altitudes, atingindo o máximo de $2,7 \text{ ms}^{-1}$ em outubro de 2004 e $3,6 \text{ ms}^{-1}$ entre maio e junho de 2006. Também não apresenta uma variação interanual definida, mostrando uma pequena variação de amplitudes abaixo de 93 km.

As observações realizadas em CP também mostram que não houve uma variação interanual significativa tanto na componente meridional quanto na componente zonal (Tokumoto, 2002). Tanto os dados de CP como os dados do Cariri mostram amplitudes com tendências de se manterem constantes com a altitude. De acordo com Tokumoto (2002) a amplitude da maré terdiurna meridional de CP apresentam amplitudes cerca de 2 vezes maior que as amplitudes apresentadas no Cariri paraibano.

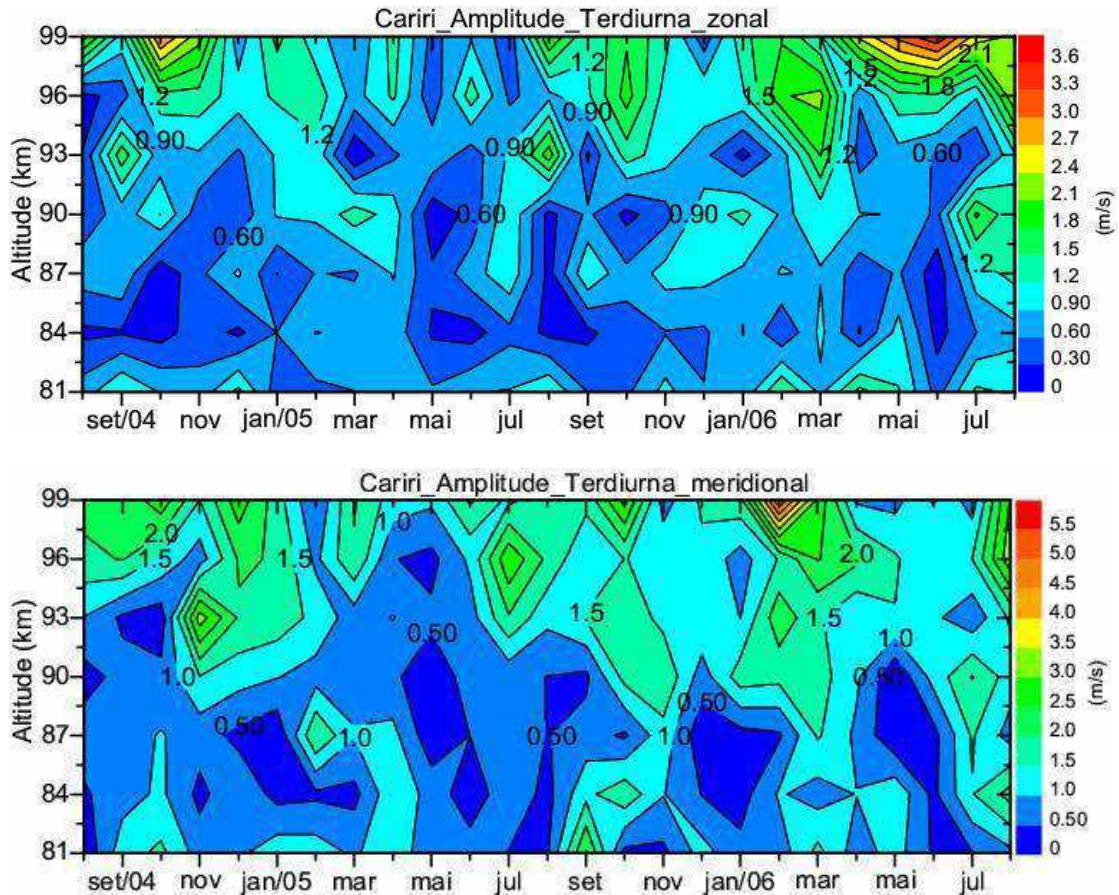


Figura 4.7 – Seção transversal da altitude em função do tempo da maré terdiurna para a componente meridional (inferior) e zonal (superior) observados em São João do Cariri entre agosto de 2004 e agosto de 2006.

4.3. Razão entre a maré diurna sobre a maré semidiurna

A Figura 4.8 mostram a razão entre a amplitude da maré diurna e a maré semidiurna para as componentes, meridional e zonal, tanto para os dados observados no Cariri quanto para o modelo GSWM00, observadas entre o período de agosto de 2004 e agosto de 2006, para as altitudes de 81, 84, 87, 90, 93, 96 e 99 km.

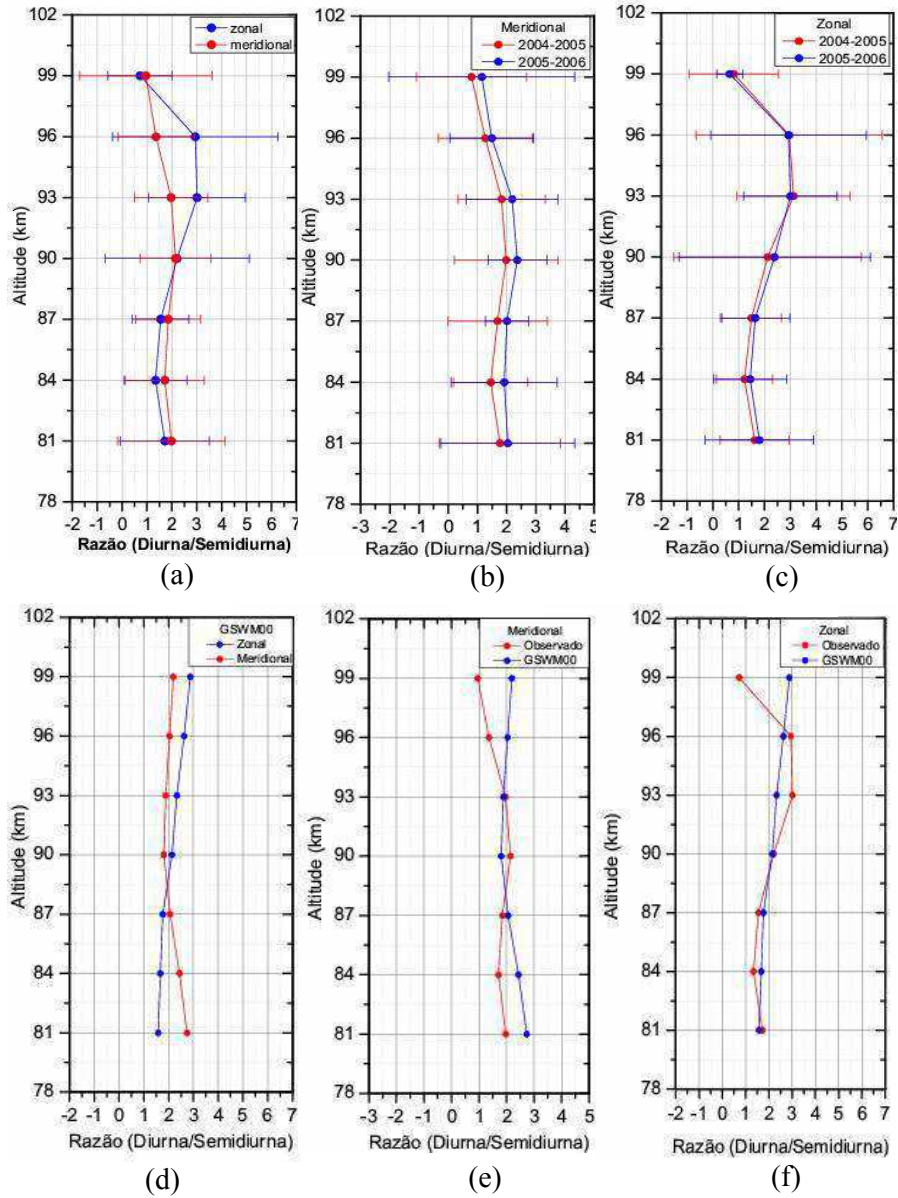


Figura 4.8 – Razão entre as amplitudes médias anuais da maré diurna e semidiurna observadas em São João do Cariri compreendido entre o período de agosto de 2004 a agosto de 2006. (a) representa à média da razão dos dois anos observados para a componente meridional e zonal; (b) a média de cada ano para a componente meridional, (c) a média de cada ano para a componente zonal; (d) representa os dados previstos pelo modelo GSWM00 para as componentes, meridional e zonal; (e) comparação dos dados observados com o modelo GSWM00 para a componente meridional e (f) o mesmo de (e) para a componente zonal.

A Figura 4.8a representa a média mensal dos dois anos observados tanto para a componente meridional quanto para a componente zonal. De forma geral, é observado nas duas componentes que a maré diurna é predominante, permanecendo quase constante entre as altitudes de 81 a 90 km. Neste intervalo a maré diurna é cerca de 2 vezes maior que a maré semidiurna. Acima de 90 km é observado um aumento da amplitude da razão, tanto na componente meridional, quanto na zonal, sendo a maré diurna zonal cerca de 3 vezes maior que a semidiurna.

As Figuras 4.8b e 4.8c mostram a média mensal de cada ano para a componente meridional e zonal, respectivamente, realizada entre agosto de 2004 e agosto de 2005 e entre agosto de 2005 e agosto de 2006. A Figura 4.8c mostra um aumento da razão (para a componente zonal) entre a amplitude da maré diurna e da semidiurna chegando a um valor igual a 3 em 96 km. Este comportamento foi verificado nos dois anos observado. Por outro lado, a componente meridional representada pela Figura 4.8b, mostra um comportamento semelhante nos dois anos observados, apenas com uma ligeira diferença em amplitudes, sendo mais intensas no período de agosto de 2005 a agosto de 2006. A componente meridional, apresenta-se constante até 93 km, com maré diurna da ordem de 2 vezes maior que a semidiurna.

A Figura 4.8d representa a razão do modelo GSWM00 entre a maré diurna e a maré semidiurna para ambas as componentes, zonal e meridional. O modelo mostrou que a maré diurna prevaleceu em relação à semidiurna em ambas as componentes, a componente zonal mostrou um aumento em altitude da maré diurna sendo cerca de 3 vezes maior que a maré semidiurna em 99 km. Por outro lado, a componente meridional mostrou uma diminuição até 90 km, nesta altitude, a maré diurna é cerca de 1,8 vezes maior que a maré semidiurna.

Acima de 90 km mostra um aumento da razão (para a componente meridional) da maré diurna e da semidiurna chegando a um valor igual a 2,2 em 99 km. No entanto, pode-se perceber que ambas as componentes não concordam entre si, entre 81 e 90 km, diferindo dos dados observados, em que houve concordância entre as componentes, no entanto, podemos dizer que acima deste intervalo há acordo, pois em ambas as componentes houve aumento da razão.

As Figuras 4.8e e 4.8f mostra a comparação entre a média dos dois anos observados no Cariri e o previsto pelo modelo GSWM00 para as componentes, meridional e zonal, respectivamente. Na Figura 4.8e que representa a componente meridional é possível observar que entre 81 e 84 km tanto os dados observados quanto o modelo mostra um aumento da razão, por outro lado, acima deste intervalo de altitude os dados observados não estão de acordo com o modelo GSWM00, enquanto que o modelo tende a aumentar a razão os dados observados tendem a diminuir. A componente zonal, Figura 4.8f, já nos mostra um acordo relevante, pois tanto os dados observados quanto o modelo tendem a aumentar a razão até 96 km de altitude. De forma geral, a razão entre a maré diurna e a semidiurna mostra que a maré diurna é predominante em todas as altitudes sendo mais intensas em altas altitudes.

4.4 Fases das Marés Atmosféricas

4.4.1. Fase da Maré Diurna

A Figura 4.9 mostra as fases (hora de máximo) da maré diurna dada em hora local (HL) para a componente zonal e meridional (com a representação do erro em alguns

meses) observada no Cariri entre agosto de 2004 e agosto 2006. O comportamento da fase nas duas componentes é completamente diferente. A fase da maré diurna na componente zonal apresenta uma variabilidade ao longo do tempo, mostrando máximos em janeiro-março de 2005, e em fevereiro-abril de 2006. De forma geral, a fase é descendente e isto dizer que a propagação de energia é ascendente. Por exemplo, para maio de 2006, quando as fases estão bem destacadas, o máximo da maré a 82 km ocorre quase 21 horas depois do máximo para 99 km.

Por outro lado, a fase da maré diurna para a componente meridional apresenta uma variação suave na fase ao longo do tempo e em função da altitude, também mostra uma nítida fase descendente. A cada 3 km de altitude a fase varia cerca de 2 horas e meia. A fase da componente meridional é bem mais comportada que a zonal variando entre -5 e 20 horas.

Com a variação da fase com a altitude podemos calcular a velocidade da onda na vertical (Tabela 4.1). O comprimento de onda vertical médio encontrado para a componente meridional é de $24,9 \pm 2,7$ km, e esta dentro da estimativa da Teoria Clássica das Marés apresentada por Chapman e Lindzen, (1970), os quais são compatíveis com o modo (1,1) de propagação simétrica da maré diurna. A componente zonal apresenta comprimento de onda vertical médio de aproximadamente de $32 \pm 6,9$ km. Nos meses de maio e dezembro de 2005 e agosto de 2006, não foi possível calcular o comprimento de onda na vertical. A variação neste parâmetro para a componente zonal foi bem maior que a componente meridional, como pode ser visto na Figura 4.9.

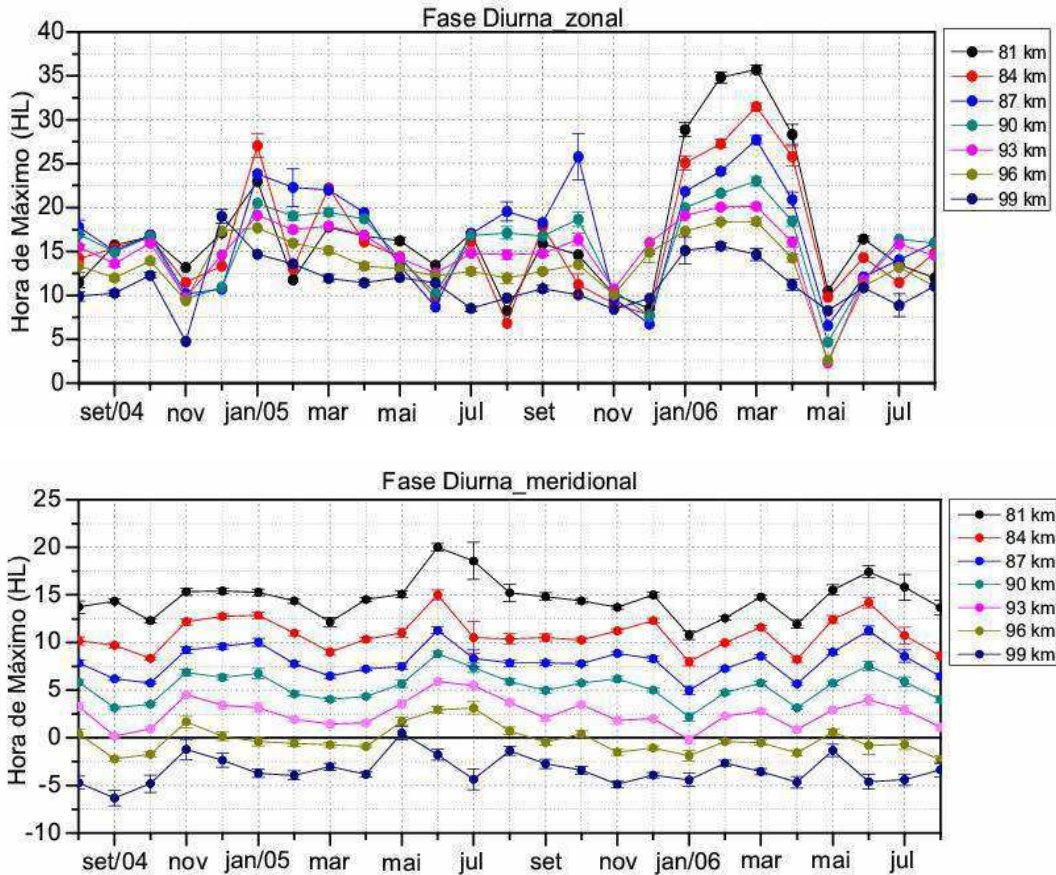


Figura 4.9 – Fases (hora de máximo) da maré diurna para a componente zonal (acima) e meridional (abaixo) ao longo do ano (meses) para várias altitudes, observadas em São João do Cariri, entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006.

4.4.2. Fase da Maré Semidiurna

A Figura 4.10 mostra as fases da maré semidiurna dada em hora local (HL) para a componente zonal e meridional (com a representação do erro em alguns meses) observada no Cariri entre o período que compreende agosto de 2004 e agosto 2006. A fase da maré semidiurna zonal é mais irregular que a fase da maré diurna. A fase mostra-se descendente nos meses de agosto e novembro de 2004, em novembro de 2005 e em maio, julho e agosto

de 2006; nos demais meses é possível que exista a influência de outros modos de propagação que são, juntamente com o modo (1,1), podem ser observados pelo radar. É possível observar uma tendência semi-anual nas fases que apresentam picos em agosto de 2004, janeiro, junho-agosto e dezembro de 2005 e, por fim, em maio e julho de 2006.

No entanto, a componente meridional é bem comportada, e apresenta nitidamente uma variação anual na fase, porém, entre junho e agosto podemos dizer que há uma tendência a modos evanescentes (são ondas com comprimentos de onda extensos), visto que, as horas de máximos em diversas altitudes estão próximas e dificulta o cálculo do comprimento de onda ou apresentam valores relativamente grandes (ondas evanescente).

Na Tabela 4.1 os comprimentos de onda verticais maiores que 80 km podem ser considerados ondas evanescentes, como exemplo, o mês de novembro de 2004 que apresenta uma velocidade de fase de 82 km/dia. Os espaços em branco, na Tabela 4.1, mostram que não foi possível calcular o comprimento de onda na vertical naquele mês, devido à qualidade do ajuste da reta com os dados observados. A velocidade de fase média da onda na vertical da maré semidiurna para a componente zonal é de $40,2 \pm 17,9$ km/dia, enquanto que, a componente meridional é de $59,7 \pm 14,2$ km/dia.

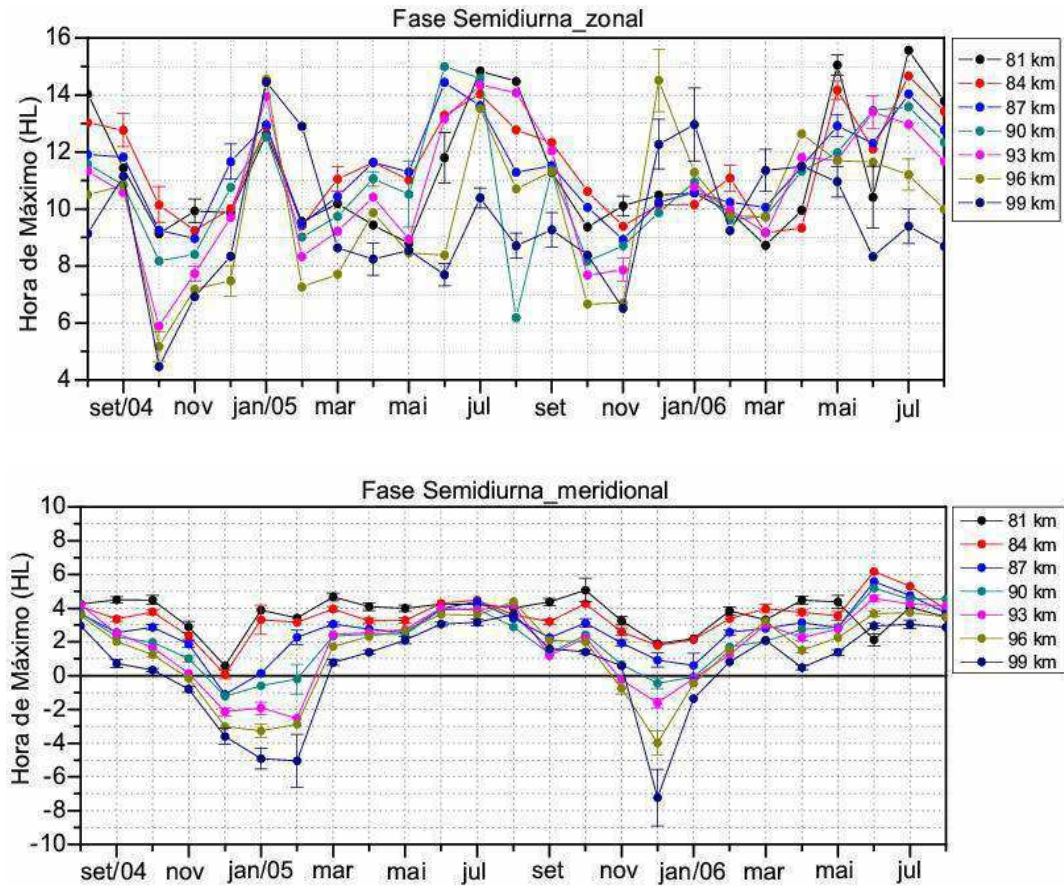


Figura 4.10 – Fases (hora de máximo) da maré semidiurna para a componente zonal (acima) e meridional (abaixo) variando ao longo do ano (meses) e em altitude (km), observadas em São João do Cariri entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006.

Tabela 4.1 – Mostra a velocidade de fase da onda na vertical (km/dia) e o erro para cada mês observado entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006 para as marés atmosféricas diurna, semidiurna e terdiurna para as componentes zonal e meridional.

Marés	Diurna_mer	Diurna_zon	Semidiurna_mer	Semidiurna_zon	Terdiurna_mer	Terdiurna_zon
meses	km/dia	km/dia	km/dia	km/dia	km/dia	km/dia
ago/04	25.4 ± 1.6	37.3 ± 5.8	57.6 ± 0.6	49.7 ± 4.6	-	-
set/04	22.0 ± 0.6	46.0 ± 1.9	48.5 ± 9.1	-	-	-
out/04	26.4 ± 0.6	60.3 ± 10.9	53.8 ± 3.3	29.4 ± 2.6	-	-
nov/04	26.8 ± 0.3	82.7 ± 20.5	56.6 ± 2.7	70.1 ± 3.1	-	-
dez/04	23.8 ± 0.2	31.3 ± 4.0	51.0 ± 2.9	26.4 ± 4.2	-	60.0 ± 4.0
jan/05	22.3 ± 0.4	30.9 ± 2.5	24.2 ± 1.7	45.6 ± 19.5	-	-
fev/05	24.0 ± 0.3	35.1 ± 3.0	23.8 ± 1.9	83.1 ± 5.8	42.6 ± 4.6	43.4 ± 0.9
mar/05	28.8 ± 0.4	34.2 ± 3.6	60.3 ± 5.5	-	-	39.3 ± 4.3
abr/05	24.2 ± 0.54	33.7 ± 4.2	66.8 ± 11.1	-	-	-
mai/05	30.4 ± 1.8	-	67.5 ± 13.7	-	-	-
jun/05	21.3 ± 0.6	129.2 ± 31.2	-	11.1 ± 0.8	302.2 ± 28.7	-
jul/05	23.3 ± 2.2	34.1 ± 6.5	139.8 ± 14.1	-	-	-
ago/05	27.5 ± 1.1	28.9 ± 0.4	99.9 ± 10.2	34.9 ± 3.9	-	-
set/05	25.1 ± 0.6	37.7 ± 1.2	43.6 ± 5.8	58.5 ± 4.7	-	-
out/05	26.1 ± 0.8	14.6 ± 1.5	61.5 ± 7.5	11.9 ± 2.6	-	-
nov/05	22.8 ± 0.6	63.02 ± 15.21	42.3 ± 2.5	-	-	-
dez/05	22.4 ± 0.3	-	20.7 ± 2.6	-	51.1 ± 8.9	-
jan/06	28.6 ± 0.7	33.8 ± 3.1	60.9 ± 10.9	54.7 ± 7.4	-	100.6 ± 22.0
fev/06	28.2 ± 0.2	32.7 ± 1.9	52.6 ± 3.2	-	144.5 ± 40.8	-
mar/06	23.8 ± 0.1	20.8 ± 1.1	-	-	-	-
abr/06	27.1 ± 0.5	25.4 ± 1.5	58.2 ± 3.5	-	-	-
mai/06	25.1 ± 0.7	33.5 ± 2.9	-	81.2 ± 4.5	-	-
jun/06	19.5 ± 0.4	123.1 ± 33.6	56.2 ± 3.6	-	41.86 ± 4.85	-
jul/06	22.6 ± 0.6	28.5 ± 6.8	86.3 ± 7.6	37.9 ± 4.8	39.27 ± 6.90	-
ago/06	25.75 ± 1.05	-	63.31 ± 4.57	43.34 ± 5.33	32.16 ± 2.86	-

4.4.3. Fase da Maré Terdiurna

A Figura 4.11 mostra a fase da maré terdiurna em função do tempo (com a barra de erros), observado em São João do Cariri entre o período de agosto de 2004 a agosto de 2006. As fases da maré terdiurna não apresentam uma variação interanual evidente, sendo mais irregulares que as marés diurnas e semidiurna, portanto, torna-se impossível de verificar algum comportamento ao longo do tempo.

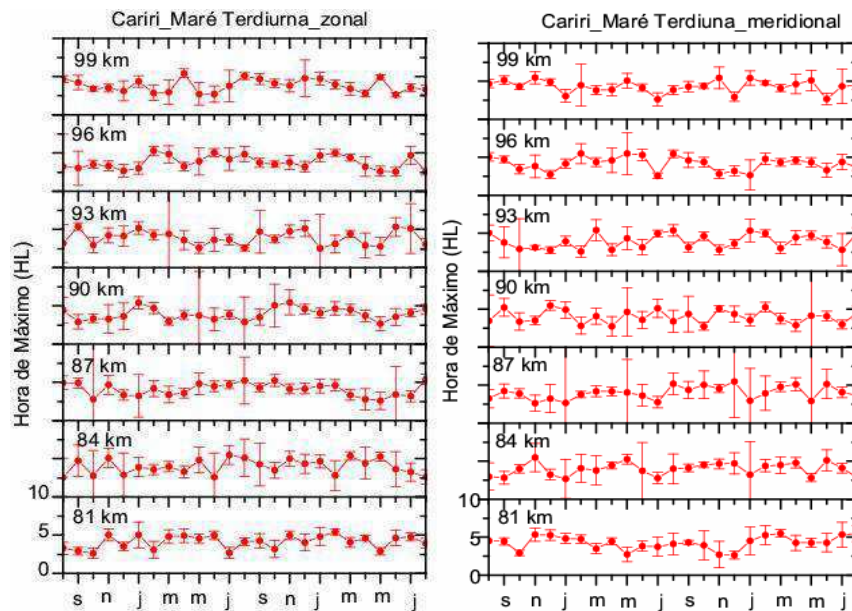


Figura 4.11 – Fase terdiurna em hora local para a componente zonal (esquerda) e meridional (direita) observados em São João do Cariri entre de agosto 2004 a agosto de 2006.

Na próxima seção será mostrado o comportamento das marés atmosféricas diurna, semidiurna e a terdiurna na vertical para as amplitudes e fases tanto na componente meridional quanto na zonal.

4.5. Amplitudes e Fases das marés atmosféricas em perfil vertical

As Figuras 4.12 a 4.17 representam as amplitudes (em ms^{-1}) e fases (em horas) das marés atmosféricas diurna, semidiurna e terdiurna, em função da altitude (km) para a componente zonal e meridional, respectivamente, observadas em São João do Cariri entre o período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006. Os valores das amplitudes e fases são acompanhados por uma expectativa de erro, a qual é representada por uma barra de erros.

4.5.1. Amplitudes das Marés Diurnas

A amplitude da maré diurna para a componente zonal e meridional é representada pelas Figuras 4.12 e 4.13, respectivamente. Em geral, a maré diurna apresenta amplitudes mais fracas abaixo de 90 km. As amplitudes diurnas mensais para a componente meridional (Fig. 4.13) mostram máximos valores entre fevereiro e abril e em outubro, variando neste período entre 45 e 60 ms^{-1} , nos demais meses as amplitudes não excederam 30 ms^{-1} . Os meses que melhor apresentam acordo com o modelo GSWM00 para as amplitudes da maré diurna meridional são os meses junho-agosto, setembro e novembro, alguns meses a concordância é parcial em parte do intervalo, como no mês de maio. A maior discrepância observada entre os dois anos observados é mostrada no mês de fevereiro, onde o segundo ano (2005-2006) apresenta amplitudes que atingem cerca de 60 ms^{-1} , em 90 km, enquanto que o primeiro ano (2004-2005) atinge um máximo de 30 ms^{-1} , também em 90 km. Em geral, as amplitudes meridionais aumentam até aproximadamente

90 km e a partir desta altitude volta a cair, o mesmo foi observado nos dados de CP por Tokumoto (2002).

A amplitude da maré diurna para a componente zonal (Fig. 4.12) apresenta, de modo geral, diferenças interanual muito pequena em todos os meses, com exceção do mês de fevereiro, o qual mostra uma grande discrepância entre os dados observados (com diferença na faixa de 25 ms^{-1}) e o modelo, neste mês, entretanto, é apresentado o maior valor observado da amplitude, que atinge cerca de 50 ms^{-1} , entre 93 e 96 km de altitude. Os meses de setembro e outubro mostram amplitudes maiores que 25 ms^{-1} , acima de 90 km, os demais meses mostram amplitudes que variam de 0 a 25 ms^{-1} . Em geral, as amplitudes tendem a cair com a altitude até aproximadamente 87 km e depois voltam a crescer, como pode ser visto entre agosto-outubro nos dois anos observados, já nos meses de janeiro, fevereiro e maio as amplitudes crescem até 90 km e acima desta altitude começa a cair. Os valores observados não acompanham a tendência de aumento da amplitude com a altitude, apresentada pelo modelo; os meses de melhor concordância foram: janeiro, abril, maio e novembro. De acordo com Tokumoto (2002) os dados observados de CP também mostram diferenças interanuais pequenas e não acompanham o aumento da amplitude na altitude, prevista pelo modelo.

4.5.2. Fases das Marés Diurnas

As Figuras 4.12 e 4.13 mostram as fases da maré diurna para a componente zonal e meridional, respectivamente. As fases diurnas para a componente meridional (Fig. 4.13) são compatíveis com a energia de propagação ascendente durante todos os meses

observados, indicando uma fase descendente. As fases no vento meridional apresentam-se semelhantes em quase todos os meses, com exceção no mês de janeiro o qual apresenta uma pequena variação entre os dois anos observados.

A fase diurna da componente meridional apresenta uma velocidade de fase da onda na vertical de 30,4 km/dia no mês de maio para o ano observado entre 2004-2005. Não há concordância dos dados observados com o modelo GSWM exceto em janeiro que concorda, em parte, no primeiro ano (2004-2005) entre 81 e 90 km. Além disso, há um atraso dos dados observados em relação ao modelo de aproximadamente 12 horas. As fases de CP, de acordo com Tokumoto (2002), apresentam uma concordância com o modelo em março, abril, maio, junho e setembro.

A fase da maré diurna zonal (Fig. 4.12) apresenta uma variação interanual, discordando dos dados de CP, que não apresenta variação interanual, exceto em alguns meses, segundo Tokumoto (2002). De modo geral, a fase é descendente e não há concordância com o modelo. Em maio, junho, outubro e novembro de 2004, e em junho e novembro de 2005 as fases do vento zonal não apresentam propagação com a altitude, mostrando grandes comprimentos de onda na vertical, podendo ser considerada uma onda evanescente (ver Tabela 4.1).

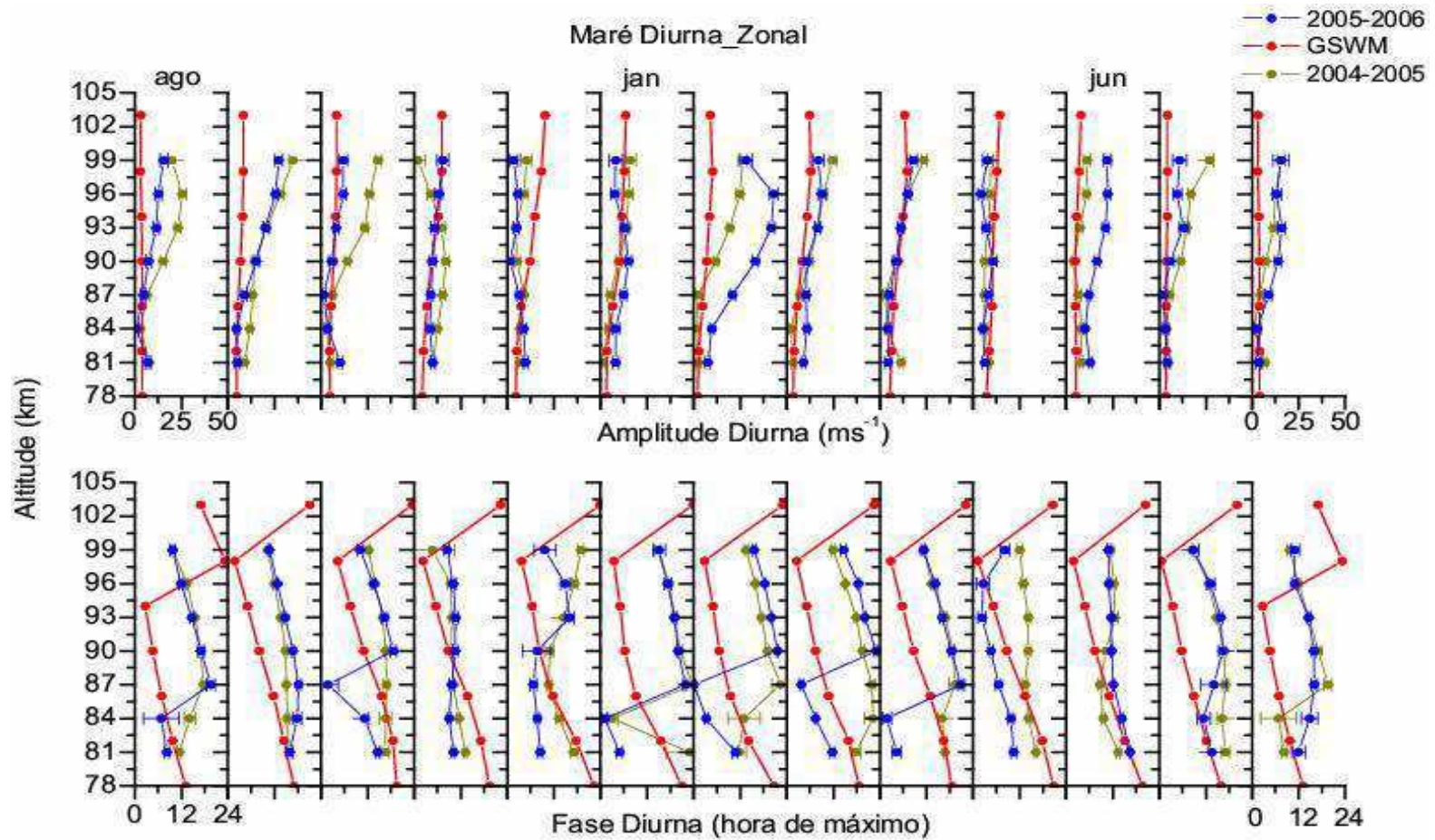


Figura 4.12 – Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré diurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que compreende de agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente zonal.

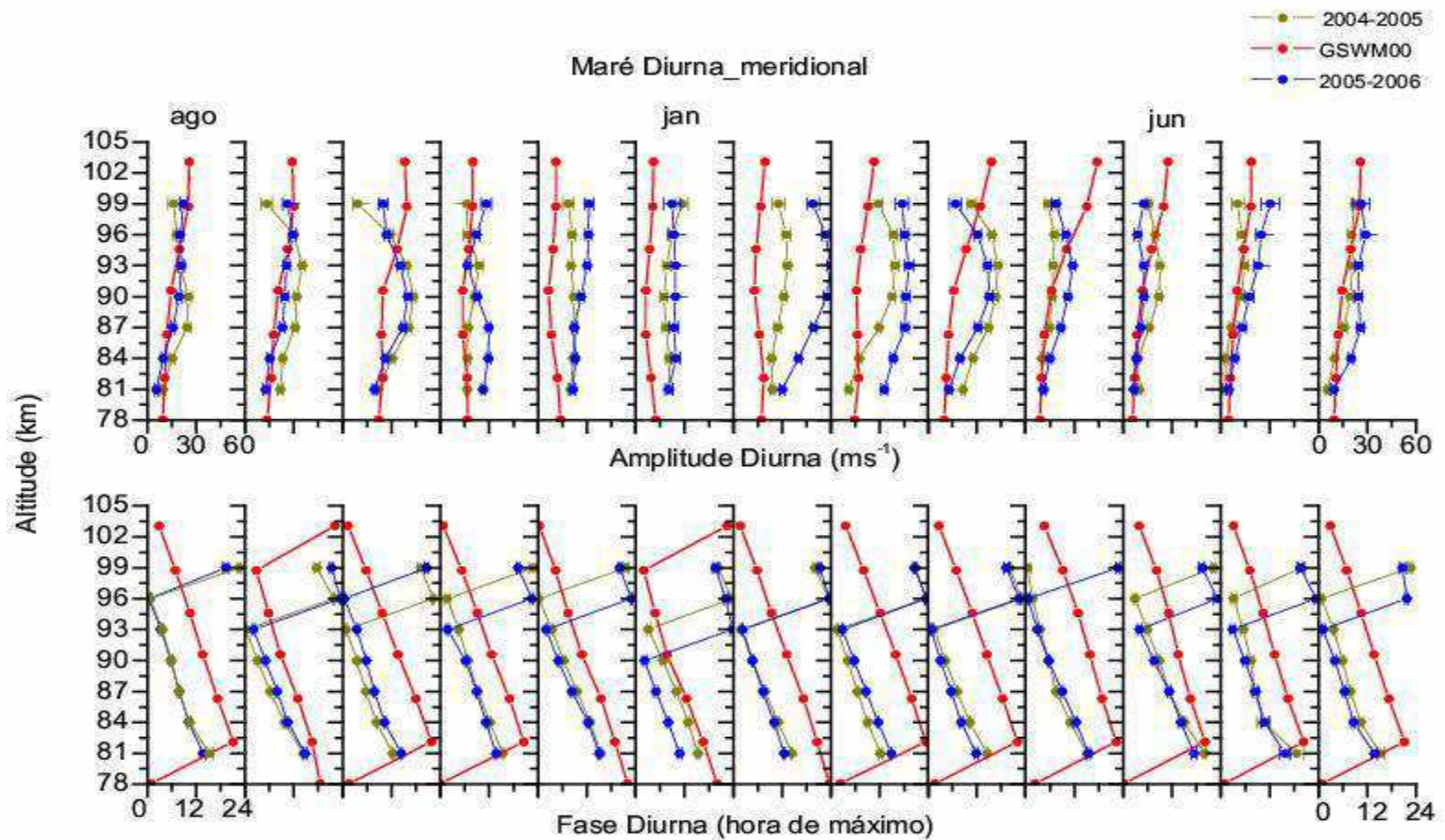


Figura 4.13 – Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré diurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que compreende de agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente meridional.

4.5.3. Amplitudes das Marés Semidiurnas

As Figuras 4.14 e 4.15 representam as amplitudes das marés semidiurnas para a componente zonal e meridional, respectivamente. Como pode ser visto as amplitudes da maré semidiurna são mais fracas que a diurna, e a componente zonal apresenta-se mais fraca que a componente meridional.

As amplitudes da componente meridional (Fig.4.15) observada no Cariri mostram-se flutuantes em alguns meses apresentando diminuições e aumentos nas amplitudes como nos meses de fevereiro de 2005, março, abril e agosto nos dois anos observados. Em janeiro, a amplitude parece não variar com a altitude, enquanto que, nos demais meses tende a aumentar com a altitude. O modelo GSWM00 prevê aumento da amplitude com a altitude, mas não está de acordo com os dados observados no Cariri que apresentam valores mais intensos que o modelo. Comportamento semelhante foi observado em CP por Tokumoto (2002).

A amplitude da componente zonal não apresenta uma variação interanual muito intensa no Cariri, a título de comparação, CP também não apresenta variação interanual muito intensa (Tokumoto, 2002). Em geral, os dados observados tanto no Cariri quanto em CP superam os valores previstos pelo modelo, no entanto, em alguns meses há acordo com os dados observados. O modelo prevê um aumento lento com a altitude em todos os meses. A maior discrepância (em torno de 12 ms^{-1}) entre os dados observados ocorre nos meses de agosto e novembro de 2004 acima de 90 km de altitude. Em alguns meses a amplitude tende a aumentar com a altitude como pode ser visto em novembro de 2004, janeiro de 2004 e julho de 2005, nos demais meses, permanecem quase que constantes.

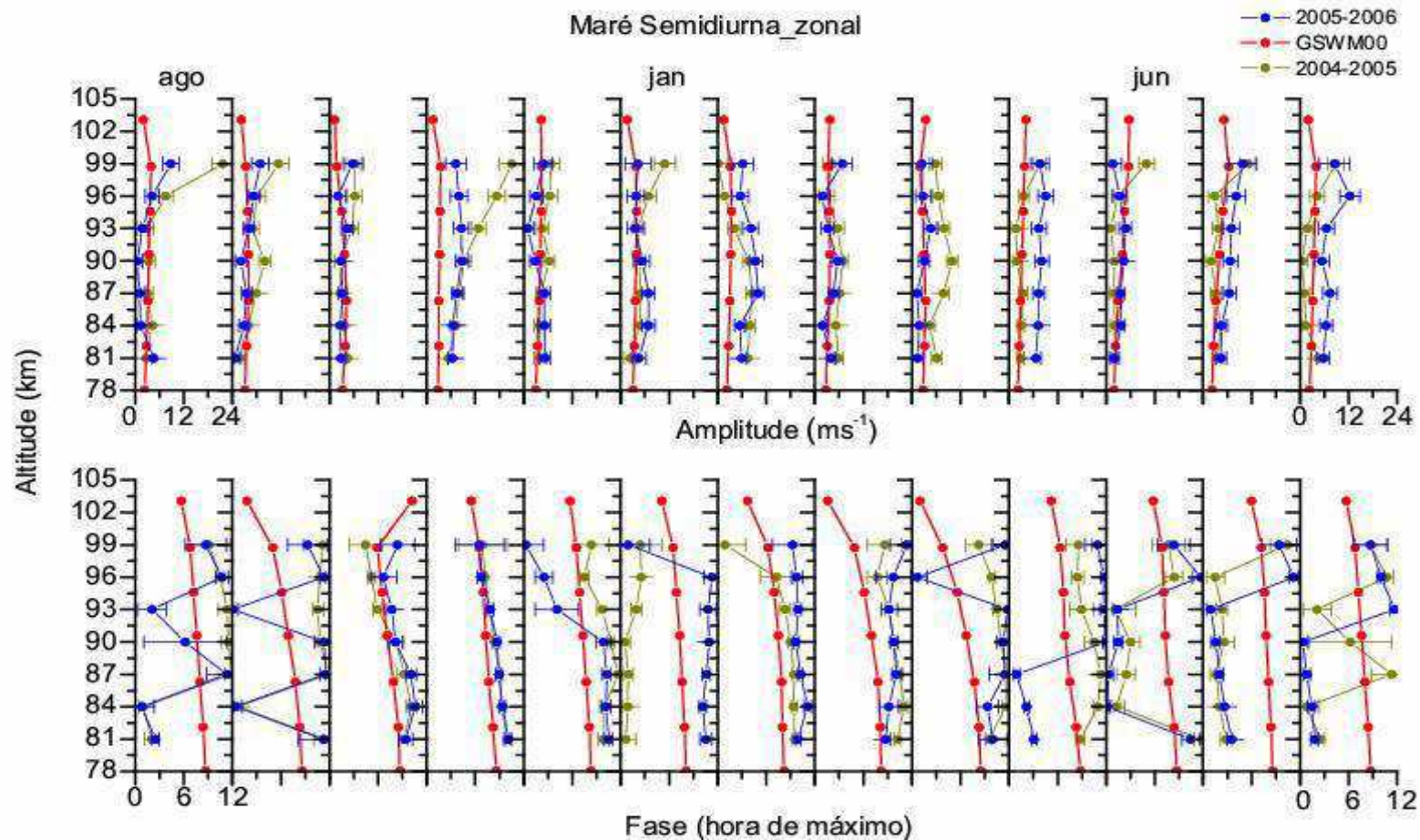


Figura 4.14 – Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré semidiurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que compreende de agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente zonal.

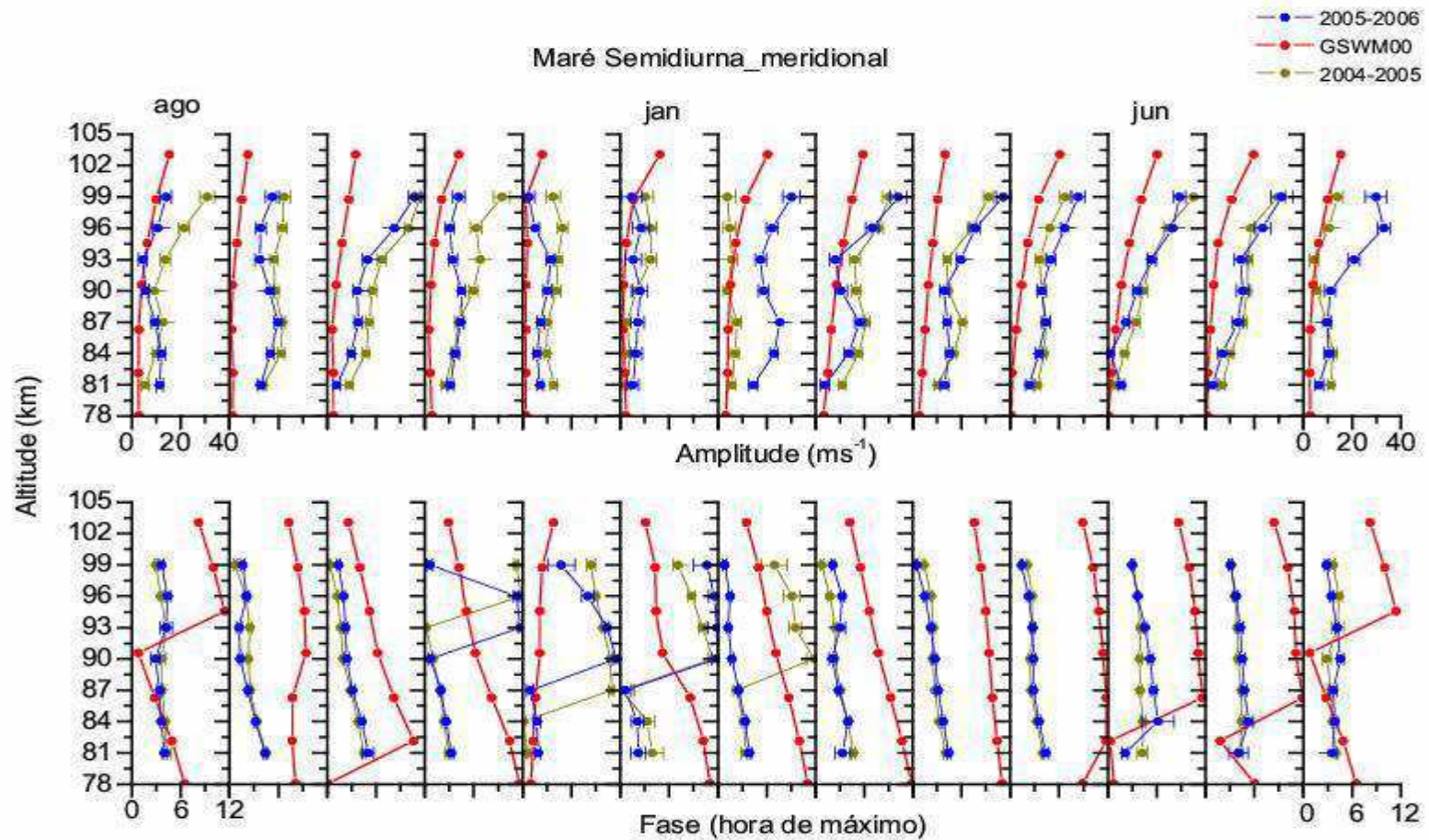


Figura 4.15 – Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré semidiurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que compreende de agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente meridional.

4.5.4. Fases das Marés Semidiurnas

As Figuras 4.14 e 4.15 mostram as fases da maré semidiurna para a componente zonal e meridional, respectivamente. As fases da maré semidiurna meridional (Fig. 4.15) mostram-se bastante irregulares, devido às amplitudes destas componentes serem muito pequenas. Os meses de fevereiro de 2005, março, abril, setembro e outubro de 2004 e 2005 mostram fases descendentes com a altitude. Nos meses de novembro, dezembro, janeiro e fevereiro são apresentados fases que concordam parcialmente entre os dados observados em algumas altitudes. O modelo apresenta-se defasado cerca de 3 a 6 horas em relação aos dados observados no Cariri.

As fases da componente zonal se mostram bem irregulares devido às amplitudes desta componente ser muito pequena, portanto, sendo mais sensíveis as oscilações de curto período. A estrutura vertical da fase semidiurna apresenta fases descendentes nesta componente nos meses de julho e de outubro a dezembro. O modelo GSWM, de modo geral, não concorda com os dados observados no Cariri, exceto nos meses de fevereiro, março, outubro e novembro, em que se mostram mais próximos do previsto pelo modelo, ou seja, mostra um defasagem de 1 ou 2 horas em relação ao modelo. De acordo com Tokumoto (2002) em CP, assim como no Cariri, alguns meses apresentam concordância parcial com o modelo, com uma defasagem de 2 a 3 horas em relação ao modelo.

4.5.5. Amplitudes das Marés Terdiurnas

As marés terdiurna são muito influenciadas por outros modos de propagação, por isso, torna-se difícil obter um comportamento definido. As amplitudes da maré terdiurna

para as componentes zonal e meridional é mostrada nas Figuras 4.16 e 4.17, respectivamente. As componentes zonal e meridional apresentam amplitudes bem pequenas e se mostram menores que as amplitudes da maré semidiurna. A componente zonal e meridional não apresenta variabilidade interanual significativa.

Comportamento semelhante foi mostrado por Tokumoto (2002). A componente meridional apresenta amplitudes que variam entre 0 e 5 ms^{-1} , sendo a metade da amplitude apresentada nos dados de CP que mostra um máximo de 10 ms^{-1} (Tokumoto, 2002). A maior divergência encontrada é no mês de fevereiro para altitude de 99 km. Por outro lado, a componente zonal nos dados observados no Cariri mostram amplitudes máximas de aproximadamente 4 ms^{-1} , mostrando-se menores que a componente meridional.

4.5.6. Fases das Marés Terdiurnas

As Figuras 4.16 e 4.17 representam as amplitudes e fases da maré terdiurna para a componente zonal e meridional, respectivamente. As fases da maré terdiurna se mostram bem irregulares devido às amplitudes se apresentarem muito pequenas, o que torna difícil calcular os a velocidade de fase vertical para a maré terdiurna tanto para a componente zonal quanto para a meridional. A maré terdiurna, em ambas as componentes, zonal e meridional, não apresenta variação interanual evidente, no entanto, em alguns meses é possível perceber o adiantamento das fases em relação aos dados observados no Cariri.

A amplitude da maré terdiurna na componente zonal e meridional apresentam valores próximos de zero, apresentando um ligeiro aumento acima de 90 km de altitude, atingindo em torno de 5 ms^{-1} na componente zonal e 10 ms^{-1} na meridional.

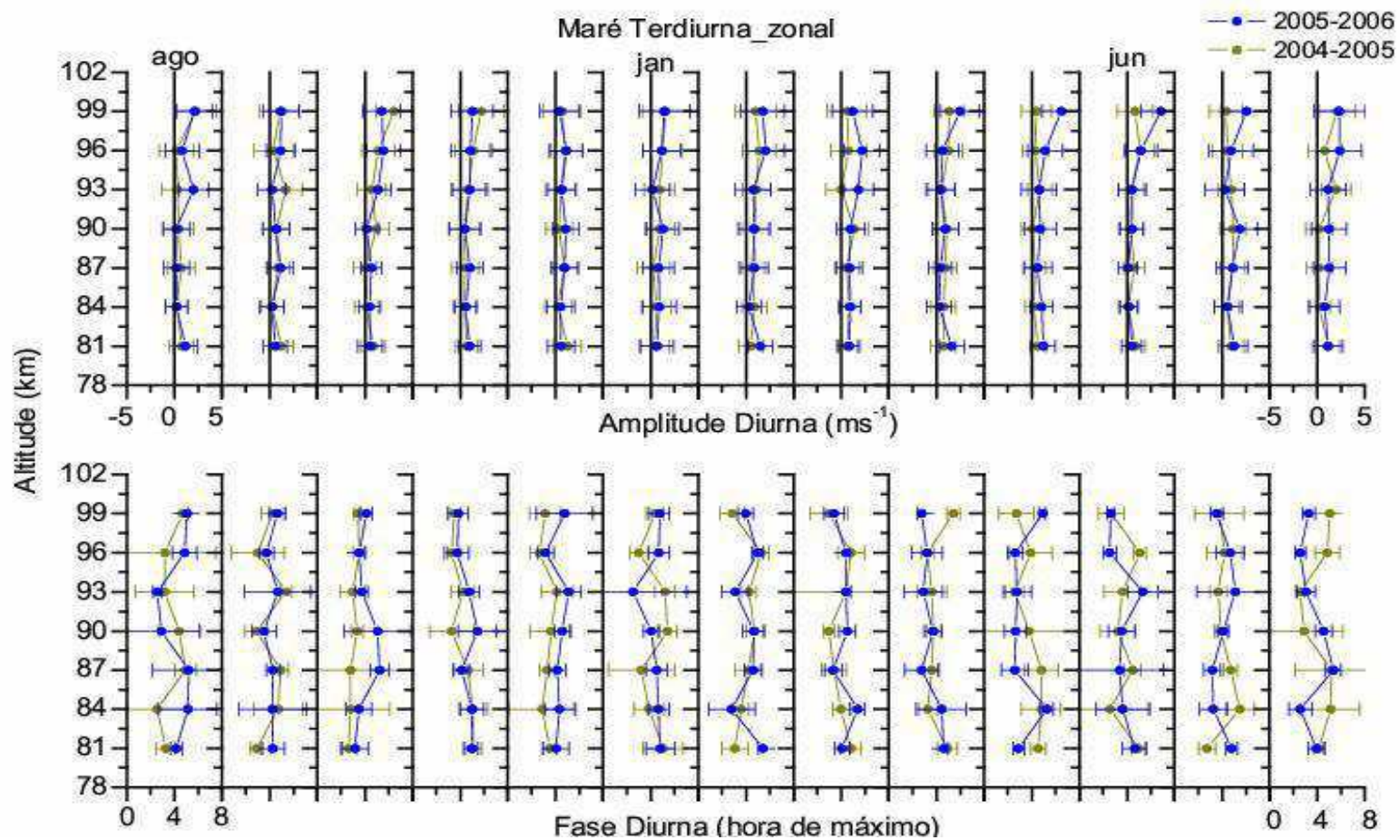


Figura 4.16 – Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré terdiurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que de compreende agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente zonal.

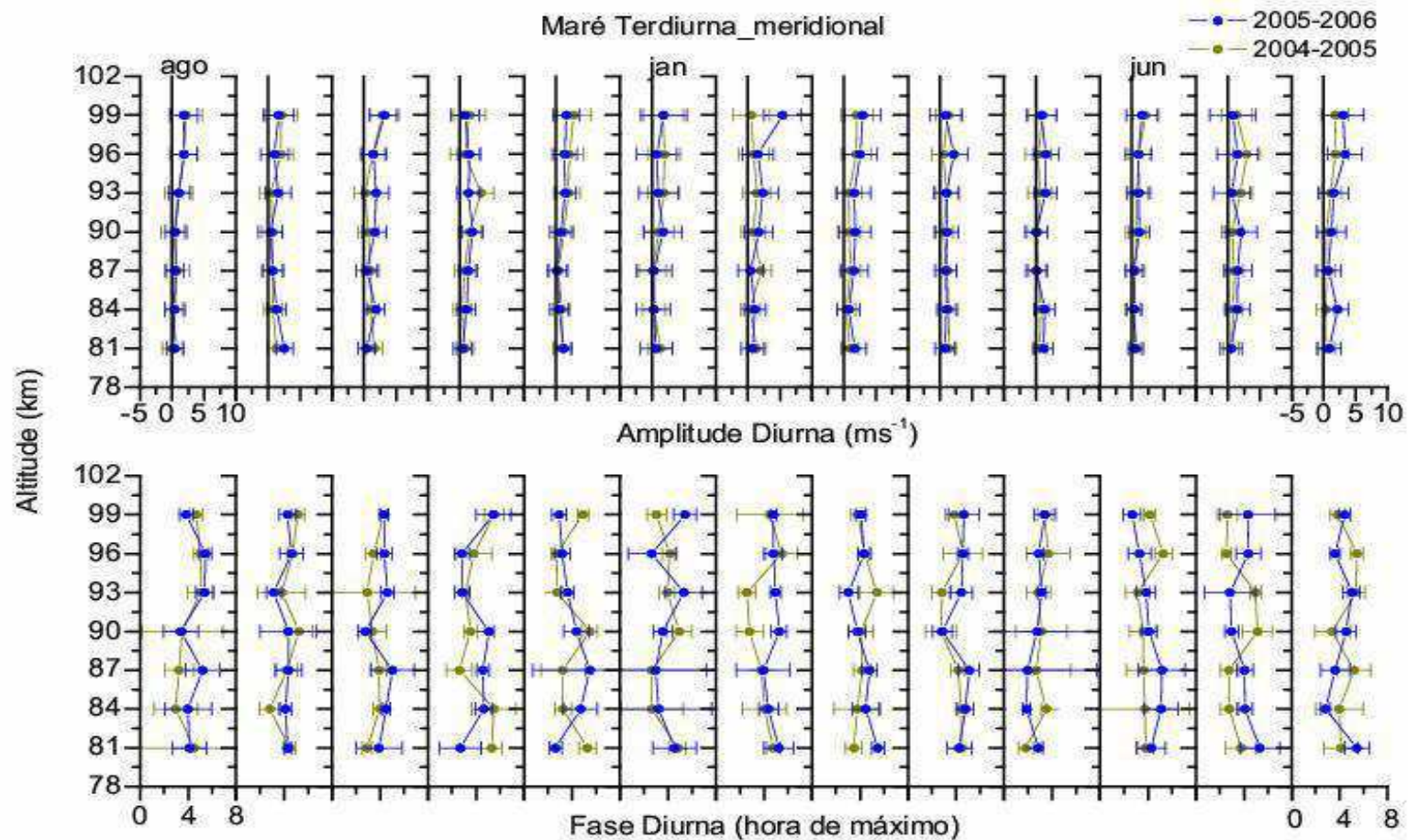


Figura 4.17 – Amplitudes (superior) e Fases (inferior) da maré terdiurna em função do tempo e da altitude observada em São João do Cariri entre o período que de compreende agosto de 2004 a agosto de 2006 para a componente meridional.

4.6. Erro Médio

A Tabela 4.2 mostra uma visão geral da variação média das amplitudes e fases das marés atmosféricas diurna, semidiurna e terdiurna em ambas as componentes, zonal e meridional com o desvio padrão, no período que compreende agosto de 2004 a agosto de 2006. Através desta tabela, pode-se obter em média o quanto às amplitudes e as fases variam em cada altitude estudada.

A amplitude da maré diurna para a componente meridional, por exemplo, apresenta uma variação de $\pm 8,1 \text{ ms}^{-1}$ em média, em 81 km, isto implica que, em média a amplitude varia entre 8,0 e $24,2 \text{ ms}^{-1}$. A Tabela 4.2 mostra o quando podemos confiar nos dados, pois em alguns casos é observado que o desvio padrão encontra-se próximo ou até mesmo maior que o valor observado, como mostra a fase meridional da maré diurna, em 93 km de altitude, neste caso, o desvio padrão mostrou-se maior que o dado observado.

Tabela 4.2 - Representa a média mensal e a média do erro das marés atmosféricas no período observado entre agosto de 2004 e agosto de 2006 para a componente diurna, semidiurna e terdiurna para cada altitude estudada.

	Altitude (km)						
Amplitude (m/s)	81	84	87	90	93	96	99
Diurna_zonal	7.1 ± 3.0	6.0 ± 3.4	7.9 ± 4.4	11.4 ± 6.2	15.0 ± 7.8	16.5 ± 8.8	17.5 ± 8.7
Diurna_meridional	16.1 ± 8.1	19.9 ± 9.3	25.3 ± 10.7	28.1 ± 11.3	28.6 ± 11.4	26.8 ± 10.4	23.1 ± 9.6
Semidiurna_zonal	4.1 ± 1.8	4.4 ± 1.8	5.1 ± 2.4	5.2 ± 2.8	5.0 ± 2.7	5.6 ± 3.6	7.9 ± 4.9
Semidiurna_meridional	8.2 ± 3.7	11.6 ± 5.2	13.7 ± 5.4	13.1 ± 4.2	14.5 ± 5.0	19.6 ± 7.9	24.2 ± 11.1
Terdiurna_zonal	0.9 ± 0.3	0.5 ± 0.3	0.7 ± 0.3	0.8 ± 0.4	0.8 ± 0.5	1.2 ± 0.6	1.6 ± 0.9
Terdiurna_meridional	0.9 ± 0.5	0.9 ± 0.5	0.7 ± 0.5	1.0 ± 0.6	1.3 ± 0.7	1.6 ± 0.7	1.9 ± 1.1
	Altitude (km)						
Fase (hora de máximo)	81	84	87	90	93	96	99
Diurna_zonal	13.1 ± 4.2	11.3 ± 5.3	13.9 ± 6.7	15.6 ± 4.6	15.0 ± 3.7	13.4 ± 3.4	11.4 ± 2.9
Diurna_meridional	14.7 ± 2.0	10.8 ± 1.8	8.0 ± 1.6	5.4 ± 1.5	3.6 ± 4.4	15.1 ± 10.6	19.6 ± 4.2
Semidiurna_zonal	7.9 ± 3.6	6.2 ± 4.6	8.0 ± 4.4	7.9 ± 3.9	7.1 ± 4.0	8.0 ± 3.3	7.6 ± 3.3
Semidiurna_meridional	3.7 ± 1.0	3.5 ± 1.2	3.1 ± 2.0	4.5 ± 3.7	4.7 ± 3.6	4.7 ± 3.5	3.4 ± 3.1
Terdiurna_zonal	4.1 ± 0.9	4.0 ± 1.0	4.1 ± 0.8	3.9 ± 0.8	3.9 ± 0.9	3.8 ± 0.9	3.8 ± 0.8
Terdiurna_meridional	4.3 ± 0.9	4.0 ± 0.8	4.0 ± 0.9	4.0 ± 0.9	3.9 ± 1.0	4.2 ± 0.9	4.3 ± 0.8

5. CONCLUSÕES

Este trabalho é o resultado das observações das marés atmosféricas diurnas, semidiurnas e terdiurnas na região da MLT através de dados obtidos por um radar meteorológico instalado em São João do Cariri (7,4°S; 36,5°O) que mediu ventos entre agosto de 2004 e agosto de 2006. Foi observado o comportamento dos ventos médios e das marés para as componentes, zonal e meridional e também realizada uma comparação dos dados observados com modelos. Os principais resultados deste trabalho são os seguintes:

- Os ventos médios meridionais apresentaram comportamento anual ao longo de todas as altitudes, por outro lado, o vento médio zonal apresentou uma oscilação semi-anual predominante em todas as altitudes. Em ambas as componentes, foram observadas uma razoável concordância com os dados previstos pelo modelo HWM93, porém, o modelo CIRA apresentou fraca concordância com os dados observados. Uma outra característica observada é que os ventos zonais se apresentaram bem mais intensos que os ventos meridionais.

- A amplitude diurna da componente meridional apresentou uma variação semi-anual com picos em outubro de 2004 e em abril de 2005, além disso, mostrou-se de acordo com os dados do modelo GSWM00. A componente zonal, por sua vez, mostrou uma tendência semi-anual em altitudes acima de 90 km, com máximos nos equinócios, como prevê o modelo GSWM00.
- A amplitude semidiurna da componente meridional mostrou uma oscilação semi-anual em altitudes próximas de 99 km e, uma tendência de oscilação anual abaixo de 93 km mostrando-se de acordo com o modelo GSWM00, entretanto, a componente zonal apresentou tendência anual com valores máximos em novembro de 2004, enquanto que, em novembro de 2005 os valores foram menos intensos, diferindo do modelo, o qual apresentou tanto uma variação anual quanto semi-anual.
- A amplitude terdiurna, em ambas as componentes, zonal e meridional apresentou uma tendência semi-anual, em altitudes acima de 93 km, abaixo desta altitude, não foi observado nenhuma variação; isto se deve ao fato das amplitudes das marés terdiurnas serem muito pequenas, impossibilitando obter uma característica nas marés mais definida.
- De modo geral, foi observado que a amplitude diurna se apresentou mais elevada que a amplitude semidiurna tanto na componente meridional quanto na zonal, fato este, previsto pelo modelo. Entretanto, as amplitudes das marés observadas, em ambas as componentes, zonal e meridional mostraram-se maiores que as amplitudes do modelo. Por outro lado, as amplitudes meridionais das marés, de modo geral, são bem maiores que as amplitudes zonais.

- Com relação às fases, em geral, estas se mostram descendentes. A fase diurna zonal mostrou uma variabilidade da fase ao longo do tempo apresentando picos em janeiro-março de 2005 e em fevereiro-abril de 2006. Por outro lado, a componente meridional se apresentou mais comportada variando ao longo do tempo e em função da altitude. Em alguns meses houve concordância parcial com o modelo GSWM00.
- As fases semidiurna tanto na componente meridional como na zonal mostram-se bastante irregulares, devido às amplitudes destas componentes serem muito pequenas, apresentados fases que concordam parcialmente entre os dados observados em algumas altitudes. O modelo se apresentou defasado em relação aos dados observados, na componente meridional, cerca de 3 a 6 horas e de 1 a 2 horas em relação ao modelo para a componente zonal.

É preciso um estudo mais detalhado, envolvendo uma série de dados maior, para compreender a dinâmica da atmosfera e conhecer outros tipos de oscilações, tais como: as ondas de gravidade, ondas planetárias incluindo, principalmente ondas de dois dias, 3,5 dias e outras oscilações, que possam afetar as ondas de marés e também avaliar as causas das discrepâncias entre os valores observados e os valores do modelo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREWS, D. G., HOLTON, J.R., LEOVY, C.B. **Middle Atmosphere Dynamics**, Academic Press, Inc., 1987.

AKMAV, R. A., Simulation of large-scale dynamics in the mesosphere with the Doppler-spread parametrization of gravity waves:2. Eddy mixing and the diurnal tide. **Journal of Geophysical Research**, 106, 1205-1213, 2001.

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**, p.623-636, Jan. 2004.

BEER, T. **Atmospheric Waves**. London: Adam Hilger, 1974. 300p.

BLOOMFIELD, P. Fourier Analysis of Time Series: An Introduction, **Library of Congress Cataloging in Publication data**, 1976.

BURITI, A. B. da, Estudo de Parâmetros de ondas de Gravidade por medidas simultâneas de Radar MU e fotômetro em Shigaraki (135°N, 136°L), Japão. **Tese de Doutorado de Ciência Espacial**, INPE, São José dos campos, Março de 1997.

BURRAGE, M. D., HAGAN, M. E., SKINNER, W.R., WU, D.L, HAYS, P.B. Long-term variability in the solar diurnal tide observed by HRDI and simulated by the GSWM. **Geophysical Research Letters**, v. 22. n.19, p. 2641-2644, Oct. 1995.

CEPLECHA, Z.; BOROVICKA, J.; ELFORD, W. G.; REVELLE, D. O.; HAWKES, R. L.; PORUBCAN, V.; SIMEK, M. Meteor phenomena and bodies. **Space Science Reviews**, v. 84, n. 3-4, p. 327-471, Apr. 1998.

CORRÊA, J. A. de S. Estudos de Meteoros e Investigações de Seus Efeitos na Ionosfera com Dados do Radar SKiMET e GPS. **Dissertação de Mestrado em Astrofísica**, INPE, São José dos Campos, Fev. 2003.

CHAPMAN, S.; LINDZEN, R.S. **Atmospheric Tides: thermal and gravitational**. Dordrecht: D.Reidel Publ, 1970. 200p.

FLEMING, E.L., CHANDRA, S., BURRAGE, M.D., SKINNER, W.R., HAYS, P.H., SOLHEIM, B.H., SHEPHERD, G.G. Climatological mean wind observations from the UARS high-resolution Doppler imager and wind imaging interferometer: Comparison with current reference models. **Journal of Geophysical Research**, v 101, n.D6, p. 10455-10473, Apr. 1996.

FORBES, J. M. Tidal and planetary waves. In: Johnson, R. M.; Killeen, T. L., (ed.) **The upper mesosphere and lower thermosphere: a review of experiment and theory geophysical monograph**. Washington: American Geophysical Union, 1995.

FORBES, J.M. Atmospheric tidal 1. Model description and results for the solar diurnal component. **Journal of Geophysical Research**, v.87, no. A7, p.5222-5240, Jul, 1982a.

FORBES, J.M. Atmospheric tidal 2. The solar and lunar semidiurnal components. **Journal of Geophysical Research**, v.87, no. A7, p.5241-5252, Jul, 1982b.

FORBES, J. M; GARRET, H.B. Theoretical studies of atmospheric tides. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.17, no.8, p. 1951-1981, Nov.1979.

FRITTS, D. C., ISLER, J. R. Mean motions and tidal and two-day structure and variability in the mesosphere and lower thermosphere over Hawaii. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 14, p. 2145-2164, Jul. 1994.

GENESIS SOFTWARE. Meteor flux [online] <<http://128.39.153.24/SKiYMET/flux.htm>>

GENESIS SOFTWARE. SKiYMET HF/VHF All-Sky Interferometric Meteor Radar System [online]. <<http://www.gsoft.com.au/skiymet.html>>

GROVES, G. V. Hough components of water vapour heating. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, v. 44, no. 3, p. 281-290, Jul, 1982.

HAGAN, M. E.; ROBLE, R. G.; HACKNEY, Migrating thermospheric tides. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. A7, p. 12739–12752, Jul, 2001.

HAGAN, M., **GSWM: Global Scale Wave Model 2000 (GSWM00)** [online] <<http://www.hao.ucar.edu/modeling/gswm/gswm.html>>

HAGAN, M.E., BURRAGE, M.D., FORBES, J.M., HACKNEY, J., RANDEL, W.J., ZHANG, X. GSWM-98: Results for migrating solar tides. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, no. A4, p. 6813-6827, Apr, 1999.

HAGAN, M. E., Burrage, M. D., FORBES, J. M., HACKNEY, W. J AND ZHANG. QBO effects on the diurnal tide in the upper atmosphere. **Earth Planets Space**, v. 51, no. 571-578, 1999a.

HAGAN, M.E., FORBES, J.M., VIAL, F. On modeling migrating solar tides. **Geophysical Research Letters**, v. 22, no. 8, p. 893-896, Apr. 1995.

HEDIN, A.E., FLEMING, E.L., MANSON, A.H., SCHMIDLIN, F.J., AVERY, S.K., CLARK, R.R., FRANCKE, S.J., FRASER, G.J., TSUDA, T., Vial, F., VINCENT, R.A.

Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**. v. 58, no. 13, p. 1421-1447, 1996.

HOCKE, K., IGARASHI, K. Diurnal and semidiurnal tide in the upper middle atmosphere during the first year of simultaneous MF radar observations in northern and southern Japan (45°N and 31°N). **Annales Geophysicae**, v. 17, p. 405-414, 1999.

HOCKING, W. K., FULLER, B., VANDEPEER, B. Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 63, no. 2-3, p. 155-169, 2001.

KIRCHHOFF, VOLKER W.J.H., Introdução à geofísica espacial, Nova Stella, Editora da Universidade de São Paulo, FAPESP, 1991.

LIMA, L.M., SILVA, F.F.O., PAULINO, A. R.S., BURITI, R. A., MEDEIROS, A. F., BATISTA, P.P., CLEMESHA, B. R., TAKAHASHI, H. Diurnal and semidiurnal variations in the mesospheric winds observed at São João do Cariri-PB, Brazil: a preliminary study. **9th International Congresso of the Brazilian Geophysical Society**, Salvador, Brazil, Set. 2005.

LIMA, L.M., Observação de ondas Planetárias na região da mesopausa equatorial e de baixas latitudes do Hemisfério Sul, **Tese de Doutorado de Pós Graduação em Geofísica Espacial**, INPE, São José dos Campos, Fev. 2004.

KATO, S. **Dynamics of the upper atmosphere**. Dordrecht: D. reidel Publishing Company, 1980, 233p.

MACHADO, E. A. Caracterização dos parâmetros de ondas de gravidade detectadas por imagens de aeroluminescência em São João do Cariri (7,4°S; 36,5°O). **Dissertação de Mestrado em Meteorologia**, UFCG, Campina Grande, 2002.

MANSON, A., MEEK, C., HAGAN, M., HALL, C., HOCKING, J., MACDOUGALL, J., FRANKEE, S., V.D., FRITTS, D., VINCENT, R., BURRAGE,

M. Seasonal variations of the semi-diurnal and diurnal tides in the MLT: multi-year MF radar observations from 2 to 70°N, and the GSWM tidal model. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 61, p. 809-828, Jun. 1999.

MATSUNO, T. **Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area**, Geophysical institute, Tokio University, Tokio, Fev,1966.

MAYR, H. G., J. G. MENGEL, K. L. CHAN, AND H. S. PORTER, Seasonal variations of the diurnal tide induced by gravity wave Filtering, **Geophys. Res. Lett.**, v. 25, p. 943–946, 1998.

MCLANDRESS, C. The seasonal variation of the propagating diurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere. Part 1: The role of gravity waves and planetary, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, no. 5, Mar, 2002a.

MCLANDRESS, C. The seasonal variation of the propagating diurnal tide in the mesosphere and lower thermosphere. Part 2: The role of tidal heating and zonal mean winds, **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, no. 5, Mar, 2002b.

MCLANDRESS, C. Interannual variations of the diurnal tide in the mesosphere induced by a zonal-mean wind oscillation in the tropics. **Geophysical Research Letters**. V. 29, no. 9, 2002c.

MCLANDRESS, C. On the importance of gravity waves in the middle atmosphere and their parameterization in general circulation models. **Journal of Atmospheric Terrestrial Physics**, v. 60, p. 1357–1383, Set. 1998.

MEYER, C. K., Gravity wave interactions with the diurnal propagating tide. **Journal of Geophysical Research**., 104, 4223-4239, 1999.

NAMBOOTHIRIA, S.P. KISHOREA, P. IGARASHIA, K. NAKAMURAB, T. TSUDA, T. MF radar observations of mean winds over Yamagawa (31,2°N, 130,6°E)

and Wakkanai (454°N, 141,7°E). **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 62, p. 1177-1187, May. 2000.

NORTON, W., And J. THUBURN. Sensitivity of mesospheric mean flow, planetary waves, and tides to strength of gravity wavrs drag. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, 30897-30911, 1999.

PALO, S. E., AVERY, S. K. Mean winds and the semiannual oscillation in the mesosphere and lower thermosphere at Christmas Island. **Journal of Geophysical Research**, v. 98,n. D11, p. 20385-20400, Nov. 1993.

PANCHEVA, D., Mitchell N. J. and. Younger P. T. Meteor radar observations of atmospheric waves in the equatorial mesosphere/lower thermosphere over Ascension Island. *Annales Geophysicae*, v. 22, p. 387–404, Jan. 2004.

THAYAPARAN, T. **Large and medium-scale dynamics in the mesosphere and lower thermosphere measured by MF and meteor VHF radars**. Ontario, Canada. PhD Thesis- University of western Ontario, 1995.

TOKUMOTO, A.S. Ventos na Região de 80-100 km de altura sobre Cachoeira Paulista (22,7 ° W) medidos por radar meteórico. **Dissertação de Mestrado em Geofísica Espacial**, INPE, São José dos Campos, fev. 2002.

TSUDA, T., OHNISHI, K., ISODA, F., NAKAMURA, T., VICENT, R.A., REID, I.M., HARIJONO, S.W.B., SRIBIMAWATI, T., NURYANTO, A. and WIRYOSUMARTO, H. Coodinateed radar observations of atmospheric diurnal tides in equatorial regions. **Earth Planets Space**, v. 51, p. 579-592, Jun, 1999.

TSUTSUMI, M. **A study of atmospheric dynamics near the mesopause using radio meteor echoes**. Thesis - Kioto University, 1995. 192p.

VAREJÃO-SILVA, M.A. Meteorologia e Climatologia, **INMET**, Gráfica e Editora Pax, Brasília, 2001, 532p.

VINCENT, R.A., KOVALAM, S., FRITTS, D.C., ISLER, J.R. Long term MF radar observations of solar tides in the low-latitude mesosphere: Interannual variability and comparisons with the GSWM. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, no. D8, p. 8667-8683, Apr.1998.

VINCENT, R. A., LESICAR, D. Dynamics of the equatorial mesosphere: first results with a new generation partial reflection radar. **Geophysical Research Letters**, v. 18, n. 5, p.825-828, May 1991.

VINCENT, R.A., BALL, S.M. Mesospheric winds at low and mid latitudes in southern hemisphere. **Journal of Geophysical Research**. v. 86, no. A11, p. 9159-9169, Oct. 1981.

WRASSE, C. M. Observação da temperatura rotacional da hidroxila através da aeroluminescência na região da mesosfera terrestre. **Dissertação de Mestrado em Geofísica Espacial**, INPE, São José dos Campos, Fev. 2000.

XIONG, J. G., WAN, W., NING, L. LIU., First results of the tidal Structure in the MLT revealed by Wuhan Meteor Radar (30°40'N, 114°30'E), **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, p.675-682, Jan. 2004.

