



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/07.10.14.17-TDI

VARIÂNCIA E FLUXO DE MOMENTO DEVIDOS ÀS ONDAS DE GRAVIDADE NA REGIÃO MLT

Vânia Fátima Andrioli

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelos Drs. Barclay Robert Clemesha, e Paulo Prado Batista, aprovada em 15 de agosto de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3C95A5E>>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

Presidente:

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/07.10.14.17-TDI

VARIÂNCIA E FLUXO DE MOMENTO DEVIDOS ÀS ONDAS DE GRAVIDADE NA REGIÃO MLT

Vânia Fátima Andrioli

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelos Drs. Barclay Robert Clemesha, e Paulo Prado Batista, aprovada em 15 de agosto de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3C95A5E>>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Andrioli, Vânia Fátima.

An28v Variância e fluxo de momento devidos às ondas de gravidade na região MLT / Vânia Fátima Andrioli. – São José dos Campos : INPE, 2012.

xxxii + 151 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/07.10.14.17-TDI)

Tese (Geofísica Espacial/Ciência Atmosféricas) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientadores : Drs. Barclay Robert Clemesha, e Paulo Prado Batista.

1. ondas de gravidade. 2. fluxo de momento. 3. radar meteórico. 4. oscilação semianual. 5. variabilidade da atividade de ondas de gravidade. I.Título.

CDU 551.511.31

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

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

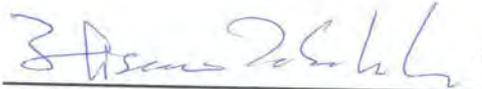
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas

Dr. Polinaya Muralikrishna



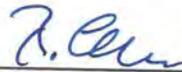
Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Hisao Takahashi



Vice-Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Barclay Robert Clemesha



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

Dr. Paulo Prado Batista



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Lourivaldo Mota Lima



Convidado(a) / UEPB / Campina Grande - PB

Dr. Cristiano Max Wrasse



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

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Vânia Fátima Andrioli**

São José dos Campos, 15 de Agosto 2012

“Percebo que um homem tem que decidir não divulgar nada de novo, ou então tornar-se um escravo para defendê-lo.”

(Isaac Newton: Em conversa com Henry Oldenburg, primeiro Secretário da Royal Society)

*A meus pais Luiz e Sirlei Andrioli e
em especial a meu fiel companheiro:
Wellington Andrioli Novaes Silva.*

AGRADECIMENTOS

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

Ao Dr. Barclay Robert Clemesha e Dr. Paulo Prado Batista pela orientação, atenção, apoio e empenho, não medindo tempo, nem esforços para que este trabalho fosse desenvolvido da melhor forma possível.

Ao Dr David C. Fritts um especial agradecimento pela grande colaboração neste trabalho e orientação no doutorado sanduíche. Colaboração essa de fundamental importância para a conclusão da presente tese.

Aos pais e irmãos, a autora agradece profundamente pelo incentivo, amor e palavras de conforto em momentos difíceis. A eles é dedicado cada mérito conquistado.

Às colegas de sala do INPE Danielle Amorim e Aline Almeida pela amizade, carinho e apoio nas horas de sufoco. Bem como a todos os colegas do LASER que sempre foram muito simpáticos e amigos nas horas de desabafo.

Ao meu marido, Wellington Andrioli Novaes Silva pelo companheirismo, paciência e amor. Não permitindo a desistência quando o caminho parecia ser impossível. Do mesmo modo, gostaria de agradecer enormemente a toda sua família pela atenção e carinho, acolhendo-me em sua casa de braços abertos como parte integrante da família.

Por fim, gostaria de agradecer a todas as pessoas que de alguma maneira contribuíram no desenvolvimento desta tese. Especialmente a Deus por ter iluminado o caminho durante a longa caminhada.

RESUMO

A atividade de ondas de gravidade foi estudada em várias latitudes, através de dados de radares meteorológicos, pela utilização da recente técnica desenvolvida por Hocking em 2005. Essa técnica foi testada e foi descoberta a contaminação de variância aparente devido à atividade de marés. Um método empírico foi desenvolvido para remover essa contaminação, e permitir as medidas das variâncias devido à atividade de ondas de gravidade. Além disso, foi desenvolvido um método chamado de “dia composto modificado”, o qual permite o cálculo do fluxo de momento médio mensal das ondas de gravidade com uma precisão razoavelmente boa, pelo menos nas alturas onde a taxa de contagem de meteoros é maior, em torno de 90 km. O desenvolvimento do dia composto modificado e a correção nos valores das variâncias foram aprimoramentos à utilização da técnica de Hocking (2005). Assim, pode-se estudar a atividade de ondas de gravidade em várias latitudes diferentes com maior confiança nos resultados. Notou-se que a atividade de ondas de gravidade é maior para a região de Tierra Del Fuego, Argentina, concordando com a sugestão que existe um ‘hot spot’ para ondas de gravidade, nessa região. A atividade de ondas de gravidade observada nas componentes da variância é maior na direção meridional para as três latitudes dos radares brasileiros: São João do Cariri (Cariri), Cachoeira Paulista (CP) e Santa Maria (SM). Foram observadas modulações de 12 e 24 horas em ambas as componentes das variâncias em todas as regiões analisadas, sendo que os máximos se localizam na região de maior cisalhamento do vento. As variâncias apresentaram variabilidade anual e semianual em ambas as componentes nas três estações brasileiras de radares meteorológicos. A análise da variabilidade sobre o fluxo de momento mostrou na componente $\langle u'w' \rangle$ oscilação de 12 meses com máximo em junho para as três latitudes analisadas, e oscilação de 6 meses com máximos em maio/novembro em CP e abril/outubro em SM. Já a componente $\langle v'w' \rangle$ mostrou oscilações de: 4 meses com máximos em fevereiro/junho/outubro para Cariri, e em março/julho/novembro em CP; SAO com máximos nos solstícios em CP e máximos nos equinócios em SM.

GRAVITY WAVE VARIANCE AND MOMENTUM FLUX IN THE MLT REGION

ABSTRACT

Gravity wave activity at several latitudes has been studied by meteor radar, using a modified version of Hocking's (2005) technique. Several tests have been made and it was found that the variance measurements are contaminated by the apparent variances due to tidal activity. An empirical method has been developed for removing these apparent variances and allowing the true GW variances to be measured. Moreover, the simple composite day analysis, typically used in the analysis of meteor radar data, has been replaced by a new "modified composite day" analysis creating an improved way to analyze the meteor radar data and making it possible to measure monthly mean momentum fluxes with our simple SKiYMET radars, at least around 90 km where the meteor counts are large. The modified composite day and the correction in the variance values are a significant improvement on Hocking's (2005) method. Consequently, GW at several different latitudes could be studied. It has been noted that the GW activity is stronger at Tierra del Fuego, Argentina, than at the other latitudes, agreeing with the suggestion that there exists a "hot spot" for GW in that region. The GW activity in the meridional wind variance is stronger than in the zonal component for all of the three Brazilian radar stations: São João do Cariri (Cariri), Cachoeira Paulista (CP) and Santa Maria (SM). Diurnal and semidiurnal modulations were observed in the both variance components and maximum variance occurs in the region of maximum wind shear. Also, the variances show annual (AO) and semiannual oscillations (SAO) over the three Brazilians stations. For the momentum fluxes we have observed: AO with maxima located in June at all stations, and SAO with maxima located in May/November for CP and April/October for SM in the $\langle u'w' \rangle$ component; on the other hand 4 month oscillations were observed in $\langle v'w' \rangle$ with maxima in February/June/October and March/July/November for Cariri and CP, respectively, and SAO with maxima around the solstices at CP and around the equinoxes at SM, for the same momentum flux component.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 - Perfil vertical de temperatura da atmosfera e a divisão da atmosfera em camadas. _____ 6
- Figura 2.2 - a) Distribuição vertical da excitação térmica, ou forçante, devida ao vapor d'água (V1) e ao ozônio (V2); (b) Distribuição latitudinal da excitação térmica devida ao vapor d'água (H1) e ao ozônio (H2). _____ 17
- Figura 2.3 – Esquematização do fluxo meridional médio (setas brancas), nos solstícios. _____ 20
- Figura 3.1 – Ilustração da série de dados do radar meteórico de São João do Cariri. Espaços em branco mostram os períodos nos quais o radar esteve fora de operação. _____ 23
- Figura 3.2 – Idem a Figura 3.1, mas para o radar de Santa Maria. _____ 24
- Figura 3.3 – Idem a Figura 3.1, mas para o radar de Cachoeira Paulista. ____ 24
- Figura 3.4 - Arranjo das antenas do radar meteórico composto por cinco antenas receptoras e uma antena transmissora. _____ 25
- Figura 3.5 - Coordenadas da trilha meteórica. _____ 26
- Figura 3.6 – À esquerda ilustração da distribuição das antenas (representadas pelo sinal de +) do radar SAAMER. À direita esquema da sensibilidade esperada para o radar. _____ 28
- Figura 3.7 – (Topo) Meteoros não ambíguos detectados pelo SAAMER (Tierra Del Fuego) e DrAAMER (na Ilha Rei George) para um dia mostrando os feixes de sensibilidade do radar. (painel à esquerda) Contagem de meteoros não ambíguos em 2011 pelo SAAMER/TDF (superior) e DrAAMER/KGI (inferior), e a direita a distribuição de meteoros com a altura sobre cada um dos radares para Abril a Junho de 2011. As linhas contínuas e pontilhadas mostram a contagem total de meteoros e os meteoros entre 15° e 50 ° de zênite, respectivamente e. _____ 29
- Figura 3.8 – Distribuição real de meteoros para Cachoeira Paulista em Outubro de 2005. A linha tracejada indica a primeira componente especificada no topo de cada quadro. Por exemplo, no primeiro painel da direita, a linha tracejada representa a componente oeste e a linha cheia a leste. _____ 37

Figura 3.9 - a) Gráfico de contorno da variação de 24h da variância meridional em função da altura para o método de análise direta com uma simples média dos valores diários. b) Média mensal da variância meridional (círculos pretos), com os valores de desvio padrão. A linha tracejada da figura b representa o valor analítico da variância meridional, esperado para essa simulação (200 m ² /s ²). _____	40
Figura 3.10 – O mesmo que na Figura 3.9, porém, para o método do dia composto. _____	40
Figura 3.11 – O mesmo que na Figura 3.9, porém, para o método do dia composto modificado. _____	41
Figura 3.12 – Razão entre os valores da variância meridional do dia composto e dia composto modificado. _____	42
Figura 3.13 – Como na Figura 3.8, mas, para Janeiro de 2005. _____	44
Figura 3.14 – Distribuição ideal de meteoros usada nos testes da variância. _____	45
Figura 3.15 – Variâncias (lado esquerdo) e fluxo de momento (lado direito) pela análise de Hocking. Esses são resultados utilizando-se intervalos de 2h em tempo e 3 km em altura. _____	47
Figura 3.16 – Vento total usado no modelo componente zonal (lado esquerdo) e meridional (lado direito). A linha pontilhada indica vento igual a zero. _____	47
Figura 3.17 – Mesmo que na Figura 3.15 porém, para simulação sem ondas de gravidade. _____	48
Figura 3.18 – O mesmo que na Figura 3.17, mas simulando apenas vento médio, sem presença de marés, ondas planetárias e ondas de gravidade. Os valores foram multiplicados por 1x10 ¹² . _____	49
Figura 3.19 – Mesmo que na Figura 3.15, mas, usando intervalos de 1h em tempo e 1 km em altura. Os valores para o fluxo de momento são multiplicados por 10. _____	50
Figura 3.20 – Variância devida às ondas de gravidade depois de remover os efeitos da variância aparente devida às marés. No topo é mostrada a componente zonal e embaixo a componente meridional. _____	53

- Figura 3.21 – Valores esperados para a média mensal (linha tracejada) e valores recuperados (linha cheia) de (a) vento médio zonal (preto) e meridional (verde), (b) amplitudes da maré diurna, (c) amplitude da maré semidiurna e (d) fluxo de momento das ondas de gravidade especificadas para o Caso 1. Esses valores foram encontrados usando a distribuição real de meteoros de Janeiro de 2005. _____ 56
- Figura 3.22 – O mesmo que a Figura 3.21, mas usando os parâmetros especificados na Tabela 2 para o Caso 2, com uma onda de gravidade estacionária na direção zonal. _____ 57
- Figura 3.23 – O mesmo que na Figura 3.21 mas para os parâmetros especificados para o Caso 3. _____ 59
- Figura 3.24 – O mesmo que a Figura 3.21, mas usando os parâmetros especificados na Tabela 2 para o Caso 4, com a superposição de duas ondas de gravidade descritas no Caso 1 com as do tipo estacionárias do Caso 3. _____ 61
- Figura 3.25 – (a e b) Valores horários da maré semidiurna do Caso 5 em um dia composto. (c e d) As componentes zonal e meridional das medidas horários do fluxo de momento das ondas de gravidade moduladas pela maré semidiurna. (e e f) Componentes zonal e meridional do fluxo de momento da superposição das ondas de gravidade estacionárias e das moduladas pela maré semidiurna. Os valores esperados são representados pelas linhas tracejadas e os valores recuperados, linhas contínuas. Os valores de sucessivos intervalos de altura foram somados em 20 m/s para a amplitude da maré semidiurna e 50 m²/s² para o fluxo de momento de ondas de gravidade. _____ 63
- Figura 3.26– (a) Vento médio zonal (~40m/s) e meridional (~20 m/s), (b) amplitudes da maré diurna e (c e d) amplitudes das marés semidiurnas ajustadas a cada dia, para os parâmetros especificados no Caso 5. Os valores mostrados nos painéis c e d foram somados em 20 m/s a cada intervalo de sucessivas alturas _____ 64
- Figura 3.27 – a) Velocidades verticais mostrando a ocorrência da superposição da distribuição aleatória dos pacotes de ondas de gravidade. Velocidades verticais iguais a 20 e 10 m/s indicam a ocorrência de ondas de gravidade tendo duração de 3 e 4 horas nas direções zonal e meridional, respectivamente (os valores para as sucessivas altitudes foram somados em 40 m/s). (b e c) Variação diurna do fluxo de momento através do dia composto. d) Perfil vertical da média mensal dos valores de fluxo de momento inferidos para o caso 6. _____ 66

- Figura 3.28 - a) Velocidades verticais mostrando a ocorrência da superposição da distribuição aleatória dos pacotes de ondas de gravidade. Velocidades verticais iguais a 20 e 10 m/s indicam a ocorrência de ondas de gravidade tendo duração de 1 e 2 horas nas direções NE e SE, respectivamente (os valores para as sucessivas altitudes foram somados em 40 m/s). (b e c) Variação diurna do fluxo de momento através do dia composto. d) Perfil vertical da média mensal dos valores de fluxo de momento inferidos para o caso 7. _____ 68
- Figura 3.29 – Perfil vertical da velocidade RMS medida pelo radar meteorológico (linha pontilhada azul) e pelo Lidar (linha cheia preta), na noite do dia 28 de agosto de 2008. O painel a direita mostra o perfil vertical do período de Brünt-Väissälä. _____ 72
- Figura 3.30 – Exemplo de Periodograma de Lomb-Scargle sobre uma série temporal da média em altura da componente zonal da variância para a estação de Santa Maria. _____ 74
- Figura 4.1 – Médias sazonais das velocidades RMS – (obtidos da variância na temperatura a partir da Equação 3.10 - painel a) e no vento pelo método de Hocking b), em cada camada de altura. _____ 78
- Figura 4.2 – Perfil vertical da velocidade RMS medida pelo radar meteorológico (linha pontilhada azul) e pelo Lidar (linha cheia preta), na noite do dia 26 de junho de 2008. O painel a direita mostra o perfil vertical do período de Brunt-Vaissala. O valor R no topo da figura corresponde ao índice de correlação entre os perfis medidos por ambos os equipamentos. _____ 79
- Figura 4.3 – Ajuste harmônico da variação anual e semianual sobre os valores médios de RMS medidos pelo Lidar (painel superior) e pelo radar meteorológico (painel inferior) para os dias de dados simultâneos. _____ 81
- Figura 4.4 – Análise sazonal das componentes da variância medidas pelo radar meteorológico de CP. _____ 82
- Figura 4.5 – Coeficientes de correlação entre o valor rms do vento obtido da variância na temperatura e o valor rms da variância no vento pelo método de Hocking separados por estação do ano. _ 83
- Figura 4.6 – Histograma dos coeficientes de correlação entre os valores rms da variância dos ventos obtidos pelo Lidar e pelo Radar Meteorológico. _____ 84

Figura 4.7 - Componente zonal da variância (esquerda) e vento zonal (direita) para a média de todos os anos de observação, de 2004 a 2008, em São João do Cariri (Continua).	87
Figura 4.8 - Componente meridional da variância (esquerda) e vento meridional (direita) para a média de todos os anos de observação, de 2004 a 2008, em São João do Cariri (Continua).	89
Figura 4.9 - Componente zonal da variância (esquerda) e do vento total (direita) das medias sobre todos os dados de Cachoeira Paulista (Continua).	92
Figura 4.10 - Componente meridional da variância (esquerda) e do vento total (direita) das medias sobre todos os dados de Cachoeira Paulista.	95
Figura 4.11 – Componente zonal da variância (esquerda) e do vento total (direita) das medias sobre todos os dados de Santa Maria. (Continua)	97
Figura 4.12 – Componente meridional da variância (esquerda) e do vento total (direita) das médias sobre todos os dados de Santa Maria (Continua).	100
Figura 4.13 – Componente zonal da variância (esquerda) e do vento total (direita) para o ano de 2010 em Tierra Del Fuego, Argentina. (Continua).	103
Figura 4.14 – Componente meridional da variância (esquerda) e do vento total (direita) para o ano de 2010 em Tierra Del Fuego, Argentina (continua).	105
Figura 4.15 – Médias sazonais da frecuencia de flutuação, N^2 , calculada a partir dos dados do Lidar para São José dos Campos.	112
Figura 4.16 – Componentes zonal (esquerda) e meridional (direita) da variância ao longo do ano, para São João do Cariri (cariri), Cachoeira Paulista (CP), Santa Maria (SM) e Tierra Del Fuego (SAAMER).	114
Figura 4.17 - Comportamento sazonal das componentes zonal (esquerda) e meridional (direita) do fluxo de momento. Cada contorno equivale a $5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ e a cor cinza representa valores negativos de fluxo e cor branca, positivos.	116
Figura 4.18 – Periodograma das médias mensais da componente zonal da variância para São João do Cariri (cariri), Cachoeira Paulista (CP) e Santa Maria (SM) em diferentes alturas.	119

Figura 4.19 – Idem à Figura 4.17, porém para a componente meridional. ___	120
Figura 4.20 – Periodograma para medias mensais das componentes zonal da variância para São João do Cariri, Cachoeira Paulista (CP) e Santa Maria (SM). As linhas vermelha e laranja significam confiança de 90%. _____	121
Figura 4.21 – Idem a Figura 4.20, porém, para a componente meridional da variância. _____	121
Figura 4.22 – Distribuição das médias mensais das variâncias para São João do Cariri. A linha vermelha representa a componente zonal e a preta, a meridional. Sobre a componente zonal é ajustada uma curva harmônica de 6 meses (linha pontilhada preta) e sobre a meridional, uma curva harmônica de 12 meses (linha pontilhada vermelha). _____	122
Figura 4.23 – Distribuição das médias mensais das variâncias para Cachoeira Paulista. A linha vermelha representa a componente zonal e a preta, a meridional. Sobre ambas as componentes são ajustas curvas harmônicas da soma de 6 e 12 meses. ___	123
Figura 4.24 – Idem a Figura 4.23, porém, para Santa Maria. _____	123
Figura 4.25 – Análise espectral da componente zonal do fluxo de momento para São João do Cariri. A linha contínua cinza representa o nível de confiança de 90 %. _____	125
Figura 4.26 – Mesmo que a Figura 4.25, porém, para a componente meridional do fluxo de momento. _____	125
Figura 4.27 – Análise harmônica sobre a média das alturas 89 e 92,5 km das componentes zonal (linhas pretas) e meridional (linhas vermelhas) em São João do Cariri. _____	126
Figura 4.28 – Idem a Figura 4.25, mas para Cachoeira Paulista. _____	127
Figura 4.29 – Idem a Figura 4.26, mas para Cachoeira Paulista. _____	127
Figura 4.30 – Análise harmônica sobre a média das alturas 89 e 92,5 km das componentes zonal (linhas pretas) e meridional (linhas vermelhas) em Cachoeira Paulista. Para a componente zonal o ajuste representa a soma das oscilações anual e semianual. Já para a componente meridional, o ajuste representa a soma das oscilações semianual e de 4 meses. _____	128
Figura 4.31 – Idem a Figura 4.25, mas para Santa Maria. _____	129

- Figura 4.32 – Idem a Figura 4.26, mas para Santa Maria. _____ 130
- Figura 4.33 – Análise harmônica sobre a média das alturas 89 e 92,5 km das componentes zonal (linhas pretas) e meridional (linhas vermelhas) em Santa Maria. Para ambas as componentes o ajuste representa a soma das oscilações anual e semianual. __ 130
- Figura 4.34 – a) Médias mensais das flutuações nas velocidades e a amplitudes da maré diurna para a componente meridional para São João do Cariri em 2005. b) o mesmo que o painel a) mas para a componente zonal. _____ 132
- Figura 4.35 – O mesmo que a Figura 3.34 mas para Santa Maria. _____ 134

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Nomenclatura usual dos principais modos de propagação de marés.....	19
Tabela 2 – Parâmetros usados nas simulações de marés, ventos médios, ondas planetárias e ondas de gravidade sobre uma distribuição de meteoros do radar SKiMET no intuito de avaliar a capacidade do mesmo medir fluxo de momento usando a técnica do dia composto modificado.....	38

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIações

u'_{\max} –	Amplitude máxima que uma onda saturada pode atingir
$\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{w}, \tilde{\Theta}, \tilde{p}, \tilde{\rho}$ –	Amplitudes da onda nas componentes: zonal, meridional, Vertical, temperatura potencial, pressão e densidade
φ –	Ângulo azimutal
θ –	Ângulo zenital
$(\bar{u}, \bar{v}, \bar{w})$ –	Componentes do vento básico
λ_h –	Comprimento horizontal de onda
λ_z –	Comprimento vertical de onda
σ_{uv}^2 –	Covariância entre u e v
ρ_0 –	Densidade para a atmosfera em um nível de referência de altura
ρ –	Densidade para a atmosfera isotérmica, ou seja, $\rho = \rho_0 \exp[-(z - z_0)/H]$
ρ_a –	O mesmo que ρ
$\bar{\rho}$ –	Densidade para um meio básico
∂/∂ –	Derivada parcial
τ –	Diferença de fase no peridograma de Lomb Scargle
\vec{r} –	Distância entre a antena e a trilha meteórica
ζ –	É o valor de falso alarme
δ_{UD}, δ_{VD} –	Fase zonal e meridional da maré diurna

$\delta_{USD}, \delta_{VSD}$ –	Fase zonal e meridional da maré semidiurna
V'_{mod} –	Flutuação na velocidade radial ajustada
$\overline{u'v'}$ –	Fluxo meridional de momento zonal
$\overline{v'w'}$ –	Fluxo vertical de momento meridional
$\overline{u'w'}$ –	Fluxo vertical de momento zonal
\hat{F}_{ϕ} –	Forçante do meio básico na direção latitudinal
\hat{F}_{λ} –	Forçante do meio básico na direção longitudinal
\hat{Q} –	Forçante térmica
ω –	Frequencia da onda relativa ao solo
$\hat{\omega}$ –	Frequencia intrínseca, ou seja, frequencia que seria observada em uma estrutura de referencia se movendo com o vento de fundo
ν –	Frequencias procuradas no peridograma de Lomb Scargle
Φ –	Geopotencial
ϕ –	Latitude
λ –	Longitude
\bar{T} –	Média da temperatura
η –	Número de frequencias independentes no peridograma de Lomb Scargle (trocar no texto)
$\langle v'w' \rangle$ –	O mesmo que $\overline{v'w'}$, fluxo vertical de momento meridional
$\langle u'w' \rangle$ –	O mesmo que $\overline{u'w'}$, fluxo vertical de momento zonal
$\langle u'u' \rangle$ –	O mesmo que $\overline{u'^2}$ ou então igual a $\langle u'^2 \rangle$

$\langle v'v' \rangle$ –	O mesmo que $\overline{v'^2}$ ou então igual a $\langle v'^2 \rangle$
Γ –	Parâmetro de estabilidade estática
\bar{p} –	Pressão para um meio básico
α^* –	Taxa de queda adiabática do ar seco (9,5 K/km)
Ω –	Taxa de rotação da Terra
Θ –	Temperatura potencial
$\bar{\Theta}$ –	Temperatura potencial para um meio básico
σ_x^2 –	Variância da variável x
σ_u^2, σ_v^2 –	Variância das componentes u e v
$\overline{U^2}$ –	Variância do módulo do vento
$\overline{v'^2}$ –	Variância meridional
$\overline{u'^2}$ –	Variância zonal
$\overrightarrow{V}_{\text{mod}}$ –	Velocidade radial ajusta do vento
\overrightarrow{V}_r –	Velocidade radial da trilha meteórica medida pelo radar
Λ –	Soma das diferenças quadradas entre as flutuações nas velocidades radiais medidas e ajustadas elevadas ao quadrado
(k, l, m) –	Número de onda zonal, meridional e vertical, respectivamente
(U, V, W) –	Componentes zonal, meridional e vertical das amplitudes do vento
(u, v, w) –	Vetor velocidade do fluido respectivamente as componentes zonal, meridional e vertical

(u', v', w') –	Flutuações nas componentes do vetor velocidade do vento
(V_x, V_y, V_z) –	Componentes zonal, meridional e vertical do vento, respectivamente
$ f $ –	Frequencia inercial
$^{\circ}\text{L}$ –	Graus Leste
$^{\circ}\text{N}$ –	Graus Norte
$^{\circ}\text{O}$ –	Graus Oeste
$^{\circ}\text{S}$ –	Graus Sul
a –	Raio da Terra (6371 km)
c –	Velocidade de fase da onda
Cariri –	São João do Cariri (7°S , 36°O)
CD –	Dia composto
CO_2 –	Gás carbônico
CP –	Cachoeira Paulista ($22,7^{\circ}\text{S}$, $45,0^{\circ}\text{O}$)
c_p –	Calor específico a pressão constante
CRISTA –	Cryogenic Infrared Spectrometers and Telescopes for the Atmosphere
c_s –	Velocidade do som no meio
c_v –	Calor específico a volume constante
D/Dt –	Derivada linearizada da derivada temporal total
d/dt –	Derivada temporal total
D_{2a} , D_{2b} –	Linhas hiperfinas da emissão do Sódio
DrAAMER –	Drake Antartic Agile Meteor Radar
EUV –	Ultra-violeta extremo
f –	Parâmetro de Coriolis, ou seja, $f = 2\Omega \sin \phi$

FAPESP –	Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo
g –	Aceleração da gravidade
H –	Altura de escala
H_1 –	Excitação térmica devida ao vapor d'água
H_2 –	Excitação térmica devida ao ozônio
IAGA –	International Association of Geomagnetism and Aeronomy
k_0 –	Razão entre os calores específicos à pressão e volume constante
KGI –	King George Island, Ilha de Rei George
LIDAR –	Light Detection and Ranging
LT –	Hora local
MCD –	Dia composto modificado
MF –	Radar de média frequência (0,3 – 3 MHz)
MST	Mesosphere, Stratosphere e Thermosphere
MLT –	Mesosfera baixa termosfera
N –	Frequência de flutuabilidade ou de Brunt-Vaissalla
N_2 –	Nitrogênio molecular
Nd: YAG –	Neodymium: Yttrium/Aluminium/Garnet
NE –	Nordeste
O_2 –	Oxigênio molecular
OH –	Hidroxila
p –	Pressão atmosférica
p_0 –	Pressão em um nível de referência de altura
P_x –	Potência espectral
R –	Índice de correlação

RMS –	(Root mean square) raiz quadrática media
s, n –	Modos de maré, onde s é o número de onda e n é o modo de propagação
SAAMER –	Southern Argentina Agile Meteor Radar
SE –	Sudeste
<i>Signi</i> –	Nível de significância no peridograma de Lomb Scargle
SKiYMET –	All-Sky Interferometric Meteor Radar
SM –	Santa Maria (29,7° S, 53,7° O)
T –	Temperatura da atmosfera
T' –	Perturbação na temperatura
T_{2D} -	Período da onda planetária de 2 dias (48 h)
T_D -	Período da maré diurna
TDF –	Tierra Del Fuego (53,8° S; 67,8° O)
T_{SD} -	Período da maré semidiurna (12 h)
U_{2D}, V_{2D} -	Amplitudes zonal e meridional da onda planetária de 2 dias
U_D, V_D -	Amplitudes zonal e meridional da maré diurna
U_{GW}, V_{GW}, W_{GW} -	Amplitudes zonal, meridional e vertical da onda de gravidade
U_M, V_M -	Amplitudes zonal e meridional do vento médio
U_{SD}, V_{SD} -	Amplitudes zonal e meridional da maré semidiurna
UT –	Hora universal
UV –	Ultra-violeta
V_1 –	Distribuição vertical da excitação térmica devida ao vapor d'água
V_2 –	Distribuição vertical da excitação térmica devida ao ozônio
$X(t_i)$ –	Serie temporal

X, Y, Q – Forçantes atmosféricas nas equações linearizadas
 z – Altura

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	2
1.2 Estrutura da tese	3
2 REVISÃO TEÓRICA	5
2.1 A Região da Mesosfera Baixa Termosfera - MLT	5
2.2 Ondas de gravidade	7
2.2.1 Fluxo de momento de ondas de gravidade	11
2.3 Técnicas para medir fluxo de momento.....	14
2.4 Marés atmosféricas	15
2.5 Ventos predominantes.....	19
2.6 Ondas planetárias	21
3 INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA.....	23
3.1 O radar meteórico SKiYMET	24
3.2 Radar meteórico SAAMER e DrAAMER	27
3.3 Técnica de Hocking 2005.....	29
3.3.1 Diferenças entre a análise feita com dia composto, análise diária direta e análise com dia composto modificado.....	32
3.3.2 Limitação da técnica de Hocking: variância aparente devida às marés ..	43
3.3.3 Correção da variância aparente no método do Hocking.....	51
3.3.4 Validação da capacidade do dia composto modificado medir fluxo de momento pela técnica de Hocking.	53
3.4 Variância nos perfis de temperatura medidos pelo Lidar	69
3.5 Periodograma.....	72
4 RESULTADOS	75
4.1 Estudo das variâncias	75
4.1.1 Comparação entre Lidar e radar meteórico.....	76
4.1.2 Comportamento médio diurno da variância em várias latitudes	86
4.2 Comportamento médio anual em várias latitudes	113
4.3 Estudo das variabilidades da atividade de ondas de gravidade	117
4.3.1 Variabilidade na variância	118
4.3.2 Variabilidade no fluxo de momento	124
4.3.3 Comparações com outros trabalhos da literatura.....	131
5 CONCLUSÃO.....	135
6 TRABALHOS FUTUROS	139
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	141

ANEXO A- AMPLIAÇÃO DA MATRIZ DE HOCKING 151

1 INTRODUÇÃO

As ondas de gravidade que se propagam na atmosfera transportam energia e momento da baixa para a alta atmosfera (FRITTS e ALEXANDER, 2003). A quebra dessas ondas faz com que momento seja depositado na atmosfera na região de quebra. Sabe-se que uma das regiões de maior quebra de ondas de gravidade é a região da Mesosfera e Baixa Termosfera (MLT). Uma boa compreensão do fluxo de momento e do comportamento da atividade de ondas de gravidade é imprescindível para o conhecimento da estrutura dinâmica da região da MLT.

Ondas de gravidade atmosféricas têm sido assunto de intensas atividades de pesquisas recentes devido aos seus vários efeitos e suas principais contribuições na circulação, estrutura e variabilidade da atmosfera (FRITTS e ALEXANDER, 2003). O transporte de energia e momentum, contribuição na turbulência e mistura de constituintes, influência na circulação média e da estrutura térmica da média atmosfera, são alguns dos papéis atribuídos às ondas de gravidade (LINDZEN, 1981; HOLTON, 1982, 1983; VINCENT e REID, 1983).

Estudos mais recentes têm trazido uma compreensão mais detalhada sobre as ondas de gravidade na atmosfera. Observações *in situ*, a partir de instrumentos no solo e em bases espaciais têm contribuído grandemente para o nosso conhecimento a respeito da escala, amplitudes, fluxo e espectro dessas ondas. Além disso, as observações guiaram à investigação da dinâmica das instabilidades, propagação vertical, variação com altitude e variabilidade sazonal e geográfica das ondas de gravidade (FRITTS e ALEXANDER, 2003).

A recente técnica desenvolvida por Hocking em 2005, possibilita o estudo da atividade de ondas de gravidade a partir de dados de radares meteorológicos do tipo “all-sky”. O cálculo do fluxo de momento e variância, por radar meteorológico utilizando a técnica de Hocking (2005) é bastante promissor uma vez que já

existe uma grande rede de radares meteóricos espalhados ao redor do mundo cobrindo desde baixa até altas latitudes. A grande motivação para o presente trabalho foi a existência de três radares meteóricos no Brasil, instalados em posições estratégicas, possibilitando o estudo da atividade de ondas de gravidade em diferentes latitudes. Por outro lado, a técnica de Hocking (2005) é nova, e assim houve necessidade de realização de testes com o intuito de verificar a viabilidade da utilização da mesma nos radares meteóricos brasileiros. Uma vez a técnica testada, houve a preocupação de aperfeiçoamento da mesma, visto que foi descoberta a contaminação de variância aparente, devido às marés atmosféricas, nas medidas das variâncias.

Além disso, esse aperfeiçoamento também diz respeito a criação do dia composto modificado o qual possibilita o estudo do fluxo de momento devido às ondas de gravidade pela técnica de Hocking, utilizando os dados dos radares meteóricos do tipo SKiYMET. Medidas mais precisas de fluxo de momento devido às ondas de gravidade são de bastante interesse recente na comunidade científica, isso porque há a busca de uma melhor compreensão da dinâmica da mesosfera e fenômenos que ainda não são totalmente explicados. A utilização dessa técnica em várias latitudes diferentes para o estudo de ondas de gravidade é inédita. Uma boa compreensão da atividade de ondas de gravidade em diferentes locais de observações é de bastante utilidade científica tanto do ponto de vista de uma melhor caracterização das ondas de gravidade, quanto de uma melhor confiança nos resultados da técnica de Hocking (2005). Isso decorre do fato que os ventos dominantes da mesosfera, principalmente as marés atmosféricas, podem influenciar nas medidas de atividade de ondas de gravidade nas técnicas existentes.

1.1 Objetivos

O objetivo do presente trabalho é o estudo dos efeitos das ondas de gravidade sobre o escoamento médio, através do cálculo do fluxo de momento e variância, determinando possíveis variações diurnas e sazonais. Além disso, a

investigação das causas dessas variações buscando relação entre as ondas de gravidade e os ventos dominantes e as marés atmosféricas.

1.2 Estrutura da tese

A presente tese está estruturada da seguinte forma: no Capítulo 2 é apresentada uma revisão teórica sobre a região da MLT, na seção 2.2 são apresentadas as ondas de gravidade atmosféricas e suas equações e na seção 2.2.1 é dado ênfase a teoria do fluxo de momento; na seção 2.3 é abordada a teoria de marés atmosféricas e seus principais modos de propagação; uma pequena revisão teórica sobre os ventos dominantes e as ondas planetárias é dada nas seções 2.4 e 2.5, respectivamente.

No Capítulo 3, Materiais e métodos, são descritos todos os equipamentos e técnicas utilizados durante o desenvolvimento do trabalho. Nesse capítulo, também é abordada a contaminação nas medidas das variâncias pela variância aparente devido às marés e como se deu o tratamento e correção para a mesma. Na seção 3.3.4 são apresentados os testes de simulações realizados para investigar a capacidade de se medir o fluxo de momento com os dados dos radares meteorológicos do tipo SKiYMET.

No Capítulo 4 são apresentados os resultados dos vários estudos realizados. Na seção 4.1 é apresentada a análise sobre as variâncias devido à atividade de ondas de gravidade, comparando com dados simultâneos de variância nos perfis de temperatura medidos pelo Lidar. Também é apresentado o comportamento da atividade de ondas de gravidade ao longo do dia em várias latitudes. O estudo do comportamento médio anual da atividade de ondas de gravidade é apresentado na seção 4.2. Os resultados sobre a variabilidade da atividade de ondas de gravidade tanto na variância quanto no fluxo de momento são mostrados na seção 4.3.

No Capítulo 5 é apresentada a conclusão com o sumário dos principais resultados obtidos na tese. No Capítulo 6 são apresentadas algumas ideias de trabalhos futuros e por fim no Capítulo 7 são mostradas as referências bibliográficas completas dos trabalhos utilizados como material de apoio no desenvolvimento desta tese.

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 A Região da Mesosfera Baixa Termosfera - MLT

A região da atmosfera entre 80 e 100 km de altura, foco do presente estudo, está situada dentro da região da mesosfera e baixa termosfera – MLT, entre 55 a 120 km de altura. Essa região é uma das mais interessantes e complexas regiões do sistema atmosfera-ionosfera.

Os principais constituintes na média e baixa atmosfera são: nitrogênio (N_2) e oxigênio (O_2), que juntos contabilizam 98,65% e o gás nobre argônio que contabiliza outros 1,28 % do total da massa da atmosfera (Andrews et al., 1987). Os outros constituintes tais como metais deixados por meteoros, contabilizam menos de 0,1%. Os constituintes majoritários não têm fontes nem sumidouros significativos na estratosfera nem na mesosfera, desta forma suas frações de massa são praticamente constantes em altura.

Na termosfera, acima de ~90 km, o aumento do livre caminho médio molecular molda uma gradual mudança, da dominância misturada por movimentos de fluidos macroscópicos abaixo de 100 km, para um controle por difusão molecular acima de aproximadamente 120 km. Nas altitudes onde há o domínio da difusão molecular, cada espécie de constituintes tem um decaimento exponencial em altura de sua densidade, com escalas de alturas determinadas pelas suas massas moleculares.

A região da atmosfera onde os constituintes estão misturados uniformemente na mesma proporção é chamada de homosfera, enquanto que a região da difusão molecular é a heterosfera. Elas estão separadas pela homopausa, próximo a 110 km, que é geralmente considerada ser o nível onde os dois processos têm igual importância. A região inclui o ponto mínimo de temperatura da atmosfera em torno de ~100 km, a qual é a fronteira de intensos gradientes de temperatura tanto abaixo quanto acima. Além disso, a região MLT é

normalmente identificada como a região crítica para o acoplamento entre a baixa e alta atmosfera (KAZIMIROVSKI et al., 2002).

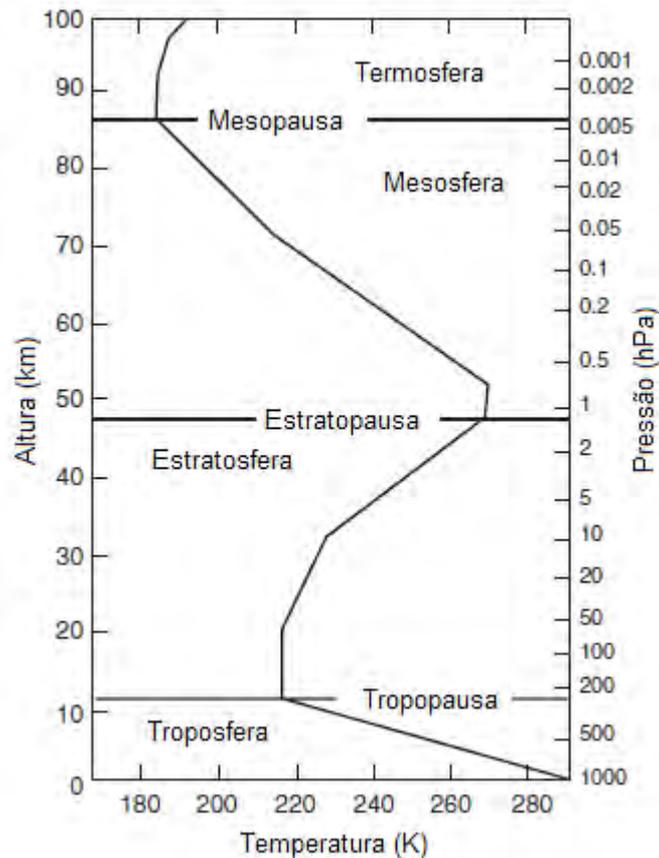


Figura 2.1 - Perfil vertical de temperatura da atmosfera e a divisão da atmosfera em camadas.

FONTE: Adaptado de Holton (2004, p. 408).

Na Figura 2.1 é mostrado o perfil médio vertical de temperatura em função da altura e pressão da atmosfera e sua divisão em camadas segundo o perfil de temperatura. Nesse perfil é possível identificar a região MLT. Sabe-se que a quebra das ondas de gravidade deposita energia e momento nessa região (FRITTS e ALEXANDER, 2003). É nessa região que ocorre a deposição de átomos metálicos provenientes da ablação dos meteoros. Além desses íons, outros surgem pela incidência da radiação solar EUV (extremo ultravioleta) a qual ioniza algumas moléculas e átomos. Embora a concentração iônica seja significativa na região MLT, a densidade de moléculas neutras supera

largamente a de moléculas ionizadas. Assim, a frequência de colisão entre íons e átomos/moléculas neutros é notável, e dessa forma as moléculas neutras arrastam as moléculas ionizadas. Este arraste é o que permite a medida dos ventos neutros utilizando o radar meteórico.

2.2 Ondas de Gravidade

Os estudos pioneiros de ondas de gravidade foram realizados por Hines (1960), quem forneceu as primeiras interpretações plausíveis sobre flutuações na mesosfera e baixa termosfera em termos de ondas de gravidade. Daí por diante, inúmeros estudos vem sendo realizados sobre seus diversos efeitos nessas altitudes. As primeiras estimativas do fluxo de momento e energia das ondas de gravidade foram realizadas por Bretherton (1969); Gossard (1962); Hines (1965, 1972); Lindzen (1968) sugerindo que os efeitos na alta atmosfera seriam significativos. Mas somente depois dos estudos de Houghton (1978); Lindzen (1981) é que foi atribuído às ondas de gravidade grande importância no balanço térmico e de momento da mesosfera.

Ondas de gravidade na atmosfera podem frequentemente ser descritas com uma teoria linear simples que as trata como pequenas perturbações em um meio estático e estratificado variando somente com a vertical. A força restauradora para as oscilações de ondas de gravidade é a “buoyancy force”, ou força de flutuabilidade, que resulta do deslocamento adiabático de uma parcela de ar característica destes distúrbios.

Das equações fundamentais de um fluido em coordenadas cartesianas (x,y,z) e da conservação do momentum, massa e energia Fritts e Alexander (2003) esquematizaram as equações do fluido em um plano beta como:

$$\frac{du}{dt} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = X \quad (2.1)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = Y, \quad (2.2)$$

$$\frac{dw}{dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g = 0 \quad (2.3)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} + \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.4)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = Q \quad (2.5)$$

onde d/dt representa a derivada total em relação ao tempo, (u,v,w) é o vetor velocidade de um fluido, e os termos X, Y e Q são forçantes não específicas, que podem incluir turbulência que acompanha a dissipação das ondas. Os demais símbolos são: p a pressão, ρ a densidade (para atmosfera isotérmica, $\rho = \rho_0 \exp[-(z - z_0)/H]$ com $\rho_0 = \rho(z_0)$ a densidade em um nível de referência z_0 e H é a altura de escala), e $f = 2\Omega \sin\phi$ o parâmetro de Coriolis (onde Ω é a taxa de rotação da Terra e ϕ é a latitude). Essas cinco equações mais a definição de temperatura potencial

$$\Theta = \frac{p}{\rho R} \left(\frac{p_0}{p} \right)^{k_0}, \quad (2.6)$$

definem um completo movimento de um fluido não viscoso. Aqui $p_0 = p(z_0)$, R é a constante dos gases ideais e $k_0 = c_p/c_v$ é a razão entre os calores específicos a pressão e volume constantes, respectivamente. A temperatura potencial Θ é a temperatura que uma parcela de ar teria se fosse deslocada adiabaticamente de p para p_0 .

As formas não forçadas das Equações 2.1 a 2.6 sobre um estado hidrostático uniforme básico com vento de fundo $(\bar{u}, \bar{v}, 0)$, temperatura potencial $\bar{\Theta}$, pressão \bar{p} e densidade $\bar{\rho}$ variando somente em z , são:

$$\frac{Du'}{Dt} + w' \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - f v' + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p'}{\bar{\rho}} \right) = 0 \quad (2.7)$$

$$\frac{Dv'}{Dt} + w' \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + f u' + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{p'}{\bar{\rho}} \right) = 0 \quad (2.8)$$

$$\frac{Dw'}{Dt} + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{p'}{\bar{\rho}} \right) - \frac{1}{H} \left(\frac{p'}{\bar{\rho}} \right) + g \frac{\rho'}{\bar{\rho}} = 0 \quad (2.9)$$

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{\Theta'}{\bar{\Theta}} \right) + w' \frac{N^2}{g} = 0 \quad (2.10)$$

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{\rho'}{\bar{\rho}} \right) + \frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} - \frac{w'}{H} = 0 \quad (2.11)$$

$$\frac{\Theta'}{\bar{\Theta}} = \frac{1}{c_s^2} \left(\frac{p'}{\bar{\rho}} \right) - \frac{\rho'}{\bar{\rho}} \quad (2.12)$$

Aqui a derivada D/Dt é a forma linearizada da derivada temporal total,

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y}, \quad (2.13)$$

os termos com (') são as perturbações sobre o estado básico, e $N = (g \partial \ln \bar{\Theta} / \partial z)^{1/2}$ é a frequência de flutuabilidade.

Agora serão negligenciados os termos de cisalhamento no vento de fundo nas Equações 2.7 e 2.8 assumindo que (\bar{u}, \bar{v}) e N variam somente sobre um ciclo vertical de onda. Assume-se também que a solução para ondas de gravidade é da forma:

$$\left(u', v', w', \frac{\Theta'}{\bar{\Theta}}, \frac{p'}{\bar{\rho}}, \frac{\rho'}{\bar{\rho}} \right) = (\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{w}, \tilde{\Theta}, \tilde{p}, \tilde{\rho}) \exp \left[i(kx + ly + mz - \omega t) + \frac{z}{2H} \right] \quad (2.14)$$

Essas equações descrevem uma perturbação de onda monocromática com números de onda (k, l, m) , ou seja, número de onda zonal, meridional e vertical,

respectivamente) e frecuencia relativa ao solo ω . Substituindo nas Equações de 2.7 a 2.12. Chega-se a um conjunto de seis equações algébricas para $(\tilde{u}, \tilde{v}, \tilde{w}, \tilde{\theta}, \tilde{p}, \tilde{\rho})$:

$$-i\hat{\omega}\tilde{u} - f\tilde{v} + ik\tilde{p} = 0 \quad (2.15)$$

$$-i\hat{\omega}\tilde{v} + f\tilde{u} + il\tilde{p} = 0 \quad (2.16)$$

$$-i\hat{\omega}\tilde{w} + \left(im - \frac{1}{2H}\right)\tilde{p} = -p\tilde{\rho} \quad (2.17)$$

$$-i\hat{\omega}\tilde{\theta} + (N^2/g)\tilde{w} = 0 \quad (2.18)$$

$$-i\hat{\omega}\tilde{\rho} + ik\tilde{u} + il\tilde{v} + \left(im - \frac{1}{2H}\right)\tilde{w} = 0 \quad (2.19)$$

$$\tilde{\theta} = \tilde{p}/c_s^2 - \tilde{\rho} \quad (2.20)$$

Onde $\hat{\omega} = \omega - k\bar{u} - l\bar{v}$ é chamada de frecuencia intrínseca, ou seja, a frecuencia que seria observada em uma estrutura de referência se movendo com o vento de fundo (\bar{u}, \bar{v}) . As equações acima podem ser combinadas para formar uma equação única para amplitude da velocidade de perturbação vertical. Fazendo os termos dos coeficientes imaginários dessa equação ir para zero tem-se:

$$\frac{g}{c_s^2} = \frac{1}{H} - \frac{N^2}{g} \quad (2.21)$$

$$\hat{\omega}^2 \left(k^2 + l^2 + m^2 + \frac{1}{4H^2} - \frac{(\hat{\omega}^2 - f^2)}{c_s^2} \right) = N^2(k^2 + l^2) + f^2 \left(m^2 + \frac{1}{4H^2} \right) \quad (2.22)$$

A segunda equação é ordem 4 em $\hat{\omega}$ e é compatível tanto com ondas acústicas quanto com ondas de gravidade. Levando a velocidade do som $c_s \rightarrow \infty$ conservando o termo de compressibilidade relacionado ao gradiente da

densidade de fundo obtêm-se a relação de dispersão de uma onda de gravidade,

$$\hat{\omega}^2 = \frac{N^2(k^2 + l^2) + f^2 \left(m^2 + \frac{1}{4H^2} \right)}{k^2 + l^2 + m^2 + \frac{1}{4H^2}} \quad (2.23)$$

ou alternativamente para o número de onda vertical como

$$m^2 = \frac{(k^2 + l^2)(N^2 + \hat{\omega}^2)}{(\hat{\omega}^2 - f^2)} - \frac{1}{4H^2}. \quad (2.24)$$

A relação de dispersão relaciona a frequência da onda com as características espaciais da onda (número de onda) e as propriedades da atmosfera de fundo (N). Para uma onda se propagando na vertical, (k, l, m) são reais, e a frequência intrínseca é confinada ao intervalo de $N > \hat{\omega} > |f|$.

2.2.1 Fluxo de momento de ondas de gravidade

Para entender o significado físico das componentes de fluxo de momento é conveniente escrever as equações do escoamento básico, equações 2.1 a 2.6, em coordenadas esféricas (VOLLAND, 1988, p. 8):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (u^2)}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos^2 \phi} \frac{\partial (uv \cos^2 \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 u w)}{\partial z} - f v + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = F_\lambda \quad (2.25)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (uv)}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (v^2 \cos^2 \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 v w)}{\partial z} + \frac{u^2 \tan \phi}{a} + f u + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} = F_\phi \quad (2.26)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (uT)}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (vT \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial (\rho_0 w T)}{\partial z} + \Gamma w = \frac{Q}{c_p} \quad (2.27)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (v \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 w)}{\partial z} = 0 \quad (2.28)$$

$$T = \frac{H}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial z} \quad (2.29)$$

$$w = \frac{dz}{dt} \quad (2.30)$$

onde:

ϕ latitude, λ longitude, $z = -H \ln(p/p_0)$ altura, T_0 , ρ_0 , p_0 , temperatura, densidade e pressão em um nível de referência, $T_0(z) = \frac{H}{R} \frac{d\Phi_0}{dz}$ estado básico de temperatura, T temperatura local a partir de T_0 , $\Phi_0(z)$ estado básico do Geopotencial, Φ Geopotencial, $\rho_0 = \rho_s \exp(-z/H)$ estado básico da densidade, w velocidade vertical, $a = 6371 \text{ km}$ raio da Terra, $f = 2\Omega \sin \phi$ parâmetro de Coriolis, $\Gamma = \frac{dT_0}{dz} + \frac{gT_0}{T_s c_p}$ parâmetro de estabilidade estática

Além disso, será bastante útil separar os campos deste escoamento em uma estrutura que não varia com a longitude mais uma perturbação sobre este escoamento médio (por exemplo, $u = \bar{u}(z, \phi, t) + u'(z, \phi, \lambda, t)$). A média zonal de \bar{u} geralmente muda lentamente com o tempo. Então fazendo essa separação do escoamento médio (denotado por barra) dos parâmetros perturbados (denotados por '), tem-se: (VOLLAND, 1988, p. 10):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \phi} \frac{\partial (\bar{u} \bar{v} \cos^2 \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \bar{u} \bar{w})}{\partial z} - f \bar{v} = \bar{F}_\lambda + \hat{F}_\lambda \quad (2.31)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (\bar{v}^2 \cos^2 \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \bar{v} \bar{w})}{\partial z} + \frac{\bar{u}^2 \tan \phi}{a} + f \bar{u} + \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} = \bar{F}_\phi + \hat{F}_\phi \quad (2.32)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (\bar{v} \bar{T} \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \bar{w} \bar{T})}{\partial z} + \Gamma \bar{w} = \frac{\bar{Q}}{c_p} + \frac{\hat{Q}}{c_p} \quad (2.33)$$

$$\frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial (\bar{v} \cos \phi)}{\partial \phi} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (\rho_0 \bar{w})}{\partial z} = 0 \quad (2.34)$$

Dessa forma, surgem os termos que relacionam os fluxos de momento e calor com os forçantes de momento e energia:

$$\hat{F}_\lambda = -\frac{1}{a \cos^2 \phi} \frac{\partial(\overline{u'v'} \cos^2 \phi)}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \overline{u'w'})}{\partial z} \quad (2.35)$$

$$\hat{F}_\phi = -\frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial(\overline{v'^2} \cos \phi)}{\partial y} - \frac{\overline{u'^2} \tan \phi}{a} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \overline{v'w'})}{\partial z} \quad (2.36)$$

$$\frac{\hat{Q}}{c_p} = -\frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial(\overline{v'T'} \cos \phi)}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial(\rho_0 \overline{w'T'})}{\partial z} \quad (2.37)$$

Na troposfera, tem-se o domínio dos seguintes termos $\frac{1}{a} \frac{\partial(\overline{u'v'})}{\partial y}$ em \hat{F}_λ , que é a medida do escoamento meridional do momento zonal, e $\frac{1}{a} \frac{\partial(\overline{v'T'})}{\partial y}$ em \hat{Q} que é

a medida do fluxo meridional da perturbação térmica. Na mesosfera, devido à quebra das ondas de gravidade, os termos contendo as flutuações na velocidade vertical (w') podem se tornar de igual importância aos anteriores. Portanto, perturbações de onda agem como fontes secundárias de momento e calor ou sumidouros para o fluxo médio (VOLLAND, 1988).

Nesse trabalho, serão estudadas principalmente as medidas de fluxo vertical de momento zonal e meridional, os termos $\overline{u'w'}$ e $\overline{v'w'}$ respectivamente. Analisando-se as equações onde esses termos aparecem, Equações 2.35 e 2.36, percebe-se que as derivadas verticais desses termos são forçantes de ondas. Logo, se existe um gradiente vertical negativo do produto entre o fluxo de momento e a densidade, fisicamente tem-se uma aceleração do fluxo médio.

2.3 Técnicas para medir fluxo de momento

As técnicas para medidas de fluxo de momento devido às ondas de gravidade tiveram início com o trabalho de Vincent e Reid (1983). Em seu trabalho os autores propuseram a medida de fluxo vertical de momento horizontal através de medidas de radar de dois feixes. Os feixes coplanares do radar são direcionados na vertical com o mesmo ângulo a partir do zênite. O sinal recebido pelo radar é devido ao retro-espalhamento pelo índice de refração das irregularidades que estão se movendo com o fluxo básico. Pelo movimento dessas irregularidades, o eco irá receber um deslocamento Doppler em frequência por uma quantidade proporcional a componente do vento se deslocando ao longo da direção do feixe do radar.

A partir da comparação dos deslocamentos Doppler no eco do sinal retro-espalhado pelos dois feixes, é possível identificar as variações desse sinal. Nesse caso, é assumido que flutuações no deslocamento Doppler são causadas por ondas de gravidade. O fluxo de momento é proporcional à diferença entre as variâncias das velocidades Doppler. Dessa forma, é possível medir diretamente o fluxo vertical de momento horizontal. Vários trabalhos foram desenvolvidos aplicando a técnica de Vincent e Reid (1983) em diversos tipos de radares e Lidar que tivessem pelo menos dois feixes estreitos simétricos e coplanares direcionados na vertical (veja REID e VINCENT, 1987; FRITTS e VINCENT, 1987; FUKAO et al., 1988; REID et al., 1988; FRITTS et al., 1990, 1992; TSUDA et al., 1990; NAKAMURA et al., 1993; MURPHY e VINCENT, 1998)

Vincent e Reid (1983) encontraram acelerações zonais devido as ondas de gravidade da ordem de ~ 20 m/s/dia para medidas realizadas sobre Adelaide com o fluxo predominantemente para oeste. Esses valores concordam razoavelmente bem com as estimativas teóricas anteriores do arraste de ondas requerido para o balanço da aceleração zonal devido ao torque de Coriolis imposto pela circulação média meridional.

Swenson e Gardner (1998) desenvolveram um modelo analítico que especialmente relaciona a resposta da intensidade do OH e a temperatura ponderada pela intensidade da emissão com amplitudes de Ondas de Gravidade. A amplitude da perturbação na aeroluminescência é bastante sensível ao comprimento de onda vertical e há um decréscimo evidente na resposta para comprimentos de onda verticais menores que 12 km. Esse modelo de Swenson e Gardner (1998) relaciona a perturbação da medida da intensidade do OH e a temperatura ponderada pela intensidade da emissão com a perturbação relativa na densidade atmosférica e conseqüentemente a amplitude da onda. A partir das equações descritas em Swenson e Liu, (1998) e Swenson e Gardner (1998) é possível calcular o fluxo de energia e momento com as imagens da emissão de OH. O comprimento horizontal e a amplitude da intensidade relativa podem ser determinados diretamente a partir das imagens da emissão de OH. Mas, há necessidade do conhecimento dos padrões de vento presentes no momento da medida. Assim essa técnica é útil na presença de outro equipamento capaz de medir vento. Essa técnica pode ser vista com detalhes no trabalho de tese de doutoramento de Vargas (2007).

As medidas diretas de fluxo de momento anteriores ao desenvolvimento da técnica de Hocking (2005) somente eram possível usando radares ou lidars com arranjo aproximadamente simétrico, de feixes em pares coplanares a partir do zênite. A técnica de Hocking (2005) é uma generalização da ideia de Vincent e Reid (1983) permitindo o estudo de fluxo de momento e variâncias devido as ondas de gravidade utilizando radares meteorológicos do tipo "all Sky".

2.4 Marés Atmosféricas

As marés atmosféricas são oscilações com períodos que são harmônicos do dia solar ou lunar. A maré diurna possui o período de 24 horas, a semidiurna de 12 h, e assim sucessivamente. Esclarecimentos a respeito de forçantes das marés lunares são mais claramente descritos em Chapman e Lindzen (1970) e não serão tratadas neste trabalho. Um estudo sobre as marés lunares na

região de Cachoeira Paulista (22,7° S, 45,0° O) (CP), São João do Cariri (7° S, 36° O) (Cariri) e Santa Maria (29,7° S, 53,7° O) (S M), foi realizado por Paulino (2010).

As marés solares são excitadas principalmente pela absorção da radiação solar infravermelha pelo vapor d'água e CO₂ na troposfera, e pela absorção da radiação Ultravioleta (UV) pelo ozônio na baixa estratosfera (FORBES e GARRET, 1979). A Figura 2.2 (a) mostra um modelo simplificado de como se dá a distribuição vertical da excitação térmica devida ao vapor de água e ao ozônio, já a Figura 2.2 (b) mostra a distribuição latitudinal da excitação térmica devida ao vapor d'água representado por H_1 e ao ozônio representado por H_2 , para as marés: diurna e semidiurna. Essa é uma figura clássica das primeiras tentativas em modelar as marés, feitas por Chapman e Lindzen (1970). Trabalhos posteriores (eg. FORBES e GARRET, 1978) utilizam uma distribuição mais realística dessa excitação térmica, principalmente devido ao vapor d'água cuja concentração cai de forma mais abrupta com altura, sendo bem próxima a zero em torno de 20 km.

Nas regiões próximas a mesopausa, as marés produzem efeitos importantes sobre os campos de densidade, temperatura e pressão. Forbes et al. (1993) mostraram que a dissipação molecular e turbulenta da maré diurna pode acelerar os ventos, zonal e meridional, na baixa termosfera.

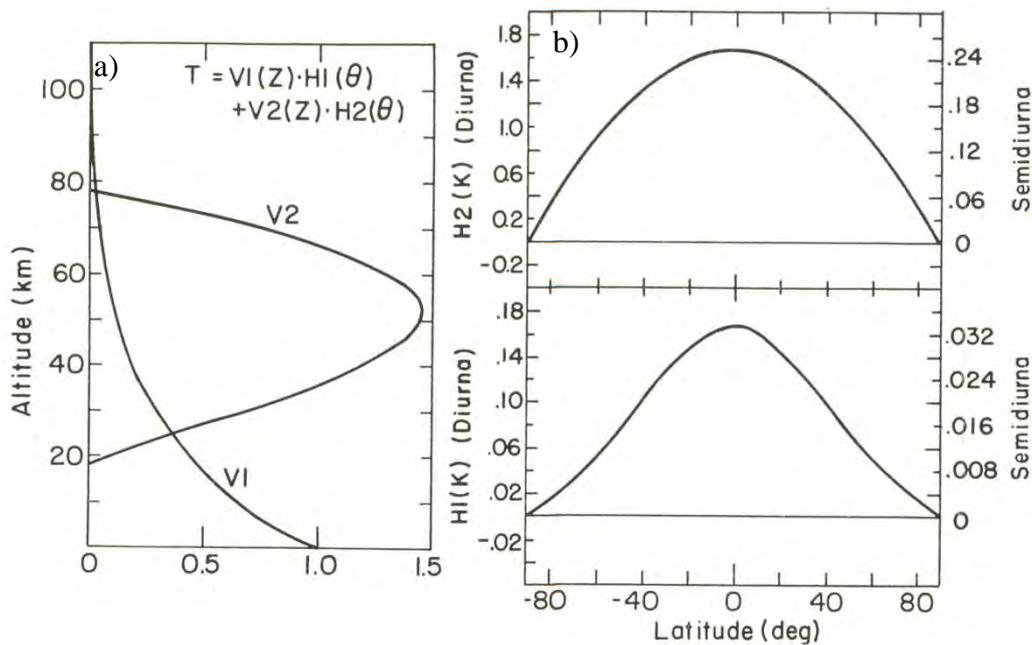


Figura 2.2 - a) Distribuição vertical da excitação térmica, ou forçante, devida ao vapor d'água (V_1) e ao ozônio (V_2); (b) Distribuição latitudinal da excitação térmica devida ao vapor d'água (H_1) e ao ozônio (H_2).

FONTE: Adaptado de Chapman e Lindzen (1970, p. 127).

Andrioli et al. (2009) observaram que a amplitude da maré diurna em Santa Maria possui comportamento característico com variabilidade sazonal, apresentando máxima amplitude nos equinócios e mínima nos solstícios. Essa periodicidade apresenta o máximo do equinócio de outono maior que o de primavera. Esse comportamento é semelhante ao que Batista et al. (2004) observaram na amplitude da maré diurna sobre Cachoeira Paulista e Lima et al. (2007); Buriti et al. (2008); Montenegro et al. (2009) observaram sobre Cariri. Uma das principais características da maré diurna é transportar energia para cima enquanto que sua fase se propaga para baixo com a altura.

A variabilidade da maré com a latitude foi apresentada por Andrioli et al. (2009 b) na 11ª conferência IAGA em Sopron, Hungria. Nesse trabalho foi mostrado que a componente meridional da amplitude da maré diurna possui comportamento semelhante nas três estações brasileiras de radar. Já a componente zonal mostra uma variação semianual acima de 95 km em latitude

equatorial, bem como observado por Buriti et al. (2008); Montenegro et al. (2009), mas em médias latitudes são observados um pico mais forte por volta de 93 km, centralizado entre março e abril, e um pico menor no mês de outubro, sugerindo variação semianual e anual nessas latitudes.

A fonte geradora da maré semidiurna também é a absorção térmica da radiação solar. A variabilidade sazonal dessa componente da maré vem sendo atribuída à deposição de momento na região MLT pela quebra de ondas de gravidade. A principal característica destas ondas é a fase não se propagar com altura, sendo assim, dita quase evanescente. A maré semidiurna possui comprimento de onda vertical longo, desde 33,4 km para o modo (2,6) até 311 km para o modo (2,2) como mostrado na Tabela 1 adaptada de Forbes e Groves (1987). Os modos de propagação surgem das equações da teoria clássica de marés que podem ser vistas com detalhes em Chapman e Lindzen (1970).

Na Tabela 1 são apresentados os principais modos de marés e suas principais características. A segunda coluna, denominada (s,n) , representa os modos, onde “s” é o número de onda, 1 para maré diurna e 2 para semidiurna, e “n” indica o modo de propagação. O “n” positivo significa que a onda tem propagação na vertical, ou seja, é do tipo gravidade, já “n” negativo indica que a onda é do tipo rotacional, ou seja, não tem propagação na vertical.

É importante notar que a maré diurna possui tanto o modo de propagação rotacional quanto o de gravidade. Já a maré semidiurna possui somente o modo de propagação de gravidade

Na componente semidiurna da maré sobre SM, Andrioli et al. (2009) observaram variabilidade anual da componente zonal com máximo no outono. Já a componente meridional acima de 94 km, em SM concorda com os resultados de Batista et al. (2004) para CP apresentando valores bastante variáveis, porém, abaixo dessa altura SM, apresenta comportamento anual o que não é observado em CP. Os autores observaram que a fase em SM para

ambas as componentes é quase evanescente. Já para Cariri a amplitude da maré semidiurna meridional mostrou oscilação semianual em altitudes próximas a 99 km e uma tendência a oscilação anual abaixo de 93 km, e comportamento anual na componente zonal, como mostrado em Montenegro et al. (2009).

Tabela 1 – Nomenclatura usual dos principais modos de propagação de marés

Maré	(s,n)	λ_z (km)	Descrição
Diurna	(1,1)	27,9	Gravidade: primeiro modo simétrico propagante
Diurna	(1,2)	15,9	Gravidade: primeiro modo assimétrico propagante
Diurna	(1,3)	11,2	Gravidade: segundo modo simétrico propagante
Diurna	(1,-1)		Rotacional: primeiro modo assimétrico aprisionado
Diurna	(1,-2)		Rotacional: primeiro modo simétrico aprisionado
Diurna	(1,-4)		Rotacional:segundo modo simétrico aprisionado
Semidiurna	(2,2)	311	Gravidade: primeiro modo simétrico propagante
Semidiurna	(2,3)	81,4	Gravidade: primeiro modo assimétrico propagante
Semidiurna	(2,4)	53,8	Gravidade: segundo modo simétrico propagante
Semidiurna	(2,5)	41	Gravidade: segundo modo assimétrico propagante
Semidiurna	(2,6)	33,4	Gravidade: terceiro modo simétrico propagante

Fonte: Adaptada de Forbes (1987 p. 73)

2.5 Ventos Predominantes

Na atmosfera de fundo ocorrem oscilações de períodos longos, quase estacionários os chamados ventos médios. Estas oscilações são governadas pelo balanço entre a energia solar absorvida na forma de radiação ultravioleta e a energia emitida ao espaço sob a forma de radiação infravermelha. A radiação ultravioleta é dependente da latitude, tendo nas partes mais altas da atmosfera um máximo próximo ao hemisfério de verão e um mínimo próximo ao hemisfério de inverno. Por outro lado, a radiação infravermelha não possui dependência muito forte com relação à latitude. Isto implica em um acúmulo de

energia no hemisfério de verão e uma diminuição no hemisfério de inverno. No balanço energético ocorre um escoamento meridional do fluido na direção norte-sul. Murgatroyd (1970) foi um dos primeiros a sugerir um esquema para ilustrar essa circulação. A Figura 2.3 ilustra esse movimento meridional para os solstícios. O efeito de Coriolis, sobre esse fluxo meridional, produz uma deflexão no fluxo gerando o vento zonal na direção leste-oeste.

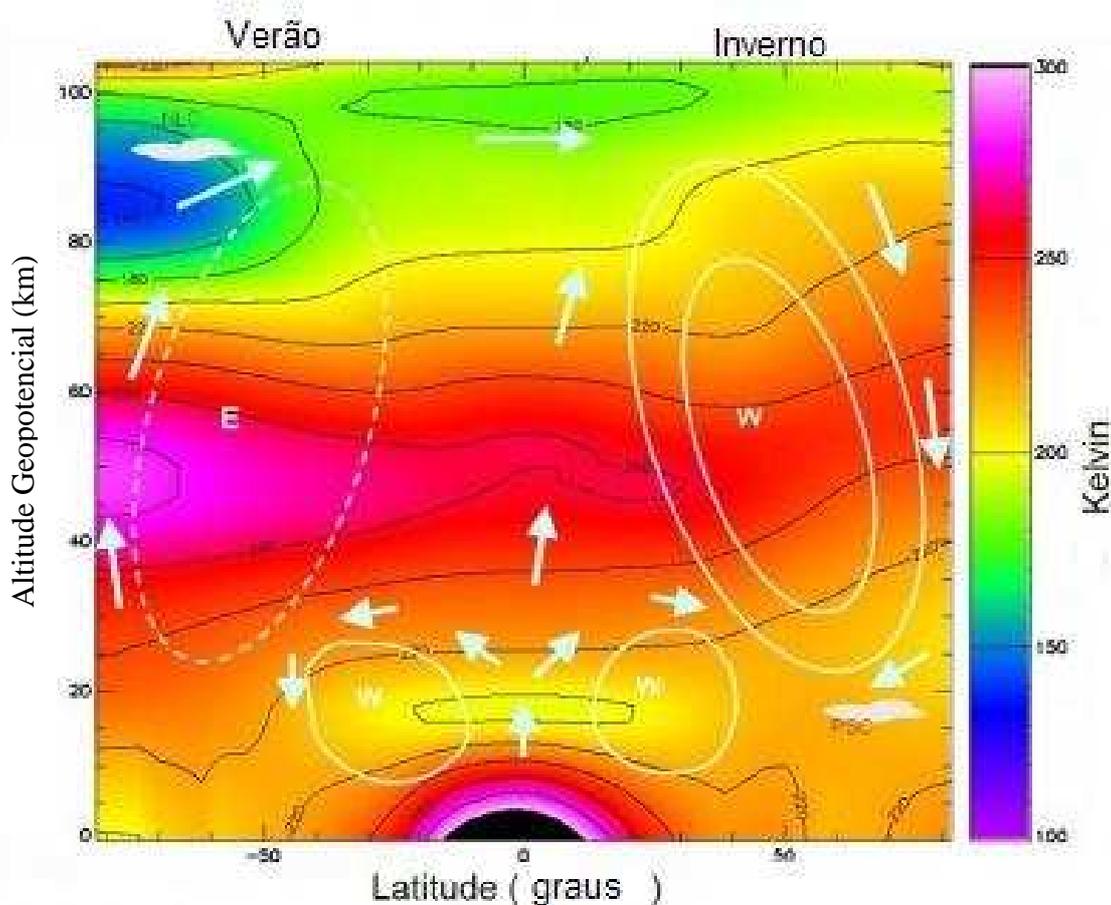


Figura 2.3 – Esquemática do fluxo meridional médio (setas brancas), nos solstícios.

FONTE: Adaptada de Athena (2010):

Sobrepondo-se ao vento médio ocorrem outras oscilações de grande escala, porém, cujos períodos são mais curtos, são elas as ondas planetárias, as marés atmosféricas e ondas de gravidade.

Batista et al. (2004), em seus estudos sobre os ventos dominantes e marés na região de Cachoeira Paulista, encontraram variação anual acima de 90 km para o vento médio zonal e abaixo dessa altura comportamento semianual. Para a componente meridional o comportamento observado é anual semelhante ao observado por Andrioli et al. (2009a) para SM. Andrioli et al. (2009) observaram que o vento médio zonal sobre SM é predominante para leste com variabilidade anual. Com relação à variação do vento médio com a latitude é observado um gradiente do vento médio entre São João do Cariri, Cachoeira Paulista e Santa Maria, sua amplitude aumenta com a diminuição da latitude e em alguns casos mudando a direção, relatado por Andrioli et al. (2009 b).

2.6 Ondas Planetárias

As ondas planetárias são oscilações de escala global e períodos da ordem de dias. Elas possuem estrutura horizontal da ordem da circunferência da Terra. A ação da força de Coriolis no vento zonal age sobre a atmosfera como uma força externa, resultando em ondas horizontalmente transversais. Embora as origens das ondas planetárias não estejam bem esclarecidas, processos convectivos, instabilidades baroclínicas e barotrópicas, interações não lineares entre marés atmosféricas e ondas de gravidade ou entre modos diferentes de ondas de marés, grandes variações verticais na topografia, e aquecimento diferencial entre continentes e oceanos têm sido apontadas como principais fontes de ondas planetárias (BEER, 1974). Pancheva et al. (2008) propuseram que essas ondas são forçadas por processos de instabilidade convectiva de larga escala na troposfera tropical acompanhada pela liberação de calor latente. As ondas planetárias mais comumente detectadas são: a onda de quase dois dias, de quase quatro dias, de quase oito dias e de quase 16 dias.

3 Instrumentação e Metodologia

Para o desenvolvimento da presente tese foram utilizados dados dos três radares meteorológicos brasileiros que são do tipo SkiYmet localizados em São João do Cariri (Cariri), Cachoeira Paulista (CP) e Santa Maria (SM) e também um ano de dados do “Agile Meteor Radar” de Tierra Del Fuego (53,8° S; 67,8° O), Argentina. Além dos dados de temperatura do Lidar de São José dos Campos durante o período de 2007 a 2008.

Abaixo são apresentadas as figuras mostrando a grade de dados utilizada de cada radar. Os espaços em branco mostram os períodos nos quais o específico radar esteve fora de funcionamento. Foram utilizados quatro anos de dados do radar meteorológico de Cariri, de 2005 a 2008, conforme mostra a Figura 3.1. A Figura 3.2 mostra a série de dados do radar de Santa Maria, de 2005 a 2009. O radar de CP é o mais antigo e o que possui a série de dados mais longa, aproximadamente 9 anos, de 1999 a 2008. Entretanto, devido a problemas técnicos o radar não operou entre agosto de 2007 a agosto de 2008, como mostra a Figura 3.3. Do radar de Tierra Del Fuego foram utilizadas as medidas do ano de 2010, para o qual não há dados em somente um dia do mês de janeiro e quatro dias de março.

Radar Meteorológico de São João do Cariri

	janeiro	fevereiro	março	abril	maio	junho	julho	agosto	setembro	outubro	novembro	dezembro
2005	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
2006	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
2007	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█
2008	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█	█

Figura 3.1 – Ilustração da série de dados do radar meteorológico de São João do Cariri. Espaços em branco mostram os períodos nos quais o radar esteve fora de operação.

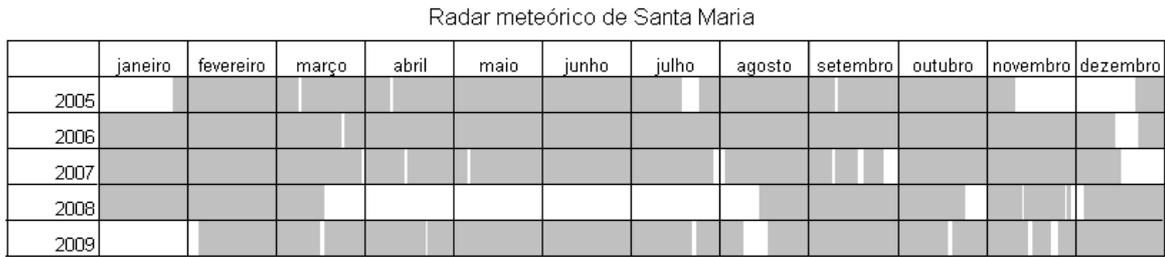


Figura 3.2 – Idem a Figura 3.1, mas para o radar de Santa Maria.

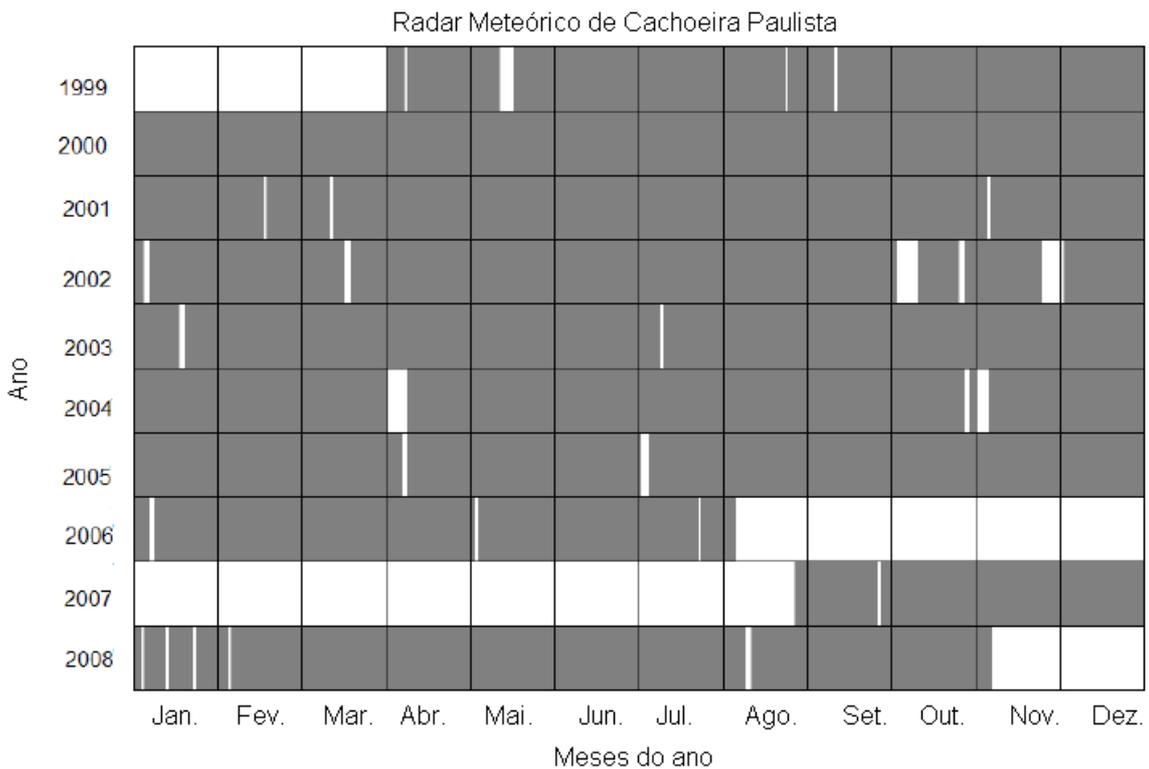


Figura 3.3 – Idem a Figura 3.1, mas para o radar de Cachoeira Paulista.

3.1 O Radar Meteorológico SKiYMET

O radar meteorológico SKiYMET possui um pico de potência de 12 kW e mede a posição e a velocidade radial da trilha meteorológica, ou seja, o rastro ionizado pela ablação dos meteoros. O radar é composto por cinco antenas receptoras e uma antena transmissora, distribuídas conforme mostra a Figura 3.4.

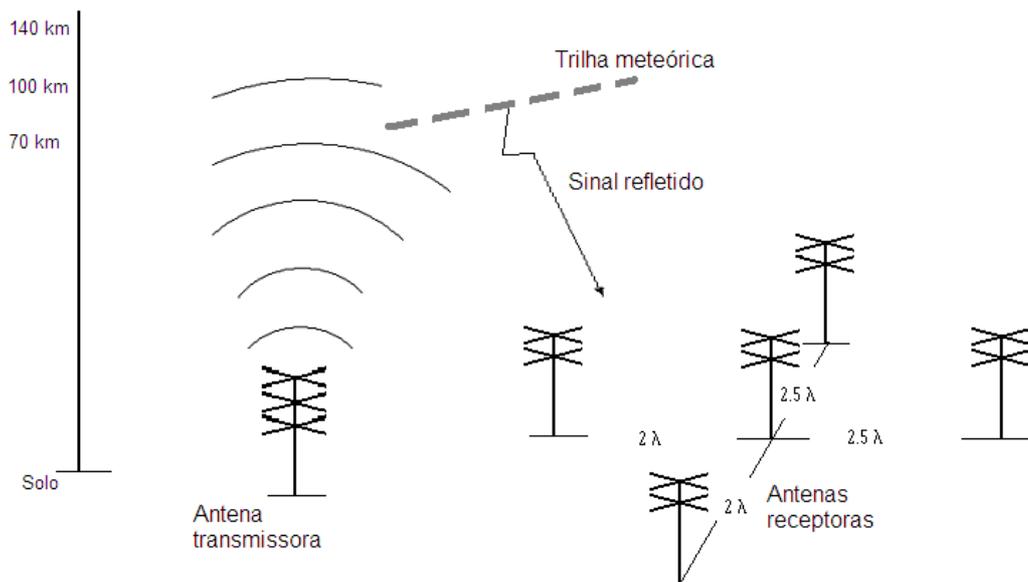


Figura 3.4 - Arranjo das antenas do radar meteorológico composto por cinco antenas receptoras e uma antena transmissora.

A antena transmissora emite um sinal de ondas de rádio em frequência de 35,24 MHz, o qual é refletido pelas trilhas meteóricas. Esse sinal chega às antenas receptoras, e por interferometria é calculada a posição de cada eco, a velocidade radial do traço é inferida pelo efeito Doppler. Esse traço contém informações importantes a respeito da dinâmica da atmosfera na região da sua detecção. A disposição das antenas receptoras, com espaçamento de 2 ou 2,5 vezes o comprimento de onda, ajuda a diminuir a ambiguidade do sinal recebido.

A região onde ocorre a ablação dos meteoros é entre 70 a 110 km de altura. Nela a densidade da atmosfera neutra supera largamente a atmosfera ionizada, além disso a frequência de giro dos íons é mais lenta que a taxa de colisão entre íons e moléculas neutras. Então a dinâmica dos íons é determinada pelo movimento das moléculas neutras. Logo, a trilha ionizada é arrastada pelos ventos neutros presentes naquele instante. Desta forma, a velocidade radial da trilha, medida pelo radar, é a velocidade com que o vento está aproximando ou afastando a trilha do radar. Essa velocidade é a projeção do vento ao longo do vetor radial, podendo ser estudada nas seguintes

componentes, de acordo com a posição do meteoro, apresentadas na Figura 3.5.

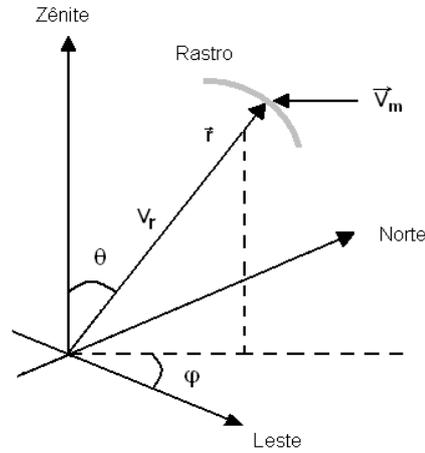


Figura 3.5 - Coordenadas da trilha meteórica.

Supõe-se a existência de ventos uniformes, quase horizontais, na atmosfera superior, com a mesma direção e velocidade na região de visada do radar. É estabelecido, então, um sistema de coordenadas esféricas sobreposto ao sistema cartesiano com o eixo z na direção vertical, x positivo para leste e y apontado para norte, conforme mostra a Figura 3.5. \vec{V}_{mod} é a velocidade do vento, \vec{r} é a distância entre a antena receptora e o rastro do meteoro, V_z é sua componente vertical, V_x a componente zonal e V_y a componente meridional, o ângulo azimutal é definido por φ e o ângulo zenital, por θ . A velocidade radial, V_r , em relação ao radar $\frac{d\vec{r}}{dt}$ é determinada pelo desvio Doppler do sinal refletido pela trilha (Hocking et al., 2001). Assim pode-se escrever:

$$V_r = \frac{dr}{dt} = (\vec{r} \cdot \vec{V}_m) \frac{1}{r} \quad (3.1)$$

As componentes cartesianas são dadas por:

$$\vec{V}_{mod} = V_x \hat{i} + V_y \hat{j} + V_z \hat{k} \quad (3.2)$$

$$\frac{\vec{r}}{r} = \text{sen } \theta \cos \varphi \hat{i} + \text{sen } \theta \text{ sen } \varphi \hat{j} + \cos \theta \hat{k} \quad (3.3)$$

$$V_r = V_x \sin \theta \cos \varphi + V_y \sin \theta \sin \varphi + V_z \cos \theta \quad (3.4)$$

A Equação 3.4 é dada para cada meteoro detectado. O radar disponibiliza a medida dos ângulos, tanto zenital quanto azimutal, e a velocidade radial. Porém as incógnitas são as componentes da velocidade (V_x , V_y , V_z). Para o cálculo dos ventos é utilizado o método estatístico de regressão múltipla usando os mínimos quadrados. A rotina para esse cálculo foi desenvolvida durante o trabalho de mestrado da aluna, com o propósito do cálculo mensal dos ventos, podendo ser encontrada com detalhes em Andrioli (2008).

O cálculo do vento se faz necessário como parâmetro de entrada, na obtenção das componentes da variância e fluxo de momento das ondas de gravidade, no método de Hocking (2005). Nesse trabalho, o autor apresenta uma nova técnica capaz de inferir o fluxo de momento, devido às ondas de gravidade, utilizando os dados do radar SKiYMET.

3.2 Radar meteórico SAAMER e DrAAMER

Southern Argentina Agile Meteor Radar (SAAMER) e Drake Antarctic Agile Meteor Radar (DrAAMER) foram especialmente desenvolvidos para possibilitar maior resolução dos campos de vento de grande escala e melhorar a sensibilidade ao fluxo de momento das ondas de gravidade. Para isso é necessário se obter uma alta taxa de contagem de meteoros com ângulos zenitais, θ , suficientemente pequenos permitindo que os movimentos verticais devido as ondas de gravidade tenham contribuições significativas ao inferir a velocidade radial. Isso é possível uma vez que o pico de potência desses radares é significativamente maior que o normalmente utilizado nos demais radares meteóricos (60 kW, SAAMER, e 30 kW, DrAAMER, ao invés de ~5-15 kW) e usando um novo sistema de disposição das antenas transmissoras que direciona a maior parte da potência emitida em oito feixes distribuídos a cada 45° azimutal com pico de potência em torno de 35° a partir do zênite, permitindo que a maioria dos ecos meteóricos recebidos sejam entre

15 e 50° do zênite. A disposição das antenas desse novo radar meteorológico e a sensibilidade esperada (escala em cinza) são esquematicamente mostradas na Figura 3.6.

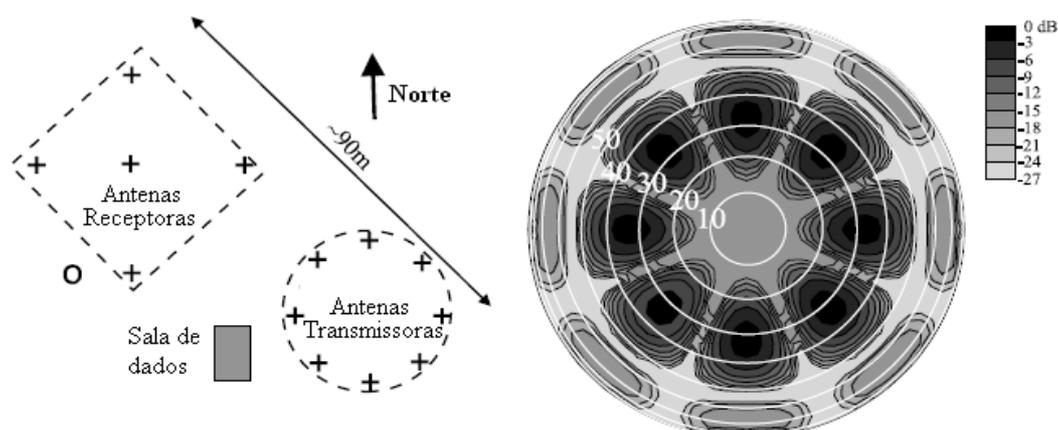


Figura 3.6 – À esquerda ilustração da distribuição das antenas (representadas pelo sinal de +) do radar SAAMER. À direita esquema da sensibilidade esperada para o radar.

Fonte: Adaptado de Fritts et al. (2010a)

O padrão de antenas do SAAMER e DrAAMER, bem como a taxa de detecção diária de meteoros e distribuição com altura para os meteoros aceitáveis são ilustrados na Figura 3.7. No topo são mostradas as taxas para um dia, e na parte inferior as contagens diárias referentes aos meses de abril, maio e junho de 2011 bem como a distribuição em altura nos mesmos meses para as duas estações. Os meteoros não ambíguos atingem em média um total de ~19.800 e ~8.500 meteoros por dia para o SAAMER e DrAAMER, respectivamente. É possível observar que a contagem de meteoros do SAAMER (Tierra Del Fuego - TDF) é maior que o DrAAMER (King George Island - KGI), isso porque o radar SAAMER possui o pico de potência duas vezes maior que o DrAAMER.

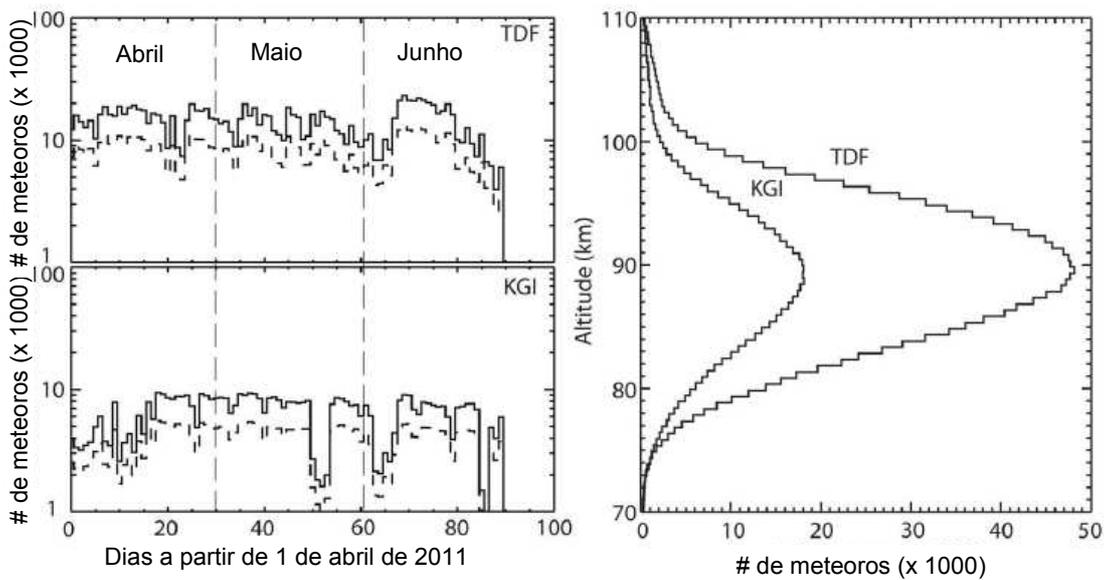


Figura 3.7 – (Topo) Meteoros não ambíguos detectados pelo SAAMER (Tierra Del Fuego) e DrAAMER (na Ilha Rei George) para um dia mostrando os feixes de sensibilidade do radar. (painel à esquerda) Contagem de meteoros não ambíguos em 2011 pelo SAAMER/TDF (superior) e DrAAMER/KGI (inferior), e a direita a distribuição de meteoros com a altura sobre cada um dos radares para Abril a Junho de 2011. As linhas contínuas e pontilhadas mostram a contagem total de meteoros e os meteoros entre 15° e 50° de zênite, respectivamente.

Fonte: Adaptada de Fritts et al. (2012).

3.3 Técnica de Hocking 2005

A determinação dos fluxos de momento de ondas de gravidade é crucial para a compreensão da dinâmica da média atmosfera. Estudos desse parâmetro vêm sendo realizados desde 1987 (veja: REID e VINCENT, 1987; FRITTS e

VINCENT, 1987; FRITTS et al., 1992; MURPHY e VINCENT, 1998; NAKAMURA et al., 1993a, 1993b); mas, no âmbito do conhecimento de sua morfologia global, os estudos estão somente começando (HOCKING, 2005). Para tal estudo há a necessidade de instrumentos capacitados a proporcionar medidas desses valores, e bem distribuídos na superfície da terra.

Em 2005, Hocking publicou uma nova técnica para extrair componentes do fluxo de momento e da variância, a partir dos dados provenientes de radares meteorológicos do tipo SKiYMET. A grande motivação do desenvolvimento desse método é a quantidade e distribuição global dos radares meteorológicos. Na época, existiam por volta de 30 radares desse tipo espalhados ao redor do globo, distribuídos desde 78° N até o equador e pólo sul (HOCKING, 2005). Desde então, pesquisadores de vários locais diferentes vêm utilizando com sucesso essa técnica.

Na determinação dos ventos médios pelos dados dos radares meteorológicos, é realizado um ajuste sobre todas as velocidades radiais, minimizando a quantidade $\sum (v_r - v_{\text{mod}})^2$, conforme previamente explicado na Seção 3.1. Nesse ajuste é suposto que vento é uniforme num plano horizontal. Entretanto, na realidade a velocidade do vento não é uniforme, como suposto anteriormente, e a medida da velocidade radial geralmente difere dos valores de v_{mod} , que é a velocidade ajustada ou modelada.

Assumindo que esses desvios entre v_r e v_{mod} são valores reais de variabilidade de vento, principalmente devido às ondas de gravidade, é proposta agora a minimização da seguinte quantidade:

$$\Lambda = \sum \left((v'_r)^2 - (v'_{\text{mod}})^2 \right)^2 \quad (3.5)$$

onde, $v'_r = v_r - v_{\text{mod}}$, e representa a diferença entre a velocidade radial medida e a ajustada. Similar ao que se tinha na equação 3.4, pode-se escrever:

$$v'_{\text{mod}} = u' \sin \theta \cos \phi + v' \sin \theta \sin \phi + w' \cos \theta \quad (3.6)$$

Substituindo na Equação 3.5 e efetuando os devidos quadrados, obtêm-se:

$$\Lambda = \sum \left((v'_r)^2 - \begin{pmatrix} u'^2 \sin^2 \theta \cos^2 \phi + v'^2 \sin^2 \theta \sin^2 \phi + w'^2 \cos^2 \theta + \\ 2u'v' \sin^2 \theta \cos \phi \sin \phi + 2u'w' \sin \theta \cos \theta \sin \phi + \\ 2v'w' \sin \theta \cos \theta \sin \phi \end{pmatrix} \right)^2 \quad (3.7)$$

Para minimizar a Equação 3.5, realizam-se as derivadas parciais da Equação 3.7 em relação a u' , v' e w' , igualando-as a zero. Após essas operações, tem-se o seguinte sistema de equações:

$$\begin{bmatrix} \sum \sin^4 \theta \cos^4 \phi & \sum \sin^4 \theta \sin^2 \phi & \sum \cos^2 \theta \sin^2 \phi & \sum 2 \sin \phi \sin^4 \theta & \sum 2 \cos \theta \sin^3 \theta & \sum 2 \cos \theta \sin \phi \cos^2 \phi \\ \sum \sin^4 \theta \cos^2 \phi & \sum \sin^4 \theta \sin^4 \phi & \sum \cos^2 \theta \sin^2 \phi & \sum 2 \sin^3 \phi \sin^4 \theta & \sum 2 \cos \theta \sin^2 \theta & \sum 2 \cos \theta \sin^3 \phi \\ \sum \sin^2 \theta \cos^2 \phi & \sum \sin^2 \theta \sin^2 \phi & \sum \cos^4 \theta & \sum 2 \cos \phi \sin^2 \theta & \sum 2 \sin \theta \cos^2 \theta & \sum 2 \cos^3 \theta \sin \phi \\ \sum 2 \sin^4 \theta \cos^3 \phi & \sum 2 \sin^4 \theta \sin^3 \phi & \sum 2 \cos^2 \theta \sin^2 \theta & \sum 4 \cos \phi \sin^4 \theta & \sum 4 \sin^3 \theta \cos \theta & \sum 4 \cos \theta \sin^2 \phi \\ \sum 2 \sin^3 \theta \cos^3 \phi & \sum 2 \sin^3 \theta \sin^2 \phi & \sum 2 \cos^3 \theta \sin \theta & \sum 4 \cos^2 \phi \sin^3 \theta & \sum 4 \sin^2 \theta \cos^2 \theta & \sum 4 \cos^2 \theta \sin \phi \\ \sum \sin^3 \theta \cos^2 \phi & \sum \sin^3 \theta \sin^3 \phi & \sum \cos^3 \theta \sin \theta & \sum 2 \cos \phi \sin^3 \theta & \sum 2 \sin^2 \theta \cos^2 \theta & \sum 2 \cos^2 \theta \sin^2 \phi \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u'^2 \\ v'^2 \\ w'^2 \\ u'v' \\ u'w' \\ v'w' \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sum v'^2_{\text{rad}} \frac{\sin^2 \theta}{\cos^2 \phi} \\ \sum v'^2_{\text{rad}} \frac{\sin^2 \theta}{\sin^2 \phi} \\ \sum v'^2_{\text{rad}} \cos^2 \theta \\ \sum v'^2_{\text{rad}} \frac{\sin^2 \theta}{\sin \phi \cos \phi} \\ \sum v'^2_{\text{rad}} \frac{\sin \theta}{\cos \theta \cos \phi} \\ \sum v'^2_{\text{rad}} \frac{\sin \theta}{\cos \theta \sin \phi} \end{bmatrix} \quad (3.8)$$

A versão ampliada da Equação 3.8 encontra-se no Anexo A. A matriz acima pode ser invertida para a determinação dos 6 parâmetros u'^2 , v'^2 , w'^2 , $u'v'$, $u'w'$ e $v'w'$. Os três primeiros parâmetros (u'^2 , v'^2 , w'^2) representam as componentes da variância e os três últimos ($u'v'$, $u'w'$, $v'w'$), as componentes do fluxo de momento. Essa equação é uma generalização do método de dois feixes descrito por Vincent e Reid (1983), como foi mostrado por Hocking (2005). O presente método permite o cálculo de fluxo de momento de ondas de gravidade com escalas de tempo menores que 2 - 3 h.

Um método computacional foi desenvolvido para resolver o sistema de equações acima. A rotina é chamada de momentum_mod.pro cuja finalidade é

calcular os parâmetros para cada dia durante um determinado mês. Para garantir a confiabilidade dos resultados, foram utilizados somente os ecos de meteoros com as seguintes características: ambiguidade igual a um, tempo de decaimento (τ) maior que 15 ms (10^{-3} segundos), ângulo zenital ($15^\circ \leq \theta \leq 50^\circ$) e velocidade radial menor que 200 m/s. Os intervalos de altura, a partir de 80 km, foram divididos em 6 camadas, cada uma contendo 3 km mais uma janela móvel de 1 km. Para o tempo foram utilizados intervalos de 2 horas com uma janela móvel de 30 min antes e 30 min depois, totalizando intervalos de 3 h. Além disso, são necessários no mínimo 30 ecos para um resultado confiável da técnica. Os critérios acima descritos foram sugeridos por Hocking (2005).

3.3.1 Diferenças entre a análise feita com dia composto, análise diária direta e análise com dia composto modificado.

Em estudos de fenômenos geofísicos é muito comum a utilização de médias diurnas através do acúmulo de vários dias de dados. O modo mais simples de fazer isso é a divisão dos dados em intervalos fixos de tempo, 1 hora, por exemplo, e tomar a média de cada intervalo determinado ao longo de todos os dados. Com dados dos radares meteorológicos existe um método diferente que é muito utilizado, o chamado dia composto.

O dia composto é comumente utilizado em análises mensais de ventos. É fácil entender que para medidas de ventos são necessárias pelo menos 3 medidas de rastros meteorológicos, na prática, como se utiliza o recurso matemático de ajuste de mínimos quadrados, é necessário no mínimo 7 ecos para reduzir ruídos, tanto instrumentais quanto geofísicos. Esse procedimento funciona bem quando o número de ecos meteorológicos é suficientemente alto, porém, há intervalos de tempo e altura, onde o número de ecos é bastante baixo.

O dia composto consegue contornar razoavelmente bem esse problema, pois ele é formado pelo acúmulo dos meteoros que ocorrem em um mesmo intervalo de tempo e altura ao longo de um mês inteiro, por exemplo, como se

eles ocorressem em um único dia. Essa é uma análise bastante útil para inferir as componentes das marés, já que toda a sua estrutura que se repete em 24 h, e por esse motivo vem sendo utilizada por vários autores com sucesso (veja: BATISTA et al., 2004; ANDRIOLI et al., 2009), Dessa maneira, aumenta-se o número de ecos medidos em cada intervalo de altura e tempo, melhorando o ajuste e assim se obtendo um comportamento médio mensal.

Para usar a técnica de Hocking, como descrito anteriormente, é necessário primeiro determinar um vetor de vento que é ajustado dentro de cada intervalo tempo/altura, e então usar esse vetor para calcular a velocidade radial para cada meteoro detectado. O método assume que a diferença entre a velocidade radial medida de qualquer meteoro e a velocidade radial ajustada é causada por perturbações devido às ondas de gravidade. Nessa base é possível calcular as componentes meridional, zonal e vertical da velocidade de flutuação do vento e o fluxo vertical de momento horizontal. Assim como no caso do cálculo dos ventos, um número mínimo de meteoros é necessário para obter resultados fisicamente aceitáveis.

Hocking em seu trabalho observou valores negativos para as variâncias quando utilizava intervalos com contagem de meteoros inferior a 30. Então, adotou-se que o número mínimo de 30 ecos são necessários para obter resultados significativos. Isso sugere que se deva recorrer ao dia composto para contornar o problema dos intervalos onde as taxas de contagem de meteoros são baixas. Quando se trata de cálculo de fluxo de momento e de variância não há certeza de que essa técnica seja válida. Isso porque o interesse em se estudar variâncias nos dados de ventos de radar meteórico é a flutuação causada por perturbações entre duas ou três horas, supostamente ondas de gravidade. Quando se toma um dia composto, perturbações de períodos longos, como as devido às ondas planetárias, poderiam contribuir significativamente nessas medidas de variâncias. Nessa seção iremos provar como uma simples mudança na construção do dia composto permite a utilização do mesmo para o cálculo da variância e fluxo de momento pela

análise de Hocking. Ao invés de usar um único vetor de vento ajustado para um intervalo tempo/altura sobre todo o período, calcula-se esse vetor para cada intervalo tempo/altura de cada dia individual a ser incluído no dia composto. Isso é possível uma vez que se tem pelo menos 7 meteoros em cada intervalo, uma condição muito mais fácil de atingir que 30 ecos para análise direta. Dessa forma o dia composto é construído acumulando os parâmetros da posição de cada eco e a velocidade radial flutuante, ou seja, v_r' , ao invés de v_r .

Com a intenção de melhor comparação e avaliação da técnica, vamos utilizar uma simulação simples e comparar três diferentes métodos de análise: 1) Análise direta dia-a-dia, excluindo intervalos tempo/altura com menos de 30 meteoros, seguida por uma média simples; 2) Dia composto convencional; 3) Dia composto modificado, conforme descrito anteriormente. Esses métodos serão citados daqui em diante como “análise direta”, “dia composto” e “dia composto modificado”, respectivamente, e serão usados gráficos da componente meridional da variância para ilustrar os resultados.

No intuito de melhor avaliação dos três métodos, será utilizado um modelo de simulação de ventos de fundo e propagação de ondas de gravidade. Para isso, foi utilizada uma distribuição real de meteoros do radar de Cachoeira Paulista. Foi escolhido um mês onde a contagem de meteoros é relativamente baixa, outubro de 2005 cuja distribuição de meteoros é mostrada na Figura 3.8. Essa medida foi tomada para avaliar a habilidade do dia composto em superar o problema da baixa contagem de meteoros. Nesse modelo, a velocidade radial medida é substituída pela velocidade radial calculada com as seguintes equações:

$$\begin{aligned}
U(x, y, z, t) = & U_M + U_{2D}(t) \sin \frac{2\pi}{T_{2D}} + U_D(z, t) \sin \left(\frac{2\pi(t - \delta_{UD})}{T_D} \right) + U_{SD}(z, t) \sin \left(\frac{2\pi(t - \delta_{USD})}{T_{SD}} \right) \\
& + U_{GW1}(x, y, z, t) \sin(k_1x + l_1y + m_1z - 2\pi / T_{GW1}) \\
& + U_{GW2}(x, y, z, t) \sin(k_2x + l_2y + m_2z - 2\pi / T_{GW2}) \\
& + U_{GW3}(x, y, z, t) \sin(k_3x + l_3y + m_3z - 2\pi / T_{GW3})
\end{aligned} \tag{3.9}$$

$$\begin{aligned}
V(x, y, z, t) = & V_M + V_{2D}(t) \sin \frac{2\pi}{T_{2D}} - V_D(z, t) \cos \left(\frac{2\pi(t - \delta_{UD})}{T_D} \right) - V_{SD}(z, t) \cos \left(\frac{2\pi(t - \delta_{USD})}{T_{SD}} \right) \\
& + V_{GW1}(x, y, z, t) \sin(k_1x + l_1y + m_1z - 2\pi / T_{GW1}) \\
& + V_{GW2}(x, y, z, t) \sin(k_2x + l_2y + m_2z - 2\pi / T_{GW2}) \\
& + V_{GW3}(x, y, z, t) \sin(k_3x + l_3y + m_3z - 2\pi / T_{GW3})
\end{aligned} \tag{3.10}$$

$$\begin{aligned}
W(x, y, z, t) = & W_{GW1}(x, y, z, t) \sin(k_1x + l_1y + m_1z - 2\pi / T_{GW1}) \\
& + W_{GW2}(x, y, z, t) \sin(k_2x + l_2y + m_2z - 2\pi / T_{GW2}) \\
& + W_{GW3}(x, y, z, t) \sin(k_3x + l_3y + m_3z - 2\pi / T_{GW3})
\end{aligned} \tag{3.11}$$

$$V_r = U(x, y, z, t) \sin \theta \cos \phi + V(x, y, z, t) \sin \theta \sin \phi + W(x, y, z, t) \cos \theta \tag{3.12}$$

Onde, U , V , e W são as amplitudes respectivas do vento zonal, meridional e vertical, V_r é a velocidade radial calculada para cada posição, angulo zenital (θ) e azimutal (ϕ), de cada eco meteórico. (x, y, z) são as variações espaciais, (k, l, m) são os números de onda zonal, meridional e vertical, respectivamente, t é o tempo na qual o eco foi detectado, T é o período da onda e (δ) é a fase da onda. Os subscritos indicam: M é o vento médio, $2D$ é onda planetária de 2 dias, D é a maré diurna, SD é a maré semidiurna, e GW onda de gravidade.

As equações e os testes aplicados no presente trabalho foram inspirados no trabalho de Fritts et al. (2010b). As principais diferenças entre as equações utilizadas pelos autores do trabalho e as da presente tese é o fato da simulação de presença da onda planetária de dois dias e a propagação da fase vertical das marés. O motivo pelo qual Fritts et al. (2010b) não se preocuparam com a propagação da fase das marés pode ser porque os testes que eles fizeram

foram para Tierra Del Fuego (alta latitude), nessa região a maré semidiurna com grande comprimento de onda vertical é dominante. Mas em médias e baixas latitudes, onde estão instalados os radares meteorológicos utilizados nesse trabalho, a maré diurna com curto comprimento de onda vertical é dominante.

E ainda há um interesse em saber a possível influência das marés na medida de variâncias pelo método de Hocking. As amplitudes do vento médio, marés, ondas planetárias, GW, bem como os parâmetros de variação espacial e temporal estão listados na tabela 2 para oito testes considerados aqui. Os resultados para cada teste será discutido na Seção 3.3.4.

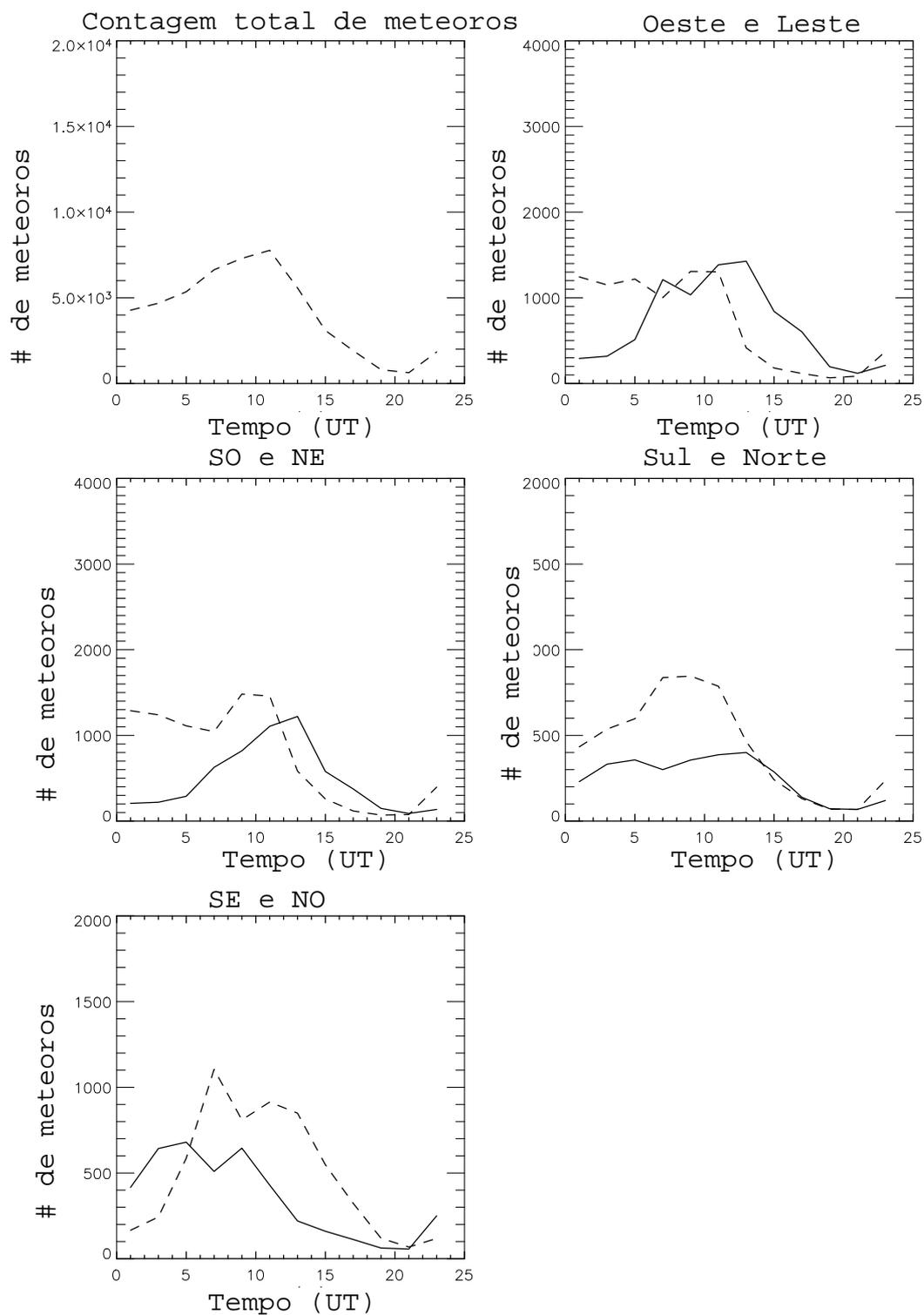


Figura 3.8 – Distribuição real de meteoros para Cachoeira Paulista em Outubro de 2005. A linha tracejada indica a primeira componente especificada no topo de cada quadro. Por exemplo, no primeiro painel da direita, a linha tracejada representa a componente oeste e a linha cheia a leste.

Tabela 2 – Parâmetros usados nas simulações de marés, ventos médios, ondas planetárias e ondas de gravidade sobre uma distribuição de meteoros do radar SKIYMET. As unidades para as amplitudes dos ventos são m/s, comprimento de onda em km, períodos das ondas de gravidade em minutos, T_M é o período da onda planetária de 10 dias, os valores médios de fluxo de momento são dados em m^2/s^2 , R_0 é uma função aleatória de acordo com uma distribuição uniforme variando de 0 a 1, F_6 , F_7 , G_6 , G_7 são funções aleatórias que podem ter valor 0 ou 1, o 1 indica a ocorrência de atividade de onda de gravidade e o 0 a não ausência das mesmas.

Parâmetros	CASO0	CASO1	CASO2	CASO3	CASO4	CASO5	CASO6	CASO7
U_M, V_M	10, 5	10, 5	0, 0	0,0	10, 5	40, -20	-20, -10	-20, -10
U_D, V_D	40, 40	40, 40	0, 0	0,0	40, 40	20, 20	40, 40	40, 40
λ_D	25 km	25 km	-	-	25 km	25 km	25 km	25 km
U_{SD}, V_{SD}	10, 10	10, 10	0, 0	0,0	10, 10	$20 + 2(z - 80) \sin^2(\pi/T_M)$	10, 10	10, 10
λ_{SD}	50 km	50 km	-	-	50 km	-	50 km	50 km
U_{2D}, V_{2D}	$20 + 5R_0$	0	0	0	0	0	0	0
U_{GW1}	10	10	20	20	10	$20abs[\sin(2\pi/T_M)]\sin(2\pi/T_{SD})$	$40F_6(t)$	$30F_7(t)$
V_{GW1}	0	0	0	0	0	0	0	$30F_7(t)$
W_{GW1}	5	5	5	-10	5	$-10abs[\sin(2\pi/T_M)\sin(2\pi/T_{SD})]$	$20F_6(t)$	$10F_7(t)$
k_1, l_1, m_1	$2\pi/50, 0, 0$	$2\pi/50, 0, 0$	$2\pi/50, 0, 2\pi/15$	$2\pi/30, 0, 0$	$2\pi/50, 0, 0$	$2\pi/50, 0, 0$	$2\pi/50, 0, 2\pi/15$	$2\pi/40, 2\pi/40, 2\pi/20$
T_{GW1}	20	20	∞	∞	20	20	20	20
U_{GW2}	0	0	0	0	0	0	0	$30G_7(t)$
V_{GW2}	20	20	0	10	20	$20abs[\sin(2\pi/T_M)]\cos(2\pi/T_{SD})$	$30G_6(t)$	$-30G_7(t)$
W_{GW2}	2	2	0	2	2	$5abs[\sin(2\pi/T_M)\cos(2\pi/T_{SD})]$	$10G_6(t)$	$20G_7(t)$
K_2, l_2, m_2	$0, 2\pi/100, 0$	$0, 2\pi/100, 0$	-	$0, 2\pi/100, 0$	$0, 2\pi/100, 0$	$0, 2\pi/100, 0$	$0, 2\pi/100, 2\pi/20$	$2\pi/50, 2\pi/50, 2\pi/20$
T_{GW2}	30	30	-	∞	30	30	30	15
U_{GW3}, W_{GW3}	0,0	0,0	0,0	0,0	20, -10	20, -10	-	-
k_3, m_3	-	-	-	-	$2\pi/30, 0$	$2\pi/50, 0$	-	-
T_{GW3}	-	-	-	-	∞	∞	-	-
V_{GW4}, W_{GW4}	-	-	-	-	10, 2	10, 2	-	-
l_4, m_4	-	-	-	-	$2\pi/40, 0$	$2\pi/40, 0$	-	-
T_{GW4}	-	-	-	-	∞	∞	-	-
$\langle u'w \rangle_{mean}$	25	25	50	-100	-75	-100	50	75
$\langle v'w \rangle_{mean}$	20	20	0	10	30	10	25	-25

Fonte: Adaptado de Fritts et al. (2010 b).

Uma vez que se está fazendo uso de simulação, pode-se saber qual é o valor analítico esperado para as variâncias e fluxos de momento devidos às ondas de gravidade simuladas aqui. Assim, pode-se quantificar qual dos métodos é o melhor. Todas as análises foram realizadas sob um intervalo de 2 horas, estendido em 30 min antes e depois, totalizando 3 horas de intervalo de tempo e 4 km em altura.

Nessa comparação entre os métodos, os parâmetros utilizados na simulação são listados na Tabela 2 para o Caso 0. Nesse caso, foram considerados ventos de fundo que simulam a presença de vento médio constante, onda planetária de dois dias que tem sua amplitude variando dia após dia, ou seja, a amplitude da onda de dois dias varia aleatoriamente de 0 a 5 m/s de um dia para outro. Além disso, as marés diurna e semidiurna têm comprimento de onda vertical de 25 km e 50 km, respectivamente, e as ondas de gravidade tendo variação horizontal, com 50 e 100 km de comprimento de onda nas componentes zonal e meridional, respectivamente.

A Figura 3.9 (a) mostra um gráfico de contorno da variância média calculada usando o método da análise direta, e o perfil em altura na Figura 3.9 (b) mostra a média desses valores. As Figuras 3.10 e 3.11 mostram os mesmos gráficos para a técnica do dia composto e para a do dia composto modificado, respectivamente, para o mesmo caso. Olhando a Figura 3.9(a) pode-se notar que existem oito intervalos tempo/altura onde não há dados, são as lacunas em branco, que correspondem aos intervalos para os quais não havia nenhum dia com no mínimo 30 meteoros.

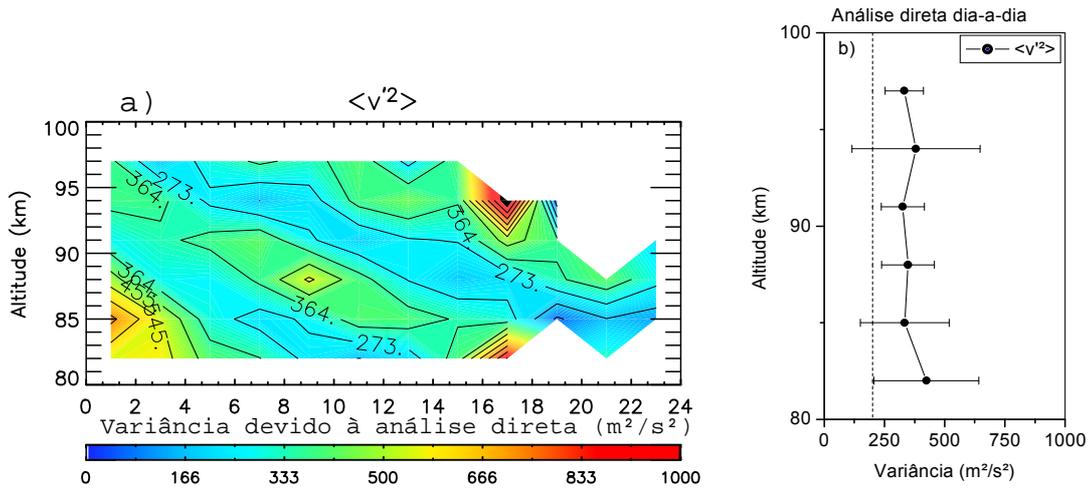


Figura 3.9 - a) Gráfico de contorno da variação de 24h da variância meridional em função da altura para o método de análise direta com uma simples média dos valores diários. b) Média mensal da variância meridional (círculos pretos), com os valores de desvio padrão. A linha tracejada da figura b representa o valor analítico da variância meridional, esperado para essa simulação ($200 \text{ m}^2/\text{s}^2$).

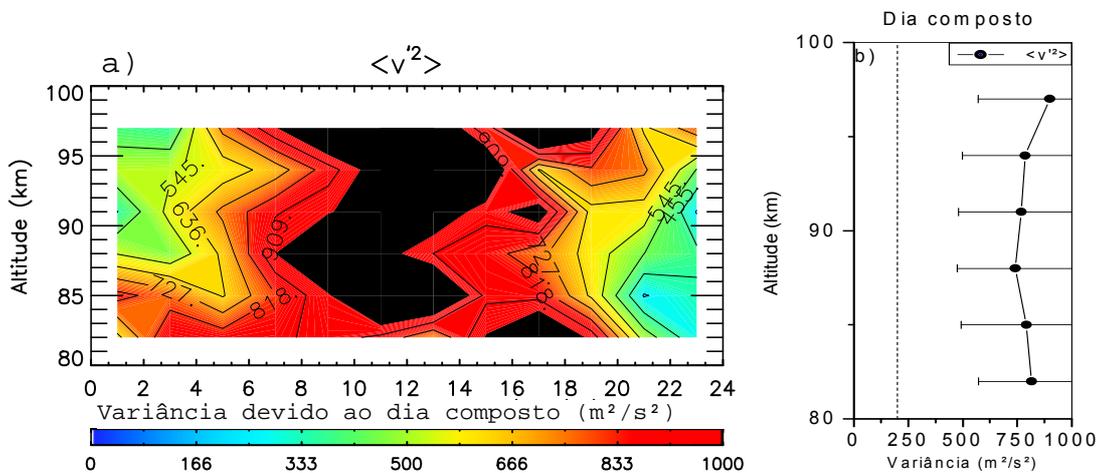


Figura 3.10 – O mesmo que na Figura 3.9, porém, para o método do dia composto.

Na análise do dia composto, pode-se notar que não há nenhum intervalo sem dados, ou seja, em todos os intervalos podem ser acumulado ao menos 30 ecos, permitindo a análise. Já para o dia composto modificado, mostrado na Figura 3.11 (a), existe somente um intervalo onde não pode ser aplicada a técnica, ou seja, o acúmulo de alguns dias com pelo menos 7 meteoros, permite atingir o mínimo exigido pela análise. Claramente com relação à

habilidade de contornar o problema da baixa contagem de meteoros, os métodos do dia composto e dia composto modificado mostram-se superiores a análise direta.

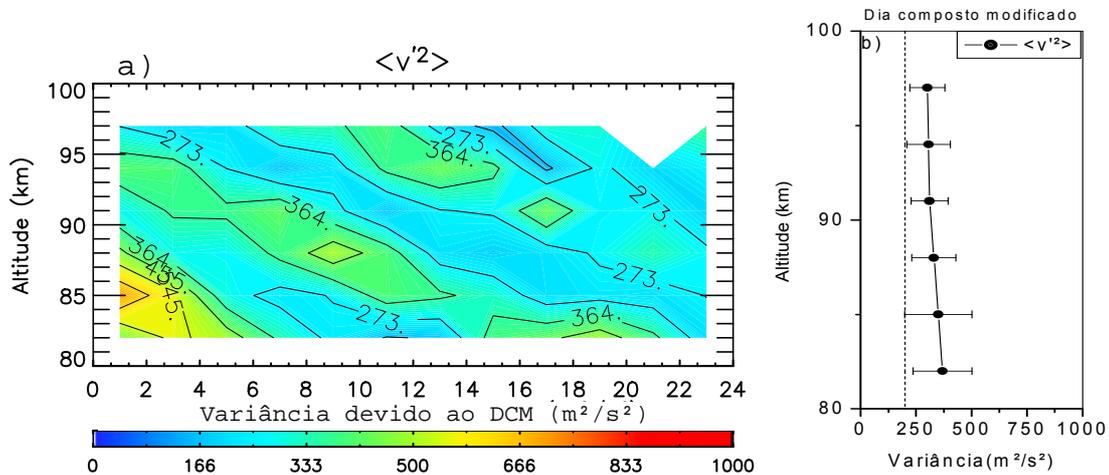


Figura 3.11 – O mesmo que na Figura 3.9, porém, para o método do dia composto modificado.

Olhando para os perfis médios em altura Figuras 3.9, 3.10 e 3.11 (b), pode ser observado que os resultados para o dia composto modificado e para análise direta são similares. Entretanto, a análise com o dia composto simples mostra valores de variância duas vezes maiores, como pode ser observado na Figura 3.12 da razão entre os resultados para o dia composto (CD) e dia composto modificado (MCD).

Mesmo que a análise direta e a análise com MCD mostrem valores parecidos entre si, ambos superestimam os valores analíticos esperados para a variância. Isso pode ser observado nas Figuras 3.9 b e 3.11 b onde a linha contínua é sempre maior que a linha tracejada. Dessa forma, fica clara a contribuição das marés nas medidas de variância pela técnica de Hocking. Esse assunto será analisado com maiores detalhes na Seção 3.3.2.

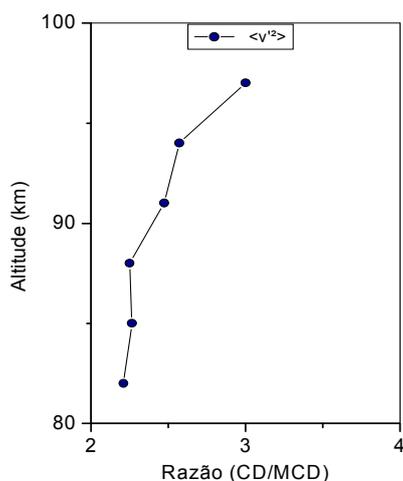


Figura 3.12 – Razão entre os valores da variância meridional do dia composto e dia composto modificado.

É claro que a análise com o dia composto modificado fornece resultados melhores que as análises alternativas. Em cálculos utilizando um mês de dados (ou períodos mais longos), essa técnica fornece melhor cobertura em tempo/altura que a simples análise direta e previne a contaminação por ondas planetárias que análise do simples dia composto está propensa. Acredita-se que o dia composto modificado seja o melhor procedimento a ser utilizado na técnica de Hocking para o cálculo de fluxo de momento e variâncias devido as ondas de gravidade, quando se tratando de dados dos radares meteorológicos simples “all-sky”.

Talvez os novos radares meteorológicos, como por exemplo, SAAMER e DrAAMER (FRITTS et al., 2010a; FRITTS et al., 2012) sejam capazes de medir uma taxa muito maior de meteoros e com isso possam medir fluxo de momento e variâncias sem necessidade do dia composto. Para avaliar a habilidade do método em medir fluxo de momento, alguns testes foram aplicados e serão apresentados na Seção 3.3.4.

3.3.2 Limitação da técnica de Hocking: variância aparente devida às marés

Uma ferramenta óbvia para eliminar a influência das marés nas variâncias é filtrá-las antes de aplicar o método do Hocking. O filtro de marés tem sido usado por Fritts et al. (2010b) com algum sucesso. Essa tentativa, entretanto, assume que é possível determinar os parâmetros instantâneos de marés correspondentes a cada meteoro detectado. Na prática, mudanças contínuas nas características das marés, tornam isso impossível, e assim, limitando o grau no qual as marés podem ser filtradas. Por essa razão, neste trabalho foi desenvolvida uma técnica diferente.

Nas Figuras 3.9 a 3.11 nos testes realizados simulando vento médio, marés e ondas de gravidade, surpreendentemente aparecem fortes variações diurnas e semidiurnas na variância. Essas variações aparecem como picos nos valores das variâncias e esses picos mostram alguma variação com altura e tempo. Suspeitando que isso pudesse ser devido à forte variação diurna na taxa de meteoros, conforme visto na Figura 3.8, foi criada uma distribuição constante de meteoros.

Essa distribuição ideal de meteoros foi feita tomando a taxa de contagem de meteoros do mês de Janeiro de 2005, Figura 3.13, e usando os parâmetros geométricos dos meteoros observados no período de melhor contagem, entre 7 e 10 UT, e repetindo a mesma para cada 2h de intervalo ao longo de cada dia, construindo um dia composto. Esses meteoros foram redistribuídos em intervalos uniformes de tempo. Dessa forma, foi criada uma amostra de meteoros com estatística real, mas, constante em tempo. Essa distribuição ideal de meteoros é mostrada na Figura 3.14. Deve-se notar que o número de ecos é bastante grande e a contagem é constante em todas as direções.

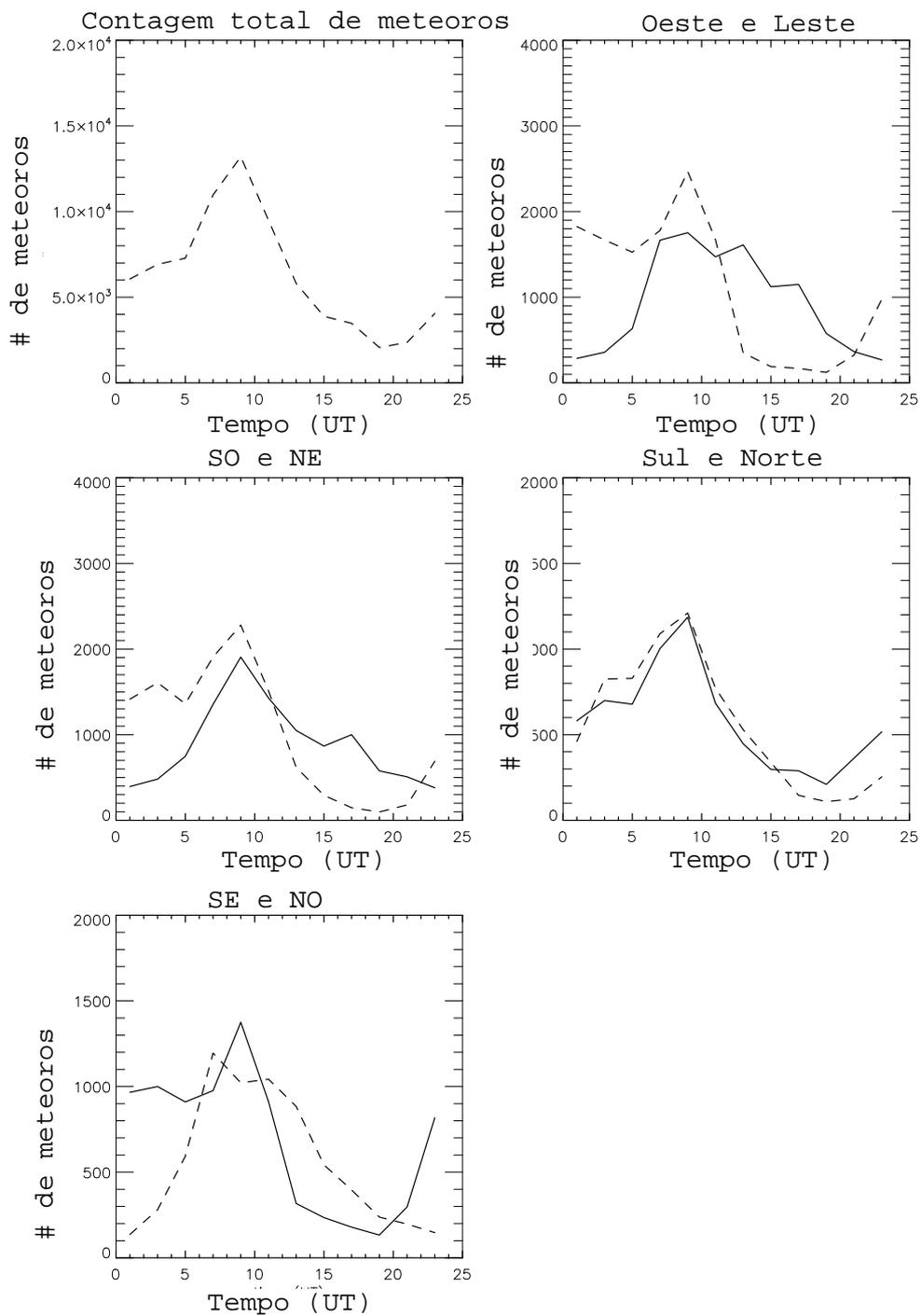


Figura 3.13 – Como na Figura 3.8, mas, para Janeiro de 2005.

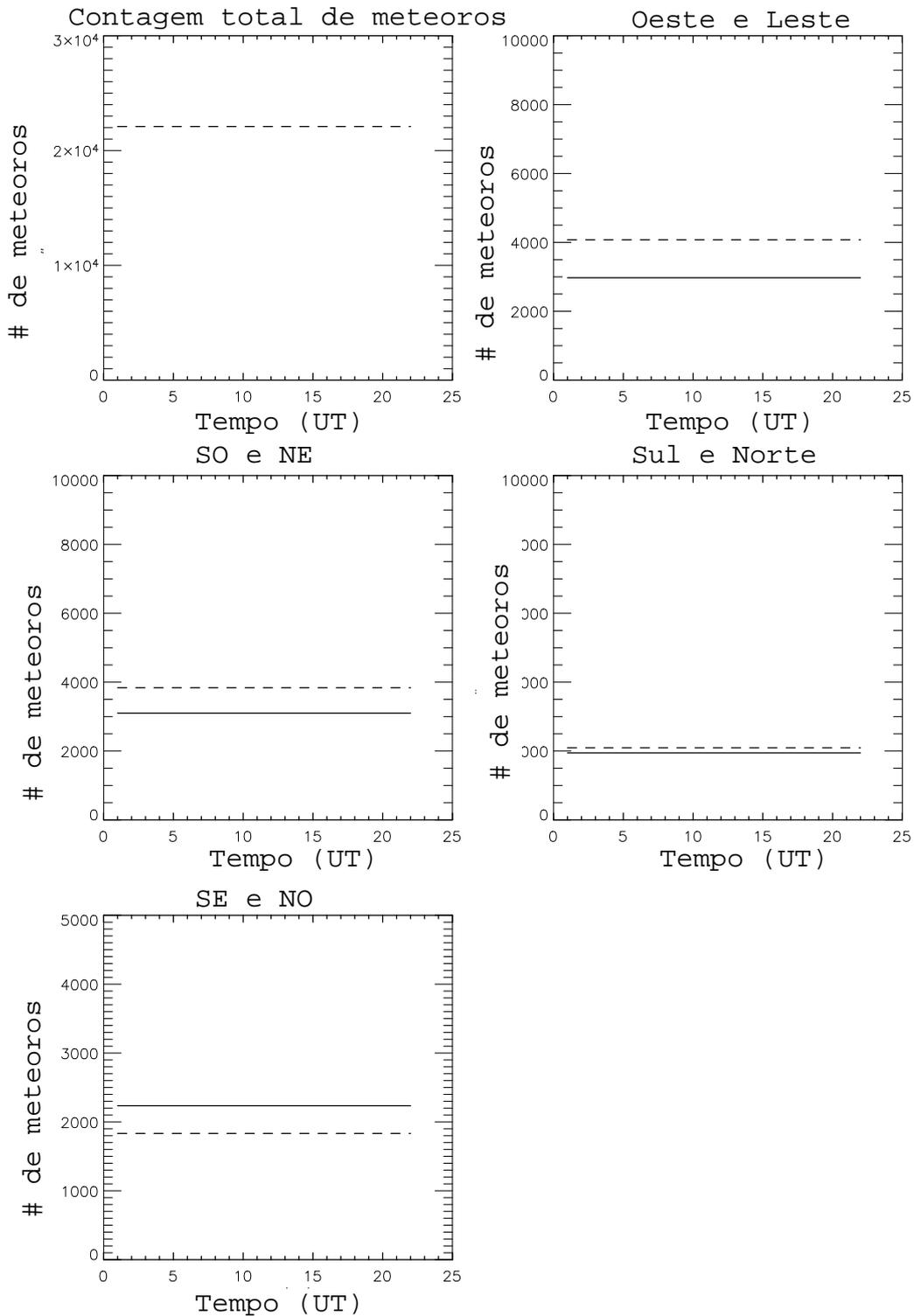


Figura 3.14 – Distribuição ideal de meteoros usada nos testes da variância.

Sobre essa distribuição ideal de meteoros, foram aplicadas as equações de simulação, acima citadas, para os padrões de vento do Caso 0 da Tabela 2,

porém sem as ondas planetárias de 2 dias, e foi calculada a velocidade radial para cada meteoro desse dia composto modificado. A análise de Hocking foi usada subsequentemente para estimar os valores de variância e fluxo de momento, e análise convencional para estimar os parâmetros de vento médio e marés. A Figura 3.15 mostra um gráfico de contorno das componentes da variância (lado esquerdo) e fluxo de momento (lado direito) para esse dia composto modificado.

Da Figura 3.15 pode ser observado que as variações na variância devem ser produto artificial da análise desde que as ondas de gravidade simuladas são constantes em tempo. Note que a forte variação diurna, presente na variância não podem ser resultante da variação diurna da contagem de meteoros já que se está usando uma distribuição de meteoros constante em tempo. É interessante comparar os gráficos de contorno das variâncias mostrados na Figura 3.15 com o gráfico do vento total, mostrado na Figura 3.16. Comparando essas figuras é fácil observar que o máximo da variância ocorre onde o cisalhamento de vento é máximo, ou seja, onde o vento é nulo. Usando essa mesma simulação, porém sem simular ondas de gravidade, é ainda possível observar valores altos para a variância. Isso pode ser visto na Figura 3.17, onde as componentes do fluxo de momento a direita da figura são nulas, o que é esperado, mas as componentes da variância possuem valores não nulos.

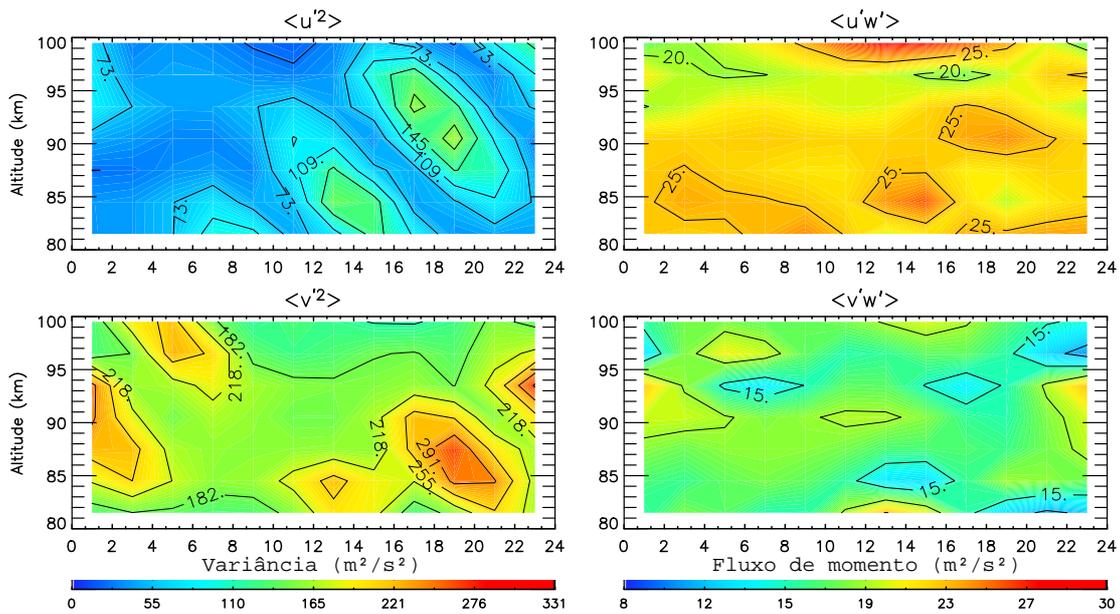


Figura 3.15 – Variâncias (lado esquerdo) e fluxo de momento (lado direito) pela análise de Hocking. Esses são resultados utilizando-se intervalos de 2h em tempo e 3 km em altura.

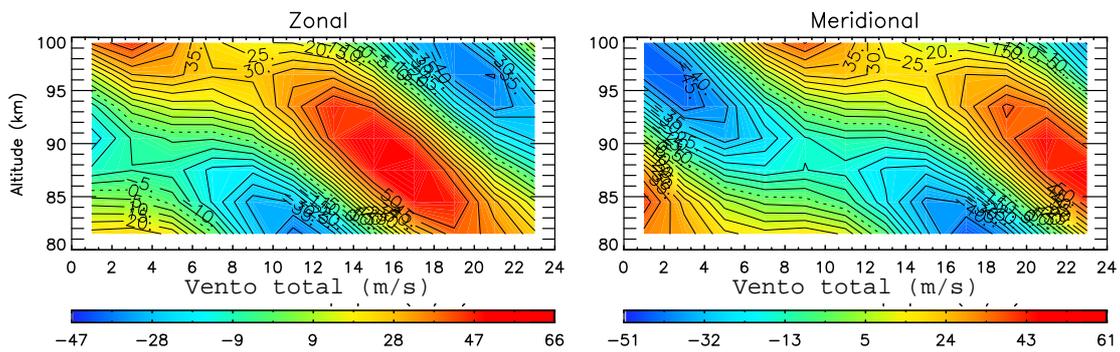


Figura 3.16 – Vento total usado no modelo componente zonal (lado esquerdo) e meridional (lado direito). A linha pontilhada indica vento igual a zero.

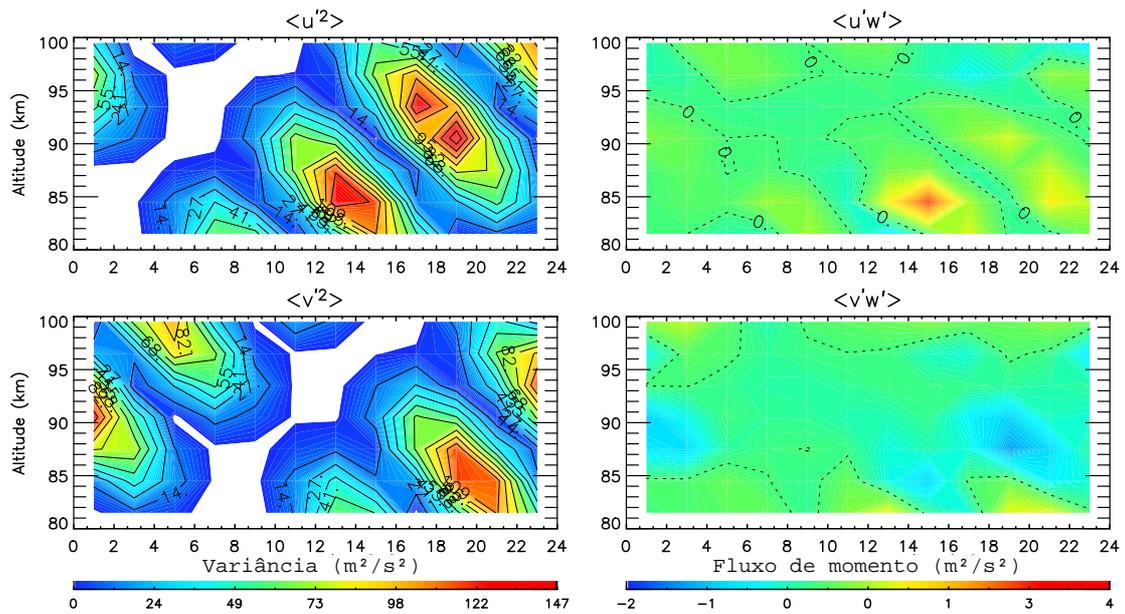


Figura 3.17 – Mesmo que na Figura 3.15 porém, para simulação sem ondas de gravidade.

Assim, houve necessidade de se investigar as fontes desses valores aparentes na variância. A primeira questão a ser pensada é que a causa das variâncias aparentes provavelmente deva-se a dificuldade em estimar valores precisos do vento. Então foi simulado somente propagação de vento médio, sem a presença de marés nem ondas de gravidade, veja Figura 3.18, e a análise de Hocking mostrou valores de variância nulos mesmo na situação de grande cisalhamento vertical de vento (não mostrada aqui). Logo, esses valores de variância aparente estão diretamente ligados as componentes de marés e a dificuldade em eliminar seus efeitos. Foram realizados vários testes usando diferentes intervalos de altura e tempo e pode-se observar que os valores dessa variância aparente aumentam com aumento do intervalo de tempo e altura, bem como se pode observar que eles são inversamente proporcionais ao comprimento de onda vertical das marés.

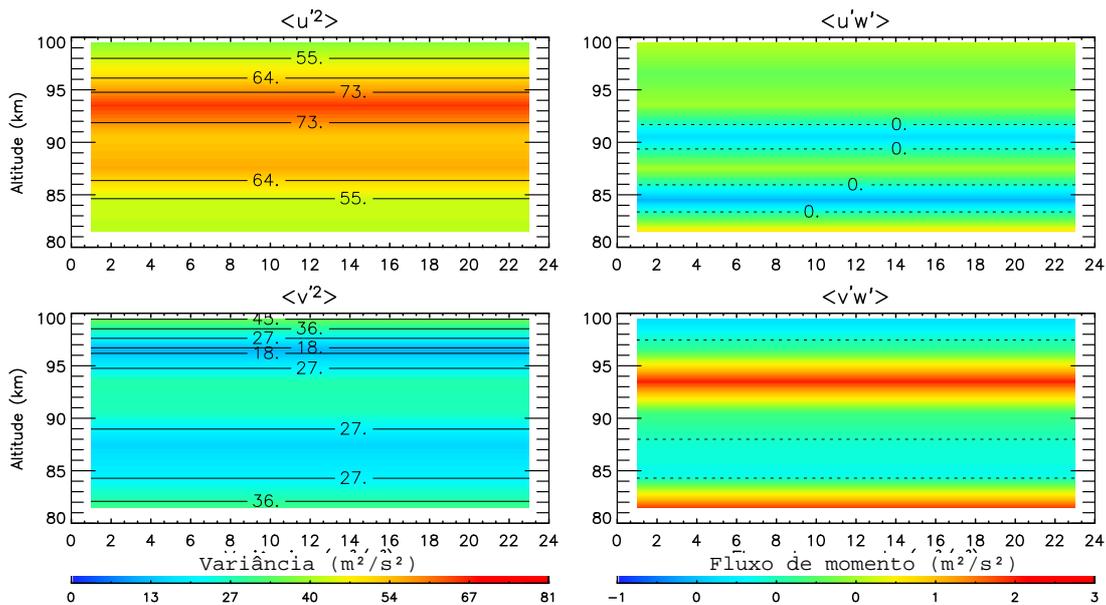


Figura 3.18 – O mesmo que na Figura 3.17, mas simulando apenas vento médio, sem presença de marés, ondas planetárias e ondas de gravidade. Os valores foram multiplicados por 1×10^{12} .

Isso porque a análise de Hocking assume que os ventos horizontais são uniformes e que não mudam dentro do intervalo tempo/altura usado na análise. Isso pode ser visto quando o intervalo de tempo é reduzido para 1h e a altura para 1 km, como mostra a Figura 3.19 . Os valores da variância são reduzidos para um terço dos valores iniciais. Infelizmente, isso não resolve o problema, porque reduzindo o intervalo de tempo/altura é reduzido o número de meteoros detectados, deixando um número insuficiente de meteoros para a análise, especialmente nas bordas da região meteórica.

Além disso, é importante lembrar que esses testes foram feitos usando a distribuição ideal de meteoros. No mundo real, usando dados de um SKiYMET, é preciso um intervalo de pelo menos 2h em tempo e 3 km em altura para que se tenha um conjunto de meteoros suficientes para o cálculo de ventos. Fica claro a partir da Figura 3.17 que, mesmo com uma distribuição de meteoros ideal, as marés irão deixar sua contribuição nos valores de variância aparente, não correspondendo às ondas de gravidade reais.

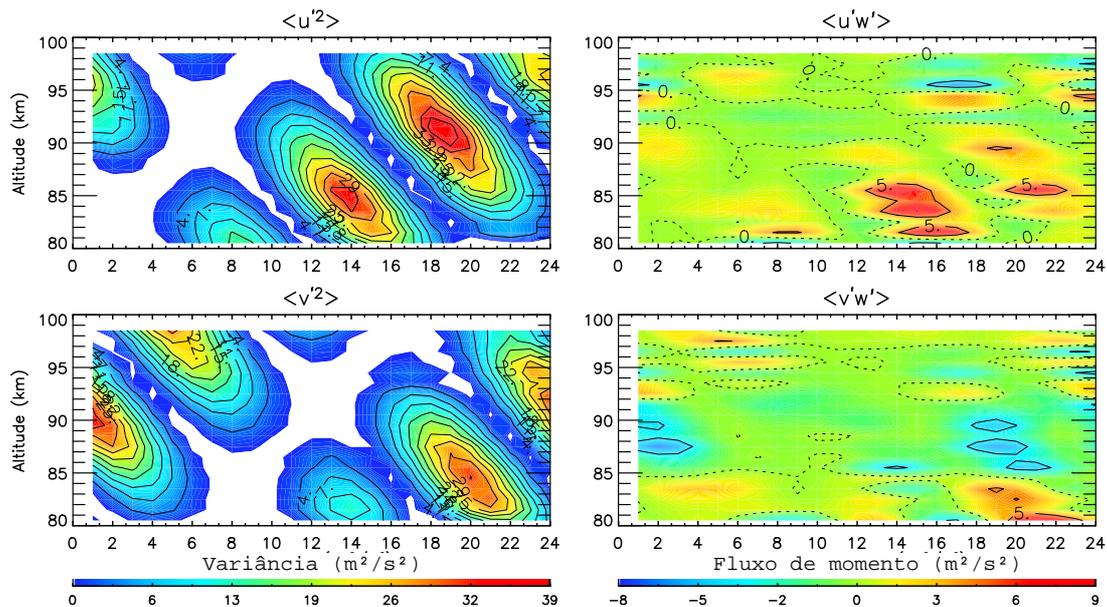


Figura 3.19 – Mesmo que na Figura 3.15, mas, usando intervalos de 1h em tempo e 1 km em altura. Os valores para o fluxo de momento são multiplicados por 10.

O método proposto aqui para remover esses valores de variância aparente devida às marés, ou seja, deixando os valores de variância que correspondem unicamente às ondas de gravidade, é dividido em 3 partes. No primeiro passo, são inferidos os campos de marés e a variância total pelo método de Hocking. No segundo, usa-se os parâmetros das marés encontrados no passo anterior como valores de entrada no modelo de simulação das variâncias aparentes devido a esses padrões de ventos. E finalmente, é subtraída a variância aparente da variância total, restando somente as variâncias devido às ondas de gravidade. Note que essa análise é feita nos dados de um mês completo de um dia composto modificado. Vincent et al. (2010), sem utilizar dia composto, concluíram que é necessário utilizar mais que um mês de dados para se obter valores realísticos de fluxo de momento em radar meteorológico do tipo “all-sky” simples.

3.3.3 Correção da variância aparente no método do Hocking

Na presente seção será explicado com maiores detalhes o dia composto modificado, além de se tratar o problema das variâncias aparentes observado anteriormente.

O dia composto modificado em maiores detalhes: primeiramente foi calculado o vento total para cada intervalo de tempo/altura em um mês completo. Então foi calculada a flutuação na velocidade radial V_r' , como descrito na Seção 3.2, e acumulando os meteoros, construindo o dia composto modificado. Na análise de um dia composto convencional, as componentes do vento são ajustadas sobre o conjunto total dos meteoros acumulados ao longo de todo período para cada intervalo de tempo/altura. E esse vento seria então usado como vento de fundo para calcular as flutuações da velocidade radial (V_r') do respectivo intervalo de altura/tempo, independente do dia a que se refere o meteoro. No dia composto modificado, entretanto, a análise das componentes do vento é realizada para cada intervalo individual de cada respectivo dia, e de fato, essas são as componentes usadas para remover o vento médio para cada intervalo individual. Dessa maneira, variações dia-a-dia das marés e/ou ondas planetárias, são eliminadas.

No dia composto modificado, primeiramente é determinado o vento de cada intervalo de tempo/altura, calculando-se V_r' , e se construindo o dia composto pelo acúmulo dos valores de θ , ϕ e V_r'' , para cada respectivo intervalo. Paralelamente, as componentes do vento são reservadas e a cada 4 dias é realizado o ajuste harmônico do vento médio, onda planetária de 2 dias e das marés diurna e semidiurna. Esses parâmetros de marés são usados no segundo passo. Depois de construído o dia composto modificado, usa-se o método de Hocking (2005) para estimar os valores totais das variâncias.

O segundo passo é baseado no modelo descrito acima. Sobre cada distribuição de meteoros medida, a velocidade radial medida é substituída pela

velocidade radial calculada pelo modelo com os parâmetros de marés determinados no primeiro passo. Deve-se lembrar que as marés são ajustadas a cada 4 dias, então é importante usar os parâmetros de marés correspondentes a cada intervalo apropriado. Dessa forma, qualquer mudança nos campos de marés ao longo do mês serão corretamente modeladas. Com esse modelo de ventos, basta realizar o procedimento tal qual descrito no passo 1, ou seja, calcula-se V_r' para cada intervalo e se constrói o dia composto modificado, e assim será inferida a variância aparente para esse campo de vento.

O último passo é remover a variância aparente da variância total. Uma vez que não se espera nenhuma correlação entre a variância devida às ondas de gravidade e a variância aparente induzida pelas marés, pode-se simplesmente subtrair a variância induzida pelas marés da variância total.

Como o objetivo de testar os resultados, os parâmetros listados na Tabela 2 para o caso 0 foram usados e mostrados na Figura 3.15, onde são simuladas duas ondas de gravidade. Para esse caso os valores da variância analítica são $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$ e $200 \text{ m}^2/\text{s}^2$ para as componentes, zonal e meridional respectivamente.

Na Figura 3.20 são mostrados os resultados dessa análise removendo-se os valores da variância aparente (mostrados na Figura 3.17) da variância total. Pode ser observado que desapareceu o efeito de modulação das “marés” e os valores de ambas as componentes de variâncias são razoavelmente bem parecidos aos valores analíticos, mostrando a eficiência do método.

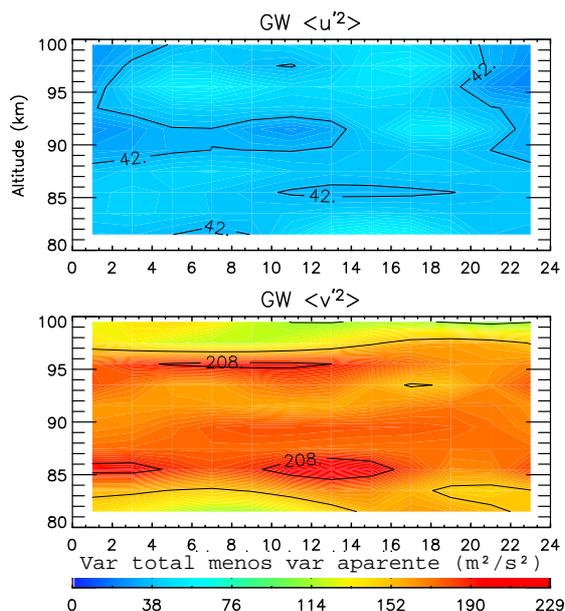


Figura 3.20 – Variância devida às ondas de gravidade depois de remover os efeitos da variância aparente devida às marés. No topo é mostrada a componente zonal e embaixo a componente meridional.

3.3.4 Validação da capacidade do dia composto modificado medir fluxo de momento pela técnica de Hocking.

Os três radares meteorológicos brasileiros são do tipo SKiYMET e são distribuídos desde latitudes baixas até médias latitudes. Vários estudos têm mostrado a habilidade desses radares em medir variações lentas de vento como, por exemplo, marés e ondas planetárias (ANDRIOLI et al., 2009; BATISTA et al., 2004; LIMA et al., 2004, 2005, 2006, 2007; BURITI et al. 2008) e também para estudar flutuações mais rápidas como variâncias (CLEMESHIA e BATISTA, 2008; CLEMESHIA et al., 2009). Mesmo que esses últimos estudos tenham sido sobre ondas de gravidade e ambos usaram o método de Hocking (2005), nenhuma avaliação detalhada foi realizada no intuito de verificar a aplicabilidade do método para medir variância e fluxo de momento devido às ondas de gravidade nos dados dos radares SKiYMET.

Com base nos testes realizados por Fritts et al. (2010b) para avaliar a habilidade do radar SAAMER em medir fluxo de momento de ondas de gravidade, seguiu-se o mesmo procedimento com o objetivo de fazer o mesmo para os radares brasileiros. A variação diurna da contagem total de meteoros separadas em 8 direções na região de maior importância angular do zênite (entre 15° e 50°) para um dia composto (isto é, total de 31 dias para cada 2 horas) durante Janeiro de 2005 está mostrada na Figura 3.13. Nessa figura, a linha tracejada representa a contagem total dos meteoros (em todas as direções), e também as direções Oeste, Sudoeste, Sul, e Sudeste enquanto que a linha cheia representa a contagem de meteoros nas direções Leste, Nordeste, Norte e Noroeste. A partir dessa figura é possível notar uma grande variação diurna na contagem total de meteoros e assimetria angular em todas as direções.

Essa variação diurna e associada com essa assimetria angular produz algumas regiões de baixa contagem de meteoros e faz com que seja quase impossível inferir fluxo de momento diário. Entretanto, será demonstrado a seguir que com o recurso do dia composto modificado, o radar do tipo Skymet atinge contagem de meteoros suficiente permitindo estimar valores válidos de fluxo de momento de ondas de gravidade em vários testes na presença de vento médio, ondas planetárias e marés. Isso porque usando o dia composto modificado consegue-se um número grande de meteoros apresentando resultados melhores ao usar o método de Hocking.

Nos testes a seguir foi utilizado o método de ajuste dos mínimos quadrados para o ajuste dos ventos médios, marés e ondas planetárias, e o método de Hocking (2005) para recuperar os valores de fluxo de momento.

3.3.4.1 Caso 1

A Figura 3.23 mostra a média mensal dos valores analíticos e recuperados para o Caso 1, usando a distribuição real de meteoros de Janeiro de 2005 para

estimar esses campos. Nesse caso, as marés foram simuladas com somente variação temporal e vertical, sendo que a maré diurna possui comprimento de onda vertical de 25 km e a maré semidiurna 50 km. Além disso, as ondas de gravidade possuem somente variações horizontais, com 50 e 100 km de comprimento de onda zonal e meridional, respectivamente (veja a tabela 2). Pela figura é possível observar que os cálculos mostram boa concordância, as amplitudes dos ventos médios e das marés são bem recuperadas e as estimativas de fluxo de momento apresentam cerca de ~5% de desvio em altitudes próximas de onde a contagem de meteoros é maior, em torno de 90 km, e ~10 % ou menos onde a contagem de meteoros é descendente.

Em comparação com os resultados do SAAMER (Fritts et al., 2010b) usando os mesmos parâmetros, esse mostrou valores de fluxo de momento com ~5% de desvio ou melhores. Esses resultados são bastante encorajadores, sugerindo que a técnica do dia composto modificado consegue descrever bem tanto movimentos lentos quanto os mais rápidos, como as ondas de gravidade, pelo menos para condições onde exista uma boa contagem de ecos meteóricos.

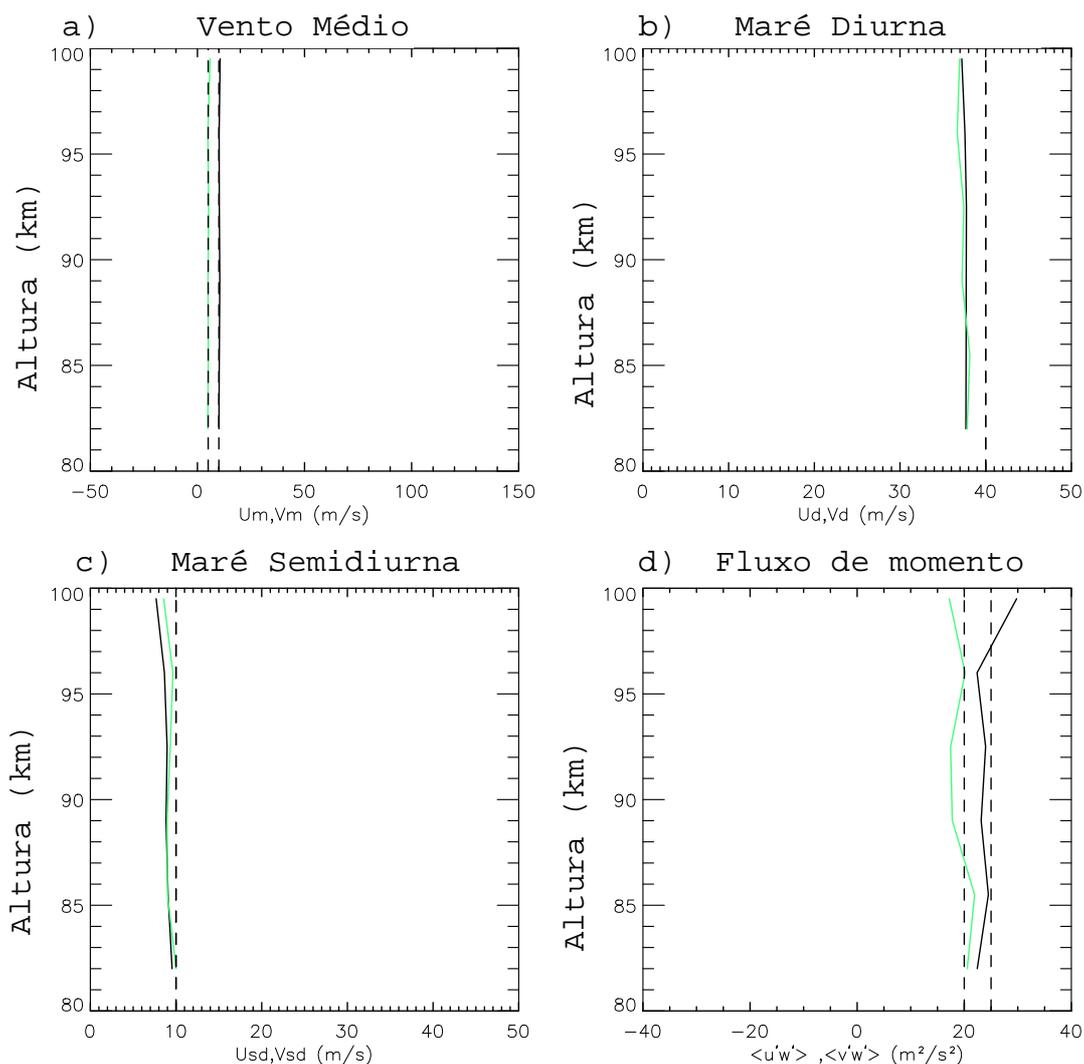


Figura 3.21 – Valores esperados para a média mensal (linha tracejada) e valores recuperados (linha cheia) de (a) vento médio zonal (preto) e meridional (verde), (b) amplitudes da maré diurna, (c) amplitude da maré semidiurna e (d) fluxo de momento das ondas de gravidade especificadas para o Caso 1. Esses valores foram encontrados usando a distribuição real de meteoros de Janeiro de 2005.

3.3.4.2 Caso 2

No caso 2 não é considerada a presença de ventos médios ou marés, além disso, é considerada apenas uma onda de gravidade do tipo estacionária com variação de fase horizontal e vertical (comprimento de onda 50 km horizontal e 15 km na vertical). Na Figura 3.22 são mostrados os valores médios mensais

analíticos e recuperados. É possível observar que as amplitudes recuperadas para marés e ventos médios aparentes, são bem baixos e novamente o fluxo de momento tem desvio de $\sim 5\%$ em torno de 90 km e $\sim 20\%$ nos locais onde a contagem de meteoros é menor. Nesse caso, Fritts et al. (2010b) encontraram a mesma precisão anterior de $\sim 98\%$ para os valores não zero e de $\sim 99.5\%$ para a componente meridional considerada zero. Os testes para a técnica do dia composto modificado, para alturas em torno de 90 km, aparentemente tem a capacidade para isolar o fluxo de momentum de onda de gravidade quando essa ocorrer em somente uma direção.

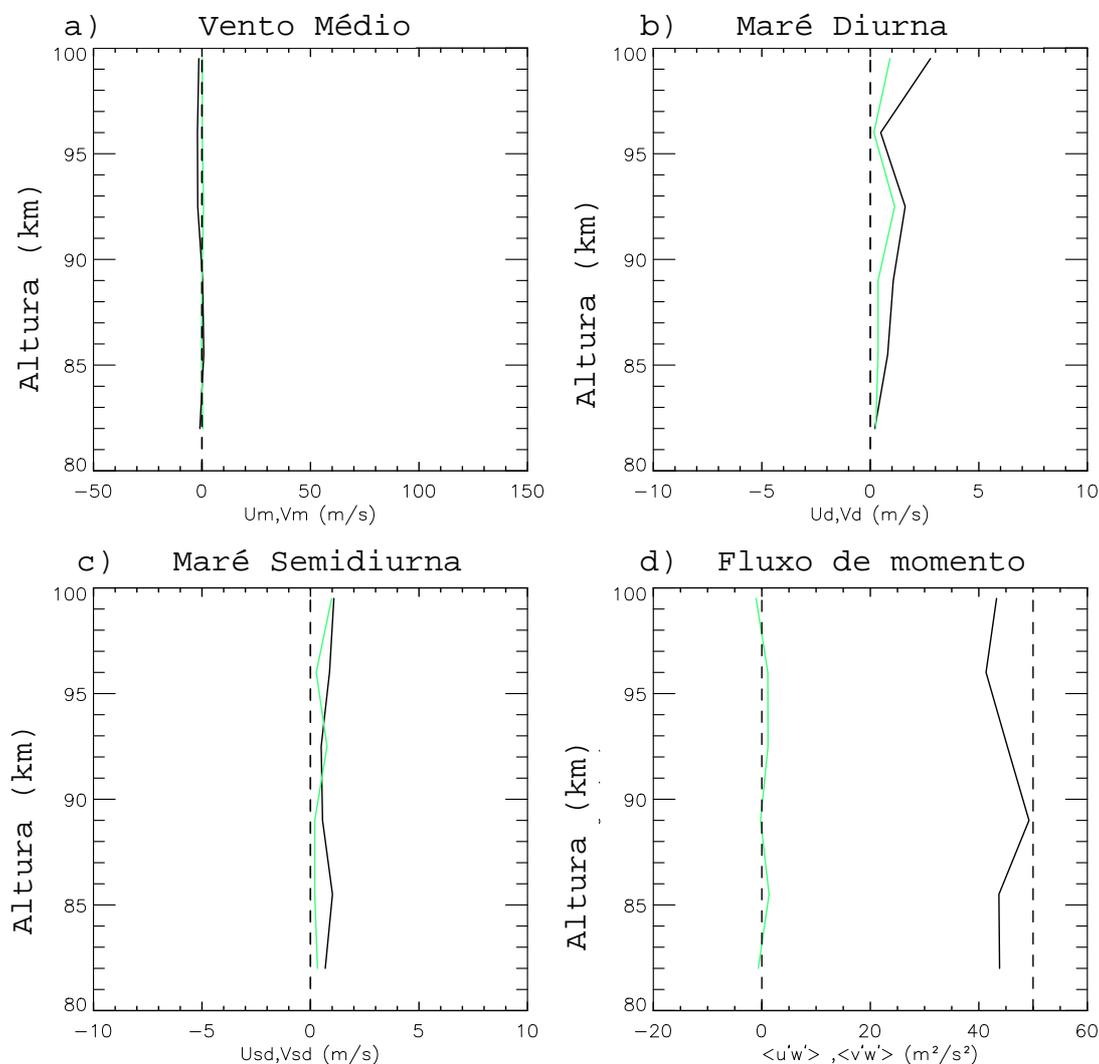


Figura 3.22 – O mesmo que a Figura 3.21, mas usando os parâmetros especificados na Tabela 2 para o Caso 2, com uma onda de gravidade estacionária na direção zonal.

3.3.4.3 Caso 3

O caso 3, da mesma forma que o caso 2, não considera presença de marés nem vento médio, mas com ondas de gravidade estacionárias em ambas as direções, zonal e meridional, tendo comprimento de onda horizontal de 30 e 40 km respectivamente, mas sem variação de fase na vertical (veja a tabela 2). Os fluxos médios de momento (Figura 3.23 d) estão novamente em boa concordância com os valores esperados, ~10% de desvio ou menos. Esses resultados estão também em boa concordância com os de Fritts et al. (2010b) para o SAAMER. Evidenciando que o dia composto modificado aplicado ao SKiYMET de CP parece ter a habilidade de definir movimentos ortogonais e fluxos de momento vindos de ondas de gravidade que possuam diferentes orientações e escalas espaciais, sendo elas propagantes ou estacionárias, pelo menos em torno de 90 km.

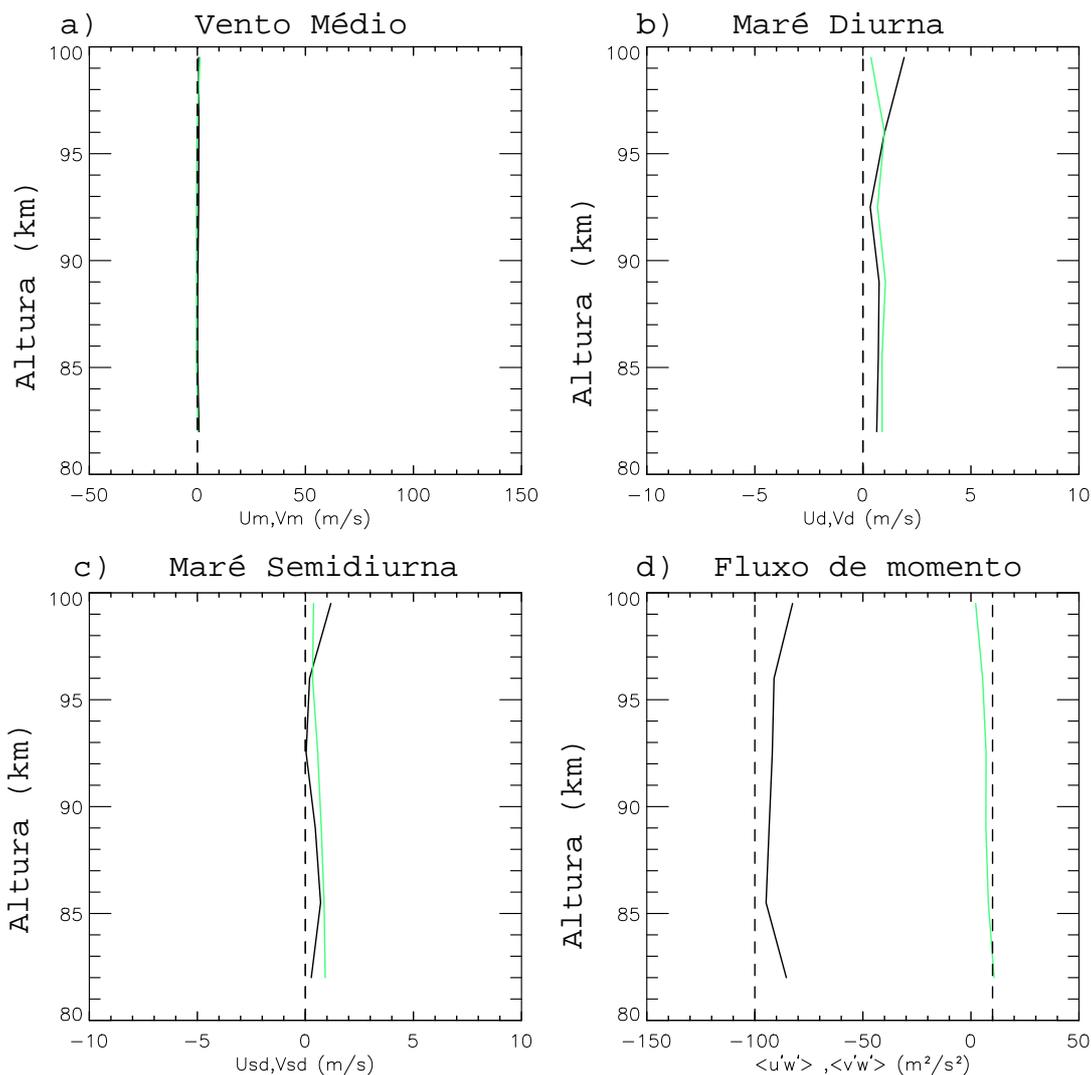


Figura 3.23 – O mesmo que na Figura 3.21 mas para os parâmetros especificados para o Caso 3.

3.3.4.4 Caso 4

O Caso 4 é a representação de uma superposição mais complexa de vento médio, marés, e ondas de gravidade dada pela soma de vários movimentos definidos no caso 1 e 3 (veja a Tabela 2). Isso inclui movimento tanto zonal quanto meridional de ventos médios, marés e ambas as ondas de gravidade propagantes e estacionárias, todos com amplitudes e fluxo de momento de ondas de gravidade que são, entretanto, constantes em tempo. Esse caso se difere dos anteriores, pois, agora ambas as componentes zonal e meridional do fluxo de momento têm contribuições tanto das ondas de gravidade

estacionárias quanto das propagantes e tendo estruturas espaciais diferentes (FRITTS et al., 2010b).

Na Figura 3.24 pode-se observar que as amplitudes dos movimentos lentos são bem recuperadas e inclusive o fluxo de momento mostrando assim que a metodologia aplicada é capaz de identificar a superposição de ondas de gravidade estacionárias e propagantes com desvio de somente ~7% na região onde há maior contagem de meteoros. Comparando com o SAAMER (FRITTS et al., 2010b) para o mesmo caso, o último registrou um desvio de somente ~2% exceto para as regiões das bordas onde a contagem de meteoros é baixa. Claramente os resultados do SAAMER são melhores, mas cabe aqui lembrar que o SAAMER é um novo tipo de radar meteórico especialmente desenvolvido para aumentar a taxa de detecção de meteoros no intuito de melhorar as medidas de fluxo de momento de ondas de gravidade.

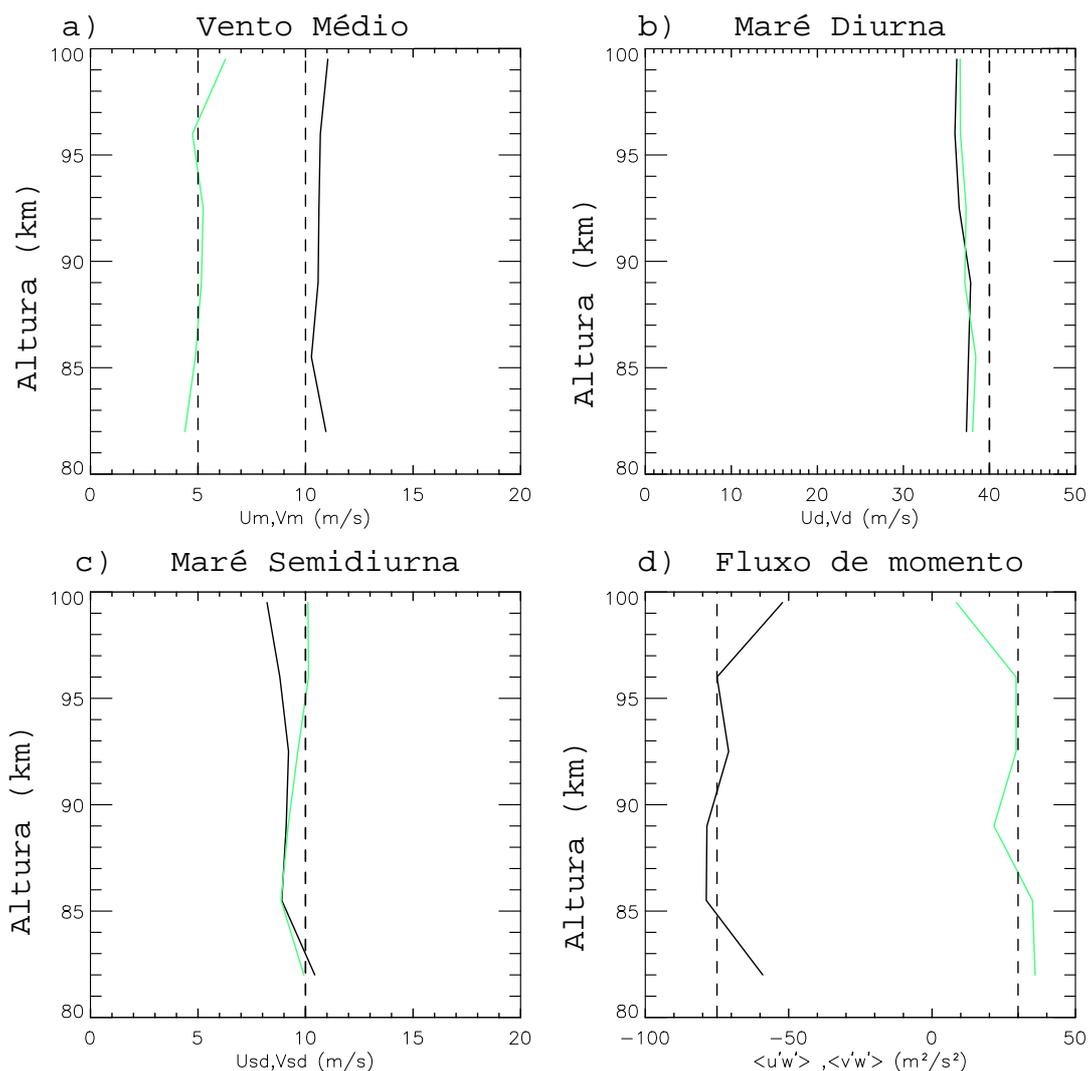


Figura 3.24 – O mesmo que a Figura 3.21, mas usando os parâmetros especificados na Tabela 2 para o Caso 4, com a superposição de duas ondas de gravidade descritas no Caso 1 com as do tipo estacionárias do Caso 3.

3.3.4.5 Caso 5

O Caso 5 foi simulado exatamente como descrito por Fritts et al. (2010b). Ele explora a superposição de ventos médios fortes, amplitudes altas, mas, constantes de maré diurna, amplitudes da maré semidiurna que exibe duas formas de variação: modulação de 10 dias e a amplitude cresce com a altura e ondas de gravidade sobrepostas a esses ventos tendo propagação zonal e meridional. Ambas as direções zonal e meridional das ondas de gravidade

incluem (1) ondas de gravidade do tipo propagante com sua amplitude e direção modulada pela maré semidiurna e (2) uma onda de gravidade do tipo estacionária com amplitude e fluxo de momento constante. Nesse caso as marés e as ondas de gravidade não apresentam propagação da fase com a altura. Os quatro tipos de ondas de gravidade possuem diferentes valores para o comprimento de onda horizontal (ou seja, 30, 40, 50 e 100 km) isso para avaliar a habilidade da técnica em extrair o fluxo de momento resultante para múltiplas ondas de gravidade com diferentes estruturas temporal e espacial.

Na Figura 3.25 os painéis a) e b) mostram a maré semidiurna em um dia composto modificado. Os valores analíticos são mostrados pela a linha tracejada e os valores recuperados com a linha cheia, e seus valores são aumentados em 20 m/s entre os sucessivos intervalos de 3 km de altura. Pode-se observar que os campos são bem recuperados de 82 a 92.5 km. Nos painéis c) e d), são mostrados os fluxos de momento para as ondas de gravidade moduladas pela maré semidiurna. O intervalo de tempo de 2h foi usado em um dia composto modificado e sucessivos intervalos de altura foram aumentados em 50 m²/s².

Novamente pode ser observada uma boa concordância entre os resultados esperados e os recuperados principalmente nas alturas onde as taxas de contagem de meteoros são altas. Os resultados das medidas de fluxo de momento devidos à superposição das ondas de gravidade, estacionárias e moduladas pela maré semidiurna, em ambas as componentes zonal e meridional, são mostrados nos painéis e) e f). A concordância entre os valores analíticos e recuperados é bastante boa. O último painel g) mostra os fluxos médios mensais de momento para os campos de ondas sobrepostos e os desvios dos valores esperados é de ~10% ou menos para a componente meridional e ~10-15% ou mais no caso da componente zonal. Esses resultados são bastante parecidos com os de Fritts et al. (2010b) para o SAAMER.

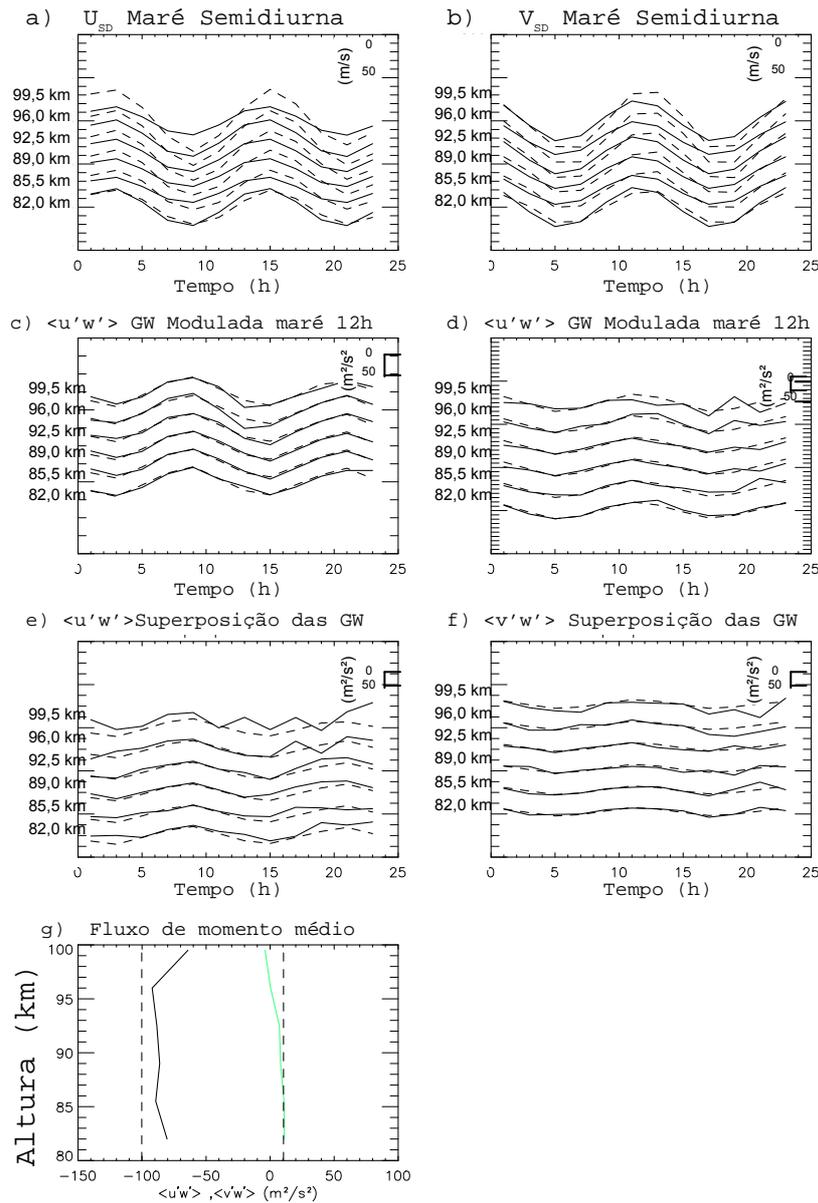


Figura 3.25 – (a e b) Valores horários da maré semidiurna do Caso 5 em um dia composto. (c e d) As componentes zonal e meridional das medidas horárias do fluxo de momento das ondas de gravidade moduladas pela maré semidiurna. (e e f) Componentes zonal e meridional do fluxo de momento da superposição das ondas de gravidade estacionárias e das moduladas pela maré semidiurna. g) Média da soma das ondas de gravidade. Os valores esperados são representados pelas linhas tracejadas e os valores recuperados, linhas contínuas. Os valores de sucessivos intervalos de altura foram somados em 20 m/s para a amplitude da maré semidiurna e 50 m²/s² para o fluxo de momento de ondas de gravidade.

Os ventos médios e a maré diurna são mostrados no topo da Figura 3.26. Pode-se observar que o espalhamento é grande nas bordas da região meteórica, em volta de 82 e 99,5 km. Os painéis c) e d) mostram, respectivamente, as componentes zonal e meridional da maré semidiurna em sucessivos ajustes de 1 dia através de todo o mês mostrando as modulações da onda planetária de 10 dias. A linha tracejada representa os valores esperados e a linha cheia os valores recuperados com seus perfis somados de 20 m/s a cada camada de altura. Novamente observa-se uma boa concordância entre os valores simulados e os recuperados onde a taxa de contagem de meteoros é grande.

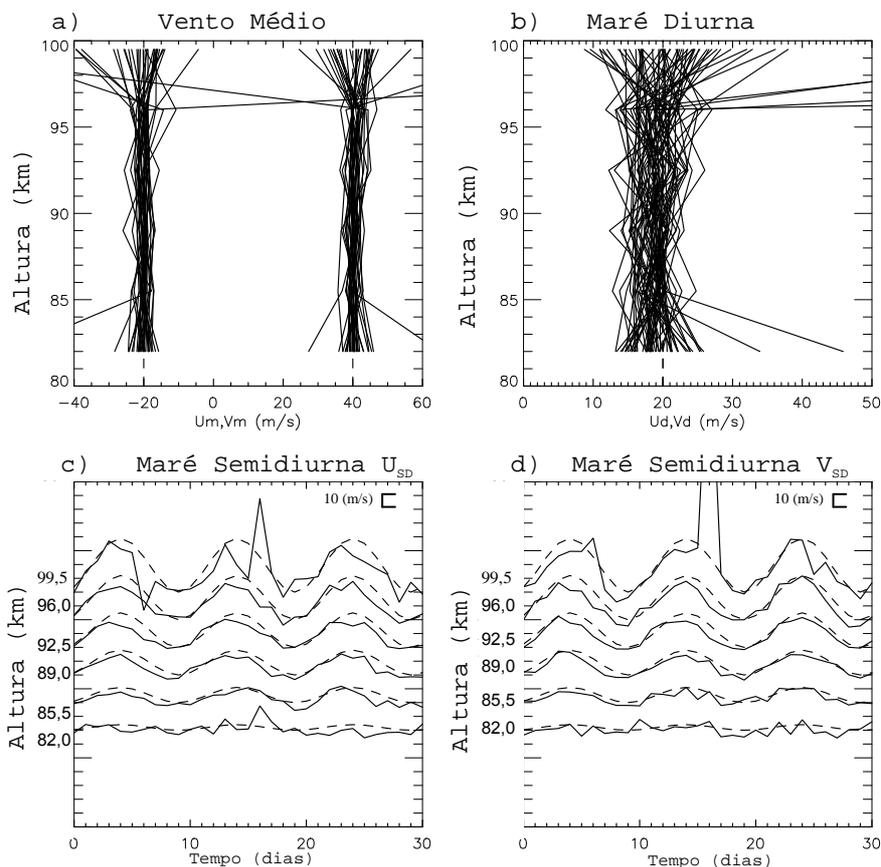


Figura 3.26– (a) Vento médio zonal ($\sim 40\text{m/s}$) e meridional ($\sim 20\text{ m/s}$), (b) amplitudes da maré diurna e (c e d) amplitudes das marés semidiurnas ajustadas a cada dia, para os parâmetros especificados no Caso 5. Os valores mostrados nos painéis c e d foram somados em 20 m/s a cada intervalo de sucessivas alturas.

3.3.4.6 Caso 6

O caso 6 examina a habilidade do método recuperar fluxo de momento de dois pacotes de ondas de gravidade transientes que ocorrem aleatoriamente com duração de 3 ou 4h a cada dia, e períodos de 20 ou 30 min, com propagação zonal e meridional, e variação de fase tanto na horizontal quanto na vertical.

As ondas de gravidade são superpostas aos ventos médios, maré diurna e semidiurna tendo amplitudes realísticas. Como no caso 1, a maré diurna e semidiurna têm comprimentos de onda vertical de 25 e 50 km, respectivamente (veja a tabela 2 para detalhes). As amplitudes constantes dos ventos médios e das marés são bem recuperadas para o caso 6 assim como para o caso 1, 4 e 5 e não são apresentadas.

A ocorrência de ondas de gravidade e o fluxo médio mensal de momento para uma distribuição aleatória são mostrados no painel do canto direito inferior da Figura 3.27. A velocidade vertical das ondas de gravidade para 31 dias (com $w' = 20$ ou 10 m/s para ondas de gravidade se propagando na direção zonal ou meridional, respectivamente, a cada dia sucessivo as velocidades foram somadas em 40 m/s) são apresentadas no topo da esquerda da mesma figura.

Variações do fluxo de momento através do dia composto são apresentadas no b e c da Figura 3.27, elas mostram fluxo máximo nos intervalos de 1 a 9 h e 14 a 17 horas na componente zonal e entre 2 a 5 e entre 9 a 18 para a componente meridional, em boa concordância com o que foi simulado. O perfil vertical médio de fluxo de momento para essas distribuições, zonal e meridional, de ondas de gravidade apresenta um desvio de ~8%-10% em média subestimando os valores na componente meridional e de ~10-30% na componente zonal. Pode-se observar novamente que as maiores dispersões ocorrem nos intervalos mais afastados da região do pico de contagem de meteoros (~90 km), esses pontos foram removidos da figura para evitar confusão na imagem. Esses resultados são bastante parecidos aos de Fritts et al. (2010b) para o SAAMER, naquele trabalho os autores encontraram valores

para o fluxo de momento com desvios de ~10 e 20 % subestimados ou superestimados, respectivamente.

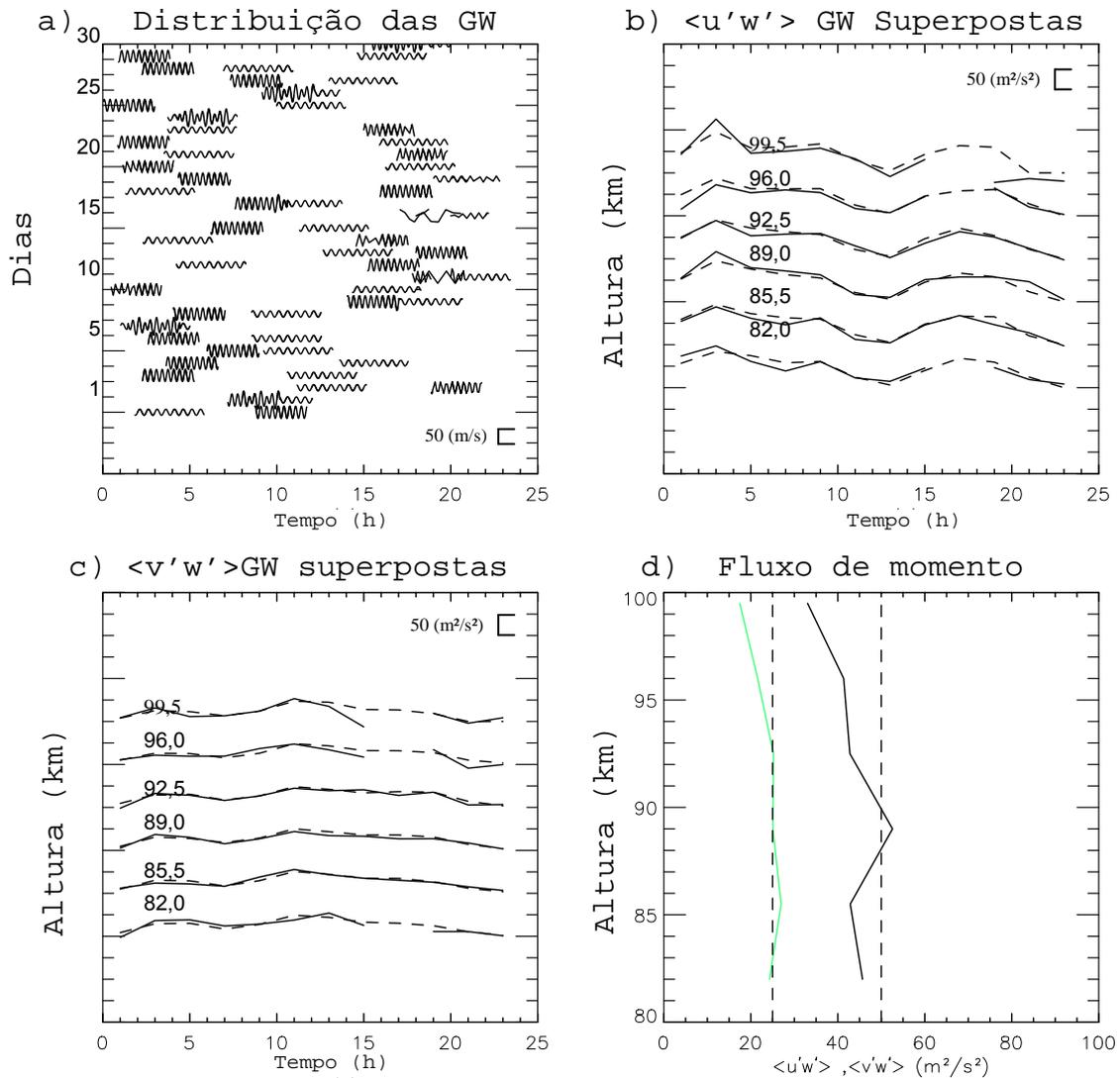


Figura 3.27 – a) Velocidades verticais mostrando a ocorrência da superposição da distribuição aleatória dos pacotes de ondas de gravidade. Velocidades verticais iguais a 20 e 10 m/s indicam a ocorrência de ondas de gravidade tendo duração de 3 e 4 horas nas direções zonal e meridional, respectivamente (os valores para as sucessivas altitudes foram somados em 40 m/s). (b e c) Variação diurna do fluxo de momento através do dia composto. d) Perfil vertical da média mensal dos valores de fluxo de momento inferidos para o caso 6.

3.3.4.7 Caso 7

O Caso 7 é muito parecido com o Caso 6, são utilizados os mesmos parâmetros de vento médio e marés do Caso 6, mas para pacotes de ondas de gravidade tendo duração de somente 1 e 2 h, períodos de 15 e 20 min, variação de fase vertical e horizontal, e propagação para sudeste (SE) e nordeste (NE), respectivamente.

Nesse caso as ondas de gravidade com 1h de duração surgem 4 vezes ao dia, se propagam para SE e contribuem para o fluxo de momento zonal e meridional com $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$ e $-50 \text{ m}^2/\text{s}^2$, respectivamente cada dia, e as ondas com 2h de duração aparecem 2 vezes ao dia, se propagam para NE e contribuem para o fluxo de momento zonal e meridional com $25 \text{ m}^2/\text{s}^2$ cada dia. Assim, o fluxo de momento médio mensal analítico esperado é de 75 e $-25 \text{ m}^2/\text{s}^2$, respectivamente.

A partir Figura 3.28 é possível verificar a velocidade vertical das ondas de gravidade, no primeiro painel, mostrando a ocorrência aleatória da superposição das ondas através do mês. Pode-se observar que somente um pequeno número de ondas ocorre das 15 as 20 h. As variações diurnas através de um dia composto em ambas as componentes zonal e meridional mostram fluxo de momento próximo a zero nesses intervalos. O painel d) mostra a média mensal do fluxo de momento para o dia composto modificado com a distribuição aleatória da ocorrência das ondas de gravidade mostradas no painel a). Nesse caso é notável a limitação da técnica em medir esses pacotes de ondas. A técnica empregada ao radar do tipo SkiYMET não consegue medir esses pacotes com precisão. Isso porque a duração das ondas é menor ou igual ao intervalo de tempo que é usado na análise dos dados, 2 h. Por outro lado, os resultados do trabalho de Fritts et al. (2010b) mostrou desvios variando de $\sim 10\%$ subestimados e $\sim 5\%$ superestimados, na componente zonal (a partir dos valores individuais das altitudes mais baixas e mais altas), enquanto que para a componente meridional o fluxo de momento varia de $\sim 25\%$ subestimados a $\sim 10\%$ superestimados (a partir dos valores fora do grupo em

altitudes mais altas). Indicando que os resultados apresentados na presente tese são animadores.

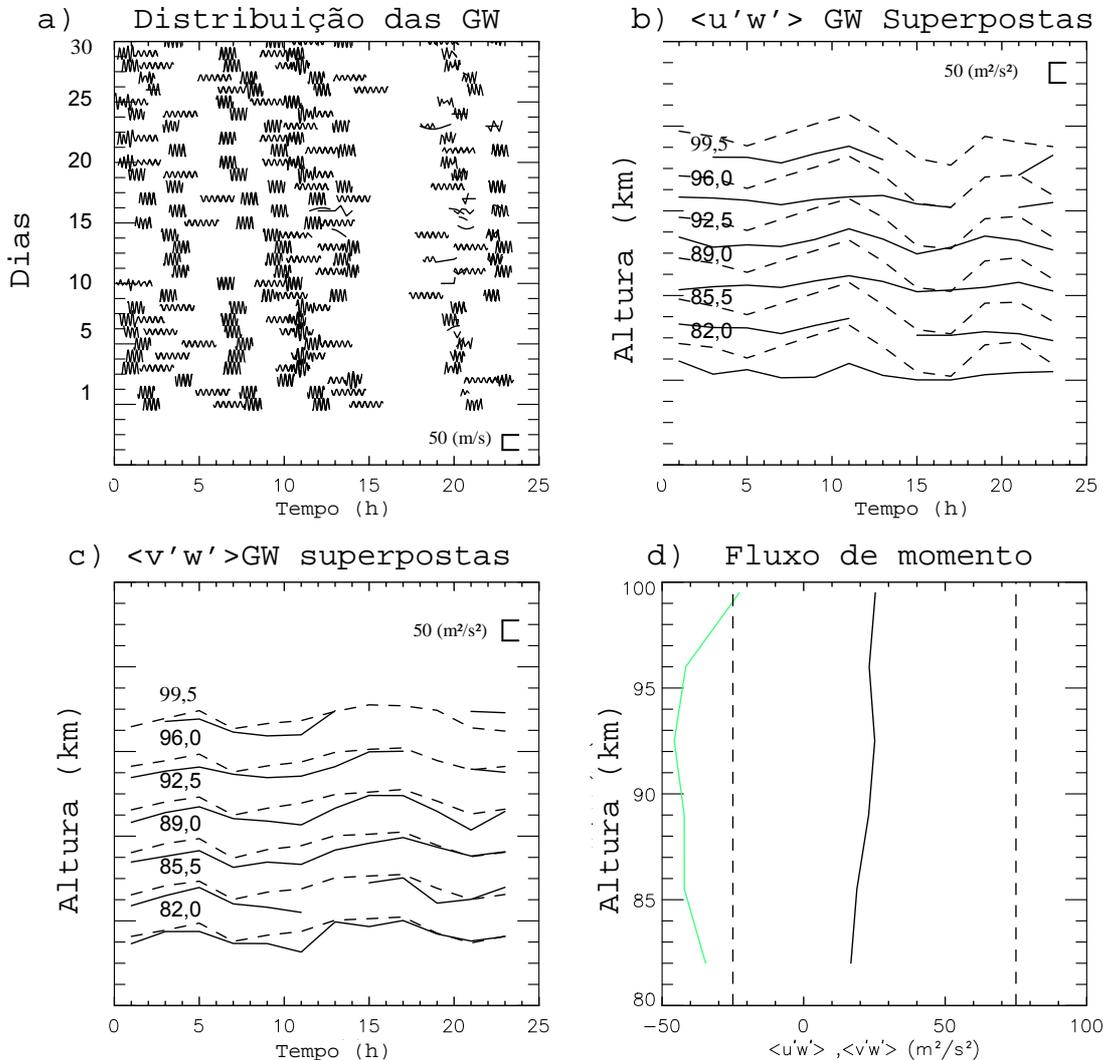


Figura 3.28 - a) Velocidades verticais mostrando a ocorrência da superposição da distribuição aleatória dos pacotes de ondas de gravidade. Velocidades verticais iguais a 20 e 10 m/s indicam a ocorrência de ondas de gravidade tendo duração de 1 e 2 horas nas direções NE e SE, respectivamente (os valores para as sucessivas altitudes foram somados em 40 m/s). (b e c) Variação diurna do fluxo de momento através do dia composto. d) Perfil vertical da média mensal dos valores de fluxo de momento inferidos para o caso 7.

3.4 Variância nos perfis de temperatura medidos pelo Lidar

O radar de laser, LIDAR (Light Detection And Ranging), localizado em São José dos Campos (23° S, 46° W) funciona desde 1968 produzindo diversas medidas como a densidade de aerossóis estratosféricos em torno de 20 km de altura, a temperatura da mesosfera entre 30 e 65 km e a densidade de sódio na camada entre 80 e 105 km de altura. Em 2006, com a instalação de um novo laser adquirido através de projeto temático da FAPESP foi possível também medir-se a temperatura atmosférica entre 82 e 102 km de altura utilizando-se propriedades espectrais da linha do sódio.

Uma breve descrição do equipamento é dada a seguir: o transmissor, que é um laser, gera pulsos de comprimento de onda em 589 nm (10^{-9} m) através da mistura de dois pulsos neodýmium: Yttrium/ aluminum/ garnet (Nd: YAG) lasers, semeados por 2 semeadores Nd:YAG operando em 1064 e 1319 nm, respectivamente. Através de sintonização térmica dos semeadores é possível trocar o comprimento de onda de saída para identificar os picos de ressonância D_{2a} e D_{2b} do sódio e o mínimo entre os dois.

A temperatura é determinada pela comparação do espalhamento da camada de sódio nesses dois comprimentos de onda. O transmissor gera pulsos de aproximadamente 50 mJ e 10pps. O sistema receptor do lidar usa um espelho de 0,75 m de diâmetro para coletar o sinal refletido e duas fotomultiplicadoras que coletam separadamente os sinais da baixa e da alta atmosfera para aumentar o range dinâmico. A contagem de fótons com 2×10^{-6} s de intervalo, correspondente a 300 m de resolução, é usada para registrar o sinal de retorno, que é calibrado através da comparação com o espalhamento Rayleigh entre 35 a 40 km de altura (YANG et al. 2010). As medidas de temperatura pelo espectro do sódio com o lidar iniciaram efetivamente a partir de março de 2007, pois inicialmente um dos componentes do laser teve que ser consertado para permitir a comutação entre as linhas de D_{2a}

Para a análise da variância nos perfis de temperatura medidos pelo Lidar foi utilizada a seguinte técnica: Os dados de temperatura, foram separados em 6 intervalos de altura de 4 km, correspondentes aos mesmos intervalos do radar meteorológico. Então foi calculada a frequência de Brünt-Väissälä em cada intervalo utilizando o gradiente de temperatura correspondente. Posteriormente, foi calculada a temperatura média dos respectivos intervalos de altura. Então, sobre essa média foram filtradas as componentes da maré diurna, semidiurna e ter-diurna através de um ajuste de mínimos quadrados, deixando-se somente as flutuações devido às ondas de gravidade. E por fim sobre as flutuações, foi inferida a variância do módulo do vento e o valor da raiz quadrática média (RMS) da velocidade segundo as equações que seguem.

Segundo Collins et al. (1997) para ondas de gravidade de alta frequência ($\omega^2 \gg f^2$, onde f é a frequência inercial), as perturbações relativas de densidade são muito maiores que perturbações relativas de pressão, assim a lei dos gases ideais nos dá

$$\overline{\left(\frac{\rho'_a(z)}{\rho_a(z)}\right)^2} = \overline{\left(\frac{T'(z)}{T(z)}\right)^2}, \quad (3.9)$$

onde : $\rho_a(z)$ é a densidade atmosférica em função da altura (z); $\rho'_a(z)$ é a perturbação na densidade atmosférica; $T(z)$ é a temperatura atmosférica em função da altura (z) e $T'(z)$ é a perturbação na temperatura atmosférica. E a variância da velocidade horizontal pode ser estimada por

$$\overline{(U'(z))^2} = \left(\frac{g}{N}\right)^2 \overline{\left(\frac{T'(z)}{T(z)}\right)^2}, \quad (3.10)$$

onde o primeiro termo da esquerda representa a variância no vento, g é aceleração gravitacional, $\overline{\left(\frac{T'(z)}{T(z)}\right)^2}$ é a variância na temperatura, dividido

pela temperatura média daquela camada de altura e N é a frequência de Brünt-Väissälä, nesse trabalho é calculada segundo a equação (maiores detalhes em BEER, 1974):

$$N^2 = \frac{g \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \alpha^* \right)}{T(z)}, \quad (3.11)$$

onde $\alpha^* = -9,5K/km$ é a taxa de queda adiabática do ar seco.

Yang et al. (2008) aprimoraram a técnica de Gardner e Voelz (1987) para extrair parâmetros de ondas de gravidade pelos perfis do Lidar para a região de São José dos Campos. Individualmente, o Lidar é utilizado para estudar variações coerentes na densidade do sódio associadas às ondas de gravidade. Detalhes do método para a obtenção de parâmetros de ondas a partir de perfis de Lidar são dados em Yang et al. (2008). Uma característica comum dos dados de variância do radar meteórico é que a velocidade RMS não cresce exponencialmente com a altura como seria esperado de uma propagação de uma onda de gravidade livre. Isso indica que as ondas perdem energia cinética conforme elas se propagam na vertical.

Na Figura 3.29 é apresentado um exemplo dos cálculos a partir das equações apresentadas nessa seção. A linha preta representa os valores da raiz quadrada da variância do módulo do vento calculada utilizando os dados do Lidar. Já a linha pontilhada azul, a raiz quadrada da soma das componentes zonal e meridional das variâncias calculadas com os dados do radar meteórico. No painel a direita da mesma figura é apresentado o perfil vertical do período de flutuabilidade calculados a partir da Equação 3.11.

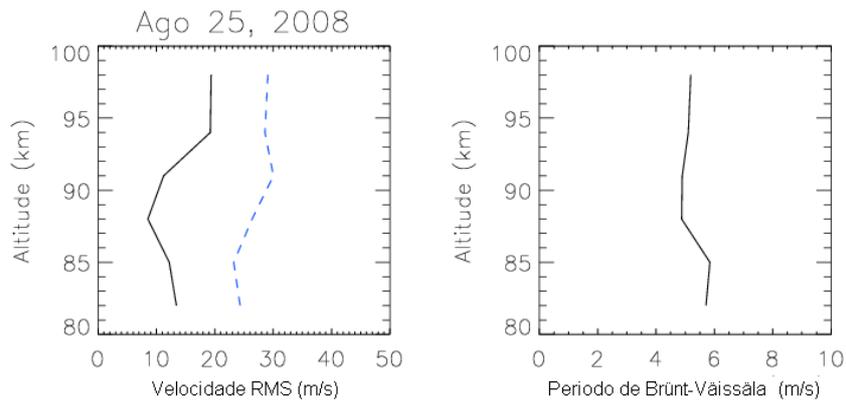


Figura 3.29 – Perfil vertical da velocidade RMS medida pelo radar meteórico (linha pontilhada azul) e pelo Lidar (linha cheia preta), na noite do dia 28 de agosto de 2008. O painel a direita mostra o perfil vertical do período de Brünt-Väissälä.

3.5 Periodograma

Com o propósito de analisar as periodicidades nas componentes da variância, ou seja, estudar o comportamento sazonal da atividade de ondas de gravidade foi utilizado o periodograma de Lomb-Scargle. Com base nos trabalhos de Lomb (1976) e Scargle (1982) é possível analisar periodicidades sobre séries temporais com falhas nos dados.

Scargle (1982) mostrou que estimativa da energia espectral obtida a partir de um periodograma com amostras não igualmente espaçadas, tem a mesma distribuição exponencial de amostras igualmente espaçadas. Pode-se definir o periodograma como uma função da frequência, ν , para uma série temporal $X(t_i)$, onde $i = 1, 2, \dots, N_0$, da seguinte forma:

$$P_x(\nu) = \frac{1}{2} \left\{ \frac{\left[\sum_{i=1}^{N_0} X(t_i) \cos \nu(t_i - \tau) \right]^2}{\sum_{i=1}^{N_0} \cos^2 \nu(t_i - \tau)} + \frac{\left[\sum_{i=1}^{N_0} X(t_i) \sin \nu(t_i - \tau) \right]^2}{\sum_{i=1}^{N_0} \sin^2 \nu(t_i - \tau)} \right\} \quad (3.13)$$

onde τ pode ser definido como:

$$\tan(2\nu\tau) = \frac{\left(\sum_{i=1}^{N_0} \sin 2\nu t_i \right)}{\left(\sum_{i=1}^{N_0} \cos 2\nu t_i \right)} \quad 3.14$$

Essa constante, τ , torna o periodograma invariante para deslocamentos temporais já que, qualquer deslocamento em tempo produzirá um deslocamento idêntico na Equação 3.13. O método de Lomb-Scargle estima os componentes senos e cossenos somente nos instantes em que os dados tenham sido amostrados. Dessa forma não influenciando se há ou não falha nas amostras.

Além da potência espectral, a rotina `scargle.pro` disponibiliza o nível de significância. Esse nível é calculado de acordo com a probabilidade de falso alarme, ou seja, é suposto um nível onde somente potências acima dele são aceitáveis. Esse nível é disponível na variável de saída "*signi*" e é calculado através da seguinte equação:

$$signi \approx \ln\left(\frac{\eta}{p_0}\right), \quad (3.15)$$

onde η é o número de frequências independentes e ζ é o valor do falso alarme, um número pequeno fixo (um exemplo $\zeta = 0,01$ representando confiança de 99%).

Na Figura 3.30 é mostrado um exemplo de um periodograma elaborado com base na rotina obtida em <http://astro.uni-tuebingen.de/software/idl/aitlib/timing/scargle.html>.

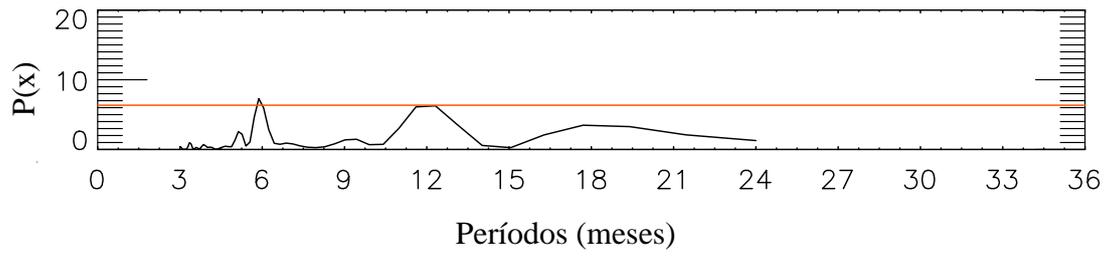


Figura 3.30 – Exemplo de Periodograma de Lomb-Scargle sobre uma série temporal da média em altura da componente zonal da variância para a estação de Santa Maria.

4 RESULTADOS

Os resultados mostrados a seguir foram inferidos através das técnicas explicadas na seção anterior. Para os dados das variâncias é importante lembrar a correção que foi realizada no intuito de remover a variância aparente devido às marés. Foram utilizados dados dos radares brasileiros, do tipo SKiYMET, localizados Cariri, CP e SM e também um ano de dados do radar SAAMER localizado em Tierra Del Fuego, Argentina. Lembrando que, esse último foi desenvolvido especialmente para aumentar o número de meteoros medidos e com isso utilizar a técnica de Hocking com maior confiabilidade para medir fluxo de momento de ondas de gravidade. As diferenças entre os radares SKiYMET e os radares do tipo do SAAMER foram apresentadas nas Seções 3.1 e 3.2.

4.1 Estudo das variâncias

A utilização da técnica de Hocking (2005) nesse trabalho possibilita o estudo da atividade de ondas de gravidade em baixas e médias latitudes. Isso é possível, pois existem três radares meteóricos do tipo SKiYMET instalados em pontos estratégicos no setor brasileiro, varrendo baixas e médias latitudes, e o radar na Argentina em média-alta latitude, esse último em colaboração com David Fritts. O mais antigo dos radares brasileiros é o de CP em funcionamento de 1999 a 2008. Os outros dois radares foram instalados praticamente na mesma época em Cariri e SM, com dados desde 2005. Infelizmente por problemas técnicos, o radar de CP parou de operar em 2008 e o de Cariri encontram-se fora de funcionamento desde 2009. Por outro lado, esse é um banco de dados com excelentes informações de variações sobre os campos de vento de curto e longo prazo.

Embora a grande maioria dos pesquisadores esteja interessada em medidas de fluxo de momento das ondas de gravidade, a análise das variâncias ainda é uma medida bastante útil da atividade dessas ondas. Por ser uma medida que

não exija tanto informações da velocidade vertical dos meteoros, ela não necessita uma contagem elevada de meteoros, facilitando as medias com os radares simples, do tipo SKiYMET.

Testes realizados, veja seção 3.3.4, mostraram que os radares do tipo SKiYMET somente conseguem fazer médias mensal do fluxo de momento. Enquanto que para as variâncias, podemos analisar o comportamento médio diário da atividade de Ondas de gravidade. Sendo assim, informações úteis da atividade de ondas de gravidade.

4.1.1 Comparação entre Lidar e radar meteórico

As variâncias, nos perfis de temperatura do Na Lidar em São José dos Campos e nos dados do radar meteórico de CP, foram comparadas através de medidas simultâneas entre os dois equipamentos, no período de setembro de 2007 a dezembro de 2008. Totalizando 76 noites com dados simultâneos com mais de 3h de observação. Os dados de variância do radar meteórico foram calculados pelo acúmulo de todos os meteoros observados durante o mesmo intervalo de observação do Lidar. Os dados de temperatura foram analisados da seguinte maneira:

- Os dados foram divididos em camadas de altura correspondentes aos mesmos intervalos de altura utilizados na análise da variância sobre os ventos;
- O gradiente de temperatura foi inferido dentro de cada camada de altura e então, calculada a frequência de Brünt-Väissälla;
- Foi calculada a média da temperatura com a altura em cada camada;
- Foram removidas as componentes das marés e o fluxo médio através de um ajuste harmônico em cada intervalo de altura ao longo da noite.

- Calculada a flutuação na temperatura, ou seja, $T'(z) = T(z) - T(\text{ajuste})$
- Calculada a variância sobre a flutuação na temperatura em função do tempo;
- Depois disso, foi utilizada a Equação 3.10 para inferir o valor RMS da velocidade;

Para os dados de variância no vento, obtidos com o radar meteórico, foram utilizadas as ferramentas detalhadas na Seção 3.3 removendo as variâncias aparentes devido às contribuições das marés. Mas, no intuito de melhor comparação entre os equipamentos, as variâncias foram calculadas para cada noite nos mesmos intervalos de observação do Lidar. As marés foram ajustadas a cada dois dias, e utilizadas para calcular as variâncias aparentes. A média quadrática ou valores RMS das variâncias foram calculados através da raiz quadrada da soma das componentes zonal e meridional da variância. E comparados com a raiz quadrada dos resultados obtidos pela equação 3.10.

A Figura 4.1 apresenta as médias sazonais das velocidades RMS obtidos da variância na temperatura pelo Lidar e nos ventos pelo método de Hocking, para cada intervalo de altura. É possível observar a partir dessa figura que as variações sazonais são acompanhadas por todas as camadas de altura, tanto no Lidar quanto no radar meteórico.

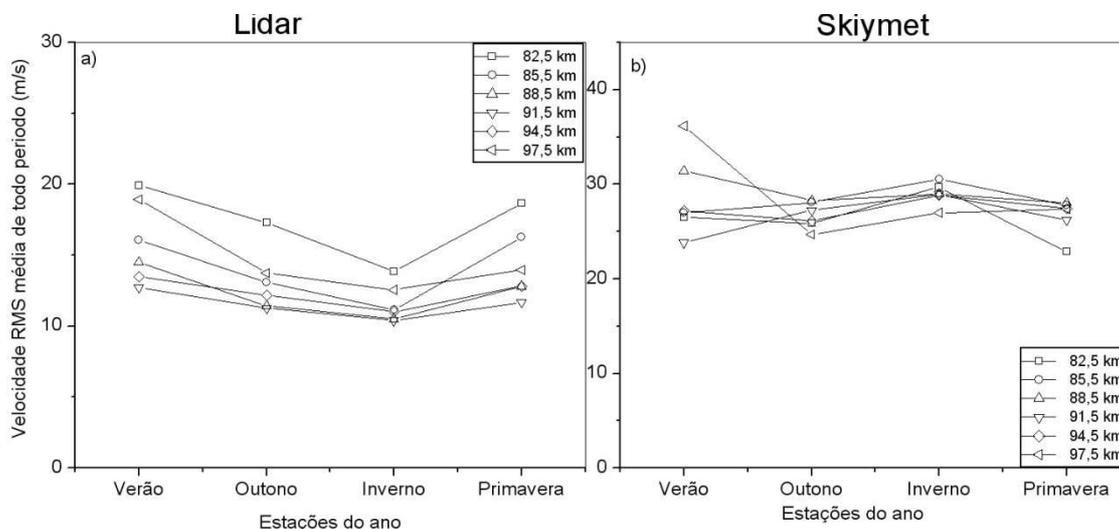


Figura 4.1 – Médias sazonais das velocidades RMS – (obtidos da variância na temperatura a partir da Equação 3.10 - painel a) e no vento pelo método de Hocking b), em cada camada de altura.

As medidas feitas com o Lidar mostram amplitudes de RMS maiores nas camadas de altura superior e inferior, sendo que a velocidade RMS da variância decresce nas camadas de altura intermediárias. Para o radar meteórico é observada uma variação mais amena com relação à altura, e aparentemente os valores são maiores entre 85 e 94 km e menores nas bordas, ao contrário do observado no Lidar. Além disso, as médias sazonais observadas nos dados do Lidar são maiores próximas aos equinócios enquanto que o radar meteórico mostra valores maiores durante o verão e inverno.

Os perfis verticais das velocidades RMS do vento horizontal medidas tanto pelo Lidar quanto pelo radar meteórico, e o período de Brunt-Vaissala para cada noite de observação foram calculados, porém não serão apresentados todos. Um exemplo é mostrado na Figura 4.2. A linha cheia preta representa os valores medidos pelo Lidar e a linha pontilhada azul representa os valores medidos pelo radar meteórico. À direita de cada um desses perfis é mostrado o perfil vertical do período de Brünt-Väissälä, calculado a partir das medidas de

temperatura do Lidar, e no topo desse painel é mostrado o valor do coeficiente de correlação (R) entre as medidas do Lidar e radar meteorológico.

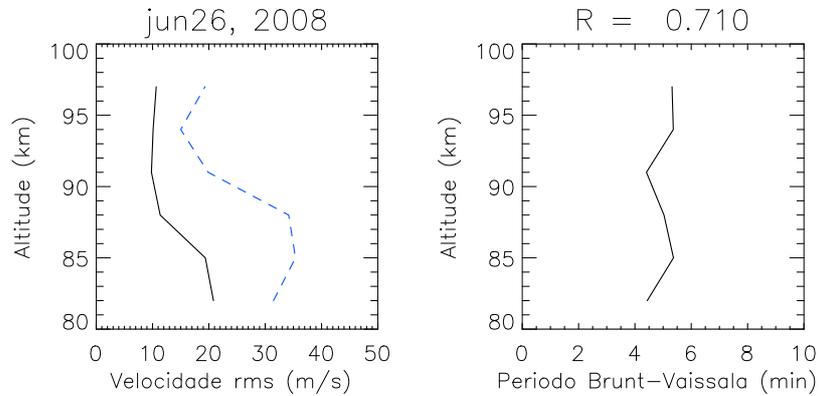


Figura 4.2 – Perfil vertical da velocidade RMS medida pelo radar meteorológico (linha pontilhada azul) e pelo Lidar (linha cheia preta), na noite do dia 26 de junho de 2008. O painel a direita mostra o perfil vertical do período de Brünt-Väissälä. O valor R no topo da figura corresponde ao índice de correlação entre os perfis medidos por ambos os equipamentos.

Na Figura 4.2 são mostrados os valores para a noite de 26 de junho de 2008. É possível observar que os valores das velocidades RMS nos dados de vento são na maior parte aproximadamente o dobro das vistas na temperatura. Isso não é inesperado quando levado em conta as diferenças entre os dois métodos de análise. As medidas de temperatura realizadas pelo Lidar possuem um período de corte de 20 min em tempo, ou seja, ondas de gravidade com períodos menores que 20 min não irão contribuir para a medida das variâncias.

Por outro lado, não existe nenhuma restrição quanto à medida da variância pelo radar meteorológico. Sabe-se que grande parte das ondas de gravidade observadas na região da mesopausa possui alta frequência. Assim, se o Lidar possui corte dessas ondas de alta frequência, é esperado que as medidas de RMS da variância do vento pelo radar meteorológico sejam maiores que as medidas do Lidar. Além disso, nesse dia específico há uma boa correlação entre ambos, o que não ocorre na maioria dos casos, conforme será apresentado a seguir nos histogramas da Figura 4.4 e 4.5.

A Figura 4.3 apresenta a variação sazonal da média diária da velocidade RMS da variância para as medidas realizadas pelo Lidar, painel superior, e para o radar meteorológico, painel inferior. Sobre essas médias foram ajustadas curvas harmônicas representando as oscilações, anual e semianual. Observa-se claramente a oscilação semianual, com máximos nos equinócios, observada nos dados do Lidar. Esse resultado está de acordo com o que foi apresentado por Clemesha et al. (2009) e Yang et al. (2010). Entretanto, a técnica do radar meteorológico mostra valores bastante pequenos de amplitudes, anual e semianual, para o ajuste realizado sobre as amplitudes RMS do vento. É interessante lembrar que os valores RMS apresentados para o radar meteorológicos são calculados pela raiz quadrada da soma das componentes das variâncias. No intuito de analisar se a sazonalidade varia com a direção da componente do vento, sob os dados do radar meteorológico foram realizadas as análises harmônicas sobre cada uma das componentes da variância.

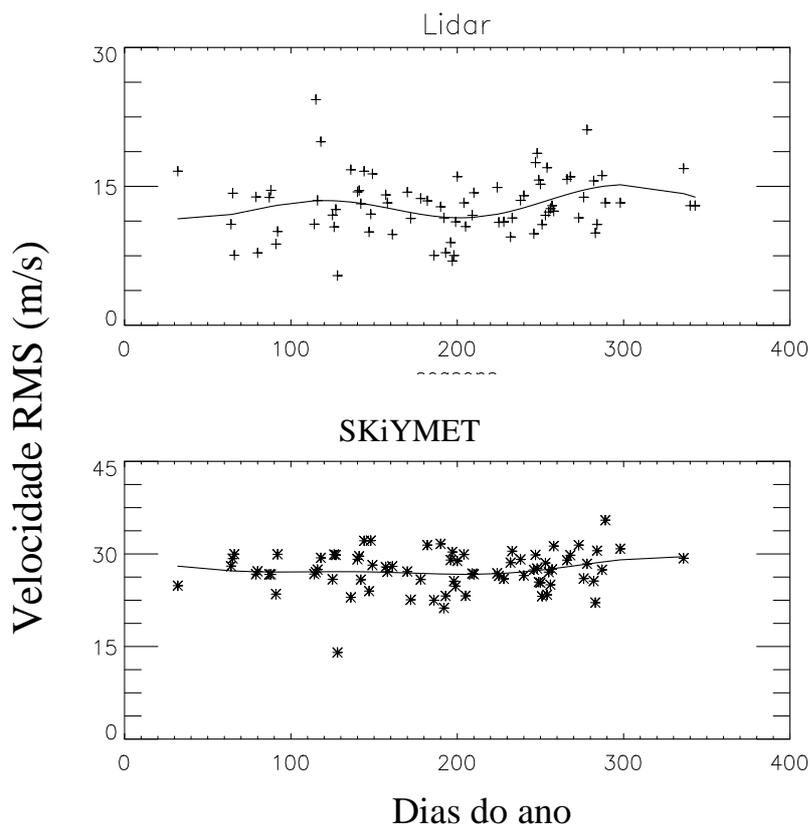


Figura 4.3 – Ajuste harmônico da variação anual e semianual sobre os valores médios de RMS medidos pelo Lidar (painel superior) e pelo radar meteorológico (painel inferior) para os dias de dados simultâneos.

Na Figura 4.4 é apresentado um ajuste harmônico sobre as amplitudes das componentes das variâncias medidas pelo radar meteorológico, utilizando apenas os dias de observação simultânea entre os equipamentos. É possível observar claramente a variação semianual com máximos nos equinócios na componente meridional, entretanto essa variação não é observada na componente zonal. Igualmente aos resultados de Clemesha et al. (2009), a variação semianual observada na componente meridional da variância apresenta boa correlação com a sazonalidade observada na variância dos perfis de temperatura do LIDAR.

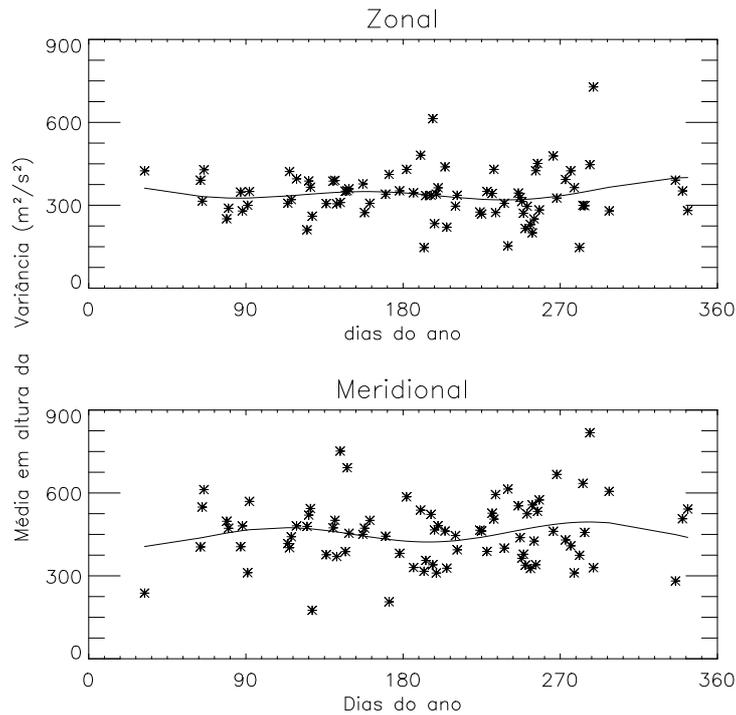


Figura 4.4 – Análise sazonal das componentes da variância medidas pelo radar meteorológico de CP.

Na Figura 4.5 são mostrados os coeficientes de correlação entre as medidas do Lidar e radar meteorológico, separadas por estações do ano. Observa-se que durante o verão, representado por colunas com traços vermelhos na diagonal, todos os eventos possuem correlação inferior ou igual a 0,5, mostrando pouca ou nenhuma correlação entre os valores. Para o outono, colunas em xadrez preto, somente 5% dos eventos possuem correlação acima de 0,7, considerado com confiança de 95% para esse caso. Para o inverno, colunas com traços azuis na horizontal, 11% dos casos possuem índice de correlação maior ou igual a 0,7. E na primavera, colunas com traços da cor vinho na vertical, 12 % dos eventos possuem correlação acima de 95% de confiança. Isso indica que a estação com maior número de eventos com boa correlação entre os dados do Lidar e radar meteorológico é a Primavera.

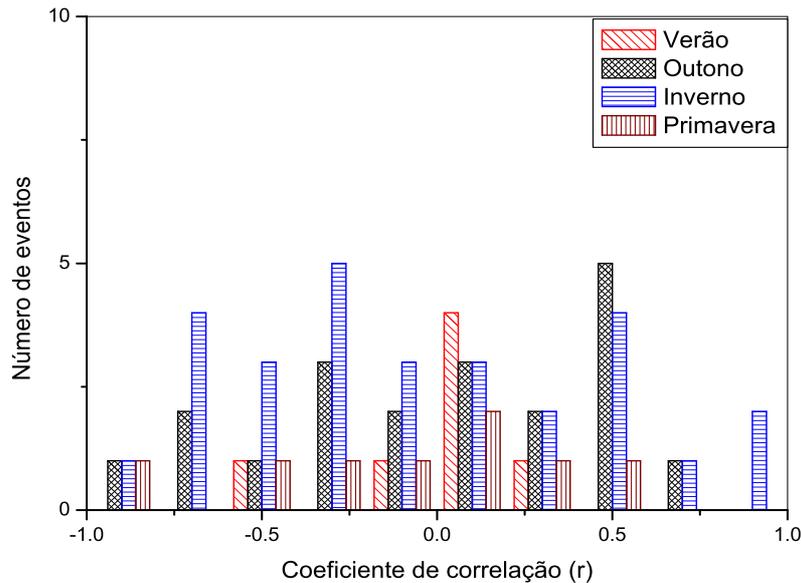


Figura 4.5 – Coeficientes de correlação entre o valor rms do vento obtido da variância na temperatura e o valor rms da variância no vento pelo método de Hocking separados por estação do ano.

Na Figura 4.6 é mostrado o histograma dos coeficientes de correlação sem separá-los por estações do ano. A partir dele é possível observar que os dados de velocidade RMS da variância medidos pelo Lidar não estão bem correlacionados com as medidas RMS do radar meteorológico. 53% do total dos dados observados possuem índice de correlação entre -0,5 e 0,5, indicando quase nenhuma correlação entre os dados. Apenas 9% do total de eventos possuem correlação com confiança acima de 95%. Cabe aqui lembrar que enquanto o radar meteorológico mede as flutuações do vento em uma grande área na horizontal, o radar de laser mede em uma faixa estreita, limitado a área observada. Além disso, o fato das medidas RMS não estarem bem correlacionadas pode ser ainda devido a diferença dos valores obtidos na análise. A primeira vista, parece razoável a comparação entre as medidas dos dois equipamentos. Uma análise mais detalhada foi necessária sobre a diferença entre a variância do módulo do vento e a variância no vetor do vento.

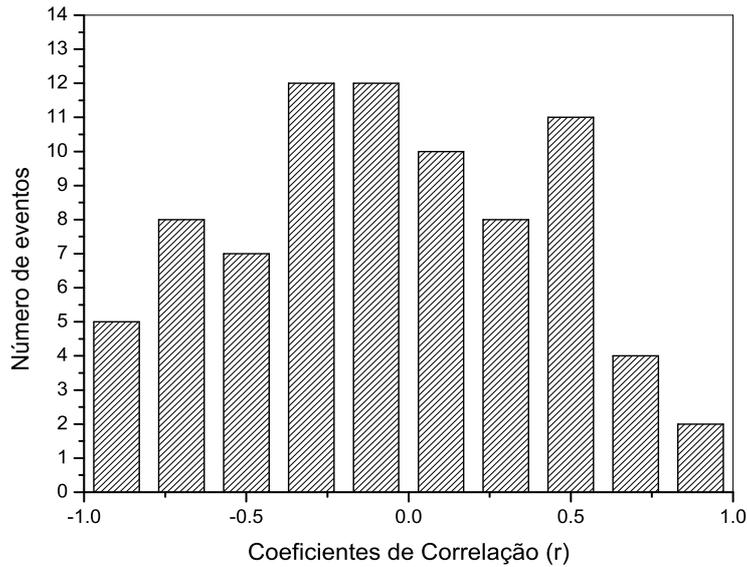


Figura 4.6 – Histograma dos coeficientes de correlação entre os valores rms da variância dos ventos obtidos pelo Lidar e pelo Radar Meteorológico.

Segundo Bevington e Robinson (1992) a variância de uma função x , de duas variáveis, u e v , é dada por:

$$\sigma_x^2 = \sigma_u^2 \left(\frac{\partial x}{\partial u} \right)^2 + \sigma_v^2 \left(\frac{\partial x}{\partial v} \right)^2 + 2\sigma_{uv} \left(\frac{\partial x}{\partial u} \right) \left(\frac{\partial x}{\partial v} \right) \quad (4.1)$$

Onde σ_x^2 é a variância de x , σ_u^2 e σ_v^2 são as variâncias das variáveis u e v , respectivamente, σ_{uv}^2 é a covariância e $\partial x/\partial$ representa a derivada parcial de x em relação a cada variável dependente. Supondo que x seja o módulo do vento, $x = \sqrt{u^2 + v^2}$, então u e v seriam as componentes, zonal e meridional, respectivamente. Aplicando-se a equação acima ao módulo do vento tem-se:

$$\sigma_x^2 = \sigma_u^2 \frac{u^2}{u^2 + v^2} + \sigma_v^2 \frac{v^2}{u^2 + v^2} + 2\sigma_{uv} \frac{uv}{u^2 + v^2} \quad (4.2)$$

ou seja, a técnica de radar de laser apresenta a variância do módulo do vento, conforme apresentado acima, enquanto que a técnica de Hocking possibilita o cálculo da variância de cada componente, ou seja, σ_u^2 e σ_v^2 .

Fica claro assim, que a comparação realizada não é tão simples quanto parece. A comparação realizada entre o valor quadrático médio da flutuação do vento medido pelo radar meteorológico e a raiz quadrada da variância do módulo do vento é somente válida quando as componentes do vento são linearmente dependentes. Dessa forma poder-se-ia escrever uma componente em função da outra, em outras palavras, $u = bv$, onde b é uma constante qualquer. Então:

$$\begin{aligned}
 x &= \sqrt{b^2v^2 + v^2} \\
 x &= v\sqrt{b^2 + 1} \\
 \sigma_x^2 &= (\sqrt{b^2 + 1})^2 \sigma_v^2
 \end{aligned}
 \tag{4.3}$$

Calculando-se as variâncias de cada componente e efetuando a soma:

$$\begin{aligned}
 \sigma_u^2 &= b^2\sigma_v^2 \\
 \sigma_u^2 + \sigma_v^2 &= b^2\sigma_v^2 + \sigma_v^2 \\
 \sigma_x^2 + \sigma_v^2 &= (b^2 + 1)\sigma_v^2
 \end{aligned}
 \tag{4.4}$$

E nesse caso seria verdade que $\sigma_x^2 = \sigma_u^2 + \sigma_v^2$. Para o caso mais simples, se tratando apenas de uma única onda de gravidade se propagando na atmosfera isso seria possível. Porém, a natureza não é tão simples assim, e é sabido que a atividade de ondas de gravidade é bastante irregular. Dessa forma, uma análise ponto a ponto dos valores das variâncias medidas por esses equipamentos não é possível nesse caso.

Fica aqui uma curiosidade para ser investigada no futuro, por que a variação semianual observada na componente meridional do vento é evidente na variância do módulo do vento, nos dados do Lidar? Poderia talvez ser devido ao fato da variância na componente meridional ser maior, assim na medida da variância do módulo essa componente se sobrepõe as demais bem como as variações nela observadas.

4.1.2 Comportamento médio diurno da variância em várias latitudes

Os cálculos das componentes da variância foram efetuados de modo a permitir o estudo do comportamento médio dessa variável ao longo do dia. Para tanto, foi utilizado o dia composto modificado, explicado na Seção 3.3.1, e feita a correção para os valores das variâncias aparentes tal como descrito na Seção 3.3.3. Os anos foram comparados entre si, e foi observada uma semelhança no comportamento diário das variâncias.

Assim, foram tomadas todas as medidas de cada mês, analisado separadamente, de todos os anos de observação e foi realizada a média de cada intervalo correspondente de altura e tempo. Essa análise foi possível de ser realizada em várias latitudes evidenciando assim as diferenças do comportamento médio diurno da variância com a latitude. Foram utilizados dados de 4 estações, São João do Cariri, Cachoeira Paulista, Santa Maria e Tierra Del Fuego. Os dados para Tierra Del Fuego representam os valores medidos em um único ano, 2010.

4.1.2.1 São João do Cariri

Nas figuras a seguir o eixo x corresponde ao tempo, medido em UT (hora universal), o eixo y corresponde aos intervalos de altura em km, e os contornos representam os valores da variância para as componentes zonal e meridional, medidas em m^2/s^2 , no lado esquerdo. No lado direito são apresentados os gráficos de contorno dos valores do vento total, isso significa todas as componentes do vento médio e marés, em m/s. Cada painel representa os valores médios de todos os anos de observação para cada mês em questão. As Figuras 4.7 e 4.8 apresentam as médias para o período de observação de Cariri, entre 2005 e 2008.

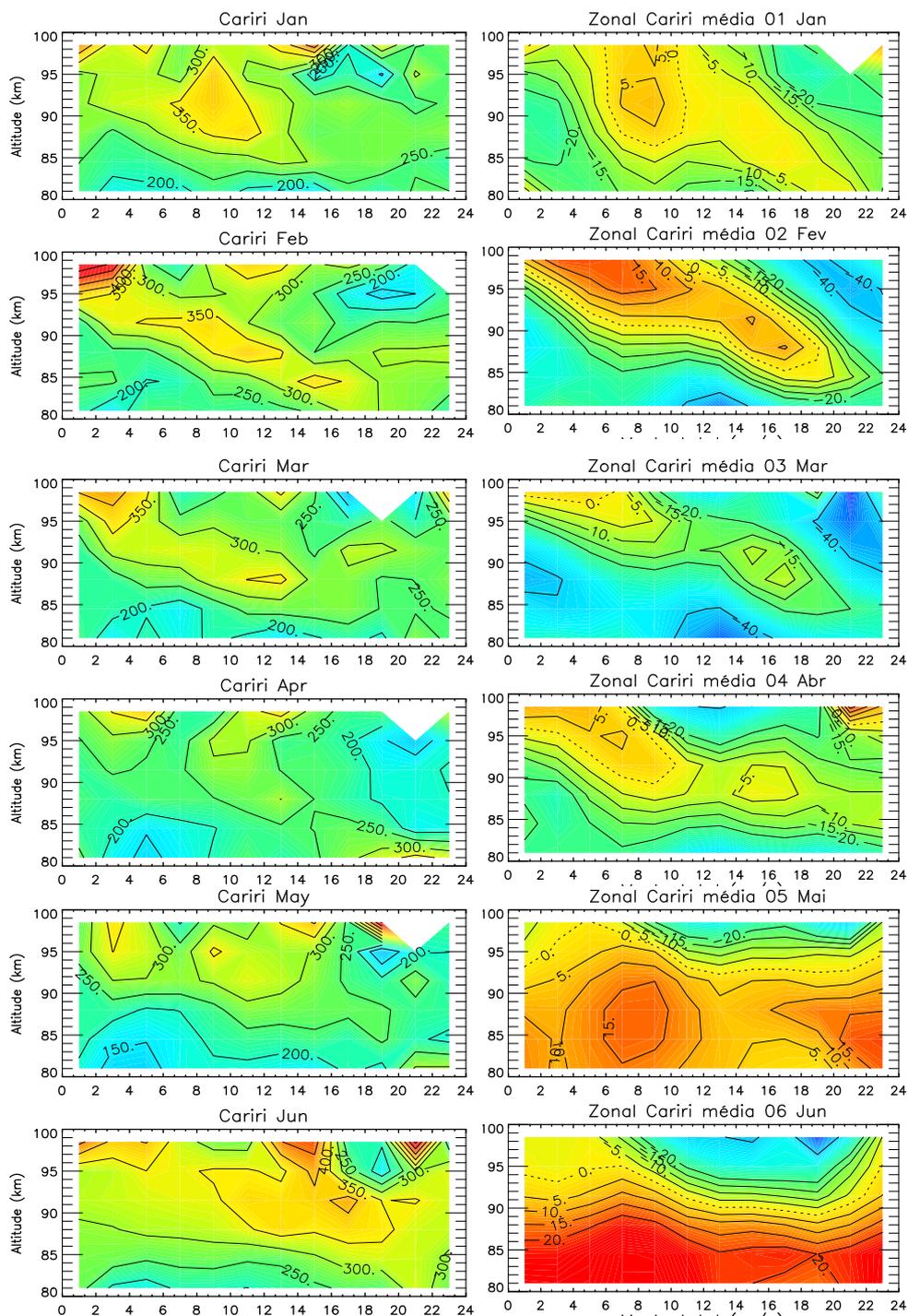


Figura 4.7 - Componente zonal da variância (esquerda) e vento zonal (direita) para a média de todos os anos de observação, de 2004 a 2008, em São João do Cariri. (Continua)

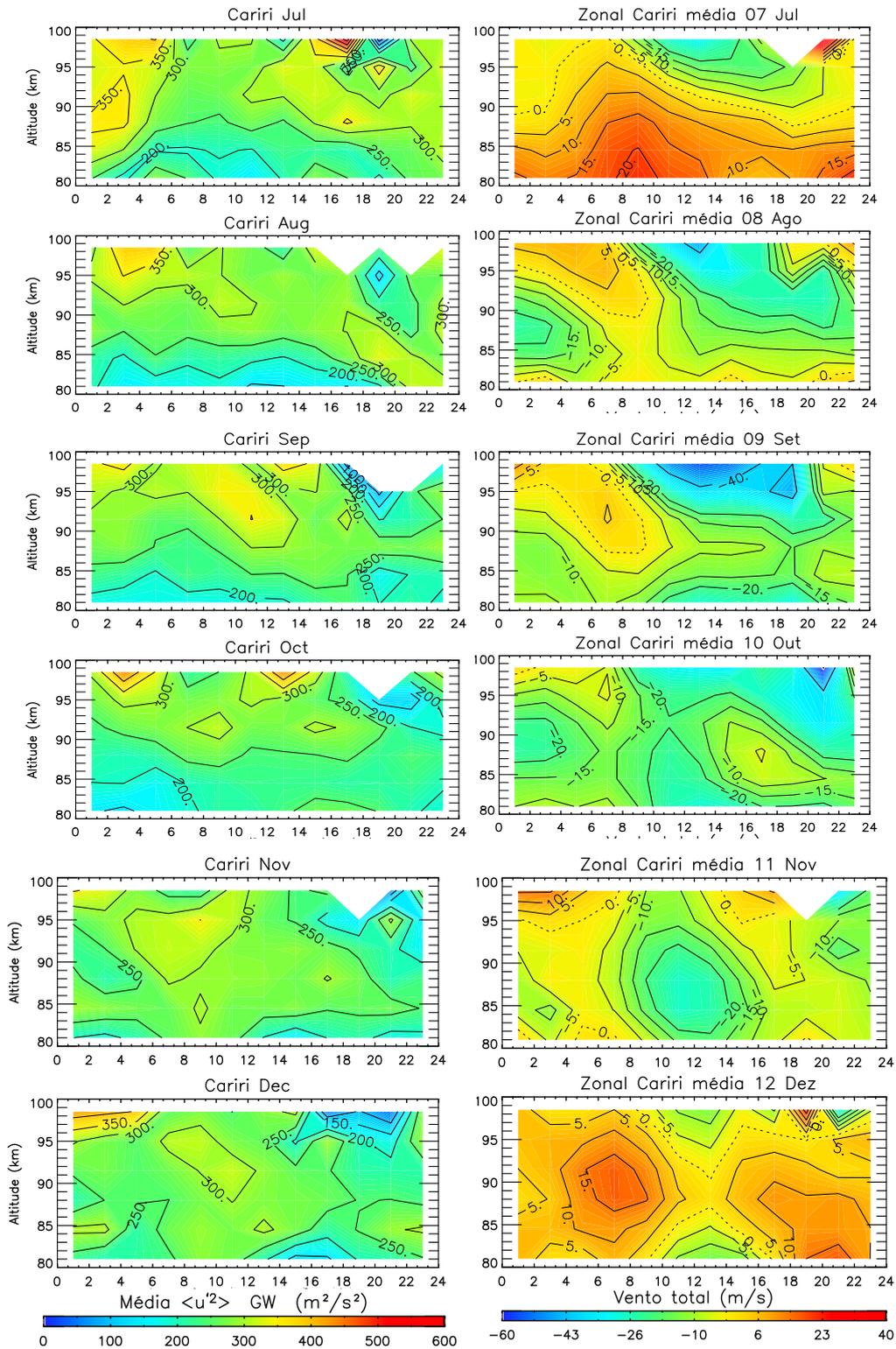


Figura 4.7 – Conclusão.

Na Figura 4.7 é mostrada a componente zonal, onde os painéis à direita representam a componente $\langle u'u' \rangle$ e à esquerda os valores do vento total. É

possível observar que a componente zonal da variância apresenta um comportamento médio crescente com altura em quase todos os meses. Além disso, é observada variação diurna nos meses de fevereiro e março. Isso quer dizer que, nesses meses um pico da variância é observado em torno 95 km nos primeiros intervalos de tempo estendendo-se para alturas menores conforme decorrer do tempo.

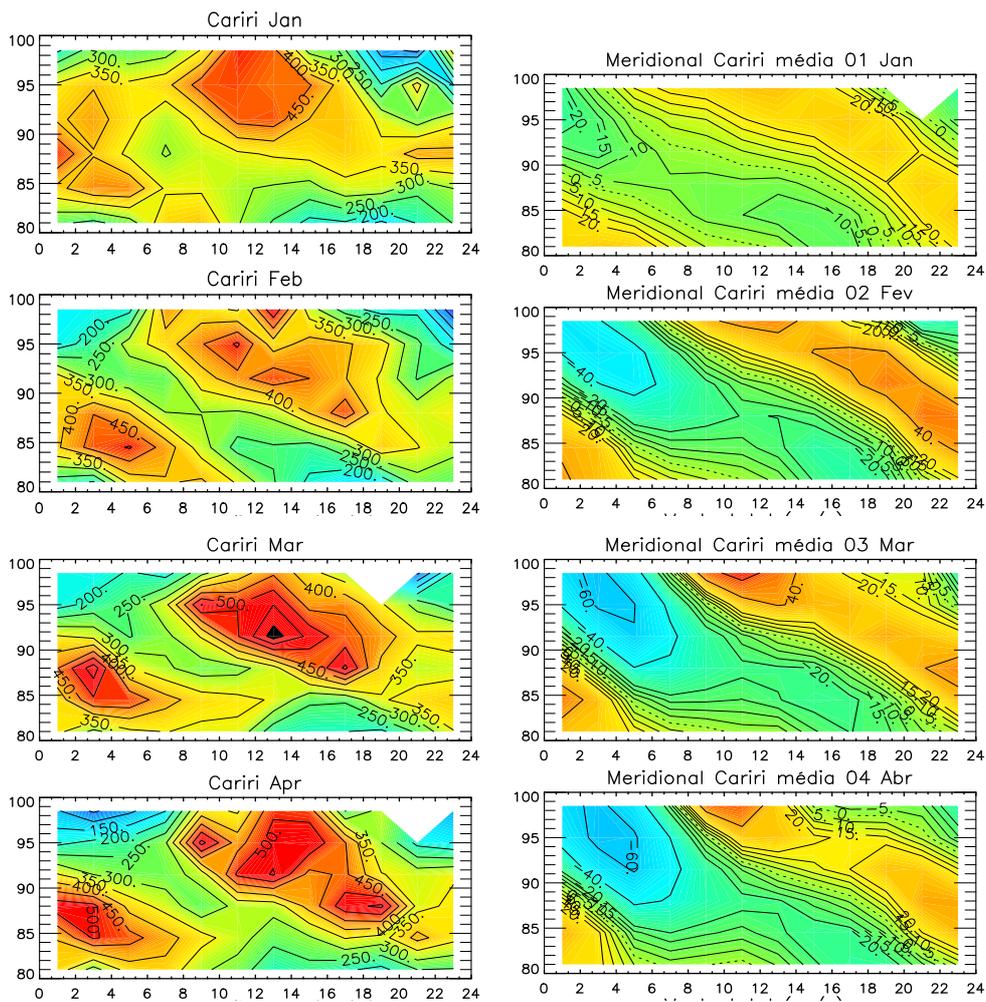


Figura 4.8 - Componente meridional da variância (esquerda) e vento meridional (direita) para a média de todos os anos de observação, de 2004 a 2008, em São João do Cariri. (Continua)

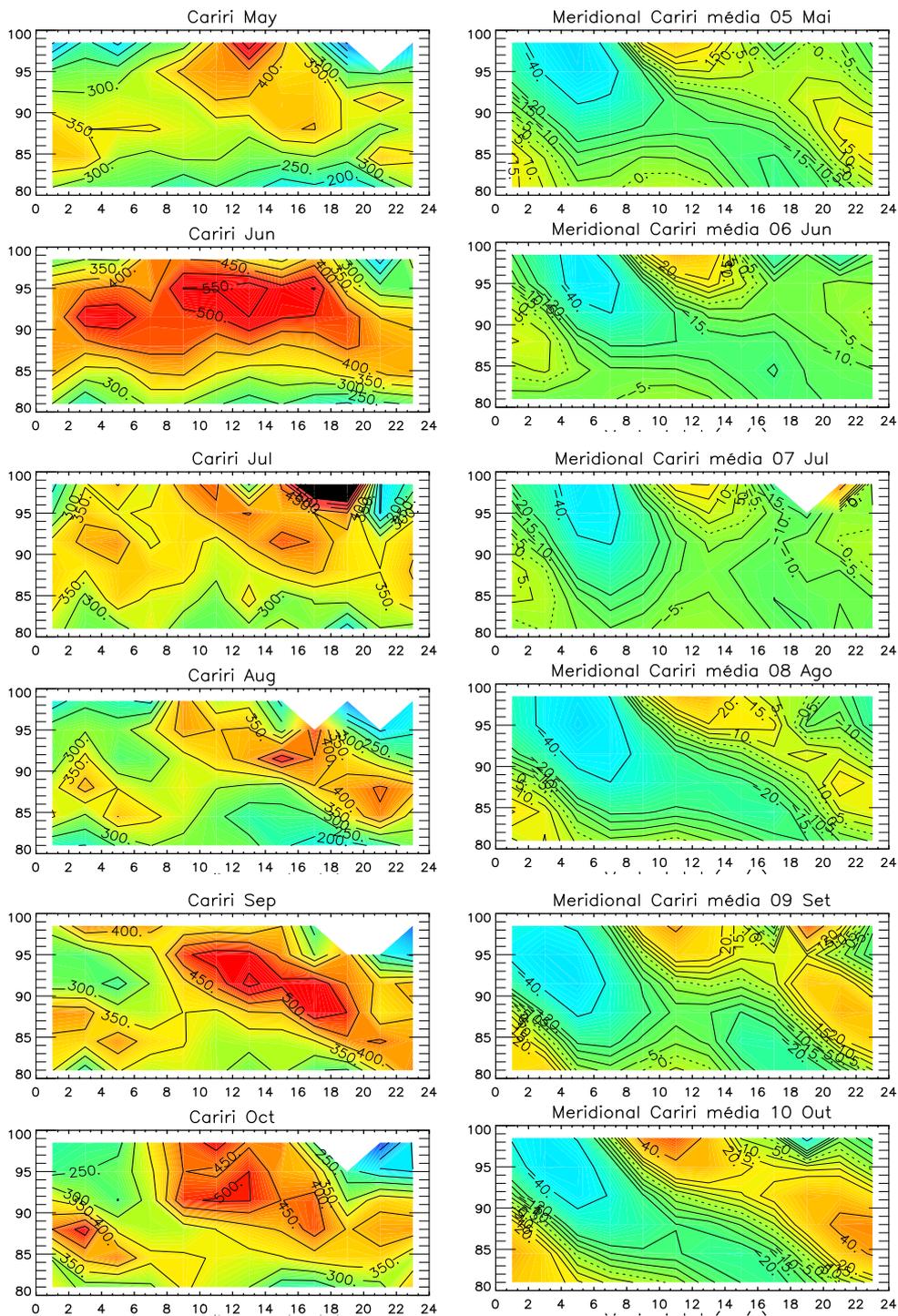


Figura 4.8 – Continuação. (Continua)

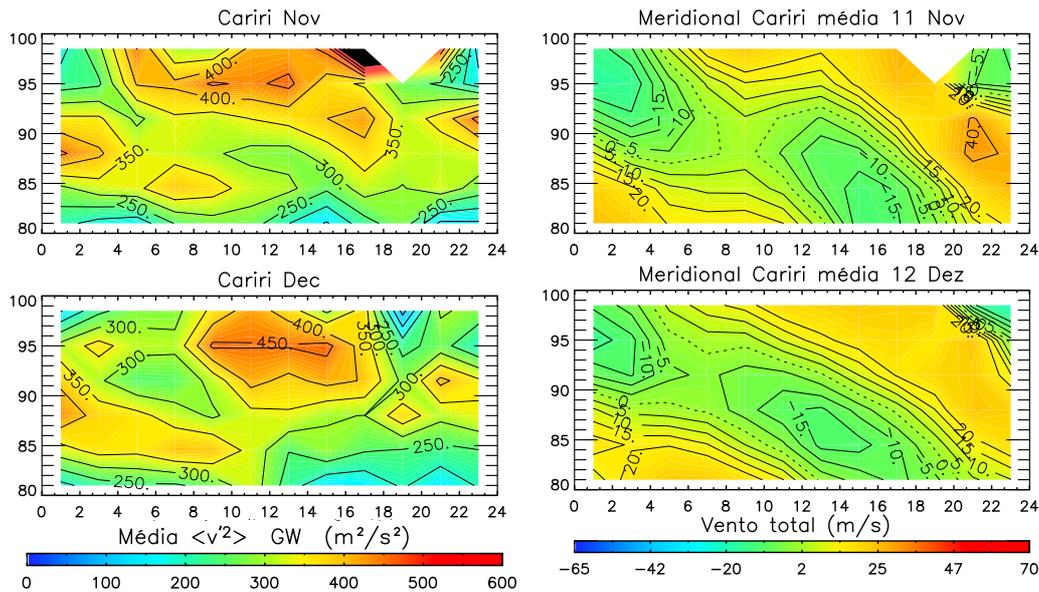


Figura 4.8 - Conclusão.

Comparando a Figura 4.8 com a 4.7, é fácil observar que a componente meridional da variância possui valores maiores que a zonal. Além disso, pode ser observada uma modulação semidiurna que ocorre com maior frequência, nos meses de fevereiro, março, abril, julho, agosto, outubro, novembro e dezembro. Observa-se variação diurna nos meses de janeiro, maio e setembro.

No mês de junho é observado crescimento da variância com altura e inclusive nesse mês que são observados os valores mais intensos da variância. No lado direito dessa figura é mostrada a componente meridional do vento e a linha pontilhada indica valores nulos de vento, em outras palavras, onde ocorre a inversão de sentido. Comparando com as variâncias é possível observar que os máximos nos valores das variâncias ocorrem sempre onde há inversão de sentido na propagação no vento, ou seja, local onde o cisalhamento é mais forte.

Ainda explorando as Figura 4.7 e 4.8, é possível observar que nos meses onde ocorre a modulação na variância, tanto diurna quanto semidiurna, parece existir uma propagação de fase com a altura. Os máximos das amplitudes variam com a altura e tempo, em quase todos os casos os máximos são observados

primeiramente (início do dia, LT) em altitudes mais elevadas e vão se propagando para baixo conforme o passar do tempo.

4.1.2.2 Cachoeira Paulista

A Figura 4.9 mostra a componente zonal da variância (esquerda) e a componente correspondente do vento total (direita) das medidas em CP, para a média sobre todos os períodos de observação, de 1999 a 2008. Pode-se observar a mesma modulação semidiurna, observada em Cariri, nos meses de março, abril e setembro. Nesses mesmos meses é notada que esses máximos da variância são seguidos por forte cisalhamento do vento, painel à direita. Nos meses de janeiro, fevereiro, maio, agosto, outubro, novembro e dezembro é notada uma variação diurna, com um máximo na variância em torno das 8 h (UT). Observa-se também, um decréscimo da variância com a altura nos meses de junho e julho.

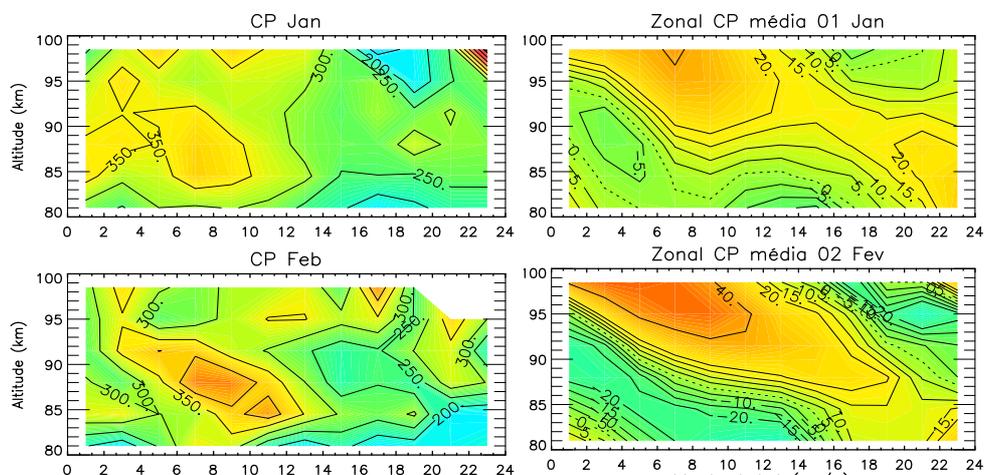


Figura 4.9 - Componente zonal da variância (esquerda) e do vento total (direita) das medias sobre todos os dados de Cachoeira Paulista. (Continua)

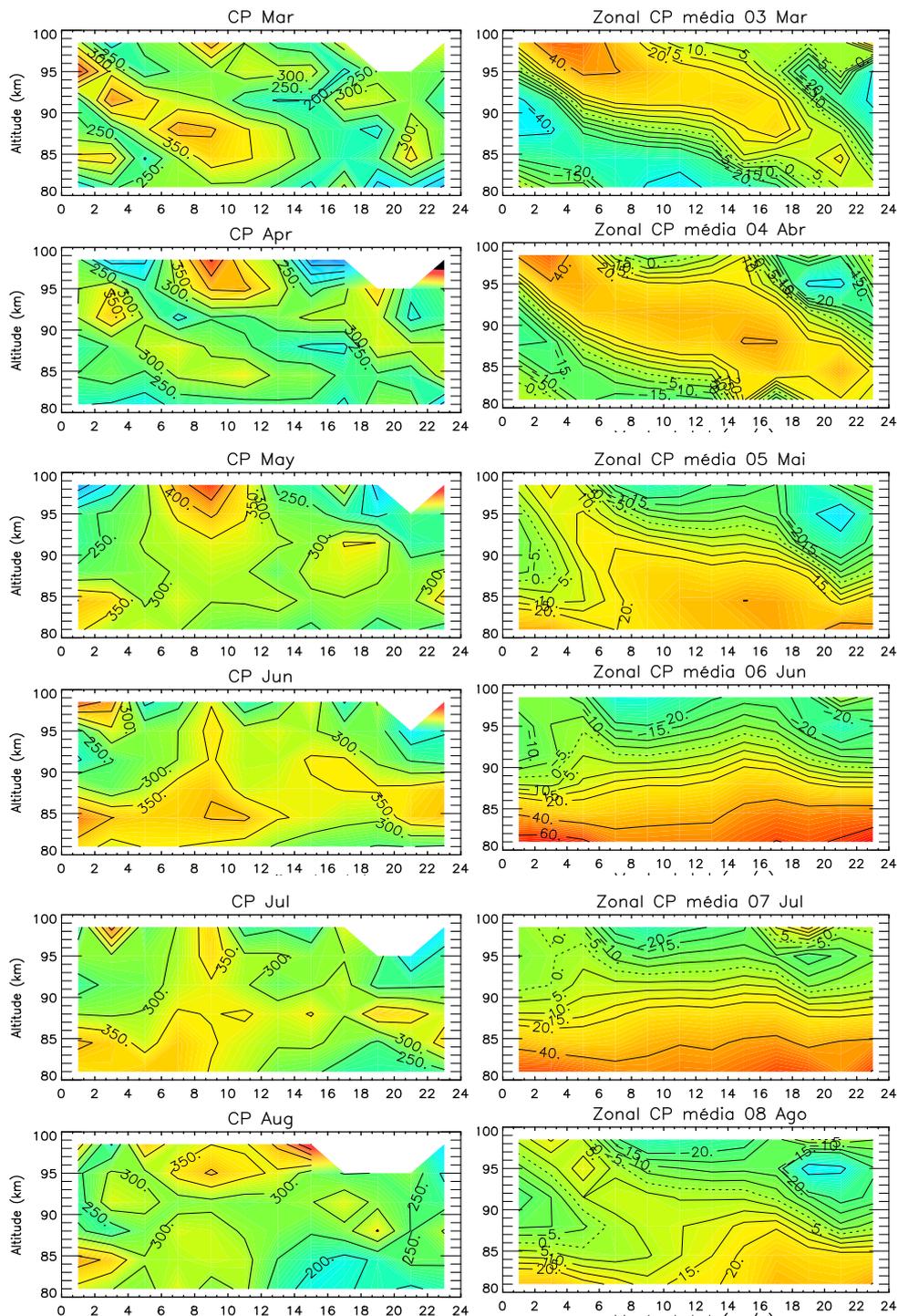


Figura 4.9 – Continuação. (Continua)

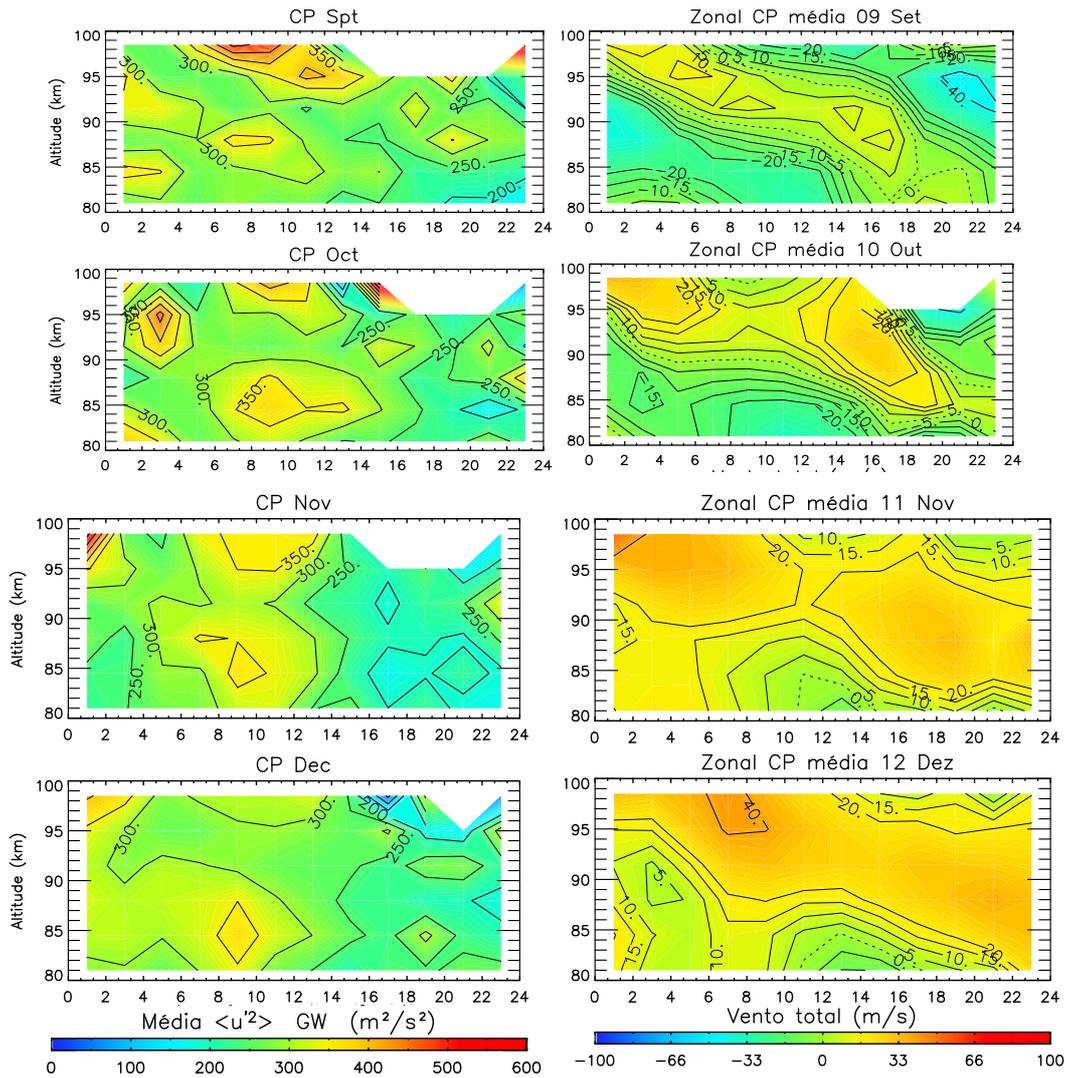


Figura 4.9 – Conclusão.

Na Figura 4.10 é mostrada a componente meridional da variância, lado esquerdo, e do vento, lado direito. Novamente é observada variação semidiurna no comportamento médio da variância, isso é notado nos meses de fevereiro, março abril e setembro. Igualmente para esses meses é observado que os picos de intensidade da variância acompanham a linha onde o vento é nulo, ou melhor aonde o cisalhamento do vento é mais intenso. A variação diurna com máximo em torno de 8-10 horas é observada nos meses de maio, junho, julho, agosto, outubro, novembro e dezembro. Nesses meses, não é observado que o pico da variância seja acompanhado por cisalhamento do vento.

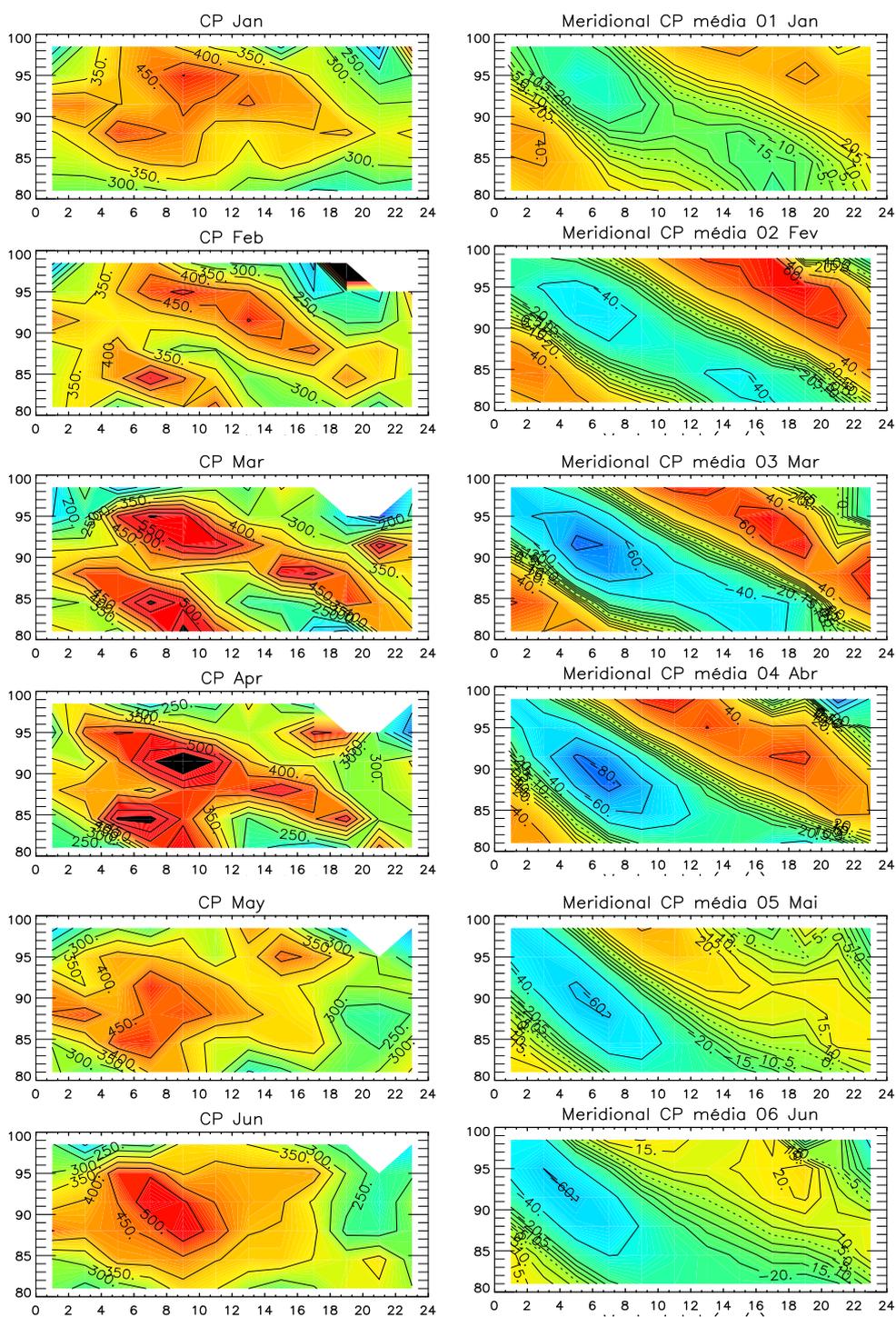


Figura 4.10 - Componente meridional da variância (esquerda) e do vento total (direita) das medias sobre todos os dados de Cachoeira Paulista.

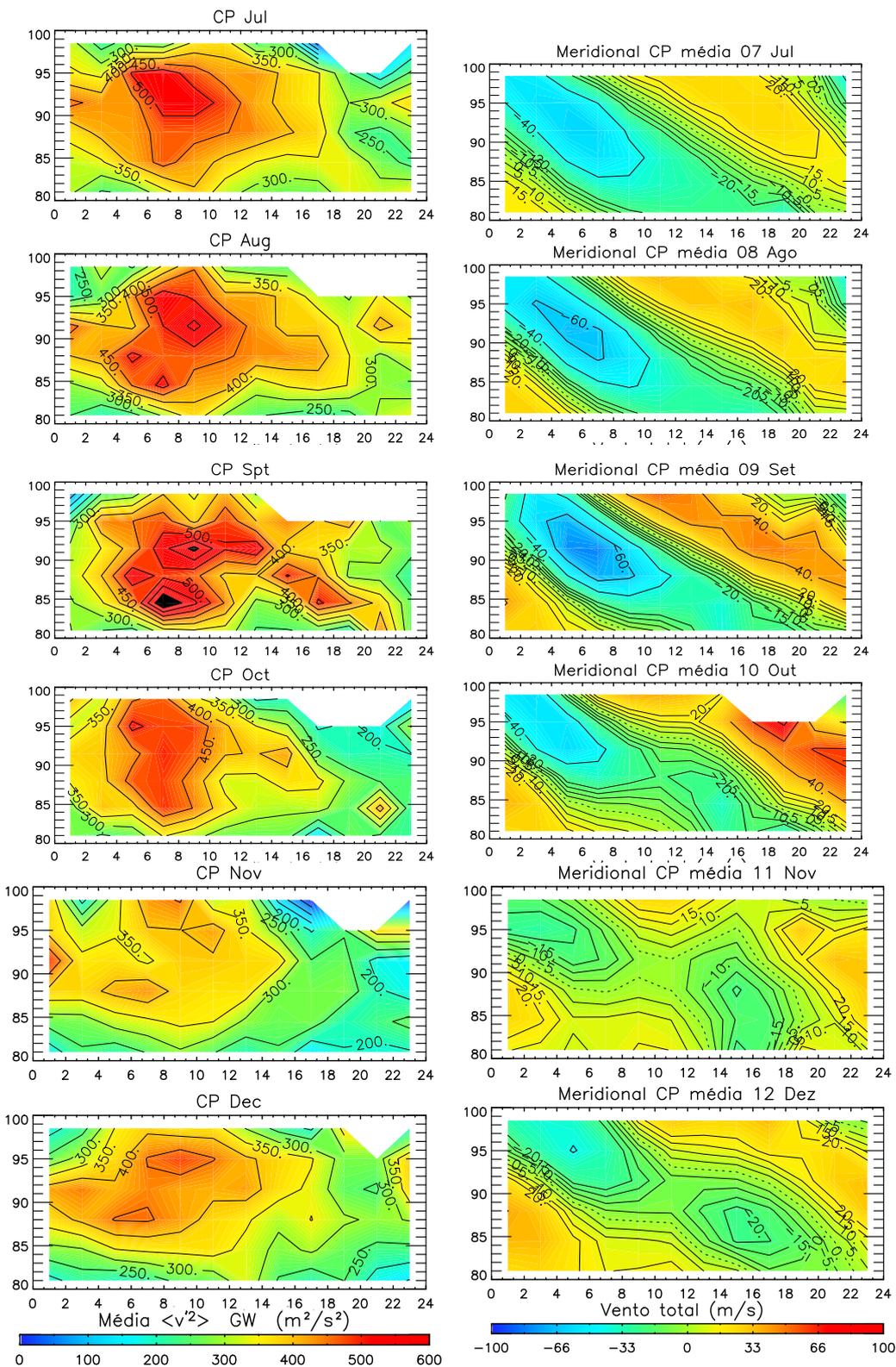


Figura 4.10 – Conclusão.

Comparando as Figuras 4.9 e 4.10 pode-se notar que as amplitudes da componente meridional da variância são maiores que as da componente zonal. Isso é observado também para São João do Cariri, Figuras 4.7 e 4.8.

4.1.2.3 Santa Maria

Na Figura 4.11 é apresentada a componente zonal da variância, lado esquerdo, e do vento total, lado direito, para a média de cada intervalo de altura e tempo ao longo dos anos de 2005 a 2009 em Santa Maria (SM). Foi decidido não utilizar os dados de janeiro 2005, uma vez que haviam poucos dias de dados para se avaliar uma média mensal.

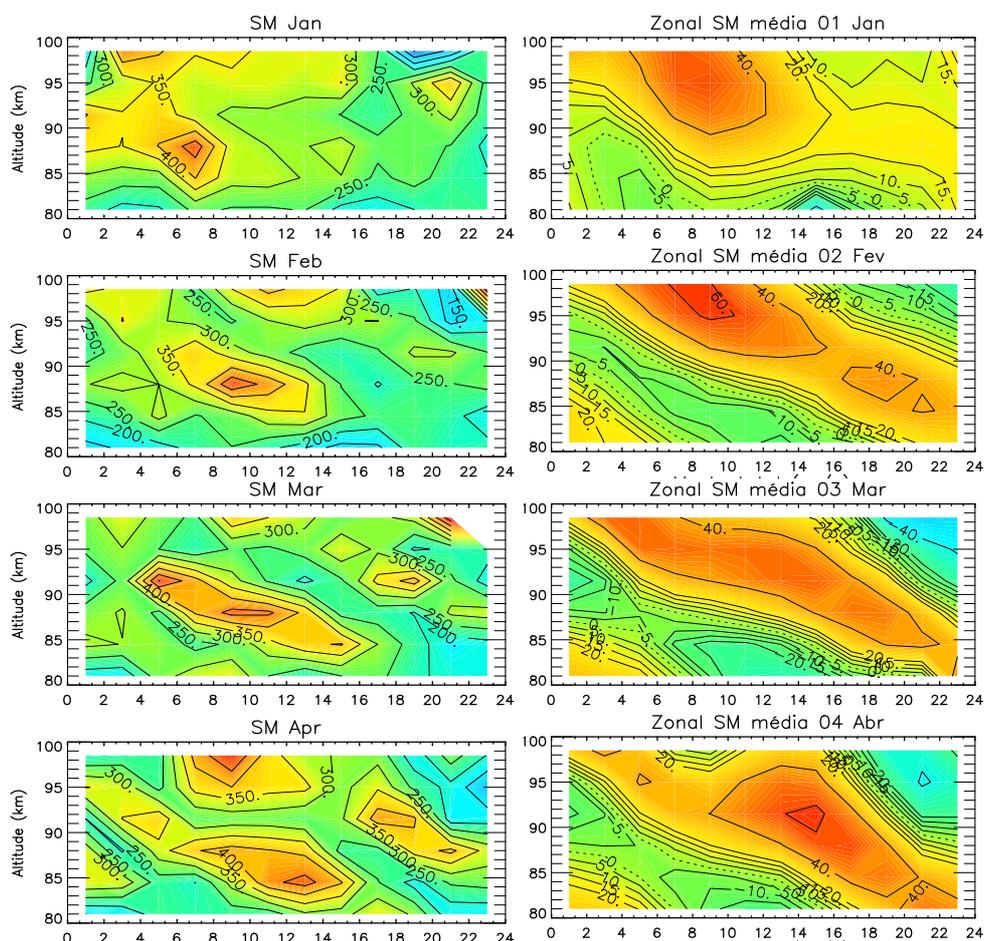


Figura 4.11 – Componente zonal da variância (esquerda) e do vento total (direita) das medias sobre todos os dados de Santa Maria. (Continua)

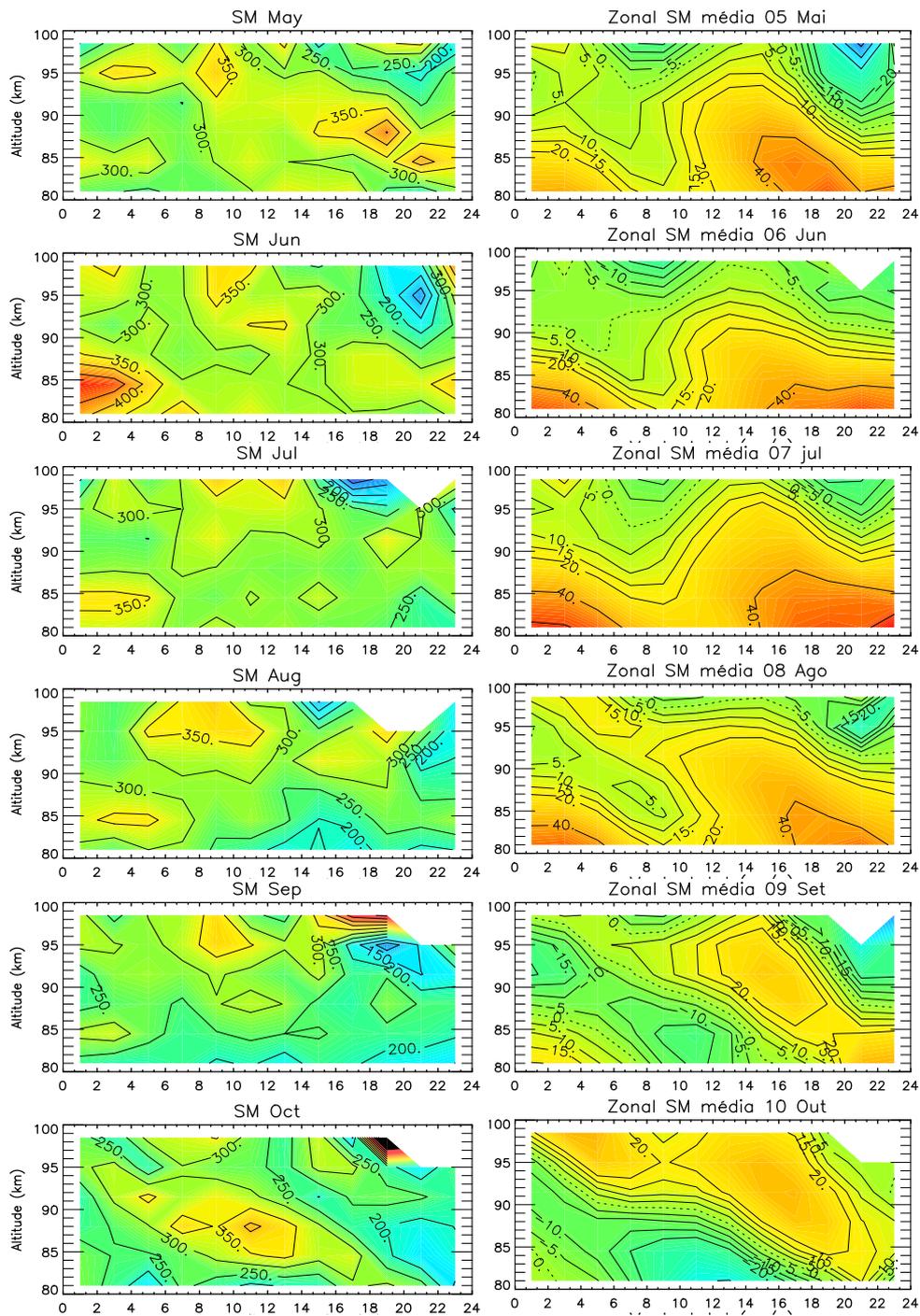


Figura 4.11 – Continuação. (continua)

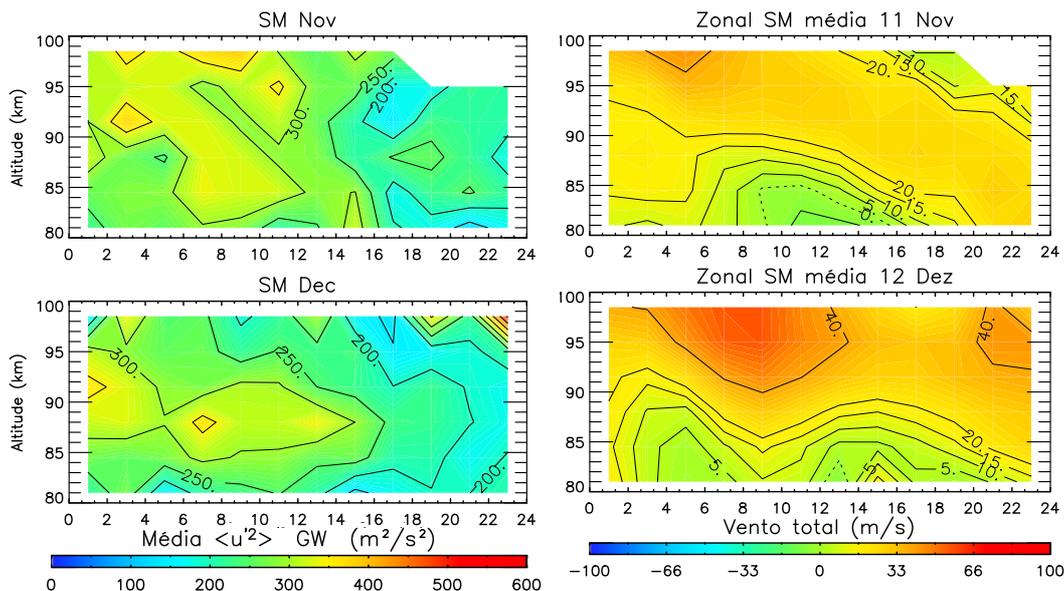


Figura 4.11 – Conclusão.

Nota-se comportamento semidiurno com propagação de fase em altura, nos meses de fevereiro, março e abril. No mês de outubro há uma aparente modulação diurna também com propagação de fase em altura. Para esses casos observa-se que o máximo da variância acompanha a linha indicativa de vento nulo. Nos meses de janeiro e novembro é observado comportamento diurno da amplitude da variância com um máximo em torno das 8 h, porém, não se observa o acompanhamento do cisalhamento de ventos.

A Figura 4.12 mostra a componente meridional da média da variância, lado esquerdo, e do vento, lado direito, para os anos de 2005 a 2009 em SM. Pode-se notar que o comportamento semidiurno com propagação de fase com altura é observado nos meses de fevereiro e março. Nos meses de maio, setembro e outubro, uma variação semidiurna é observada, mas sem variação de fase com altura. Além disso, nos meses onde não há propagação de fase da variação com altura, não fica evidente o acompanhamento do cisalhamento do vento. Nos meses de janeiro, julho e agosto observam-se modulação diurna com máximo de atividade na primeira metade do dia. Nos demais meses, observa-se aumento da variância com aumento da altura.

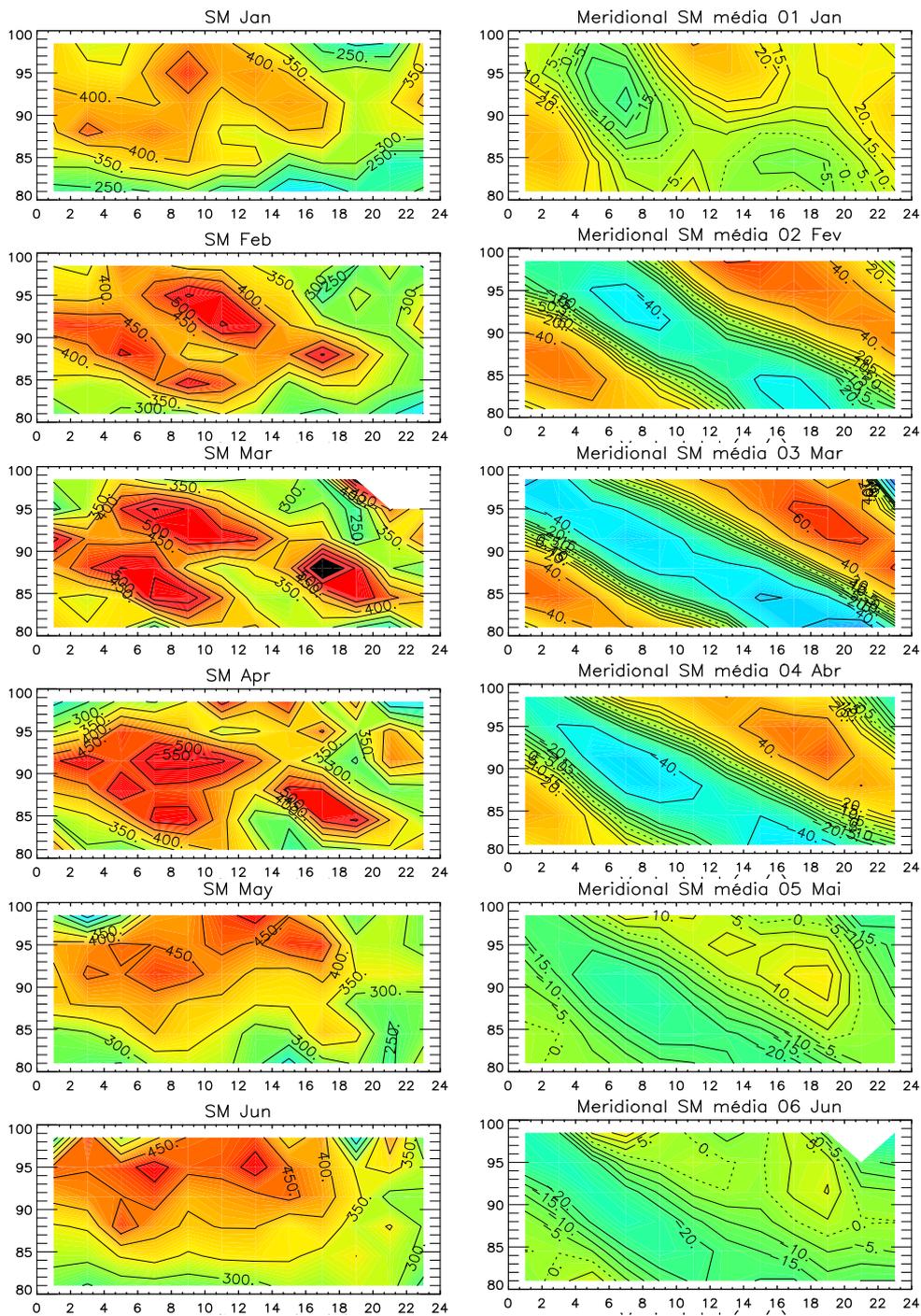


Figura 4.12 – Componente meridional da variância (esquerda) e do vento total (direita) das médias sobre todos os dados de Santa Maria. (Continua)

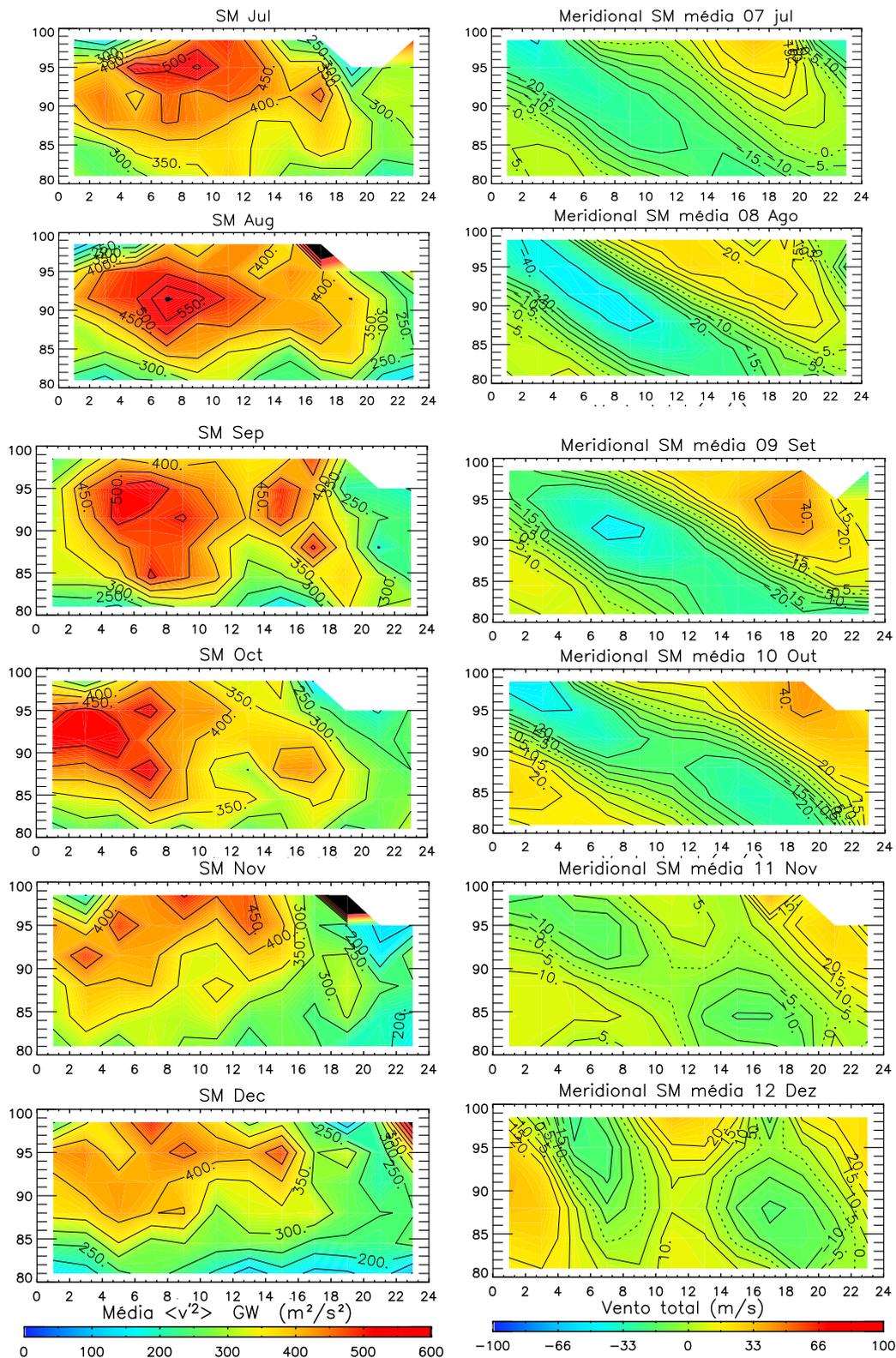


Figura 4.12 – Conclusão.

Comparando das figuras 4.11 e 4.12 fica claro novamente que as amplitudes da componente meridional da variância são maiores que as da componente zonal, concordando com o que foi observado para Cariri e CP. Com relação à latitude a intensidade da variância não parece mudar significativamente. Os valores se mantêm na mesma ordem de grandeza.

4.1.2.4 Tierra Del Fuego

Na Figura 4.13 é mostrada a componente zonal da variância, lado esquerdo, e do vento total, lado direito. A componente zonal da variância para Tierra Del Fuego apresenta comportamento crescente com altura para os meses de março, abril, junho, julho, agosto, setembro, outubro e novembro. Esse comportamento não parece estar ligado ao cisalhamento dos ventos. Nos meses de janeiro, fevereiro, e maio a variância não parece ter um comportamento padrão. O mês de dezembro apresenta um máximo em torno de 90 km que segue o cisalhamento do vento. Além disso, pode-se observar que a atividade de ondas de gravidade parece ser mais intensa nos meses de solstício, ou seja, janeiro, junho, julho, novembro e dezembro.

A Figura 4.14 mostra a componente meridional da variância ($\langle v'v' \rangle$), lado esquerdo, e do vento total, lado direito. Os resultados mostram que $\langle v'v' \rangle$ apresenta um comportamento crescente com a altura para quase todos os meses do ano. Além disso, é observada variabilidade diurna nos meses de março, abril e maio, semidiurna em janeiro, fevereiro e novembro. Nos meses de setembro e outubro pode haver variação semidiurna, mas os máximos não são bem identificados. Já nos meses de junho, julho, agosto e dezembro a intensidade da amplitude é mais forte mostrando maior atividade nesse período, concordando com o observado para a componente zonal.

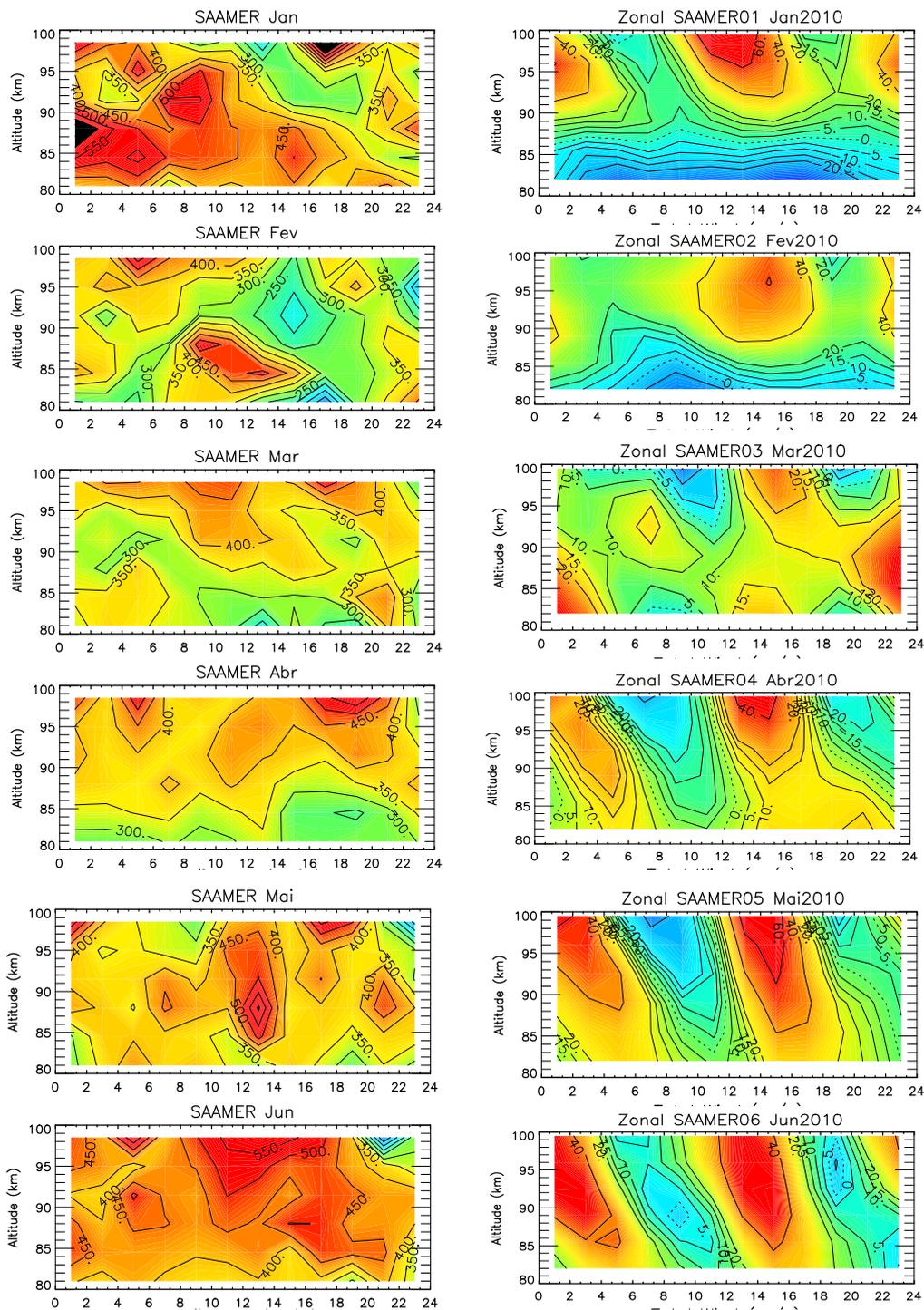


Figura 4.13 – Componente zonal da variância (esquerda) e do vento total (direita) para o ano de 2010 em Tierra Del Fuego, Argentina. (Continua)

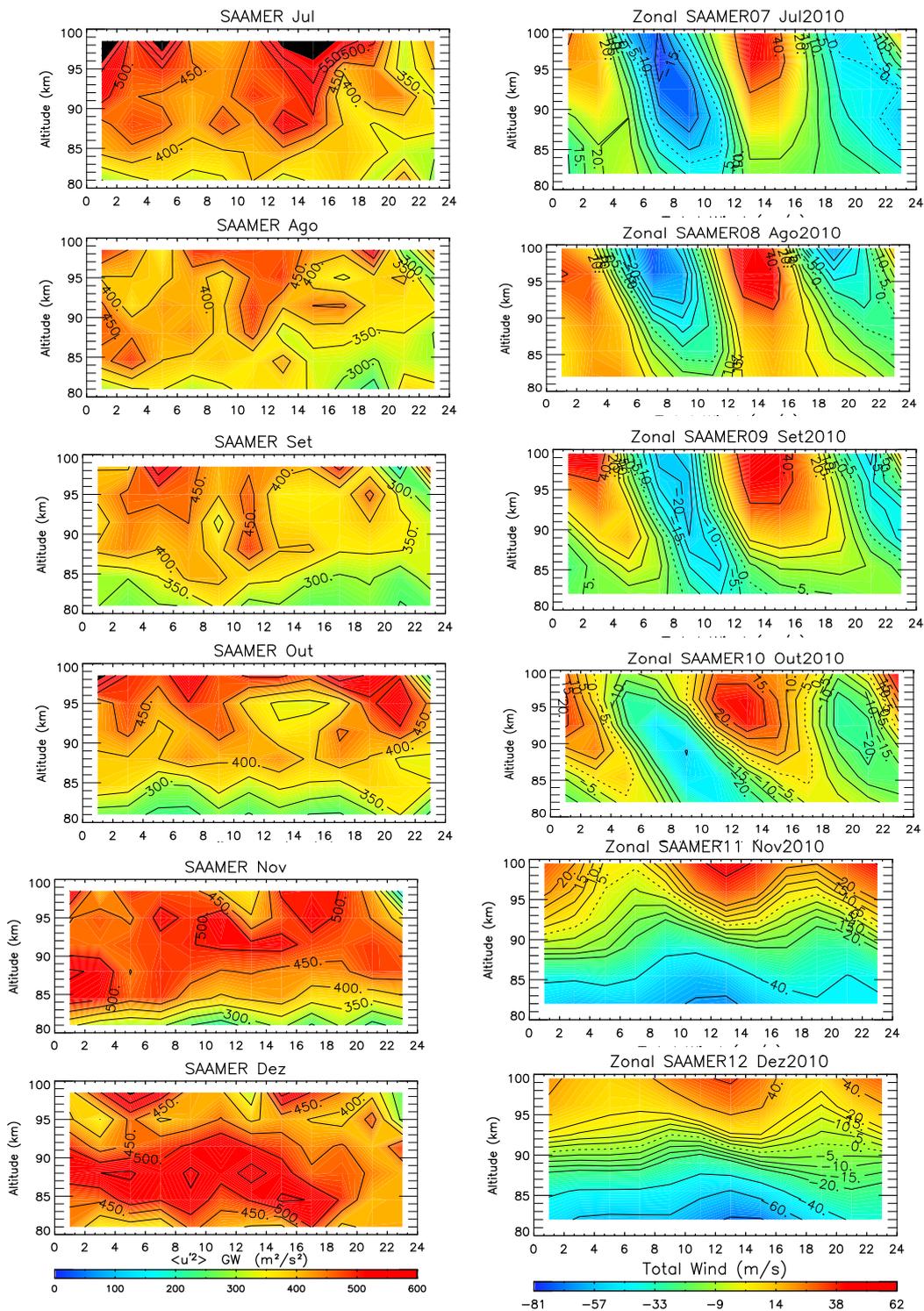


Figura 4.13 – Conclusão.

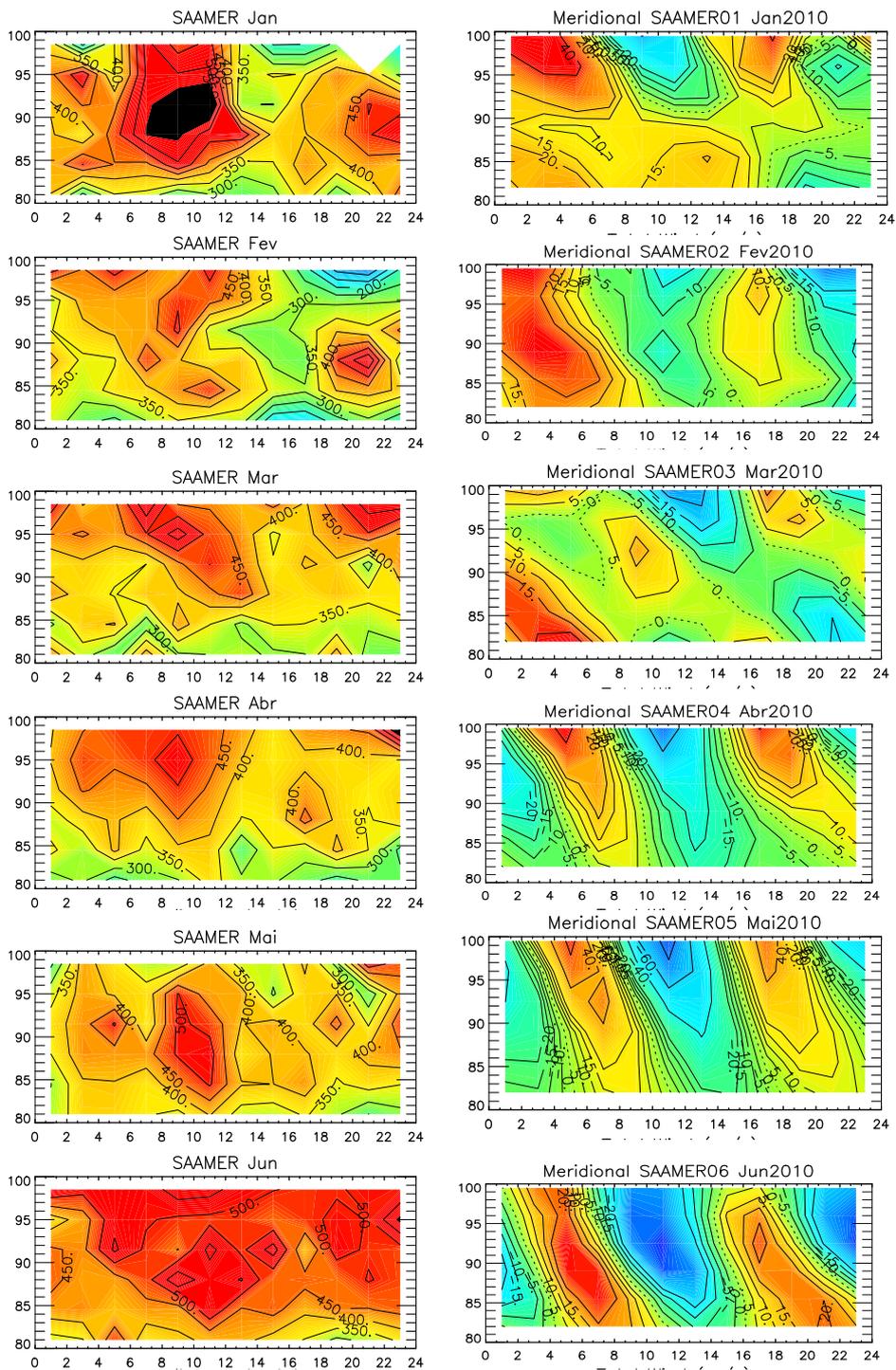


Figura 4.14 – Componente meridional da variância (esquerda) e do vento total (direita) para o ano de 2010 em Tierra Del Fuego, Argentina. (Continua)

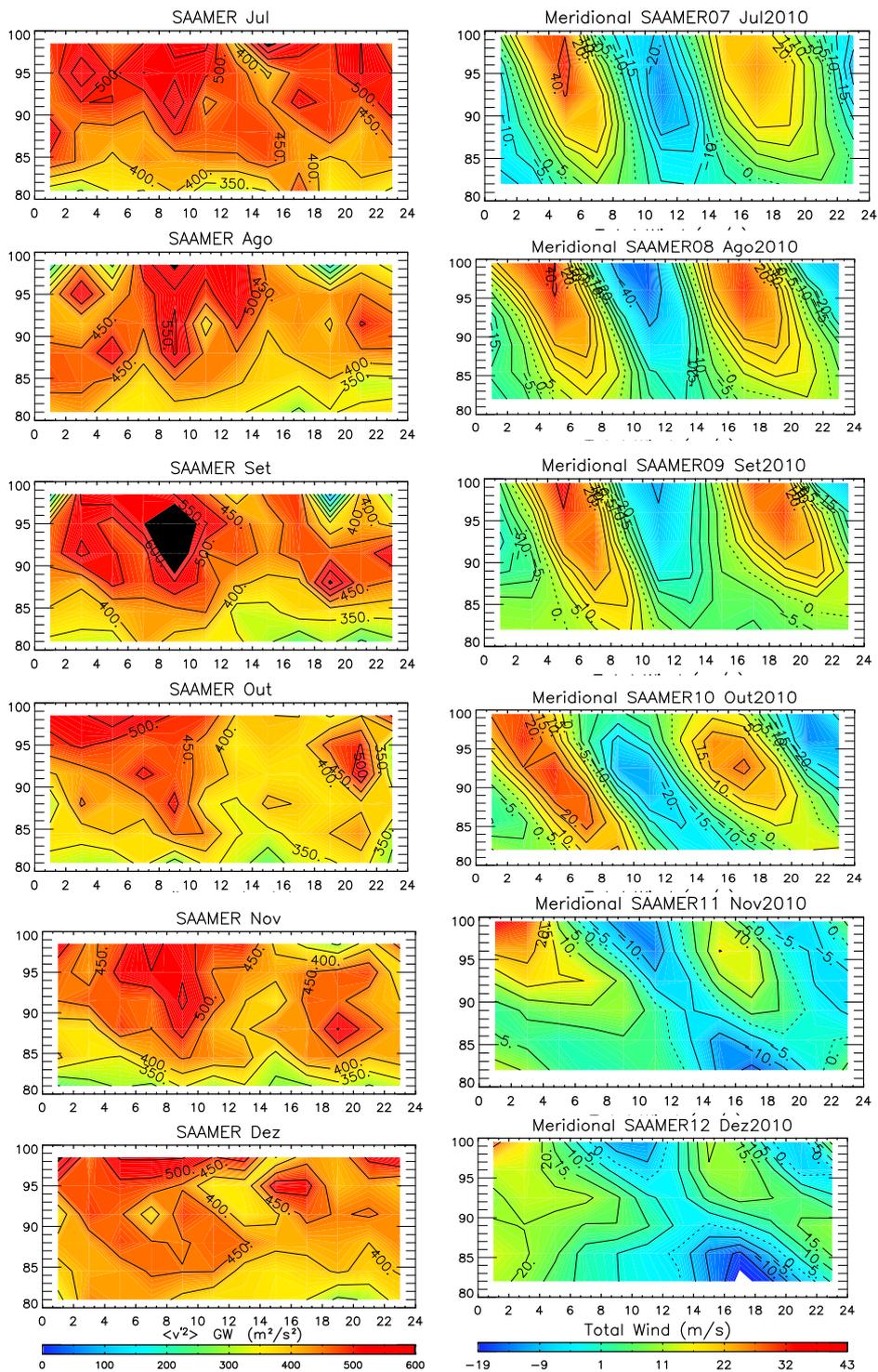


Figura 4.14 – Conclusão.

Diferentemente dos outros locais de observação, Tierra Del Fuego não aparenta ter a componente meridional da variância mais intensa que a zonal,

bem como não há tanta relação entre o cisalhamento de ventos e o aumento na intensidade ou modulação das componentes da variância.

4.1.2.5 Discussão sobre as variações diurnas observadas nas variâncias

Clemesha e Batista (2008) encontraram boa correlação entre o cisalhamento vertical de ventos e a raiz quadrática média (RMS) da flutuação do vento meridional. Os autores sugerem que esse cisalhamento de ventos poderia ser a principal fonte de ondas de gravidade na região MLT. Batista et al. (2004) e Andrioli et al. (2009a) estudaram o comportamento das marés em CP e SM, respectivamente, em ambas as regiões há predomínio das marés de 24 h e 12 h. Com base nesses resultados é possível observar que nos meses onde as amplitudes das marés são mais elevadas, ou seja, nos equinócios, há a modulação das variâncias com propagação de fase em altura.

Modulações similares nos campos de ondas de gravidade foram reportadas por Manson et al. (1998) sobre Saskatoon (52° N), usando o radar MF. Essas modulações foram observadas serem mais fortes e mais frequentes durante o verão, com fraca tendência de modulações durante o inverno e outono. Manson et al. (1998) atribuíram a natureza intermitente das modulações à variabilidade tanto das fontes de ondas de gravidade quanto dos ventos básicos.

A variação diurna observada nas componentes das variâncias em todas as estações brasileiras é similar ao que é apresentado por Venkateswara Rao et al. (2011), porém eles observaram variação diurna com aumento da atividade de ondas de gravidade de curto período entre as 20 h e 07 h local, e acharam boa correlação com a atividade convectiva tropical profunda que nesse período do ano ocorre entre 14 h e 24 h em Pameungpeuk (7,4°S; 107,4°L). Portanto, sugerindo que essa modulação seria um efeito da variação na fonte de geração de ondas de gravidade.

Isler e Fritts (1996) reportaram modulações de períodos de 12, 24, 48 horas e 16 dias nas variâncias sobre o Hawaii (22° N). Eles sugeriram que a variabilidade considerável vista nessas modulações é o resultado das variações nos ventos de fundo e a relativa magnitude das ondas interagindo. Beldon e Mitchell (2010) mostraram uma modulação significativa nos campos de onda de gravidade com períodos da ordem de marés, 12 e 24 h, em Rothera, Antarctica (68° S, 68° O). Os autores sugerem que essas modulações são resultados de interações entre marés e ondas de gravidade de alta frequência. Entretanto, a análise realizada por Beldon e Mitchell (2010) é muito mais simples que a de Hocking (2005). A variância é inferida sobre a velocidade radial dos ecos dos meteoros. Eles não fazem nenhuma separação em componentes das variâncias.

Kovalam et al. (2006) observaram modulação diurna com máximos durante a manhã e mínimos no pôr-do-sol para a variância de ondas de gravidade sobre Christmas Island (2° N; 157° O). Através de simulações, os autores atribuíram essa modulação na variância à uma interação complexa entre as ondas de gravidade e ventos e temperaturas que são induzidos pela maré diurna.

As marés atmosféricas tanto de 24 h quanto de 12 h são esperadas ter efeito significativo nos campos das ondas de gravidade na MLT. A velocidade dos ventos associados com as marés é parecida com a velocidade de fase das ondas de gravidade e isso irá promover interações (veja: MANSON et al., 1998; ESPY et al., 2004; HALL et al., 2006). Thayaparan et al. (1995) apresentaram evidências da modulação em período de 24 h durante 4 dias de intervalo de dados durante o inverno e verão sobre London, Canadá (52° N). Eles concluíram que ondas de gravidade com períodos menores que 2 h podem modular significativamente as amplitudes das marés e reciprocamente, as ondas de gravidade podem ser moduladas pelas marés.

Uma possível explicação à modulação dos campos de ondas de gravidade em períodos coincidentes aos de marés atmosféricas têm sido proposta, entre

outros autores (WALTERSCHEID, 1981; THAYAPARAN et al., 1995; MANSON et al., 1998). Eles sugeriram os ventos de marés agindo nos campos de ondas de gravidade como mecanismo fonte para essas modulações. Os campos de ondas de gravidade são filtrados através dos ventos médios conforme eles ascendem para a MLT. Isso resulta em uma distribuição assimétrica da velocidade de fase das ondas de gravidade que atingem a MLT o que então influencia os ventos de marés locais para produzir a modulação.

O mecanismo proposto por esses autores é o seguinte: um nível crítico ocorre sempre que uma onda encontra uma componente de outro vento na mesma direção de propagação da onda e com velocidade igual à velocidade de fase da onda. Uma onda se dissipa quando sujeita a tal nível crítico. Durante o verão, ondas com velocidade de fase para oeste irão encontrar um nível crítico na direção oeste do vento médio zonal em alturas abaixo de ~75 km. Em um verão típico, isto irá remover qualquer onda dos campos de ondas de gravidade com velocidade de fase para oeste de até ~60 m/s. Assumindo uma distribuição gaussiana das velocidades de fase das ondas de gravidade quando geradas na troposfera, isso resultaria em uma assimetria da distribuição das velocidades de fase de ondas de gravidade dominadas por ondas com velocidade de fase para leste. Uma representação esquemática desse mecanismo é dada em Thayaparan et al. (1995).

Como resultado, as filtrações por níveis críticos impostas por marés na MLT no verão, irão ocorrer somente quando os ventos de marés mesosféricos estão soprando para leste (e.g. TAYLOR et al., 1993). Isso é porque não há ondas de gravidade com baixa velocidade de fase para oeste atingindo a MLT, assim, nenhum nível-crítico será confrontado aqui. Isso irá resultar desse modo, um aumento da atividade de ondas de gravidade quando os ventos de marés são para oeste. O resultado é a modulação da atividade de ondas de gravidade em períodos das marés e uma relação entre a fase das marés e a modulação da variância.

Um argumento parecido pode ser usado para produzir uma modulação com período de marés para o inverno, mas um aumento da atividade de ondas de gravidade irá ocorrer quando os ventos das marés são para leste. Por essa razão, no inverno, máximos na variância de ondas de gravidade ocorrerão quando o vento das marés for para leste.

Esse argumento também se aplica para condições de equinócio. Entretanto, durante o equinócio os campos de ondas de gravidade atingem a mesosfera talvez de forma mais isotrópica porque os ventos de fundo na média atmosfera são mais fracos.

Da mesma forma que a criação dos níveis críticos, a variação dos ventos zonais também afetam as amplitudes das ondas de gravidade saturadas (veja: THAYAPARAN et al., 1995; FRITTS e ALEXANDER, 2003). Esse mecanismo age nos campos locais de ondas de gravidade, assumindo que a maioria das ondas de gravidade de alta frequência são saturadas nas alturas observadas, a máxima amplitude que uma onda saturada pode atingir, u'_{\max} , é limitada pela velocidade de fase intrínseca da onda $(\bar{u} - c)$, onde \bar{u} é a componente do vento de fundo na direção de propagação da onda, e c é a velocidade de fase da onda (a velocidade de fase intrínseca é a que é medida com relação ao fluxo médio). Note que o vento de fundo é composto pela superposição do vento médio, marés e ondas de baixa-frequência. Portanto, mudanças nas marés irão resultar em uma mudança no vento de fundo, e assim afetando amplitude máxima que a ondas de gravidade pode atingir (THAYAPARAN et al. 1995; ISLER e FRITTS, 1996; MANSON et al., 2003). No verão, isso irá resultar em um máximo nas possíveis amplitudes de ondas saturadas, e conseqüentemente a variância, quando o vento de fundo é para oeste e assim $(\bar{u} - c)$ tem valores altos. Da mesma forma, no inverno o máximo nas possíveis amplitudes para as ondas irão corresponder ao tempo onde há máximo de ventos para leste.

Esses mecanismos preveem uma relação entre a fase das marés e a fase da modulação das variâncias das ondas de gravidade. No verão, o máximo na variância irá corresponder ao máximo dos ventos para oeste. No inverno, o máximo na variância irá corresponder ao vento para leste. Isso indica que as series temporais do vento zonal e as variâncias estarão em fase no inverno e em antifase no verão.

Tentando utilizar esse mecanismo para analisar o que foi observado em Cariri, Figura 4.7, nos meses de verão (dezembro, janeiro e fevereiro) era de se esperar que os máximos da variância coincidissem com os ventos zonais soprando para oeste (negativos), porém, isso não é verdade para nenhum dos meses. Em janeiro, por exemplo, o vento zonal somente é positivo acima de 85 km entre as 6 e 12 h. Então era esperado que a variância nesse período fosse mínima, o que é observado o contrário. Para os mesmos meses em CP, o mecanismo seria apropriado para explicar somente o que acontece em janeiro, onde o máximo da variância ocorre por volta das 4 h em torno de 90 km. Porém, não é útil para explicar as demais modulações observadas em fevereiro e dezembro, bem como para SM. Esse mecanismo não consegue explicar as modulações da maioria dos casos observados. Sendo assim, esses mecanismos não são suficientes para explicar o que foi observado nos resultados apresentados anteriormente.

Um mecanismo alternativo que pode produzir modulações nos campos de ondas de gravidade nas frequências das marés foi proposto por Preusse et al. (2001). Eles sugeriram que variações em N^2 (frequência de flutuação) resultante da modulação por marés no perfil de temperatura, poderiam afetar a propagação das ondas de gravidade. A amplitude limite para saturação da onda é afetada pela frequência de flutuação. A variância máxima que pode ser atingida é aproximadamente igual a $N^2/2m^2$, onde m é o número de onda vertical (Eckermann, 1995). Assim, um decréscimo em N^2 , imposto pela modulação devido às marés, irá resultar em um máximo menor da variância de saturação e assim uma modulação da variância de ondas de gravidade na frequência das

marés. Instabilidades convectivas são mais prováveis de se formar em regiões de baixos valores de N^2 , conseqüentemente ondas de gravidade são mais prováveis de quebra se há presença de regiões de instabilidade, reduzindo a variância de ondas de gravidade.

Esse mecanismo não apresenta relação entre a fase da maré com a fase dos máximos das modulações. Porém, uma vez que há o radar de laser operando em São José dos Campos, há possibilidade do cálculo de N^2 . A Figura 4.15 mostra a média dos valores de N^2 para cada estação do ano.

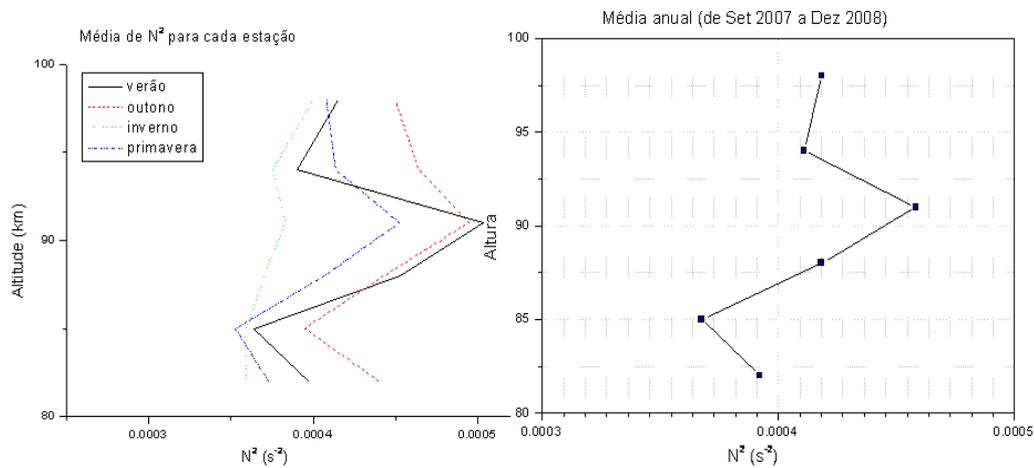


Figura 4.15 – Médias sazonais da frequência de flutuação, N^2 , calculada a partir dos dados do Lidar para São José dos Campos.

Pode ser observado dessa figura que N^2 é maior nos equinócios que no inverno e verão. É possível observar ainda, que a curva para o verão é maior que nas outras estações em torno de 90 km. Por outro lado, é bom lembrar que os dados do Lidar durante o verão não são muito bons principalmente devido às más condições de clima. Assim, é preciso lembrar disso ao observar esse máximo. Gardner e Lliu (2007) também usaram esse mesmo mecanismo e atribuíram a variação na estrutura vertical da variância na temperatura à variação da distribuição de N^2 . Eles sugeriram que há maior dissipação onde N^2 é pequeno, e menor dissipação onde N^2 é maior. Desde que, a figura mostra que nos equinócios N^2 é maior, isso significa que nos equinócios ocorreria

menor dissipação de ondas de gravidade e isso poderia ajudar explicar variâncias mais fortes nos equinócios. Além disso, o lado direito da figura, mostra a média anual de N^2 em função da altura, onde pode ser observado o aumento de N^2 em 85 até o máximo em 90 km, com um decréscimo acima desta. Esse comportamento de N^2 acima de 85 km está em boa concordância com os resultados apresentados por Yang et al. (2010); Gardner et al (2002, Fig 1b); Gardner e Liu (2007). Isso sugere que em média os máximos da variância devem ocorrer em torno de 90 km. O que não é muito claro nos resultados apresentados acima.

4.2 Comportamento médio anual em várias latitudes

Com o objetivo de estudar o comportamento anual da atividade de ondas de gravidade em várias latitudes, foram realizadas médias mensais das medidas de variância e fluxo de momento e construídos os gráficos dessas médias ao longo do ano. Na Figura 4.16 são apresentadas as componentes da variância para as três estações brasileiras de radar meteórico e mais o radar de Tierra Del Fuego. Os dados dos radares brasileiros são apresentados em médias sob todo o período de dados disponíveis para cada um dos respectivos instrumentos. O que significa dizer que as figuras apresentadas são representativas da atividade média de Ondas de gravidade. Já para o radar de Tierra Del Fuego é apresentado somente o ano de 2010.

Pode-se observar a partir da Figura 4.16 que as variâncias meridionais, $\langle v'v' \rangle$ lado direito da figura, são sempre mais fortes que as zonais nos três radares brasileiros que estão localizados em baixas e média-baixa latitudes. O mesmo não é observado em Tierra Del Fuego, latitude média-alta, onde as componentes apresentam valores aproximados. Comparando-se as diferentes latitudes, observa-se que o SAAMER apresenta maior variância tanto na componente zonal quanto na meridional. Isso é uma indicação de maior atividade de ondas de gravidade na região de Tierra Del Fuego, quando comparado às outras latitudes. Pesquisas recentes em dinâmica da média e

alta atmosfera utilizando dados do satélite CRISTA (ERN et al., 2004), apontam a região sul da America do Sul e parte da Antártica como sendo um “hot spot” de atividade de ondas de gravidade. Segundo Fritts et al. (2010b), esse foi o principal motivo da instalação do radar SAAMER.

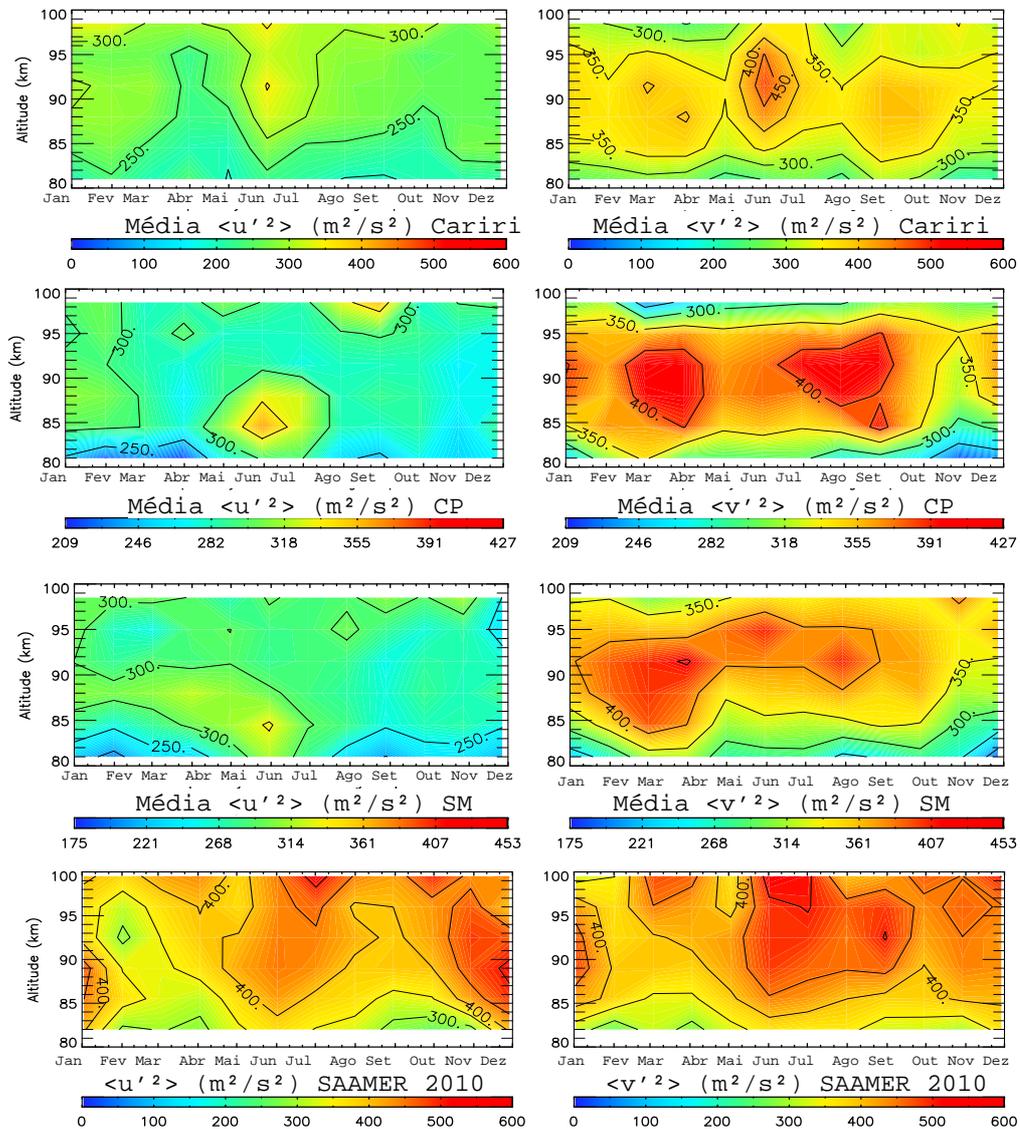


Figura 4.16 – Componentes zonal (esquerda) e meridional (direita) da variância ao longo do ano, para São João do Cariri (cariri), Cachoeira Paulista (CP), Santa Maria (SM) e Tierra Del Fuego (SAAMER).

É possível observar ainda que em Cariri a componente zonal da variância tem um comportamento crescente com a altura ao longo de todo o ano, enquanto que a componente meridional aparenta ser máxima em torno de 90 km. Esse

mesmo comportamento da componente meridional é também observado em CP e SM. Lembrando-se do gráfico da média de N^2 com altura, Figura 4.15, isso está em boa concordância com o mecanismo de menor dissipação de ondas de gravidade onde N^2 é maior. Para a componente zonal é observado um comportamento médio crescente com a altura para a maior parte do ano em CP, SM e SAAMER, concordando com o observado em Cariri. O comportamento crescente com a altura é também observado na componente $\langle v'v' \rangle$ do SAAMER. Observando as variações sazonais, é difícil dizer se há ou não variações semi-anuais e anuais. Então, na Seção 4.3 serão apresentadas as análises espectrais que facilitam essa verificação.

Na Figura 4.17 são apresentadas as médias mensais das componentes do fluxo vertical de momento, zonal ($\langle u'w' \rangle$) no lado esquerdo e meridional ($\langle v'w' \rangle$) no lado direito. Seguindo a mesma análise realizada na variância, os dados dos radares brasileiros são apresentados em médias sob todo o período de observação, e o radar SAAMER somente o ano de 2010. O fluxo de momento é uma grandeza mais delicada de ser medida, já que exige informações da componente vertical da flutuação no vento. A técnica utilizada para medida dessa grandeza é dependente do número de meteoros utilizada da medida. Pelos testes apresentados na Seção 3.3.4, para os radares brasileiros há maior confiabilidade dos resultados entre 89 a 92 km de altura.

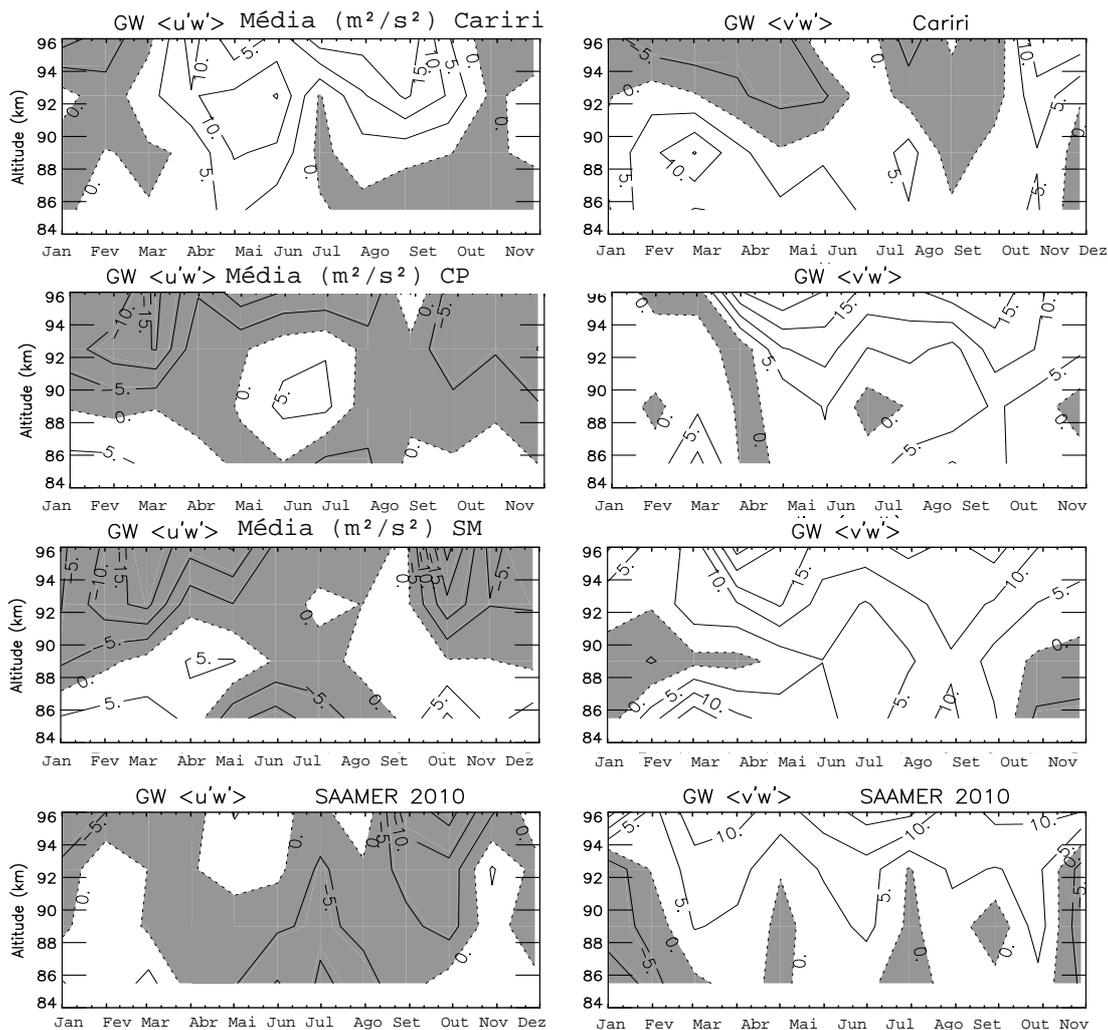


Figura 4.17 - Comportamento sazonal das componentes zonal (esquerda) e meridional (direita) do fluxo de momento. Cada contorno equivale a $5 m^2/s^2$ e a cor cinza representa valores negativos de fluxo e cor branca, positivos.

Analisando o lado direito da Figura 4.17, observa-se que fluxo vertical de momento meridional possui um comportamento bastante semelhante em quase todas as diferentes latitudes, sendo positivo durante quase todo o ano. A estação que mais se diferencia desse comportamento é Cariri nos meses de janeiro a junho e de agosto a outubro, onde se observa uma mudança na direção do fluxo, sendo positivo abaixo e negativo acima de ~ 90 km. Em CP essa componente só apresenta sentido negativo entre abril e maio para todas as faixas de altura. Já em SM observa-se um comportamento diferente somente entre janeiro a março e entre outubro a dezembro, em torno de 90 km a direção do fluxo é negativa. Em Tierra Del Fuego a mesma componente

apresenta sentido negativo somente abaixo de 93 km nos meses de janeiro a março, maio, agosto e dezembro.

A componente zonal do fluxo vertical de momento possui sentido predominantemente negativo durante o ano sendo semelhante nas latitudes de CP, SM e Tierra Del Fuego. Em Cariri a direção do fluxo nos meses de janeiro a março, novembro e, abaixo de 90 km, entre julho e dezembro é para oeste, invertendo o sentido nos demais períodos. Em CP o fluxo é positivo, ou seja, para leste, somente em uma região circular em torno de 90 km, centrada em junho que se estende de maio a agosto, e abaixo de 88 km entre janeiro e abril e entre setembro e dezembro.

Em SM, observa-se um comportamento aproximadamente anual da direção do fluxo, sendo positivo nas seguintes regiões: abaixo de 88 km entre janeiro e abril e entre setembro e dezembro; em todas as faixas de altura no mês de setembro; abaixo de 90 km em abril e entre 88 a 90 km em maio. Para Tierra Del Fuego a direção do fluxo é positiva somente: abaixo de duas curvas semelhantes a gaussianas ambas com picos em 94 km e que se estendem de janeiro a abril e de outubro a dezembro, e acima de 92 km entre abril e junho.

A análise de fluxo de momento na região MLT nunca foi realizada para um conjunto de vários radares. As observações dos fluxos de momento em várias latitudes e comparação entre si são inéditas e de suma importância na compreensão da dinâmica da região. A predominância do fluxo vertical de momento para oeste ou para norte, no caso de momento zonal ou meridional, respectivamente, ao longo do ano em quase todas as latitudes sugere que a direção da propagação de ondas de gravidade seja dominante naquele sentido.

4.3 Estudo das variabilidades da atividade de ondas de gravidade

Para a análise da variabilidade na atividade das ondas de gravidade foi utilizada a ferramenta espectral dos periodogramas de Lomb Scargle. Tanto

para as componentes da variância quanto para as do fluxo de momento o espectro é estudado sobre as médias mensais. Assim, os tipos de variabilidades que serão apresentadas serão sazonais e portanto serão apresentadas somente para as séries mais longas de dados, excluindo-se a análise com o radar de Tierra Del Fuego.

4.3.1 Variabilidade na Variância

Na análise das variâncias os periodogramas são apresentados para várias camadas de altura em cada um dos radares meteorológicos brasileiros. A Figura 4.18 apresenta os periodogramas da componente zonal da variância para os radares de Cariri, CP e SM em diferentes faixas de alturas. A linha verde indica o nível de confiabilidade dos picos espectrais encontrados. Para Cariri e SM foram utilizados níveis de confiança de 90% e de 99% para CP. O nível de confiança pode ser melhor no caso de CP devido à série de dados ser mais longa. É possível observar que há variabilidade com relação à altura em todos os locais. Em Cariri a única periodicidade que atinge o nível de confiança é de 6 meses, ou semianual, ocorrendo em quase todas as faixas de altura. A periodicidade semianual é observada em todos os locais, em CP em várias faixas de altura, mas em SM somente em 96 km. Além disso, ambas as estações de CP e SM apresentam variação anual nas camadas de altura mais baixas. CP ainda apresenta outras periodicidades de ~30 meses em 81 km, e de ~14 e ~20 meses em 98 km.

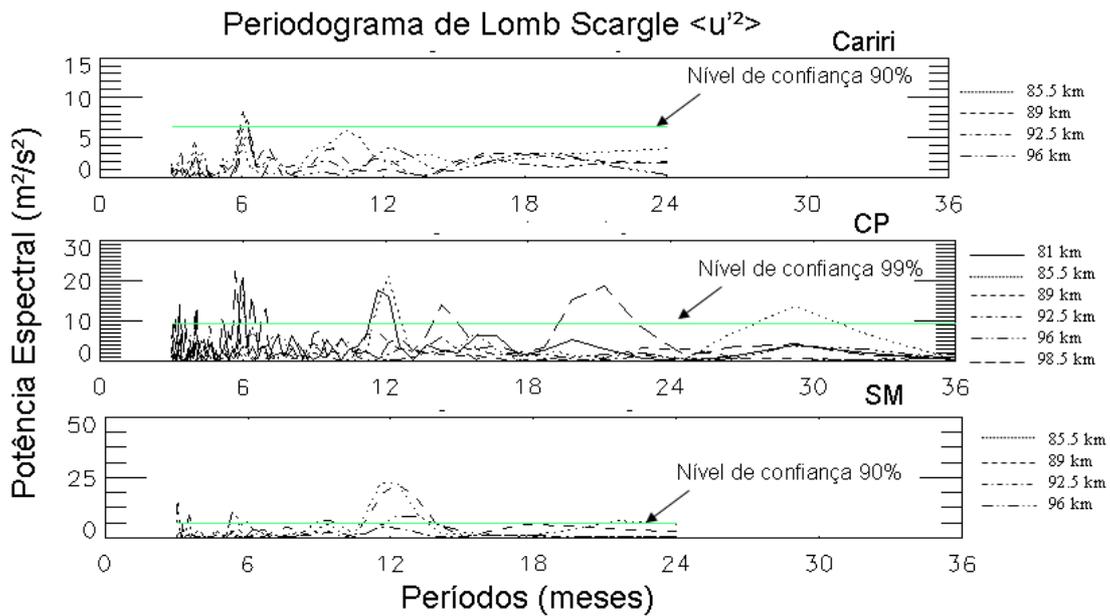


Figura 4.18 – Periodograma das médias mensais da componente zonal da variância para São João do Cariri (cariri), Cachoeira Paulista (CP) e Santa Maria (SM) em diferentes alturas.

A Figura 4.19 apresenta os periodogramas para a componente meridional da variância nas três estações brasileiras de radares meteorológicos em várias camadas de altura. Em Cariri são observadas periodicidades de ~4 meses em 85.5 km e 96 km, essa mesma periodicidade é também observada em CP em 98.5 km. A variação semianual é observada nas três diferentes latitudes, em todas as camadas de altura em CP, e nas alturas mais baixas de Cariri e SM. Além disso, é observada variação anual tanto em CP quanto em SM, essa última apresentando em todas as camadas de altura e CP apenas nas alturas mais baixas. CP ainda apresenta outras periodicidades ao longo prazo em algumas faixas de altura, porém, a largura dos picos é grande não sendo possível a identificação correta do período dessas oscilações.

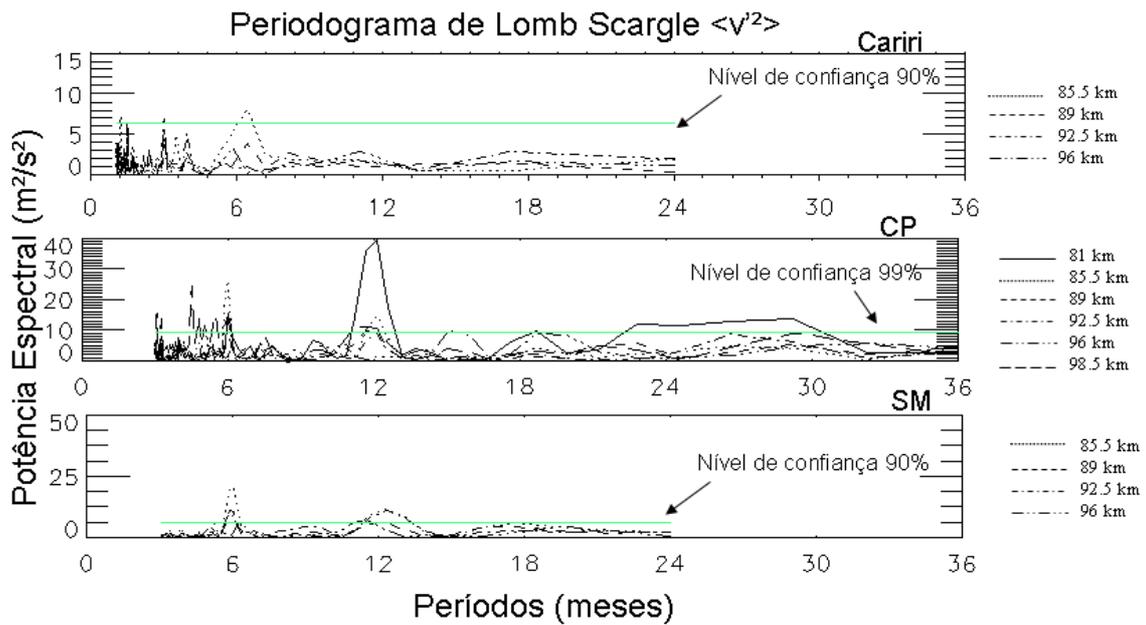


Figura 4.19 – Idem à Figura 4.17, porém para a componente meridional.

Como a amplitude da potência espectral varia com a altura, então foram calculadas as médias em altura das series temporais e os periodogramas, de cada estação são mostrados nas Figuras 4.20 e 4.21. Na Figura 4.20 é apresentado o periodograma da média em altura para a componente zonal da variância. É possível observar um único pico de 12 meses em SM, acima do nível de confiança de 90%. Porém, picos estreitos em 6 meses são observados em CP e Cariri e pico de 4 meses em CP. Já para a componente meridional, Figura 4.21, picos, acima do nível de confiança, são observados somente para CP e SM, ambas apresentando variações anuais e semianuais.

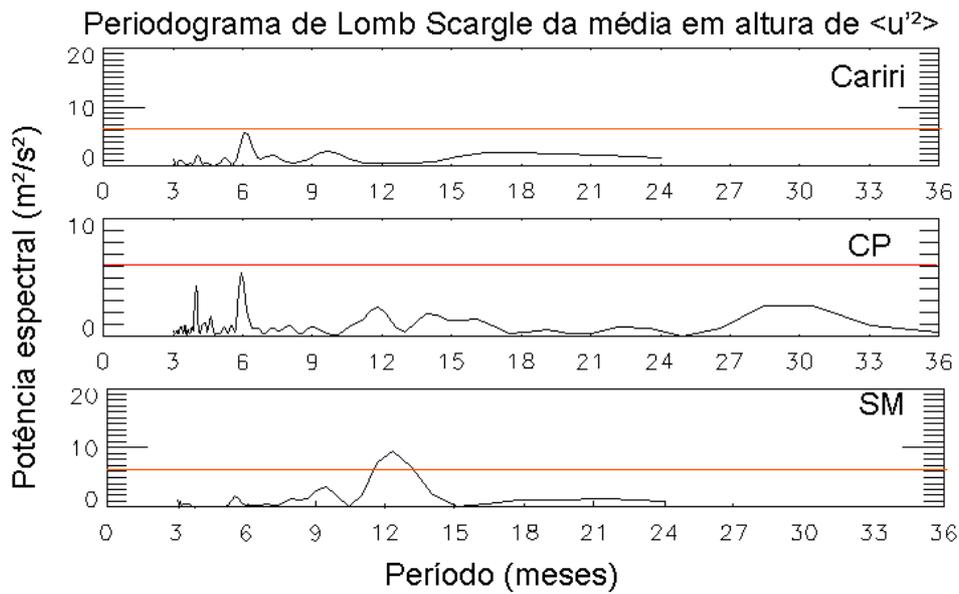


Figura 4.20 – Periodograma para médias mensais das componentes zonal da variância para São João do Cariri, Cachoeira Paulista (CP) e Santa Maria (SM). As linhas vermelha e laranja significam confiança de 90%.

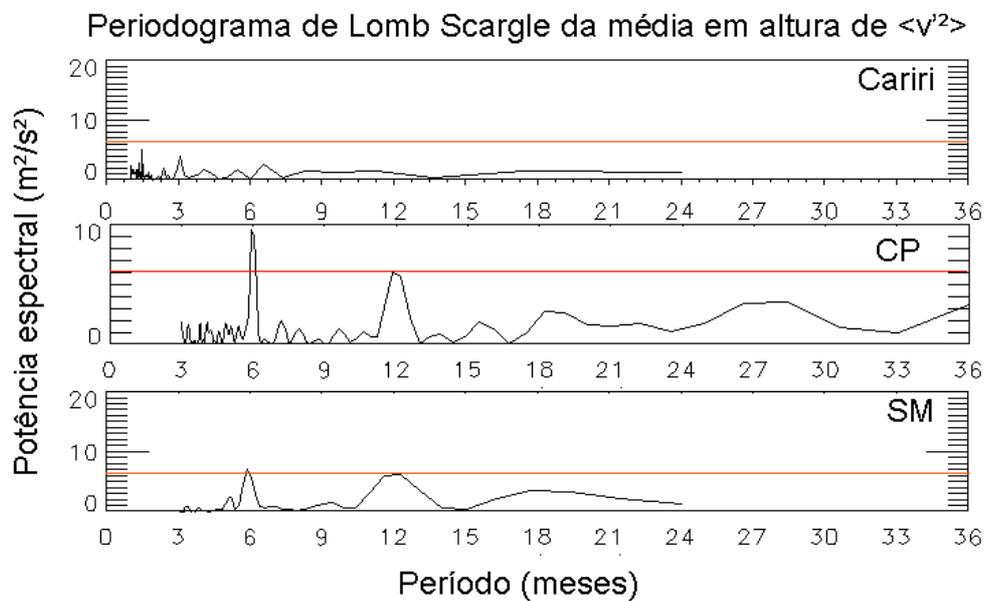


Figura 4.21 – Idem a Figura 4.20, porém, para a componente meridional da variância.

Baseando-se nos periodogramas apresentados acima, foram ajustadas curvas harmônicas sobre as médias mensais de cada componente da variância com o intuito de identificar em quais meses as variâncias apresentam seus máximos de atividade. Embora ambas as componentes da variância não apresentassem

picos acima do nível de confiança em Cariri, foi ajustada uma curva harmônica de 6 meses na componente zonal e 12 meses na componente meridional. Pode-se observar a partir da Figura 4.22 que o máximo da curva harmônica sobre a componente $\langle v'^2 \rangle$ é em abril e sobre a componente $\langle u'^2 \rangle$ em junho e dezembro.

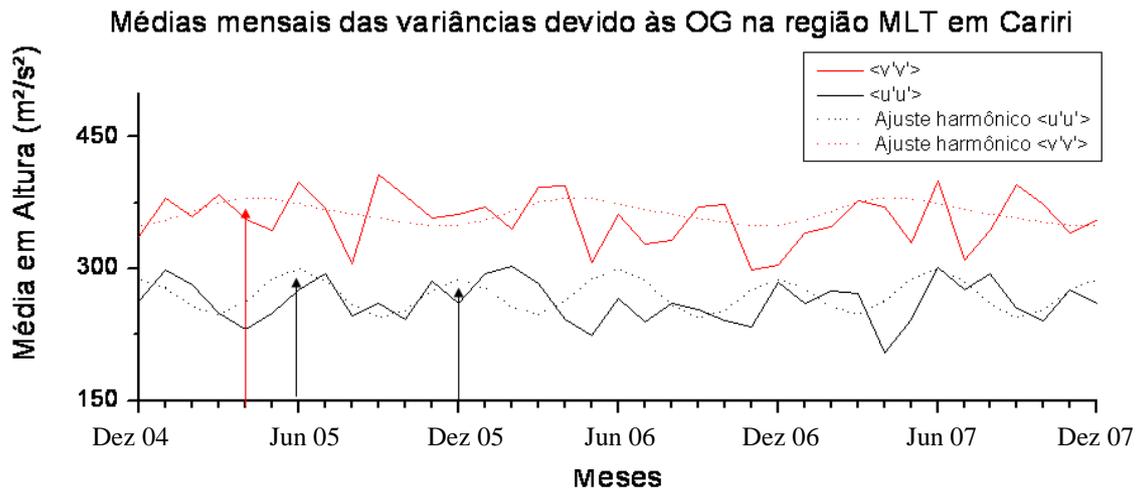


Figura 4.22 – Distribuição das médias mensais das variâncias para São João do Cariri. A linha vermelha representa a componente zonal e a preta, a meridional. Sobre a componente zonal é ajustada uma curva harmônica de 6 meses (linha pontilhada preta) e sobre a meridional, uma curva harmônica de 12 meses (linha pontilhada vermelha).

Tanto para Cachoeira Paulista quanto para Santa Maria foram ajustadas curvas harmônicas da soma da componente de 6 e 12 meses, representando as variações, anual e semianual, observadas. Na Figura 4.23 é apresentada essa análise para CP, e os resultados dos ajustes mostram que a atividade anual é máxima em maio para ambas as componentes, já variação semianual tem máximos em janeiro e junho, para $\langle u'^2 \rangle$, e em março e setembro para $\langle v'^2 \rangle$.

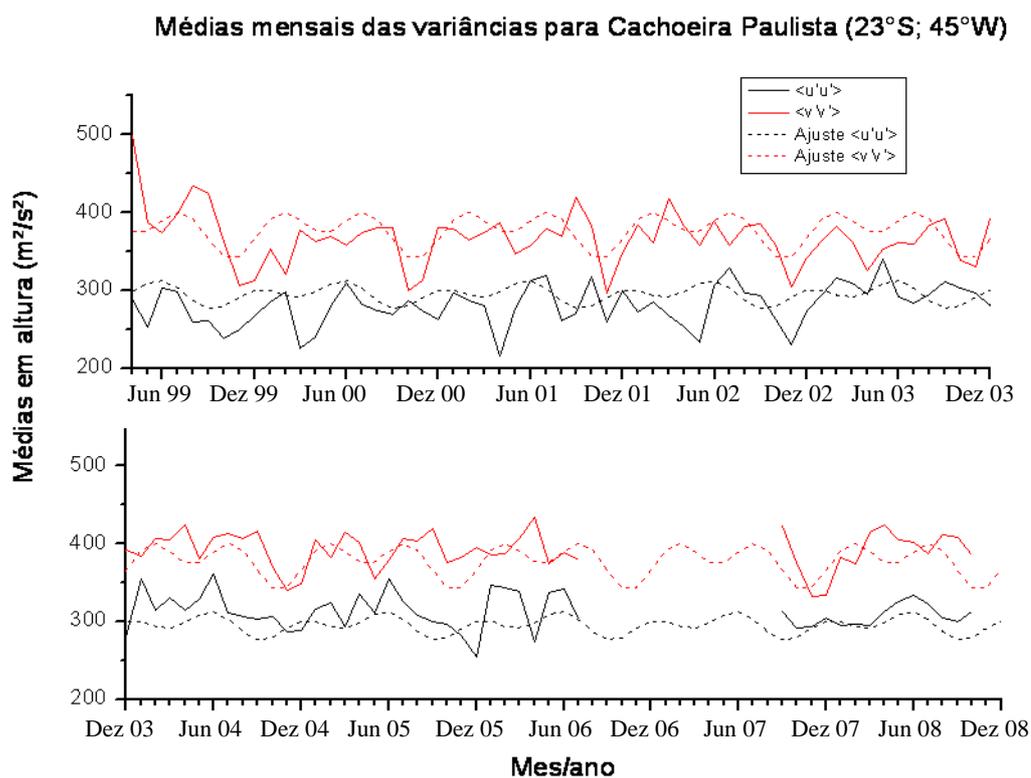


Figura 4.23 – Distribuição das médias mensais das variâncias para Cachoeira Paulista. A linha vermelha representa a componente zonal e a preta, a meridional. Sobre ambas as componentes são ajustas curvas harmônicas da soma de 6 e 12 meses.

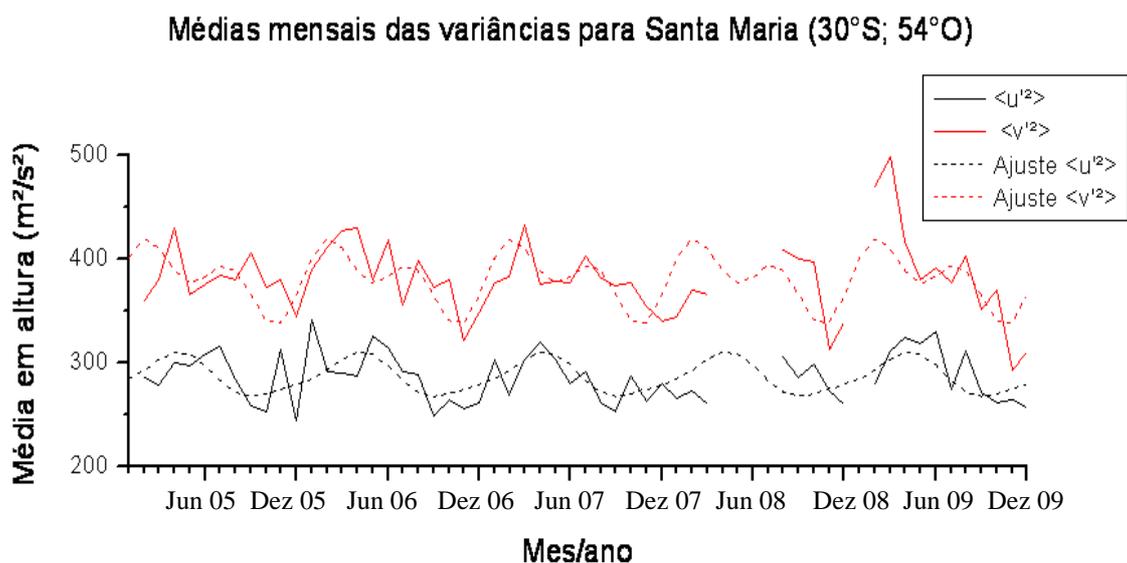


Figura 4.24 – Idem a Figura 4.23, porém, para Santa Maria.

Em SM, Figura 4.24, tanto a componente zonal quanto a meridional possuem atividade anual com máximo em abril. Já a atividade semianual da componente zonal, linha preta, tem máximos em maio e novembro. Por outro lado, a oscilação semianual da componente meridional, linha vermelha, tem máximos em fevereiro e agosto.

4.3.2 Variabilidade no Fluxo de Momento

No estudo da variabilidade utilizando os valores dos fluxos de momento foram utilizadas apenas as faixas de altura para as quais se tem maior confiabilidade, 89 (linha tracejada) e 92,5 (linha com traço e ponto) km. Da mesma forma que na análise sobre a variância, o periodograma de Lomb Scargle foi utilizado na análise espectral de cada componente em cada estação de radar durante todo o período de observação respectivo de cada sitio.

As Figuras 4.25 e 4.26 apresentam os espectros de potência para as componentes zonal e meridional, respectivamente, do fluxo de momento para São João do Cariri. O painel superior mostra o periodograma da média das duas alturas utilizadas na análise e mostradas no painel inferior. A componente $\langle u'w' \rangle$ apresenta periodicidade de 12 meses acima do nível de confiança para a média em altura. Pode ser observado a partir do painel inferior que essa periodicidade é variável com relação à altura sendo mais intensa em 92,5 km.

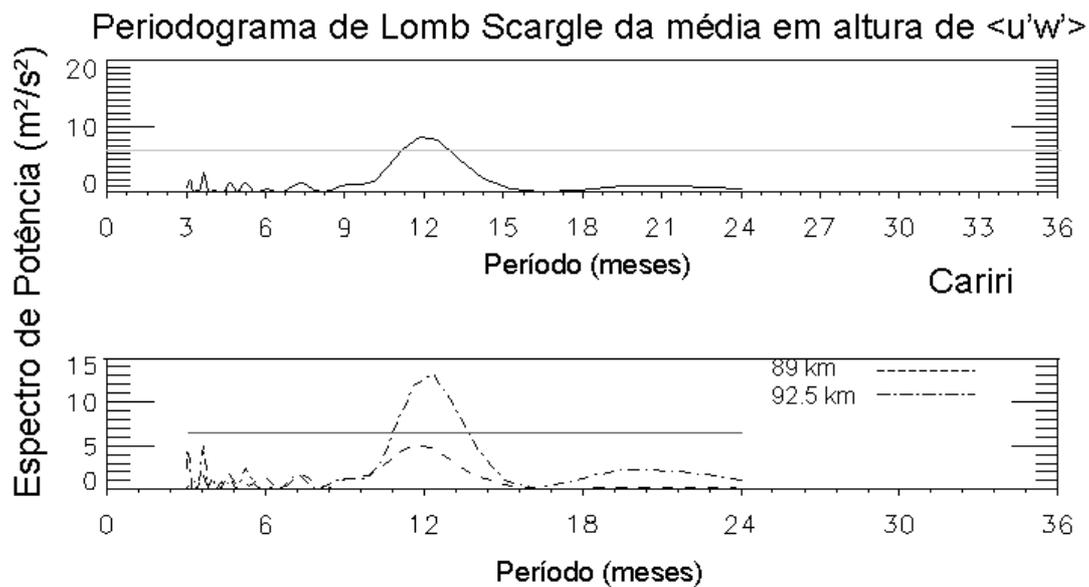


Figura 4.25 – Análise espectral da componente zonal do fluxo de momento para São João do Cariri. A linha contínua cinza representa o nível de confiança de 90 %.

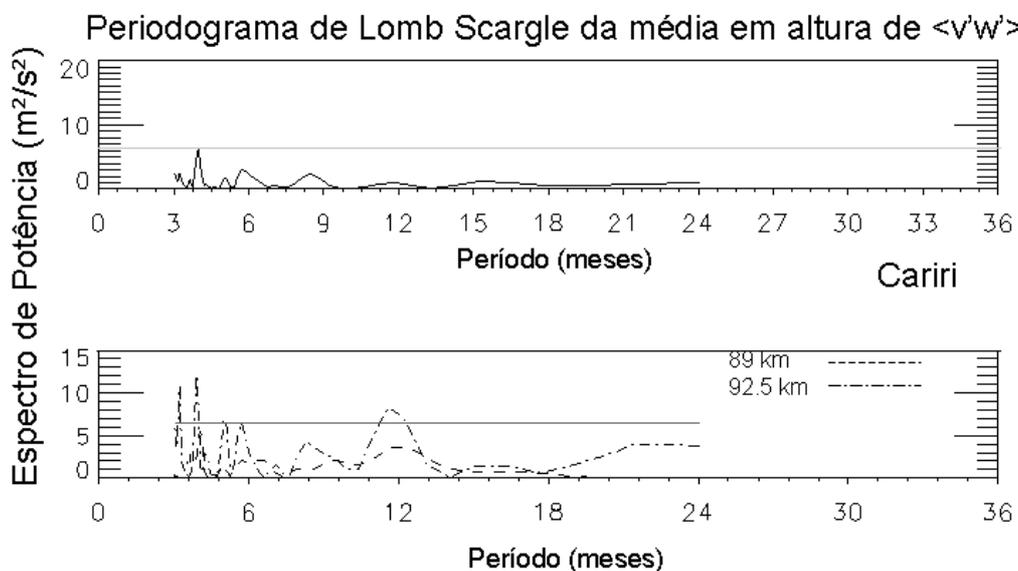


Figura 4.26 – Mesmo que a Figura 4.25, porém, para a componente meridional do fluxo de momento.

A análise harmônica sobre as componentes do fluxo de momento para Cariri, a Figura 4.26, mostra dominância da variação anual na componente $\langle u'w' \rangle$ com a fase positiva em junho. Para a componente $\langle v'w' \rangle$ há dominância da variação de 4 meses com fase positiva em fevereiro, junho e outubro.

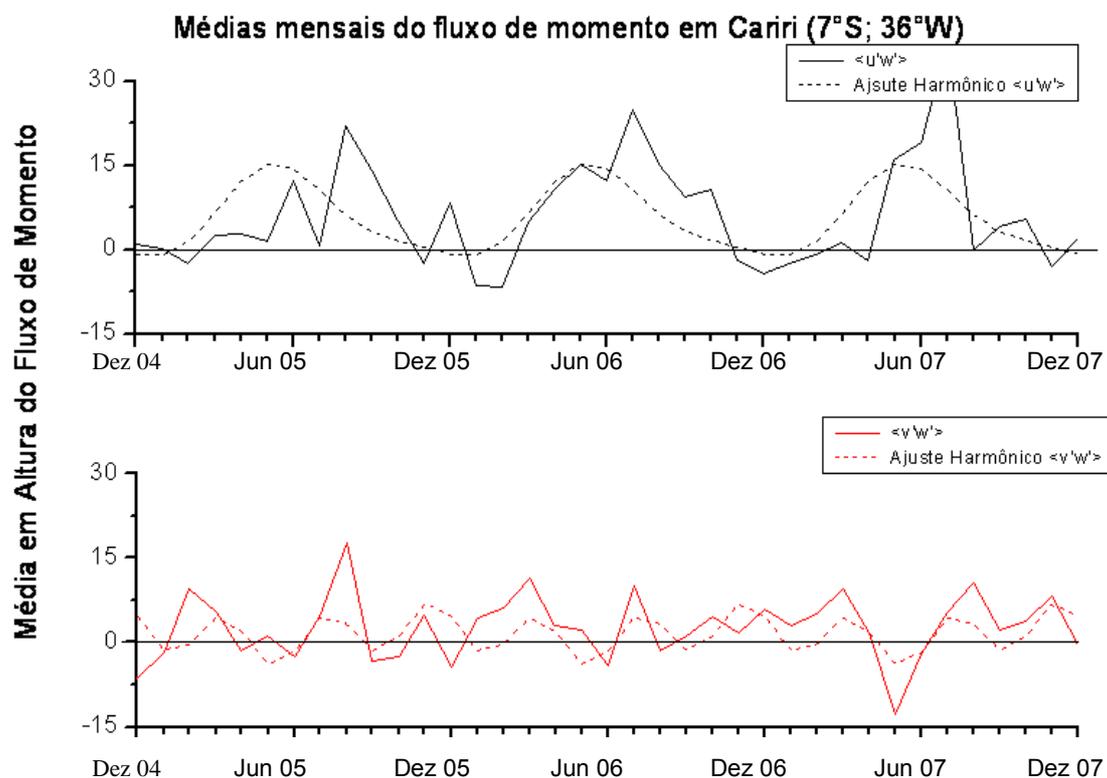


Figura 4.27 – Análise harmônica sobre a média das alturas 89 e 92,5 km das componentes zonal (linhas pretas) e meridional (linhas vermelhas) em São João do Cariri.

A análise da variabilidade do fluxo de momento para Cachoeira Paulista é mostrada nas Figuras 4.28 e 4.29. Essas figuras mostram os peridogramas da média em altura (painel superior) e das duas alturas de maior confiabilidade, 88 (linha tracejada) e 91,5 km (linha com traço e ponto). A componente $\langle u'w' \rangle$, Figura 4.28, apresenta oscilação de 12 meses com confiança acima de 99% em 91,5 km, e acima de 90% na média em altura.

Essa componente apresenta ainda dois picos estreitos nos períodos de 6 e ~8 meses, mas ambos não ultrapassando o nível de confiança. Para a componente meridional, $\langle v'w' \rangle$, o periodograma da média em altura (painel superior da Figura 4.26), apresenta um pico bastante estreito em 4 meses atingindo o nível de confiança de 90%. Outros picos com largura maior são observados em ~6 e ~8 meses, mas ambos não atingindo o nível de confiança.

Para a análise em diferentes camadas de altura, é claro o pico em 4 meses para ambas as faixas de altura e em ~14 meses para a altura de 91,5 km.

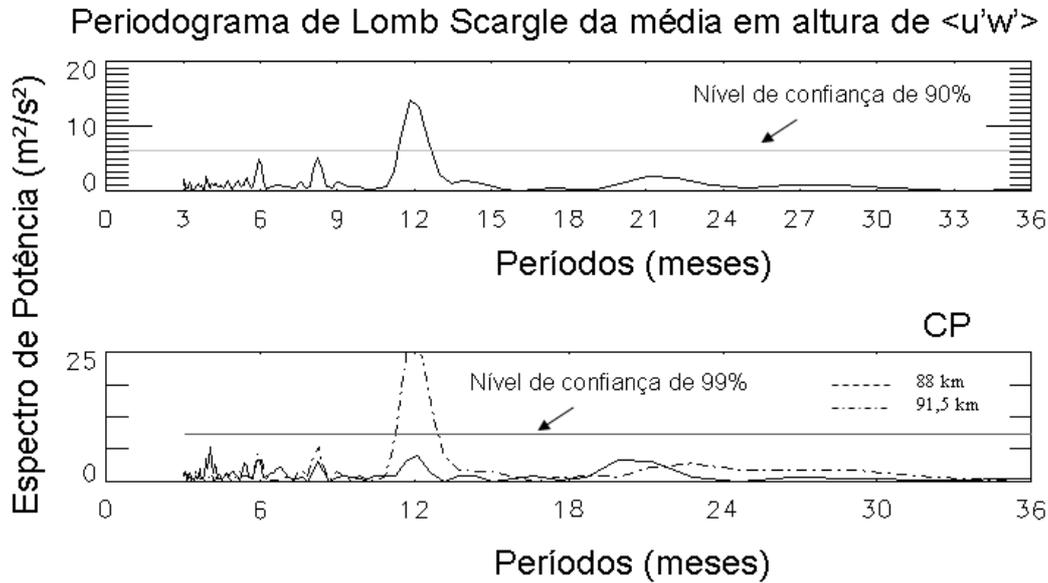


Figura 4.28 – Idem a Figura 4.25, mas para Cachoeira Paulista.

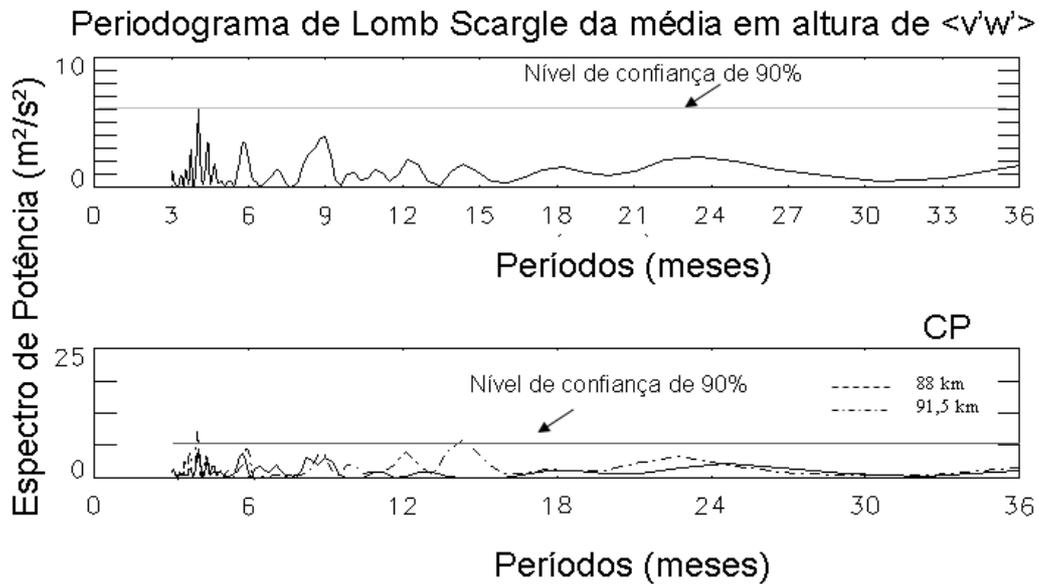


Figura 4.29 – Idem a Figura 4.26, mas para Cachoeira Paulista.

Com base nos resultados apresentados pelos periodogramas, foi realizado o ajuste harmônico sobre as médias em altura das componentes zonal e meridional dos fluxos de momento. Sobre a componente zonal, linha preta da

Figura 4.30, foi ajustada a soma de uma oscilação de 12 e outra de 6 meses. E a partir dessa análise é possível notar que a atividade anual tem máximo em junho e a semianual em maio e novembro. Sobre a componente meridional, linhas vermelhas da mesma figura, o ajuste (linha pontilhada) representa a soma das oscilações semianual e de 4 meses. Para essas oscilações os máximos são em março, julho e novembro para a oscilação de 4 meses, e em janeiro e julho para a oscilação semianual.

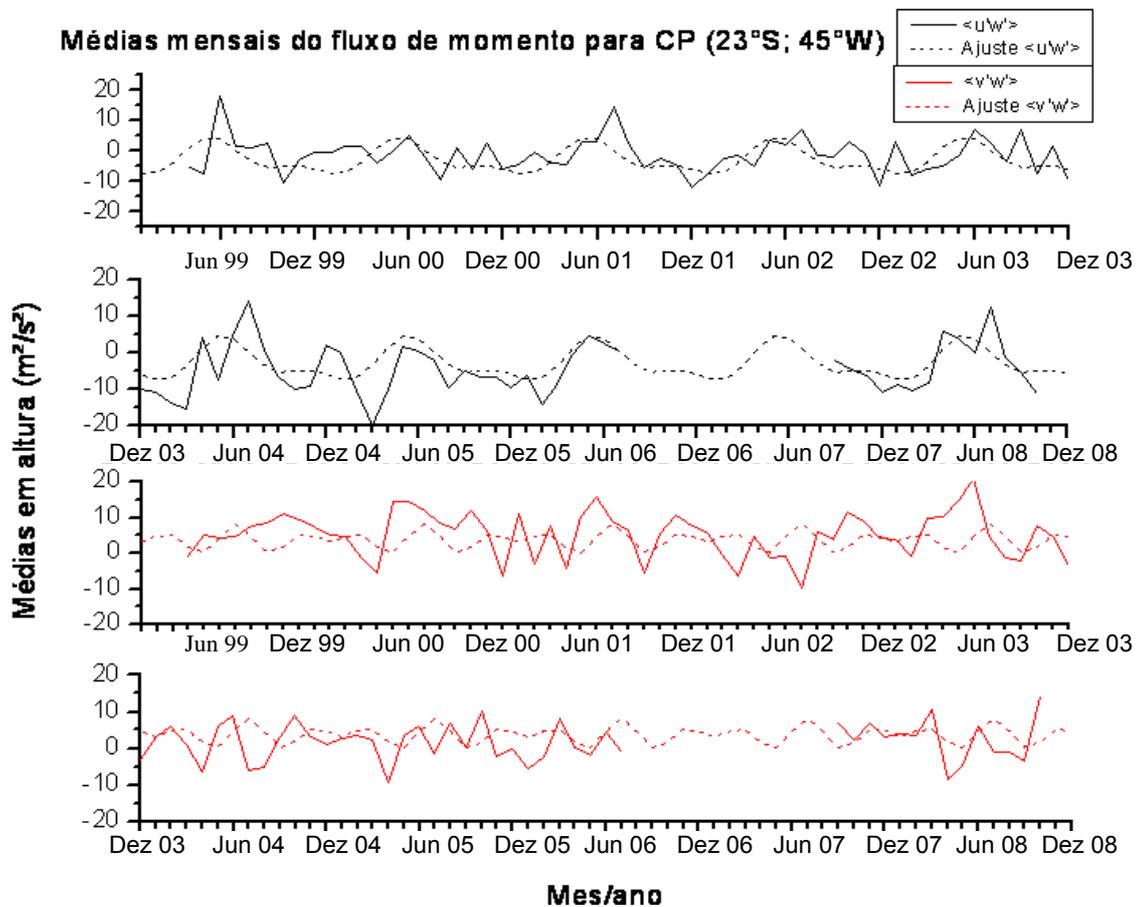


Figura 4.30 – Análise harmônica sobre a média das alturas 89 e 92,5 km das componentes zonal (linhas pretas) e meridional (linhas vermelhas) em Cachoeira Paulista. Para a componente zonal o ajuste representa a soma das oscilações anual e semianual. Já para a componente meridional, o ajuste representa a soma das oscilações semianual e de 4 meses.

A análise da variabilidade no fluxo de momento em Santa Maria foi efetuada da mesma forma que em Cariri e CP, utilizando-se primeiro a análise espectral nos periodogramas e depois ajustes harmônicos sobre as médias em altura. Os periodogramas são mostrados nas Figuras 4.31 e 4.32, respectivamente para as componentes zonal, $\langle u'w' \rangle$, e meridional, $\langle v'w' \rangle$. No painel inferior da Figura 4.31 pode-se notar dois picos acima do nível de confiança de 90% na altura de 91,5 km, um em ~4 meses e outro em 12 meses. Porém, quando realizada a média dessas alturas e calculado o periodograma, painel superior da mesma figura, os picos não atingem o nível de confiança.

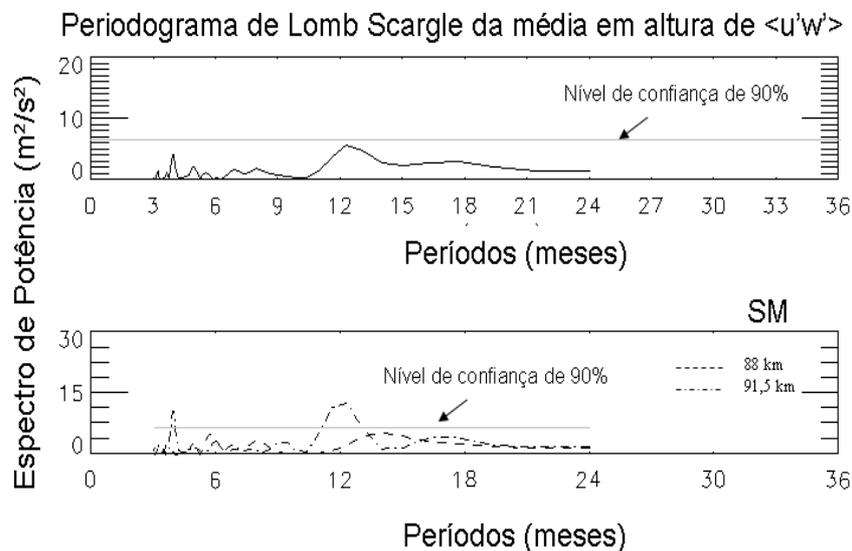


Figura 4.31 – Idem a Figura 4.25, mas para Santa Maria.

Para a componente meridional pode-se notar, a partir do painel inferior da Figura 4.32, oscilação anual em ambas as faixas de altura. Além disso, em 91,5 km são observadas oscilações de ~6 e ~9 meses. Quando realizada a média dessas camadas de altura e sobre ela calculado o periodograma, painel superior da mesma figura, somente um pico centrado em 12 meses ultrapassa o nível de confiança de 90%. Outro pico centrado em 6 meses também pode ser observado, mas sem atingir o nível de confiança.

Levando-se em conta a análise realizada nos periodogramas, foram ajustadas curvas das oscilações correspondentes aos períodos de 12 e 6 meses sobre as

médias em altura das componentes do fluxo de momento. Esses resultados são mostrados na Figura 4.33, com a curva vermelha representando a componente meridional, e a preta a zonal. Nota-se a partir dessa figura que ambas as componentes possuem a oscilação anual dominante e com máximos situados em junho. Para a oscilação semianual, a componente $\langle u'w' \rangle$ tem máximos em abril e outubro e a componente $\langle v'w' \rangle$, em março e setembro.

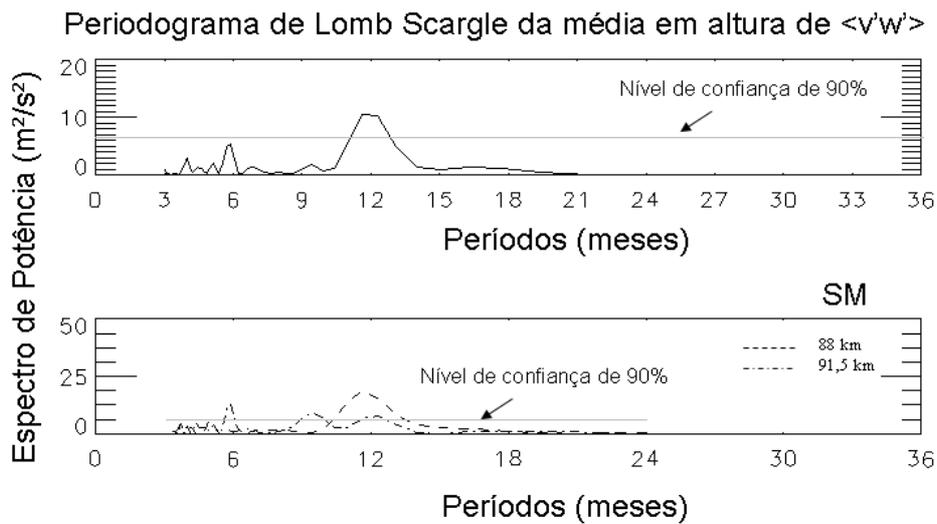


Figura 4.32 – Idem a Figura 4.26, mas para Santa Maria.

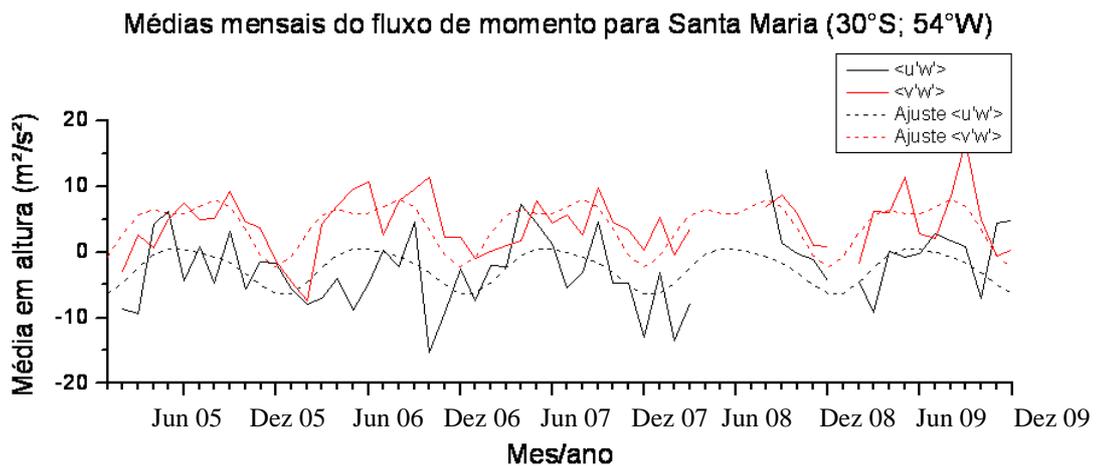


Figura 4.33 – Análise harmônica sobre a média das alturas 89 e 92,5 km das componentes zonal (linhas pretas) e meridional (linhas vermelhas) em Santa Maria. Para ambas as componentes o ajuste representa a soma das oscilações anual e semianual.

4.3.3 Comparações com outros trabalhos da literatura

A variação semianual encontrada nas componentes da variância para CP concorda bem com o que foi relatado por Clemesha et al. (2009) para CP e São José dos Campos (23° S; 46° O) bem como os trabalhos de Yang et al. (2006 e 2010) também em São José dos Campos, sendo o de 2010 uma análise sazonal das perturbações nos perfis de temperatura em dados do LIDAR. Outros autores vêm estudando o comportamento da atividade de ondas de gravidade, e encontraram variações sazonais semelhantes em latitudes semelhantes. Gavrilov et al. (2004) relatam variabilidade semianual no Hawaii (22° N; 160° O), com máximos nos solstícios em 83 km de altura, sendo que esses máximos se deslocam para os equinócios em alturas mais elevadas.

Nas latitudes próximas ao equador, similares a de Cariri, Ramkumar et al. (2006) relataram oscilação semianual na atividade de ondas de gravidade sobre Gadanki (13,5° N, 79,2° L) durante março de 2004 e abril de 2005, com máxima atividade nos meses de março e agosto. Esse resultado concorda em partes com o observado sobre as variâncias abaixo de 90 km de altura em Cariri, Figuras 4.18 e 4.19. Porém, no ajuste harmônico sobre a média em altura para as variâncias, o máximo dessa atividade de ondas de gravidade sobre Cariri é nos solstícios. Clemesha et al. (2009) encontraram variação semianual para Cariri na análise da flutuação da velocidade do vento devido a atividade de ondas de gravidade. A Figura 4.34 retirada do trabalho dos autores, se comparada a Figura 4.16 da presente tese, apresenta bastante similaridade nos resultados, ambos mostram aumento na atividade de ondas de gravidade entre junho a setembro na componente zonal.

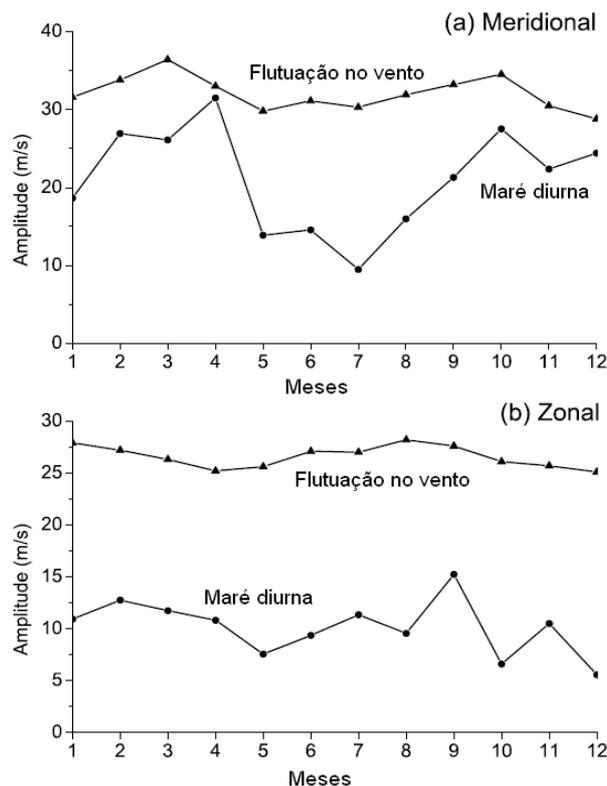


Figura 4.34 – a) Médias mensais das flutuações nas velocidades e a amplitudes da maré diurna para a componente meridional para São João do Cariri em 2005. b) o mesmo que o painel a) mas para a componente zonal.
 Fonte: Adaptada de Clemesha et al. (2009, Figura 3)

Venkateswara Rao et al. (2012) encontraram boa correlação entre a oscilação semianual vista na variância de ondas de gravidade, com períodos de 20-120 min, e oscilação semianual sobre o vento médio zonal, nos dados de 2004 a 2010 do radar MF de Pameungpeuk (7,4° S; 107,4° L), relacionando ambos e atribuindo essa variabilidade com efeitos de filtragem das ondas. Já no caso da variabilidade do fluxo de momento, Antonita et al. (2008) encontraram também, variação semianual com máximo nos equinócios, em Trivandrum (8.5° N, 76.9° L), enquanto que os resultados mostram variações, anual e de 4 meses, para Cariri.

As variações, semianual e anual, da atividade de ondas de gravidade observadas em SM concordam com o trabalho de Senft e Gardner (1991) para Urbana (40° N; 88° O) usando a técnica de LIDAR. Placke et al. (2011) relatou

variação semianual, com máximos nos solstícios, nas variâncias relacionadas com atividade de ondas de gravidade em Andenes (69,3° N; 16° L) e Juliusruh (54,6° N; 13,4° L). Notaram ainda que a atividade de ondas de gravidade de períodos curtos é maior em Andenes que em Juliusruh. Gavrilov e Jacobi (2004) encontraram variabilidade semianual da atividade de ondas de gravidade com máximos nos solstícios em torno de 83 km, mudando para os equinócios acima de 100 km sobre Collm, Alemanha (52° N; 15° L). Jacobi et al. (2006) relataram variação anual com máximo no verão entre 85-110 km e mudando para oscilação semianual com máximos nos equinócios em alturas maiores, em (52,1° N; 13,2° L). Balsley et al. (1983) usando radar MST relatam atividade semianual de ondas de gravidade com mínimos nos equinócios para Poker Flat, Alaska (65° N). Mitchell e Beldon (2009) observaram oscilação semianual com máximo nos solstícios em Rothera (68° S; 68° O) e Beldon e Mitchell (2009) observaram o mesmo comportamento para Esrange (68° N).

Embora a maioria destes trabalhos seja para latitudes mais elevadas que SM a atividade de ondas de gravidade apresenta sazonalidade parecida, porém com os máximos e mínimos se diferenciando um pouco em SM, sendo que a variabilidade semianual apresenta máximos nos equinócios em ambas as componentes do fluxo de momento e componente meridional e em maio e novembro para a componente zonal da variância, e anual com máximo no solstício de inverno no fluxo de momento e em abril na variância, para ambas as componentes. O resultado da variabilidade da variância, mostrado na Figura 4.16 para SM, mostra claramente dois picos nos equinócios para a componente meridional, sendo o de março mais forte, e no caso da componente zonal um máximo também em torno de março, é bastante similar ao que é apresentado na Figura 4.35 adaptada do trabalho de Clemesha et al. (2009).

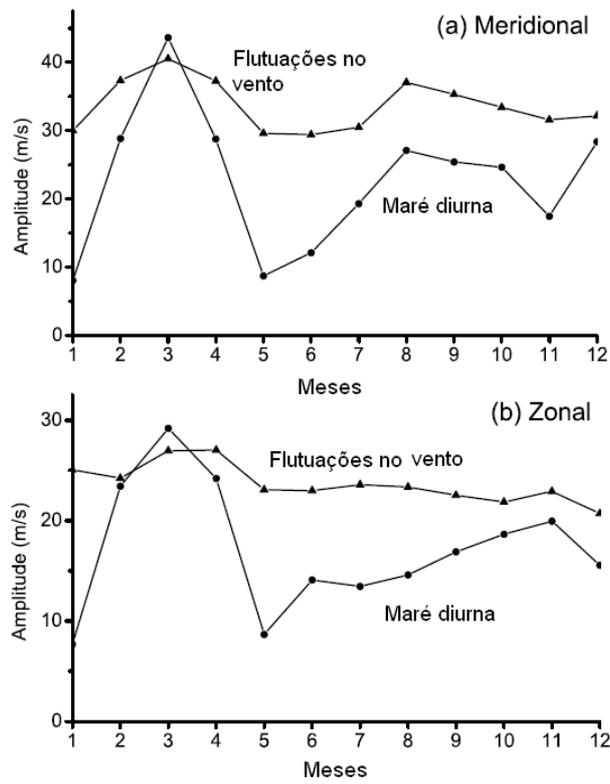


Figura 4.35 – O mesmo que a Figura 3.34 mas para Santa Maria.

Fonte: Adaptada de Clemesha et al. (2009, Figura 5)

5 CONCLUSÃO

Na presente tese a técnica de Hocking (2005) foi utilizada como principal ferramenta para o estudo da atividade de ondas de gravidade em várias latitudes. Os principais resultados desse trabalho podem ser sumarizados em:

- Com base nos testes realizados, o método do dia composto modificado tem apresentado resultados convenientes para o estudo das variâncias e fluxo de momento devido as ondas de gravidade a partir de dados de radares meteorológicos do tipo SkiYMET;
- Foi mostrado que há contaminação da variância aparente devido às marés na medida das variâncias pelo método de Hocking (2005). Assim a correção dos valores das variâncias faz-se necessária. O método empírico, por simulação, desenvolvido durante esse trabalho, mostrou-se eficaz na eliminação das variâncias aparentes. Permitindo a medida da variância devido às ondas de gravidade a partir do método de Hocking (2005);
- Pouca correlação entre os resultados de dados simultâneos das variâncias do módulo do vento observadas pelo Lidar em São José dos Campos e a soma das variâncias nas componentes do vento medidas pelo radar meteorológico em Cachoeira Paulista. Apenas 9% do total de eventos possuem índice de correlação maior que 95%. Sendo que a estação do ano com maior número de eventos com boa correlação entre os dois equipamentos é a Primavera;
- A atividade de ondas de gravidade sobre a região de Tierra Del Fuego é maior que nas outras latitudes analisadas. Confirmando a região de 'hot spot' para ondas de gravidade nessa região;

- A atividade de ondas de gravidade mostrada nas variâncias mostra-se maior na direção meridional para as latitudes de São João do Cariri, Cachoeira Paulista e Santa Maria;
- A análise da variabilidade da atividade de ondas de gravidade nas variâncias apresentou oscilação anual e semianual em ambas componentes nas três estações brasileiras de radar variando com altura. Na análise da média da variância com altura pode ser observada que na componente zonal ocorre variação semianual com máximos nos solstícios tanto para Cariri quanto para CP, e variação anual para SM com máximo em abril. Já para a componente meridional não é observada nenhuma variabilidade sobre Cariri, e anual e semianual em CP e SM, sendo que os máximos da oscilação anual em maio e abril, respectivamente e da oscilação semianual nos equinócios.
- A análise da variabilidade sobre o fluxo de momento mostrou na componente $\langle u'w' \rangle$ oscilação de 12 meses com máximo em junho para as três latitudes analisadas, e oscilação de 6 meses com máximos em maio/novembro em CP e abril/outubro em SM. Já a componente $\langle v'w' \rangle$ mostrou oscilações de: 4 meses com máximos em fevereiro/junho/outubro para Cariri, e em março/julho/novembro em CP; oscilação semianual com máximos nos solstícios em CP e máximos nos equinócios em SM;

Essas variabilidades anual, semianual e de 4 meses na atividade de ondas de gravidade existentes nas diferentes latitudes são apresentadas também por vários outros autores. Vários mecanismos têm sido propostos para explicá-las. Mas até o presente, nenhuma explicação conclusiva sobre qual a causa dessas variações, foi dada.

- Foram verificadas modulações com períodos das marés de 12 e 24 h nas variâncias em todas as latitudes analisadas. A propagação de fase com a altura dessas modulações sugere uma relação com as marés

atmosféricas. Vários mecanismos tentam explicar essas modulações, porém os resultados apresentados nesse trabalho não podem ser explicados exclusivamente por um mecanismo. A boa correlação entre o cisalhamento de ventos e o aumento das variâncias concorda com o que Clemesha e Batista (2008) propuseram: a geração de ondas de gravidade pelo cisalhamento dos ventos das marés.

Ainda não está comprovado que a maré possa gerar ondas de gravidade, porém, ela pode influenciar bastante na propagação e quebra das mesmas. Nas três regiões brasileiras em que foram observadas modulações, diurna e semidiurna, da variância devido às ondas de gravidade, a maré migrante diurna de modos mais graves é muito importante já que ela tem comprimento vertical de onda curto (~25 km) e pode atingir grandes amplitudes, tanto no vento quanto na temperatura. A combinação de curto comprimento de onda vertical com grandes amplitudes implica em grandes gradientes verticais de temperatura e assim variação significativa tanto temporal quanto em altura da frequência de estabilidade, N , que desempenha papel importante na propagação e quebra de ondas de gravidade. Esse estudo poderá ser aprofundado uma vez que se pode medir N usando o lidar. Então, em estudos futuros com utilização de vários equipamentos e medidas simultâneas do radar meteorológico e lidar poderá se investigar melhor os mecanismos de geração de tal fenômeno.

6 TRABALHOS FUTUROS

A longa série de dados existente nos radares de Cachoeira Paulista e Santa Maria permite o estudo das variabilidades nas variâncias e sua comparação com as variabilidades nas amplitudes das marés atmosféricas buscando possíveis relações;

O desenvolvimento da técnica do dia composto modificado permite estudos do fluxo de momento devido às ondas de gravidade com dados dos radares meteorológicos do tipo SKiYMET em várias latitudes. Bem como, a comparação dos dados de fluxo de momento do radar meteorológico, exemplo de Cachoeira Paulista com dados de fluxo de momento medidos por outras técnicas, como por exemplo por emissão do OH, Swenson e Gardner (1998). Ou também com dados do Lidar de São José dos Campos;

Um estudo interessante que surgiu a partir dessa tese é a busca de uma explicação ao fato da componente meridional da variância medida com o radar meteorológico parece ter maior correlação com os valores das variâncias nos perfis de temperatura medidos com o Lidar.

Sem dúvida um estudo bastante interessante é a busca de um mecanismo capaz de explicar claramente as modulações de períodos de marés na atividade de ondas de gravidade, bem como as oscilações em longo prazo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREWS, D. G.; HOLTON, J. R.; LEOVY, C. B. **Middle atmosphere dynamics** - Orlando, Fl: Academic, 1987. p. 489 (International Geophysics Series 40)

ANDRIOLI, V. F. **Estudo dos ventos entre 80 e 100 km utilizando radar meteórico na região de Santa Maria (29,7° S; 53,8° O)**. 2008. 116 p. (INPE-15380-TDI/1399). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/07.30.15.12>>. Acesso em: 16 abr. 2012.

ANDRIOLI, V. F.; CLEMESHA, B. R.; BATISTA, P. P.; SCHUCH, N. J. Atmospheric tides and mean winds in the meteor region over Santa Maria (29.7°S; 53.8°W). **J. Atmos. Solar Terr. Physic.**, v. 71, n. 17-18, p. 1864-1876, 2009.

ANDRIOLI, V. F.; BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R.; SCHUCH, N. J. Analysis of mean winds and atmospheric tides at middle and lower latitudes in South Hemisphere. In: IAGA 2009, Sopron, Hungary, 2009. (Resumo em Conferência)

ANTONITA, T. M., et al. Meteor wind radar observations of gravity wave momentum fluxes and their forcing toward the mesospheric semiannual Oscillation. **J. Geophys. Res.**, v. 113, n. D10115, 2008. doi:10.1029/2007JD009089

"ATHENA" Research and Innovation Center, **Fluxo meridional médio**, Disponível em: - <http://www.athena-spu.gr/~upperatmosphere/index.php/Main_Page>. Acesso em 20 de set de 2010

BALSLEY, B. B.; ECKLUND, W. L.; FRITTS, D. VHF echoes from the high-latitude mesosphere and lower thermosphere: observations and interpretations **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2451-2466, 1983.

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). **J. Atmos. Solar Terr. Physic.**, v. 66, p. 623-636, 2004.

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

BELDON, C.L., N.J. Mitchell, Gravity waves in the mesopause region observed by meteor radar, 2: Climatologies of gravity waves in the Antarctic and Arctic. **J. Atmos. Solar Terr. Physic.**, v. 71, n 8-9, p 875-884, Jun 2009. DOI: 10.1016/j.jastp.2009.03.009.

BELDON, C. L., MITCHELL, N.J. Gravity-wave/ tidal interactions in the mesosphere and lower thermosphere over Rothera, Antarctica (68°S, 68°W) **J. Geophys. Res.**, v. 115, 2010. doi:10.1029/2009JD013617

BEVINGTON, P. R.; ROBISON, D. K. **Data reduction and error analysis for the physical sciences** 02 Boston, MA: McGraw-Hill, 1992. 328 p.

BREHERTON, F. P. Momentum transfer by gravity waves. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 95, p. 213-243, 1969.

BURITI, R. A.; HOCKING, W. K.; BATISTA, P. P.; MEDEIROS, A. F.; CLEMESHA, B. R. Observations of equatorial mesospheric winds over Cariri (7.4 S) by a meteor radar and comparison with existing models. **Ann. Geophysicae**, v. 26, p. 485-497, 2008.

CHAPMAN, S. e Lindzen, R. S., **Atmospheric tides: thermal and gravitational**, New York: Gordon and Breach, 1970. 200p.

CLEMESHA, B. R. e Batista, P. P. Gravity waves and wind-shear in the MLT at 23 S. **Adv. Space Res.**, v. 41, p. 1472-1477, 2008. doi:10.1016/j.asr.2007.03.085.

CLEMESHA, B. R.; BATISTA, P. P.; BURITI, R.; SCHUCH, N. J. Seasonal variations in gravity wave activity at three locations in Brazil. **Ann. Geophysicae**, v. 27, p. 1059-1065, 2009.

COLLINS, R. L.; THORSEN, D.; FRANKE, S. J. Comparative M F radar and Na lidar measurements of fluctuating winds in the mesopause region. **J. Geophys. Res.**, v. 102, p. 16583-16591, 1997.

ECKERMAN, S. D. On the observed morphology of gravity-wave and equatorial-wave variance in the stratosphere. **J. Atmos. Solar Terr. Phys.**, v. 57(2), p. 105-134, 1995.

ERN, M.; P. PREUSSE; M. J. ALEXANDER; C.D.WARNER, Absolute values of gravity wave momentum flux derived from satellite data. **J. Geophys. Res.**, v. 109, D20103, 2004. doi:10.1029/2004JD004752.

ESPY, P. J.; JONES, G. O. L.; SWENSON, G. R.; TANG, J.; TAYLOR, M. J. Seasonal variations of the gravity wave momentum flux in the Antarctic mesosphere and lower thermosphere. **J. Geophys. Res.**, v. 109, n. D23109, DOI:10.1029/2003JD004446, 2004.

FORBES, J. M.; GARRETT, H. B. Thermal excitation of atmospheric tides due to insolation absorption by O₃ and H₂O. **Geophysical Research Letters**, v. 5, p. 1013-1016, 1978.

FORBES, J.M.; GARRETT, H. B., 1979. Theoretical studies of atmospheric tides. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 17, n 8, Nov. 1979, doi:0034-6853/79/009R-090650.

FORBES, J. M. e GROVES, G. V. Diurnal propagating tides in the low-latitude middle atmosphere. **J. Atmos. Solar Terr. Phys.**, v. 49, n.2 , p. 153-164, 1987.

FORBES, J.M.; ROBLE, R.G.; FESEN, C.G., Acceleration, heating and compositional mixing of the thermosphere due to upward-propagating tides. **J. Geophys. Res**, v. 98, p. 311–321. 1993

FRITTS, D.C. e VINCENT, R.A., Mesospheric momentum flux studies at Adelaide, Australia: observations and a gravity wave-tidal interaction model. **J. Atmos. Sciences**, v. 44 , n. 3 , p. 605–619, 1987.

FRITTS, D. C.; T. TSUDA; T. E. VANZANDT; S. A. SMITH; T. SATO; S. FUKAO; S. KATO. Studies of velocity fluctuations in the lower atmosphere using the MU radar: II. Momentum fluxes and energy densities. **J. Atmos. Sci.**, v. 47, p. 51–66, 1990.

FRITTS, D. C.; L. YUAN; M. H. HITCHMAN; L. COY; E. KUDEKI; R. F. Woodman. Dynamics of the equatorial mesosphere observed using the Jicamarca MST radar during June and August 1987. **J. Atmos. Sci.**, v. 49, p. 2353–2371, 1992.

FRITTS, D. C. e ALEXANDER, M. J., Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere, **Rev. Geophys.**, v. 41, n. 1, 1003, p. 3.1-3.64, 2003. doi:10.1029/2001RG000106.

FRITTS, D. C.; JANCHES, D.; IIMURA, H.; HOCKING, W. K.; MITCHELL, N. J.; FULLER, B.; VANDEPEER, B.; HORMAECHEA, J.; BRUNINI, C.; LEVATO, H. Southern Argentina agile meteor radar: System design and initial measurements of large-scale winds and tides. **J. Geophys. Res.**, v. 115, doi:10.1029/2010JD013850, 2010a.

FRITTS, D. C., D. JANCHES, and W. K. HOCKING, Southern Argentina agile meteor radar (SAAMER): Initial assessment of gravity wave momentum fluxes. **J. Geophys. Res.**, v. 115, n. D18112, doi:10.1029/2010JD013850, 2010b

FRITTS, D. C.; JANCHES, D.; HOCKING, W. K.; BAGESTON, J. V.; LEME, N. M. P. Drake Antarctic agile meteor radar (DrAAMER) first results: Configuration and comparison of mean and tidal wind and gravity wave momentum flux measurements with SAAMER. **J. Geophys. Res.**, doi:10.1029/2011JD016651, 2012.

FUKAO, S.; SATO, T.; TSUDA, T.; KATO, S. VHF Doppler radar determination of the momentum flux in the upper troposphere and lower stratosphere: Comparison between the three- and four-beam methods. **J. Atmos. Ocean. Tech.**, v. 5, p. 57–69, 1988.

GARDNER, C. S.; VOELZ, D. G. Lidar studies of the nighttime sodium layer over Urbana, Illinois 2. Gravity Waves *J. Geophys. Res.*, v. 92, p. 4673-4694, 1987.

GARDNER, C. S.; ZHAO, Y.; LIU, A. Z. Atmospheric stability and gravity wave dissipation in the mesopause region. **J. Atmos. Solar Terr. Phys.**, v. 64, n. 8-11, p. 923-929, 2002.

GARDNER, C. S.; LIU, A. Z. Seasonal variations of the vertical fluxes of heat and horizontal momentum in the mesopause region at Starfire optical range, New Mexico. **J. Geophys. Res.**, v. 112, DOI :10.1029/2005JD006179, 2007.

GAVRILOV, N. M.; RIGGIN, D.; FRITTS, D. Interannual variations of the mean wind and gravity wave variances in the middle atmosphere over Hawaii. **J. Atmos. Solar Terr. Phys.**, v. 66, n.6-9 , p. 637-645, 2004.

GAVRILOV, N. M. e JACOBI, C. A study of seasonal variations of gravity wave intensity in the lower thermosphere using LF D1 wind observations and a numerical model. **Ann. Geophysicae**, v. 22, p. 35-45, 2004.

GOSSARD, E. E. Vertical flux of energy into the lower ionosphere from internal gravity waves generated in the troposphere. **J. Geophys. Res.**, v. 67, p. 745-757, 1962.

HALL, C. M.; NOZAWA, S.; MANSON, A. H.; MEEK, C. E. Tidal signatures in mesospheric turbulence. **Ann. Geophysicae**, v. 24, p. 453–465, 2006.

HINES, C. O. Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights *Can. J. Phys.*, v. 38, p. 1441, 1960.

HINES, C. O. Dynamical heating of the upper atmosphere. **J. Geophys. Res.**, v. 70, p. 177-183, 1965.

HINES, C. O. Momentum deposition by atmospheric waves, and its effects on thermospheric circulation. **Space Res.**, v. 12, p. 1557-, 1972.

HOCKING, W. K., A new approach to momentum flux determinations using SKiYMET meteor radars. **Ann Geophysicae**, 2005. doi:10.5194/angeo-23-2433-2005.

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

HOLTON, J. R. The role of gravity wave induced drag and diffusion in the momentum budget of the mesosphere. **J. Atmos. Sci.**, v. 39, p. 791– 799, 1982.

HOLTON, J. R. The influence of gravity wave breaking on the general circulation of the middle atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v. 40, p. 2497–2507, 1983.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**, San Diego, Calif., Academic Press, 1992. 535p.

HOLTON, J.R, **An introduction to dynamic meteorology**, London. Elsevier Academic Press, 2004, p. 535.

HOUGHTON, J. T. The stratosphere and mesosphere. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 104, p. 1-29, 1978.

ISLER, J. R., e D. C. FRITTS, Gravity-wave variability and interaction with lower-frequency motions in the mesosphere and lower thermosphere over Hawaii. **J. Atmos. Sciences**, v. 53 , n.1 , p. 37–48, 1996.

JACOBI, C.; GAVRILOV, N. M.; KURSCHNER, D.; FROHLICH, K. Gravity wave climatology and trends in the mesosphere/lower thermosphere region deduced from low-frequency drift measurements 1984–2003 (52.1°N, 13.2°E). **J. Atmos. Solar Terr. Phys.**, v. 68, n.17 , p. 1913-1923, 2006.

KAZIMIROVSKY, E. S. Coupling from below as a source of ionospheric variability: a review. **Ann of Geophysics**, v. 45, n. 1 , p. 1-29, 2002.

KOVALAM, S.; VINCENT, R. A.; LOVE, P. Gravity Waves in the equatorial MLT region. **J. Atmos. Solar Terr. Physic.**, v. 68, p. 266-282. DOI:10.1016/j.jastp.2005.05.009, 2006.

LIMA, L. M.; BATISTA, P. P.; TAKAHASHI, H.; CLEMESHA, B. R. Quasi-two-day wave observed by meteor radar at 22.7 S. **J. Atmos. Solar Terr. Phys.**, v. 66, p. 529-537, 2004.

LIMA, L. M.; BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R.; TAKAHASHI., H. The 6.5-day oscillations observed in meteor winds over Cachoeira Paulista (22.7S). **Adv. Space Sci.**, v. 36, n.11 , p. 2212-2217, 2005.

LIMA, L. M.; BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R.; TAKAHASHI, H. 16-day waves observed in the meteor winds at low latitudes in the Southern Hemisphere. **Adv. Space Sci.**, v. 68, p. 1934-1939, 2006.

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

LINDZEN, R. S. Lower atmospheric energy sources for the upper atmosphere. **Meteor. Monogr.**, v. 9, p. 37-46, 1968.

LINDZEN, R. S. Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. **J. Geophys. Res.**, v. 86, v. 9707-9714, 1981.

LOMB, N. R. Least-squares frequency analysis of unequally spaced data. **Astrophysics and Space Science**, v. 39, p. 447-462, Feb. 1976.

MANSON, A. H.; MEEK, C. E.; HALL, G. E. Correlations of gravity waves and tides in the mesosphere over Saskatoon. **J. Atmos. Solar Terr. Phys.**, v. 60, n.11, p. 1089-1107, 1998.

MANSON, A. H.; MEEK, C. E.; LUO, Y.; HOCKING, W. K.; MACDOUGALL, J.; RIGGIN, D.; FRITTS, D. C.; VINCENT, R. A. Modulation of gravity waves by planetary waves (2 and 16 d): Observations with the North American-Pacific MLT-MFR radar network. **J. Atmos. Solar-Terr. Phys.**, v. 65, p. 85-104, 2003.

MITCHELL, N.J. e C.L. BELDON, Gravity waves in the mesopause region observed by meteor radar: 1. A simple measurement technique. **J. Atmos. Solar Terr. Phys.**, v. 71, Issues 8-9, June 2009, p. 866-874, ISSN 1364-6826, DOI: 10.1016/j.jastp.2009.03.011.

MONTENEGRO, S. O.; BURITI, R.; MEDEIROS, A. F.; LIMA, L. M. Estrutura das marés atmosféricas na região meteórica sobre o Cariri paraibano.

Physicae, 2009. Disponível em:

<http://www.google.com.br/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&ved=0CCYQFjAA&url=http%3A%2F%2Fwww.ifi.unicamp.br%2Fphysicae%2Fojs-2.1.1%2Findex.php%2Fphysicae%2Farticle%2Fdownload%2Fphysicae.8.4%2F88&ei=IZczUOKBC6b46wHP3oDQCQ&usq=AFQjCNHj9D0AL8zIErGufU4wurKzjBeWpw>.

Acesso em: 05 de abril de 2012.

MURGATROYD, R. J. Dynamical modelling of the stratosphere and mesosphere. In: Fiocco, G. ed. Mesospheric models and related experiments. Dordrecht: D.Reidel Publishing Company, p. 105-121, 1970.

MURPHY, D. J.; VINCENT, R. Mesospheric momentum fluxes over Adelaide during the 2-day wave: Results and interpretation. **J. Geophys. Res.**, v. 103, n.28, p. 627 - 636, 1998.

NAKAMURA, T.; TSUDA, T.; YAMAMOTO, M.; FUKAO, S.; KATO, S. Characteristics of gravity waves in the mesosphere observed with the middle and upper atmosphere radar: 1. Momentum flux. **J. Geophys. Res.**, v. 98, p. 8899-8910, 1993a.

NAKAMURA, T.; TSUDA, T.; YAMAMOTO, M.; FUKAO, S.; KATO, S. Characteristics of gravity waves in the mesosphere observed with the middle and upper atmosphere radar 2. Propagation direction. **J. Geophys. Res.**, v. 98, n.D5, p. 8911-8923, 1993b.

PANCHEVA, D.V.; MUKHTAROV, P.J.; MITCHELL, N.J.; FRITTS, D.C.; RIGGIN, D.M.; TAKAHASHI, H.; BATISTA, P.P.; CLEMESHA, B.R.; Gurubaran, S.; Ramkumar, G., Planetary wave coupling (5–6-day waves) in the low-latitude atmosphere–ionosphere system. **J. Atmos. Terr. Phys.**, v. 70, p. 101–122, 2008.

PAULINO, A. R. S. **Maré lunar observada com radar meteórico em três latitudes no Brasil**. 2010. 97 p. (INPE-16680-TDI/1625). Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/02.04.15.32>>. Acesso em: 16 jun. 2010.

PLACKE, M.; HOFFMANN, P.; BECKER, E.; JACOBI, C.; SINGER, W.; RAPP, M. Gravity wave momentum fluxes in the MLT - Part II: Meteor radar investigations at high and midlatitudes in comparison with modeling studies. **J. Atmos. Terr. Phys.**, v. 73, p. 911-920:doi: 10.1016/j.jastp.2010.05.007, 2011.

PREUSSE, P.; ECKERMANN, S. D.; OBERHEIDE, J.; HAGAN, M. E.; OFFERMANN, D. Modulation of gravity waves by tides as seen in CRISTA temperatures. **Adv. Space Res.**, v. 27, n. 10, p. 1773-1778, 2001.

RAMKUMAR, G.; ANTONITA, T. M.; BHAVANI KUMAR, Y.; VENKATA KUMAR, H.; NARAYANAN, R. Seasonal variation of gravity waves in the Equatorial Middle Atmosphere: results from ISRO's Middle Atmospheric Dynamics (MIDAS) program. **Ann. Geophysicae**, v. 24, p. 2471-2480, 2006.

REID, I. M. e VINCENT, R. A. Measurements of mesospheric gravity wave momentum fluxes and mean flow accelerations at Adelaide, Australia. **J. Atmos. Terr. Phys.**, v. 49, p. 443-460, 1987.

REID, I. M.; RÜSTER, R.; CZECHOWSKY, P.; SCHMIDT, G. VHF radar measurements of momentum flux in the summer polar mesosphere over Andenes (69°N, 16°E), Norway. **Geophys. Res. Lett.**, v. 15, p. 1263–1266, doi:10.1029/GL015i011p01263., 1988.

SCARGLE, J. D. Studies in astronomical time series analysis. II - Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. **Astrophysical Journal**, Part 1, v. 263, p. 835-853, Dec. 1982.

SENFT, D. C., and GARDNER, C. S. Seasonal variability of gravity wave activity and spectra in the mesopause region at Urbana. **J. Geophys. Res.**, v. 96, p. 17229-17264, 1991,

SWENSON, G. R. e GARDNER, C. S. Analytical models for the responses of the mesospheric OH* and Na layers to atmospheric gravity waves. **J. Geophys. Res.**, v. 103, n. DD6, p. 6271-6294, 1998.

SWENSON, G. R.; LIU, A. Z. A model for calculating acoustic gravity wave energy and momentum flux in the mesosphere from OH airglow. **Geophys. Res. Lett.**, v. 25, n. 4, p. 477-480, 1998.

TAYLOR, M. J.; RYAN, E. H.; TUAN, T. F.; EDWARDS, R. Evidence of preferential directions for gravity wave propagation due to wind filtering in the middle atmosphere. **J. Geophys. Res.**, v. 98, n. A4, p. 6047, 1993.

THAYAPARAN, T.; HOCKING, W. K.; MACDOUGALL, J. Observational evidence of tidal/gravity wave interactions using the UWO 2 MHz radar. **Geofisical Research Letters**, v. 22, n. 4, p. 373-376, 1995.

TSUDA, T.; Y. MURAYAMA; M. YAMAMOTO; S. KATO; S. FUKAO. Seasonal variation of momentum flux in the mesosphere observed with the MU radar, **Geophys. Res. Lett.**, v. 17, n. 6, p. 725-728, doi:10.1029/GL017i006p00725, 1990.

VARGAS, F. A., **Investigação do fluxo de momento das ondas de gravidade na alta atmosfera através da aeroluminescência**. 2007. 217 p. (INPE-14815-TDI/1257). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/07.18.12.20>>. Acesso em: 16 abr. 2012.

VENKATESWARA RAO, N.; SHIBAGAKI, Y.; TSUDA, T. Diurnal variation of short-period (20-120 min) gravity waves in the equatorial Mesosphere and Lower Thermosphere and its relation to deep tropical convection. **Ann. Geophysicae**, v. 29, p. 623-629, 2011.

VENKATESWARA RAO, N.; TSUDA, T.; KAWATANI, Y. A remarkable correlation between short period gravity waves and semiannual oscillation of the zonal wind in the equatorial mesopause region. **Ann. Geophysicae**, v. 30, p. 703-710. DOI: 10.5194/angeo-30-703-2012, 2012.

VINCENT, R. A.; REID, I. M. HF Doppler measurements of mesospheric gravity wave momentum fluxes. **J. Atmos. Sciences**, v. 40, p. 1321-1333, 1983.

VINCENT, R. A.; KOVALAM, S.; REID, M.; YOUNGER, J. P. Gravity wave flux retrievals using meteor radars. **Geophysical Research Letters**, v. 37, p. L14802, doi:10.1029/2010GL044086, 2010.

VOLLAND, H. **Atmospheric tidal and planetary waves** - Dordrecht, Netherlands: Kluwer, 1988. 348p.

WALTERSCHEID, R. L. Inertio-gravity wave induced accelerations of mean flow having an imposed periodic component: Implications for tidal observations in the meteor region. **J. Geophys. Res.**, v. 86, n. C10, p. 9698-9706, 1981.

YANG G., B. CLEMESHA, P. BATISTA, D. SIMONICH,. Gravity wave parameters and their seasonal variations derived from Na lidar observations at 23°S. **J. Geophys. Res.**, v. 111, D21107, doi:10.1029/2005JD006900, 2006.

YANG, G. T.; CLEMESHA, B.; BATISTA, P.; SIMONICH, D. Improvement in the technique to extract gravity wave parameters from lidar data. **J. Geophys. Res.**, v. 113, n. D19111:doi:10.1029/2007JD009454, 2008.

YANG, G., B. CLEMESHA, P. BATISTA, and D. SIMONICH, Seasonal variations of gravity wave activity and spectra derived from sodium temperature lidar, **J. Geophys. Res.**, v. 115, D18104, doi:10.1029/2009JD012367, 2010,

Anexo A - AMPLIAÇÃO DA MATRIZ DE HOCKING

Ampliação da Equação 3.8, a matriz para o cálculo das variâncias e fluxos de momento pelo método de Hocking (2005).

$$\begin{bmatrix} \sum \sin^4 \theta \cos^4 \varphi & \sum \sin^4 \theta \sin^2 \varphi & \sum \cos^2 \theta \sin^2 \varphi & \sum 2 \sin \varphi \sin^4 \theta & \sum 2 \cos \theta \sin^3 \varphi & \sum 2 \cos \theta \sin \varphi \\ \sum \sin^4 \theta \cos^2 \varphi & \sum \sin^4 \theta \sin^4 \varphi & \sum \cos^2 \theta \sin^2 \varphi & \sum 2 \sin^3 \varphi \sin^4 \theta & \sum 2 \cos \theta \sin^3 \varphi & \sum 2 \cos \theta \sin^3 \varphi \\ \sum \sin^2 \theta \cos^2 \varphi & \sum \sin^2 \theta \sin^2 \varphi & \sum \cos^4 \theta & \sum 2 \cos \varphi \sin^2 \theta & \sum 2 \sin \theta \cos^3 \theta & \sum 2 \cos^3 \theta \sin \varphi \\ \sum 2 \sin^4 \theta \cos^3 \varphi & \sum 2 \sin^4 \theta \sin^3 \varphi & \sum 2 \cos^2 \theta \sin^2 \varphi & \sum 4 \cos \varphi \sin^4 \theta & \sum 4 \sin^3 \theta \cos \theta & \sum 4 \cos \theta \sin^2 \varphi \\ \sum 2 \sin^2 \theta \cos^3 \varphi & \sum 2 \sin^3 \theta \sin^2 \varphi & \sum 2 \cos^3 \theta \sin \varphi & \sum 4 \cos^2 \varphi \sin^3 \theta & \sum 4 \sin^2 \theta \cos^2 \theta & \sum 4 \cos^2 \theta \sin \varphi \\ \sum \sin^3 \theta \cos^2 \varphi & \sum \sin^3 \theta \sin^3 \varphi & \sum \cos^3 \theta \sin \varphi & \sum 2 \cos \varphi \sin^3 \theta & \sum 2 \sin^2 \theta \cos^2 \theta & \sum 2 \cos^2 \theta \sin^2 \varphi \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} u^2 & & & & & \\ & v^2 & & & & \\ & & w^2 & & & \\ & & & uv & & \\ & & & & uv & \\ & & & & & v^2 w \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \sum v_{rad}^2 \frac{\sin^2 \theta}{\cos^2 \varphi} \\ \sum v_{rad}^2 \frac{\sin^2 \theta}{\sin^2 \varphi} \\ \sum v_{rad}^2 \cos^2 \theta \\ \sum v_{rad}^2 \frac{\sin^2 \theta}{\sin \varphi \cos \varphi} \\ \sum v_{rad}^2 \frac{\sin \theta}{\cos \theta \cos \varphi} \\ \sum v_{rad}^2 \frac{\sin \theta}{\cos \theta \sin \varphi} \end{bmatrix}$$

Equação 3.8 – Matriz para o Cálculo das variâncias e fluxo de momento pelo método de Hocking (2005)

