



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM FÍSICA
UNIDADE ACADÊMICA DE FÍSICA

Rennan Gonçalves Rocha

**Determinação do Vento Horizontal a partir da
observação de Ondas de Gravidade de Média
Escala na Mesosfera e Baixa Termosfera**

Campina Grande, Paraíba, Brasil

19 de janeiro de 2021

Rennan Gonçalves Rocha

**Determinação do Vento Horizontal a partir da
observação de Ondas de Gravidade de Média Escala na
Mesosfera e Baixa Termosfera**

Dissertação realizada sob orientação do Prof. Dr. Igo Paulino, apresentada à Unidade Acadêmica de Física em complementação aos requisitos para obtenção do título de Mestre em Física.

Orientador: Professor Dr. Igo Paulino

Coorientador: Professor Dr. Amauri Fragoso de Medeiros

Campina Grande, Paraíba, Brasil

19 de janeiro de 2021

R672d

Rocha, Rennan Gonçalves.

Determinação do vento horizontal a partir da observação de ondas de gravidade de média escala na mesosfera e baixa termosfera / Rennan Gonçalves Rocha. - Campina Grande, 2020.

90 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Física) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2020.

"Orientação: Prof. Dr. Igo Paulino, Prof. Dr. Amauri Fragoso de Medeiros.

Referências.

1. Vento Neutro. 2. Aeroluminescência. 3. Ondas de Gravidade. 4. LIDAR. 5. Radar Meteorológico. I. Paulino, Igo. II. Medeiros, Amauri Fragoso de. III. Título.

CDU 53:551.5(43)



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
POS-GRADUACAO EM FISICA

Rua Aprígio Veloso, 882, - Bairro Universitário, Campina Grande/PB, CEP 58429-900

REGISTRO DE PRESENÇA E ASSINATURAS

ATA DA DEFESA PARA CONCESSÃO DO GRAU DE MESTRE EM FÍSICA, REALIZADA EM 04 DE SETEMBRO DE 2020

Aos quatro dias do mês de setembro do ano de dois mil e vinte, reuniram-se em caráter de solenidade pública, os membros da comissão designada para avaliar **RENNAN GONÇALVES ROCHA** ao grau de Mestre em Física, área de concentração Física. Foram componentes da Banca Examinadora os especialistas: o professor Igo Paulino da Silva (Orientador) – Doutor em Física, o professor Amaurí Fragoso de Medeiros (Coorientador) – Doutor em Física, o professor Ricardo Arlen Buriti da Costa – Doutor em Física, o professor Cristiano Max Wrasse – Doutor em Física, sendo o primeiro integrante do corpo docente da Universidade Federal de Campina Grande, o segundo integrante do corpo docente da Universidade Federal de Campina Grande, o terceiro integrante do corpo docente da Universidade Federal de Campina Grande e o quarto integrante do corpo docente do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. HORA DE INÍCIO: **14h00** – LOCAL: **Sala Virtual, em virtude da suspensão de atividades na UFCG decorrente do corona vírus.** Dando início aos trabalhos, o Presidente da Banca, professor Igo Paulino da Silva, após declarar os objetivos da reunião, apresentou o(a) candidato(a) **RENNAN GONÇALVES ROCHA**, a quem concedeu a palavra para que dissertasse oral e sucintamente sobre o tema apresentado, intitulado **“Determinação do vento horizontal na atmosfera a partir de observações de ondas de gravidade”**. Após discorrer o referido tema, o(a) candidato(a) foi arguido(a) pelos examinadores na forma regimental. Ato contínuo, passou a Comissão, em caráter secreto, a proceder a avaliação e julgamento do trabalho, concluindo por atribuir-lhe o conceito Aprovado. Face à aprovação, declarou o Presidente estar o(a) avaliado(a), legalmente habilitado(a) a receber o Grau de Mestre em Física, cabendo à Universidade Federal de Campina Grande, providências para a expedição do Diploma a que o(a) mesmo(a) faz jus. Nada mais havendo a tratar, eu, Hélio Pereira de Oliveira, secretário, lavrei a ata, que submeto a aprovação da Comissão Examinadora. Campina Grande, 04 de setembro de 2020.

Recomendações: Fazer correções de forma e de linguagem em um prazo de 30 dias.

Hélio Pereira de Oliveira
Secretário

Igo Paulino da Silva
Presidente da Comissão e Orientador

Amaurí Fragoso de Medeiros
Coorientador

Ricardo Arlen Buriti da Costa
Examinador Interno

Cristiano Max Wrasse
Examinador Externo

Rennan Gonçalves Rocha
Candidato(a)

João Rafael Lúcio dos Santos
Coordenador do Programa

2 - APROVAÇÃO

2.1. Segue a presente Ata de Defesa de Tese de Mestrado do(a) candidato(a) **RENNAN GONÇALVES ROCHA**, assinada eletronicamente pela Comissão Examinadora acima identificada.

2.2. No caso de examinadores externos que não possuam credenciamento de usuário externo ativo no SEI, para igual assinatura eletrônica, os examinadores internos signatários certificam que os examinadores externos acima identificados participaram da defesa da tese e tomaram conhecimento do teor deste documento.



Documento assinado eletronicamente por **CRISTIANO MAX WRASSE, Usuário Externo**, em 11/09/2020, às 15:06, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **IGO PAULINO DA SILVA, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 11/09/2020, às 15:17, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **Rennan Gonçalves Rocha, Usuário Externo**, em 14/09/2020, às 21:52, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **RICARDO ARLEN BURITI DA COSTA, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 21/09/2020, às 11:58, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **JOAO RAFAEL LUCIO DOS SANTOS, COORDENADOR (A)**, em 05/10/2020, às 14:10, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.ufcg.edu.br/autenticidade>, informando o código verificador **1006367** e o código CRC **D7313C58**.

Referência: Processo nº 23096.032176/2020-66

SEI nº 1006367

À minha mãe, Maria Aparecida Gonçalves Rocha

Agradecimentos

- Agradeço a todos que fazem parte do grupo AEROLUME da UFCG, em especial, aos professores Drs. Amauri Fragoso, Ricardo Buriti e Igo Paulino, pela fiel execução do serviço e pelo compromisso e dedicação prestados ao longo dessa trajetória acadêmica. Enfatizo meus agradecimentos ao meu orientador Prof. Dr. Igo Paulino, pela eficiente orientação no pouco tempo que lhe coube.
- Agradeço a minha mãe, Maria Aparecida Gonçalves Rocha, que sempre me apoiou e trabalhou muito para dar o essencial e o mínimo que eu precisava para chegar até aqui.
- A minha esposa, Isabel Cristina Passim Rocha, pelo apoio e por abrir mão de muita coisa para ver meu crescimento. Crescimento este que não é só meu, é nosso!
- A Dra. Vânia Andriolli do INPE, pela disponibilização dos dados necessários à construção dessa pesquisa.
- Ao Dr. Cristiano Wrasse, Dr. Cosme e o doutorando Anderson Bilibio pelas dúvidas esclarecidas e pelo suporte dado no programa de análise espectral.
- Ao programa de Pós-Graduação em Física da UFCG, o seu corpo docente e aos colegas Joyrles, Luiz Filip e Shayne.

*"Não espere o futuro mudar tua vida,
porque o futuro é a consequência do presente."
(Racionais Mc's)*

Resumo

Este trabalho visa propor uma metodologia alternativa de estimativa do vento horizontal na mesosfera e baixa termosfera a partir da observação de ondas de gravidade de média escala simultâneas. Para tanto, foram utilizadas medidas experimentais de um banco de dados consolidado de imagens de aeroluminescência e ventos meteóricos coletados em Cachoeira Paulista (22,67°S; 45°O), bem como medidas de perfis de temperatura do radar de laser de São José dos Campos (23,15°S; 45,85°O). Foram analisadas 27 noites, dentre os anos de 2007 e 2008, que apresentavam medidas simultâneas desses instrumentos, destas, apenas as noites de 14/09/2007 e 10/10/2007 foram utilizadas como estudo de caso, pois, foi possível caracterizar nessas noites ondas de gravidade de média escala simultâneas em mais de uma camada de emissão da aeroluminescência (técnica esta usada para estimar comprimento de onda vertical). Parâmetros horizontais de ondas de gravidade também precisaram ser obtidos e para tal foi empregada a técnica de keogramas. O vento horizontal, então, foi estimado a partir da relação de dispersão de ondas de gravidade de Gossard e Hooke (1975) e comparações foram feitas com as medidas realizadas pelo radar meteórico.

Palavras-chave: Vento neutro. Aeroluminescência. Ondas de gravidade. LIDAR. Radar meteórico.

Abstract

This work aims to propose an alternative methodology for estimating horizontal wind in the mesosphere and low thermosphere from the observation of simultaneous medium-scale gravity waves. For this purpose, experimental measurements from a consolidated database of images and meteoric winds collected at Cachoeira Paulista (22.67°S; 45°W) were used, as well as temperature profiles from the LIDAR deployed at São José dos Campos (23.15°S; 45.85°W). Twenty-seven nights were analyzed from 2007 to 2008, which presented simultaneous measurements of these instruments only the nights of 09/14/2007 and 10/10/2007 were used as case studies, because it was possible to characterize these simultaneous medium-scale gravity waves in more than one layer of aeroluminescence emission and consequently the estimation of the vertical wavelegths were possible. Horizontal gravity wave parameters also needed to be obtained and the keogram technique was used for this. The horizontal wind was estimated from the gravity wave dispersion relation by Gossard and Hooke (1975), and comparisons were made with the measurements made by the meteoric radar.

Keywords: Neutral wind. Airglow. Gravity waves. LIDAR. Meteoric radar.

Lista de ilustrações

Figura 1 – Diagrama ilustrando as regiões de existência dos três tipos de ondas internas (ondas de gravidade, ondas evanescentes e ondas acústicas).	36
Figura 2 – Ilustração da propagação de uma onda interna de gravidade de modo ascendente na atmosfera. Vale salientar que o que é observado na atmosfera é a propagação de fase da onda, porém, quem diz para onde a onda se propaga de fato é o fluxo de energia.	37
Figura 3 – Esquema mostrando um nível de reflexão para uma onda interna de gravidade. Uma região evanescente é mostrada na parte superior ($m^2 < 0$) e uma região propagante na parte inferior ($m^2 > 0$). É possível verificar a onda interna de gravidade sendo refletida nesse nível.	39
Figura 4 – Esquema ilustrando a formação de dutos na atmosfera. Em (a) observa-se a reflexão e transmissão de uma onda confinada entre dois níveis de reflexão e em (b) mostra o perfil do número de onda vertical que permite a formação de um canal.	40
Figura 5 – Esquema ilustrando uma onda de gravidade se aproximando de um nível crítico.	41
Figura 6 – Ilustração esquemática do imageador de aeroluminescência do INPE, localizado em Cachoeira Paulista.	45
Figura 7 – Ilustração esquemática do sistema óptico do imageador de aeroluminescência do INPE, localizado em Cachoeira Paulista.	45
Figura 8 – Diagrama ilustrando as principais etapas do pré-processamento das imagens.	46
Figura 9 – Ilustração esquemática da idéia em que se baseia a técnica de keogramas.	48
Figura 10 – Imagens da camada de aeroluminescência do OI(557,7nm) para a noite de 14-15/09/2007. À esquerda observa-se a imagem sem aplicação do filtro. À direita observa-se a mesma imagem, porém, com aplicação do filtro.	49
Figura 11 – O mesmo que a Figura 10, porém, para a noite de 10-11/10/2007.	50
Figura 12 – Imagens da camada de aeroluminescência do OH. À esquerda observa-se a imagem para a noite de 14-15/09/2007. À direita observa-se a imagem para a noite de 10-11/10/2007.	50
Figura 13 – Keogramas gerados a partir de imagens da aeroluminescência do OI(557,7nm) para a noite de 14-15/09/2007. No painel superior está o keograma gerado a partir das imagens não filtradas. Enquanto que no painel inferior está o Keograma gerado a partir das imagens filtradas.	52
Figura 14 – O mesmo que a Figura 13, porém, para a noite de 10-11/10/2007.	53

Figura 15 – Keogramas gerados a partir de imagens da aeroluminescência do OH para a noite de 14-15/09/2007. No painel superior está o keograma gerado sem aplicação dos filtros passa banda ("DIGITAL FILTER") e passa-altas ("ESTIMATOR FILTER"). Enquanto que no painel inferior está o keograma gerado com aplicação dos filtros.	54
Figura 16 – O mesmo que a Figura 15, porém, para a noite de 10-11/10/2007. . . .	55
Figura 17 – Ilustração dos diferentes tipos de espalhamento do sinal do LIDAR. . .	57
Figura 18 – Ilustração esquemática dos estágios para obtenção do laser em 589nm. . .	58
Figura 19 – Foto do LIDAR situado no INPE, em São José dos Campos.	59
Figura 20 – Ilustração do funcionamento básico do radar meteórico do INPE, localizado em Cachoeira Paulista.	60
Figura 21 – Perfis verticais de temperatura para os dias 15/09/2007 (à esquerda) e 11/10/2007 (à direita) às 0h30min LT (GMT -3:00), fornecidos pelo lidar de São José dos Campos (em vermelho) e pelo modelo NRLMSISE00 para a localidade de Cachoeira Paulista (em azul). O eixo horizontal representa a temperatura em Kelvin (K) e o vertical a altitude em quilômetros (km).	62
Figura 22 – Perfis verticais de densidade para os dias 15/09/2007 (à esquerda) e 11/10/2007 (à direita) às 0h30min LT (GMT -3:00). Em vermelho, está a densidade fornecida pelo modelo NRLMSISE00 para a região de Cachoeira Paulista e, em azul, está a densidade fornecida pela lei dos gases. O eixo horizontal representa a densidade em 10^{-5} kg/m^3 e o vertical a altitude em quilômetros (km).	63
Figura 23 – Perfis verticais de pressão para os dias 15/09/2007 (à esquerda) e 11/10/2007 (à direita) às 0h30min LT (GMT -3:00). Em vermelho, está a pressão fornecida pela lei dos gases, em azul, está a pressão fornecida pela Equação (2.36) (pressão medida). O eixo horizontal representa a pressão em Pascal (Pa) e o vertical a altitude em quilômetros (km). . .	64
Figura 24 – Perfil vertical de vento zonal e meridional para os dias 15/09/2007 (à esquerda) e 11/10/2007 (à direita) às 3h30min UT. Em vermelho está o vento zonal e em azul o vento meridional. O eixo horizontal representa a velocidade em metros por segundo (m/s) e o vertical a altitude em quilômetros (km).	65
Figura 25 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #1, registrado na camada OH para a noite de 14-15/09/2007.	68
Figura 26 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #1, registrado na camada OI(557,7nm) para a noite de 14-15/09/2007.	69

Figura 27 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #2, registrado na camada OH para a noite de 14-15/09/2007.	70
Figura 28 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #2, registrado na camada OI(557,7nm) para a noite de 14-15/09/2007.	71
Figura 29 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #3, registrado na camada OH para a noite de 10-11/10/2007.	72
Figura 30 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #3, registrado na camada OI(557,7nm) para a noite de 10-11/10/2007.	73
Figura 31 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #4, registrado na camada OH para a noite de 10-11/10/2007.	74
Figura 32 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #4, registrado na camada OI(557,7nm) para a noite de 10-11/10/2007.	75
Figura 33 – Evento de onda #1 registrado em Cachoeira Paulista na noite de 14-15/09/2007.	77
Figura 34 – Evento de onda #2 registrado em Cachoeira Paulista na noite de 14-15/09/2007.	77
Figura 35 – Evento de onda #3 registrado em Cachoeira Paulista na noite de 10-11/10/2007.	78
Figura 36 – Evento de onda #4 registrado em Cachoeira Paulista na noite de 10-11/10/2007.	78
Figura 37 – Perfil vertical de dados de vento estimado e medido para o dia 15/09/2007 às 3h30min UT. Em linha contínua estão os dados medidos pelo radar meteórico de Cachoeira Paulista e em linha tracejada estão os dados estimados usando a metodologia proposta. Em vermelho está o vento zonal (direção Leste-Oeste) e em azul o vento meridional (direção Norte-Sul). O gráfico a esquerda representa a Situação I do TESTE I e o da direita a Situação II.	82
Figura 38 – O mesmo que a Figura 37, porém, para o dia 11/10/2007 às 3h30min UT.	82

Figura 39 – Perfil vertical de dados de vento estimado e medido para o dia 15/09/2007 às 3h30min UT. Em linha contínua estão os dados medidos pelo radar meteorológico de Cachoeira Paulista e em linha tracejada estão os dados estimados usando a metodologia proposta. Em vermelho está o vento zonal (direção Leste-Oeste) e em azul o vento meridional (direção Norte-Sul). O gráfico a esquerda representa a Situação I do TESTE II e o da direita a Situação II.	84
Figura 40 – O mesmo que a Figura 39, porém, para o dia 11/10/2007 às 3h30min UT.	84
Figura 41 – Perfil vertical de dados de vento estimado e medido para o dia 15/09/2007 às 3h30min UT. Em linha contínua estão os dados medidos pelo radar meteorológico de Cachoeira Paulista e em linha tracejada estão os dados estimados usando a metodologia proposta. Em vermelho está o vento zonal (direção Leste-Oeste) e em azul o vento meridional (direção Norte-Sul). O gráfico a esquerda representa a Situação I do TESTE III e o da direita a Situação II.	86
Figura 42 – O mesmo que a Figura 41, porém, para o dia 11/10/2007 às 3h30min UT.	86
Figura 43 – Perfil vertical de dados de vento estimado e medido para o dia 15/09/2007 às 3h30min UT. Em linha contínua estão os dados medidos pelo radar meteorológico de Cachoeira Paulista e em linha tracejada estão os dados estimados usando a metodologia proposta. Em vermelho está o vento zonal (direção Leste-Oeste) e em azul o vento meridional (direção Norte-Sul). O gráfico a esquerda representa a Situação I do TESTE IV e o da direita a Situação II.	88
Figura 44 – O mesmo que a Figura 43, porém, para o dia 11/10/2007 às 3h30min UT.	88

Lista de tabelas

Tabela 1 – Detalhes dos filtros de interferência e altura média do pico das camadas de emissão.	44
Tabela 2 – Constantes para cálculo da massa molecular média e da razão entre as capacidades caloríficas a pressão e a volume constantes.	61
Tabela 3 – Parâmetros de ondas de gravidade de média escala simultâneas obtidos utilizando-se a técnica de keogramas.	67
Tabela 4 – Parâmetros medidos de ondas de gravidade de média escala simultâneas.	80
Tabela 5 – Parâmetros médios de ondas de gravidade de média escala simultâneas.	80
Tabela 6 – Teste I: Influência da temperatura na determinação do vento horizontal.	81
Tabela 7 – Teste II: Influência da densidade na determinação do vento horizontal.	83
Tabela 8 – Teste III: Influência da direção de propagação das ondas na determinação do vento horizontal.	85
Tabela 9 – Teste IV: Influência do comprimento de onda vertical na determinação do vento horizontal.	87

Sumário

1	INTRODUÇÃO	25
1.1	Objetivos	26
1.2	Estrutura da Dissertação	27
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	29
2.1	Ondas de gravidade atmosférica	29
2.1.1	Teoria Linear das ondas de gravidade	29
2.1.2	Linearizações nas equações básicas	31
2.1.3	Relação de dispersão	33
2.1.4	Propagação de ondas de gravidade	37
2.1.5	Reflexão de ondas de gravidade	38
2.1.6	Canalização de ondas de gravidade	39
2.1.7	Absorção e filtragem de ondas de gravidade	40
3	TÉCNICAS EXPERIMENTAIS	43
3.1	O Imageador All-Sky	43
3.1.1	Determinação dos parâmetros horizontais de ondas de gravidade	46
3.1.2	Análise de keogramas	47
3.1.2.1	Análise das imagens	49
3.1.3	Determinação de parâmetros verticais de ondas de gravidade	56
3.2	O Radar de Laser – LIDAR	56
3.3	O Radar Meteórico	59
3.4	Interação do vento horizontal com ondas de gravidade	60
3.4.1	Perfis de Temperatura	62
3.4.2	Perfis de Densidade	63
3.4.3	Perfis de Pressão	63
3.4.4	Perfis de vento	64
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	67
4.1	Parâmetros de ondas de gravidade de média escala	67
4.2	Keogramas na direção de propagação da onda e evolução vertical de fase	76
4.2.1	Cálculo do comprimento de onda vertical a partir de dados do radar meteórico	79
4.3	Efeitos da temperatura, densidade, direção de propagação e comprimento de onda vertical na determinação do vento horizontal	81
4.3.1	Influência da temperatura na determinação do vento horizontal	81

4.3.2	Influência da densidade na determinação do vento horizontal	83
4.3.3	Influência da direção de propagação das ondas na determinação do vento horizontal	85
4.3.4	Influência do comprimento de onda vertical na determinação do vento horizontal	87
5	CONCLUSÕES	89
	REFERÊNCIAS	91

1 Introdução

Um dos principais temas de pesquisa em ciências atmosféricas, em virtude da sua complexidade e importância para o acoplamento entre camadas atmosféricas, tem sido a dinâmica da mesosfera e baixa termosfera (MLT¹, do Inglês “Mesosphere and Lower Thermosphere”). A complexidade da MLT deve-se, principalmente, à presença de ondas atmosféricas, as quais são responsáveis em transportar e depositar energia e momento da baixa atmosfera para a MLT, influenciando, assim, na sua dinâmica e fazendo com que haja um acoplamento entre o fluxo ascendente dessas ondas, a estrutura de temperatura e os ventos médios dessa região (ANTONITA et al., 2008). Por isso, compreender bem a MLT requer uma investigação detalhada de todos esses fenômenos e mecanismos de acoplamento e variabilidade (MIDDLETON; MITCHELL; MULLER, 2002).

Como a maioria desses fenômenos são exibidos na forma de flutuações de vento e/ou temperatura, para se estudar esses processos em profundidade é preciso ter medições de vento ou temperatura confiáveis a longo prazo (JOHN S. R.; KUMAR, 2011).

Uma variedade de técnicas tem sido usadas para medir vento, os métodos mais populares são DBS (do inglês, Doppler Beam Swinging - Oscilação do Feixe Doppler), SA (do inglês, Spaced Antenna - Antena Espaçada) e métodos interferométricos (HOCKING, 1997; KUMAR K. K.; RAMKUMAR, 2007). A abordagem mais óbvia para medi-lo é usando um marcador, algo presente naturalmente no meio ou injetado para esse fim, cujo movimento possa ser observado a partir do solo (HARGREAVES, 1992).

No tocante à equipamentos, medidas de vento neutro na MLT tem sido feitas, principalmente, a partir de: a) foguete (KUMAR et al., 2008; MANSON et al., 1992); b) radar MF (do inglês, Medium Frequency) (HOCKING, 1997; GOMES, 2013; SHARMA et al., 2018), do tipo o radar de reflexão parcial (RATNAM et al., 2001; PATIL et al., 2007; KUMAR K. K.; RAMKUMAR, 2007; KUMAR et al., 2008); c) radar MST (do inglês, Mesosphere Stratosphere and Troposphere) (HOCKING, 1997; RATNAM et al., 2001; KUMAR et al., 2008), do tipo o radar MU (do inglês, Middle and Upper atmosphere) (NAKAMUR et al., 1997; BURITI, 1997); d) radar de laser, do tipo o LIDAR (do inglês, Light Detection and Ranging) (SHE; YU, 1994; KUMAR; TYSSOY; WILLIAMS, 2018); e) radar de espalhamento incoerente (SANTOS et al., 2011); f) radar de meteoros (HOCKING, 1997; LIMA, 2004; JOHN S. R.; KUMAR, 2011; YU et al., 2016; KUMAR; TYSSOY; WILLIAMS, 2018); g) interferômetro Fabry-Perot (FPI) (YUAN et al., 2010; YUAN et al., 2013; YU et al., 2016) h) interferômetro Michelson (LANGILLE et al., 2013;

¹ Com relação ao perfil de temperatura, a composição química e aos processos físicos dominantes, a atmosfera terrestre é subdividida em regiões. A MLT é uma delas, baseada no perfil de temperatura. Para mais detalhes dessas subdivisões e/ou classificações, ver Hargreaves (1992, p. 98-100)

SHEPHERD, 2003); i) satélite UARS (do inglês, Upper Atmosphere Research Satellite) utilizando os instrumentos HRDI (do inglês, High Resolution Doppler Imager) e WINDII (do inglês, Wind Imaging Interferometer) (MCLANDRESS; SHEPHERD; SOLHEIM, 1996; RATNAM et al., 2001; KUMAR et al., 2008; SHEPHERD et al., 2012); j) satélite TIMED (do inglês, Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere Energetics and Dynamics), utilizando o instrumento TIDI (do inglês, TIMED Doppler Interferometer) (JOHN S. R.; KUMAR, 2011). Enfim, são vários os equipamentos e técnicas utilizadas que possibilitam a medição do vento na região MLT.

Deste modo, visando propor uma forma alternativa de estimar o vento nessa região, essa pesquisa surge como viável e promissora, pois, propõe-se aqui estimar o vento considerando sua interação com as ondas de gravidade. Sabe-se que as ondas de gravidade desempenham um papel crucial no transporte de energia e momentum da baixa para a média e alta atmosfera, influenciam nos processos de turbulência e mistura, e contribuem para o surgimento de estruturas térmicas em determinadas regiões da atmosfera (FRITTS; ALEXANDER, 2003). Portanto, conhecer em detalhes as características dessas ondas, bem como seus efeitos sobre o escoamento básico da atmosfera é um caminho que melhorará, substancialmente, o entendimento sobre a circulação geral da atmosfera e, conseqüentemente, o aprimoramento dos modelos atmosféricos atuais.

O desenvolvimento de uma metodologia alternativa para estimar o vento horizontal na atmosfera pode auxiliar nos estudos e, conseqüentemente, no entendimento dos processos de interação de ondas de gravidade com o escoamento básico da atmosfera. Com isso, a determinação sistemática do vento a partir da observação de ondas de gravidade também pode ser utilizado para estudar variações de médio e longo prazo na atmosfera e uma conseqüente relação da atividade de ondas de gravidade com essas supostas variações do vento.

1.1 Objetivos

O objetivo principal desta pesquisa, então, é estabelecer uma metodologia para estimar o vento horizontal na mesosfera e baixa termosfera a partir de observações de ondas de gravidade de média escala simultâneas em imagens de diferentes camadas de emissão da aeroluminescência.

Para atingir tal objetivo foram propostos os seguintes objetivos específicos:

- Encontrar ondas de gravidade de média escala simultâneas em imagens de aeroluminescência do OH e OI (557,7 nm), obtidas entre os anos de 2007 e 2008 no Observatório de Cachoeira Paulista (SP);
- Verificar quais desses eventos apresentam simultaneidade com medidas do radar de

laser de São José dos Campos e radar meteórico de Cachoeira Paulista;

- Aplicar a técnica de keogramas nesses eventos de onda selecionados, a fim de estimar seus parâmetros horizontais;
- Construir keogramas na direção de propagação da onda, com propósito de acompanhar sua evolução vertical de fase e, conseqüentemente, estimar seu comprimento de onda vertical;
- Utilizar medidas locais de temperatura do LIDAR, com alta resolução temporal e espacial, simultâneas com o evento de onda registrado, a fim de obter perfis verticais de frequência de Brünt-Väisälä (N) e escala de altura (H);
- Comparar os resultados obtidos com os dados de vento do radar meteórico, como forma de validação da metodologia;
- Simular numericamente efeitos da temperatura, densidade, direção de propagação e comprimento de onda vertical, a fim de verificar quão decisivos são esses parâmetros na determinação do vento horizontal.

1.2 Estrutura da Dissertação

A presente Dissertação de Mestrado está estruturada da seguinte maneira:

- No Capítulo 2 é apresentada a fundamentação teórica, utilizada para fornecer ao leitor um embasamento teórico sobre o fenômeno de ondas de gravidade. Nela é mostrada uma breve revisão da teoria de ondas de gravidade, desde a teoria linear utilizada para descrevê-las até a análise dos seus efeitos na atmosfera (efeitos de propagação, reflexão, canalização, absorção e filtragem);
- No Capítulo 3 é feita uma breve descrição da instrumentação usada neste estudo, bem como de toda a metodologia empregada no desenvolvimento dessa dissertação.
- No Capítulo 4 são apresentados os principais resultados e discussões;
- Finalmente, no Capítulo 5, são apresentadas as conclusões deste trabalho e algumas considerações para trabalhos futuros.

2 Fundamentação Teórica

Neste Capítulo será abordado, à título de embasamento teórico, a teoria linear que descreve o fenômeno das ondas de gravidade na atmosfera, fazendo uma abordagem restrita à região da MLT. Com isso, será obtido a relação de dispersão anelástica de [Gossard e Hooke \(1975\)](#), amplamente utilizada para estudar ondas de gravidade nessa região, no qual os termos dissipativos são desprezados por não serem tão importantes.

2.1 Ondas de gravidade atmosférica

As ondas de gravidade surgem na atmosfera como resultado de flutuações que ocorrem no balanço entre o empuxo e a força de gravidade, que são responsáveis por manter a atmosfera verticalmente estática. Essas oscilações começaram a ser estudadas com mais intensidade na alta atmosfera a partir do trabalho pioneiro de [Hines \(1960\)](#). Neste trabalho, o autor associou os chamados ventos irregulares observados na região da MLT às ondas de gravidade. A partir de então, muitos estudos foram desenvolvidos com o intuito de entender as características dessas oscilações e a importância delas para a dinâmica da atmosfera.

Observações de aeroluminescência alavancaram o estudo de ondas de gravidade na MLT, principalmente, depois dos métodos de imageamento do céu iniciados por [Peterson e Kieffaber \(1973\)](#) que permitem estudar em detalhes as estruturas horizontais. As imagens de aeroluminescência possibilitam estudar e caracterizar ondas de gravidade com comprimentos de ondas horizontais de dezenas até centenas de quilômetros, períodos que variam de alguns minutos até algumas horas e velocidades de fase horizontais menores que algumas centenas de m/s ([TAYLOR; HILL, 1991](#); [TAYLOR; BISHOP; TAYLOR, 1995](#); [TAYLOR et al., 2009](#); [PAULINO et al., 2016](#); [CARVALHO et al., 2017](#)).

No Brasil, as primeiras observações de ondas de gravidade na região da MLT com imagens de aeroluminescência foram feitas por [Taylor et al. \(1997\)](#) e, desde então, diversos trabalhos foram publicados mostrando várias características de ondas de gravidade em diversas regiões do país e sujeitas às condições atmosféricas diferentes ([PAULINO, 2012](#)).

2.1.1 Teoria Linear das ondas de gravidade

Por meio da teoria linear ou teoria da perturbação de primeira ordem, que é válida para movimentos ondulatórios de pequena amplitude, em que, a velocidade do fluido (vento neutro) é menor que a velocidade de fase da onda, é possível descrever o fenômeno das ondas de gravidade. A análise matemática inicia-se pelas equações básicas,

que descrevem o movimento atmosférico. Ignorando o movimento de rotação do planeta Terra e considerando uma atmosfera sem fricção, essas equações básicas são dadas por:

$$\frac{D\vec{U}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p + \vec{g} \quad (2.1)$$

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho\nabla \cdot \vec{U} = 0 \quad (2.2)$$

$$\frac{1}{c_s^2} \frac{Dp}{Dt} = \frac{D\rho}{Dt} \quad (2.3)$$

$$p = \rho RT \quad (2.4)$$

A Equação (2.1) descreve a conservação de momento. O primeiro termo é a derivada substantiva do vento neutro $\vec{U} = (u, v, w)$, em que, u é a velocidade zonal (positiva para leste), v a velocidade meridional (positiva para norte) e w a velocidade vertical (positiva para cima). O termo $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla$ representa o operador de Stokes e ∇ o operador gradiente. Ao lado direito da igualdade, a aceleração da gravidade é representada por \vec{g} , ρ é a densidade atmosférica, p a pressão atmosférica e $-\frac{1}{\rho}\nabla p$ é a força (por unidade de massa) devido ao gradiente de pressão.

A equação da continuidade é expressa na Equação (2.2), descrevendo a conservação de massa. O termo $\nabla \cdot \rho\vec{U}$ representa o divergente do fluxo de massa.

A Equação (2.3) descreve a conservação de energia. Essa equação pode ser escrita sob várias formas, porém, supondo processos adiabáticos ela é expressa como mostrado na Equação (2.3), em que, c_s é a velocidade do som e está relacionada com p e ρ por $c_s^2 = \gamma \frac{p}{\rho}$, sendo γ a relação entre os calores específicos a pressão e volume constantes $\left(\frac{c_p}{c_v}\right)$.

Por fim, a Equação (2.4) é a equação dos gases ideais, em que, T é a temperatura e $R = 8314,5/(X_{MW})$ é a constante dos gases ideais, a qual depende da massa molecular em cada nível (X_{MW}). Embora essa equação tenha sido deduzida para gases ideais, ela dá uma descrição razoavelmente precisa do comportamento da atmosfera.

Esse conjunto de 6 incógnitas e 6 equações, enumerado acima de (2.1) - (2.4), em que, a Equação (2.1) na verdade representa 3 equações em (u, v, w) , não admite solução analítica. No entanto, para estudar a propagação de ondas de gravidade não se faz necessário solucionar esse sistema de equações. Basta fazer simplificações e impôr soluções do tipo ondas planas para o sistema, de tal forma que se possa extrair informações sobre as famílias de ondas permitidas para esse sistema de equações.

Dentre as simplificações que podem ser feitas, estão: considerar pequenas variações de pressão e densidade, nas quais não ocorra perda de energia (viscosidade nula) e solução

plana em duas dimensões, desta forma, pode-se direcionar o eixo horizontal x na direção de propagação da onda e $\vec{U} = (u, 0, w)$. Sem perda de generalidade, as equações serão escritas somente para o caso de duas dimensões espaciais, ou seja, o plano vertical (x, z) . Supõe-se, ainda, que o domínio da atmosfera seja infinito em todas as direções e que o estado básico da atmosfera seja um de repouso, portanto, em balanço hidrostático.

Deste modo, feitas as devidas simplificações e expressando as equações básicas em termos de \vec{U} , p e ρ da forma que é feita por Hines (1960), passa-se a ter agora um conjunto de 4 equações² e 4 incógnitas (u, w, p, ρ) .

2.1.2 Linearizações nas equações básicas

A linearização é um procedimento matemático muito usado e, também, muito apropriado em se tratando de ondas. Para uma função arbitrária, o procedimento da linearização envolve, em primeiro lugar, definir um estado básico ou de referência, e supor que os desvios das variáveis (criados pela presença das ondas), em torno deste estado básico sejam infinitesimalmente pequenos. Sob estas condições o conjunto de equações linearizadas pode ser usado. Deste modo, os parâmetros de pressão e densidade, podem então serem escritos como:

$$p(x, z, t) = p_0(z) + p_1(x, z, t) \quad (2.5)$$

$$\rho(x, z, t) = \rho_0(z) + \rho_1(x, z, t) \quad (2.6)$$

em que, a densidade e pressão foram decompostas em uma parte hidrostática (subscrito 0) mais um desvio (subscrito 1) (causado pela onda). Substituindo as Equações (2.5) e (2.6) nas 4 novas equações básicas do movimento e desprezando todos os termos que contêm produtos de desvios (ou, deles com suas derivadas), pois, eles são infinitesimalmente pequenos devido à hipótese incluída anteriormente, as equações linearizadas podem ser descritas por:

$$\rho_0 \frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{\partial p_1}{\partial x} \quad (2.7)$$

$$\rho_0 \frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{\partial p_1}{\partial z} - \rho_1 g \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial \rho_1}{\partial t} + w \frac{\partial \rho_0}{\partial z} = -\rho_0 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (2.9)$$

$$\frac{1}{c_s^2} \left(\frac{\partial p_1}{\partial t} + w \frac{\partial p_0}{\partial z} \right) = \left(\frac{\partial \rho_1}{\partial t} + w \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \right) \quad (2.10)$$

² A Equação dos gases ideais (2.4) não será utilizada por enquanto.

em que, o termo de advecção convectiva ($\vec{U} \cdot \nabla U$), presente implicitamente na Equação (2.1), também foi desprezado no processo de linearização por ser pequeno.

Usando o fato do estado básico estar em equilíbrio hidrostático, $\frac{\partial \rho_0}{\partial z} = g\rho_0$ (equação hidrostática), a Equação (2.10) pode ser reescrita como

$$\frac{1}{c_s^2} \left(\frac{\partial p_1}{\partial t} - g\rho_0 w \right) = \left(\frac{\partial \rho_1}{\partial t} + w \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \right) \quad (2.11)$$

Com isso, as Equações (2.7), (2.8), (2.9) e (2.11) constituem um sistema fechado de quatro equações diferenciais parciais lineares, envolvendo quatro variáveis dependentes (as duas componentes da velocidade e os desvios de pressão e densidade). Por outro lado, é conveniente reduzir esse sistema a um de duas equações, envolvendo os campos de movimento vertical e o desvio na pressão. Eliminando o desvio da densidade entre as Equações (2.9) e (2.11), obtém-se, facilmente,

$$\frac{1}{c_s^2} \left(\frac{\partial p_1}{\partial t} - g\rho_0 w \right) = -\rho_0 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (2.12)$$

O segundo passo consiste em eliminar o desvio de densidade entre a Equação (2.8) - após a mesma ser diferenciada com respeito ao tempo - e a Equação (2.9), chegando-se a

$$\rho_0 \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = -\frac{\partial^2 p_1}{\partial z \partial t} - g \left[-w \frac{\partial \rho_0}{\partial z} - \rho_0 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right] \quad (2.13)$$

em que, substituindo (2.12) em (2.13), obtém-se:

$$\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} + \left(-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} - \frac{g^2}{c_s^2} \right) w = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial z} + \frac{g}{c_s^2} \right) p_1 \quad (2.14)$$

note que o termo entre parênteses no primeiro membro desta equação, possui dimensão de frequência ao quadrado, desta forma, é possível escrever esta equação ainda da seguinte maneira,

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + N^2 \right) w = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial z} + \frac{g}{c_s^2} \right) p_1 \quad (2.15)$$

sendo, N a frequência de Brünt-Väisälä ou de flutuabilidade³, que matematicamente é definida por:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} - \frac{g^2}{c_s^2} \quad (2.16)$$

³ A frequência de Brünt-Väisälä ou de flutuabilidade é a frequência na qual uma parcela de ar deslocada verticalmente oscila dentro de um ambiente estaticamente estável.

ou em termos da temperatura potencial⁴,

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \quad (2.17)$$

em que,

$$\theta = T \left(\frac{p_s}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} = C \frac{p^{\frac{1}{\gamma}}}{\rho} \quad (2.18)$$

sendo, $C_p = \frac{\gamma R}{\gamma - 1}$ a capacidade calorífica a pressão constante, p_s a pressão num dado nível de referência e C uma constante⁵.

A Equação (2.15) é uma das duas equações procuradas do novo sistema de equações. A segunda equação é obtida: a) derivando a Equação (2.12) com respeito ao tempo e b) eliminando a componente x da velocidade, com o auxílio da Equação (2.7), até agora não utilizada. O resultado final é

$$\frac{1}{c_s^2} \frac{\partial^2 p_1}{\partial t^2} - \frac{\partial^2 p_1}{\partial x^2} = -\frac{g\rho_0}{c_s^2} + \frac{\partial w}{\partial t} - \rho_0 \frac{\partial^2 w}{\partial z \partial t} \quad (2.19)$$

O sistema de Equações (2.7), (2.8), (2.9) e (2.11) é, agora, substituído pelo sistema de Equações (2.15) e (2.19).

2.1.3 Relação de dispersão

Com o propósito de se obter equações com coeficientes constantes (que aceitam soluções do tipo ondas planas), assim como, considerar o crescimento da amplitude da onda de gravidade em função da altitude devido ao decréscimo da densidade, emprega-se a mesma metodologia adotada por Pitteway e Hines (1963), ou seja, introduz-se a seguinte transformação de variáveis:

$$(u, w) = \sqrt{\frac{\rho_r}{\rho_0}} (\tilde{u}, \tilde{w}) \quad (2.20)$$

$$(p_1, \rho_1) = \sqrt{\frac{\rho_0}{\rho_r}} (\tilde{p}, \tilde{\rho}) \quad (2.21)$$

em que, o índice r indica um valor de referência (constante), por exemplo, a densidade do estado básico em $z = 0$. A transformação acima não é única; a escolha desta transformação

⁴ A temperatura potencial é definida como sendo a temperatura na qual uma parcela de ar teria, se fosse transportada por um caminho adiabático até um nível de referência. Partindo da primeira lei da termodinâmica e supondo um processo adiabático, pode-se obter uma expressão para a temperatura potencial (vide Equação (2.18)).

⁵ Com auxílio da lei dos gases perfeitos (vide Equação (2.4)), a temperatura potencial pode ser reescrita também desta outra forma.

deve-se ao fato que ela preserva a dimensão física das variáveis dependentes. Mediante esta transformação, as Equações (2.15) e (2.19) tornam-se, respectivamente

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + N^2\right) \tilde{w} = -\frac{1}{\rho_r} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial z} + \Gamma\right) \tilde{p} \quad (2.22)$$

e

$$\frac{1}{c_s^2} \frac{\partial^2 \tilde{p}}{\partial t^2} - \frac{\partial^2 \tilde{p}}{\partial x^2} = -\rho_r \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial}{\partial z} - \Gamma\right) \tilde{w}, \quad (2.23)$$

com

$$\Gamma = \frac{1}{2\rho_0} \frac{d\rho_0}{dz} + \frac{g}{c_s^2} \quad (2.24)$$

sendo Γ o chamado coeficiente de Eckart, que reflete a influência do gradiente de densidade nos termos inerciais.

As Equações (2.22) e (2.23) são, finalmente, as duas equações governantes, porém, ainda contendo coeficientes que são funções da coordenada z . Não obstante, se os coeficientes dessas equações forem supostos localmente constantes, o sistema admite soluções oscilatórias do tipo ondas planas:

$$[\tilde{w}, \tilde{p}] = [W, P] \exp[i(kx + mz - \omega t)] \quad (2.25)$$

em que, W e P são constantes, ω seria a frequência da onda em relação ao solo, k e m são os números de onda zonal e meridional, de tal modo que $k = \frac{2\pi}{\lambda_H}$ e $m = \frac{2\pi}{\lambda_z}$, x e z representam a posição horizontal e vertical da onda num dado instante de tempo t . Deste modo, substituindo soluções do tipo dado pela Equação (2.25) nas Equações (2.22) e (2.23), obtém-se o seguinte sistema de equações

$$\rho_r (N^2 - \omega^2) W = i\omega (im + \Gamma) P \quad (2.26)$$

$$(k^2 c_s^2 - \omega^2) P = i\omega \rho_r c_s^2 (im - \Gamma) W \quad (2.27)$$

A obtenção de uma equação em uma única variável (por exemplo, P) é feita multiplicando $(im - \Gamma)$ à Equação (2.26) e eliminando W , com o auxílio da Equação (2.27). Logo, usando a identidade

$$(im + \Gamma)(im - \Gamma) = -m^2 - \Gamma^2 \quad (2.28)$$

segue-se, facilmente, o resultado final

$$m^2 = \frac{(N^2 - \omega^2)(k^2 c_s^2 - \omega^2)}{\omega^2 c_s^2} - \Gamma^2, \quad (2.29)$$

que substituindo (2.24) em (2.29) pode-se, ainda, modificá-la, de modo a resultar uma equação bi quadrática na frequência, a saber,

$$\omega^4 - \left[c_s^2 \left(k^2 + m^2 + \frac{1}{4H^2} \right) \right] \omega^2 + k^2 c_s^2 N^2 = 0, \quad (2.30)$$

cujas raízes são:

$$\omega_a^2 = \pm \frac{1}{2} \left[c_s^2 \left(k^2 + m^2 + \frac{1}{4H^2} \right) \right] (1 + \sqrt{\Delta'}) \quad (2.31)$$

e

$$\omega_g^2 = \pm \frac{1}{2} \left[c_s^2 \left(k^2 + m^2 + \frac{1}{4H^2} \right) \right] (1 - \sqrt{\Delta'}) \quad (2.32)$$

com

$$\Delta' = \left[1 - \frac{4N^2 k^2}{c_s^2 \left(k^2 + m^2 + \frac{1}{4H^2} \right)^2} \right]. \quad (2.33)$$

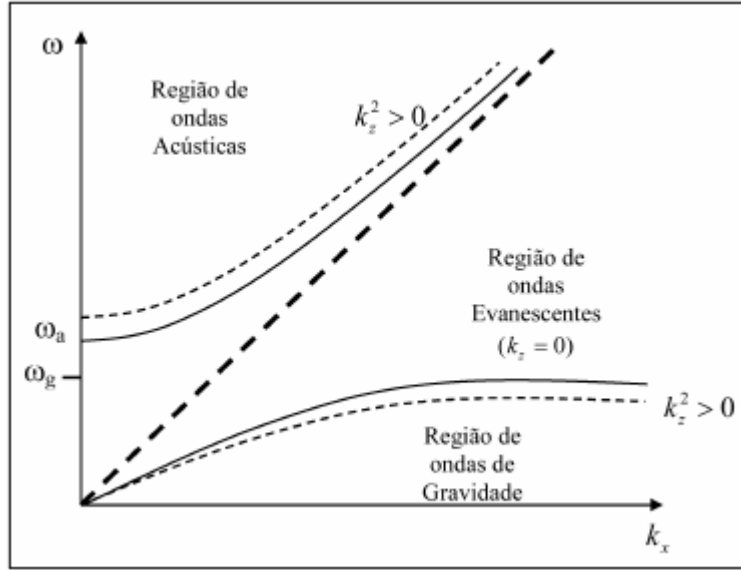
e

$$\frac{1}{H} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \quad (2.34)$$

em que, H (denominado altura de escala para a densidade) é uma escala intrínseca de comprimento que caracteriza a variação vertical da densidade do meio; quanto menor for H , mais rápido será o decaimento da densidade com respeito à altura.

Os índices (a) e (g) referem-se, respectivamente, às ondas acústicas e ondas internas de gravidade. Restringindo aos valores positivos de ω , já que a parte negativa altera apenas a direção de propagação, nota-se que: a) a frequência de corte acústica (ω_a) é maior que a frequência de Brünt-Väisälä ($\omega_g = N$), em outras palavras, $\omega_a > \omega_g$ e; b) existem ω 's maiores do que um determinado ω_a e outros menores que um determinado ω_g , indicando que duas seqüências distintas de ondas internas podem ocorrer, uma de alta frequência dominada pelas ondas acústicas ($\omega > \omega_a$) e uma outra de baixa frequência dominada pelas ondas de gravidade ($\omega < \omega_g$). No intervalo entre estas frequências ($\omega_g > \omega > \omega_a$) as ondas são denominadas evanescentes que se caracterizam por não se propagarem verticalmente, apenas horizontalmente. A Figura 1 ilustra os três regimes em um diagrama de frequências.

Figura 1 – Diagrama ilustrando as regiões de existência dos três tipos de ondas internas (ondas de gravidade, ondas evanescentes e ondas acústicas).



Fonte: Beer (1974, p. 55).

Usando uma expansão em série de Taylor⁶ no radicando da Equação (2.32) (por serem as ondas internas de gravidade as de interesse desse estudo), obtém-se

$$\sqrt{\Delta'} = \left[1 - \frac{4N^2k^2}{c_s^2 \left(k^2 + m^2 + \frac{1}{4H^2} \right)^2} \right]^{\frac{1}{2}} \approx 1 - \frac{2N^2k^2}{c_s^2 \left(k^2 + m^2 + \frac{1}{4H^2} \right)^2} \quad (2.35)$$

e, a relação de dispersão geral (Equação (2.32)), pode ser aproximada por

$$\omega_g^2 \approx \frac{N^2k^2}{k^2 + m^2 + \frac{1}{4H^2}} \quad (2.36)$$

válida, obviamente, para frequências menores que N . Essa relação será muito útil para determinar a frequência intrínseca de ondas internas de gravidade encontradas em imagens de aeroluminescência do OH e OI(557,7nm) na região de Cachoeira Paulista (mais detalhes na Seção 3.4).

Uma forma mais usual da Equação (2.36) e amplamente usada para estudar as ondas internas de gravidade na região da MLT, no qual a dissipação não é tão importante (GOSSARD; HOOKE, 1975), é:

$$m^2 \approx \frac{N^2k^2}{\omega_g^2} - k^2 - \frac{1}{4H^2} \quad (2.37)$$

em que, fazendo uso desta equação é possível analisar efeitos de propagação, reflexão, canalização, absorção e filtragem de ondas internas de gravidade na atmosfera.

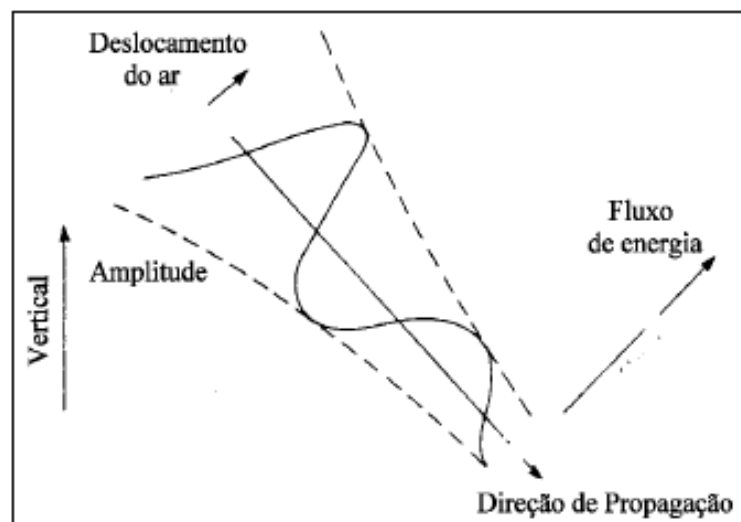
⁶ Foi usada a seguinte expansão: $f(\epsilon) = (1 \pm \epsilon)^n \approx 1 \pm n\epsilon$, para $|\epsilon| \ll 1$ e n real.

2.1.4 Propagação de ondas de gravidade

A Equação (2.37) apresenta dois tipos de soluções: $m^2 < 0$ ou $m^2 > 0$. Quando $m^2 < 0$, as ondas são ditas evanescentes, isto é, não se propagam na atmosfera de modo ascendente nem descendente, apenas na horizontal; já quando $m^2 > 0$, as ondas são ditas propagantes, ou seja, propagam-se livremente em função da altura. Estas ondas quando propagam-se ascendentemente, aumentam sua amplitude de oscilação à medida que a densidade da atmosfera diminui, caso, não ocorra a dissipação de energia, a amplitude dessa onda torna-se tão grande que esta pode sofrer um processo de quebra, podendo transferir momentum e energia para o meio, acelerando ou desacelerando o fluxo básico e provocando turbulência (WRASSE, 2004).

A Figura 2 ilustra uma onda interna de gravidade propagando-se na atmosfera, percebe-se que a direção de propagação de fase da onda é perpendicular ao fluxo de energia, portanto, observando uma mesma onda em camadas distintas da aeroluminescência é possível saber se ela é ascendente ou descendente, analisando em qual camada a fase da onda aparece primeiro, de modo que, se a fase é propagante para baixo (como é o caso da Figura 2), conseqüentemente, a energia da onda está se propagando para cima. Deste modo, essa seria uma forte evidência de onda de gravidade propagando-se ascendentemente, sugerindo que sua fonte geradora deva se encontrar em baixas altitudes.

Figura 2 – Ilustração da propagação de uma onda interna de gravidade de modo ascendente na atmosfera. Vale salientar que o que é observado na atmosfera é a propagação de fase da onda, porém, quem diz para onde a onda se propaga de fato é o fluxo de energia.



Fonte: Adaptada de Hargreaves (1992, p. 126).

2.1.5 Reflexão de ondas de gravidade

Para que uma onda interna de gravidade venha ser refletida na atmosfera é necessário que a mesma encontre um nível de reflexão. Esses níveis surgem sempre na interface entre uma região propagante ($m^2 > 0$) e uma evanescente ($m^2 < 0$). Analisando a Equação (2.37), uma condição necessária para que a onda de gravidade seja propagante é que sua frequência intrínseca (ω_g) seja menor que a frequência de Brünt-Väisälä (N), pois, se assim não for, o termo $N^2 k^2 / \omega_g^2$ será menor que k^2 , de tal modo que, $m^2 < 0$ (onda evanescente). Entretanto, quando a frequência intrínseca da onda aproxima-se da frequência de Brünt-Väisälä ($m^2 \approx k^2 - k^2 - \frac{1}{4H^2}$), o número de onda vertical tende a zero⁷ ($m \rightarrow 0$), o que implica em um comprimento de onda vertical muito grande, pois, $\lambda_z = 2\pi/m$. Deste modo, se a região anterior a um determinado nível de reflexão continuar fornecendo condições mínimas de propagação ($N > \omega$) e, acima desse, ela não encontre essas condições ($N < \omega$), a mesma será refletida e passará a se propagar numa direção oposta, isto é, m mudará de sinal (PAULINO, 2012).

Portanto, fisicamente, um nível de reflexão para uma onda interna de gravidade pode ser alcançado de duas formas: a) aumentando a frequência intrínseca da onda ou b) diminuindo a frequência de fluabilidade do meio (PAULINO, 2012). Deste modo, observa-se que m^2 é sensivelmente dependente da temperatura (através da frequência de fluabilidade N) (vide Equação (2.17)) e do vento básico de fundo (através da frequência intrínseca da onda), cuja relação de interação vento-onda é dada por,

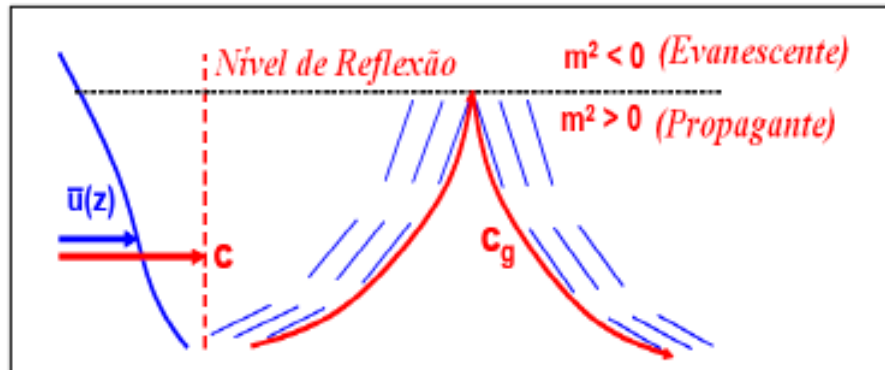
$$\omega_I = \omega_O - \vec{k} \cdot \vec{U}, \quad (2.38)$$

em que, $\omega_I = \omega_g$ é a frequência intrínseca da onda de gravidade e ω_O a frequência observada. Fisicamente, essa equação diz que, devido a presença do vento horizontal, o período observado ($\tau_O = \frac{2\pi}{\omega_O}$) de uma onda de gravidade, através de um instrumento de solo, pode ser aumentado ou diminuído em relação ao que se observaria sem a presença do vento ($\tau_I = \frac{2\pi}{\omega_I}$).

Em suma, os níveis de reflexão ocorrerão na atmosfera quando: a) houver fortes ventos horizontais na direção anti-paralela à propagação horizontal de uma onda de gravidade ou b) acontecer mudanças verticais bruscas na temperatura. Esses níveis de reflexão podem ser criados, geralmente, ou pela ação isolada de cada um desses efeitos ou pela ação combinada de ambos (PAULINO, 2012). Na Figura 3 pode ser vista uma ilustração de uma onda de gravidade sendo refletida em um nível de reflexão na atmosfera.

⁷ O termo $1/4H^2$ praticamente não tem influência, por ser ele muito pequeno.

Figura 3 – Esquema mostrando um nível de reflexão para uma onda interna de gravidade. Uma região evanescente é mostrada na parte superior ($m^2 < 0$) e uma região propagante na parte inferior ($m^2 > 0$). É possível verificar a onda interna de gravidade sendo refletida nesse nível.



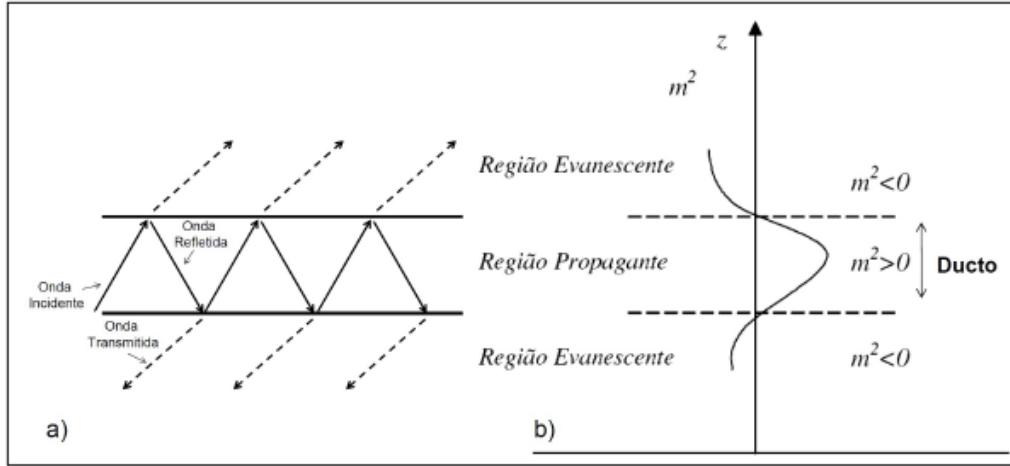
Fonte: Vargas (2007, p. 65)

2.1.6 Canalização de ondas de gravidade

Como visto no tópico anterior, variações na temperatura e nos campos de vento na atmosfera, podem afetar a propagação das ondas de gravidade. Quando surgem variações nesses campos (vento ou temperatura), pode ocorrer a reflexão das ondas ou o aparecimento de canais de ondas, denominado dutos. Tais dutos são formados a partir de uma região propagante ($m^2 > 0$) confinada entre duas regiões de propagação vertical proibidas, ou seja, duas regiões evanescentes ($m^2 < 0$). São através de dutos na atmosfera que as ondas de gravidade são capazes de percorrer grandes distâncias horizontais com pequena perda de energia (WRASSE, 2004).

A canalização de uma onda, portanto, ocorre quando a onda de gravidade fica aprisionada entre dois níveis de reflexão. A depender do que originou esses níveis de reflexão, o duto pode ser denominado térmico, Doppler ou dual (ISLER; TAYLOR; FRITTS, 1997). Um duto é dito térmico quando formado pelo gradiente vertical de temperatura. É dito Doppler quando formado pelo gradiente vertical do vento horizontal. E dual quando formado pela combinação dos dois fatores, gradiente vertical de temperatura e dos ventos horizontais. A Figura 4 ilustra a formação de dutos de propagação. Em (a) é apresentada as características de reflexão de uma onda canalizada e em b) são mostradas as características de um duto.

Figura 4 – Esquema ilustrando a formação de dutos na atmosfera. Em (a) observa-se a reflexão e transmissão de uma onda confinada entre dois níveis de reflexão e em (b) mostra o perfil do número de onda vertical que permite a formação de um canal.



Fonte: Filho (2007)

2.1.7 Absorção e filtragem de ondas de gravidade

Ao se propagar na atmosfera uma onda interna de gravidade pode encontrar regiões onde sua velocidade de fase é a mesma do vento médio, a essas regiões denominamos de nível crítico. Boa parte desses níveis são responsáveis em limitar a propagação vertical das ondas de gravidade na atmosfera e restringir seu transporte de energia e momentum à regiões inferiores. Sendo assim, pode-se dizer que tanto os níveis críticos quanto os de reflexão agem como verdadeiros filtros naturais para as ondas internas de gravidade, sendo responsáveis pela seletividade de famílias de ondas em dadas altitudes da atmosfera (PAULINO, 2012).

O nível crítico pode ser representado pela singularidade na solução da equação de Gossard e Hooke (1975) (Equação (2.37)) combinada à relação de interação vento-onda (Equação (2.38)), de modo que

$$m^2 \approx \frac{N^2 k^2}{(\omega_O - \vec{k} \cdot \vec{U})^2} - k^2 - \frac{1}{4H^2}. \quad (2.39)$$

Usando o fato que o vento médio horizontal na direção da onda é representado por U e que a frequência observada da onda pode ser escrita na forma $\omega_O = kc$, em que c é a velocidade de fase horizontal da onda interna de gravidade (ou apenas velocidade de propagação), tem-se:

$$m^2 \approx \frac{N^2 k^2}{(kc - kU)^2} - k^2 - \frac{1}{4H^2}. \quad (2.40)$$

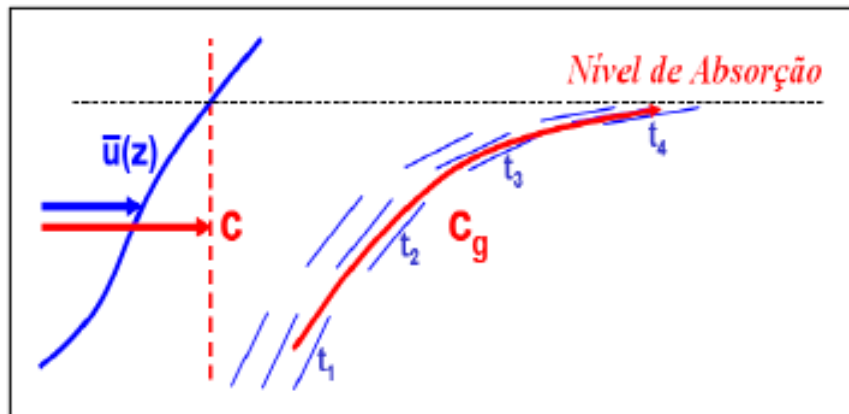
Esta singularidade ocorre, portanto, na região onde a velocidade do vento médio (U) é igual a velocidade de fase horizontal da onda (c). De tal forma que,

$$m^2 \approx \left[\frac{N^2 k^2}{(kc - kU)^2} - k^2 - \frac{1}{4H^2} \right] \rightarrow \infty. \quad (2.41)$$

Então, quando uma onda aproxima-se de um nível crítico a frequência intrínseca da onda tende a zero ($\omega_I = kc - kU \rightarrow 0$, $p/U = c$) ou o período intrínseco da onda será muito grande ($\tau_I = 2\pi/\omega_I \rightarrow \infty$), conseqüentemente, o número de onda vertical tende ao infinito ($m \rightarrow \infty$) (vide Equação (2.41)). Isto indica que a onda será efetivamente absorvida pelo nível crítico em vez de ser refletida ou transmitida.

Como as ondas internas de gravidade possuem velocidades de fase maiores que a do fluido (vento neutro) (ou seja, $c > U$), até por condição de validação da teoria linear, sua absorção na atmosfera vai está condicionada a velocidade horizontal de fase que esta possui. Como foi visto, a onda ao se aproximar de um nível crítico tem sua frequência intrínseca tendendo a zero, o que implica em velocidade de fase baixa (ou seja, $c \approx U$). Desta forma, pode-se dizer que ondas internas de gravidade com baixas velocidades de fase são mais propícias a serem absorvidas (MEDEIROS et al., 2003). A Figura 5 ilustra uma onda interna de gravidade se aproximando de um nível crítico. É possível perceber nesta figura (na intersecção da linha azul com a vermelho pontilhado) que o nível de absorção ocorre exatamente quando a velocidade de fase horizontal da onda (c) coincide com a do vento horizontal ($\bar{U}(z)$).

Figura 5 – Esquema ilustrando uma onda de gravidade se aproximando de um nível crítico.



Fonte: Vargas (2007, p. 66).

3 Técnicas Experimentais

Neste estudo foram utilizadas medidas experimentais de um banco de dados consolidado de imagens de aeroluminescência e ventos meteóricos coletados em Cachoeira Paulista (22,67°S; 45°O), bem como medidas de perfis de temperatura do radar de laser de São José dos Campos (23,15°S; 45,85°O). Foram analisadas 27 noites, dentre os anos de 2007 e 2008, que apresentavam medidas simultâneas desses instrumentos, destas, apenas as noites de 14/09/2007 e 10/10/2007 foram utilizadas como estudo de caso, pois, foi possível caracterizar nessas noites ondas de gravidade de média escala simultâneas em mais de uma camada de emissão da aeroluminescência.

Essas ondas de gravidade de média escala simultâneas foram registradas nas camadas do OH e OI(557,7nm), pelo imageador de Cachoeira Paulista, dentro do intervalo de tempo: a) das 23h11min às 27h09min para a noite de 14/09/2007 (no caso, já entrando para o dia 15/09/2007); b) das 21h38min às 28h20min para a noite de 10/10/2007 (no caso, já entrando para o dia 11/10/2007). Esses horários estavam todos em LT (do inglês, Local Time) (GMT -3:00). Por conseguinte, como se necessitava de medidas simultâneas com os outros equipamentos, utilizou-se dados do radar de laser (LIDAR) de São José dos Campos às 24h30min LT (GMT -3:00) para ambas as noites, e dados do radar meteórico de Cachoeira Paulista às 27h30min UT (do inglês, Universal Time), também para ambas as noites, tomando-se o devido cuidado com a diferença de fuso para que se tivesse medidas simultâneas com as de lidar e imageador.

Deste modo, neste capítulo será feita uma breve descrição da instrumentação usada neste estudo, a saber, imageador de aeroluminescência e radar meteórico (ambos de Cachoeira Paulista) e radar de laser, do tipo LIDAR, de São Jose dos Campos, bem como de toda a metodologia empregada no desenvolvimento dessa dissertação.

3.1 O Imageador All-Sky

O Imageador do Laboratório de Luminescência Atmosférica do INPE, adquirido em 2001 e instalado em Junho de 2004 no Centro Espacial de Cachoeira Paulista é um dispositivo óptico composto por uma lente do tipo olho de peixe com campo de visão de 180°, um sistema de filtros e lentes e uma câmera CCD de resolução 1024 x 1024 pixels. O instrumento é projetado para observar as emissões da aeroluminescência noturna na região da mesosfera (80 a 100 km de altitude) e da ionosfera (200 a 500 km de altitude). A camada de emissão registrada pelo imageador depende do filtro utilizado, como se pode observar na Tabela 1.

Tabela 1 – Detalhes dos filtros de interferência e altura média do pico das camadas de emissão.

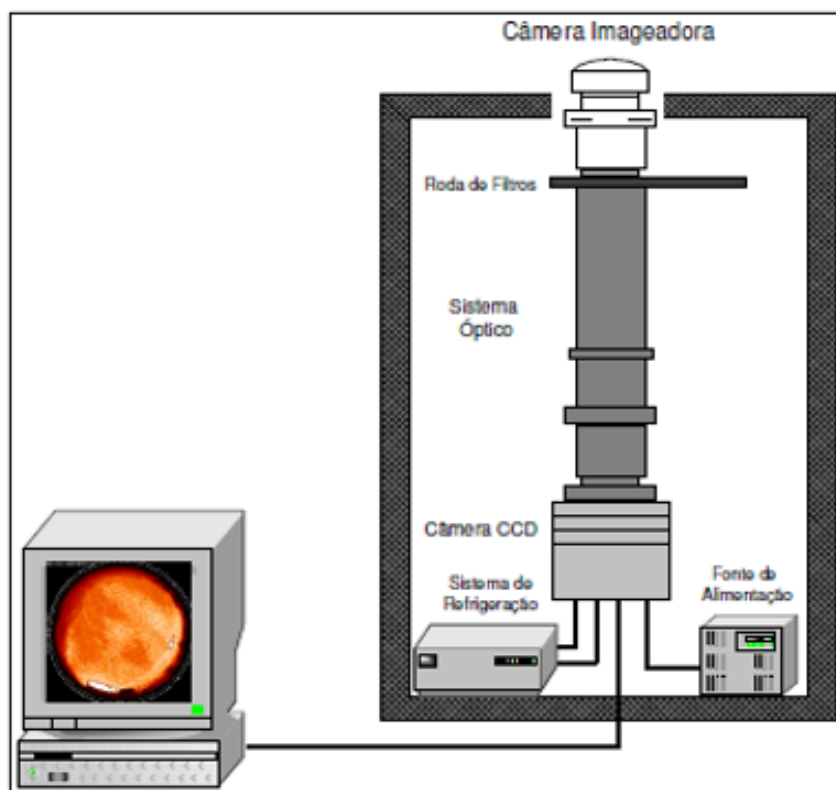
Espécie Fotoquímica (Filtro)	Comprimento de Onda (nm)	Largura de Banda (nm)	Altura Média (km)
OI	557,7	2,65	96
OI	630,0	3,3	275
Fundo Luminoso	578,0	2,67	–
O ₂ (0,1)	865,5	12	94
OH	715-930 ⁸	215	87

Fonte: [Medeiros \(2001, p. 67\)](#).

Quando uma onda de gravidade passa por uma dessas camadas de emissão, consideráveis flutuações espaciais e temporais são exibidas, com isso, o imageador pode monitorar e registrar essa onda digitalmente em forma de imagens em arquivos de computador. Com estas imagens, parâmetros importantes das ondas podem ser caracterizados, tais como: comprimento de onda horizontal, período aparente, direção de propagação e velocidade de fase.

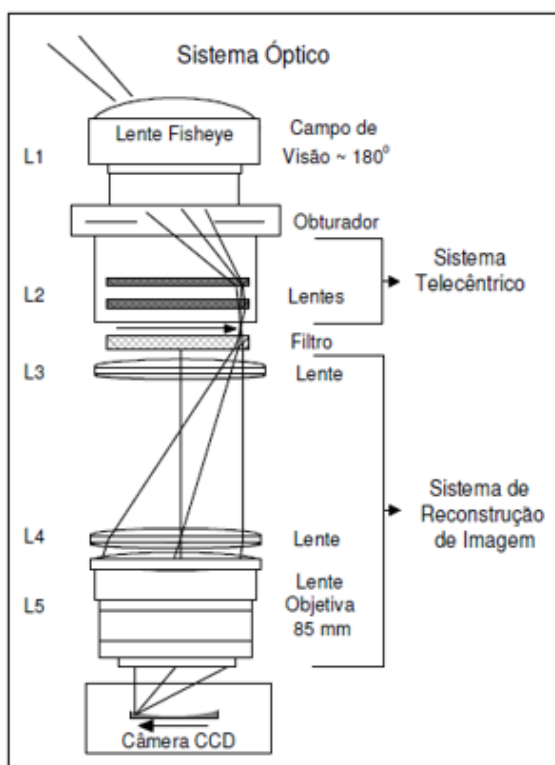
O imageador All-Sky funciona basicamente da seguinte maneira: a lente olho de peixe (lente L1), que é a porta de entrada do imageador, recebe a luz proveniente da aeroluminescência noturna, em seguida, este feixe luminoso passa por um sistema telescópico, que se trata de um conjunto de lentes (lentes L2) cujo objetivo é receber esses raios concorrentes de luz e projetá-los perpendicularmente sobre o filtro de interferência. O filtro, por sua vez, seleciona a componente de luz que deverá ser observada. A componente filtrada da luz passa por um outro sistema de lentes (lentes L3, L4 e L5) que irá reconstruir a imagem. Finalmente, uma câmera CCD converte os fótons de luz incidente em elétrons, com a finalidade de produzirem dados que possam ser mostrados e arquivados em computador. Tudo isso pode ser melhor entendido observando as Figuras 6 e 7. Para mais detalhes desse imageador, ver [Medeiros \(2001\)](#) e [Wrasse \(2004\)](#).

Figura 6 – Ilustração esquemática do imageador de aeroluminescência do INPE, localizado em Cachoeira Paulista.



Fonte: Wrasse (2004, p. 38).

Figura 7 – Ilustração esquemática do sistema óptico do imageador de aeroluminescência do INPE, localizado em Cachoeira Paulista.



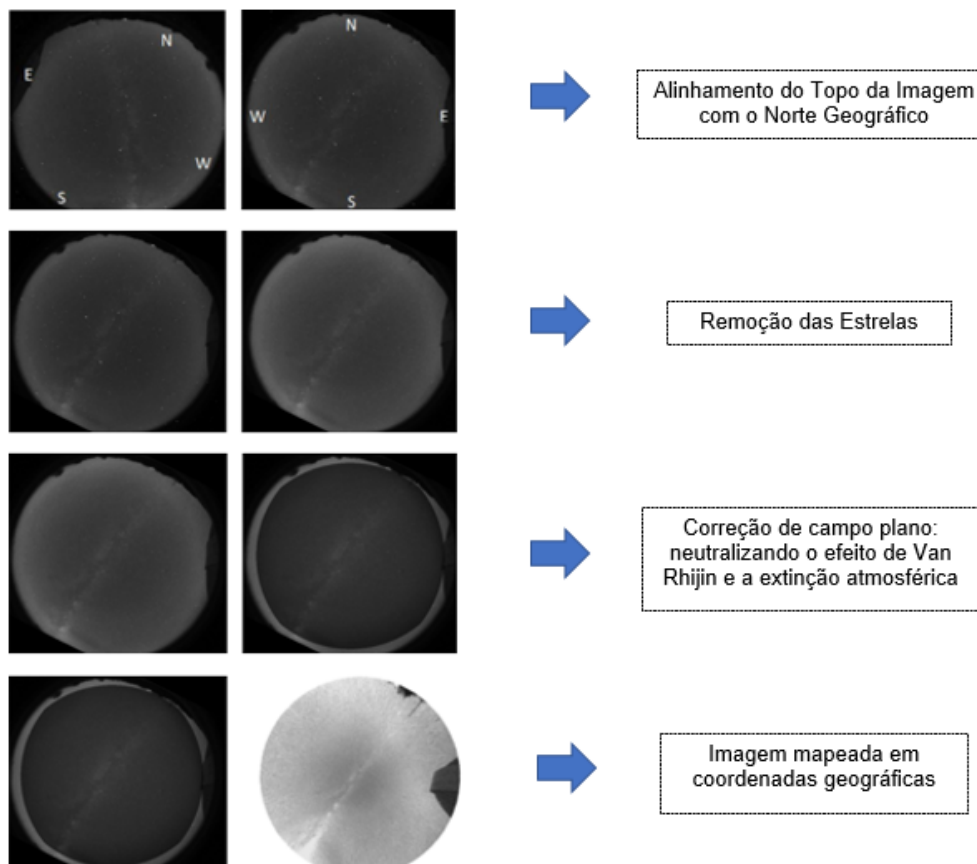
Fonte: Wrasse (2004, p. 39).

3.1.1 Determinação dos parâmetros horizontais de ondas de gravidade

A partir de imagens da aeroluminescência coletadas pelo imageador, é possível estimar os parâmetros horizontais de ondas de gravidade (comprimento de onda horizontal, período observado, velocidade de fase e direção de propagação horizontal). Esses parâmetros podem ser estimados utilizando-se ou o método do espectro cruzado⁹ (WRASSE *et al.*, 2007) ou a técnica de keogramas (PAULINO *et al.*, 2011). O método do espectro cruzado é bastante utilizado para extrair parâmetros de ondas de gravidade de pequena escala ($\lambda_H < 100$ km e períodos de até algumas dezenas de minutos), enquanto que a técnica de keogramas é mais usada para extrair parâmetros de ondas de gravidade de média escala. Essas duas técnicas já estão bem estabelecidas e são frequentemente utilizadas para fazer estudos de casos e climatologias de ondas de gravidade.

Para ambos os casos, antes da aplicação da técnica mais apropriada, faz-se necessário corrigir as deformações introduzidas pela lente olho de peixe, que dá ao equipamento uma visão de 180° do céu. Esta correção é chamada de pré-processamento de imagens e um resumo é mostrado na Figura 8 abaixo.

Figura 8 – Diagrama ilustrando as principais etapas do pré-processamento das imagens.



Fonte: Adaptada de Kengne, Mundra e Rangel (2013).

⁹ Este método consiste em aplicar a transformação de Fourier bidimensional em imagens sucessivas. Com isso, é possível determinar o comprimento de onda, o período observado e resolver a direção de propagação da fase.

Essa correção é feita utilizando como referência as estrelas de fundo e supondo que a luz detectada vêm de uma altitude média equivalente ao máximo de concentração da camada de emissão estudada. Com isso, é possível fazer o pré-processamento das imagens e converter a posição dos elementos das imagens para coordenadas geográficas. Todos os detalhes do pré-processamento das imagens pode ser encontrado em [Garcia, Taylor e Kelley \(1997\)](#). Atualmente, existe um software desenvolvido por [Wrasse e Rodrigues \(2008\)](#), utilizando o algoritmo descrito por [Medeiros \(2001\)](#), que já executa todas as etapas desse pré-processamento, tornando o processo ágil e de fácil execução. Esse mesmo software também é ainda utilizado para extrair os parâmetros de ondas de gravidade via alguma das técnicas supracitadas. As calibrações espaciais das imagens utilizadas no presente trabalho, bem como a determinação dos parâmetros de ondas de gravidade identificadas nessas imagens foram realizadas utilizando esse software.

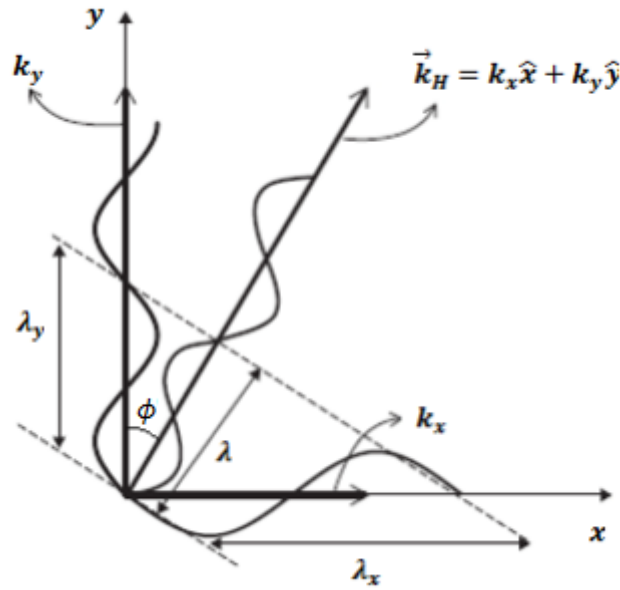
3.1.2 Análise de keogramas

Nesta pesquisa, se trabalhou apenas com ondas de média escala, pois, as de pequena escala tendem a ter velocidades de fase menores, o que as tornam mais sensíveis ao vento horizontal ([VADAS et al., 2009](#)). Assim, é possível encontrar oscilações relacionadas ao mesmo evento em diferentes camadas da aeroluminescência de forma mais convincente, ou seja, devido as ondas de média escala não serem tão sensíveis ao vento horizontal, o período observado da onda não sofrerá mudanças significativas de uma camada para outra, desta forma, é possível alegar que essas oscilações em diferentes camadas da aeroluminescência estejam relacionadas ao mesmo evento de onda de gravidade.

Para extrair os parâmetros horizontais dessas ondas foi utilizada a técnica de keogramas que, consiste em fazer cortes nas imagens nas direções norte-sul e leste-oeste acompanhando sua evolução temporal. Com isto, é possível estimar o período das oscilações e também determinar a velocidade de fase das estruturas em cada uma das direções. Pode-se ainda combinar essas duas componentes do keograma para estimar o comprimento de onda horizontal e a direção de propagação de fase das ondas desejadas. Para mais detalhes dessa metodologia ver [Paulino \(2012\)](#).

A Figura 9 ilustra um pouco da idéia em que se baseia a técnica de keogramas, note que é como se a onda original fosse decomposta em duas, uma na direção zonal e outra na meridional. A oscilação no eixo x, portanto, seria vista no keograma da direção zonal, enquanto que a oscilação no eixo y seria vista no keograma da direção meridional. Encontrando os parâmetros dessas oscilações torna-se possível calcular os parâmetros da onda original, contudo, isso só é possível se o período das oscilações nas direções zonal e meridional forem iguais. Observando a Figura 9 é possível extrair informações de como se calcula alguns parâmetros de onda a partir da técnica de keogramas:

Figura 9 – Ilustração esquemática da idéia em que se baseia a técnica de keogramas.



Fonte: Nappo (2002, p. 12).

a) Cálculo do quadrado do vetor de onda:

$$|\vec{k}_H|^2 = k_x^2 + k_y^2 \quad (3.1)$$

b) Cálculo do comprimento de onda horizontal:

$$\left(\frac{1}{\lambda}\right)^2 = \left(\frac{1}{\lambda_x}\right)^2 + \left(\frac{1}{\lambda_y}\right)^2 \Rightarrow \lambda_H = \frac{\lambda_x \lambda_y}{\sqrt{\lambda_x^2 + \lambda_y^2}} \quad (3.2)$$

c) Cálculo do comprimento de onda para as componentes zonal e meridional:

$$\lambda_{x,y} = \frac{\Delta d}{\Delta \phi / 360^\circ} \quad (3.3)$$

onde Δd é a distância entre as séries temporais e $\Delta \phi$ a diferença de fase.

d) Cálculo da direção de propagação de fase da onda (ou apenas direção de propagação):

$$\phi = \cos^{-1} \left(\frac{\lambda}{\lambda_y} \right) \quad (3.4)$$

e) Cálculo da velocidade de fase horizontal:

$$c_H = \frac{\lambda_H}{\tau} \quad (3.5)$$

f) Cálculo do período:

$$\tau = \frac{1}{F(\omega)} \quad (3.6)$$

em que, $F(\omega)$ é a Transformada de Fourier Rápida (FFT) em uma dimensão.

Note que a Figura 9 mostra apenas uma oscilação em cada direção, mas na verdade, em cada direção existirá um conjunto de oscilações, isto é, um conjunto de séries temporais, as quais passarão cada uma pela Transformada de Fourier Rápida (FFT) em uma dimensão. Para mais informações ver [Figueiredo \(2017\)](#).

3.1.2.1 Análise das imagens

Antes da aplicação da técnica de keogramas foi feita uma análise da qualidade das imagens, isto é, se as mesmas apresentavam ruído, pois, isso interfere na visualização de padrões de onda nos keogramas e, conseqüentemente, atrapalha no processo de análise espectral. Deste modo, das 27 noites analisadas, dentre os anos de 2007 e 2008, que apresentavam medidas simultâneas entre imageador, lidar e radar meteórico, constatou-se que as imagens da camada de emissão do OI(557,7nm) apresentavam bastante ruído e, portanto, precisaram passar por um filtro do tipo "FILTER IMAGE"(CCD NOISE) (disponível na biblioteca do IDL 6.1), a fim de amenizar os efeitos desse ruído. Vale destacar que esse filtro foi aplicado apenas nas imagens do OI(557,7nm) referente as noites de 14-15/09/2007 e 10-11/10/2007, haja vista terem sido apenas essas noites utilizadas como estudo de caso. As Figuras 10 e 11 ilustram o antes e o depois da aplicação desse filtro nas imagens do OI(557,7nm), para as noites de 14-15/09/2007 e 10-11/10/2007, respectivamente.

Figura 10 – Imagens da camada de aeroluminescência do OI(557,7nm) para a noite de 14-15/09/2007. À esquerda observa-se a imagem sem aplicação do filtro. À direita observa-se a mesma imagem, porém, com aplicação do filtro.

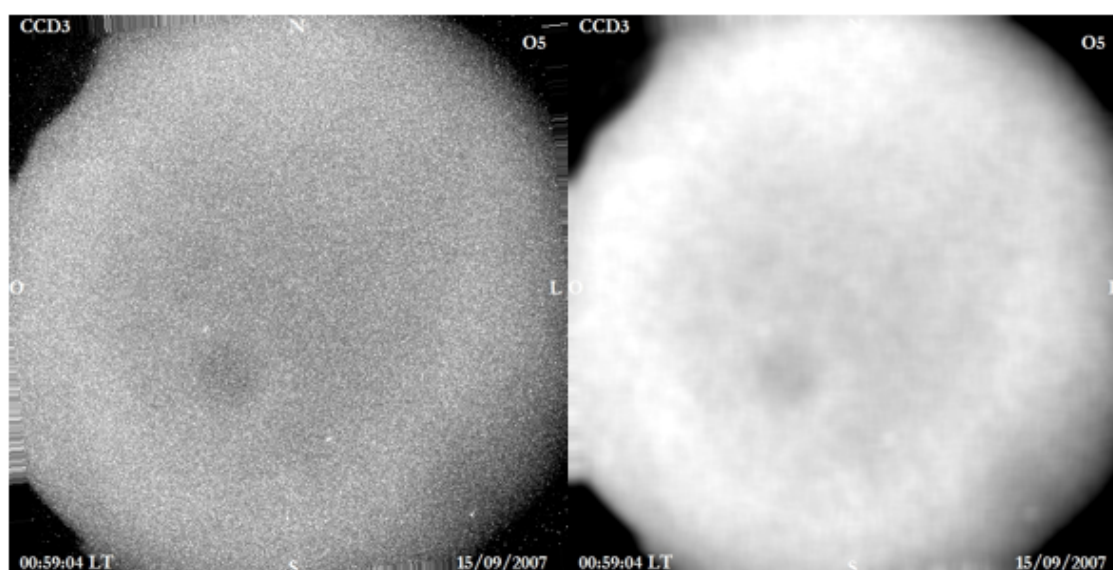
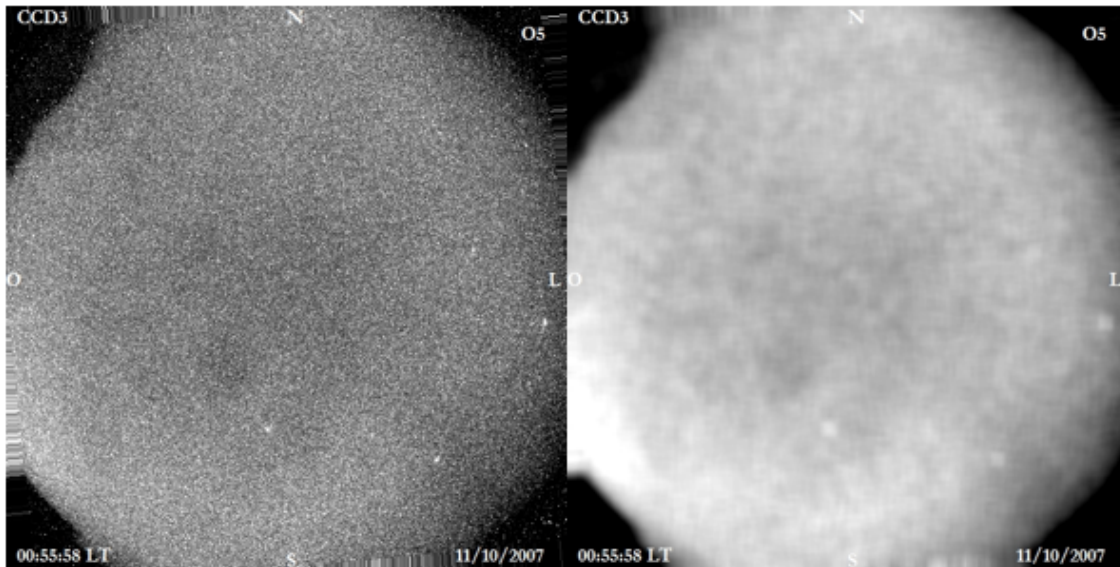
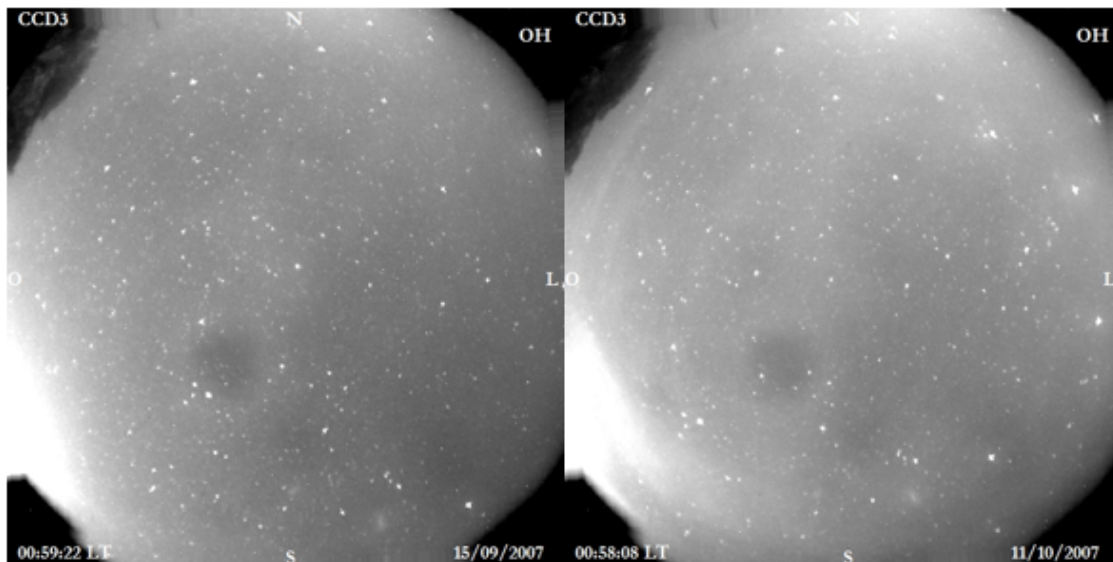


Figura 11 – O mesmo que a Figura 10, porém, para a noite de 10-11/10/2007.



As imagens do OH, por sua vez, estavam "limpas" em ambas as noites e, portanto, não foi preciso passá-las por nenhum filtro. A Figura 12 ilustra as imagens do OH para as noites de 14-15/09/2007 e 10-11/10/2007, respectivamente.

Figura 12 – Imagens da camada de aeroluminescência do OH. À esquerda observa-se a imagem para a noite de 14-15/09/2007. À direita observa-se a imagem para a noite de 10-11/10/2007.



Após analisar a qualidade das imagens, foi realizado a etapa de pré-processamento e, em seguida, a construção dos keogramas. Usando as imagens do OH e OI(557,7nm), para as noites de 14-15/09/2007 e 10-11/10/2007, foram construídos keogramas na direção zonal (leste-oeste) e meridional (norte-sul). As Figuras 13 e 14 ilustram os keogramas gerados a partir das imagens do OI(557,7nm), para as noites de 14-15/09/2007 e 10-11/10/2007, respectivamente. É possível observar nessas figuras, keogramas gerados tanto a partir de imagens não filtradas (painéis superiores), como de imagens filtradas (painéis inferiores). Note que os keogramas gerados pelas imagens filtradas são os melhores de serem utilizados na análise espectral, mostrando, assim, a importância da aplicação do filtro "FILTER IMAGE"(CCD NOISE) nessas imagens.

As imagens do OH, por sua vez, não precisaram passar por nenhum filtro, pois, estavam "limpas" em ambas as noites, entretanto, a fim de enfatizar e realçar ondas em uma determinada escala, foram aplicados filtros nos seus keogramas. Os filtros que apresentaram melhores resultados foram o filtro passa banda "DIGITAL FILTER" para comprimentos de onda horizontal entre 10 km e 500 km e o filtro passa-altas "ESTIMATOR FILTER" (ambos disponíveis na biblioteca do IDL 6.1). As Figuras 15 e 16 ilustram o antes e o depois da aplicação desses filtros nos keogramas gerados a partir das imagens do OH, para as noites de 14-15/09/2007 e 10-11/10/2007, respectivamente. Note que os keogramas do OI(557,7nm), gerados a partir das imagens filtradas, não precisaram passar por nenhum tipo de filtro, pois, os mesmos já apresentavam oscilações bem realçadas.

Figura 13 – Keogramas gerados a partir de imagens da aeroluminescência do OI(557,7nm) para a noite de 14-15/09/2007. No painel superior está o keograma gerado a partir das imagens não filtradas. Enquanto que no painel inferior está o Keograma gerado a partir das imagens filtradas.

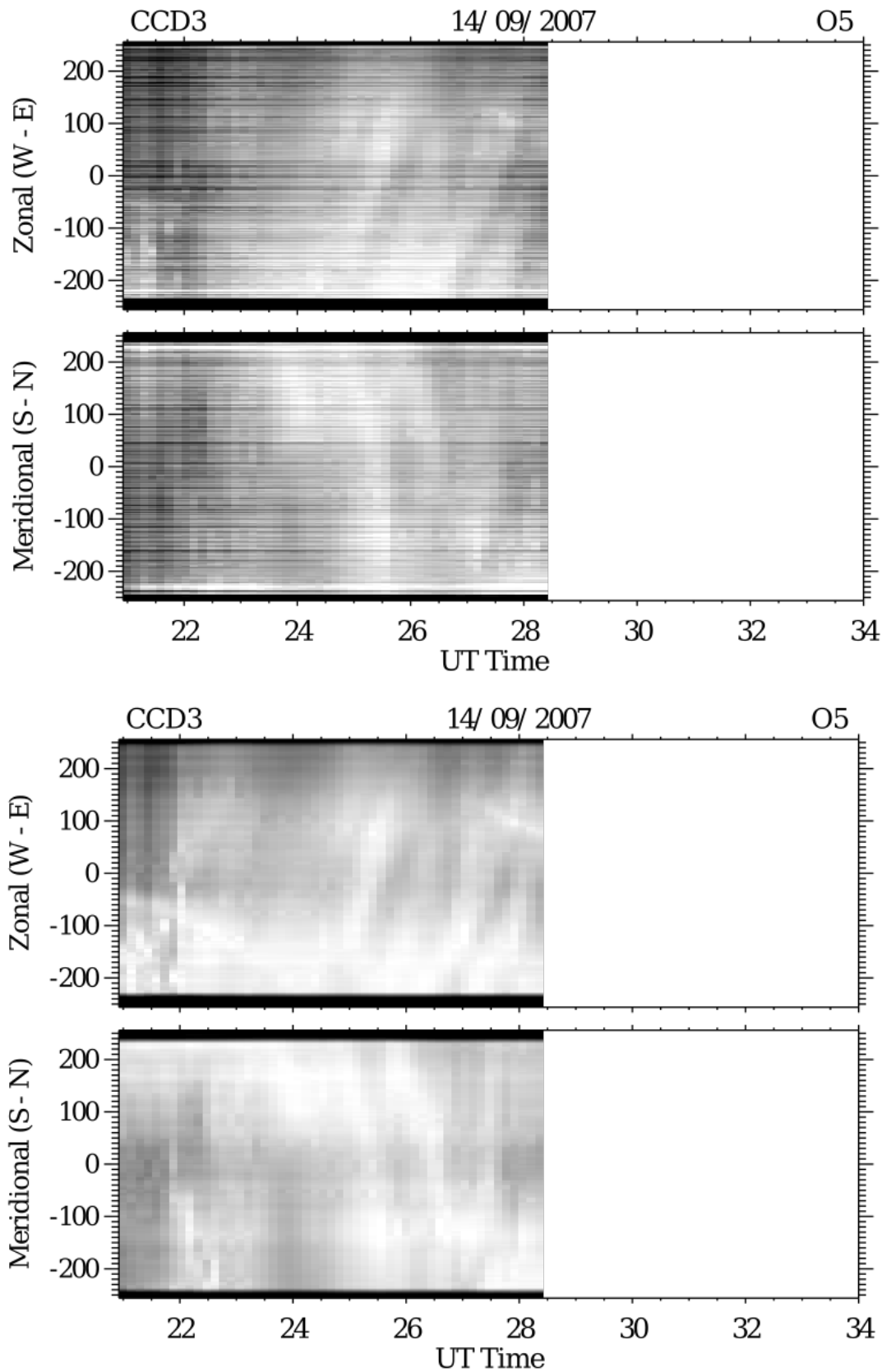


Figura 14 – O mesmo que a Figura 13, porém, para a noite de 10-11/10/2007.

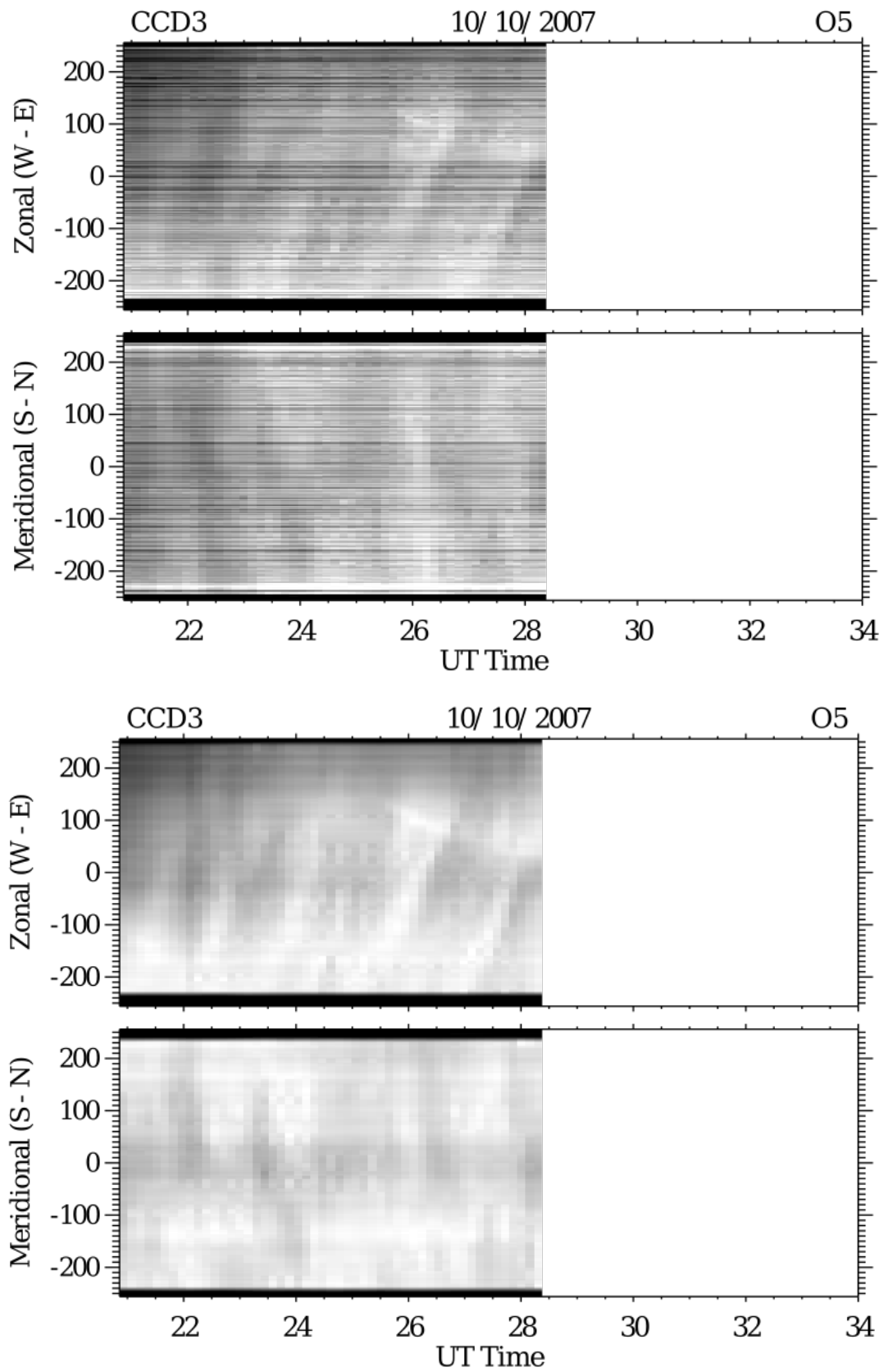


Figura 15 – Keogramas gerados a partir de imagens da aeroluminescência do OH para a noite de 14-15/09/2007. No painel superior está o keograma gerado sem aplicação dos filtros passa banda ("DIGITAL FILTER") e passa-altas ("ESTIMATOR FILTER"). Enquanto que no painel inferior está o keograma gerado com aplicação dos filtros.

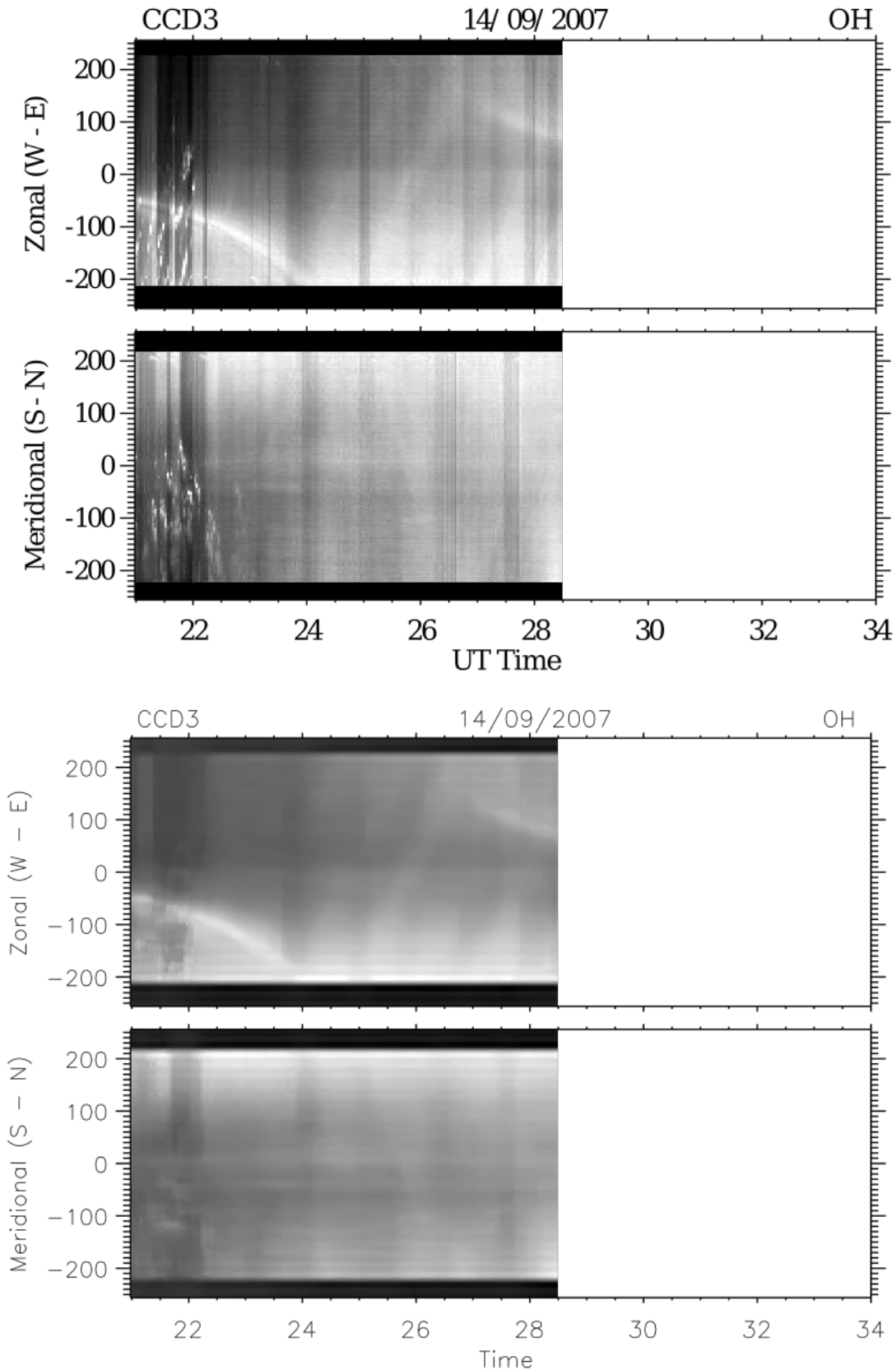
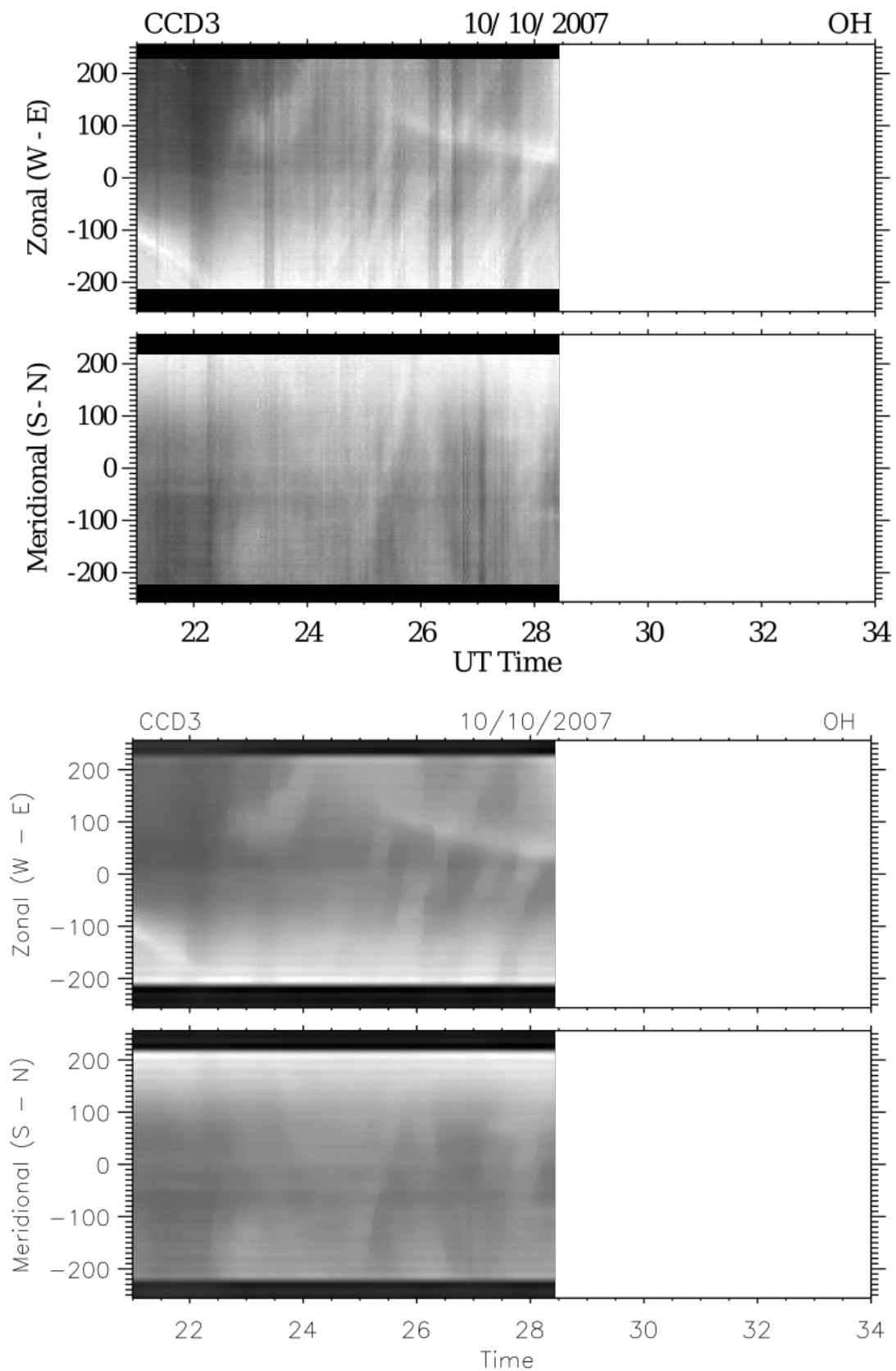


Figura 16 – O mesmo que a Figura 15, porém, para a noite de 10-11/10/2007.



3.1.3 Determinação de parâmetros verticais de ondas de gravidade

A partir de observações de ondas de gravidade em camadas distintas da aeroluminescência, que são provenientes de altitudes diferentes, é possível estimar a propagação de fase destas ondas. Com isso, entre outras coisas, é possível calcular o comprimento de onda vertical e determinar o sentido vertical de propagação de fase dessas ondas. Este procedimento é mais eficiente quando se utiliza a técnica de análise de keogramas na direção de propagação da onda, pois, facilita no acompanhamento da evolução vertical da fase em camadas distintas da aeroluminescência.

O comprimento de onda vertical é estimado da seguinte maneira: determina-se inicialmente a velocidade de fase da onda na direção vertical (c_z), usando o quociente entre a diferença de altura média do pico das camadas de emissão em que a onda é observada (Δd) e a diferença de fase correspondente ($\Delta\phi$) (NYASSOR et al., 2018),

$$c_z = \frac{\Delta d}{\Delta\phi} \quad (3.7)$$

em seguida, estima-se o comprimento de onda vertical multiplicando a velocidade de fase na direção vertical pelo período observado (NYASSOR et al., 2018),

$$\lambda_z = c_z \tau_o. \quad (3.8)$$

3.2 O Radar de Laser – LIDAR

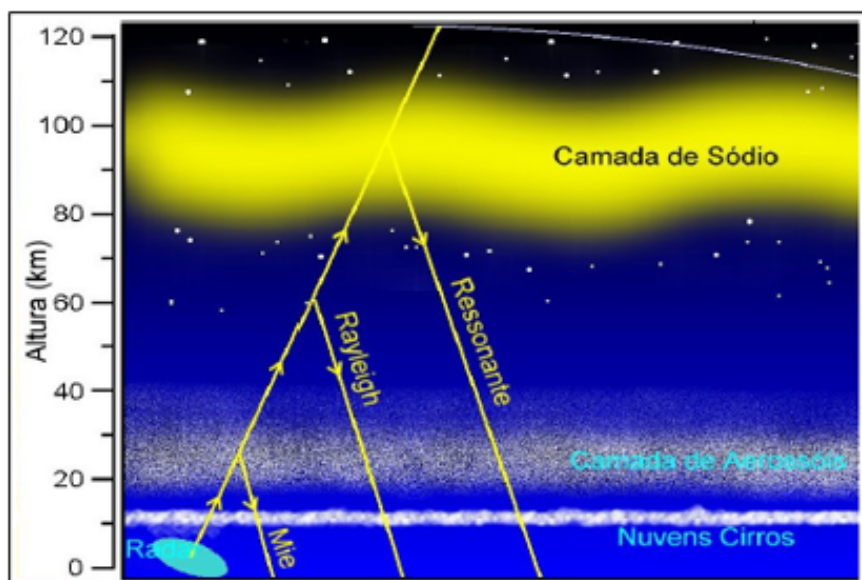
A ablação de meteoróides na atmosfera superior favorece à formação de camadas de átomos de metais distintos (por exemplo, Na, K, Fe, Mg, Ca) (JIAO et al., 2018). Dentre essas camadas, a de sódio (Na) é a que mais interessa neste estudo, pois, o sistema do radar de laser situado em São José dos Campos é projetado para detecção da linha de sódio. Esse sistema inclui três partes: sistema transmissor a laser, sistema receptor a laser e sistema de aquisição e controle.

Um radar de laser, comumente chamado de LIDAR (do inglês, Light Detection and Ranging) consiste em um transceptor de um sinal de laser estabilizado. O sinal pode interagir com a atmosfera produzindo quatro tipos de espalhamento: Rayleigh, Raman, Mie e Ressonante. Com o espalhamento Rayleigh é possível medir perfis de densidade e de temperatura atmosférica no intervalo de 30 a 80 km (JORGE, 1996). O espalhamento Raman é utilizado para estudar constituintes minoritários da atmosfera, como o vapor d'água. O espalhamento Mie mede aerossóis atmosféricos na troposfera e estratosfera. Por último, o espalhamento ressonante fornece a distribuição vertical de metais meteóricos entre 80 e 100 km e a partir de medidas de alargamento Doppler¹⁰ é possível obter perfis

¹⁰ Essa técnica foi proposta por Gibson, Thomas e Bhattachacharyya (1979) e consiste em medir o alargamento Doppler do perfil de ressonância dos átomos de sódio.

de vento e, principalmente, temperatura com alta resolução temporal e espacial. A Figura 17 ilustra alguns desses tipos de espalhamento.

Figura 17 – Ilustração dos diferentes tipos de espalhamento do sinal do LIDAR.



Fonte: Fernandes (2009, p. 74).

A técnica de alargamento Doppler foi utilizada e aperfeiçoada por vários pesquisadores que passaram a medir o sinal do sódio somente em duas frequências¹¹, no pico da linha D_{2a} e no mínimo intermediário das linhas D_{2a} e D_{2b} , obtendo a temperatura através da razão entre esses sinais (FRICKE; ZAHN, 2011). Essas linhas D_{2a} e D_{2b} representam níveis de energia do dubleto D (D_1 e D_2) do sódio. Para mais informações, ver Jorge (1996, p. 42).

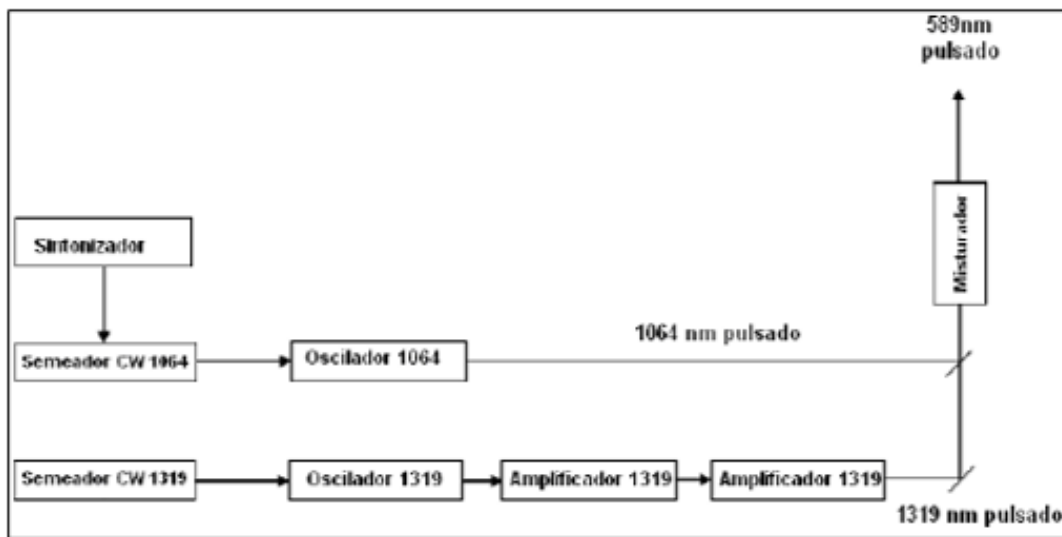
A partir de 80 km, o espalhamento da radiação do laser deixa de ser puramente molecular (caso em que é de 30 a 80 km) e passa a ser ressonante, com os átomos de sódio ali presentes. A temperatura é, então, obtida do perfil de ressonância dos átomos de sódio, uma vez que este depende sensivelmente da temperatura em que os átomos se encontram. Como a largura Doppler do perfil ressonante depende da temperatura, as técnicas experimentais usam a sua medida como uma forma precisa de determinar as temperaturas dos átomos de sódio. Uma vez que esses átomos se encontram em equilíbrio termodinâmico com o meio ambiente, a temperatura do sódio é equivalente a temperatura da atmosfera naquela região (80 - 100 km) (JORGE, 1996). O processo de espalhamento ressonante, assim como a técnica para medição de temperatura podem ser encontrados com mais detalhes em Jorge (1996) e Fernandes (2009).

O princípio de funcionamento do LIDAR do INPE se dá basicamente da seguinte maneira: um pulso de energia é enviado para atmosfera, é espalhado por esta e coletado

¹¹ Com o passar do tempo, a técnica de duas frequências foi modificada para medir em quatro frequências e obter, concomitantemente, medidas de temperatura e vento zonal.

por um receptor adequado. Esse pulso de energia de 589,189nm, correspondente a linha ressonante do sódio, é obtido através da mistura em um cristal YAG¹², de dois feixes de comprimentos de ondas diferentes (1319nm e 1064nm) gerados por osciladores (FERNANDES, 2009), como pode se observar na Figura 18. Esse mesmo pulso antes de seguir para a atmosfera é colimado por um sistema óptico, no qual uma pequena porção do feixe é desviada para um analisador¹³ que, em seguida, vai para um detector de pulso acionando o sistema de aquisição de dados, marcando o início da operação de obtenção dos perfis (JORGE, 1996). A porção restante do feixe é enviada à atmosfera e sofrerá um espalhamento que ao retornar atinge um receptor óptico e logo é encaminhado para os fotomultiplicadores. Finalmente o sinal será mandado para uma unidade de controle e aquisição de dados, no qual esses dados serão registrados em disco rígido. A Figura 19 mostra uma foto desse lidar, cuja resolução altitudinal é de 250 - 300 m e temporal de 3 - 5 min (YANG et al., 2008). Mais informações a respeito podem ser encontradas em Jorge (1996), Fernandes (2009) e Amorim (2015).

Figura 18 – Ilustração esquemática dos estágios para obtenção do laser em 589nm.

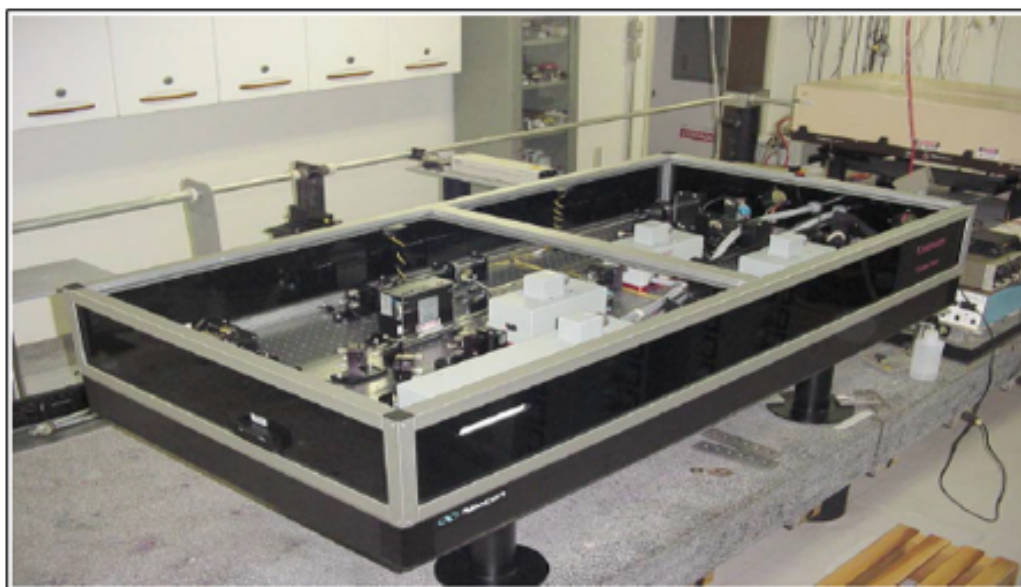


Fonte: Clemesha, Simonich e Batista (2011).

¹² Yttrium Aluminium Garnet.

¹³ Esse analisador consiste em uma célula com uma amostra de sódio a 100°C, usada para comparação com o feixe de laser gerado.

Figura 19 – Foto do LIDAR situado no INPE, em São José dos Campos.



Fonte: Fornecida pela Dra. Vânia Andrioli do INPE.

3.3 O Radar Meteórico

O radar meteórico do INPE, instalado no Centro Espacial de Cachoeira Paulista, é um instrumento utilizado para a observação de meteoros que, constantemente, entram na atmosfera terrestre. Ele opera automaticamente 24 horas por dia, desde março de 1999, independente das condições climáticas, detectando cerca de 3000 a 6000 meteoros úteis por dia, com uma resolução de 2 a 3 km. Destas observações, vários parâmetros atmosféricos podem ser medidos, como por exemplo: o fluxo de meteoros, o vento neutro e o coeficiente de difusão ambipolar entre 70 e 110 km de altitude, além da temperatura da atmosfera em torno de 90 km (WRASSE, 2004; LIMA, 2004; SANTOS, 2010).

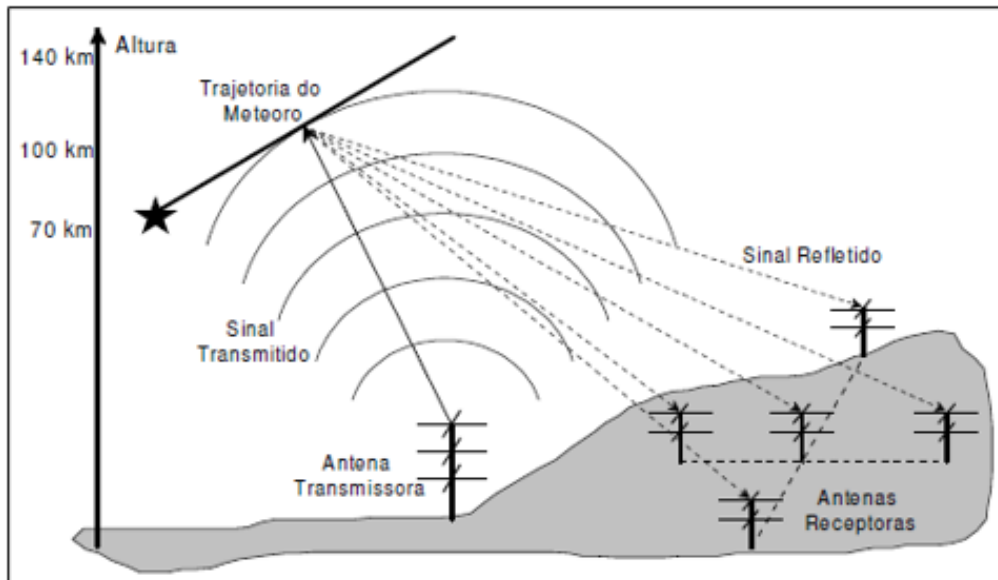
Quando um meteoro¹⁴ entra na atmosfera, rapidamente ele sofre ablação deixando uma trilha de gás ionizado por onde passou. Esta trilha/traço pode ser detectada pelo radar meteórico que, através de uma antena em Alta ou Muito Alta Freqüência (do inglês, High Frequency–HF / Very High Frequency–VHF, respectivamente) transmite um curto pulso de energia para a atmosfera em forma de ondas de rádio, onde, parte desta energia é refletida pela trilha deixada pelo meteoro e recebida por um conjunto de antenas receptoras, que estão alinhadas 3 a 3 em formato de cruz, conforme ilustra a Figura 20. O espaçamento entre essas antenas é de 2λ e $2,5\lambda$, sendo λ o comprimento de onda que o instrumento opera. Tal organização possibilita uma minimização da ambigüidade na direção dos meteoros (HOCKING; FULLER; VANDEPEER, 2001).

O ponto crucial, portanto, para a medição do vento é a trilha do meteoro, pois, à

¹⁴ Os meteoros se dividem em meteoróides e meteoritos. Para a finalidade desta pesquisa, apenas os meteoróides nos interessam.

medida em que a trilha se desloca sob ação do vento é possível, através do deslocamento Doppler do sinal recebido, calcular sua velocidade e direção na altitude de observação.

Figura 20 – Ilustração do funcionamento básico do radar meteórico do INPE, localizado em Cachoeira Paulista.



Fonte: Wrasse (2004, p. 57).

3.4 Interação do vento horizontal com ondas de gravidade

Usando a relação de interação vento-onda, representada matematicamente pela Equação (2.38) é possível estimar o vento horizontal. Para tal, é necessário que sejam determinadas a frequência observada (ω_O), o número de onda horizontal (k_H) e a frequência intrínseca (ω_I).

A partir de imagens de aeroluminescência é possível estimar tanto a frequência observada ($\omega_O = \frac{2\pi}{\tau_O}$), quanto o número de onda horizontal ($k_H = \frac{2\pi}{\lambda_H}$). Deste modo, conhecendo-se a frequência intrínseca é possível determinar o vento horizontal e vice-versa. A frequência intrínseca pode ser determinada a partir da relação de dispersão para ondas de gravidade de Gossard e Hooke (1975), vide Equação (2.36).

Portanto, uma vez conhecido os valores de temperatura, densidade e pressão atmosférica, facilmente se obtém a frequência de Brünt-Väisälä e a escala de altura, restando apenas o número de onda vertical, a fim de determinar a frequência intrínseca e, conseqüentemente, o vento horizontal. O número de onda vertical pode ser obtido através de imagens de uma mesma onda de gravidade em camadas distintas da aeroluminescência. A determinação do vento horizontal só é possível se for conhecido simultaneamente todos esses parâmetros.

No tocante aos valores de temperatura, densidade e pressão, que podem ser utilizados, há duas possibilidades para cada campo atmosférico. Para a temperatura: ou usar dados do LIDAR ou usar dados do modelo NRLMSISE00¹⁵. Para a densidade: ou usar dados do modelo NRLMSISE00 ou usar a lei dos gases ideais, $\rho = p/RT$. Para a pressão: ou usar a lei dos gases ideais $p = \rho RT$ (tendo-se antes a densidade atmosférica por modelo) ou, usar a equação hidrostática $\frac{\partial p_0}{\partial z} = g\rho_0$, combinada com a equação dos gases, que resulta em,

$$p(z) = p_0 e^{-\int_{z_0}^z \frac{g}{RT} dz} \quad (3.9)$$

em que, substituindo a Equação (3.9) em (2.18) e usando o fato que $R = 8314,5/X_{MW}$ e $C_p = \gamma C_v = \gamma R/(\gamma - 1)$, a temperatura potencial pode ser reescrita como,

$$\theta = T \left(e^{-\int_{z_0}^z \frac{g}{\frac{8314,5}{X_{MW}} dz} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}}. \quad (3.10)$$

no qual os valores de X_{MW} e γ foram modelados por Vadas (2007) e são calculados, respectivamente, pelas expressões:

$$X_{MW} = \frac{1}{2}(X_{MW0} - X_{MW1}) \left[1 - \tanh \left(\frac{s-a}{\Delta_a} \right) \right] + X_{MW1} \quad (3.11)$$

$$\gamma = \frac{1}{2}(\gamma_0 - \gamma_1) \left[1 - \tanh \left(\frac{s-b}{\Delta_b} \right) \right] + \gamma_1 \quad (3.12)$$

sendo $s = -\ln p$ e os valores numéricos das constantes X_{MW0} , X_{MW1} , a , Δ_a , γ_0 , γ_1 , b e Δ_b mostrados na Tabela 2 (VADAS, 2007).

Tabela 2 – Constantes para cálculo da massa molecular média e da razão entre as capacidades caloríficas a pressão e a volume constantes.

X_{MW0}	28,90
X_{MW1}	16,00
a	14,90
Δ_a	4,20
γ_0	1,40
γ_1	1,67
b	15,10
Δ_b	4,00

Fonte: Vadas (2007).

Não obstante, vale salientar que mesmo conhecendo com precisão o número de onda horizontal, a frequência observada e a frequência intrínseca, só é possível resolver a Equação

¹⁵ O modelo NRLMSISE00 é baseado nos modelos anteriores MSIS-86 e MSISE-90. Esse modelo empírico é bastante utilizado para se calcular a densidade de massa total, a composição e a temperatura da atmosfera neutra (PICONE et al., 2002).

(2.38) para determinar o vento na direção da onda. Caso queira-se as componentes do vento horizontal, é preciso observar, pelo menos, duas ondas de gravidade simultâneas que resultará no seguinte sistema linear:

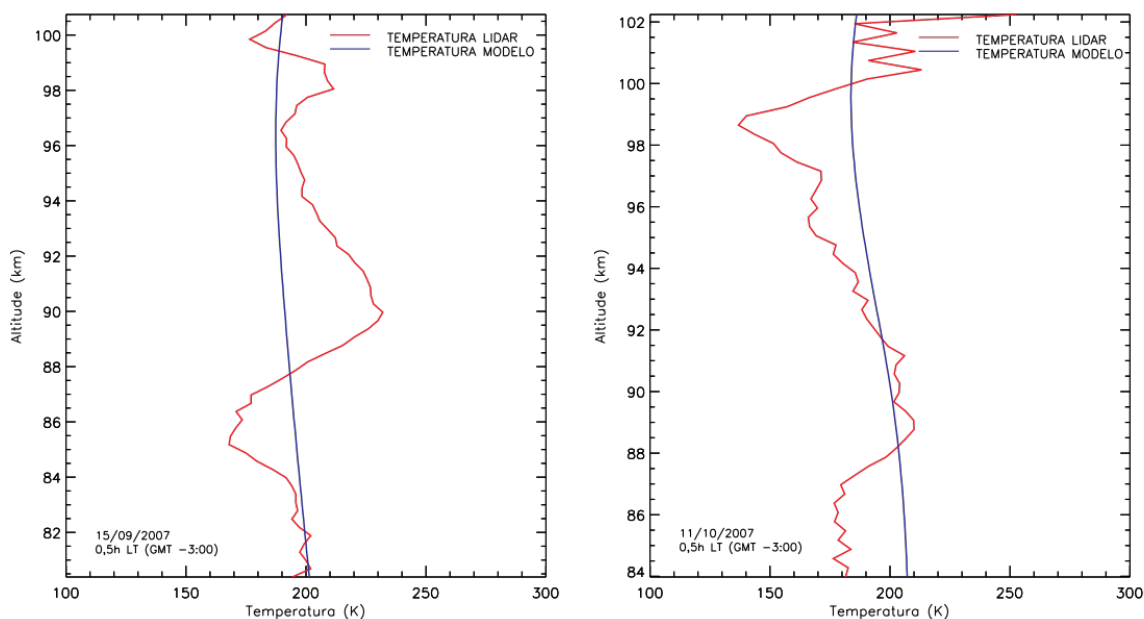
$$\begin{cases} k_{1x}U_x + k_{1y}U_y = \omega_{1O} - \omega_{1I} \\ k_{2x}U_x + k_{2y}U_y = \omega_{2O} - \omega_{2I} \end{cases} \quad (3.13)$$

O índice (1) refere-se a onda de gravidade (1) e o índice (2) refere-se a segunda onda de gravidade, observadas simultaneamente. Assim, o sistema de equações passa a ser possível e determinado para U_x e U_y .

3.4.1 Perfis de Temperatura

Para a temperatura foram construídos dois perfis, um obtido pelo radar de laser (LIDAR) de São José dos Campos e outro pelo modelo NRLMSISE00 para a localidade de Cachoeira Paulista. Todos esses perfis foram construídos em LT (do inglês, Local Time) (GMT -3:00) para os dias 15/09/2007 e 11/10/2007 às 0h30min, como se pode observar na Figura 21. Esses perfis serão úteis para calcular a frequência de Brünt-Väisälä e a pressão atmosférica via Equação (3.9), além de verificar se a temperatura é um parâmetro decisivo na determinação do vento horizontal.

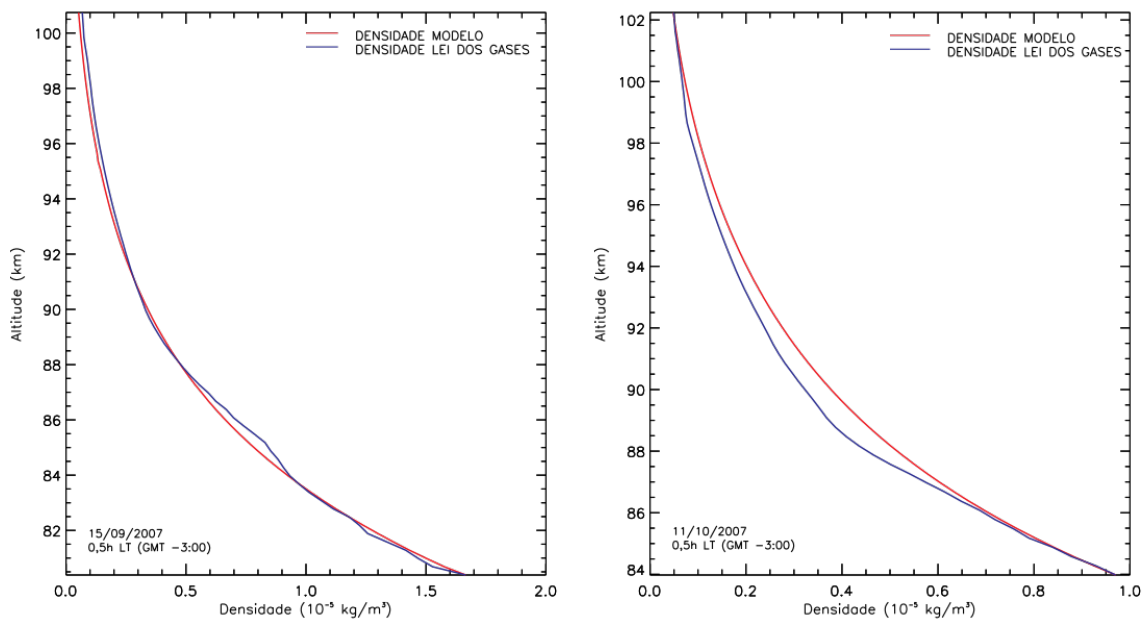
Figura 21 – Perfis verticais de temperatura para os dias 15/09/2007 (à esquerda) e 11/10/2007 (à direita) às 0h30min LT (GMT -3:00), fornecidos pelo lidar de São José dos Campos (em vermelho) e pelo modelo NRLMSISE00 para a localidade de Cachoeira Paulista (em azul). O eixo horizontal representa a temperatura em Kelvin (K) e o vertical a altitude em quilômetros (km).



3.4.2 Perfis de Densidade

Para a densidade foram construídos dois perfis, um obtido pela lei dos gases ($\rho = p/RT$) e outro utilizando o modelo NRLMSISE00 para a localidade de Cachoeira Paulista. Esses perfis serão úteis para calcular a escala de altura, além de verificar se a densidade é um parâmetro decisivo na determinação do vento horizontal. Todos esses perfis foram construídos em LT (do inglês, Local Time) (GMT -3:00) para os dias 15/09/2007 e 11/10/2007 às 0h30min, como se pode observar na Figura 22.

Figura 22 – Perfis verticais de densidade para os dias 15/09/2007 (à esquerda) e 11/10/2007 (à direita) às 0h30min LT (GMT -3:00). Em vermelho, está a densidade fornecida pelo modelo NRLMSISE00 para a região de Cachoeira Paulista e, em azul, está a densidade fornecida pela lei dos gases. O eixo horizontal representa a densidade em 10^{-5} kg/m^3 e o vertical a altitude em quilômetros (km).

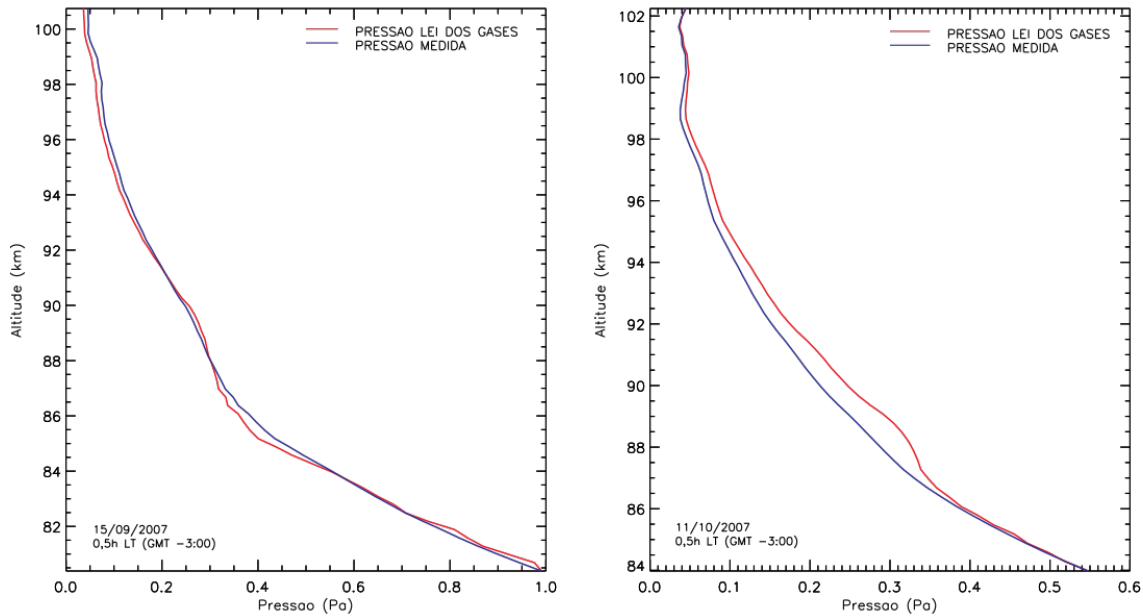


3.4.3 Perfis de Pressão

Para a pressão foram construídos dois perfis, um obtido utilizando a lei dos gases ($p = \rho RT$) e outro utilizando a Equação (2.36) (aqui denominada pressão medida¹⁶). Esses perfis serão úteis para calcular a densidade atmosférica via equação dos gases ideais ($\rho = p/RT$), a qual é utilizada na determinação da escala de altura. Todos esses perfis foram construídos em LT (do inglês, Local Time) (GMT -3:00) para os dias 15/09/2007 e 11/10/2007 às 0h30min, como se pode observar na Figura 23.

¹⁶ Essa nomenclatura é utilizada devido a pressão ser calculada a partir de dados de temperatura medidos pelo lidar.

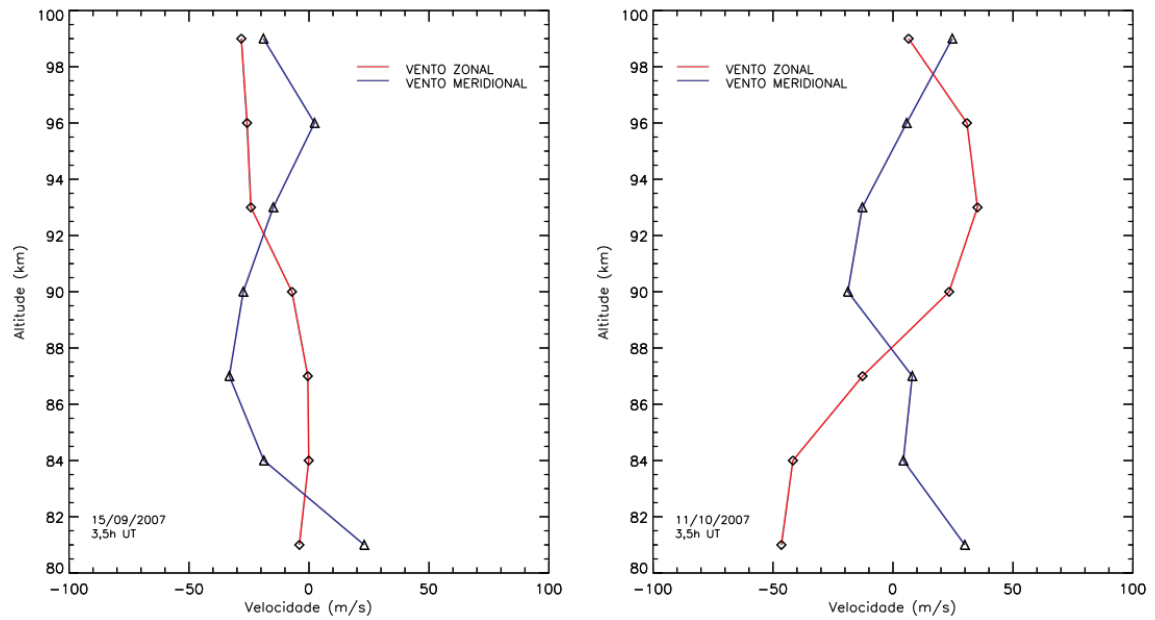
Figura 23 – Perfis verticais de pressão para os dias 15/09/2007 (à esquerda) e 11/10/2007 (à direita) às 0h30min LT (GMT -3:00). Em vermelho, está a pressão fornecida pela lei dos gases, em azul, está a pressão fornecida pela Equação (2.36) (pressão medida). O eixo horizontal representa a pressão em Pascal (Pa) e o vertical a altitude em quilômetros (km).



3.4.4 Perfis de vento

Para o vento foram construídos dois perfis, um para o zonal e outro para o meridional, obtidos pelo radar meteorológico de Cachoeira Paulista, a fim de comparar com os resultados obtidos como forma de validação da metodologia. Esses perfis foram construídos em UT (do inglês, Universal Time), tomando-se o devido cuidado com a diferença de fuso para que se tenha medidas simultâneas com as de lidar e imageador. A Figura 24 ilustra os perfis de vento zonal e meridional para os dias 15/09/2007 e 11/10/2007 às 3h30min UT.

Figura 24 – Perfil vertical de vento zonal e meridional para os dias 15/09/2007 (à esquerda) e 11/10/2007 (à direita) às 3h30min UT. Em vermelho está o vento zonal e em azul o vento meridional. O eixo horizontal representa a velocidade em metros por segundo (m/s) e o vertical a altitude em quilômetros (km).



4 Resultados e Discussões

Neste capítulo serão apresentados os parâmetros de ondas de gravidade de média escala, observadas nas imagens de aeroluminescência do OH e OI(557,7nm); os keogramas na direção de propagação da onda e sua evolução vertical de fase e os efeitos da temperatura, densidade, direção de propagação e comprimento de onda vertical na determinação do vento horizontal.

4.1 Parâmetros de ondas de gravidade de média escala

As ondas de gravidade identificadas nas noites de 14-15/09/2007 e 10-11/10/2007 foram caracterizadas utilizando-se a técnica de keogramas. Os resultados dessa técnica são ilustrados nas Figuras de 25 a 32 e todos os parâmetros extraídos encontram-se catalogados na Tabela 3, a seguir.

Tabela 3 – Parâmetros de ondas de gravidade de média escala simultâneas obtidos utilizando-se a técnica de keogramas.

Data	Camada	Evento	Início (LT)	Fim (LT)	λ_H (km)	τ_O (min)	c_H (m/s)	ϕ (°)
14-15/09/2007	OH	#1	24,15	27,15	524,65	75,60	115,66	114,00
14-15/09/2007	OI	#1	23,19	26,63	510,77	71,87	118,45	99,91
14-15/09/2007	OH	#2	24,39	26,43	284,84	52,27	90,83	134,88
14-15/09/2007	OI	#2	24,24	27,08	285,63	59,89	79,49	134,68
10-11/10/2007	OH	#3	22,84	27,18	384,89	72,80	88,12	59,98
10-11/10/2007	OI	#3	21,64	25,08	386,46	71,87	89,62	86,64
10-11/10/2007	OH	#4	24,19	28,33	288,40	69,69	68,97	143,76
10-11/10/2007	OI	#4	21,79	25,08	275,99	68,87	66,79	124,26

Note que os eventos identificados nas camadas OH e OI(557,7nm) que possuem a mesma numeração, representam na verdade o mesmo evento de onda de gravidade, pois, o comprimento de onda horizontal e o período observado desses eventos são quase os mesmos. Esses parâmetros só não são exatamente iguais devido a influência do vento horizontal ser diferente em camadas distintas da aeroluminescência.

Figura 25 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #1, registrado na camada OH para a noite de 14-15/09/2007.

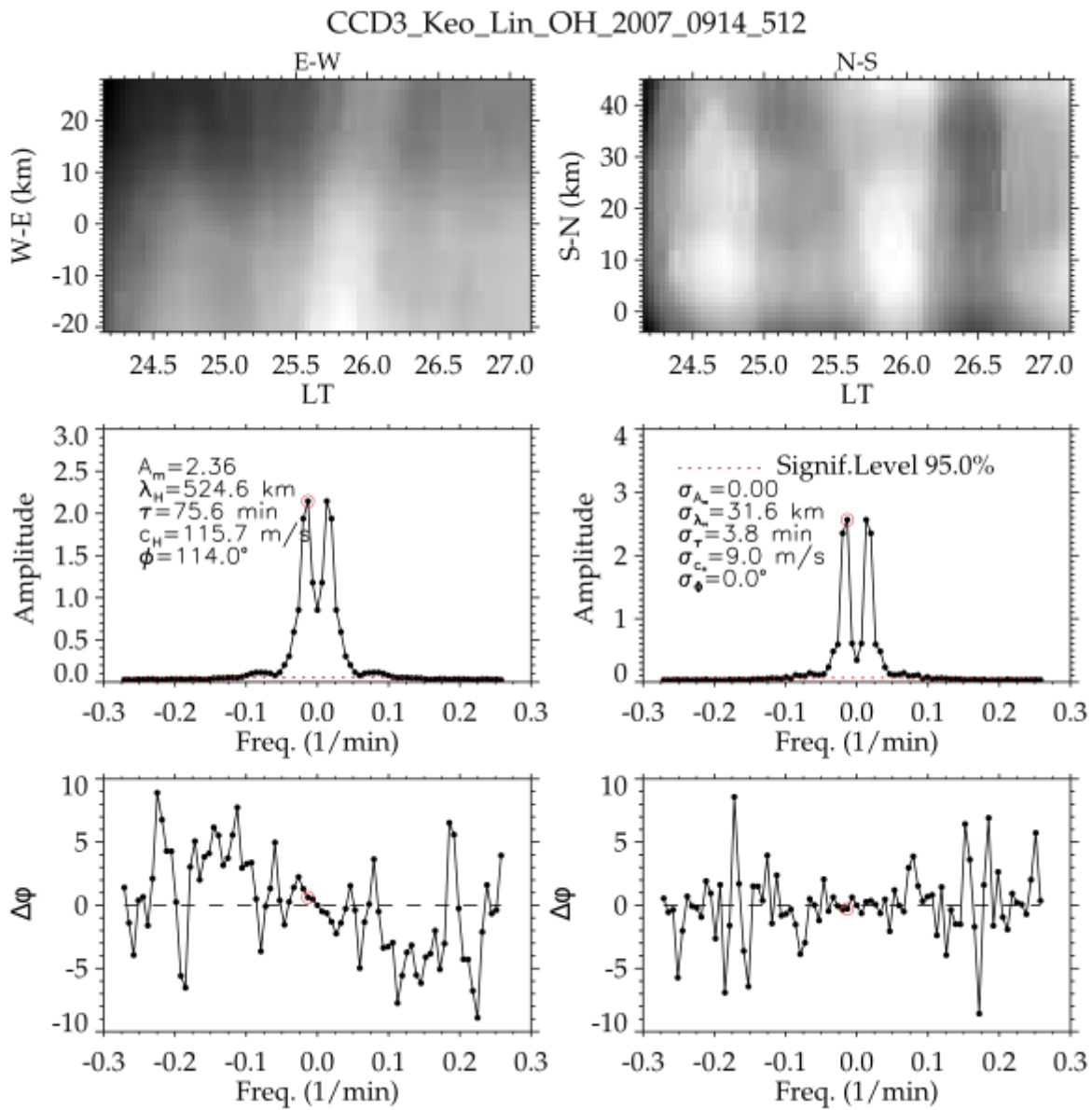


Figura 26 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #1, registrado na camada OI(557,7nm) para a noite de 14-15/09/2007.

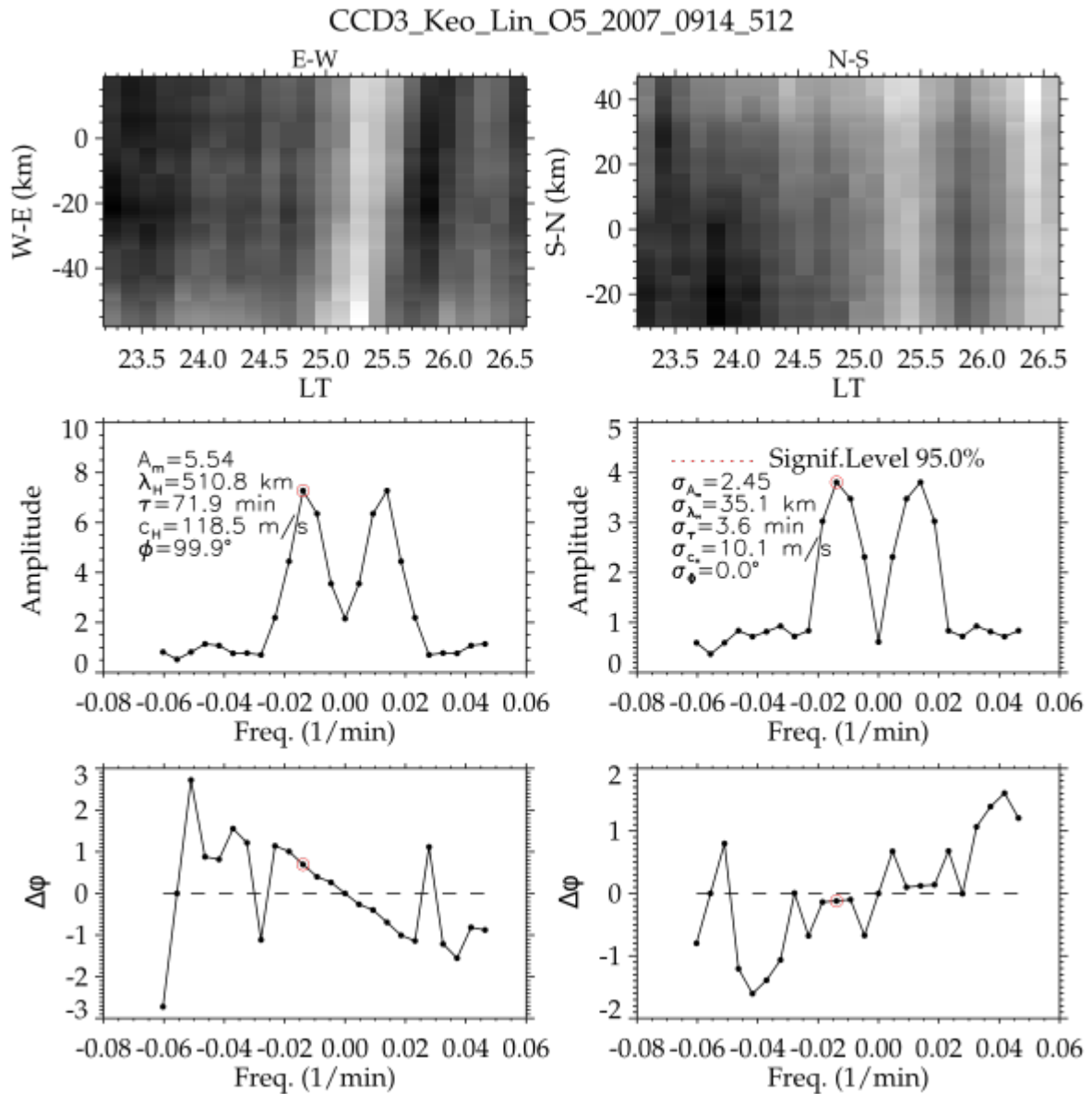


Figura 27 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #2, registrado na camada OH para a noite de 14-15/09/2007.

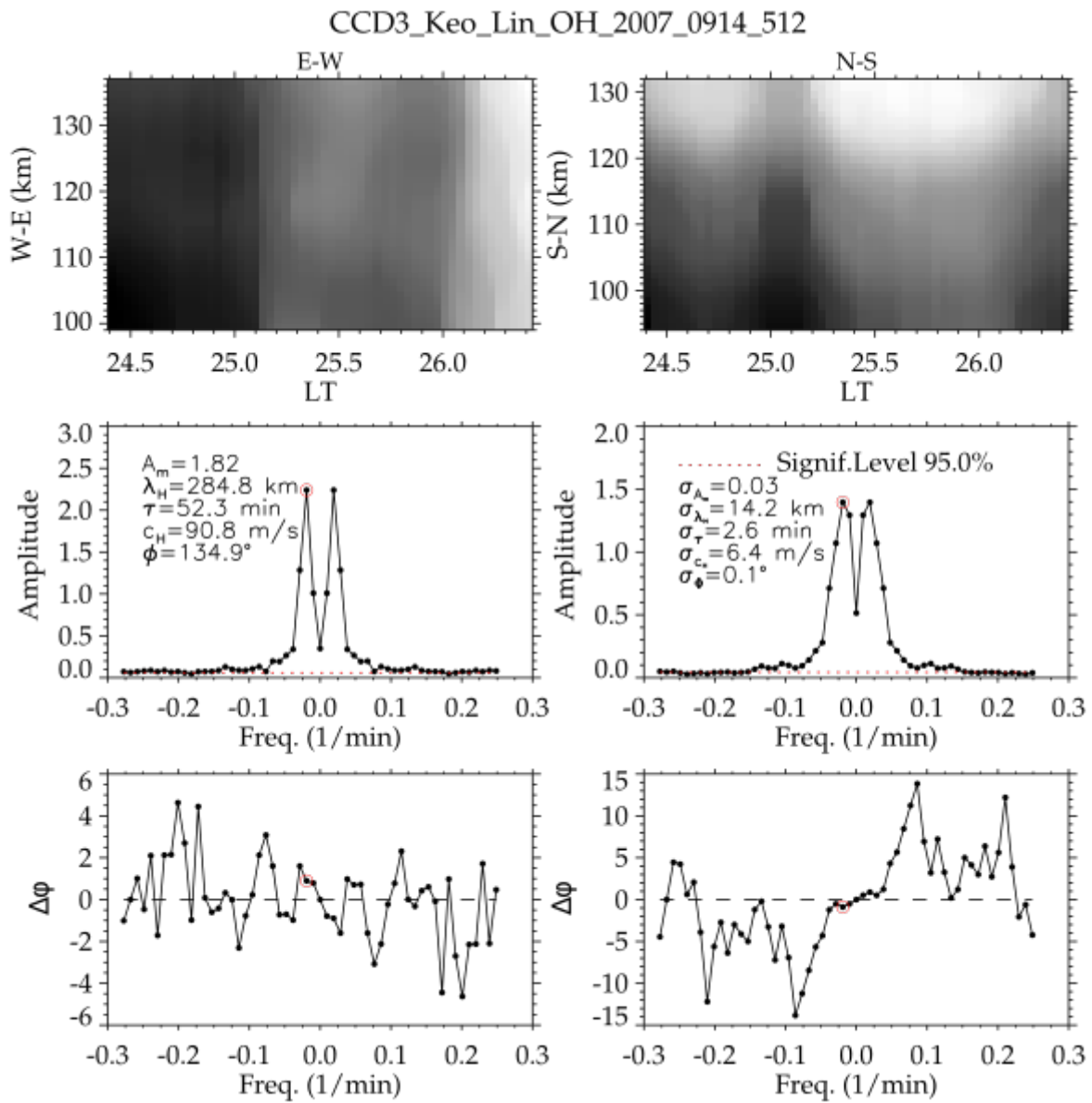


Figura 28 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #2, registrado na camada OI(557,7nm) para a noite de 14-15/09/2007.

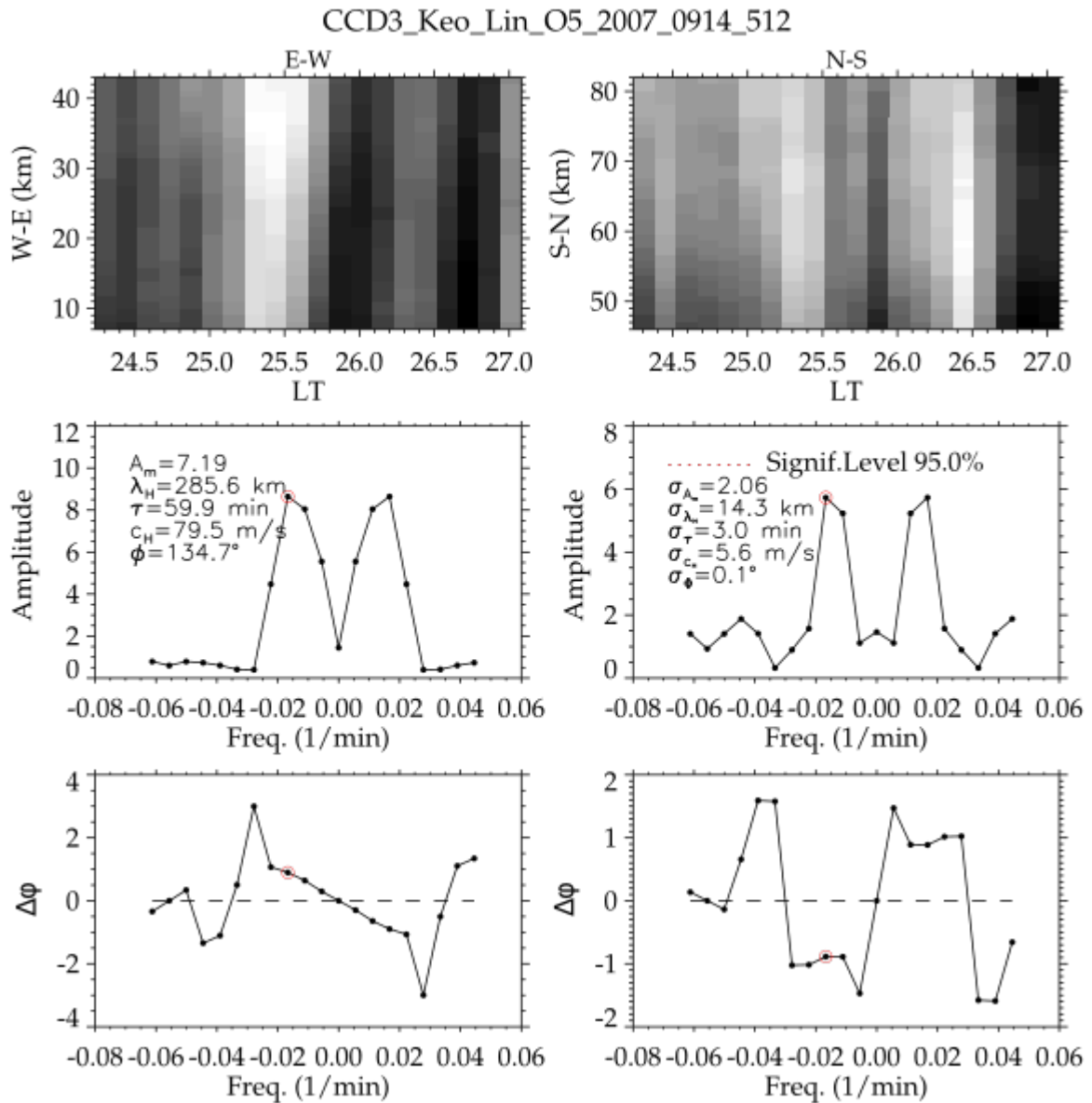


Figura 29 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #3, registrado na camada OH para a noite de 10-11/10/2007.

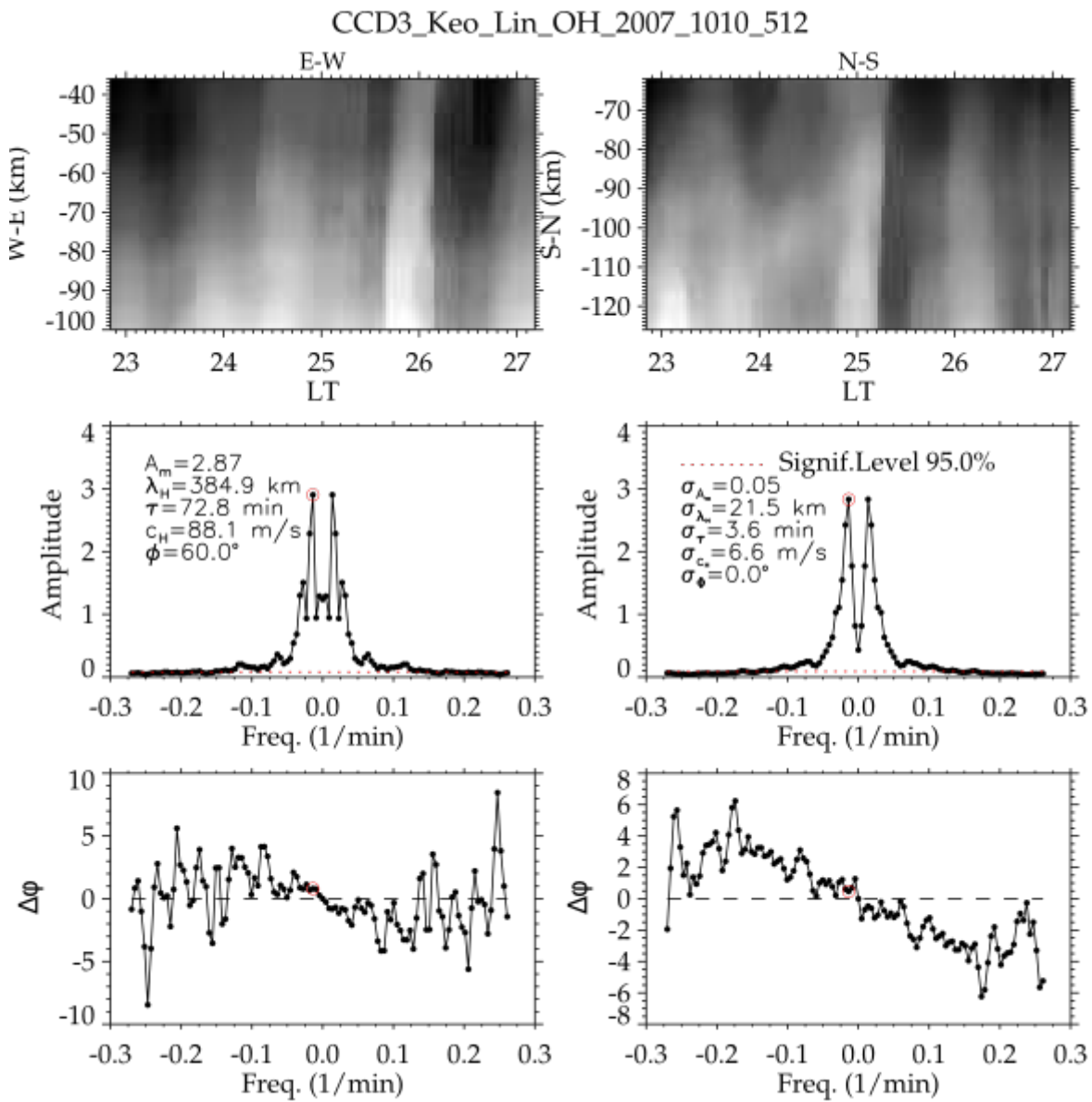


Figura 30 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #3, registrado na camada OI(557,7nm) para a noite de 10-11/10/2007.

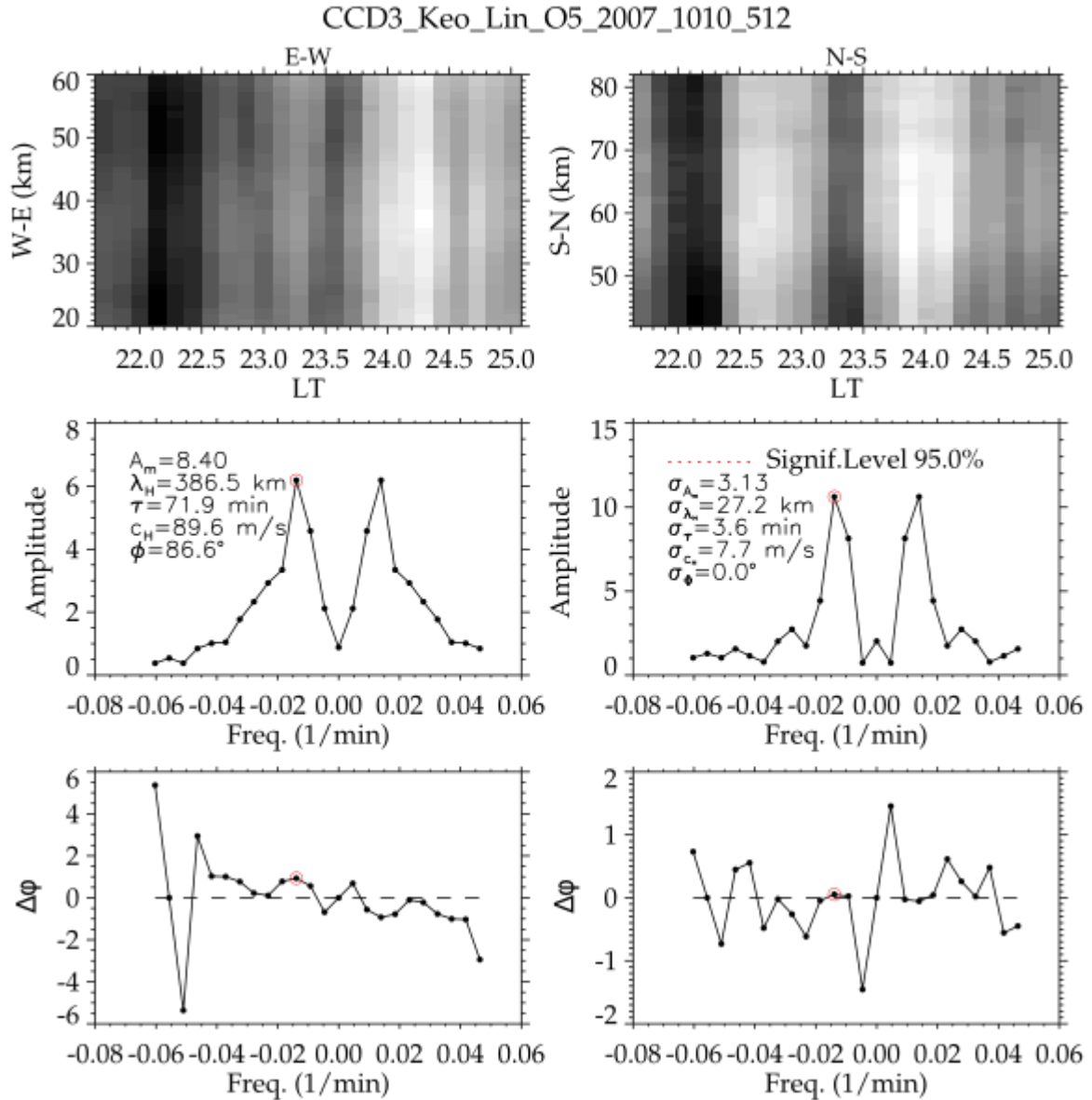
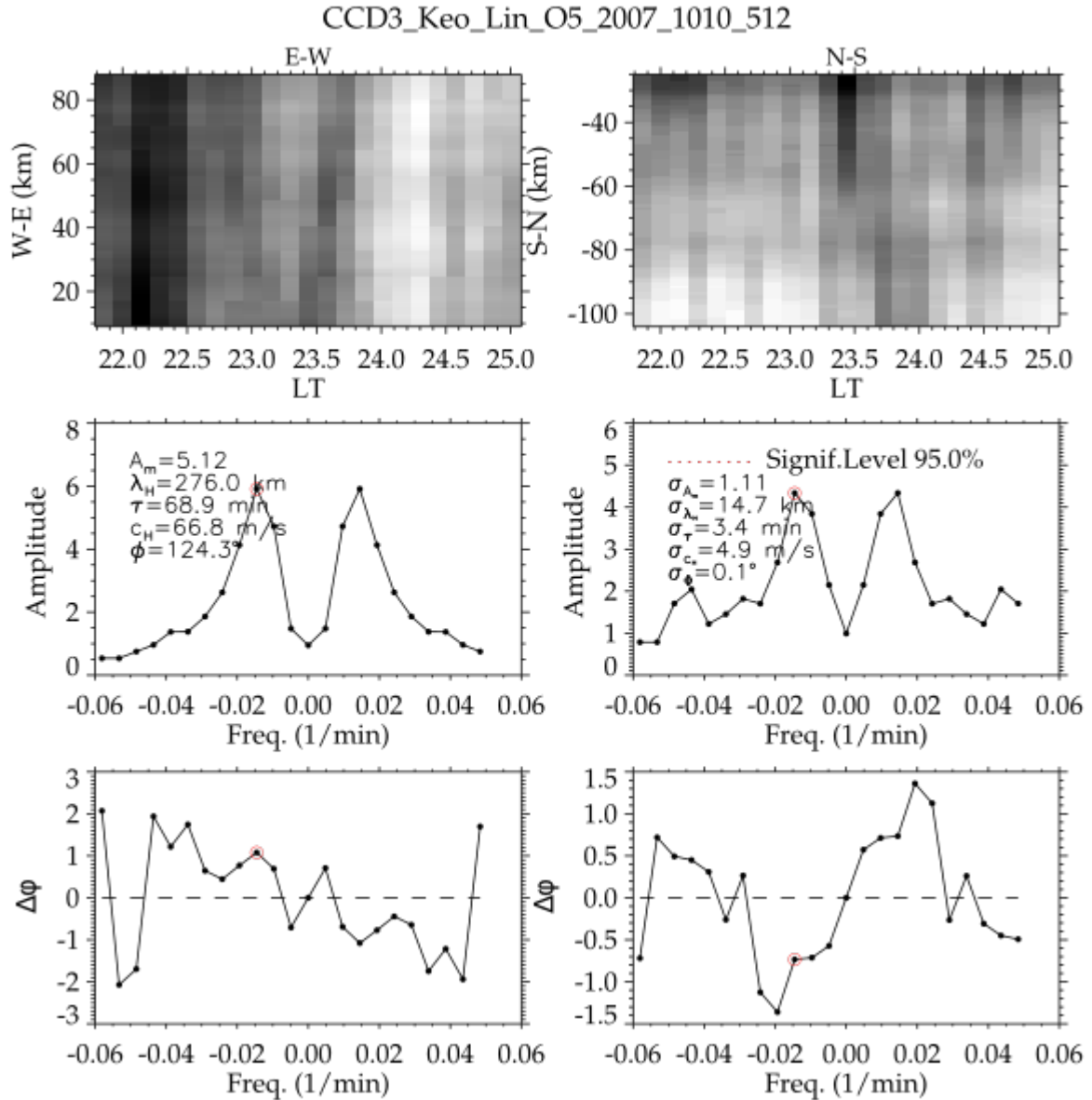


Figura 32 – Resultado da análise espectral, via técnica de keogramas, para o evento de onda de gravidade #4, registrado na camada OI(557,7nm) para a noite de 10-11/10/2007.



4.2 Keogramas na direção de propagação da onda e evolução vertical de fase

Após encontrar os parâmetros observados das ondas de gravidade de média escala para as noites de 14-15/09/2007 e 10-11/10/2007, foi necessário construir keogramas na direção de propagação da onda, a fim de se estimar o comprimento de onda vertical associado a cada oscilação. As Figuras de 33 a 36 ilustram bem esses keogramas, enfatizando regiões de máximo (cor laranja) e de mínimo (azul) em cada camada da aeroluminescência. Cada comprimento de onda vertical foi estimado usando as Equações (3.7) e (3.8), em que, a diferença de altura média do pico das camadas de emissão foi considerada como sendo, aproximadamente, 9 km ($\Delta d = 96 - 87 = 9$ km, ver Tabela 1) e as diferenças de fase como sendo 27,6 min (para o evento de onda #1 – 14-15/09/2007); 47,0 min (para o evento de onda #2 – 14-15/09/2007); 22,3 min (para o evento de onda #3 – 10-11/10/2007) e 30,4 min (para o evento de onda #4 – 10-11/10/2007) (ver Figuras de 33 a 36).

Para as Figuras de 33 a 36, tem-se: do lado esquerdo, os keogramas na direção de propagação da onda, tanto para a camada OH (abaixo) quanto para camada do OI(557,7nm) (acima); do lado direito, a evolução vertical de fase, estando em vermelho, o perfil das fases na direção de propagação da onda na camada do OI(557,7nm) e, em preto, o perfil das fases na direção de propagação da onda na camada OH. Os eixos horizontais, das imagens à esquerda, representam o tempo de duração e a data de registro do evento, enquanto o da imagem à direita, representa o valor das fases em horas. Os eixos verticais representam as distâncias na direção de propagação da onda.

Note que nas Figuras 33, 34, 35 a fase da onda aparece primeiro nos keogramas das imagens do OI(557,7nm), que está centrado em 96 km, do que nos keogramas das imagens do OH, que está centrado em 87 km de altitude. Isto indica que a fase é verticalmente propagante para baixo e, conseqüentemente, a energia da onda está se propagando para cima. Esta é uma forte evidência de onda de gravidade se propagando para cima e, sendo assim, sugerindo que sua fonte geradora deva se encontrar em altitudes troposféricas-estratosféricas.

Já na Figura 36, a fase da onda aparece primeiro no keograma das imagens do OH, do que no keograma das imagens do OI(557,7nm). Isto indica que a fase é verticalmente propagante para cima e, conseqüentemente, a energia da onda está se propagando para baixo. Esta é uma forte evidência de onda de gravidade se propagando para baixo e, sendo assim, sugerindo que sua fonte geradora deva se encontrar em altitudes termosféricas.

Figura 33 – Evento de onda #1 registrado em Cachoeira Paulista na noite de 14-15/09/2007.

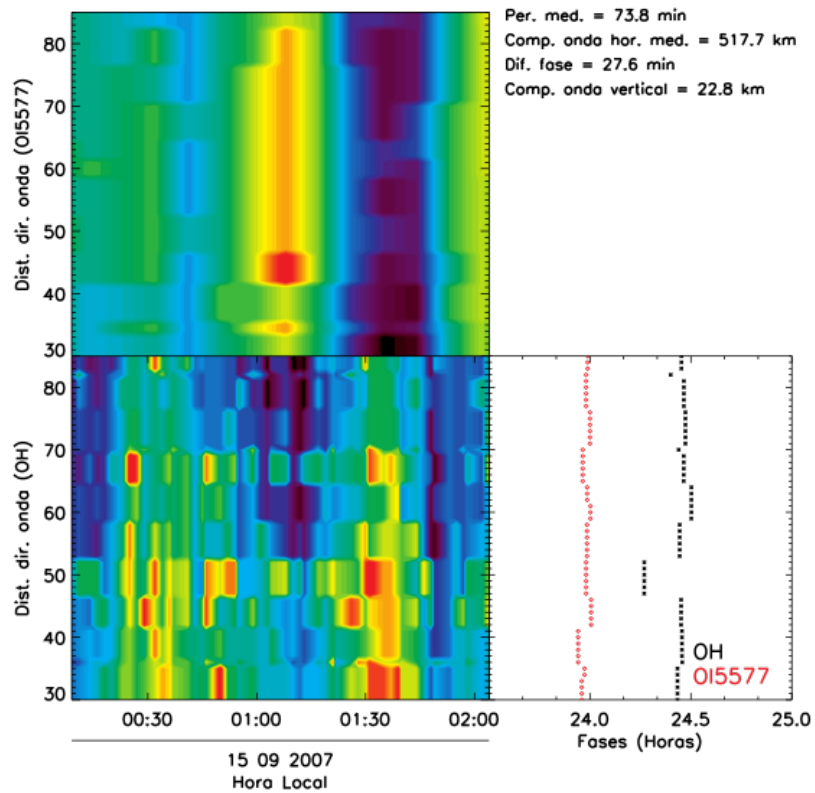


Figura 34 – Evento de onda #2 registrado em Cachoeira Paulista na noite de 14-15/09/2007.

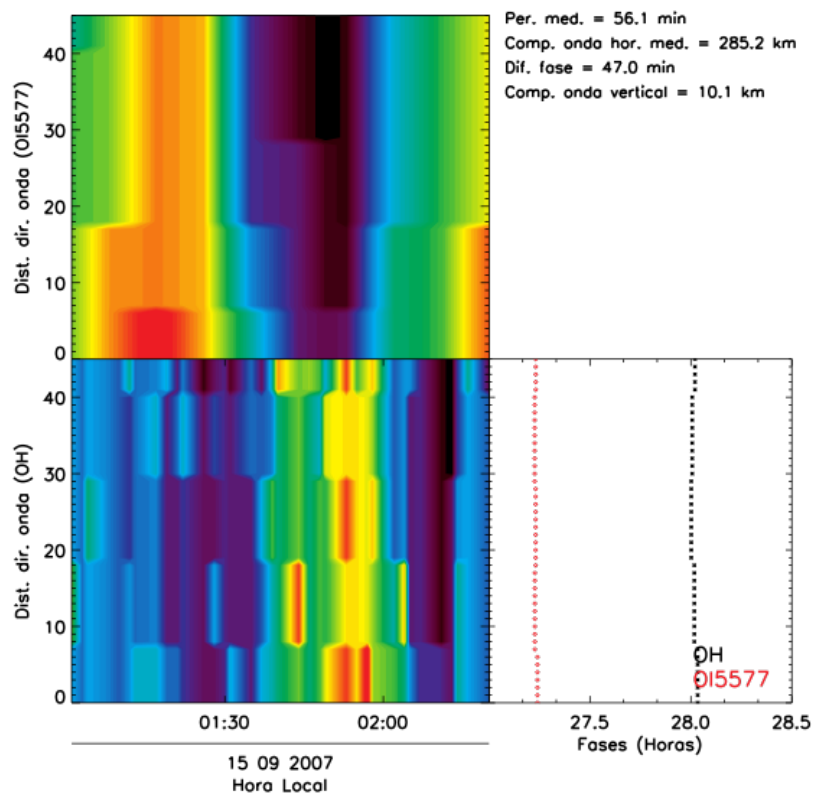


Figura 35 – Evento de onda #3 registrado em Cachoeira Paulista na noite de 10-11/10/2007.

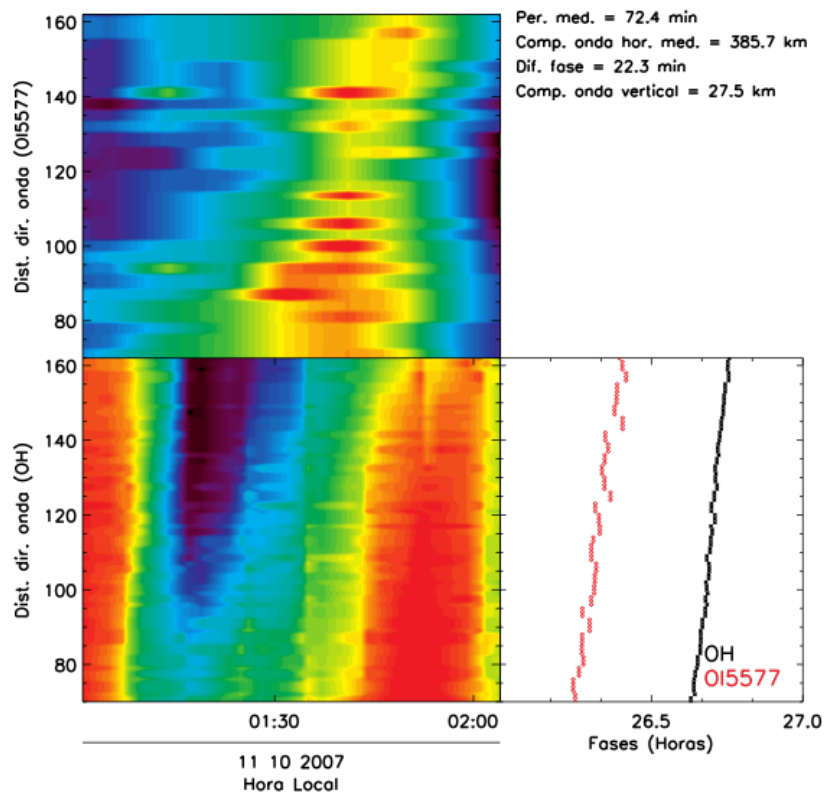
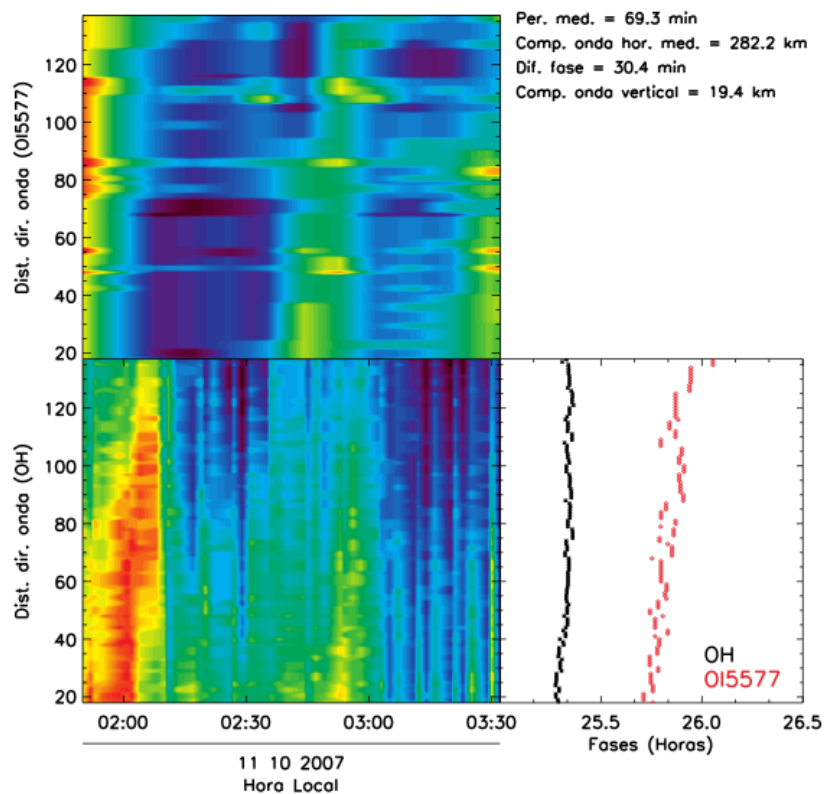


Figura 36 – Evento de onda #4 registrado em Cachoeira Paulista na noite de 10-11/10/2007.



Os comprimentos de onda verticais estimados acima, são os que serão empregados nesta pesquisa na determinação do vento horizontal, contudo, é válido verificar se esses comprimentos de onda verticais estão próximos da realidade, para tanto, serão calculados comprimentos de onda verticais a partir de dados do radar meteorológico, a fim de compará-los com os estimados verificando, assim, se há discrepância e se esta é relevante na determinação do vento.

4.2.1 Cálculo do comprimento de onda vertical a partir de dados do radar meteorológico

- Cálculo da frequência intrínseca nas altitudes do pico das camadas de emissão (OH - 87km e OI(557,7nm) - 96km):

$$\omega_I = \omega_O - \vec{k} \cdot \vec{U} \Rightarrow \omega_I = \omega_O - (k_{Hx}U_{Zonal} + k_{Hy}U_{Meridional}) \quad (4.1)$$

Para o cálculo de ω_I foi utilizado os seguintes valores:

$\omega_O \Rightarrow \omega_O = 2\pi/\tau_O \Rightarrow$ ver Tabela 3 para valores de τ_O .

k_{Hx} e $k_{Hy} \Rightarrow k_H = 2\pi/\lambda_H \Rightarrow$ ver Tabela 3 para valores de $\lambda_H \Rightarrow$ decomposição de k_H em componentes usando o ângulo azimute (ϕ) \Rightarrow ver Tabela 3 para valores de ϕ .

U_{Zonal} e $U_{Meridional} \Rightarrow$ dados do radar meteorológico nas altitudes de 87km e 96km \Rightarrow ver Figura 24 para dados do radar nessas altitudes.

- Cálculo do número de onda vertical nas altitudes do pico das camadas de emissão (OH - 87km e OI(557,7nm) - 96km):

$$m^2 \approx \frac{N^2 k^2}{\omega_g^2} - k^2 - \frac{1}{4H^2} \quad (4.2)$$

Para o cálculo de m foi utilizado os seguintes valores:

$\omega_I = \omega_g \Rightarrow$ valores obtidos no tópico anterior.

$N^2 \Rightarrow$ combinação das Equações (2.17) e (3.10) \Rightarrow dados do lidar para valores de temperatura.

$H \Rightarrow$ Equação (2.34) \Rightarrow densidade calculada pela equação dos gases ideais ($\rho = p/RT$) \Rightarrow dados do lidar para valores de temperatura e Equação (3.9) para valores de pressão.

$k = k_H \Rightarrow k_H = 2\pi/\lambda_H \Rightarrow$ ver Tabela 3.

- Cálculo do comprimento de onda vertical nas altitudes do pico das camadas de emissão (OH - 87km e OI(557,7nm) - 96km):

$$\lambda_V = 2\pi/m \quad (4.3)$$

$m \Rightarrow$ valores obtidos no tópico anterior.

Note que, usando dados do radar meteorológico foi possível calcular, nas altitudes de 87km e 96km, o comprimento de onda vertical associado a cada oscilação, como se pode observar na Tabela 4.

Tabela 4 – Parâmetros medidos de ondas de gravidade de média escala simultâneas.

Data	Camada	Evento	Altitude (km)	λ_V (km)
14-15/09/2007	OH	#1	87	21,30
14-15/09/2007	OI	#1	96	62,35
14-15/09/2007	OH	#2	87	13,65
14-15/09/2007	OI	#2	96	37,63
10-11/10/2007	OH	#3	87	22,30
10-11/10/2007	OI	#3	96	15,49
10-11/10/2007	OH	#4	87	19,12
10-11/10/2007	OI	#4	96	11,68

Contudo, analisando a Tabela 4, esperava-se que os comprimentos de onda verticais fossem os mesmos nas altitudes de 87km e 96km, por se tratar de um mesmo evento de onda de gravidade. No entanto, a fim de se obter um valor único de comprimento de onda vertical para cada evento de onda de gravidade como um todo, é realizada uma média dos valores nas diferentes altitudes obtendo, assim, os valores constantes na Tabela 5.

Tabela 5 – Parâmetros médios de ondas de gravidade de média escala simultâneas.

Data	Evento	$\bar{\lambda}_H$ (km)	$\bar{\tau}_O$ (min)	$\bar{\phi}$ (°)	$\bar{\lambda}_V$ (km) estimado	$\bar{\lambda}_V$ (km) medido
14-15/09/2007	#1	517,7	73,8	106,95	22,8	41,8
14-15/09/2007	#2	285,2	56,1	134,78	10,1	25,6
10-11/10/2007	#3	385,7	72,4	73,31	27,5	18,9
10-11/10/2007	#4	282,2	69,3	134,01	19,4	15,4

Note que os comprimentos de onda verticais estimados possuem uma discrepância com relação aos medidos¹⁷, uma análise dessa discrepância será realizada na seção 4.3, onde será verificado a influência do comprimento de onda vertical na determinação do vento horizontal.

¹⁷ Essa nomenclatura é utilizada devido os comprimentos de onda verticais terem sido calculados a partir de dados medidos do radar meteorológico e do lidar.

4.3 Efeitos da temperatura, densidade, direção de propagação e comprimento de onda vertical na determinação do vento horizontal

Como mostrado na metodologia, para a determinação do vento horizontal é necessário que se tenha a frequência observada (ω_O), o número de onda horizontal (k_H), a escala de altura (H), a frequência de Brünt-Väisälä (N) e o número de onda vertical (m). A frequência observada e o número de onda horizontal podem ser encontrados através da identificação de ondas de gravidade em imagens da aeroluminescência; a frequência de Brünt-Väisälä através do perfil vertical de temperatura e pressão; a escala de altura através do perfil vertical de densidade e o número de onda vertical através de imagens de uma mesma onda de gravidade em camadas distintas da aeroluminescência. Portanto, haja vista a dependência dessa metodologia a alguns parâmetros atmosféricos e de ondas de gravidade, faz-se necessário verificar os efeitos desses parâmetros na precisão da metodologia. Desta forma, serão realizados testes, a fim de analisar os efeitos da temperatura, densidade, direção de propagação e comprimento de onda vertical na determinação do vento horizontal. Cada teste será detalhado em uma Tabela e apresentará duas situações (Situação I e Situação II), para cada situação será construído um gráfico, a fim de compará-los entre si, verificando as diferenças existentes. A Tabela 6 ilustrará o TESTE I, a Tabela 7 o TESTE II, a Tabela 8 o TESTE III e a Tabela 9 o TESTE IV. O objetivo do TESTE I será verificar a influência da temperatura na determinação do vento horizontal; o objetivo do TESTE II será verificar a influência da densidade na determinação do vento horizontal; o objetivo do TESTE III será verificar a influência da direção de propagação das ondas na determinação do vento horizontal e; o objetivo do TESTE IV será verificar a influência do comprimento de onda vertical na determinação do vento horizontal.

4.3.1 Influência da temperatura na determinação do vento horizontal

Para verificar se a temperatura influencia significativamente na determinação do vento horizontal se fez necessário realizar o TESTE I, conforme ilustra a Tabela 6, em que, para cada situação foram construídos gráficos (ver Figuras 37 e 38), a fim de compará-los entre si, verificando as diferenças existentes.

Tabela 6 – Teste I: Influência da temperatura na determinação do vento horizontal.

TESTE I	Situação I	Situação II
Temperatura	lidar	modelo
Pressão	$p(z) = p_0 e^{-\int_{z_0}^z \frac{g}{RT} dz}$	$p(z) = p_0 e^{-\int_{z_0}^z \frac{g}{RT} dz}$
Densidade	$\rho = p/RT$	$\rho = p/RT$
Comprimento de onda vertical	estimado	estimado

Figura 37 – Perfil vertical de dados de vento estimado e medido para o dia 15/09/2007 às 3h30min UT. Em linha contínua estão os dados medidos pelo radar meteorológico de Cachoeira Paulista e em linha tracejada estão os dados estimados usando a metodologia proposta. Em vermelho está o vento zonal (direção Leste-Oeste) e em azul o vento meridional (direção Norte-Sul). O gráfico a esquerda representa a Situação I do TESTE I e o da direita a Situação II.

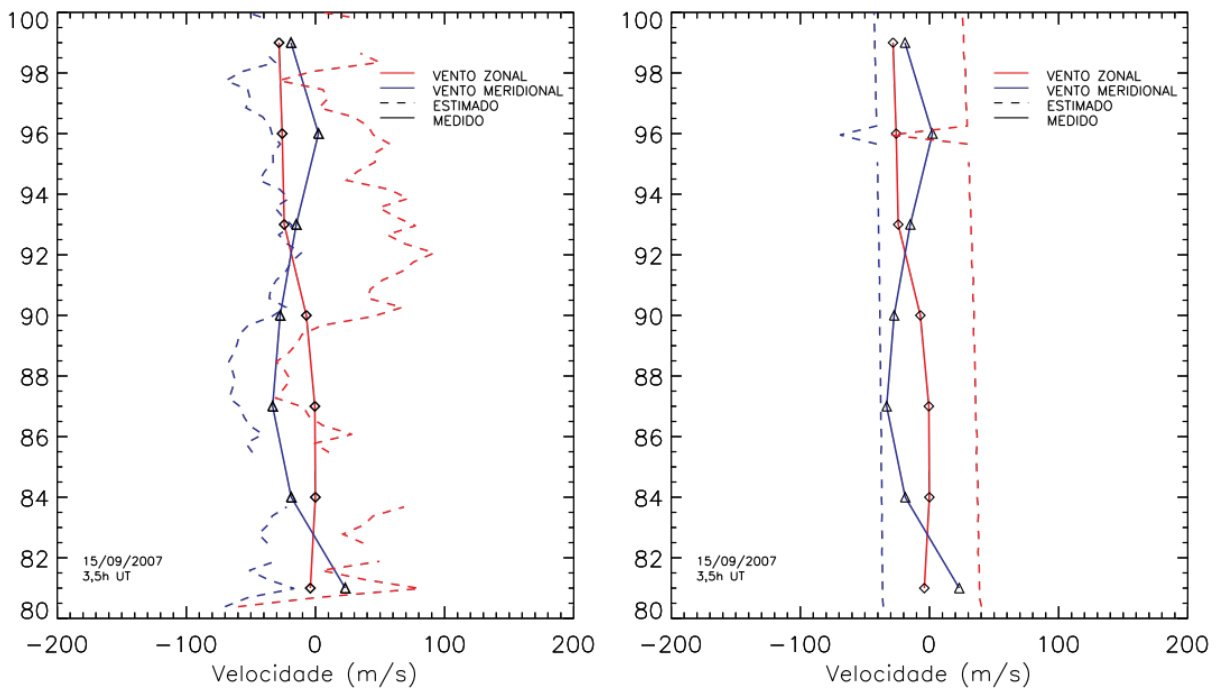
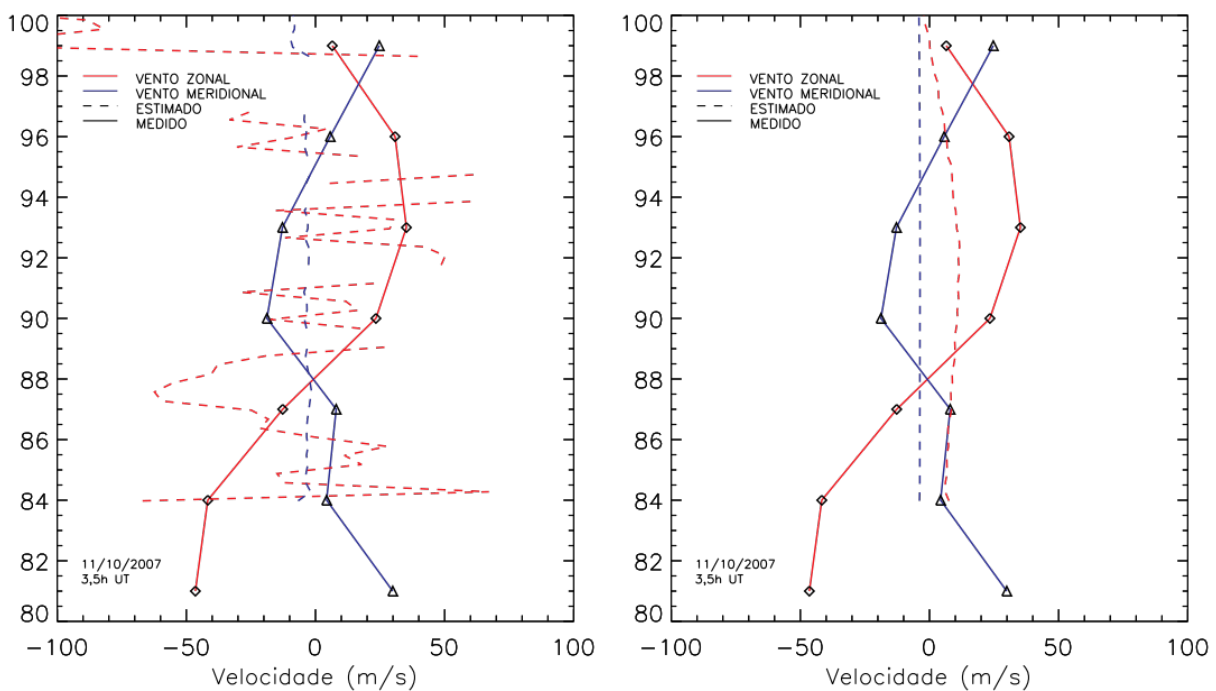


Figura 38 – O mesmo que a Figura 37, porém, para o dia 11/10/2007 às 3h30min UT.



Analisando as duas situações propostas no TESTE I e seus gráficos correspondentes, verifica-se que dados de temperatura de modelo fornecem valores de vento sem flutuações, ou seja, um vento que não sofre influência da onda. Contudo, umas das técnicas empregadas na observação de ondas de gravidade é exatamente através da análise de dados de vento, verificando assinaturas de ondas de gravidades. Portanto, dados de temperatura de modelo não devem ser utilizados nesta metodologia, haja vista não fornecerem resultados compatíveis com a realidade.

4.3.2 Influência da densidade na determinação do vento horizontal

Para verificar se a densidade influencia significativamente na determinação do vento horizontal se fez necessário realizar o TESTE II, conforme ilustra a Tabela 7, em que, para cada situação foram construídos gráficos (ver Figuras 39 e 40), a fim de compará-los entre si, verificando as diferenças existentes.

Tabela 7 – Teste II: Influência da densidade na determinação do vento horizontal.

TESTE II	Situação I	Situação II
Temperatura	lidar	lidar
Pressão	$p(z) = p_0 e^{-\int_{z_0}^z \frac{g}{RT} dz}$	$p = \rho RT$
Densidade	$\rho = p/RT$	modelo
Comprimento de onda vertical	estimado	estimado

Analisando as duas situações propostas no TESTE II e seus gráficos correspondentes, verifica-se que dados de densidade de modelo fornecem bons resultados e, portanto, podem ser utilizados nesta metodologia. Isso se deve ao fato da densidade ser utilizada no cálculo da escala de altura, parâmetro este cujo inverso é muito pequeno e que pode ser desprezado abaixo da turbopausa (NAPPO, 2002). Deste modo, independente dos dados de densidade serem de modelos ou não, pouco irá importar na determinação do vento horizontal, haja vista $1/H^2$ ser muito pequeno.

Figura 39 – Perfil vertical de dados de vento estimado e medido para o dia 15/09/2007 às 3h30min UT. Em linha contínua estão os dados medidos pelo radar meteorológico de Cachoeira Paulista e em linha tracejada estão os dados estimados usando a metodologia proposta. Em vermelho está o vento zonal (direção Leste-Oeste) e em azul o vento meridional (direção Norte-Sul). O gráfico a esquerda representa a Situação I do TESTE II e o da direita a Situação II.

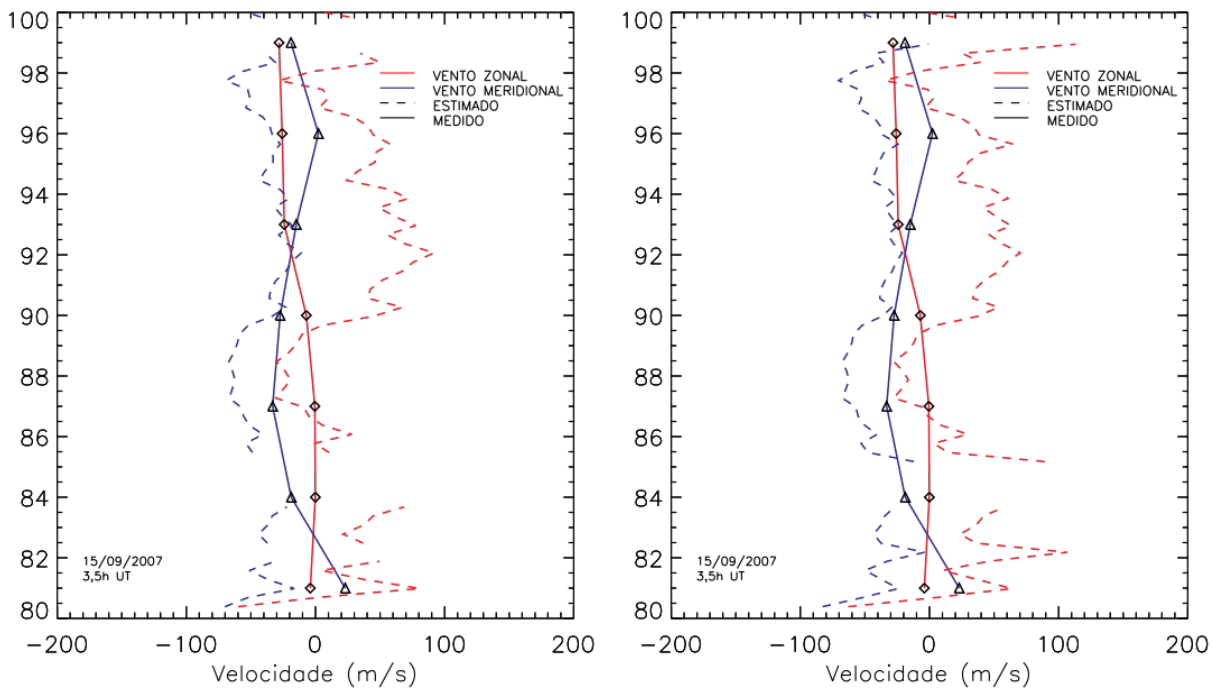
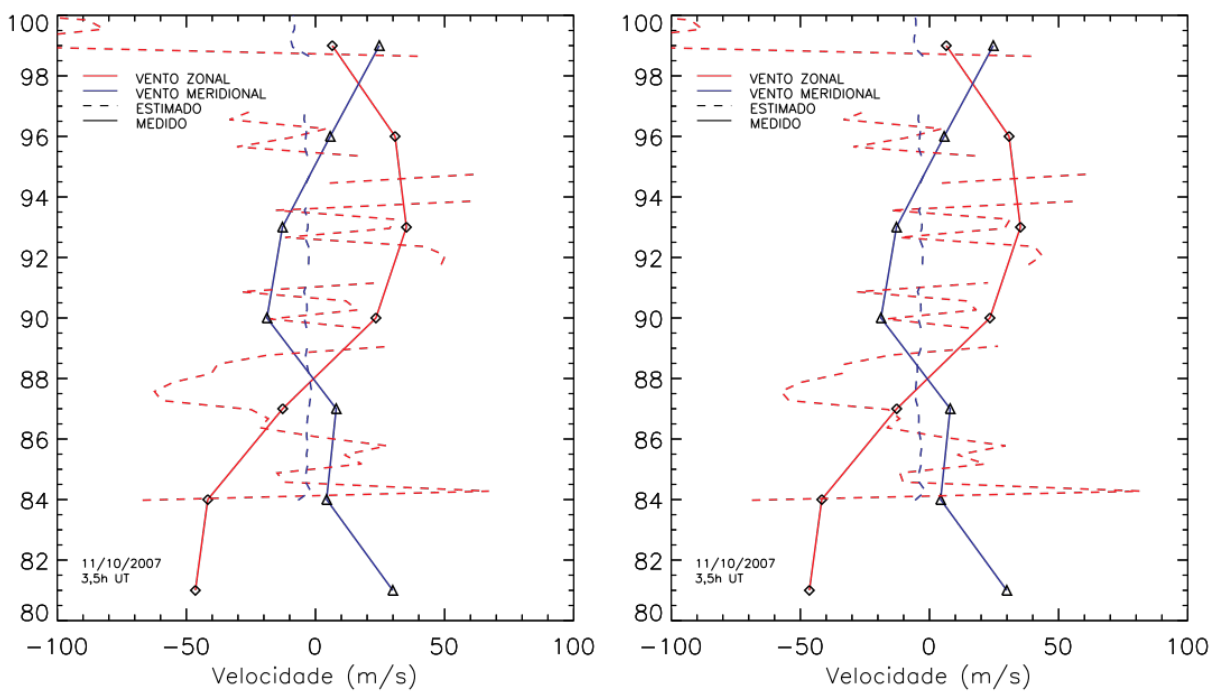


Figura 40 – O mesmo que a Figura 39, porém, para o dia 11/10/2007 às 3h30min UT.



4.3.3 Influência da direção de propagação das ondas na determinação do vento horizontal

Para verificar se a direção de propagação das ondas influencia significativamente na determinação do vento horizontal, se fez necessário realizar o TESTE III, conforme ilustra a Tabela 8, em que, para cada situação foram construídos gráficos (ver Figuras 41 e 42), a fim de analisá-los, verificando possíveis irregularidades. Vale salientar que esse teste foi realizado alterando apenas o ângulo de propagação das ondas, de tal modo que elas ficassem paralelas ou em quadratura. Quanto aos demais parâmetros, eles se mantiveram os mesmos. Portanto, esse teste se tratou basicamente de uma simulação, haja vista não ter sido encontrado de fato essas ondas com essas direções de propagação.

Tabela 8 – Teste III: Influência da direção de propagação das ondas na determinação do vento horizontal.

TESTE III	Situação I	Situação II
Temperatura	lidar	lidar
Pressão	$p(z) = p_0 e^{-\int_{z_0}^z \frac{g}{RT} dz}$	$p(z) = p_0 e^{-\int_{z_0}^z \frac{g}{RT} dz}$
Densidade	$\rho = p/RT$	$\rho = p/RT$
Comprimento de onda vertical	estimado	estimado
Direção de propagação	ondas paralelas	ondas em quadratura

Analisando as duas situações propostas no TESTE III e seus gráficos correspondentes, verifica-se que ondas simultâneas paralelas fornecem mais de uma estimativa de vento para uma mesma altitude, enquanto ondas simultâneas em quadratura fornecem estimativas de vento com ambiguidade. Portanto, tanto ondas simultâneas paralelas como em quadratura devem ser descartadas, por não fornecerem resultados compatíveis com a realidade.

Figura 41 – Perfil vertical de dados de vento estimado e medido para o dia 15/09/2007 às 3h30min UT. Em linha contínua estão os dados medidos pelo radar meteorológico de Cachoeira Paulista e em linha tracejada estão os dados estimados usando a metodologia proposta. Em vermelho está o vento zonal (direção Leste-Oeste) e em azul o vento meridional (direção Norte-Sul). O gráfico a esquerda representa a Situação I do TESTE III e o da direita a Situação II.

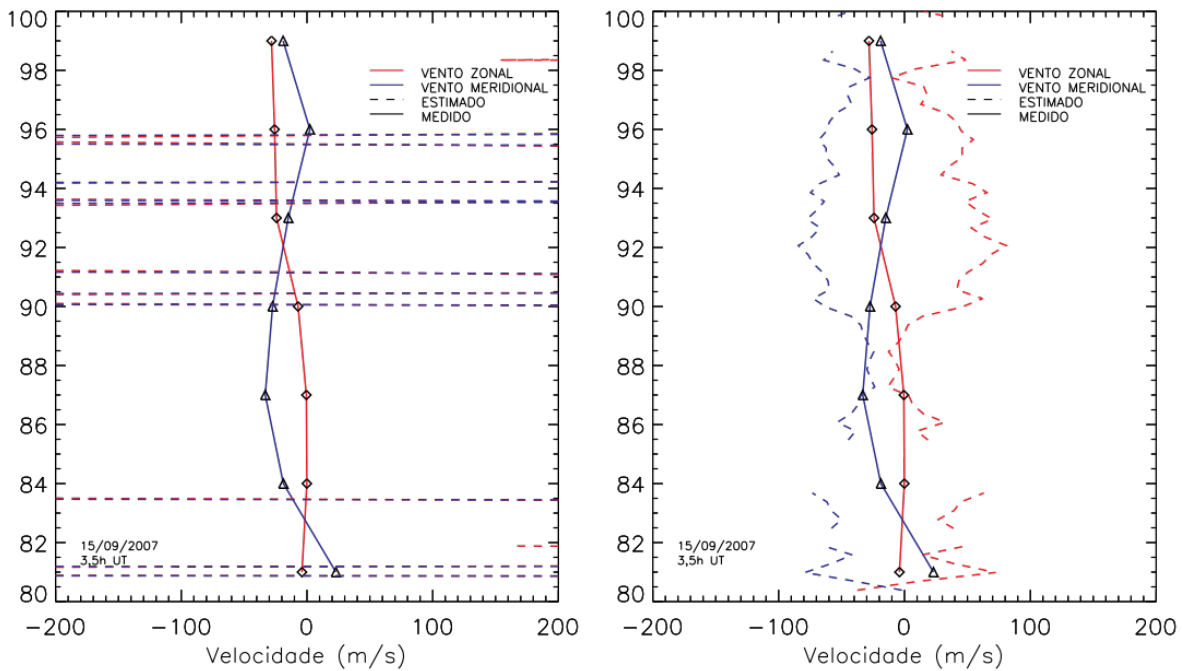
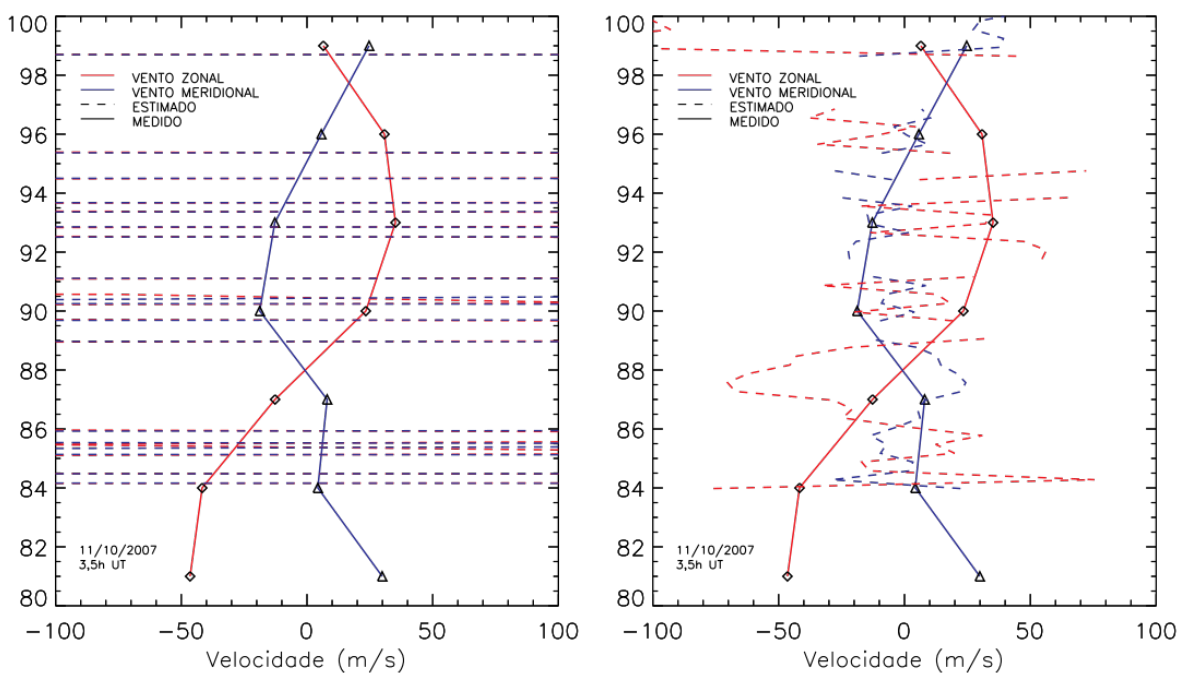


Figura 42 – O mesmo que a Figura 41, porém, para o dia 11/10/2007 às 3h30min UT.



4.3.4 Influência do comprimento de onda vertical na determinação do vento horizontal

Para verificar se o comprimento de onda vertical influencia significativamente na determinação do vento horizontal se fez necessário realizar o TESTE IV, conforme ilustra a Tabela 9, em que, para cada situação foram construídos gráficos (ver Figuras 43 e 44), a fim de compará-los entre si, verificando as diferenças existentes.

Tabela 9 – Teste IV: Influência do comprimento de onda vertical na determinação do vento horizontal.

TESTE IV	Situação I	Situação II
Temperatura	lidar	lidar
Pressão	$p(z) = p_0 e^{-\int_{z_0}^z \frac{g}{RT} dz}$	$p(z) = p_0 e^{-\int_{z_0}^z \frac{g}{RT} dz}$
Densidade	$\rho = p/RT$	$\rho = p/RT$
Comprimento de onda vertical	estimado	medido

Analisando as duas situações propostas no TESTE IV e seus gráficos correspondentes, verifica-se que comprimentos de onda verticais medidos fornecem resultados melhores que os estimados. Note que o vento obtido a partir de comprimentos de onda verticais medidos é bem mais convergente do que o vento obtido a partir de comprimentos de onda verticais estimados. Portanto, quanto mais preciso for a estimativa desse parâmetro melhor será para esta metodologia.

Figura 43 – Perfil vertical de dados de vento estimado e medido para o dia 15/09/2007 às 3h30min UT. Em linha contínua estão os dados medidos pelo radar meteorológico de Cachoeira Paulista e em linha tracejada estão os dados estimados usando a metodologia proposta. Em vermelho está o vento zonal (direção Leste-Oeste) e em azul o vento meridional (direção Norte-Sul). O gráfico a esquerda representa a Situação I do TESTE IV e o da direita a Situação II.

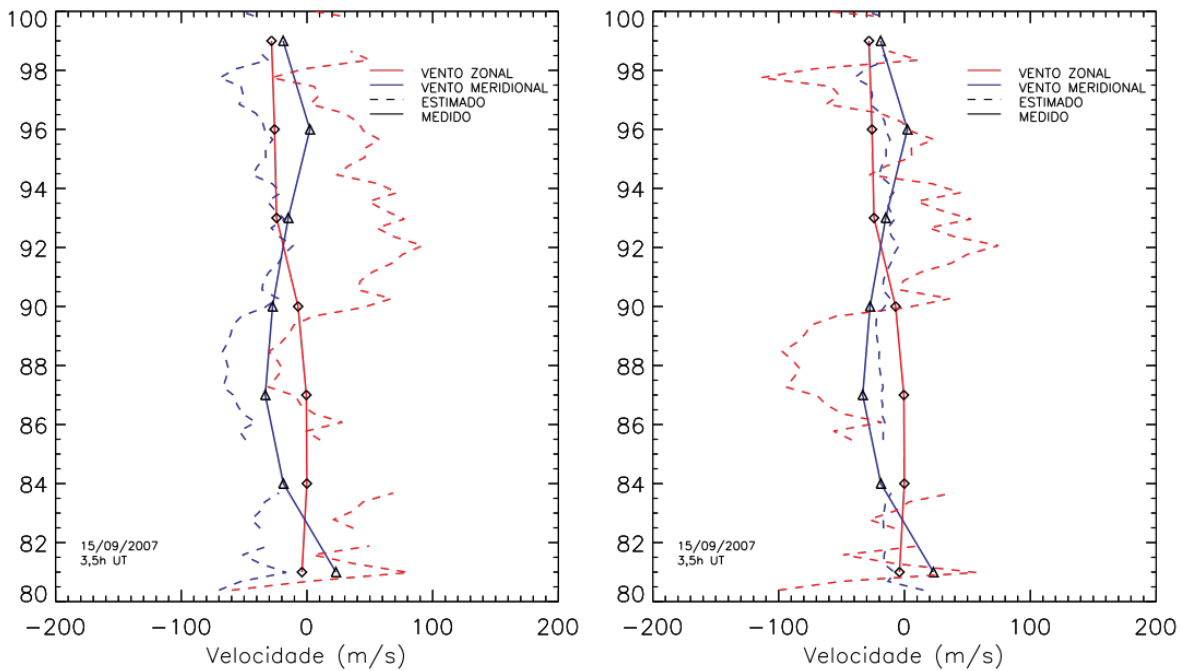
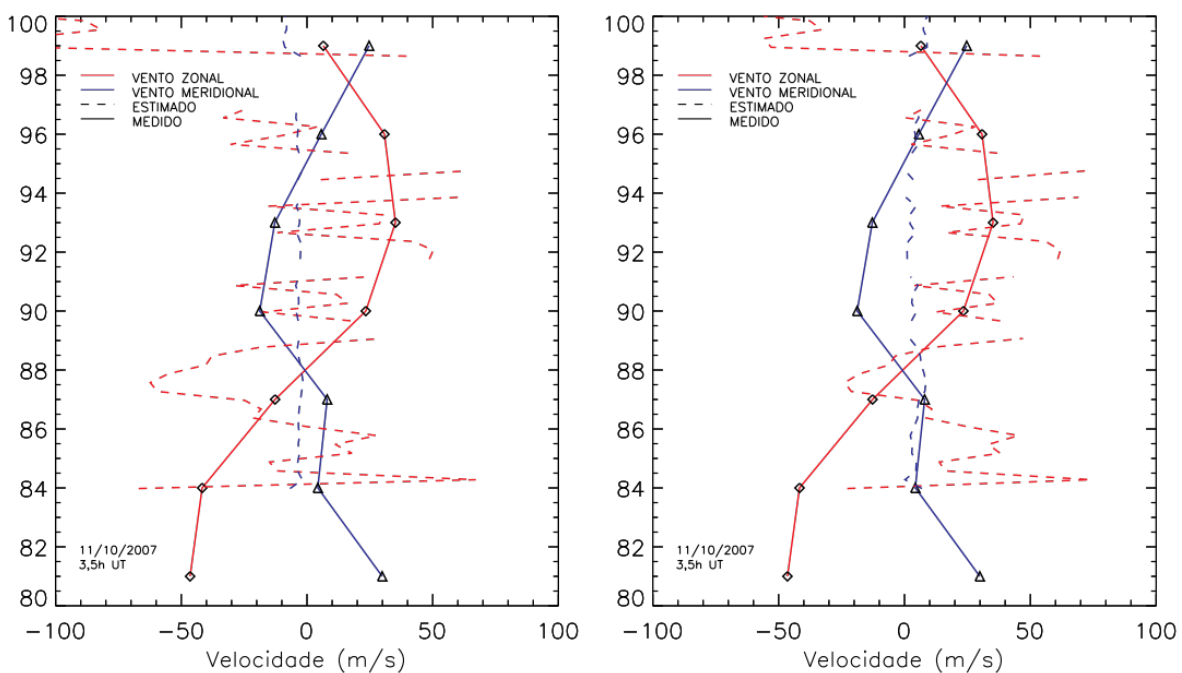


Figura 44 – O mesmo que a Figura 43, porém, para o dia 11/10/2007 às 3h30min UT.



5 Conclusões

Diante do exposto, conclui-se que a metodologia proposta para determinação do vento horizontal considerando sua interação com ondas de gravidade apresentou discrepâncias em relação ao vento medido pelo radar meteorológico. Alguns fatores devem ter contribuído para que isso acontecesse, tais como:

- As comparações não são bem precisas porque o vento estimado advém de uma região específica do céu enquanto que as medidas do radar constituem uma média sobre todo o céu e com uma resolução de uma hora;
- Houve dificuldades técnicas em se obter os parâmetros das ondas de gravidade na emissão do OI(557,7nm) devido a baixa qualidade das imagens detectadas na época do estudo;
- O comprimento de onda vertical foi calculado com a diferença de fase de propagação das ondas de gravidade em apenas dois pontos equivalentes às altitudes dos picos de concentração das emissões do OH e do OI(557,7nm);
- A técnica de análise de keogramas forneceu incertezas na determinação dos parâmetros horizontais que podem de uma certa forma refletir na precisão de estimativa do vento horizontal.

Enfim, esses tópicos elencados acima podem ter sido sim responsáveis pela divergência da metodologia em alguns pontos, ademais, essa divergência serviu para mostrar o quão decisivos são alguns parâmetros na determinação do vento horizontal:

- Os perfis de temperatura precisam ser os mais precisos possíveis, preferencialmente advindos de instrumentos como o LIDAR ou SABER;
- Os dados de densidade atmosférica podem ser provenientes de modelo, pois, este parâmetro mostrou não influenciar significativamente na precisão da metodologia;
- As ondas simultâneas encontradas não podem ser paralelas ou quase paralelas nem, tampouco, em quadratura, pois, aquelas fornecem mais de uma estimativa de vento para uma mesma altitude, enquanto, estas fornecem estimativas de vento com ambiguidade;
- O comprimento de onda vertical deve ser estimado o mais precisamente possível, pois, se mostrou ser um parâmetro muito importante. O melhor resultado mostrou

ser aquele em que se utiliza o comprimento de onda vertical medido ao invés do estimado (ver Figuras 43 e 44).

Portanto, usando imagens limpas do imageador, dados de temperatura provenientes do LIDAR ou SABER, ondas simultâneas que não sejam paralelas nem em quadratura e, medidas de comprimento de onda vertical precisas, é possível chegar a bons resultados de vento horizontal fazendo uso dessa metodologia. Deste modo, fica como sugestão para trabalhos futuros: determinar o vento horizontal global fazendo uso de dados dos instrumentos SABER (para medidas de temperatura e de parâmetros de ondas de gravidade) e TIDI (para medidas de vento, como forma de validação da metodologia), ambos à bordo do satélite TIMED.

Referências

- AMORIM, D. C. M. *Estudo do mecanismo de geração das camadas esporádicas de sódio*. 84 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/03.06.13.02-TDI). Citado na página 58.
- ANTONITA, T. M. et al. Meteor wind radar observations of gravity wave momentum fluxes and their forcing toward the mesospheric semiannual oscillation. *Journal of Geophysical Research*, v. 113, n. D10115, 2008. Citado na página 25.
- BEER, T. *Atmospheric waves*. London: Adam Hilger, 1974. 300 p. Citado na página 36.
- BURITI, R. A. *Estudo de parâmetros de ondas de gravidade por medidas simultâneas de radar MU e fotômetro em Shigaraki (35° N, 136° L), Japão*. 204 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997. (INPE-6647- DI/624). Citado na página 25.
- CARVALHO, A. et al. Case study of convective instability observed in airglow images over the northeast of Brazil. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 154, p. 33–42, 2017. Citado na página 29.
- CLEMESHA, B. R.; SIMONICH, D.; BATISTA, P. P. Sodium lidar measurements of mesopause region temperatures at 23° S. *Advances in Space Research*, v. 47, n. 7, p. 1165–1171, 2011. Citado na página 58.
- FERNANDES, F. *Medidas simultâneas de temperatura na mesosfera superior através de radar de laser e luminescência atmosférica em baixas latitudes no setor brasileiro*. 152 p. Dissertação de Mestrado em Geofísica Espacial – INPE — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009. (INPE-16583-TDI/1572). Citado 2 vezes nas páginas 57 e 58.
- FIGUEIREDO, C. A. O. B. *Estudo de Distúrbios Ionosféricos Propagantes no Continente Sul Americano*. 199 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/02.17.10.11-TDI). Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NCM7GP>>. Citado na página 49.
- FILHO, J. F. d. A. *Estudo de frentes mesosféricas na região equatorial*. 313 p. Tese (Doutorado em Geofísica) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2007. (INPE-15179-TDI/1295). Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.07.11.35>>. Acesso em: 2020. Citado na página 40.
- FRICKE, K.; ZAHN, U. V. Mesopause temperatures derived from probing the hyperfine structure of the d2 resonance line of sodium by lidar. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, v. 47, n. 5, p. 499–512, 2011. Citado na página 57.
- FRITTS, D. C.; ALEXANDER, M. J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Reviews of Geophysics*, v. 41, p. 1003, 2003. Citado na página 26.

- GARCIA, F. J.; TAYLOR, M. J.; KELLEY, M. C. Two-dimensional spectral analysis of mesospheric airglow image data. *Appl. Opt., OSA*, v. 36, n. 29, p. 7374–7385, 1997. Citado na página 47.
- GIBSON, A. J.; THOMAS, L.; BHATTACHACHARYYA, S. K. a. Laser observations of the ground-state hyperfine structure of the sodium and of temperatures in the upper atmosphere. *Nature*, v. 281, p. 131–133, 1979. Citado na página 56.
- GOMES, F. E. *Efeitos das ondas planetárias na Aeroluminescência*. 213 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.24.13.54-TDI). Citado na página 25.
- GOSSARD, E. E.; HOOKE, W. H. *Waves in the Atmosphere*. London: Elsevier, 1975. Citado 4 vezes nas páginas 29, 36, 40 e 60.
- HARGREAVES, J. K. *The solar-terrestrial environment*. London: Cambridge University Press, 1992. 420 p. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 37.
- HINES, C. O. Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights. *Canadian Journal of Physics*, v. 30, p. 1441–1481, 1960. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 31.
- HOCKING, W. K. Recent advances in radar instrumentation and techniques for studies of the mesosphere, stratosphere, and troposphere. *Radio Sci.*, v. 32, p. 2241–2270, 1997. Citado na página 25.
- HOCKING, W. K.; FULLER, B.; VANDEPEER, B. Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, v. 63, p. 155–169, 2001. Citado na página 59.
- ISLER, J. R.; TAYLOR, M. J.; FRITTS, D. C. Observational evidence of wave ducting and evanescence in the mesosphere. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, v. 102, n. D22, p. 26301–26313, 1997. Citado na página 39.
- JIAO, J. et al. Simultaneous lidar observation of peculiar sporadic k and na layers at são José dos campos (23.1° s, 45.9° w), brazil. *Advances in Space Research*, v. 61, n. 7, p. 1942–1951, 2018. Citado na página 56.
- JOHN S. R.; KUMAR, K. K. S. K. V. M. G. W. Q. Meteor radar measurements of mlt winds near the equatorial electro jet region over thumba (8.5° n, 77° e): comparison with tidi observations. *Ann. Geophys.*, v. 29, n. 7, p. 1209–1214, 2011. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 26.
- JORGE, M. P. P. M. *O perfil de temperatura na região da mesopausa em São José dos Campos (23° S, 46° O) obtido com radar de laser*. 136 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1996. (INPE-6130- TDI/589). Citado 3 vezes nas páginas 56, 57 e 58.
- KENGNE, F. F.; MUNDRA, R.; RANGEL, M. A. *Mid-latitude All-sky-imager Network for Geophysical Observation*. 121 p. Trabalho de Graduação (Graduação) — WORCESTER POLYTECHNIC INSTITUTE (WPI), 2013. Citado na página 46.

- KUMAR, G. K. et al. Low latitude mesospheric mean winds observed by gadanki mesosphere stratosphere-troposphere (mst) radar and comparison with rocket, high resolution doppler imager (hrdi), and mf radar measurements and hwm93. *J. Geophys. Res.*, v. 113, n. D19117, 2008. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 26.
- KUMAR, G. K.; TYSSOY, H. N.; WILLIAMS, B. P. A preliminary comparison of na lidar and meteor radar zonal winds during geomagnetic quiet and disturbed conditions. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 168, p. 70–79, 2018. Citado na página 25.
- KUMAR K. K.; RAMKUMAR, G. S. T. Initial results from skiymet meteor radar at thumba (8.5° n, 77° e): Comparison of wind measurements with mf spaced antenna radar system. *Radio Sci.*, v. 42, n. RS6008, 2007. Citado na página 25.
- LANGILLE, J. A. et al. Wind observations with imaging field-widened michelson interferometers. *Appl. Opt.*, v. 52(8), p. 1617–1628, 2013. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 26.
- LIMA, L. M. *Observações de Ondas Planetárias na região da mesopausa equatorial e de baixas latitudes do hemisfério sul*. 245 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2004. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 59.
- MANSON, A. H. et al. Mesosphere and lower thermosphere (80–120 km) winds and tides from near tromso (70° n, 19° e): Comparisons between radars (mf, eiscat, vhf) and rockets. *J. Atmos. Terr. Phys.*, v. 54, p. 927–950, 1992. Citado na página 25.
- MCLANDRESS, C.; SHEPHERD, G.; SOLHEIM, B. Satellite observations of thermospheric tides: results from the wind imaging interferometer on uars. *J. Geophys. Res.*, v. 101 (D2), p. 4093–4114, 1996. Citado na página 26.
- MEDEIROS, A. F. *Observações de ondas de gravidade através do imageamento da aeroluminescência*. 187 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2001. (INPE-10478-TDI/932). Citado 2 vezes nas páginas 44 e 47.
- MEDEIROS, A. F. et al. An investigation of gravity wave activity in the low-latitude upper mesosphere: Propagation direction and wind filtering. *J. Geophys. Res. (Atmospheres)*, v. 108, p. 4411, 2003. Citado na página 41.
- MIDDLETON, H. R.; MITCHELL, N. J.; MULLER, H. G. Mean winds of the mesosphere and lower thermosphere at 52° n in the period 1988–2000. *Ann. Geophys.*, v. 20, p. 81–91, 2002. Citado na página 25.
- NAKAMUR, T. et al. Studies of the mlt region using the mu radar and simultaneous observations with oh spectrometer and other optical instruments. *Advances in Space Research*, v. 19, n. 4, p. 643–652, 1997. Citado na página 25.
- NAPPO, C. J. *An Introduction to Atmospheric Gravity Waves*. USA: Academic Press, 2002. 276 p. Citado 2 vezes nas páginas 48 e 83.
- NYASSOR, P. K. et al. Determination of gravity wave parameters in the airglow combining photometer and imager data. *Annales Geophysicae*, v. 36, n. 3, p. 705–715, 2018. Citado na página 56.

PATIL, P. et al. Mesospheric winds from 70 to 98 km altitude over low latitude station kolhapur by a partial reflection radar. p. 561–568, 2007. Citado na página 25.

PAULINO, I. *Estudo da propagação de ondas de gravidade na termosfera-ionosfera*. 274 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2012/02.07.16.25>>. Acesso em: 2020. Citado 4 vezes nas páginas 29, 38, 40 e 47.

PAULINO, I. et al. Periodic waves in the lower thermosphere observed by oi630 nm airglow images. *Annales Geophysicae*, v. 34, n. 2, p. 293–301, 2016. Citado na página 29.

PAULINO, I. et al. Mesospheric gravity waves and ionospheric plasma bubbles observed during the COPEX campaign. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 73, n. 11-12, p. 1575–1580, 2011. Citado na página 46.

PETERSON, A. W.; KIEFFABER, L. M. Infrared photography of oh airglow structures. *Nature*, v. 242, n. 5396, p. 321–322, 1973. Citado na página 29.

PICONE, J. M. et al. Nrlmsise-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues. *J. Geophys. Res.*, v. 107, n. A12, p. 1468, 2002. Citado na página 61.

PITTEWAY, M. L. V.; HINES, C. O. The viscous damping of atmospheric gravity waves. *Canadian Journal of Physics*, v. 41, p. 1935, 1963. Citado na página 33.

RATNAM, M. et al. Mean winds observed with indian mst radar over tropical mesosphere and comparison with various techniques. *Ann. Geophys.*, v. 19, p. 1027–1038, 2001. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 26.

SANTOS, P. T. et al. Using incoherent scatter radar to investigate the neutral wind long-term trend over arecibo. *J. Geophys. Res.*, v. 116, n. A00H13, 2011. Citado na página 25.

SANTOS, P. V. *Medidas da temperatura mesosférica obtida por radar meteórico na região de São João do Cariri - PB (7,4° S; 36,5° W)*. 85 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2010. Citado na página 59.

SHARMA, A. et al. Diurnal, monthly and seasonal variation of mean winds in the mlt region observed over kolhapur using mf radar. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 169, p. 91–100, 2018. Citado na página 25.

SHE, C.; YU, J. R. Simultaneous three-frequency na lidar measurements of radial wind and temperature in the mesopause region. *Geophys. Res. Lett.*, v. 21, p. 1771–1774, 1994. Citado na página 25.

SHEPHERD, G. G. *Spectral Imaging of the Atmosphere*. [S.l.]: Elsevier Academic, 2003. Citado 2 vezes nas páginas 25 e 26.

SHEPHERD, G. G. et al. The wind imaging interferometer (windii) on the upper atmosphere research satellite: A 20 year perspective. *Rev. Geophys.*, v. 50, n. RG2007, 2012. Citado na página 26.

- TAYLOR, M. J.; BISHOP, M. B.; TAYLOR, V. All-sky measurements of short-period waves imaged in the oi(557.7 nm), na(589.2 nm) and near-infrared oh and o2(0,1) nightglow emissions during the aloha-93. *Geophysical Research Letters*, v. 22, n. 20, p. 2833–2836, 1995. Citado na página 29.
- TAYLOR, M. J.; HILL, M. J. Near infrared imaging of hydroxyl wave structure over an ocean site at low latitudes. *Geophysical Research Letters*, v. 18, p. 1333–1336, 1991. Citado na página 29.
- TAYLOR, M. J. et al. Characteristics of mesospheric gravity waves near the magnetic equator, brazil, during the spreadfex campaign. *Annales Geophysicae*, v. 27, p. 461–472, 2009. Citado na página 29.
- TAYLOR, M. J. et al. Image measurements of short-period gravity waves at equatorial latitudes. *J. Geophys. Res.*, v. 102, n. D22, p. 26,283–26,299, 1997. Citado na página 29.
- VADAS, S. L. Horizontal and vertical propagation and dissipation of gravity waves in the thermosphere from lower atmospheric and thermospheric sources. *J. Geophys. Res. (Space Physics)*, v. 112, p. 06305, 2007. Citado na página 61.
- VADAS, S. L. et al. Convection: the likely source of the medium-scale gravity waves observed in the oh airglow layer near brasília, brazil, during the spreadfex campaign. *Annales Geophysicae*, v. 27, n. 1, p. 231–259, 2009. Citado na página 47.
- VARGAS, F. *Investigação do Fluxo de Momento das Ondas de Gravidade na Alta Atmosfera Através da Aeroluminescência*. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2007. Citado 2 vezes nas páginas 39 e 41.
- WRASSE, C. M. *Estudos de geração e propagação de ondas de gravidade atmosféricas*. 253 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2004. (INPE-12249-TDI/978). Citado 6 vezes nas páginas 37, 39, 44, 45, 59 e 60.
- WRASSE, C. M.; RODRIGUES, I. All-sky calibration, são josé dos campos, spinpe. 2008. Citado na página 47.
- WRASSE, C. M. et al. Determinação dos parâmetros de ondas de gravidade através da análise espectral de imagens de aeroluminescência. *Revista Brasileira de Geofísica, scielo*, v. 25, p. 257–265, 2007. Citado na página 46.
- YANG, G. et al. Improvement in the technique to extract gravity wave parameters from lidar data. *Journal of Geophysical Research*, v. 113, n. D19111, 2008. Citado na página 58.
- YU, T. et al. A comparison of mesospheric and low-thermospheric winds measured by fabry-perot interferometer and meteor radar over central china. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, v. 121, n. 10, p. 10,037–10,051, 2016. Citado na página 25.
- YUAN, W. et al. Fpi observations of nighttime mesospheric and thermospheric winds in china and their comparisons with hwm07. *Ann. Geophys.*, v. 31, p. 1365–1378, 2013. Citado na página 25.

YUAN, W. et al. First observation of mesospheric and thermospheric winds by a fabry-perot interferometer in china. *Chin. Sci. Bull.*, v. 55(35), p. 4046–4051, 2010. Citado na página [25](#).