



Universidade Federal
de Campina Grande

**INVESTIGAÇÃO SOBRE FONTES DE ONDAS DE GRAVIDADE
OBSERVADAS NA REGIÃO EQUATORIAL BRASILEIRA EM 08 DE
ABRIL DE 2005**

Oluwakemi Dare-Idowu

Dissertação de Mestrado em Física do
programa de Pós-Graduação em Física da
UFCG orientada pelos professores Dr. Igo
Paulino e Dr. Amauri Fragoso de Medeiros

UFCG
Campina Grande
2018



Universidade Federal
de Campina Grande

**INVESTIGAÇÃO SOBRE FONTES DE ONDAS DE GRAVIDADE
OBSERVADAS NA REGIÃO EQUATORIAL BRASILEIRA EM 08 DE
ABRIL DE 2005**

Oluwakemi Dare-Idowu

Dissertação de Mestrado em Física do
programa de Pós-Graduação em Física da
UFCG orientada pelos professores Dr. Igo
Paulino e Dr. Amauri Fragoso de Medeiros

UFCG
Campina Grande
2018

D217i Dare-Idowu, Oluwakemi.
Investigação sobre fontes de ondas de gravidade observadas na região equatorial brasileira em 08 de abril de 2005 / Oluwakemi Dare-Idowu. – Campina Grande, 2018.
107 f.

Dissertação (Mestrado em Física) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Tecnologia, 2018.
"Orientação: Prof. Dr. Igo Paulino, Prof. Dr. Amauri Fragoso de Medeiros".
Referências.

1. Ondas de Gravidade. 2. Aeroluminescência. 3. Traçador de Trajetórias. 4. Ondeletas. I. Paulino, Igo. II. Medeiros, Amauri Fragoso. III. Título.

CDU 551.511.31(81)(043)

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELO BIBLIOTECÁRIA ITAPUANA SOARES DIAS CRB = 15/93

OLUWAKEMI ESTHER DARE-IDOWU

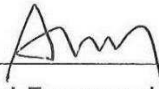
**INVESTIGAÇÃO SOBRE FONTES DE ONDAS DE GRAVIDADE OBSERVADAS
NA REGIÃO EQUATORIAL BRASILEIRA EM 08 DE ABRIL DE 2005**

Dissertação aprovada em 05/07/2018

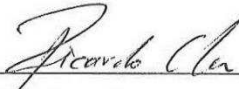
BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Igo Paulino da Silva
Unidade Acadêmica de Física – UFCG
(Presidente)



Prof. Dr. Amauri Fragoso de Medeiros
Unidade Acadêmica de Física – UFCG
(Membro interno)



Prof. Dr. Ricardo Arlen Buriti da Costa
Unidade Acadêmica de Física – UFCG
(Membro interno)



Dr. Cosme Alexandre Oliveira Barros Figueiredo
Divisão de Aeronomia – INPE
(Membro Externo)

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço ao Pai Todo Poderoso, sem o qual eu não existiria. Ele é sempre o motivo da minha existência.

Minha sincera apreciação também vai para a unidade acadêmica da Universidade Federal de Campina Grande pela provisão de um ambiente propício e adequado para a aprendizagem. Meu sincero agradecimento ao Prof. Igo Paulino pela sua orientação perseverante, paciente e paternal durante todo o curso de mestrado. Sou eternamente grato por todas as suas sugestões valiosas e construtivas durante o planejamento e execução deste trabalho de pesquisa. Eu tenho muita sorte em tê-lo como um conselheiro.

Gostaria de expressar meus agradecimentos aos Professores Ricardo Arlen Buriti (coordenador do OLAP), Amauri Fragoso de Medeiros, João Rafael Santos e Francisco Brito pelos ensinamentos ao longo do curso.. Estes me alimentaram com tanto conhecimento que serviu como uma poderosa catapulta para minha carreira acadêmica. Minha gratidão ao Dr. Cristiano Max Wrasse e a Divisão de Aeronomia do INPE pela cooperação científica que tornou possível a realização desse trabalho. Agradeço à professora Ana Roberta pelo seu apoio e fornecimento de medições de vento utilizadas neste estudo. Agradeço também ao Dr. Cosme Alexandre Oliveira Barros Figueiredo por auxiliar no cálculo da temperatura do topo de nuvens. Agradeço a José André Vieira Campos por me auxiliar com a obtenção dos dados de ventos do modelo HWM.

O meu enorme apreço vai para a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) que me concedeu bolsa de estudo para realização do.

Minha gratidão pela cooperação científica do grupo de pesquisa AEROLUME de Campina Grande (UFCG), pela gestão do imageador “All Sky” e radar meteórico instalado no Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba e pela coleta de dados necessários para este trabalho. Um enorme agradecimento à equipe da missão do TIMED pelo fornecimento de informações sobre dados de temperatura do instrumento SABER.

Eu serei eternamente grato ao Prof. Babatunde Rabiú por me indicar para este programa. Ele sempre vai permanecer sendo meu mentor.

Um bom sistema de apoio é importante para sobreviver; Agradeço a meu pai por suas orações sem fim, meus irmãos, Samuel Sopeju por estarem sempre disponíveis para me ajudar.

Dedico a você mãe!

INVESTIGAÇÃO SOBRE FONTES DE ONDAS DE GRAVIDADE OBSERVADAS NA REGIÃO EQUATORIAL BRASILEIRA EM 08 DE ABRIL DE 2005.

RESUMO

Em 08 de Abril de 2005 foi observada uma forte atividade de ondas gravidade (mais de 3 horas) em São João do Cariri (7,4°S, 36,5°W). Usando imagens da emissão do OH da aeroluminescência noturna, foram observados 5 eventos de onda de gravidade se propagando para o sudeste. Estas ondas apresentaram diferentes características espectrais (comprimentos de onda, períodos, velocidades de fase) e praticamente a mesma direção de propagação. Os parâmetros das ondas gravidade observadas calculados foram: comprimentos de onda entre ~ 90 a 150 km, períodos de ~ 26 a 67 min, velocidades de fase de 32 a 71 ms^{-1} e o azimute (medido a partir do norte) entre 90,2° e 150,9°. Uma análise de traçador de trajetória inversa foi utilizada para investigar as prováveis fontes dessas ondas. O banco de dados do traçador de trajetórias foi composto por perfis de temperatura do modelo NRLMSISE-00 e medições do instrumento SABER e os perfis de vento utilizaram o modelo HWM-14 e dados de radar meteorológico na mesma localidade. De acordo com a trajetória das ondas gravidade, a provável fonte foi a Zona de Convergência Inter Tropical, que produziu intensos processos convectivos na parte norte do observatório. Além disso, a direção de propagação preferencial observada das ondas para sudeste pode ser explicada utilizando diagramas de bloqueio, isto é, devido ao processo de filtragem do vento sobre as ondas de gravidade.

Palavras-chave: Ondas de Gravidade, Aeroluminescência, Traçador de trajetórias, Troposfera, Mesosfera, Zona de convergência inter-tropical.

INVESTIGATION OF SOURCES OF GRAVITY WAVES OBSERVED IN THE BRAZILIAN EQUATORIAL REGION ON 08 APRIL 2005.

ABSTRACT

On 08 April 2005, a strong gravity wave activity (more than 3 hours) was observed in São João do Cariri (7.4°S, 36.5°W). These waves propagated to the southeast and presented different spectral characteristics (wavelength, period and phase speed). Using OH airglow images, the parameters of 5 observed gravity waves were calculated; the wavelengths ranged from ~90 to 150 km, the periods from ~26 to 67 min and the phase speeds from 32 to 71 m/s. A reverse ray-tracing analysis was performed to investigate the likely sources of these waves. The ray-tracing database was composed of temperature profiles from NRLMSISE-00 model and SABER measurements and wind profiles from HWM-14 model and meteor radar data. According to the ray path, the likely source of these observed gravity waves was the Inter Tropical Convergence Zone with intense convective processes taking place in the northern part of the observatory. Also, the observed preferential propagation direction of the waves to the southeast could be explained using blocking diagrams, i.e., due to the wind filtering process.

Keywords: Gravity waves, Airglow, Reverse Ray Tracing, Troposphere, Mesosphere, ITCZ.

LISTA DE FIGURAS

<u><i>Fig.</i></u>	<u><i>Pág.</i></u>
1.1 Padrão de nuvem demonstrando o efeito fascinante das ondas gravidade.....	2
1.2 21 de Junho de 2001 eclipse solar total.....	4
2.2 Análise da pressão superficial sobre o Reino Unido às 09:00 UTC em 20 de março de 2015 usando os dados da superfície de reanálise do ERA-Interim. Pontos pretos indicam estações meteorológicas automatizadas onde a precipitação foi observada no tempo de análise.....	14
2.3 Características das ondas de proa observadas durante o Eclipse Solar de 21 de agosto de 2017.....	15
3.1 Vista panorâmica de São João do Cariri, estado da Paraíba.....	20
3.2 O OLAP, São João do Cariri. Plataforma de Equipamentos do OLAP.....	21
3.3 Localização de alguns All Sky Imagers no Brasil. (b) Todo o Sky Imager. c) Cúpula de Observação	23
3.4 Diagrama esquemático de um All Sky Imager.....	25
3.5 Imagem típica da emissão do OH coletada sobre São João do Cariri às 19: 30h 04 UT em 8/04/2005.....	25
3.6 Representação artística da nave espacial TIMED.....	26
3.7 Distribuição das antenas receptoras do radar meteórico instalado no OLAP. (b) Esquema de observações de meteoros com radares constituídos por uma antena transmissora (vermelha) e 5(cinco) antenas receptoras (verde).....	28
4.1 Ilustração do processamento da imagem. (a) Imagem bruta de OH coletada em São João do Cariri em 8/4/2005 às 23:58 UT. (b) Mesma imagem após as estrelas terem sido removidas, um evento de onda de gravidade pode ser visto dentro da área da caixa. (c) Imagem OH linearizada.....	32

4.2	O espectro cruzado da onda de gravidade capturado na caixa da Figura 4.1(b) observado em 08/04/2005 às 23:58 UT.....	33
4.3	Perfil de temperatura média obtido do SABER, para o dia 08 de Abril de 2005, (linha preta grossa). (b) Perfil de temperatura média obtido do SABER, para o dia 09 de Abril de 2005 (linha grossa preta) de 20 - 108 km.....	34
4.4	Medições de temperatura interpoladas. A linha vermelho representa o perfil para as 23:00 UT em 08/04, enquanto a green linha indica as medidas às 8:00 UT em 09/04. Outros são perfis interpolados das 12:00 pm (08) às 12:00 pm (09).....	36
4.5	Representação cartográfica do tempo que o satélite SABER / TIMED passou em São João do Cariri na noite de 08 de Abril (caixa vermelha) e manhã de 09 de Abril (asterisco vermelho) usando a projeção de Mercator. O ponto sólido amarelo é a localização do observatório (7.40S, 36.50W).....	39
4.6	Perfil de temperatura vertical fornecido pelo NRLMSISE0 de 08/04 a 09/04 de 109 a 400 km.....	40
4.7	Perfis de temperatura para 12:00 UT de 08/04 a 12:00 UT em 09/04 de 0 a 100 km.....	41
4.8	Perfil interpolado da combinação da medição de temperatura SABER & NRLMSISE00 de 0 km a 400 km (8 e 9 de Abril de 2005).....	41
4.9	Figura 4.9: (a) Temperatura bruta às 22h / 08 de Abril. (b) Temperatura suavizada às 22h em 08/04.....	42
4.10	Mapa de contorno de temperatura para o dia 08 de Abril de 2005.....	43
4.11	O caminho 2-D do eclipse solar de 08 de Abril de 2005.....	44
4.12	Vento zonal (linha vermelha) e Meridional (linha azul) calculado para o dia 08 de Abril de 2005 em São João do Cariri às 02:00 UTC. (a) Dados medidos	

	do radar de meteoros. (b) Componentes de vento interpolados.....	47
4.13	Gráficos de contorno dos componentes do vento meridional. (a) Medições de vento Meridional, obtidos pelo radar de meteoros. (b) Componentes do vento Meridional interpolados.....	47
4.14	Gráficos de contorno dos componentes do vento zonal. a) Medição do vento zonal obtido a partir do radar de meteoros. (b) Componentes do vento zonal interpolados.....	47
4.15	Perfil de pressão atmosférica para uma das épocas do período de estudo. (b) Perfil de densidade atmosférica.....	49
4.16	Perfil de (a) A altura da escala. (b) A velocidade do som.....	50
4.17	Perfil da capacidade específica de calor a pressão constante (linha contínua) a volume constante (linha a tracejado).....	51
4.18	(a) Perfil para a massa molecular média para 18: 00 UT de 08/04/2005. (b) Perfil da razão da Capacidade Calorífica Específica (SHC) a pressão constante para SHC em volume constante.....	53
5.1	Gráfico de barras para os períodos observados e comprimentos de onda horizontais das ondas gravidade observadas em 08 de Abril de 2005.....	60
5.2	Gráfico de bússola mostrando as velocidades de onda e direção de propagação.....	62
5.3	Gráficos de gráfico de barras dos períodos (a) Intrínseco e (b) Períodos observados.....	63
5.4	Figura 5.4: Caminhos de raio para os evento de onda #1: (painéi-a): trajetória de onde-Vertical em função do tempo, considerando as condições de ausência de vento e vento normal; (painéi-b): seções transversais da trajetória horizontal com atividades convectivas (nuvens azuis) sobre traçados.....	65
5.5	Mesmo que Figura 5.4, para o Evento de Onda #2.....	66

5.6	Mesmo que Figura 5.4, para o Evento de Onda #3.....	67
5.7	Mesmo que Figura 5.4, para o Evento de Onda #4.....	68
5.8	Mesmo que Figura 5.4, para o Evento de Onda #5.....	69
5.9	A zona de convergência intertropical relativa à localização do observatório. O círculo sólido vermelho representa a posição do observatório de São João do Cariri.....	67
5.10	Diagrama de bloqueio para evento 01 de onda observados na camada OH (0 a 87 km). A seta verde mostra a magnitude e direção da velocidade de fase/movimento de cada onda de gravidade. A região sombreada indica a magnitude e direção da região restrita para propagação de onda para a camada OH na noite de 08 de Abril de 2005.....	75
5.11	Figura 5.13: Mesmo que Figura 5.10, para o Evento de Onda #2.	
5.12	Figura 5.13: Mesmo que Figura 5.10, para o Evento de Onda #3.	
5.13	Figura 5.13: Mesmo que Figura 5.10, para o Evento de Onda #4.	
5.14	Figura 5.13: Mesmo que Figura 5.10, para o Evento de Onda #5.	

LISTA DE TABELAS

<u>Tab.</u>		<u>Pág.</u>
2.1	Lista de experimentos anteriores de perturbação do eclipse.....	15
3.1	Características de um filtro ASI de medições airglow.....	24
3.2	Medições SABER e Aplicações.....	27
3.3	Parâmetros técnicos do SKiYMET.....	29
4.1	Resumo das medições de temperatura média obtidas do SABER da altitude de 20-108 km.....	37
4.2	Constantes para calcular a massa molecular média e a razão da capacidade específica de calor a pressão e volume constant.....	52
5.1	Características observadas das ondas de gravidade detectadas nas imagens de OH airglow em OLAP, São João do Cariri.....	59
5.2	Características observadas de MSGWs em diferentes locais de observação....	61
5.3	Eventos de onda gravimétrica medidos em escala média em São João do Cariri.....	70

SUMÁRIO

DEDICAÇÃO

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE ABREVIATUR

LISTA DE SÍMBOLOS

CHAPTER 1		<u>Pág</u>
1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	Motivação.....	1
1.2	Objetivos da Pesquisa.....	4
 CHAPTER 2		
2	ONDAS DE GRAVIDADE ATMOSFÉRICA.....	6
2.1	Teoria das ondas gravidade.....	6
2.1.1	Equações Básicas.....	6
2.2	Relação de Dispersão.....	9
2.2.1	Número Prandtl.....	10
2.2.2	Difusividade térmica.....	11
2.2.3	Viscosidade Molecular.....	11
2.3	Revisão de Literatura.....	11
 CHAPTER 3		
3	INSTRUMENTAÇÃO.....	20
3.1	O observatório da luminescência atmosférica do Estado da Paraíba.....	20

3.1.1	Todo o Sky Imager.....	21
3.1.2	Satélite SABER / TIMED.....	26
3.1.3	O Radar Meteorológico SKiYMET.....	28

CHAPTER 4

4	METODOLOGIA.....	31
4.1	Determinação dos parâmetros das ondas gravidade.....	31
4.1.1	Análise de Espectro Cruzado.....	32
4.2	Medições de temperatura.....	34
4.2.1	Temperatura medida pelo SABER.....	34
4.2.2	Temperatura obtida do NRLMSISE00.....	40
4.3	Os perfis do vento.....	45
4.3.1	Vento medido por (Radar Meteor e HWM-14).....	45
4.4	Parâmetros atmosféricos de fundo.....	49
4.5	A Técnica de Rastreamento de Raio Reverso.....	55

CHAPTER 5

5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	59
5.1	Propriedades intrínsecas das ondas de gravidade observadas.....	59
5.2	Direção de Propagação.....	62

CHAPTER 6

6	CONCLUSÃO.....	79
6.1	Conclusão do presente trabalho de pesquisa.....	79
6.2	Recomendações.....	80

	REFERÊNCIA BIBLIOGRAFICAS.....	81
--	---------------------------------------	-----------

CAPÍTULO 1

1.0 INTRODUÇÃO

Este capítulo resume a essência desta dissertação, destaca a lógica científica e aponta a motivação para este trabalho de pesquisa.

1.1 Motivação

Desde a publicação dos trabalhos pioneiros da Hines na década de 1960 sobre as ondas gravidade, muitas pesquisas foram realizadas sobre o assunto. Sabe-se que as ondas gravidade atmosféricas (GWs, do Inglês “Gravity Waves”) desempenham papéis importantes nos processos dinâmicos de toda a atmosfera. As influências das GWs são maiores nas regiões mesosfera superior e termosfera/ionosfera (Hocke e Schlegel, 1996; Fritts e Alexander, 2003; Vadas e Fritts, 2005; Vadas, 2007). Essas ondas são resultados de perturbações que ocorrem no fluido atmosférico e são capazes de desestabilizar o equilíbrio hidrostático. Elas são na verdade importante agentes do meio ambiente atmosférico e do clima espacial da Terra.

Diferentes técnicas têm sido desenvolvidas para estudar essas Ondas de gravidade na média e alta atmosfera, a fim de compreender sua propagação e efeitos sobre a atmosfera (Pramitha et al., 2014; Sivakandan, 2016; Campos et al., 2016; Essien et al., 2018). Nas últimas décadas, no entanto, o interesse por esse fenômeno cresceu; algumas fontes dessas ondas foram identificadas, sua variabilidade sazonal e geográfica foi estabelecida, sua interação com a atmosfera tem sido extensivamente estudada e o papel que estas desempenham na geração de irregularidades ionosféricas equatoriais. Ainda assim, esse fenômeno permaneceu um assunto de interesse por causa de sua propriedade transportadora de energia e momentum entre camadas atmosféricas. Quando níveis críticos são encontrados, as ondas são dissipados transferindo energia e momentum

para o fluxo médio, levando a mudanças na circulação e na estrutura térmica da atmosfera, à medida que misturam turbulamente (Fritts e Alexander, 2003).

A Figura 1 mostra o efeito das ondas de gravidade atmosféricas nas nuvens. As GWs criaram uma faixa listrada de nuvens na costa sul da Austrália. A identificação das fontes e localização das fontes de GWs tem sido um desafio geral.



Figura 1.1: Padrão de nuvem demonstrando o efeito fascinante das ondas gravidade.

FONTE: Joshua Stevens (2005).

Paulino et al. (2010) durante a campanha do COPEX realizada em 2002, estudaram 15 GWs de média escala sobre Boa Vista utilizando o método de análise de keogram para determinar as características espectrais daquelas ondas. Eles concluíram que uma grande proporção desses eventos de onda se propagam para direção noroeste, colocando suas fontes no sudeste. Os parâmetros de onda obtidos por Paulino et al. (2010) estavam em sincronia com aqueles obtidos por Taylor et al. (2009).

Os principais geradores de GWs identificados são: a Zona de Convergência Intertropical (Rottger, 1981) devido à intensa convecção do cumulus que ocorre neste cinturão, a convecção troposférica (Pfister et al., 1993; Suzuki et al., 2007), cisalhamento de vento (Fritts e Alexander, 2003; Vadas e Fritts, 2009) e topografia (Zhang et al., 2007; Sarkar et al., 2017). No entanto, pode haver outras fontes, como por exemplo, eclipses solares (Chimonas, 1970).

Durante um eclipse solar, um gradiente horizontal de temperatura favorecer um desequilíbrio momentâneo da atmosfera propiciando ao aparecimento de ondas de gravidade (Marlton et al., 2016). Os eclipses solares são eventos astronômicos previsíveis que ocorrem quando a Lua, a Terra e o Sol estão em alinhamento de syzygy. Como tal, a Lua cobre parcialmente ou completamente o disco do Sol (Chimonas, 1970). Conforme a Lua passa entre os dois objetos astronômicos, sua sombra viaja pela superfície da Terra e protege a região da atmosfera terrestre dos efeitos de aquecimento das radiações solares, bloqueando toda a luz visível, esfriando a atmosfera da Terra em alguns graus (penumbra) e transformando o dia em noite, iniciando assim um resfriamento drástico (umbra). O limite entre regiões iluminadas pelo sol e eclipsadas produz um forte gradiente de temperatura e fluxo de ionização que move-se rapidamente pela atmosfera (velocidade supersônica). Isso força um estado de desequilíbrio que a força da gravidade procura reverter, induzindo GWs. A Figura 1.2 ilustra as etapas de uma eclipse solar total.

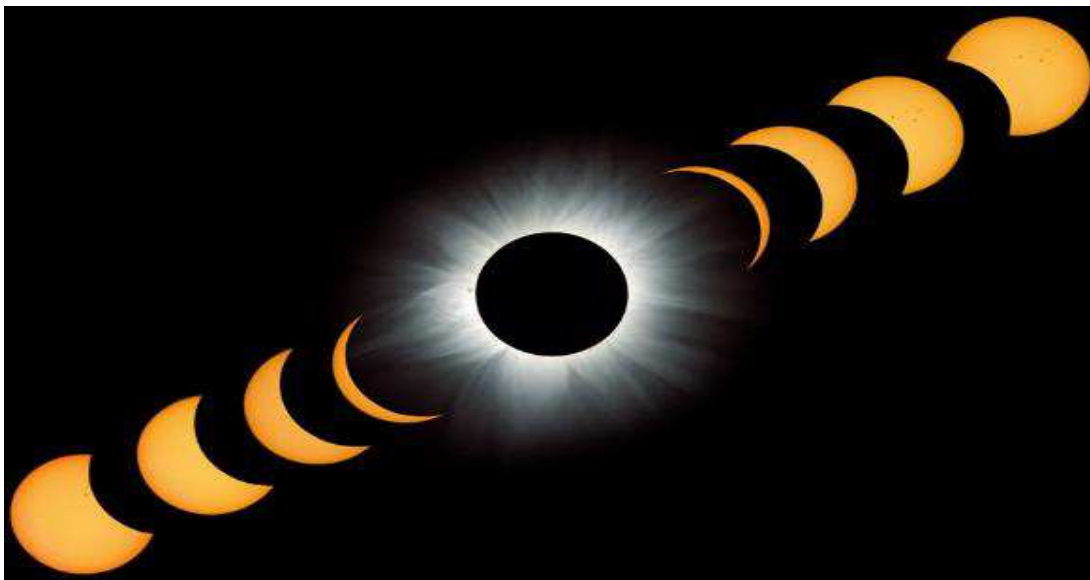


Figura 1.2: 21 de junho de 2001 eclipse solar total.

FONTE: Fred Espenak (2006).

Vários estudos têm apontado que os eclipses solares induzem oscilações tipo onda no domínio de ondas de gravidade acústicas (Zbysek et al., 2011; Marlton et al., 2016).

Um eclipse solar terminou no Centro-Norte do Brasil em 8 de Abril de 2005. Neste dia, imageador de aeroluminescência localizado em São João do Cariri ($7,4^{\circ}\text{S}$; $36,5^{\circ}\text{W}$) capturou algumas imagens de emissão do OH que estimularam a necessidade de entender o impacto deste fenômeno.

1.2 Objetivos da Pesquisa

O principal objetivo deste trabalho de pesquisa é investigar a trajetória das ondas gravidade observadas em São João do Cariri (7.4°S , 36.4°W) na noite de 08 de Abril de 2005 utilizando a emissão do OH no infravermelho próximo, originada de uma camada bem definida em 87 km de latitude. Particularmente, esta dissertação será focada em:

- 1) Estudar extensivamente ondas gravidade geradas antes, durante e depois do eclipse de 08 de Abril pela análise espectral das imagens aeroluminescência;

- 2) Construir um banco de dados de vento e temperatura para ser utilizado no modelo de traçador de trajetória de ondas de gravidade;
- 3) Localizar com precisão os locais e instantes de origem dos eventos de onda gravidade observados em São João do Cariri usando a técnica de traçador de trajetórias inverso,;
- 4) Verificar experimentalmente a hipótese de que o movimento da sombra da lua em velocidade supersônica sobre a Terra durante um eclipse solar geraria ondas de gravidade que possam ser observadas nas imagens de aeroluminescência (Chimonas e Hines, 1970; Marlton et al., 2016). Assim, este estudo visa estabelecer uma correlação entre o eclipse total-anular de 08 de Abril de 2005 e os eventos de onda gravidade observados quase simultaneamente.
- 5) Exploração e identificação de outras fontes prováveis de ondas gravidade, com ênfase na convecção troposférica ao redor da região do observatório.
- 6) Utilização de diagramas de bloqueio para investigar os efeitos de filtragem de ondas de gravidade devido ao vento..

CAPÍTULO 2

2. ONDAS DE GRAVIDADE ATMOSFÉRICAS

Este capítulo apresenta e discute a teoria linear de ondas gravidade atmosféricas com foco nas equações básicas, o desenvolvimento da relação de dispersão, explicações sobre como os fatores dissipativos afetam a reflexão, a refração, a absorção e a dissipação das ondas gravidade. Este capítulo destaca ainda os estudos anteriores sobre ondas gravidade geradas por eclipses e estudos anteriores que implementaram o método de traçador de trajetórias.

2.1 Teoria das ondas gravidade

Quando uma parcela de fluido é perturbada ou encontra uma resistência, o ar será forçado a elevar ou abaixar sua altitude, mas a força de empuxo atuará contra a força da gravidade e a forçará na direção oposta para retornar ao seu estado de equilíbrio anterior. Este movimento para frente e para trás pode gerar ondas de gravidade. GWs são peculiares a atmosferas planetárias e são chamadas de ondas gravidade porque a força restauradora é a gravidade. São oscilações com comprimentos de onda horizontais relativamente curtos (100-1000 km) que surgem em um fluido estratificado estavelmente quando as parcelas de ar estão sendo deslocadas verticalmente (Brasseur et al., 2005). Essas ondas são fortemente influenciadas pela distribuição do vento e pela estrutura térmica da atmosfera. Como tal, as ondas exibem variabilidade sazonal.

2.1.1 Equações Básicas

As três leis básicas para modelar os princípios da dinâmica das ondas de gravidade são:

1) **Lei da Conservação da Massa** (A equação da continuidade): Esta lei explica que a matéria não pode ser criada nem destruída, e a equação simples que pode ser escrita para a conservação da massa na atmosfera é a equação de continuidade.

$$\frac{D\rho}{Dt} + \nabla \cdot (\rho \cdot \vec{v}) = 0 \quad (2.1)$$

Onde $\frac{D\rho}{Dt}$ é a derivada substantiva, ρ é a densidade do fluido, \vec{v} é a velocidade dos elementos do fluido, $\vec{v} = (u, v, w)$, u e v são os componentes do vento meridional e zonal, w é o componente eólico vertical. $\vec{\nabla} \cdot (\rho \vec{v})$ é o transporte advectivo da massa. A interpretação física da equação acima é que se o fluxo está convergindo ($\vec{\nabla} \cdot \vec{v} < 0$), então a densidade deve aumentar ($\frac{d\rho}{dt} > 0$).

2) **Lei de Conservação do Momentum** (equação de Navier Stokes): Afirma que a taxa de tempo de mudança de momento de um sistema de partículas é igual à soma de forças externas que atuam sobre aquele corpo e ocorre na direção da força. Devido à rotação da Terra, forças aparentes (força centrífuga e força de Coriolis são adicionadas) para compensar o fato de que uma parcela de ar na Terra está sempre acelerando à medida que a Terra gira (Brune, 2018).

$$\frac{D\vec{v}}{Dt} + \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p = \vec{g} + \frac{\mu}{\rho} \left[\nabla^2 \vec{v}' + \frac{1}{3} \nabla (\nabla \cdot \vec{v}') \right] \quad (2.2)$$

em que $\frac{1}{3} \nabla (\nabla \cdot \vec{v}')$ pode ser negligenciada. Portanto, $\frac{D\vec{v}}{Dt} + \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} p = \vec{g} + \frac{\mu}{\rho} [\nabla^2 \vec{v}']$. $\frac{D\vec{v}}{Dt}$ é a força inercial por unidade de massa, do gradiente de pressão, μ é a viscosidade, ρ é a densidade de massa, p é a pressão dos elementos do fluido, \vec{v} e \vec{v}' a velocidade e a velocidade perturbada dos elementos do fluido, respectivamente e $\vec{\Omega}$ representa a taxa de rotação da Terra, enquanto que \vec{g} é a aceleração gravitacional efetiva.

3) **Lei da Conservação da Energia** (a equação da energia termodinâmica): Afirma que a energia total de um sistema isolado permanece constante, pois a energia não pode ser criada nem destruída, apenas transformada. Explica as mudanças de temperatura da parcela de ar.

$$C_p \frac{d\theta}{dt} = \frac{\kappa\theta}{\rho T} \nabla^2 T' \quad (2.3)$$

Neste caso, C_p is a capacidade calorífica do ar a pressão constante, T é a temperatura atmosférica, κ representa a condutividade térmica, θ é a temperatura potencial, e ρ a densidade.

Para descrever a parametrização do arrasto gravitacional, deve-se focalizar a condição de propagação e a variabilidade com a escala da forçante (Palmer, 1987). Confinando as GWs ao fluxo bidimensional (x e z) e assumindo que a escala horizontal das ondas é pequena, tal que o número de Rossby seja bem pequeno, nós temos:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = 0 \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + w \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g = 0 \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2.6)$$

A continuidade e as equações termodinâmicas são dadas por

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad (2.7)$$

As variáveis perturbadas são:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} + u_o \frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p'}{\partial x} = 0 \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial w'}{\partial t} + u_o \frac{\partial w'}{\partial x} + \frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho} g = 0 \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial w'}{\partial z} = 0 \quad (2.10)$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} + u_o \frac{\partial \theta'}{\partial x} + w' \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad (2.11)$$

Esse conjunto de equações admite soluções tipo onda e sua solução mostra como o fluido se comporta às oscilações lineares.

2.2 Relação de Dispersão

A relação de dispersão descreve a propagação de ondas de diferentes comprimentos de onda em várias velocidades de fase, como resultado de diferentes densidades na atmosfera superior. Essa relação é a fórmula mais importante para representar uma onda, pois permite o cálculo da velocidade de grupo e da velocidade de fase, pois associa os comprimentos de onda dessas ondas às suas frequências.

Nos algoritmos de traçamento de trajetória, a relação de dispersão é usada como o Hamiltoniano para a construção da aproximação WKB conforme as GWs se propagam (Jones, 1969). A relação de dispersão de GWs utilizada neste trabalho inclui os fatores dissipativos: viscosidade cinemática e difusividade térmica. Esses dois fatores têm uma tremenda influência de amortecimento das GWs nas altitudes mais elevadas. A relação anelástica de dispersão GW é dada pela equação (2.12).

$$m^2 = \frac{k_H^2 N^2}{\omega_{Ir}^2 (1 + \delta_+ + \delta^2 / Pr)} \left[1 + \frac{v^2}{4\omega_{Ir}^2} \left(k^2 - \frac{1}{4H^2} \right)^2 \frac{(1 - Pr^{-1})^2}{(1 + \delta_+ / 2)^2} \right]^{-1} - k_H^2 - \frac{1}{4H^2} \quad (2.12)$$

Considerando apenas ondas de gravidade interna, termos maiores que $(\omega_I / c_s)^2$ seriam omitidos.

A relação de dispersão se torna :

$$(\omega_I - i \propto v) \left(\omega_I - \frac{i \propto v}{Pr} \right) = \frac{k_H^2 N^2}{k^2 + \frac{1}{4H^2}} \quad (2.13)$$

Para GWs de alta frequência, propagando com baixa velocidade nas altitudes mais baixas, onde a dissipação é desprezível, $\delta_+ = \delta = 0$. A relação se torna

$$m^2 \cong \frac{k_H^2 N^2}{\omega_I^2} - k_H^2 - \frac{1}{4H^2} \quad (2.14)$$

Na formulação clássica da relação de dispersão de GW com impactos dissipativos de viscosidade cinemática e difusividade térmica, o número de onda vertical é tomado como um número complexo (Pitteway e Hines, 1963). Como tal, as GWs decaem com a altitude porque a viscosidade atmosférica aumenta com a altura e assim a frequência intrínseca é representada como:

$$\omega_I = \omega_{Ir} + i\omega_{Ii} \quad (2.15)$$

$i\omega_{Ii}$ é a parte imaginária da frequência intrínseca e representa o inverso do decaimento da amplitude da onda com o tempo devido à viscosidade cinemática e à difusividade térmica, enquanto que ω_{Ir} é o componente real da frequência intrínseca. Substituindo ω_{Ii} na equação 2.14 pela equação 2.15:

$$\omega_{Ir}^2 + \frac{v^2}{4} \left(k^2 - \frac{1}{4H^2} \right)^2 \left(1 - \frac{1}{Pr} \right)^2 \frac{1 + \delta_+ + \delta_+^2 / Pr}{(1 + \delta_+ / 2)^2} + \frac{v_+ m \omega_{Ir}}{H} + \frac{v^2 m^2}{PrH} = \frac{k_H^2 N^2}{\vec{k}^2 + \frac{1}{4H^2}} \quad (2.16)$$

Onde, $\delta_+ = \delta(1 + Pr^{-1})$, $v_+ = v(1 + Pr^{-1})$, $\delta = \frac{vm}{H\omega_{Ir}}$

2.2.1 Número Prandtl

O número de Prandtl (Pr) é o único parâmetro adimensional que relaciona a espessura da camada limite térmica e o momento. A magnitude de Pr é diretamente proporcional à espessura da camada limite do momento em comparação com a camada limite térmica (Maliska, 2000). É a razão entre a difusividade do momento (ν) e a difusividade térmica (α). Em outras palavras, se um fluido é mais viscoso, ele terá um Pr maior e a transferência de calor será menos convectiva. Este parâmetro foi nomeado após Ludwig Prandtl, um físico alemão.

$$Pr = \frac{\text{viscous diffusion rate}}{\text{thermal diffusion rate}} = \frac{\nu}{\alpha} = \frac{\mu/\rho}{k/\rho C_p} = \frac{\mu \cdot C_p}{k} \quad (2.17)$$

O número de Prandtl é aproximadamente constante (0,7-0,8) para a maioria dos gases em uma ampla faixa de temperatura e pressão. Para este trabalho de pesquisa, $Pr = 0,7$, como também nos trabalhos de (Vadas et al., 2009; Paulino et al., 2012).

2.2.2 Difusividade térmica

Esta é uma medida da variação na temperatura produzida em um volume unitário do material pela quantidade de calor que flui em unidade de tempo através de uma área unitária de uma camada de espessura unitária com diferenças de temperatura unitárias entre suas faces (Salazar, 2003). Este parâmetro explica como o calor rápido está sendo propagado de um lado quente de um sistema de fluido para o lado frio quando há uma mudança de temperatura. É a relação da condutividade térmica com o produto da densidade e a capacidade específica de calor a uma pressão constante.

2.2.3 Viscosidade Molecular

A viscosidade molecular é o transporte do momento apenas pelos movimentos aleatórios de moléculas individuais que não se movem juntas em grupos coerentes. Pitteway e Hines (1972) descobriram que a viscosidade molecular desempenha um papel crucial no amortecimento das ondas atmosféricas gravidade em uma atmosfera isotérmica e livre de cisalhamento.

2.3 Revisão de Literatura

O primeiro trabalho moderno que estudou a resposta da atmosfera aos eclipses solares apareceu no final da década de 1960, colocou forte ênfase nas variações do ozônio e seu impacto sobre a estratosfera e mesosfera (Bojkov, 1968; Randhawa, 1968; Ballard et al., 1969, Torrecillas, 2016). Depois, houve vários estudos como Davis e Da Rosa (1970), Anderson et al. (1972) e Chimonas

(1973), Fritts e Luo (1993), Fernandez et al., (1993), Altadill et al. (2001), Zerefos et al. (2007) etc. com o objetivo de estabelecer uma correlação entre os eclipses solares e as ondas gravidade. Hines et al. (1970) hipotetizaram que os eclipses solares são geradores de ondas atmosféricas e o eclipse solar total que ocorreu em 07 de março de 1970 foi usado para confirmação. Fernandez et al. (1993) investigaram como a sombra da lua causou um desequilíbrio atmosférico durante o eclipse solar de 11 de julho de 1991, a uma altura de 13 km. Maior ênfase do estudo foi dada à variação de temperatura e à velocidade do vento atmosférico sobre a Costa Rica durante o eclipse solar. Eles observaram ~ 278K a cerca de 13 km de altura de queda de temperatura com os valores mais baixos ocorrendo em cerca de 10 a 30 minutos após o eclipse máximo ter sido experimentado. Isso levou a uma redução automática da velocidade do vento à medida que o pico do eclipse se aproximava.

Harrison et al. (2007) estudaram os ventos atmosféricos que poderiam ser atribuídos ao eclipse de agosto de 1999, contrastando observações meteorológicas com modelos meteorológicos de resolução espacial e temporal. A pesquisa de Harrison concluiu que o vento do eclipse relatado de maneira anedótica não é suficiente.

Zerefos et al., (2007) objetivaram fornecer evidências experimentais e concretas de que a sombra da lua durante o eclipse solar (29 de março de 2006) gera ondas gravidade atmosféricas. Flutuações térmicas induzidas por eclipse foram estudadas na estratosfera (coluna de ozônio, taxas de fotólise de ozônio e irradiância UV), Teor de Ionosondas, densidade de pico de elétrons, temperatura troposférica e umidade relativa antes, durante e após o eclipse. Afirmou-se que a velocidade supersônica em que a sombra da lua viajou durante o eclipse resfriou a camada de ozônio na estratosfera; este resfriamento, por sua vez, reagiu como uma fonte de ondas de gravidade (Zerefos et al., 2007).

Manju et al. (2014) estudaram as ondas induzidas pelo eclipse solar anular de 15 de janeiro de 2010 sobre Trivandrum, Índia e suas implicações sobre a região ionosfera-termosfera. Seus resultados mostraram que ondas de gravidade interna com curtos períodos de ~ 30 minutos foram geradas após a mudança brusca de pressão iniciada pelo eclipse.

Marlton et al. (2016) examinaram dados de pressão e temperatura da superfície obtidos de Reading e Lerwick no Reino Unido e encontraram poucas evidências substanciais que sugerem que a perturbação de pressão e temperatura poderia ter sido responsável pelas ondas gravidade observadas sobre o Reino Unido durante o eclipse solar de 20 de março de 2015. O gráfico de pressão de superfície mostrado na Figura 2.2 mostra a perturbação de pressão sobre o Reino Unido durante o eclipse solar (Marlton et al., 2016).

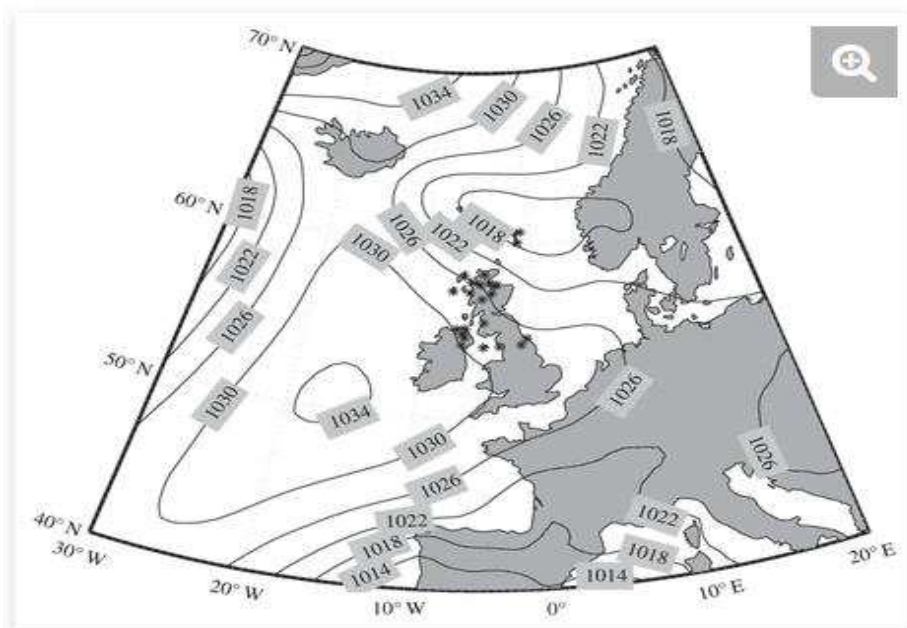


Figura 2.2: Análise da pressão superficial sobre o Reino Unido às 09:00 UTC em 20 de março de 2015 usando os dados da superfície de reanálise do ERA-Interim. Pontos pretos indicam estações meteorológicas automatizadas onde a precipitação foi observada no tempo de análise.

FONTE: Marlton et al. (2016).

Stanimir et al., (2017) realizaram um extenso estudo do eclipse solar de 20 de março de 2015 sobre a Bélgica e seus correspondentes efeitos na alta atmosfera. Distúrbios de navegação ionosférica, que são repercussões das ondas gravidade que se propagam na ionosfera, foram detectadas durante esse eclipse. No entanto, apenas um observatório foi utilizado; isso enfraqueceu o nível de confiança do banco de dados construído e, portanto, nenhuma conclusão fundamentada pôde ser tirada.

Shun-Rong et al. (2017) detectou ondas de proa atmosféricas (como ilustrado na Figura 2.3) no caminho do eclipse solar total de agosto de 2017. GWs com comprimento de onda de 400 km, períodos de 25 minutos com velocidade de 280 m/s foram observados. Usando sensores de aproximadamente 2000 locais nos Estados Unidos, fortes assinaturas de ondas de arco ionosféricas foram detectadas nos Estados Unidos e no Leste Central (Shun-Rong et al., 2017).

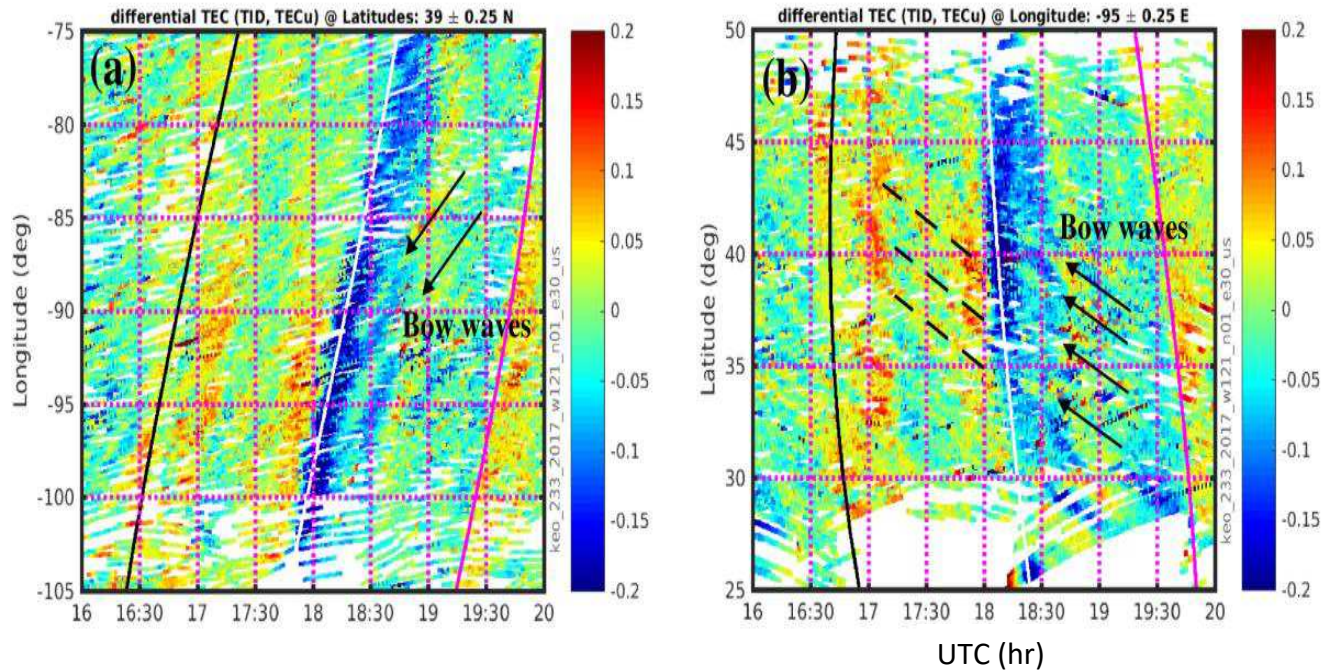


Figura 2.3: Características das ondas de proa observadas durante o Eclipse Solar de 21 de agosto de 2017.

FONTE: Zhang et al. (2017).

A Tabela 2.1 apresenta alguns estudos anteriores sobre as perturbações da pressão do eclipse. Da mesma forma, o efeito que o eclipse solar de 21 de agosto de 2017 teve na ionosfera foi estudado. Chinmaya (2017) observou estruturas semelhantes a ondas em locais no caminho do eclipse máximo e parcial. Seus resultados mostraram que as ondas foram geradas por eclipse.

Tabela 2.1: Lista de experimentos anteriores de perturbação do eclipse.

Eclipse	Autores	Hora local do eclipse max. (UT)	Latitude do eclipse total	Tempo Perturbado?	Perturbação observada?
7 de março de 1970	Anderson et al, 1972	12:00	30°N	Sim	Possible
30 de janeiro de 1973	Anderson Keefer, 1975	11:00	20°N	Sim	Não
23 de outubro de 1976	Goodwin & Hobson, 1978	16:00	38°N	Não	Sim
11 de agosto de 1999	Farges et al., 2001	11:00	47°N	Não	Sim
11 de agosto de 1999	Aplin & Harrison, 2008	11:00	47°N	Não	Sim
29 de março de 2006	Zerefos et al, 2007	13:00	36°N	Não	Possível
08 de março de 2005	Dare-Idowu et al., 2018	20:00	18°S	Em estudo	Em estudo

FONTE: Marlton et al. (2016).

Na verdade, a atmosfera da Terra pode ser estimulada de muitas maneiras diferentes, desde convecções troposféricas até os processos de auroras em altas latitudes. Na presente investigação,

o método de rastreamento inverso de ondas de gravidade foi implementado com sucesso para traçar a trajetória das ondas e verificar a relação entre o eclipse solar de 8 de Abril e as ondas de gravidade observadas detectadas no laboratório OLAP quase simultaneamente. Assim, apresentando evidência razoável se a hipótese proposta há 48 anos é aplicável aqui.

A fim de identificar as fontes de ondas gravidade, a análise hodográfica tem sido amplamente utilizada. Infelizmente, este método é aplicável apenas a ondas gravidade de média e baixa frequência e inadequado para GWs de altas frequências. Além disso, a análise hodográfica pressupõe ondas monocromáticas, o que não condiz com as ondas reais de gravidade atmosférica. Assim, a técnica de traçador de trajetórias inverso é implementada como um algoritmo mais adequado (Marks e Eckermann, 1995).

As propagações de GWs na termosfera com dissipação foram investigadas com técnicas multicamadas (Liemohn et al., 1966) e com simulações numéricas (Richmond, 1978). Nesse casos, uma relação exata e analítica da dispersão das ondas gravimétricas foi obtida com um forte foco na viscosidade cinemática e difusividade térmica (Vadas, 2005) - esta relação fornece um traçador de trajetórias de GWs mais preciso na atmosfera quando outros fatores dissipativos além da viscosidade cinemática e difusividade térmica são desprezíveis.

Usando o radar de média e alta atmosfera e novos dados de satélite obtidos a partir da medição de ocultação de rádio GPS, Toshikata (2014) observou que as ondas de gravidade atmosférica na estratosfera são aumentadas nas regiões tropicais, o que indica que a presença de cumulus convecção aumenta a geração dessas ondas. Além disso, a interação com o fluxo médio com topografia e jato troposférico foi identificada como fonte de excitação dessas ondas.

Numerosos autores, (Hecht et al., 1994; Taylor et al., 1997; Nakamura et al., 2003; Gerrard et al., 2004; Brown et al., 2004; Wrasse et al., 2006; Vadas et al., 2009, Essien et al., 2018) realizara

várias pesquisas para identificar os pontos de início de ondas atmosféricas gravidade usando imagens de aeroluminescência. Kumar (2006) e Dhaka et al. (2007) concluíram que as fontes confiáveis de GWs troposféricas são a convecção, o cisalhamento do vento e a topografia.

Da mesma forma, Wrasse et al. (2006) observaram esses fenômenos próximos às estações equatoriais e de baixas latitudes usando imagens de aeroluminescência de Cachoeira Paulista (22.7^oS, 45^oW), São João do Cariri (7.4^oS, 36.5^oW), Tanjungsari (6.9^oS, 107.9^oE) e Shigaraki (34.9^oN, 146^oE), utilizando o algoritmo de traçador de trajetórias inverso. As trajetórias das ondas gravidade para a troposfera e revelaram que a maioria dos caminhos pararam na mesosfera como resultado de $m^2 < 0$ para os observatórios de Cachoeira Paulista e Cariri e Shigaraki. Enquanto isso, a maioria das ondas de Tanjungsari foram originadas na troposfera. Wrasse et al. (2006) concluíram que a corrente de jato troposférica e a orografia são potentes geradores desses fenômenos em relação à estação de Shigaraki, convecção de nuvens e atividades de frente meteorológica foram responsáveis pelas ondas sobre São João do Cariri.

Venkat Ratnam et al. (2008) realizaram um estudo para extrair características de ondas gravidade usando radar MST, Lidar e observações de satélite. Pramitha et al., 2014 investigaram 14 eventos de onda observados em Gadanki e Hyderabad, na Índia, usando a técnica de traçador de trajetórias, eles perceberam que os caminhos de 9 eventos terminavam na troposfera enquanto 5 terminavam na mesosfera. As GWs oriundas da mesosfera tinham velocidades de fase muito baixas. Além da identificação das fontes de ondas gravidade, também é importante entender as propriedades de propagação das ondas de gravidade e porque elas assumem a direção que elas tomam. O primeiro estudo teórico das ondas que se aproximaram dos níveis críticos foi em 1966 (Bretherton, 1966). Ele aplicou a análise linear invísca sujeita à aproximação WKB e descobriu que quando uma onda se aproxima de um nível crítico, a energia da onda está sendo absorvida pela corrente ambiente, a

velocidade e o comprimento de onda vertical se reduzem, enquanto o cisalhamento vertical da horizontal aumenta a velocidade.

Quando as ondas gravidade encontram níveis críticos, elas quebram (Booker e Bretherton, 1967; Winters et al., 1991). Winters et al. (1989) descobriram que a instabilidade do cisalhamento é o principal fator responsável pela quebra de uma onda. Eles também propuseram que ondas com comprimentos de onda verticais abaixo de 5 km quebram e resultam em dissipação. O nível em que a velocidade da fase da onda de gravidade é igual ou menor que a magnitude dos ventos de fundo é chamado de nível crítico da onda de gravidade atmosférica (Campos et al., 2016; Essien et al., 2018). Dunkerton et al. (2015) sugeriram que as ondas com propagação ascendente do grupo, aproximam-se de um nível crítico a partir de níveis inferiores. As declarações seguintes foram feitas por Winters e Riley (1991) sobre o comportamento das ondas de gravidade à medida que se aproximam dos níveis críticos.

- 1) $m \gg k$. A teoria de níveis críticos prevê que $m \rightarrow \infty$ quando o nível crítico é atingido.
- 2) $\frac{1}{\omega_i} \gg T_{buoyancy}$. Esta condição permite que o movimento de onda próximo ao nível crítico seja aproximado como estado estacionário em relação à escala de flutuação rápida.
- 3) $|w| \ll |u|$. Nesta condição, a velocidade vertical da onda é ignorada.

CAPÍTULO 3

3. INSTRUMENTAÇÃO

Este capítulo destaca os principais instrumentos utilizados neste trabalho de pesquisa : (1) O imageador de aeroluminescência “all sky” (ASI, do Inglês “All Sky Imager”); (2) O instrumento SABER abordo do satélite TIMED; e (3) O radar meteórico. Os recursos complementares incluem: (4) O modelo de vento horizontal (HWM, do Inglês “horizontal Wind Model” (5) Modelo de atmosfera neutra (MSIS, do Inglês “Mass Spectrometer Incoherent Scatter”).

3.1 O observatório da luminescência atmosférica do Estado da Paraíba.

O ASI e o radar meteórico são os instrumentos localizados no Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba (OLAP), na cidade de São João do Cariri (77.40⁰S, 36.5⁰W). A cidade é mostrada na Figura 3.1.



Figura 3.1: Vista panorâmica de São João do Cariri, estado da Paraíba.

FONTE: Ricardo Buriti.

A sede do observatório, mostrado abaixo na Figura 3.2(a) foi inaugurada em 25 de fevereiro de 2003 pelas seguintes pessoas:

- Reitor: Prof. Thompson Fernandes Mariz.
- Diretor do CCT: Prof. Dr. Benedito Guimarães Aguiar Neto.
- Coordenador do observatório: Prof. Dr. Ricardo Arlen Buriti da Costa.
- O laboratório tem funcionado consistentemente desde a inauguração com apoios do INPE, da UFCG, da UFPB e da Prefeitura de São João do Cariri. A área interna do observatório é mostrada na Figura 3.2(b).

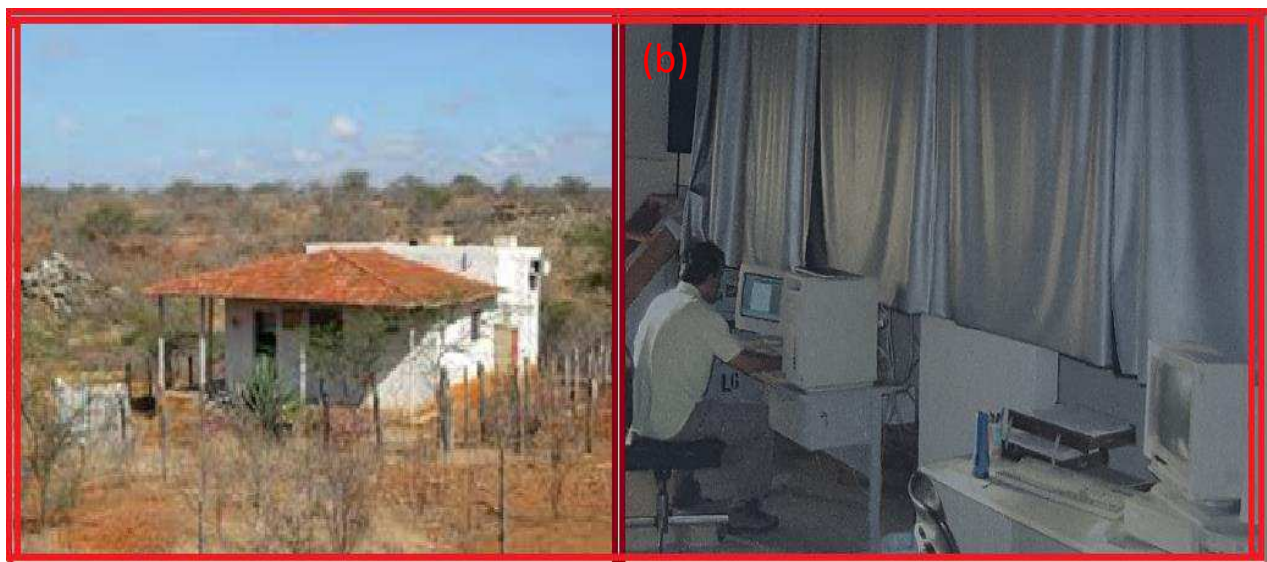


Figura 3.2: (a) O OLAP, São João do Cariri. (b) Plataforma de Equipamentos do OLAP. **FONTE:** Ricardo Buriti.

3.1.1 O imageador de aeroluminescência

O imageador de aeroluminescência “all sky” (ASI) é um instrumento óptico que fornece mapas monocromáticos de emissão de raios luminosos da aurora e da aeroluminescência de diferentes

comprimentos de onda. Ele tem a capacidade de sintonizar eletronicamente o comprimento de onda utilizando filtros passa-banda em todo o espectro eletromagnético visível, e essa propriedade torna o ASI o instrumento ideal para imagens hiperespectrais (Sigernes et al., 2000). O ASI usa sensores “Charged Coupled Device” (CCD) que detecta várias emissões da aeroluminescência (OI5577 Å, OI6300 Å, OH (7150-9300 Å, 8655 Å, O₂ (0, 1)). O sistema é constituído por uma lente olho de peixe com uma visão angular de 180°, de modo que ele vê todo o céu de uma vez, uma roda de filtro (5 filtros), um suporte de filtro e um intensificador de imagem que é protegido por um obturador controlado eletronicamente.

A CCD do ASI tem uma grande área de 6.45cm², e resolução de 1024 x 1024 matrizes retro iluminadas com tamanho do pixel de 14 bits. A alta eficiência quântica (80% em comprimentos de onda visíveis), baixo nível de ruído escuro (0,5 eletrônica/pixels/s), baixo ruído de leitura (15 elétrons rms) e alta linearidade (0,05%) tornam possível a obtenção de dados quantitativos e qualitativos medições de emissões da aeroluminescência.

A câmera usa um sistema de lente telecêntrico rápido (f/4) que obtém uma alta taxa de sinal-ruído de 20:1, com integração de tempo de 15s para emissão OH no infravermelho próximo (faixa de passagem de 715-930 nm) e 90s para emissões OI (5577 nm) e O₂. As imagens foram colocadas ajustadas para uma resolução de 512 X 512 para melhorar relação sinal-ruído (Paulino et al., 2011). A calibração espacial precisa é essencial para obter informações sobre os eventos detectados nas imagens. Para tanto são utilizadas as estrelas em cada imagem como um ponto de referência conhecido no céu (Syrjasuo, 1996; Paulino et al., 2012). A função da lente é determinada pela realização de um ajuste de mínimos quadrados utilizando a posição medida das estrelas na imagem original (Wrasse et al., 2006).

O dispositivo CCD converte as informações de luz em elétrons, os elétrons são convertidos em um sistema de cores que corresponde à imagem da noite (imagem da aeroluminescência). A visão circular da lente olho de peixe é convertida pela primeira parte da lente em um feixe estreito de cerca de ± 7 divergência. A abertura efetiva dos elementos ópticos que podem ser inseridos na câmara do filtro é de 35 mm (Stefanini et al., 2009; Okoh et al., 2017 Nyassor et al., 2018). A terceira parte da lente focaliza a luz da câmara em uma imagem circular de 8 mm de diâmetro. A distância focal $f = 3,5$ mm e a distância focal posterior do sistema é de 17,5 mm, o que é compatível com os sistemas de montagem da lente da câmera. A CCD é refrigerada a ar até -70°C para reduzir o ruído termoelétrico (Syrjasuo, 1996; Agyei-Yeboah et al., 2018). A Figura 3.3(a) mostra o imageador instalado no OLAP. A cúpula do observatório transparente é mostrada na Figura 3.3(b).

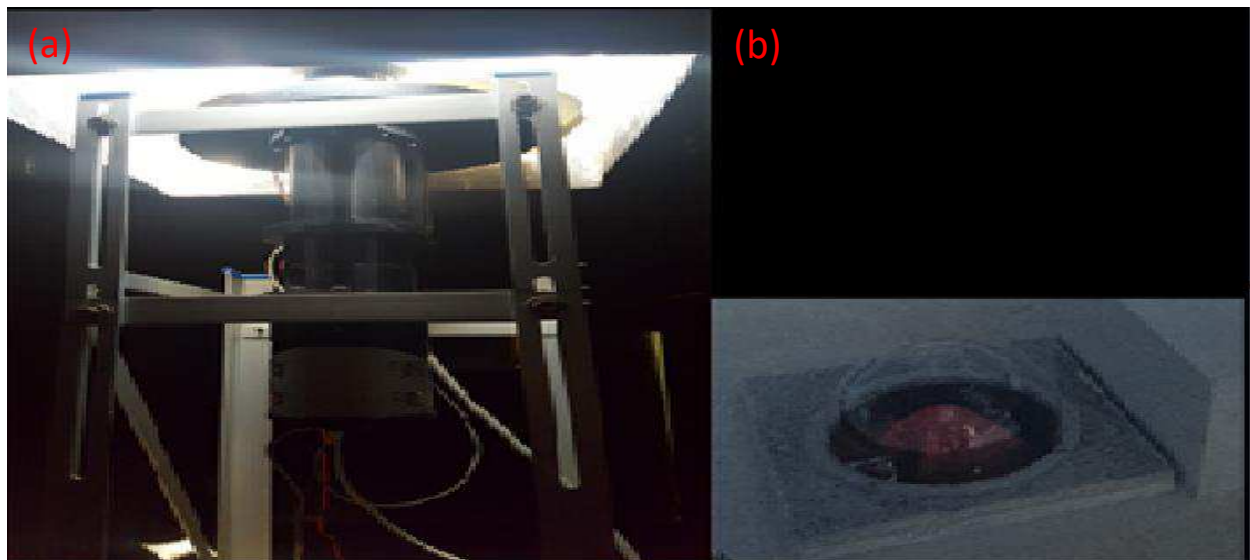


Figure 3.3: (a) All Sky Imager. (b) Observation Dome.

FONTE: Vadas et al. (2009).

A emissão passa por um sistema óptico telecêntrico. A trajetória ótica é interrompida por filtros dispostos em uma roda com cinco filtros. O sistema altera o filtro após um tempo especificado

automaticamente. A imagem é capturada e passa por outro sistema de lentes que a reproduz na CCD. A CCD é uma matriz de células sensíveis à luz (Syrjasuo, 1996). A Tabela 3.1 destaca os tipos de filtro usados para capturar diferentes emissões de aeroluminescência com seus respectivos comprimentos de onda.

Tabela 3.1: Características de um filtro ASI de medições airglow

S/N	Filtros	Comprimento de (\AA)	Largura de banda (nm)	Altura (km)
1	OI	6300	2.00	240
2	OI	5577	2.00	96
3	O ₂ (0, 1)	8655	12.0	94
4	OI	7774	3.00	275
5	NIR OH	7150-9300	215	87
6	Fundo luminoso	5780	2.67	90-100

FONTE: Takahashi et al. (2002).

A Figura 3.4 mostra o sistema montado detalhado do gerador de imagens do céu, enquanto a Figura 3.5 mostra uma imagem do OH inativassem tratamento onde é possível observar algumas ondulações no noroeste dessa imagem. Na imagem, o norte está para cima, o oeste está para a esquerda. O zênite é o centro e a borda externa é o horizonte.

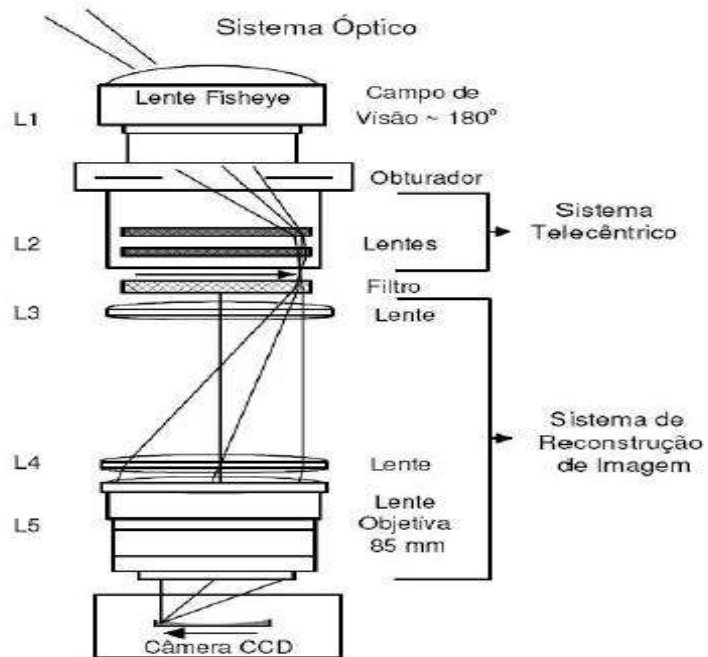


Figura 3.4: Diagrama esquemático de um All Sky Imager.

FONTE: Wrasse (2004).

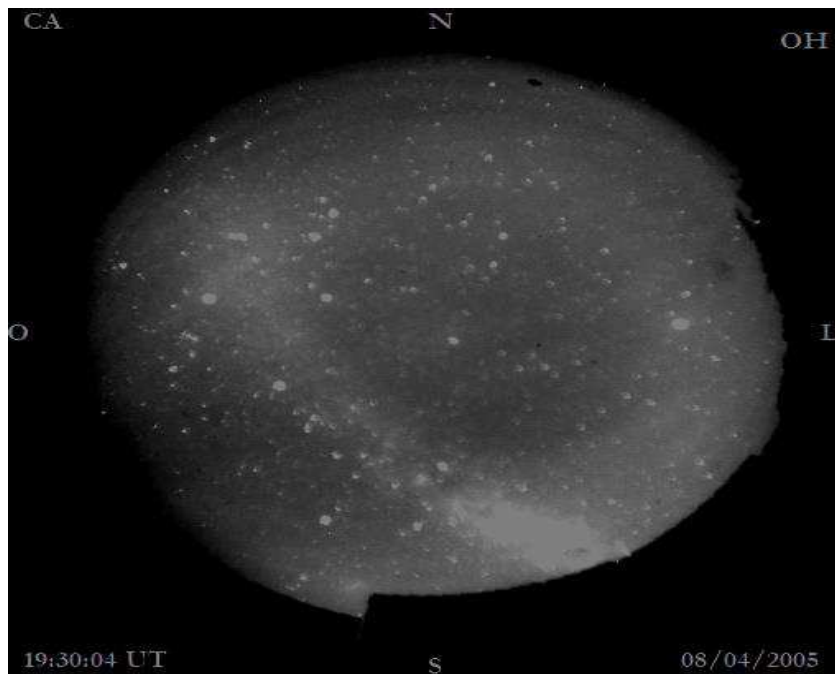


Figura 3.5: Imagem típica da emissão do OH coletada sobre São João do Cariri às 19: 30h 04 UT em 08/04/2005.

3.1.2 Satélite SABER / TIMED

O instrumento “Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry” (SABER) é uma das das cargas úteis do satélite TIMED. O satélite mostrado na Figura 3.6 foi lançado em 7 de Dezembro de 2001 para explorar a mesosfera e a baixa termosfera em escala global para facilitar a compreensão dos processos fundamentais que governam a dinâmica e a química de altitudes de 60 km a 180 km. O SABER faz medidas a partir de emissões de constituintes da atmosfera com um radiômetro varrendo o infravermelho na faixa espectral de $1.27\ \mu\text{m}$ a $17\ \mu\text{m}$ (865cm^{-1} a 650cm^{-1}) (Russell et al., 1999).

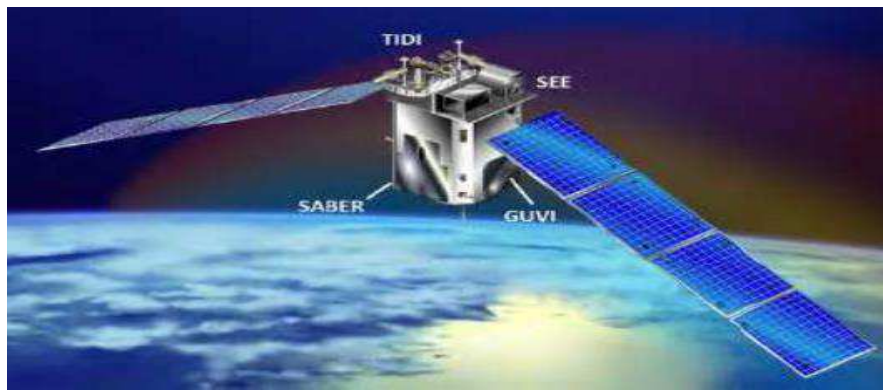


Figura 3.6: Representação artística da **nave espacial** TIMED.

FONTE: NASA.

A Tabela 3.2 destaca algumas aplicações das medidas do SABER. Essas medidas fornecem perfis verticais de temperatura cinética das camadas atmosféricas superiores de 60 a 180 km. Ele também fornece perfis verticais de pressão, altura geopotencial, taxas de mistura de volume para as espécies traço (O_3 , CO_2 , H_2O , H), taxas de emissão de volume, taxas de aquecimento e resfriamento e taxas de aquecimento químico.

Tabela 3.2: Medições SABER e Aplicações.

Parametros	Comprimento de onda (μm)	Aplicações	Alcance de Altura (km)
CO ₂	14.9 & 15.0	T, densidade, IR taxa de refrigeração, P(Z), não-LTE	10-130
O ₃	9.3	O ₃ conc., taxa de refrigeração, Aquecimento solar, Inferência Química do [O] e [H], e estudos de dinâmica	15-105
O ₂ (¹ Δ)	1.27	O ₃ conc.(dia), perda de energia para eficiência de aquecimento solar	50-105
CO ₂	4.3	CO ₂ conc, aquecimento solar mesosfera e traçador	85-150
OH(ν)	2.1 & 1.6	HO _y chem., fonte de calor químico, dinâmica, inferência do [O] e [H], Estudos PMC	80-100
NO	5.3	Resfriamento termosfera, NO _x química	90-180
H ₂ O	6.9	HO _y , gás de origem, traçador dinâmico	15-80

FONTE: NASA (2015).

3.1.3 O Radar meteórico SKiYMET

O Radar meteórico (SKiYMET) é um instrumento que fornece medições frequentes da velocidade e direção do vento nas regiões superiores da atmosfera (80-100 km). É um transceptor composto por uma antena transmissora, cinco antenas receptoras e módulos de transmissão, recepção, aquisição e processamento de dados conforme mostrado na Figura 3.7. A Figura 3.7(a) mostra a distribuição das antenas no observatório OLAP, a Figura 3.7(b) é uma representação esquemática

do sistema de radar. As linhas verdes representam as antenas que recebem os ecos refletidos e a linha vermelha representa a transmissão.

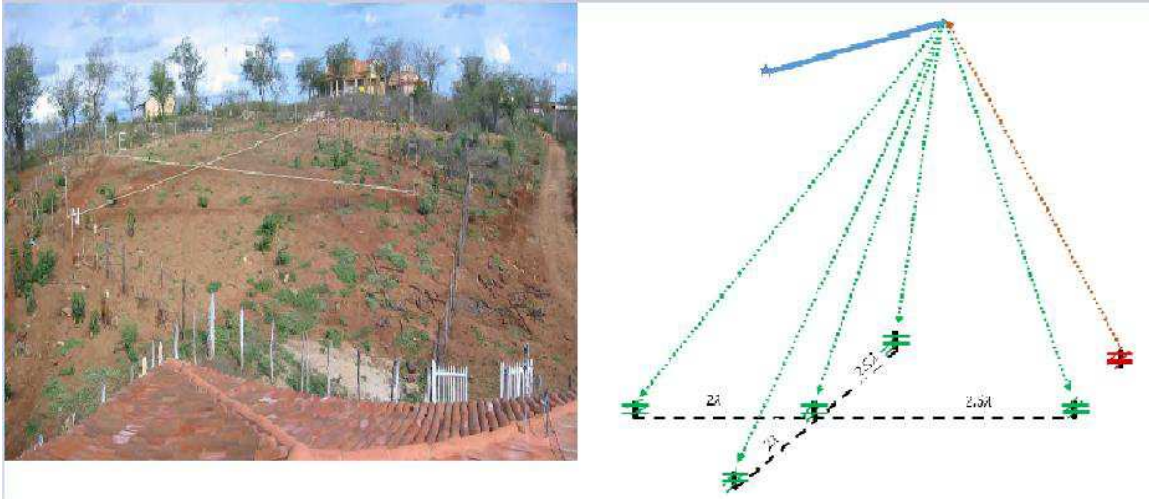


Figura 3.7: (a) Distribuição das antenas receptoras do radar meteórico instalado no OLAP. (b) Esquema de observações de meteoros com radares constituídos por uma antena transmissora (vermelha) e 5 (cinco) antenas receptoras (verde).

FONTE: Ricardo Buriti.

O sistema tem uma visão completa e opera a uma frequência de 32.24 MHz com uma taxa de 2144 pulsos por segundo (Paulino, 2012). A alta frequência permite reduzir a ambiguidade da detecção de eco (HOCKING et al., 2001). Em condições de operação, o radar opera continuamente 24 horas por dia medindo os ecos médios, que variam entre 1000 e 5000 ecos por dia. O sistema de antenas deste radar é composto de uma antena transmissora Yagi de três elementos e cinco antenas receptoras dispostas em um formato igualmente cruzado para minimizar a ambiguidade no sinal recebido.

Quando um meteoro entra na atmosfera da Terra, ele rapidamente vaporiza e deixa para trás um rastro de gás ionizado ao longo de seu caminho de viagem. Essa trilha é detectada por um radar. Após a detecção desse eco, as diferenças de fase entre as cinco antenas receptoras são usadas para

determinar o ângulo de chegada. Essa trilha de meteoros é transportada por ventos atmosféricos. A deriva da trilha de meteoros com o tempo permite a estimação da velocidade e direção do vento na altitude em que o meteoro foi observado. Mais detalhes sobre o sistema de radar de meteoros podem ser encontrados em Karanam et al. (2007).

Tabela 3.3: Parâmetros técnicos do SKiYMET.

Frequência	32.55 MHz
Pico de energia	12 kW
Largura do pulso	13.3 μs
Frequência de repetição de pulso	2144Hz
Largura de banda	1.5MHz
Resolução de altura	2 km
Antena de Transmissão	1 cruzado de 3 elementos
Antena De Recebimento	5 cruzado de 2 elementos
Sensibilidade	107dBm

FONTE: Karanum et al. (2007).

CAPÍTULO 4

4 METODOLOGIA

Este capítulo detalha as técnicas envolvidas na extração de características das onda gravidade, os procedimentos necessários para obter todos os dados de entrada, para o traçador de trajetória inverso (RRT, do Inglês “reverse ray-tracing”) e as determinação das localizações das fontes dos eventos de onda de gravidade observados.

4.1 Determinação dos parâmetros das ondas gravidade

Na atmosfera superior, os AGWs podem ser observados diretamente como flutuações de gás neutro e indiretamente como variações de plasma por suas assinaturas. Vários processos químicos são vistos ocorrendo na mesosfera e baixa termosfera (MLT, do Inglês “Mesosphere and Lower Thermosphere), entre eles estão as emissões da aeroluminescência como OH, NaD, O₂ e OI557.7 nm. Medidas dessa emissões mesosféricas são significativas na caracterização das ondas gravidade e, portanto, são bons traçadores para investigar as atividades das ondas gravidade (Medeiros et al., 2005; Taylor et al., 2009). Em 08 de Abril de 2005, imagens airglow OH foram obtidas pelo ASI em São João do Cariri poucas horas antes, durante e após o eclipse solar.

As imagens tiveram um tempo de integração e resolução temporal dos quais permitiram tempo suficiente, para acompanhar a evolução das ondas gravidade (Campos et al., 2016). O período de estudo foi das 19:00 UT (08 de Abril) às 00:00 UT (09 de Abril), um total de 10 eventos de ondas de gravidade foram observados. Para aplicar o traçador de trajetórias, foram extraídas informações sobre as características dessas ondas. Isso foi feito usando a Transformada Rápida de Fourier (FFT). Essa transformação também conhecida como análise de espectro cruzado é explicada na seção a seguir.

4.1.1 Análise de Espectro Cruzado

Para este trabalho, a análise do espectro foi feita usando o procedimento em IDL (“interactive data language”) como descrito em detalhes em Wrasse et al. (2007). O pré-processamento das imagens de aeroluminescência pode ser resumido nos seguintes procedimentos:

- 1) Girando a imagem para ajustar o topo da imagem com o norte geográfico e o centro com o zênite.
- 2) Removendo as estrelas das imagens;
- 3) Filtrando as imagens aplicando o filtro Butterworth.
- 4) Melhoria da qualidade da imagem, aumentando o contraste.
- 5) Linearizar as imagens airglow.

A Figura 4.1(a) mostra a imagem espectro obtida do ASI no horário 23:58 UT. No entanto, esta imagem contém estrelas (círculos brancos brilhantes), planetas e a Via Láctea (faixa branca que vai do noroeste para o sudeste, árvores e obstáculos bloqueadores de luzes artificiais) A Figura 4.1(b), no entanto, retrata uma imagem mais limpa e clara após a eliminação das estrelas, planetas e alguns outros ruídos. Também pode ser observado na Figura 4.1(b) que os telhados do edifício não são tão claros quanto na Figura 4.1(a). A Figura 4.1(c) exibe a mesma imagem, mas uma versão linearizada que apresenta a Figura 4.1(a) em 2-D.

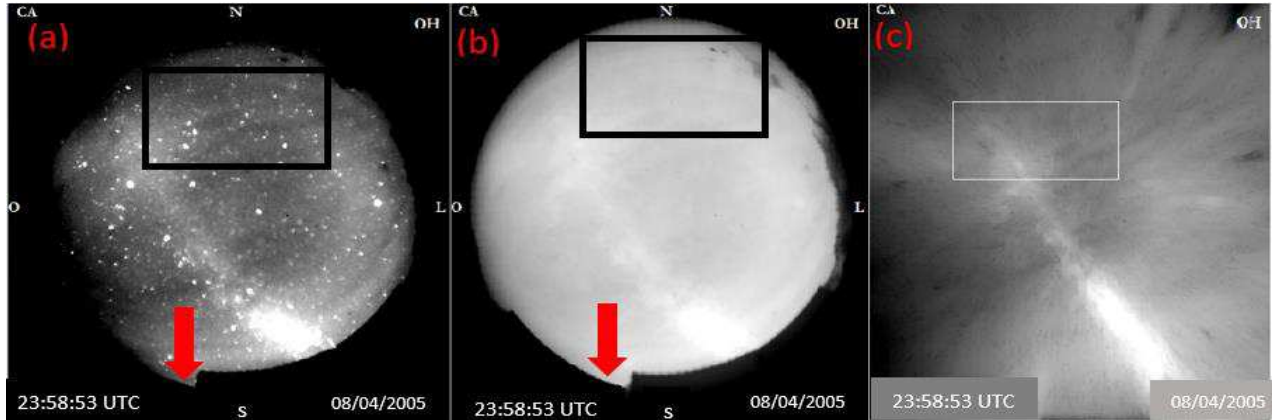


Figura 4.1: Ilustração do processamento da imagem. (a) Imagem bruta de OH coletada em São João do Cariri em 8/4/2005 às 23:58 UT. (b) Mesma imagem após as estrelas terem sido removidas, um evento de onda de gravidade pode ser visto dentro da área da caixa. (c) Imagem OH linearizada.

A imagem do espectro da onda de gravidade destacada na Figura 4.1 é dada na Figura 4.2. O círculo vermelho brilhante é a amplitude da onda de gravidade. Isso mostra que a onda está bem concentrada e definida no ponto de captura. A escala de cores representa a amplitude de cada onda de gravidade capturada dentro de um pacote, o círculo mais interno (vermelho brilhante) tem a amplitude máxima e o círculo mais externo (verde claro) tem o mínimo; onde a Amplitude (A) é o antilog $\left(\frac{dB}{10}\right)$, e o log é na base 10. O decibel (dB) é uma maneira logarítmica de descrever a amplitude da onda de gravidade. Os resultados espectrais da imagem OH na Figura 4.2 serão apresentados no capítulo seguinte na Tabela 4.1 que mostra o comprimento de onda horizontal (λ_H), direção de propagação (θ), Período (T), Velocidade de fase (c).

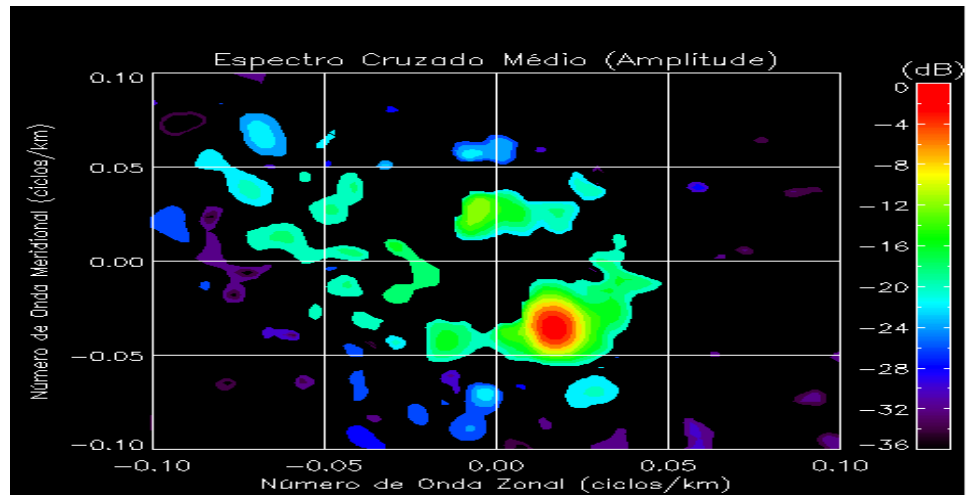


Figura 4.2: O espectro cruzado da onda de gravidade capturado na caixa da Figura 4.1(b) observado em 08/04/2005 às 23:58 UT.

4.2 Medições de temperatura

As medidas de temperatura utilizadas nesta pesquisa foram obtidas do instrumento SABER. Os dados do SABER mediram de 20 a 108 km do nível do mar. Pontos de dados adicionais (0 a 19 km e 109 a 400 km) foram obtidos do modelo MSIS 2000 do “Naval Research Laboratory” (NRLMSISE-00) para complementar o medição.

4.2.1 Temperatura medida pelo SABER

O instrumento SABER no satélite TIMED realizou medições de temperatura de 20 km até alturas de 109 km das 23:46 às 23:51 UT em 08 de Abril de 2005 e entre os horários 8:35:00 a 08:40:41 UT do dia 09 de Abril de 2005 na região próxima ao OLAP. A interpolação linear foi feita para obter as medições de temperatura das 12:00 às 22:00 UT em 08 de Abril e das 00:00 às 12:00 UT em 09 de Abril. Para padronizar as medições de temperatura de todos os perfis desejados, foi selecionado um intervalo de altura de tal forma que as medições principais caiam entre a variação

selecionada.

As Figuras 4.3(a) e 4.3(b) mostram os perfis usados na criação do banco de dados de temperatura de 8-9 de Abril de 2005. As médias foram traçadas a partir de uma altura média de 20 km a 108 km, enquanto os outros perfis foram traçados de 12 km a 109 km. Os perfis médios (linhas pretas grossas sólidas) foram calculados a partir dos outros perfis (outras cores finas). Observou-se que o perfil obtido no início da manhã (8:35 a 08:40 UT) apresenta uma variabilidade mais forte em comparação com o perfil de 23:46 a 23:51 UT do anterior dia. No entanto, este último tem uma temperatura máxima mais alta de 311 K a uma altitude de 12 km.

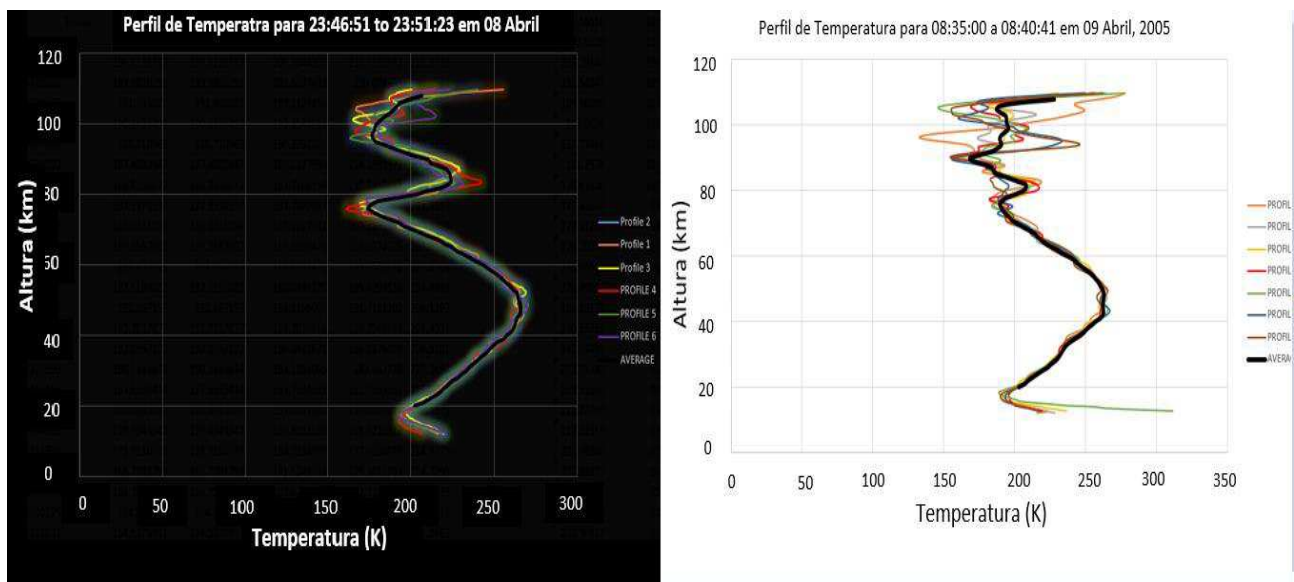


Figura 4.3: (a) Perfil de temperatura média obtido do SABER, para o dia 08 de Abril de 2005, (linha preta grossa). (b) Perfil de temperatura média obtido do SABER, para o dia 09 de Abril de 2005 (linha grossa preta) de 20 - 108 km.

Também foi observado que nas regiões acima da MLT maior que 75 km, existe uma variação de curto prazo em ambos os perfis em comparação com as seções abaixo, que exibem um tempo de resposta mais longo. Os parâmetros de entrada usados para gerar os pontos de dados na página do

SABER foram:

- latitude Inicial = 7° S
- Latitude final = 10° S
- longitude Inicial = 315° W
- Longitude final = 345° W
- Data de início / término = Abril (08/09)
- Ano de início / fim = 2005

A Figura 4.4 mostra o perfil de temperatura interpolado. Ele se estendeu de 12:00 UT em 08/04 a 12:00 UT em 09/04 com uma resolução temporal e espacial de 2 h / 2 km, respectivamente. Assim, resultando em 13 perfis de temperatura. A linha vermelha representa a temperatura média às 23:00 UT em 08 de Abril, enquanto a linha verde representa a temperatura média às 08:00 UT de 09 de Abril. A Tabela 4.1 apresenta um breve resumo dos tempos exatos em que o instrumento SABER realizou as medições de temperatura.

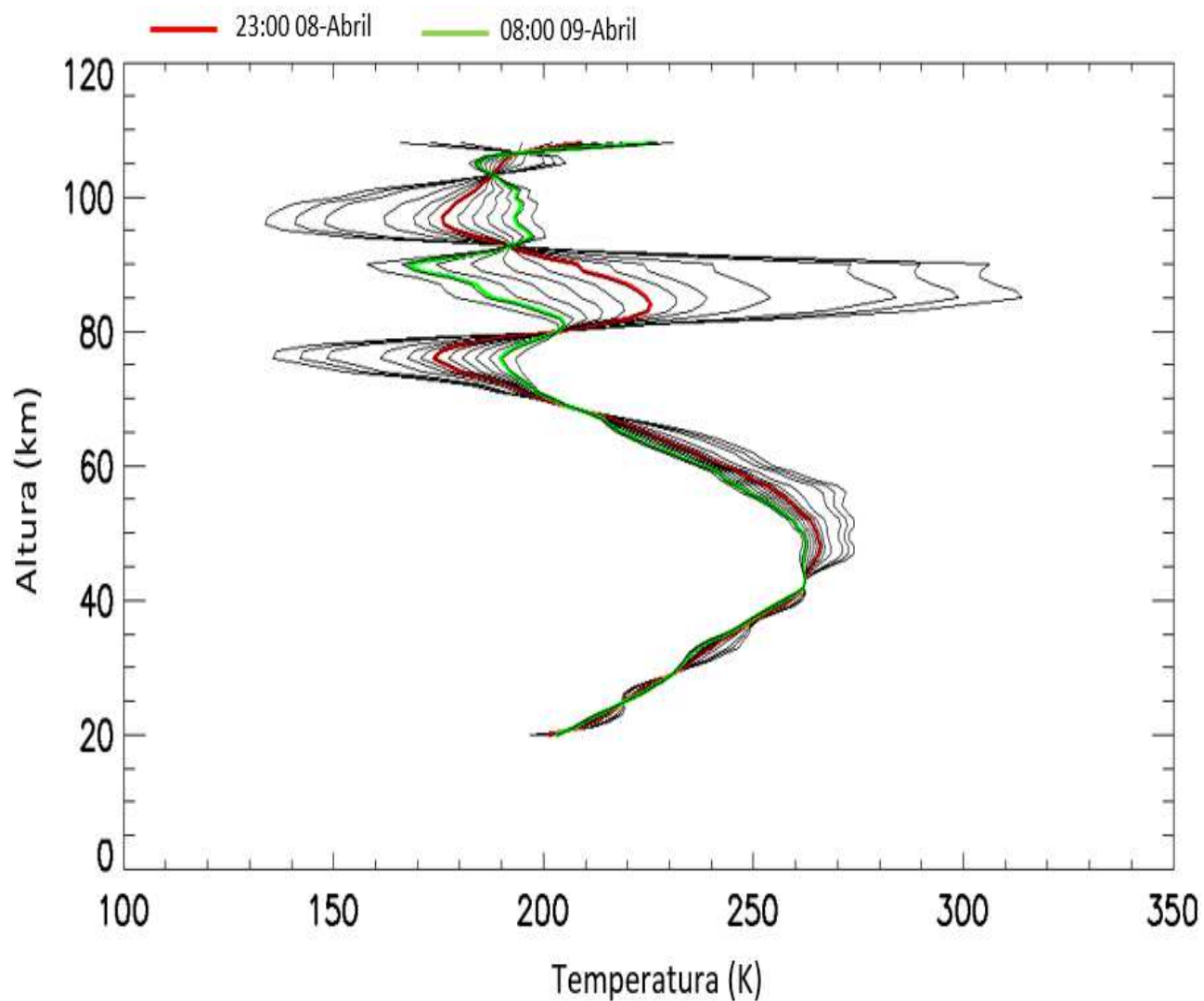


Figura 4.4: Medições de temperatura interpoladas. A linha vermelho representa o perfil para as 23:00 UT em 08/04, enquanto a green linha indica as medidas às 8:00 UT em 09/04. Outros são perfis interpolados das 12:00 pm (08) às 12:00 pm (09).

Tabela 4.1: Resumo das medições de temperatura média obtidas do SABER da altitude de 20-108 km.

Evento #	Hora / dia	Órbita	Média
96	23:46:51/08	18055	218.8697138
1	23:47:33/08	18056	220.0415729
2	23:48:43/08	18056	219.0507791
3	23:49:30/08	18056	219.020275
4	23:50:40/08	18056	219.6858638
5	23:51:23/08	18056	220.4352249
43	08:35:00/09	18061	219.5851538
44	08:36:10/09	18061	217.1834132
45	08:36:52/09	18061	217.6462684
46	08:38:03/09	18061	217.1983318
47	08:38:49/09	18061	217.9974637
48	08:39:59/09	18061	216.3619022
49	08:40:41/09	18061	215.8072499

A Figura 4.5 mostra uma representação cartográfica de São João do Cariri com uma sobreposição dos tempos em que o satélite TIMED realizou medições de temperatura ao passar pela região de São João do Cariri em ambos os dias. O asterisco vermelho é o horário de 08/Abril, enquanto a caixa vermelha representa os horários de 09/Abril que o instrumento SABER realizou medições. O círculo sólido amarelo indica a localização do observatório.

Tabela 4.1: Resumo das medições de temperatura média obtidas do SABER da altitude de 20-108 km.

Evento #	Hora / dia	Órbita	Média
96	23:46:51/08	18055	218.8697138
1	23:47:33/08	18056	220.0415729
2	23:48:43/08	18056	219.0507791
3	23:49:30/08	18056	219.020275
4	23:50:40/08	18056	219.6858638
5	23:51:23/08	18056	220.4352249
43	08:35:00/09	18061	219.5851538
44	08:36:10/09	18061	217.1834132
45	08:36:52/09	18061	217.6462684
46	08:38:03/09	18061	217.1983318
47	08:38:49/09	18061	217.9974637
48	08:39:59/09	18061	216.3619022
49	08:40:41/09	18061	215.8072499

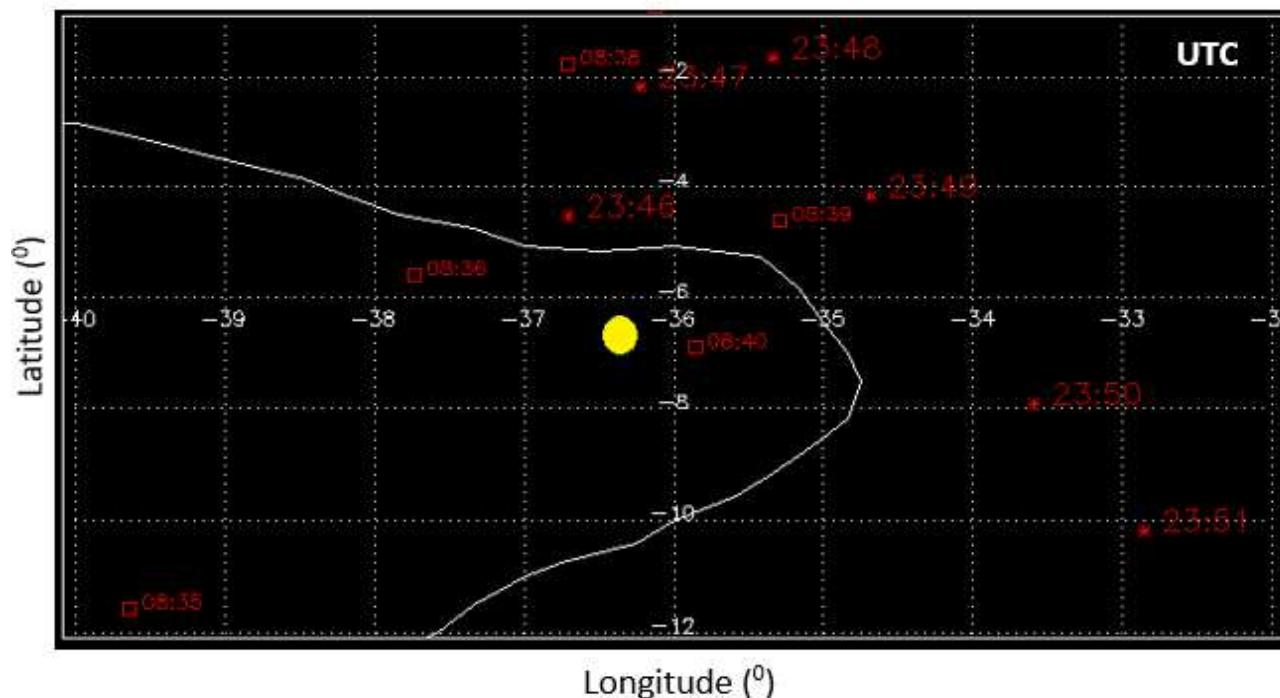


Figura 4.5: Representação cartográfica do tempo que o satélite SABER / TIMED passou próximo de São João do Cariri na noite de 08 de Abril (caixa vermelha) e manhã de 09 de Abril (asterisco vermelho) usando a projeção de Mercator. O ponto sólido amarelo é a localização do observatório (7.4°S, 36.5°W).

4.2.2 Temperatura obtida do NRLMSISE00

O modelo MSIS descreve a temperatura neutra e densidades na atmosfera superior para alturas superiores a 100 km. Este modelo pode ser acessado em https://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/msis_vitmo.html. É um modelo global empírico da atmosfera da Terra, que ajuda nas previsões de decaimento orbital de satélite devido ao arrasto atmosférico. Também calcula a massa de ar entre telescópios e feixes de laser, para avaliar os efeitos de estrelas em telescópios. Este modelo, no entanto, fornece dados de parâmetros para a exosfera, e é um padrão internacional para pesquisa espacial.

Os parâmetros de entrada no modelo são: Ano, Mês, Dia, Hora, Hora, Latitude, Longitude, Altura

e algumas entradas de entrada opcionais (valor diário de F10.7, valor médio de 3 meses de F10 e valor de p diário), enquanto as saídas do modelo incluem Temperatura Neutra, Temperatura Exosférica, densidade numérica de alguns constituintes como He, O, O₂, N, N₂, Ar, H etc. A Figura 4.6 mostra a temperatura vertical obtida a partir do modelo NRLM-SISE00 que se estende da alta termosfera (109 km) para a termosfera (400 km) nos dias 08 e 09 de Abril de 2005.

O modelo forneceu temperatura de 0 a 19 km e de 109 a 400 km. Neste intervalo de altitude (109 a 150 km), o modelo não previu qualquer mudança de temperatura notável ao longo das horas observadas, de 109 a 150 km. Variação substancial é vista apenas em altitudes superiores a 151 km.

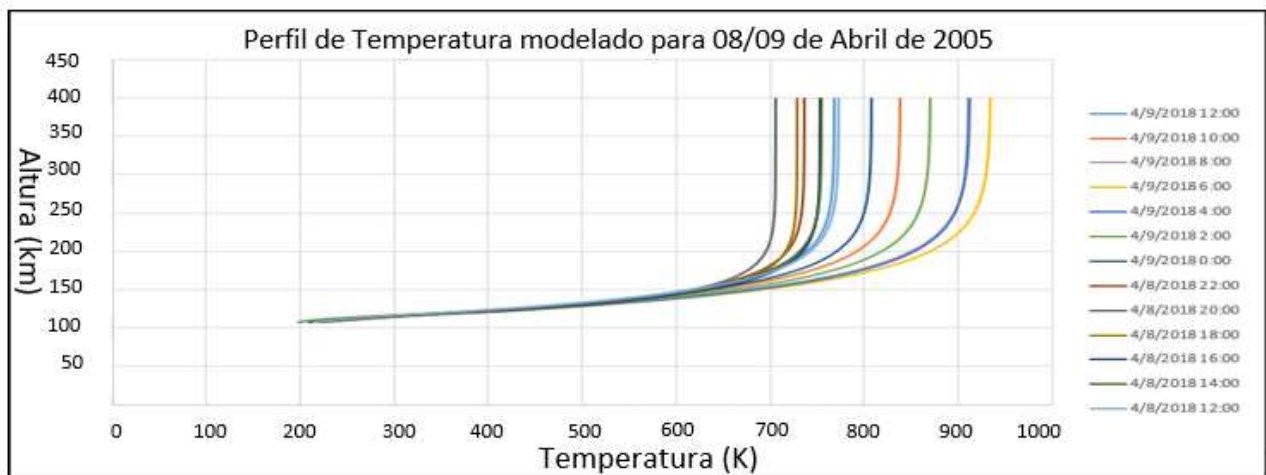


Figura 4.6: Perfil de temperatura vertical fornecido pelo NRLMSISE00 de 08/04 a 09/04 de 109 a 400 km.

Os perfis suavizados são apresentados na Figura 4.7 e abrangem de 0 a 100 km. Cada perfil é suavizado para evitar a reflexão dos raios durante o traçado dos raios. O intervalo espacial e temporal selecionado para as medições de temperatura permanece 2 km e 2 hr respectivamente,

que é a temperatura de 12:00 UT em 08/04 a 12:00 UT em 09/04; resultando em 13 perfis de temperatura. O perfil de temperatura total para a atmosfera é mostrado na Figura 4.8, variando de 0 a 400 km.

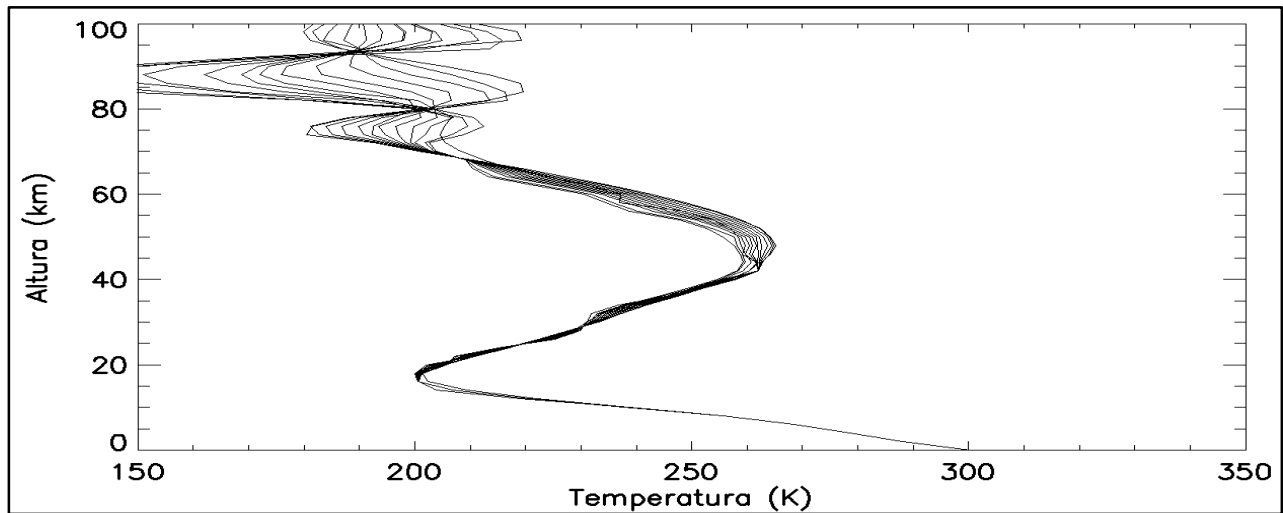


Figura 4.7: Perfis de temperatura para 12:00 UT de 08/04 a 12:00 UT em 09/04 de 0 a 100 km.

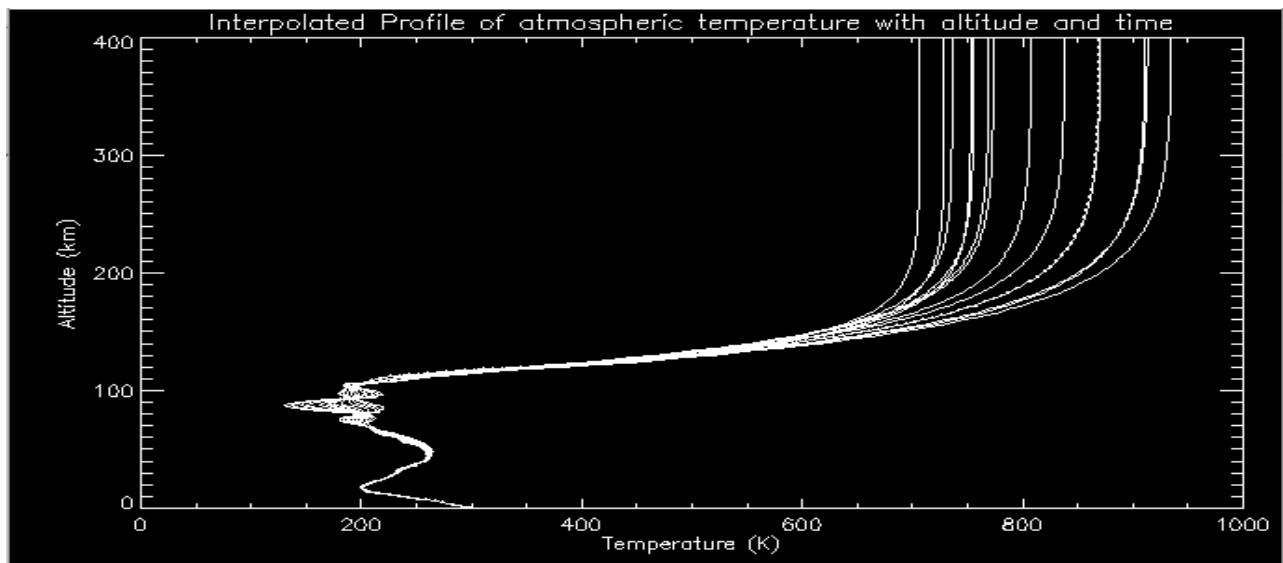


Figura 4.8: Perfil interpolado da combinação da medição de temperatura SABER & MSIS de 0km a 400 km (8 e 9 de Abril de 2005).

A Figura 4.9 explica o processo suavizado dos perfis de temperatura. A medição da temperatura

bruta e o modelo podem ser vistos na Figura 4.9(a) por 22h do dia 08 de Abril. No entanto, algumas discrepâncias podem ser vistas a poucos quilômetros abaixo e acima de 100 km na Figura 4.9(a), que é o perfil bruto. Essa discrepância é atribuída à interface da medição do SABER e ao modelo MSIS. Assim, é importante combinar perfeitamente essas duas temperaturas, para que o modelo possa combinar perfeitamente as medições nas junções. A Figura 4.9(b) mostra um perfil aprimorado e suavizado do mesmo tempo. As setas indicam os pontos de discrepâncias. Todos os 13 perfis foram suavizados.

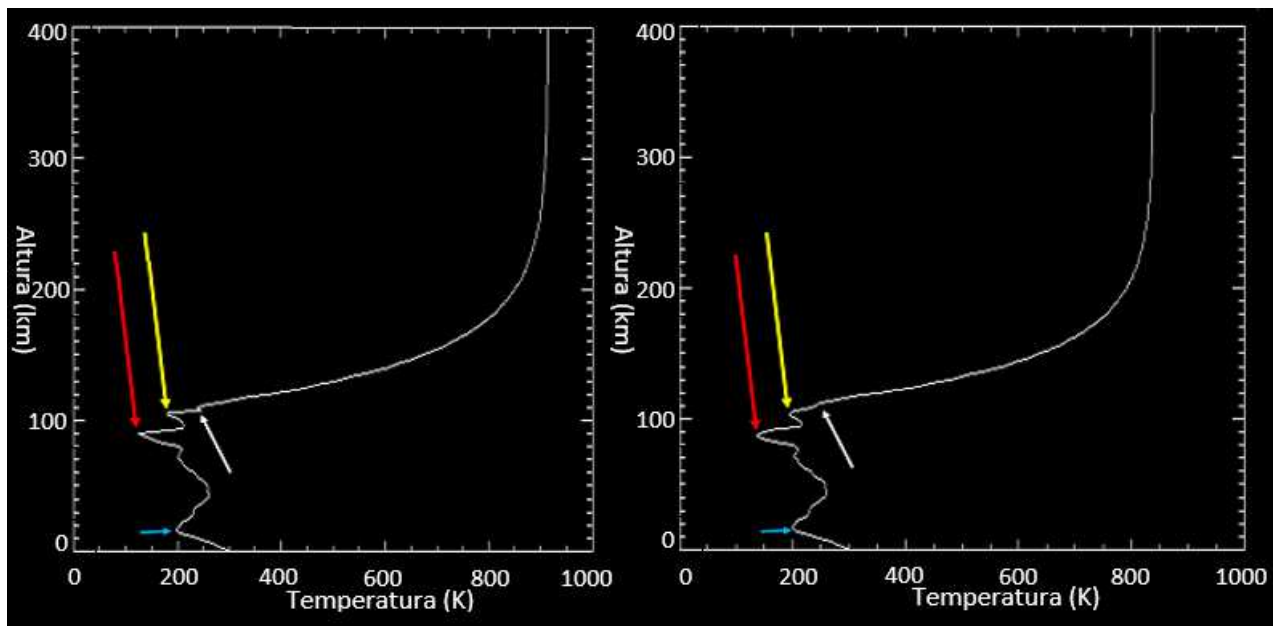


Figura 4.9: (a) Temperatura bruta às 22h / 08 de Abril. (b) Temperatura suavizada às 22h em 08/04.

O gráfico de contorno na Figura 4.10 representa a intensidade da temperatura observada em 08/04 em função da altitude e do tempo. A variação temporal e espacial da temperatura é representada na figura com contorno. O período de pico entre 17:00 e 19:00 UT tem temperatura de 1000 K.

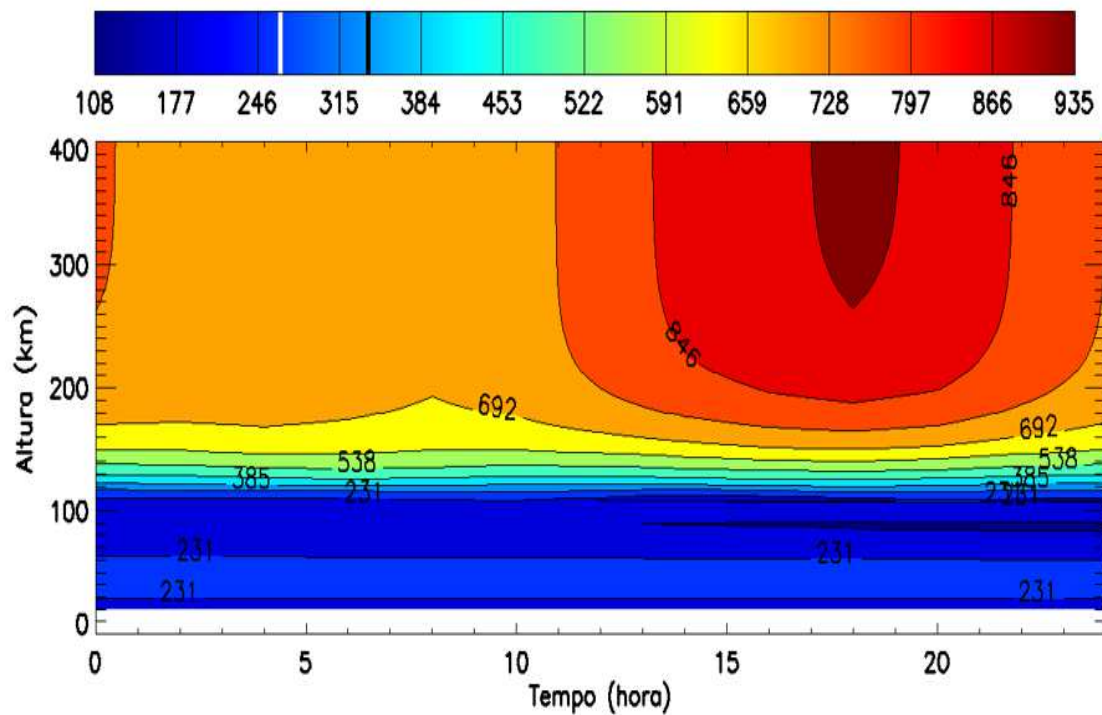


Figura 4.10: Mapa de contorno de temperatura para o dia 08 de Abril de 2005.

O caminho do eclipse solar de 08 de Abril de 2005 atravessou o Oceano Pacífico, conforme ilustrado na Figura 4.11. A área sombreada amarela clara indica o caminho da penumbra, enquanto a área vermelha escura indica o caminho da umbra. A totalidade foi experimentada por volta das 20:36 UT sobre o Oceano Pacífico.

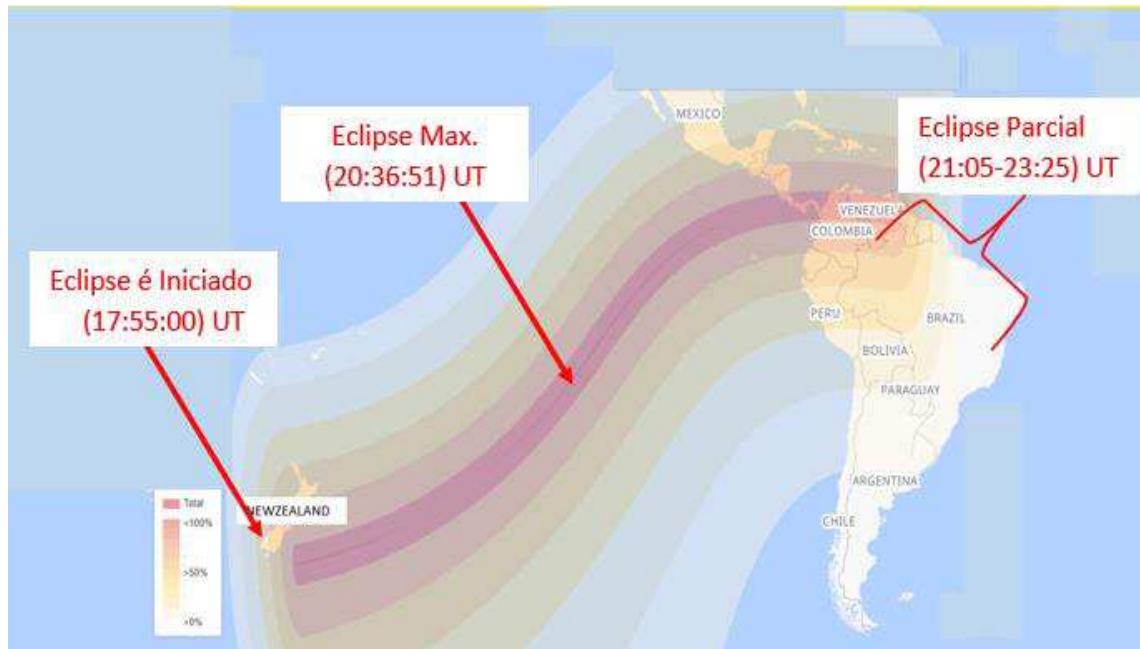


Figura 4.11: O caminho 2-D do eclipse solar de 08 de Abril de 2005.

FONTE: Timeanddate.com.

4.3 Os perfis do vento

O banco de dados eólicos foi compilado com a obtenção de medições do radar de meteoros (81 a 100 km), instalados em São João do Cariri e suportado com medições do modelo de vento horizontal, para altitudes inferiores a 81 km e superiores a 99 km.

4.3.1 Vento pelo radar meteórico e modelo HWM-14)

O radar meteórico é instrumento que permite medir componentes do vento e da temperatura perto do topo da atmosfera média (81–99 km). As medições de vento usadas neste trabalho foram calculadas usando todos os meteoros que foram detectados pelo radar em altitudes e tempos específicos. O instrumento forneceu dados com um tamanho de passo de 3 km a cada hora, totalizando 168 dados em 08/09. Os componentes meridionais (N-S) e zonais (W-E) foram

medidos simultaneamente.

O modelo de vento horizontal (HWM-14) é um modelo empírico que fornece uma representação estatística dos campos de vento neutros horizontais da atmosfera da Terra (0-400 km). É uma compilação de 50 anos de satélites, foguetes e medições de vento baseadas no solo via Fortran 90. O modelo como o radar SKYiMET fornece ventos meridionais e zonais para latitude, longitude e tempo especificados. A Figura 4.12 mostra um gráfico dos valores medidos do radar às 02:00 UT em 08/04/2005 para os dois componentes horizontais. Uma interpolação linear foi realizada com intervalo temporal de 2 horas e intervalo espacial de 2 km. Os dados foram interpolados para complementar e aumentar os pontos de dados no perfil do vento porque o SKYiMET só faz a medição de 81 a 99 km com um passo de 3 km.

A Figura 4.12 mostra um gráfico dos ventos meridionais e zonais para o período do estudo onde a Figura 4.12(a) representa as 2 medições de vento obtidas do radar SKYiMET. As medições que estavam faltando devido a deficiências meteorológicas e condição instrumental foram interpoladas (no tempo), complementadas (em altitude). A Figura 4.12(b) mostra as medições e pontos de dados como obtidos do modelo HWM para complementar as medições ausentes nas maiores altitudes. Observa-se que o vento meridional (linha azul) apresenta uma variabilidade mais vigorosa em altitudes abaixo de 250 km em relação ao vento zonal (linha laranja).

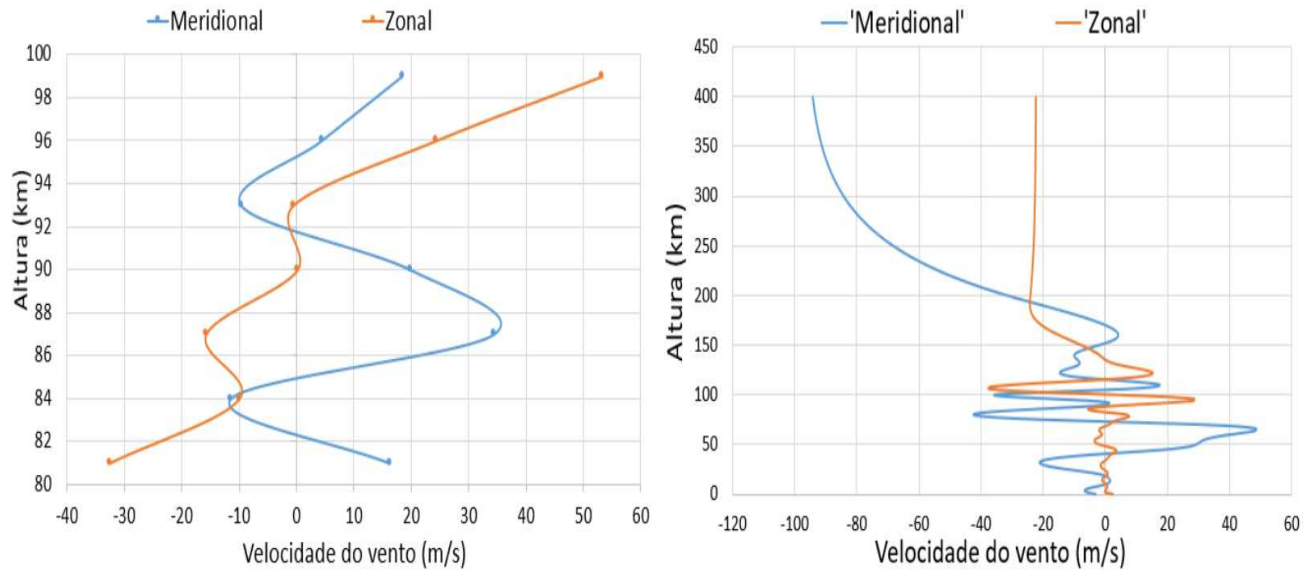


Fig. 4.12: Vento zonal (linha vermelha) e Meridional (linha azul) calculado para o dia 08 de Abril de 2005 em São João do Cariri às 02:00 UTC. (a) Dados medidos do radar de meteoros. b) Componentes de vento interpolados.

A Figura 4.13 mostra o gráfico de contorno de ambos os componentes de vento horizontais. Os gráficos de contorno na Figura 4.13 e 4.14 mostram graficamente a representação tridimensional dos ventos horizontais. O eixo horizontal e vertical representa o vento nas escalas de tempo e altura ao mesmo tempo. A Figura 4.13(b) e a Figura 4.14(b) estão bem compactadas em alturas superiores a 120 km, porque houve uma mudança acentuada na velocidade do vento em altitudes acima de 120 km. A Figura 4.13 é o gráfico de contorno do vento meridional de 0 a 400 km e 80 a 100 km, conforme apresentado na Figura 4.13(a) e na Figura 4.13(b) respectivamente, enquanto a Figura 4.14 representa o contorno para os ventos zonais. Na Figura 4.13(a), pode-se observar que os ventos meridionais possuem dois sistemas de vento diferentes. Um no noroeste e um na região sul e nordeste. Um forte vento também foi observado entre alturas de 90 a 100 km na região oeste. Essa intensidade é atribuída a altos movimentos verticais no hemisfério norte. As quatro parcelas têm um intervalo de contorno de 30 m/s.

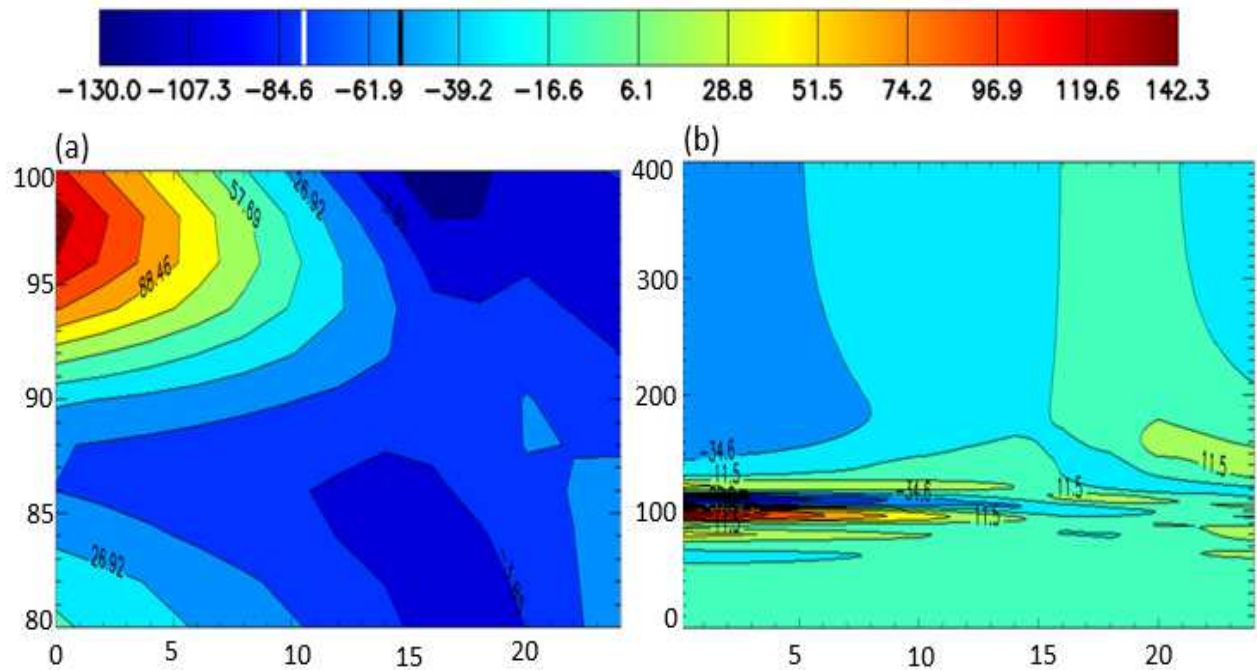


Figura 4.13: Gráficos de contorno dos componentes do vento meridional. (a) Medições de vento Meridional, obtidos pelo radar de meteoros. (b) Componentes do vento Meridional interpolados.

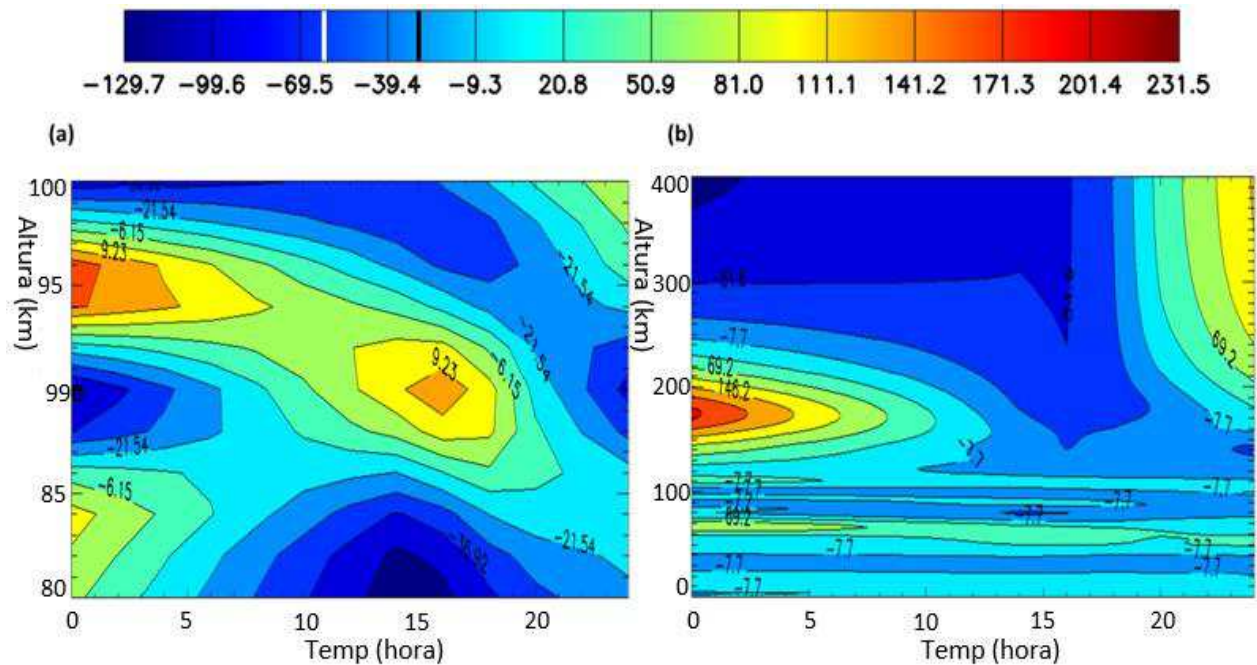


Figura 4.14: Gráficos de contorno dos componentes do vento zonal. a) Medição do vento zonal obtido a partir do radar de meteoros. (b) Componentes do vento zonal interpolados.

4.4 Parâmetros atmosféricos

A partir do perfil de temperatura T , a pressão P é obtida usando uma combinação da lei dos gases ideais $P = R\rho T$ e a equação do equilíbrio hidrostático $dp = -\frac{g\rho}{RT} dz$.

$$P(z) = p_0 \exp\left(-\int_0^z \frac{g}{RT} dz'\right) \quad (4.1)$$

Em que ρ é a densidade, g é a aceleração devida à gravidade, R é a constante do gás ($8.3145/X_{MW}m^2s^{-2}K^{-1}$), z é a altitude, P_0 é a pressão estática, X_{MW} é o peso molecular médio das espécies atmosféricas. Além disso, a densidade é obtida a partir $\rho = P/RT$, da altura da escala

de $H = -\left[\frac{\rho}{d\rho/dz}\right]$, a temperatura potencial é $\theta = T \left[\frac{P_0}{P}\right]^{R/C_p}$, a frequência de Brunt-Vaisala é

$N = \sqrt{\left(\frac{g}{\theta}\right) \frac{d\theta}{dz}}$, a capacidade média de calor específico a pressão constante é $C_p = \frac{R\gamma}{\gamma-1}$ a razão de

calores específicos a pressão constante e volume constante é $\gamma = \frac{C_p}{C_v}$, a velocidade local do som é

$C_s = \sqrt{\gamma g H}$, e a viscosidade cinemática é $\nu = \frac{\mu}{\rho}$, onde o coeficiente de viscosidade molecular é

$\mu = 3.34 \times 10^{-4} T^{0.71}$ (Dalgarno et al., 1962), e difusividade térmica é $k = \nu/Pr$.

A Figura 4.15(a) apresenta a diminuição exponencial abrupta da pressão atmosférica de 0 para 40 km, enquanto uma mudança lenta pode ser observada um pouco acima dessa altitude; o que se deve à redução do efeito gravitacional sobre os gases atmosféricos na atmosfera superior; isso está em correlação com estudos anteriores, já que mais da metade das moléculas da atmosfera pode ser encontrada abaixo de uma altitude de 10 km, e então elas são comprimidas, empilhadas e sujeitas a aumento de pressão [Figura 4.15(b)]. Como a pressão do ar também diminui com a altitude. A densidade depende fortemente da composição molecular do ar (massa molar média) e a força da gravidade se torna mais fraca à medida que você se afasta do centro da Terra; assim, em alturas

superiores, as moléculas atmosféricas se espalham mais, elas se tornam menos compactadas juntas e assim a densidade diminui com a altura. A 160 km e acima, pode-se observar que houve uma queda brusca na densidade devido à transição da constituição diatômica para a monoatômica.

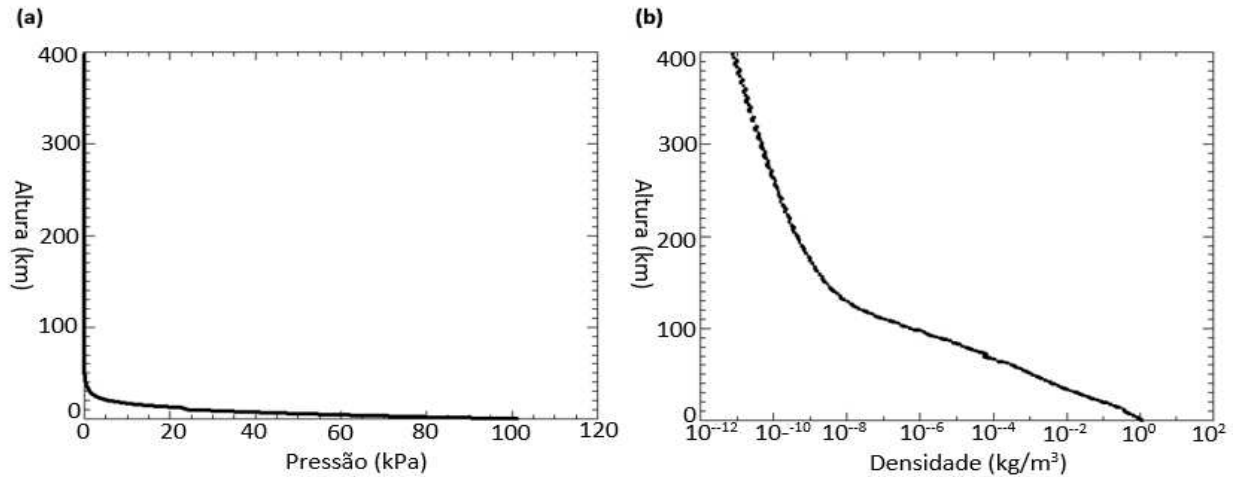


Figura 4.15: (a) Perfil de pressão atmosférica para uma das épocas do período de estudo. (b) Perfil de densidade atmosférica.

A Figura 4.16(a) mostra a variabilidade da escala de altura com a altitude atmosférica. Este parâmetro é uma medida de como a densidade atmosférica atenua com a altura por um fator $1/e$. O valor da escala de altura obtida ao nível do mar é de 8.8 km, o que está em sintonia com a altura do Monte Everest. Isto significa em altura 8.8 km, o valor da densidade a esta altura diminuiu a um valor igual a um valor de $1/e$ vezes o seu valor ao 0 km. Isso é $\rho_{8.816 \text{ km}} \approx 0.3678794412\rho_{0 \text{ km}}$.

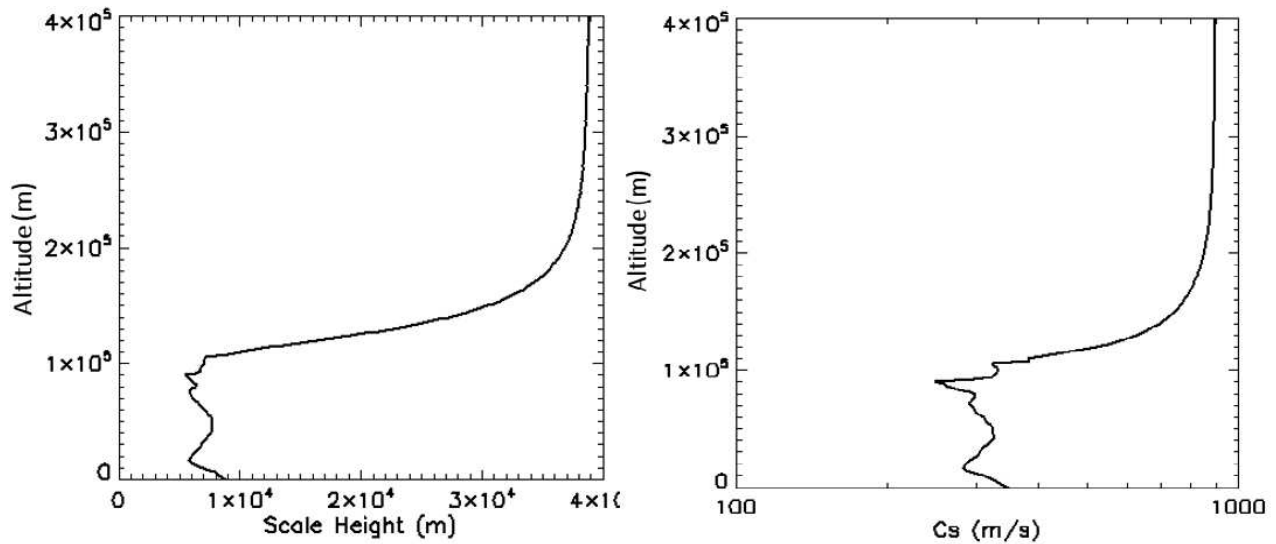


Figura 4.16: Perfil de (a) A altura da escala. (b) A velocidade do som.

A escala de altura é inversamente proporcional à força do campo gravitacional e mostra quão confinada é a atmosfera da Terra. O padrão de velocidade do som na atmosfera superior é mostrado a seguir na Figura 4.16(b), cujas únicas condições dependentes são temperatura e composição atmosférica; e não a altitude. Pode-se observar que o perfil exibe variabilidade semelhante à temperatura. Os sons são ondas e, em altas temperaturas, as moléculas têm maior energia cinética, se movem com mais vigor e se propagam mais rápido à medida que colidem em maior frequência.

A Figura 4.17 mostra um gráfico da capacidade específica de calor a pressão constante (C_p) e volume (C_v). O C_p se estende de 20,7 – 29,1 J/Kkg, enquanto o C_v abrange de 12,4 - 20,8 J/Kkg. Essa é a medida da energia necessária para elevar a temperatura de 1kg do gás atmosférico em 1K, a pressão e volume constantes. Similarmente ao C_p que tem uma magnitude maior em relação ao C_v porque quando o gás é aquecido a pressão constante, o trabalho externo é feito e, isso deixa pouca energia disponível para elevar a temperatura e, portanto, mais energia está sendo necessária.

Enquanto, em um volume constante, todo o calor que entra no sistema está sendo usado para elevar a temperatura, já que nenhum trabalho externo está sendo feito.

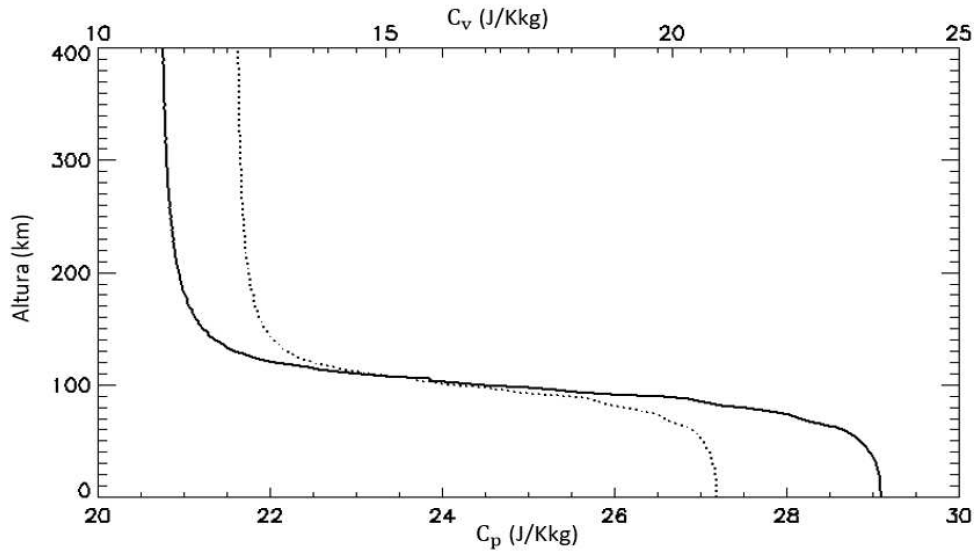


Figura 4.17: Perfil da capacidade específica de calor a pressão constante (linha contínua) e a volume constante (linha a tracejado).

A temperatura potencial (gráfico não mostrado aqui), representa a temperatura de um pacote de ar insaturado quando sua pressão é aumentada ou diminuída para 100 kPa. Exibe variabilidade variada em diferentes alturas atmosféricas. Acima da altura 100 km, a temperatura potencial exibe um aumento contínuo, confirmando a estabilidade desta região atmosférica. Da mesma forma, entre 0-10 km, um aumento na temperatura potencial pode ser visto em oposição à queda na temperatura real mostrando estabilidade.

A massa molecular média e a razão entre a capacidade específica de calor a pressão constante e a capacidade específica de calor a volume constante são dadas abaixo na respectiva ordem:

$$X_{MW} = \frac{1}{2}(X_{MW0} - X_{MW1}) \left[1 - \tanh\left(\frac{s-a}{\Delta a}\right) \right] + X_{MW1} \quad (4.2)$$

$$\gamma = \frac{1}{2}(\gamma_0 - \gamma_1) \left[1 - \tanh\left(\frac{s-b}{\Delta_b}\right) \right] + \gamma_1 \quad (4.3)$$

Os valores numéricos dos parâmetros que compreendem as equações (4.2) e (4.3) são mostrados na Tabela 4.2 abaixo, e eles descrevem o melhor ajuste para os dados do ano 2005 (TIME-GCM) (Vadas, 2007).

Tabela 4.2 Constantes para calcular a massa molecular média e a razão da capacidade específica de calor a pressão e volume constante

a	14.90
b	15.10
Δ_a	4.20
Δ_b	4.00
γ_0	1.40
γ_1	1.67
X_{MW0}	28.90
X_{MW1}	16.00
s	$\ln\left[\frac{1}{\rho}\right]$

FONTE: Vadas (2007); Paulino et al. (2012).

A Figura 4.18(a) mostra os perfis para a massa molecular média (X_{MW}) às 18: 00h do dia 08 de Abril, e o perfil que representa a razão da $\frac{c_p}{c_v}$. X_{MW} mostra uma diminuição de 28,8 kg/mol para 16,08 kg/mol, e Figura 4.18(b) um aumento de 1,40 para 1,7 - esta variação com a altura é devida à variabilidade na composição da espécie da atmosfera 0-150km (N_2 & O_2) 150-400 km (O).

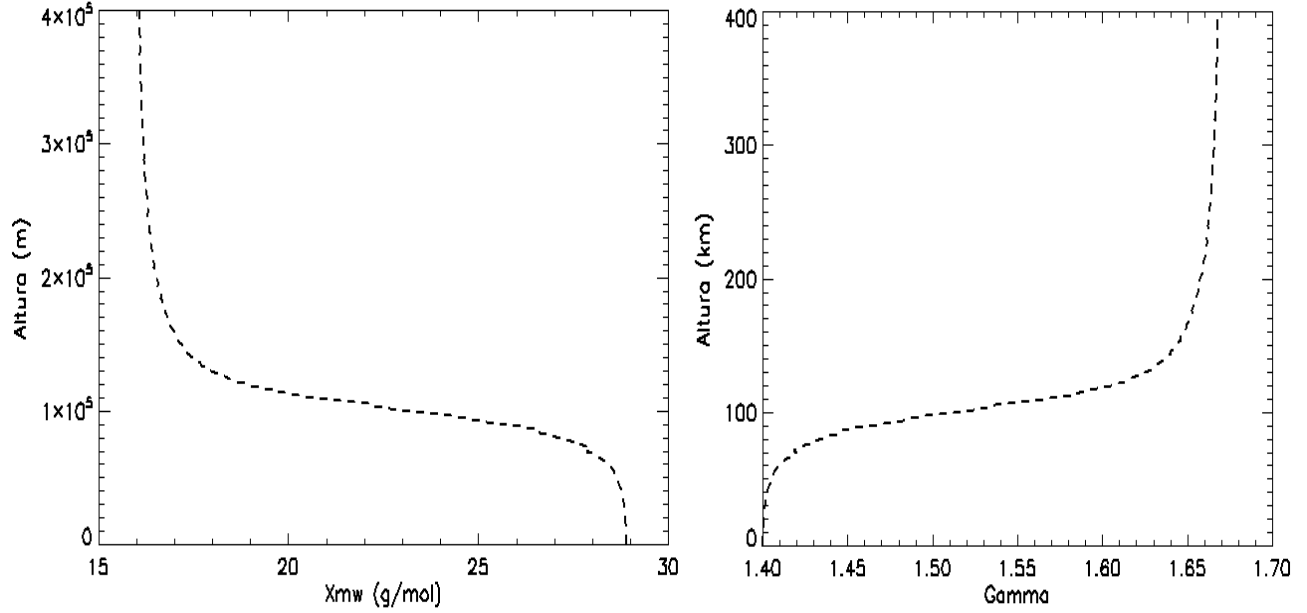


Figura 4.18: (a) Perfil para a massa molecular média para 18: 00 UT de 08/04/2005. (b) Perfil da razão da Capacidade Calorífica Específica (SHC) a pressão constante para SHC em volume constante.

Mais características intrínsecas das ondas gravidade foram obtidas. A frequência intrínseca de cada onda de gravidade foi calculada usando $\omega_I = \omega - kU - lV$ onde a frequência observada é ω , U é a velocidade do vento zonal, V é a velocidade do vento meridional, k e l representam os números de onda horizontais. Usando o número de onda vertical m , o comprimento de onda vertical foi calculado usando a relação especial Gossard-Hooke.

$$\lambda_z = \frac{2\pi}{m} \quad (4.4)$$

O número de onda vertical é estimado usando a relação de dispersão para ondas de gravidade.

$$m = \sqrt{\frac{k_H^2 N^2}{\omega_I^2} - k_H^2 - \frac{1}{4H^2}} \quad (4.5)$$

4.5 A Técnica de traçador de trajetória inverso

O modelo de traçador de trajetórias foi desenvolvido por Arthur Appel em 1968, quando ele teve um avanço na pesquisa que poderia gerar uma imagem seguindo o caminho da luz como pixels em um avião. No entanto, este trabalho de pesquisa inverte o procedimento acima e acrescenta mais realismo a ele, a fim de traçar os caminhos das GWs.

1. Todas as ondas gravidade são influenciadas pelos ventos atmosféricos com velocidade:

$V = (U, V, W)$ em tres dimensões. A equação 4.6 descreve o caminho do raio, enquanto a refração do vetor de onda ao longo do raio é explicada pela equação 4.7.

$$\bullet \frac{dk_i}{dt} = -k_j \frac{\partial V_j}{\partial x_i} - \frac{\partial \omega_{Ir}}{\partial x_i} \quad (4.6)$$

$$\bullet \frac{dx_i}{dt} = -V_i + \frac{\partial \omega_{Ir}}{\partial k_i} = V_i + c_{gi} \quad (4.7)$$

- $i, j =$ componentes dos parâmetros
- $x =$ posição espacial da onda
- $\omega_{Ir} =$ frequência intrínseca (parte real)
- $c_{gi} =$ velocidade do grupo de onda
- $U, V, W =$ Ventos Zonal, Meridional e Vertical respectivamente

2. As derivadas das velocidades de grupo e as frequências intrínsecas das ondas foram determinadas usando a relação de dispersão como dada na equação 4.8.

$$\omega_{Ir}^2 + \frac{v^2}{4} \left(\vec{k}^2 - \frac{1}{4H} \right)^2 \left(1 - \frac{1}{pR} \right)^2 \frac{1 + \delta_+ \frac{\delta^2}{Pr}}{1 + \frac{\delta_+^2}{2}} + \frac{v_+ m \omega_{Ir}}{H} + \frac{v^2 m^2}{PrH} = \frac{k_H^2 N^2}{\vec{k}^2 + \frac{1}{4H^2}} \quad (4.8)$$

3. Quatro equações diferenciais foram obtidas acima. Estas equações juntamente com as equações (4.6) e (4.7) são resolvidas numericamente usando a quarta ordem de Runge Kutta.
4. Todas as propriedades observadas e calculadas das ondas de gravidade e dos parâmetros (temperatura, vento zonal e meridional) representando a condição atmosférica incluindo

seus erros (resolução espacial e temporal de 2 km/2h foram alimentadas no modelo de traçado de trajetórias.

5. As quatro condições de parada impostas, verificam constantemente a velocidade da fase horizontal das ondas de gravidade com os ventos de fundo. Quando qualquer uma das condições é violada, isto é, quando a onda de gravidade se aproxima do nível crítico, a integração do traçado de trajetórias é terminada. Como tal, a GW não pode se propagar para a atmosfera superior e é absorvida. A ação da onda é calculada e a amplitude ao longo do caminho do raio incluindo os fatores de amortecimento ao longo do caminho percorrido.

Os critérios de parada são:

- a. $m^2 < 0$: Os GWs não podem se propagar verticalmente para cima.
- b. $\omega_{Ir} < 0$: GWs atingiram a camada crítica à medida que a frequência intrínseca se aproxima de zero e é provável que ela se quebre quando ultrapassar esse valor (Pramitha et al. 2014).
- c. $\lambda_z < 2\pi \left[\frac{(dv/dz)/v}{v} \right]^{-1}$ O comprimento de onda vertical λ_z deve ser menor que o valor da viscosidade cinemática para garantir que a viscosidade não se altere abruptamente para o evento de onda de gravidade no intervalo de tempo e na altura dissipativa.
- d. $c_g \leq 0.9c_s$: Cada onda individual no pacote deve viajar com uma velocidade menor que a velocidade do som.

$$c_g = \sqrt{c_{gx}^2 + c_{gy}^2 + c_{gz}^2} \quad (a)$$

$$c_{gx} = \frac{k}{\omega_{IrB}} \left[\frac{N^2(m^2 + 1/4H^2)}{(k^2 + 1/4H^2)^2} - \frac{v^2}{2} \left(1 - \frac{1}{Pr}\right)^2 \left(k^2 - \frac{1}{4H^2}\right) \frac{(1 + \delta_+ + \delta^2/Pr)}{(1 + \delta_+/2)^2} \right] \quad (b)$$

$$C_{gy} = \frac{l}{\omega_{Ir}B} \left[\frac{N^2(m^2 + 1/4H^2)}{(k^2 + 1/4H^2)^2} - \frac{v^2}{2} \left(1 - \frac{1}{Pr}\right)^2 \left(k^2 - \frac{1}{4H^2}\right) \frac{(1 + \delta_+ + \delta^2/Pr)}{(1 + \delta_+/2)^2} \right] \quad (c)$$

$$C_{gz} = \frac{-m}{\omega_{Ir}B} \frac{k_H^2}{(k^2 + 1/4H^2)^2} - \frac{m}{\omega_{Ir}B} \frac{v^2}{2} \left(1 - \frac{1}{Pr}\right)^2 \left(k^2 - \frac{1}{4H^2}\right) \frac{(1 + \delta_+ + \delta^2/Pr)}{(1 + \delta_+/2)^2} +$$

$$+ \frac{m}{\omega_{Ir}B} \frac{v^4(1-1/Pr)^4}{16H^2\omega_{Ir}^2} \frac{(k^2 - 1/4H^2)^2}{(1 + \delta_+/2)^3} - \frac{m}{\omega_{Ir}B} \frac{v^2}{PrH^2} - \frac{1}{\omega_{Ir}B} \frac{v_+\omega_{Ir}}{2H} \quad (d)$$

O modelo então traça as ondas de gravidade para trás e calcula sua amplitude, número de onda como uma função de x , y , z e t . ou seja, as coordenadas zonais, coordenadas meridionais, coordenadas verticais e temporais, respectivamente (Vadas et al., 2009). A relação de dispersão de GWs implementada neste trabalho de pesquisa considera o efeito da viscosidade cinemática e da difusividade térmica. Isto pode ser escrito como:

$$m^2 = \frac{k_H^2 N^2}{\omega_{Ir}^2 (1 + \delta_+ + \delta^2/Pr)} \left[1 + \frac{v^2}{4\omega_{Ir}^2} \left(k^2 - \frac{1}{4H^2}\right)^2 \frac{(1 - Pr^{-1})^2}{(1 + \delta_+/2)^2} \right]^{-1} - k_H^2 - \frac{1}{4H^2} \quad (4.9)$$

em que,

$$k_H^2 = k^2 + l^2, \mathbf{k}^2 = k_H^2 + m^2, \delta = \frac{vm}{H\omega_{Ir}}, \delta_+ = \delta(1 + Pr^{-1}), v_+ = v(1 + Pr^{-1}).$$

Esta relação de dispersão dissipativa produz a seguinte equação de dispersão anelástica de GW, negligenciando o arrasto iônico, a difusão induzida por ondas e outros fatores dissipativos, como a viscosidade cinética e a difusividade térmica.

$$\omega_{Ir}^2 \cong \frac{N^2(k^2 + l^2)}{k^2 + l^2 + m^2 + \frac{1}{4H^2}} \quad (4.10)$$

e a frequência intrínseca é dada como $\omega_{Ir} = \omega - kU - lV$, k e l são o vetor de número de onda meridional e zonal respectivamente, enquanto U e V são os componentes de vento meridional e zonal respectivamente. Considerando um espaço 3D, as equações do traçador de trajetórias para

GWs são dadas por:

$$\bullet \frac{dx}{dt} = U + \frac{k(N^2 - \omega_{Ir}^2)}{\omega_{Ir}\Delta} \quad (4.11)$$

$$\bullet \frac{dy}{dt} = V + \frac{l(N^2 - \omega_{Ir}^2)}{\omega_{Ir}\Delta} \quad (4.12)$$

$$\bullet \frac{dz}{dt} = -\frac{m(\omega_{Ir}^2 - f^2)}{\omega_{Ir}\Delta} \quad (4.13)$$

$$\bullet \frac{dk}{dt} = -k \frac{\partial U}{\partial x} - l \frac{\partial V}{\partial x} - \frac{1}{2\omega_{Ir}\Delta} \left[\frac{\partial N^2}{\partial x} (k^2 + l^2) - \frac{\partial \alpha^2}{\partial x} (\omega_{Ir}^2 - f^2) \right] \quad (4.14)$$

$$\bullet \frac{dl}{dt} = -k \frac{\partial U}{\partial y} - l \frac{\partial V}{\partial y} - \frac{1}{2\omega_{Ir}\Delta} \left[\frac{\partial N^2}{\partial y} (k^2 + l^2) - \frac{\partial \alpha^2}{\partial y} (\omega_{Ir}^2 - f^2) \right] - \frac{f}{\omega_{Ir}\Delta} \frac{df}{dy} (m^2 + \alpha^2) \quad (4.15)$$

$$\bullet \frac{dm}{dt} = -k \frac{\partial U}{\partial z} - l \frac{\partial V}{\partial z} - \frac{1}{2\omega_{Ir}\Delta} \left[\frac{\partial N^2}{\partial z} (k^2 + l^2) - \frac{\partial \alpha^2}{\partial z} (\omega_{Ir}^2 - f^2) \right] \quad (4.16)$$

em que, $\Delta = k^2 + l^2 m^2 + \alpha^2$, e $\alpha = 1/2H$ (Pramitha et al., 2014).

Um extenso detalhe do algoritmo de traçador de trajetórias inverso empregado neste estudo foi publicado por Paulino et al. (2012) e Pramitha et al.(2014).

CAPÍTULO 5

5.0 Resultados e discussão

Este capítulo destaca e discute os resultados obtidos a partir da observação de ondas gravidade detectadas na noite do eclipse e discute os seguintes tópicos:

- Características observadas dos eventos de ondas gravidade observadas nas imagens de OH airglow;
- O caminho reverso e o local de origem da onda, conforme obtido pelo traçador de trajetórias;
- A verificação se as ondas observadas em 08 de Abril foram originadas do eclipse .
- Estudo de eventos meteorológicos que poderiam ter induzido as ondas.

5.1 Propriedades das ondas de gravidade observadas

Análises das imagens de aeroluminescência obtidas no Nordeste do Brasil, em São João do Cariri, em 08 de Abril de 2005 possibilitou o estudo de algumas ondas entre os horários das 19:00 às 23:00 UT. Dos 10 eventos observados, 5 deles são discutidos no presente estudo.

A Tabela 5.1 exhibe as características observadas das ondas de gravidade: A Amplitude (A), o comprimento de onda horizontal (λ_H) com erro $< 5\%$, a direção de propagação (θ), Período (T) com erro $< 4\%$ e Velocidade de fase (c_H) estimada pela análise do espectro de FFT discutida no capítulo 4.

Tabela 5.1: Características observadas das ondas de gravidade detectadas nas imagens de OH

airglow em OLAP, São João do Cariri.

Evento (#)	Tempo (UTC)	T (min)	λ_H (km)	θ ($^\circ$)	c_H (m/s)
01	20:22:24	26.3	90.2	139.8	57.2
02	21:33:18	66.9	144.5	131.2	36.0
03	22:56:25	64.2	125.8	125.0	32.7
04	23:29:46	40.8	142.0	142.0	58.0
05	23:58:53	35.0	149.2	150.9	71.0

Os dados apresentados na Tabela 5.1 representam os eventos escolhidos que serão extensivamente estudados e rastreados. Os componentes de vento horizontal U e V foram obtidos pelo radar meteorológico e a temperatura correspondente foi medida pelo instrumento SABER, conforme discutido nos capítulos anteriores. A frequência da onda foi calculada usando $f = \frac{1}{T}$, e os comprimentos de onda foram obtidos a partir dos vetores de onda observados, $\lambda_x = \frac{2\pi}{k_x}$, $\lambda_y = \frac{2\pi}{k_y}$, $\lambda_z = \frac{2\pi}{k_z}$, e $\lambda_H = \frac{2\pi}{k_H}$. A frequência angular e a frequência intrínseca foram calculadas usando $\frac{2\pi}{T}$ e $\omega_o - k_x U - k_y V$ respectivamente. A componente de vento zonal estava na direção leste enquanto o meridional se movia para o norte.

A Figura 5.1 mostra um gráfico de barras dos comprimentos de onda e períodos observados com

o evento 1 tendo os menores valores de ambos, enquanto o evento 5 tem o comprimento de onda máximo com a média de ~175 km. Pode-se notar que o comprimento de onda observado teve um desvio padrão de 24,1 km e valor médio de 130,3 km. Além disso, o período médio observado é 46.6 min. Este resultado concorda favoravelmente com os resultados do estudo de (Taylor et al., 2009; Essien et al., 2018; e Paulino et al. (2010 & 2017) para São João do Cariri. Assim, pode-se concluir com confiança que os comprimentos de onda observados são bons representantes das ondas gravidade observadas nessa localidade.

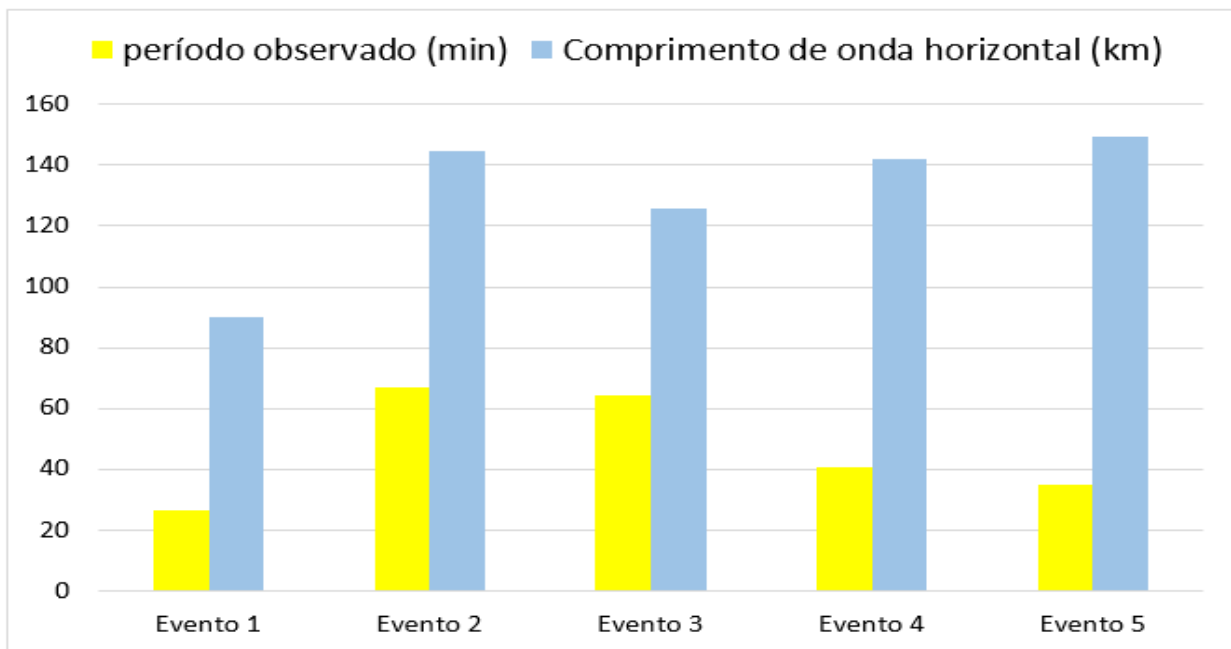


Figura 5.1: Gráfico de barras para os períodos observados e comprimentos de onda horizontais das ondas gravidade observadas em 08 de Abril de 2005.

A comparação dos parâmetros observados desses eventos de 5 ondas com os estudos de autores anteriores permitiram a classificação dessas como ondas de gravidade de média escala (MSGWs, do Inglês “medium-scale gravity waves”) porque seu comprimento de onda horizontal, período e

velocidade de fase correspondem aos critérios de MSGWs fornecidos por outros autores na Tabela 5.2.

Tabela 5.2: Características observadas de MSGWs em diferentes locais de observação

Local do observatório	λ_H (km)	c_H (ms^{-1})	T (min)	Autores
Cachoeira Paulista	~60	~80	~35	Medeiros et al., 2003
Brasília	100-150	20-80	20-40	Taylor et al., 2009
Cariri	100-150	20-60	40-60	Taylor et al., 2009
Cariri	50-200	40-120	20-60	Essien et al., 2018
Cariri	90.2-149.2	32.7-71.0	26.3-66.9	Trabalho atual

5.2 Direção de Propagação

A Figura 5.2 mostra a direção de propagação dos 5 eventos. A partir do gráfico polar, vê-se que todas as ondas estão se propagando no Sudeste com um azimute aproximado $\sim 134^\circ$. Isto está de acordo com os resultados obtidos em estudos anteriores para o mesmo observatório (Essien et al. 2018; Medeiros et al, 2003; Alexander et al, 2006). O gráfico polar, no entanto, revela a direção de propagação preferencial exibida por todas as ondas de gravidade.

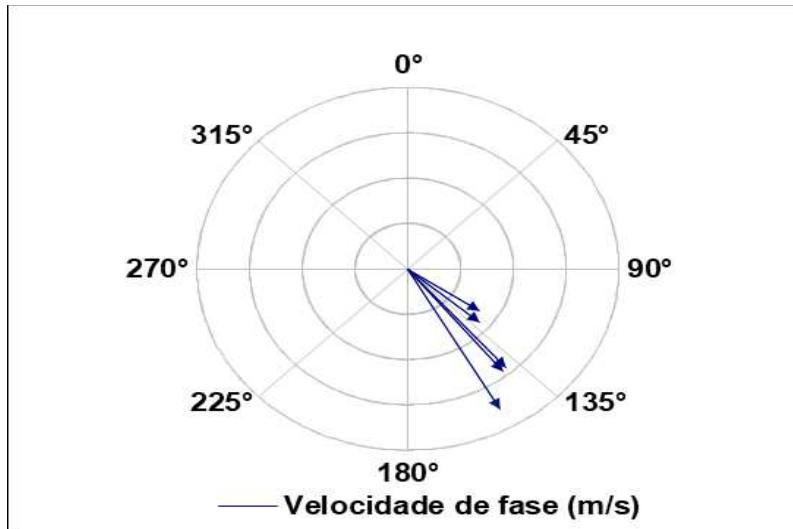


Figura 5.2: Gráfico de bússola mostrando as velocidades de onda e direção de propagação.

Essa anisotropicidade pode ser atribuída aos fatores abaixo:

- Localização da fonte da onda de gravidade: Processo de filtragem de AGWs pelo vento de fundo: A aplicação da teoria de nível crítico auxiliará essa discussão e será discutida. Maiores detalhes também podem ser encontrados nos trabalhos de (Hines e Reddy, 1967; Fritts, 1979, Medeiros et al., 2003; Campos et al., 2016; Essien, 2018). Os autores revelaram que as ondas gravidade observadas têm uma preferência em sua direção de propagação.

A Figura 5.3 mostra o impacto do vento atmosférico no período e na direção das ondas. Revela a diferença entre o período intrínseco das ondas que carece de resistência atmosférica e o período observado com influência dos ventos atmosféricos. O gráfico revelou que o vento atmosférico acelerou os períodos. Usando a equação 5.1

$$\omega_l = \omega_0 - k_H \cdot U \quad (5.1)$$

Quando a onda de gravidade está viajando anti-paralela à direção do vento, o segundo termo no lado esquerdo da Equação 5.1 se tornaria negativo, forçando perpetuamente a frequência observada a ser menor que a frequência intrínseca, o que resulta invariavelmente no aumento de frequência. O período observado em relação ao período intrínseco; e vice-versa sempre que a onda de gravidade se propaga na mesma direção que os ventos atmosféricos. Neste caso, as ondas de gravidade viajaram a uma velocidade de fase observada muito baixa.

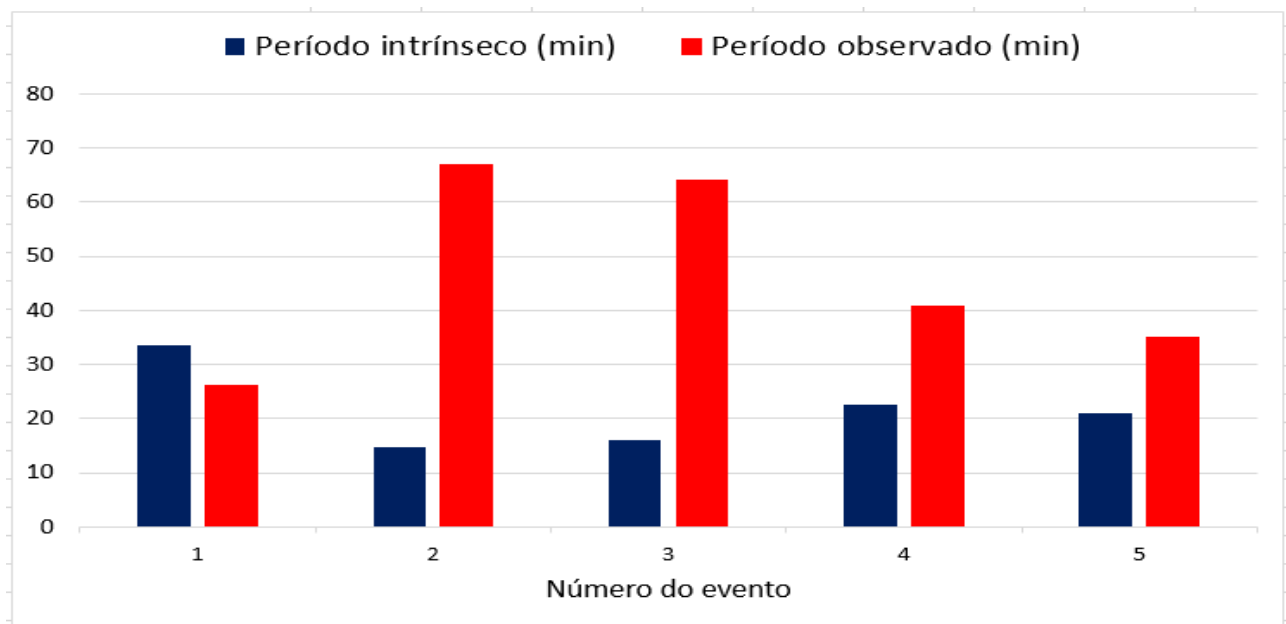


Figura 5.3: Gráficos de gráfico de barras dos períodos (a) Intrínseco e (b) Períodos observados.

Resultados de Rastreamento de trajetórias

Vada e Fritts (2009) propuseram a possibilidade de utilizar a técnica de RRT para determinar a amplitude das ondas gravidade propagando-se sob a influência dos ventos atmosféricos, temperatura, densidade e outras condições atmosféricas. Para observar os efeitos dessas condições, as Figuras 5.4 a 5.8 apresenta os resultados do traçador de trajetórias para eventos selecionados

em uma seção transversal de altitude-tempo. Os (painéis a) mostram os caminhos dos raios para os eventos de onda traçados a partir da camada OH (87 km) até a troposfera, considerando as condições de vento normal e zero.

No painel (a), a linha azul quebrada representa a condição de vento zero enquanto a linha preta sólida representa a condição de vento modelada que neste estudo é uma combinação de medidas do radar SKYiMET e do modelo HWM-14, e os círculos sombreados representa os locais de origem.

Observou-se que o Evento 1 foi gerado às 17:00 UT na troposfera e viajou por 202 min antes de ser detectado pelo ASI. Similarmente, os eventos 2, 3, 4 e 5 percorreram 833 min, 686 min, 319 min e 268 min, respectivamente, antes de atingirem a camada de emissão OH onde foram detectados. Eventos 2, 3, 4 e 5 com um comprimento de onda horizontal aproximado

$\lambda_H \cong 140 \text{ km}$ propagou-se de uma fonte de $\cong 1300 \text{ km}$ distante do observatório, tornando improvável o eclipse como fonte desses eventos. O evento 1, no entanto, teve uma distância de viagem mais curta e uma fonte muito mais próxima ($\sim 700\text{km}$) para o noroeste do site. A Tabela 5.3 fornece os destaques do tempo de viagem dessas ondas.

Event 01

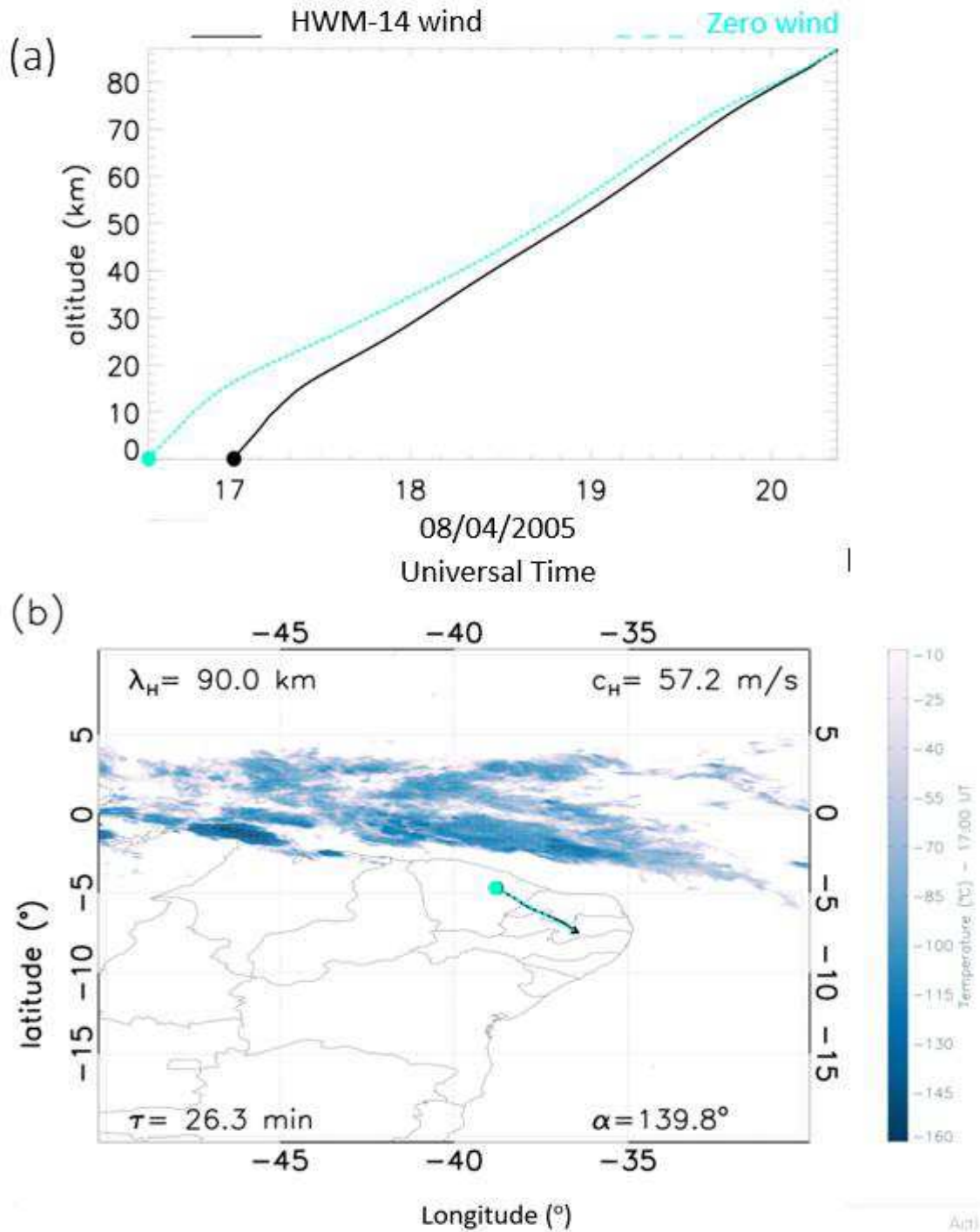


Figura 5.4: Caminhos de raio para os evento de onda #1: (painéi-a): trajetória de onde-Vertical em função do tempo, considerando as condições de ausência de vento e vento normal; (painéi-b): seções transversais da trajetória horizontal com atividades convectivas (nuvens azuis) sobre traçados.

Event 02

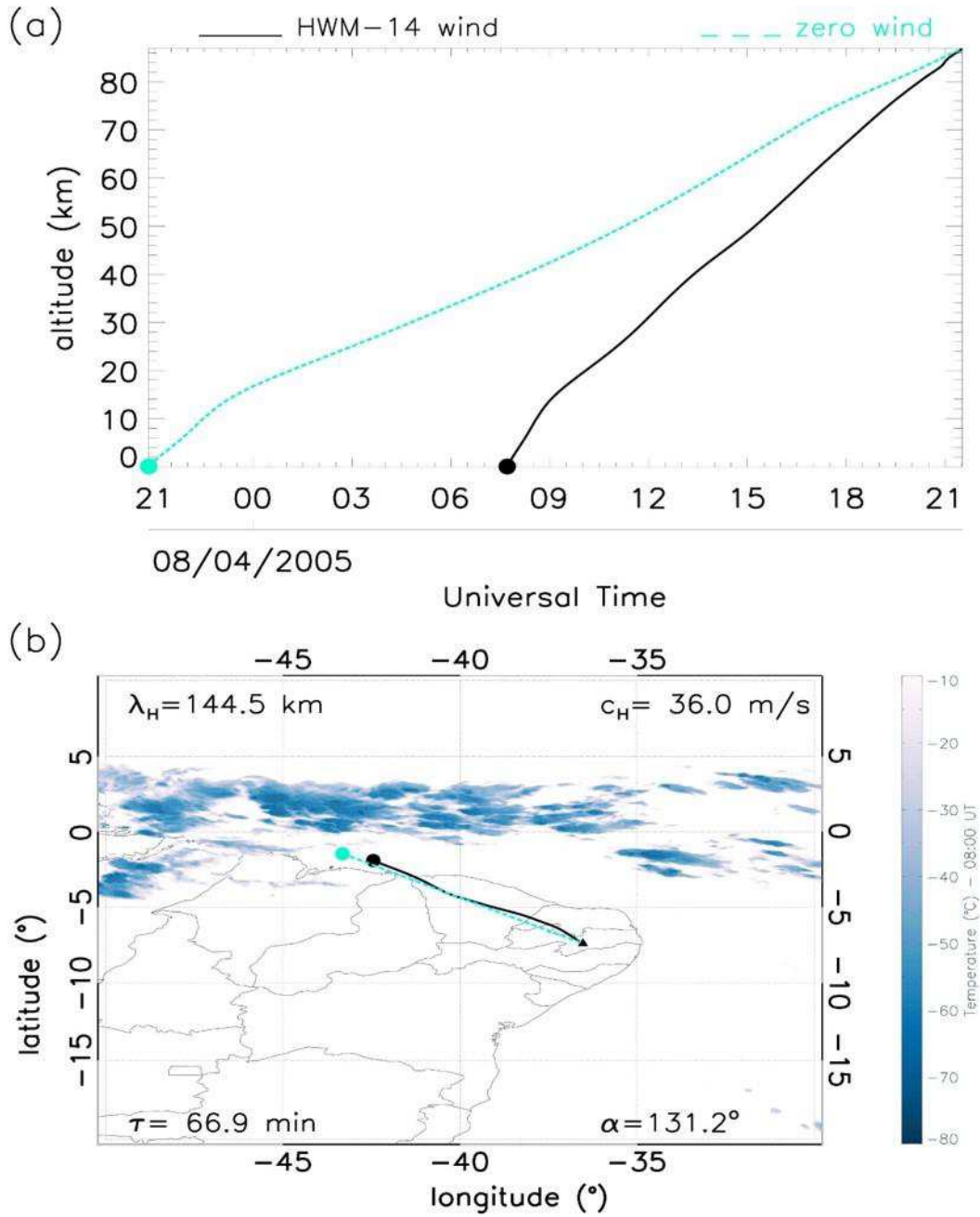


Figura 5.5: Mesmo que Figura 5.4, para o Evento de Onda #2

Event 03

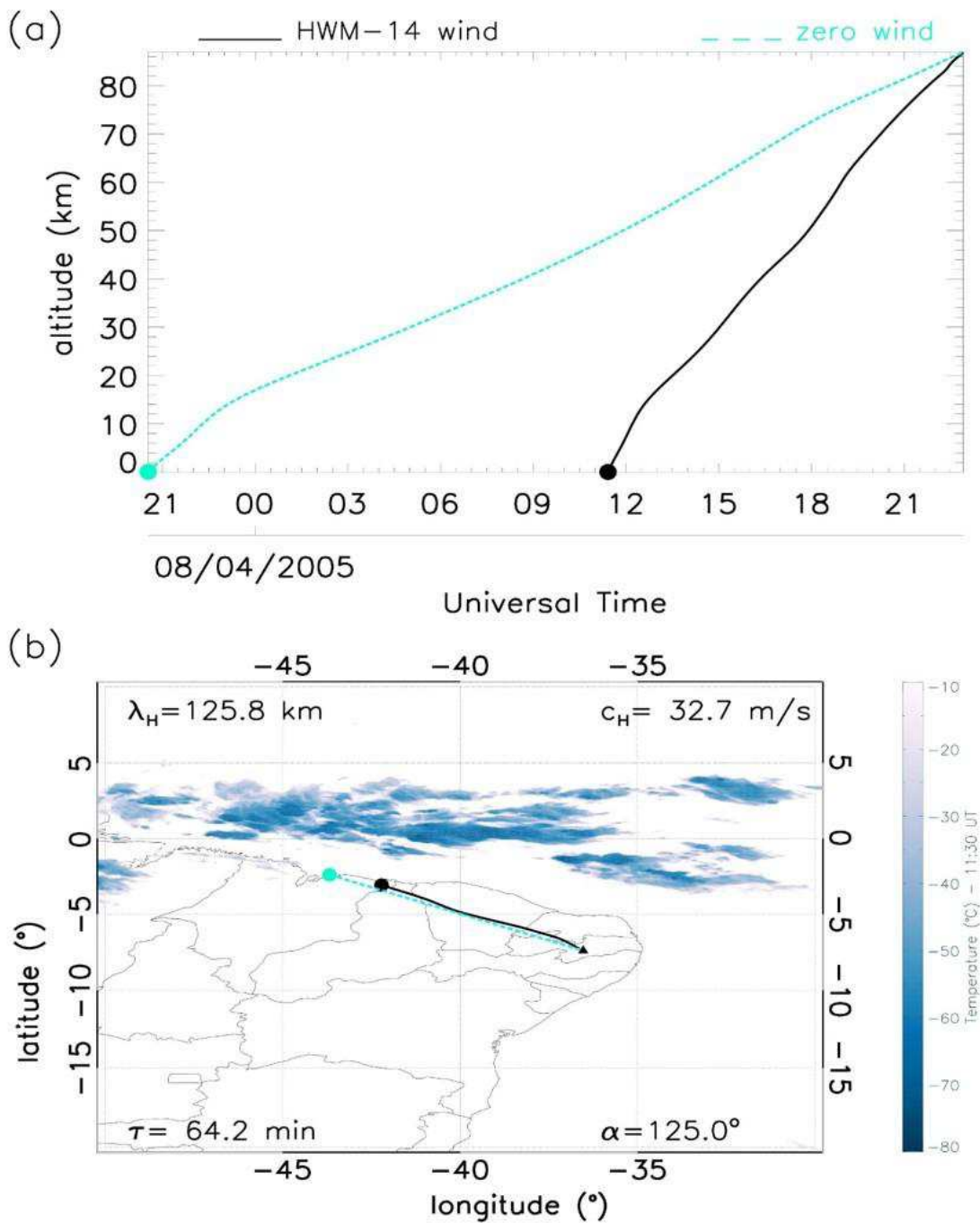


Figura 5.6: Mesmo que Figura 5.4, para o Evento de Onda #3

Event 04

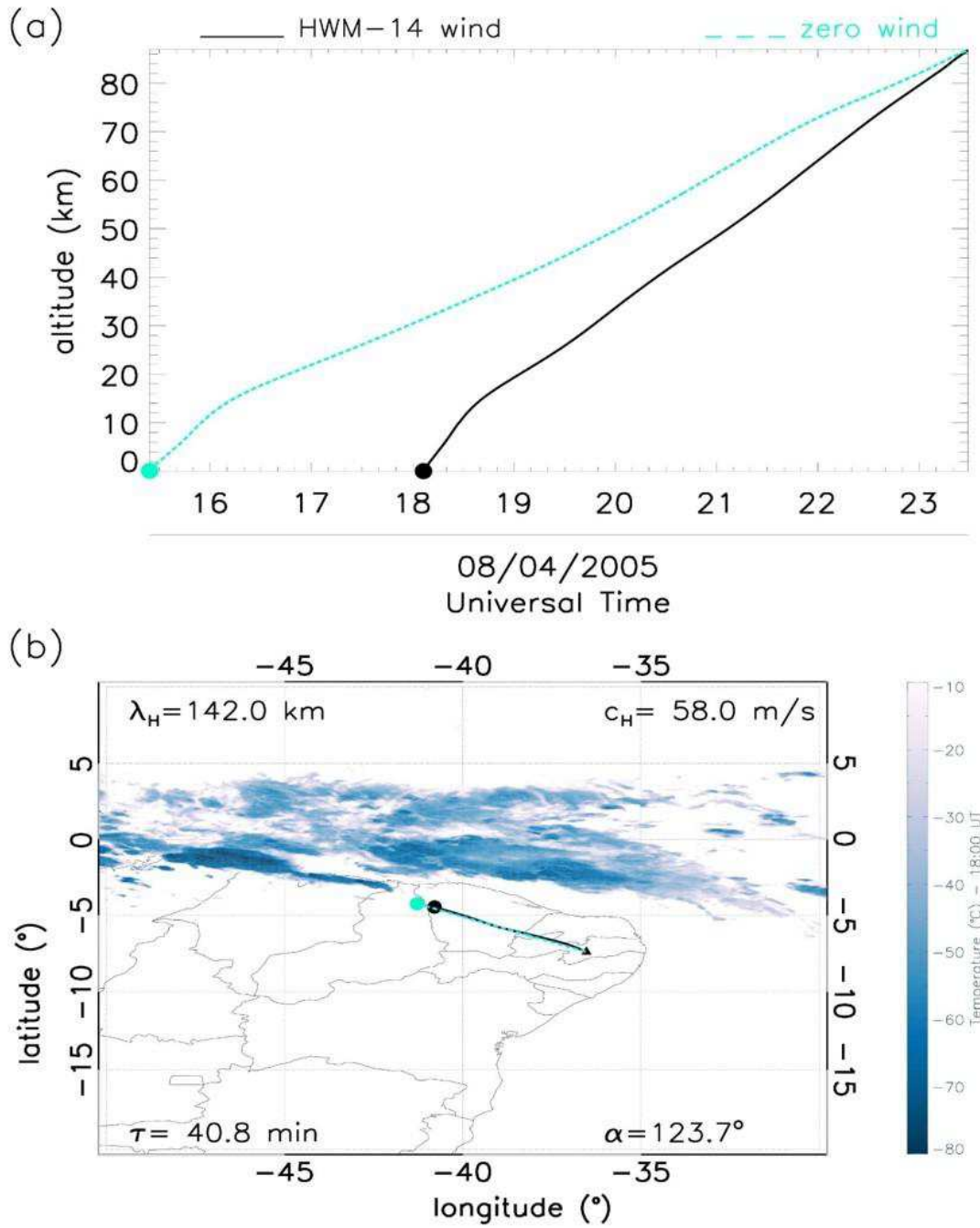


Figura 5.7: Mesmo que Figura 5.4, para o Evento de Onda #4

Event 05

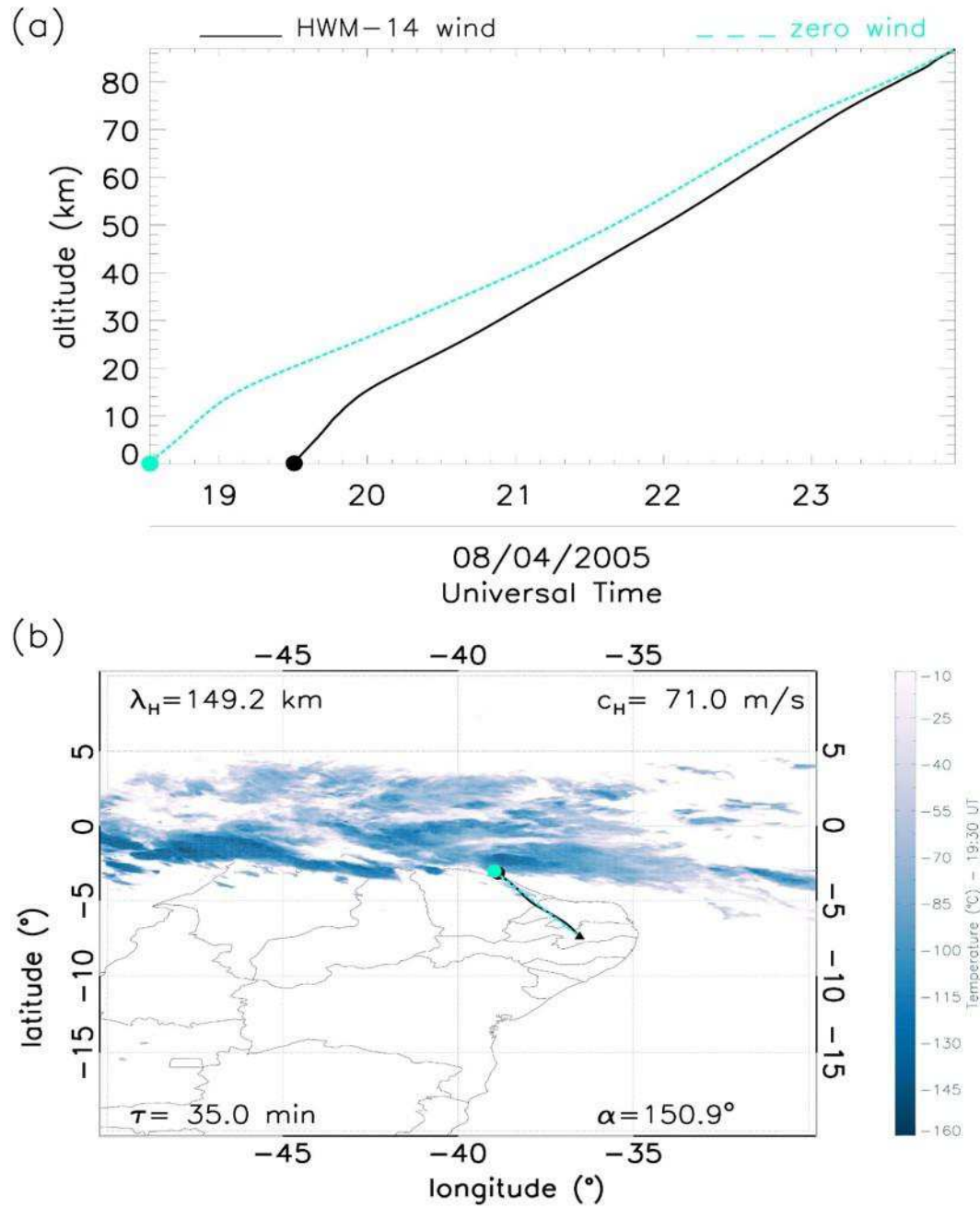


Figura 5.8: Mesmo que Figura 5.4, para o Evento de Onda #5

Tabela 5.3: Eventos de onda gravimétrica medidos em escala média em São João do Cariri.

Evento #	Hora de início (UTC)	Duração (hr)	τ_i (min)	τ_o (min)	\emptyset (°)	c_H (m/s)	λ_H (km)
01	17:00:00	03:22:24	33,4	26,3	139,8	57,2	90,2
02	07:40:00	13:53:00	14,7	66,9	131,2	36,0	144,5
03	11:30:00	11:26:25	16,0	64,2	125,0	32,7	125,8
04	18:10:00	05:19:46	22,7	40,8	142,0	58,0	142,0
05	19:30:00	04:28:53	21,0	35,0	150,9	71,0	149,2

Aplicando ambas as condições de vento para o evento de onda 1, que tem um comprimento de onda horizontal de 90 km, velocidade de fase de 57,2 m/s, azimute de 139,8°, período de 26 minutos e comprimento de onda horizontal de 90 km. Uma ligeira mudança pode ser observada para a seção transversal horizontal e vertical, pois o vento não impactou tremendamente a onda gravidade, como mostrado na trajetória na baixa troposfera. A mesma observação pode ser vista no evento 5.

Entretanto, nos eventos 2, 3 e 4, uma grande variabilidade pode ser observada a partir de 70 km abaixo, pois a condição do vento atmosférico (linha preta) se afasta muito da condição de vento nulo (linha azul) durante a trajetória até as camadas troposféricas. Estes 4 eventos são muito suscetíveis ao efeito dos ventos atmosféricos tanto para as seções horizontais quanto verticais. O vento utilizado para calcular a trajetória entre 0 e 80 km foi obtido a partir do modelo HWM, enquanto o radar meteórico forneceu medições para alturas de 81 a 87 km. Estas ondas de gravidade são traçadas através de ambas as condições de vento para obter uma melhor compreensão das incertezas associadas com a localização da fonte estimada e o tempo de geração

(Vadas et al., 2009).

As Figuras 5.4-5.8 (painéis-b) mostram seções transversais de trajetória horizontal traçadas no mapa de São João do Cariri com uma sobreposição da condição de nuvem para mostrar os processos convectivos (nuvens azuis) em tempo real. Estes painéis mostram a localização geográfica de cada fonte de onda de gravidade para as várias combinações de ventos. O triângulo sombreado em preto representa a localização exata do observatório OLAP, enquanto os círculos sombreado representam os locais de origem.

Para a condição de vento nulo, a provável localização da fonte (círculo azul) dessas ondas fica mais distante (oeste) da localização da fonte (círculo preto) para a condição atmosférica normal. No entanto, para ambas as condições, as ondas gravidade vêm de regiões próximas à zona convectiva, como pode ser visto nos painéis inferiores da Figura 5.5, o que sugere que esses GWs podem ter sido induzidos por essa convecção.

Estes resultados descartaram o eclipse como sendo a fonte dessas ondas gravidade porque uma onda induzida pelo eclipse teria uma fonte na alta estratosfera devido ao drástico resfriamento da camada de ozônio (Bojkov, 1968; Randhawa, 1968) e não em a baixa troposfera, conforme colocado pelo RRT.

Observa-se que os eventos 2, 3, 4 e 5 têm suas fontes muito próximas das regiões convectivas, no entanto, o evento 1 está a poucos quilômetros de distância.. No entanto, isso está em excelente concordância porque atividades convectivas intensas no exato momento da geração de ondas foram observadas na zona de convergência intertropical (ITCZ). Isto está em boa correlação com Wrasse et al. (2006) que as ondas gravidade observadas no Cariri com velocidade de fase (10-55 m/s) remontam à troposfera localizada a cerca de 1000 km do observatório.

Além disso, Wrasse et al. (2006) iniciou uma atividade de observação de ondas no Cariri as suas

fontes localizadas ao norte e noroeste do local do observatório, onde há intensa atividade convectiva. Por exemplo, os eventos 2, 3, 4 e 5 têm as suas fontes muito próximas da célula convectiva, pois são muito dispendiosos.

A zona de Convergência Intertropical (ITCZ, do Inglês “intertropical convergence zone”) mostrado na Figura 5.9 é uma faixa estreita de convecção profunda em torno do equador (Raymond, et al., 2005). A figura mostra a posição do observatório Cariri em relação ao Cinturão da ITCZ. Esta é uma zona de baixa pressão atmosférica com diferentes posições médias em relação ao Efeito Coriolis e à insolação solar (Guojun e Zhang, 2002). Como a ITCZ se manifesta por sua associação com convecção e precipitação, é então um potente fator de controle nas convecções troposféricas (Lindzen e Nigam, 1987).

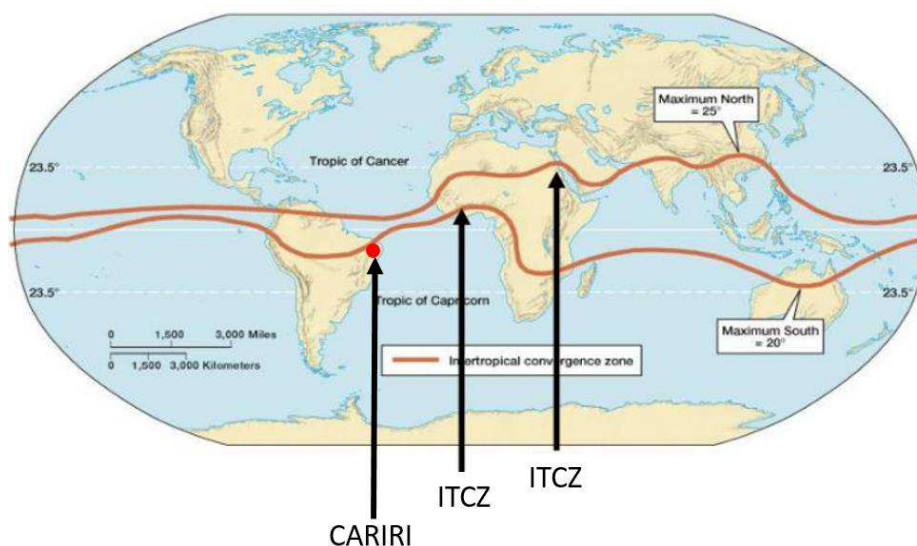


Figura 5.9: A zona de convergência intertropical relativa à localização do observatório. O círculo sólido vermelho representa a posição do observatório de São João do Cariri.

FONTE: Dayton (2014).

Dados de nuvens do período de estudo foram obtidos do satélite GOES 12. O GOES 12 é um satélite meteorológico gerenciado como parte do sistema de Satélite Ambiental Operacional

Geoestacionário da Administração Oceânica e Atmosférica Nacional. Esses dados estão disponíveis no site do Center for Weather Forecasting and Climate Studies: <http://satelite.cptec.inpe.br/pedidoweb/pedido.formulario.logic>. Uma sobreposição dos dados temperatura do topo de nuvem sobre os resultados do traçador de trajetórias apontou que os processos convectivos na Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) são prováveis fontes dessas ondas.

De acordo com Vadas e Fritts (2004), GWs gerados a partir de fontes convectivas geralmente têm grandes comprimentos de onda horizontais como é o caso das ondas estudadas nesse trabalho.

Quando as ondas de gravidade se propagam para a atmosfera superior, elas encontram uma região de absorção chamada nível crítico. Esta região marca onde os componentes do vento horizontal anulam a velocidade da fase horizontal da onda. Esta região é muito importante, pois decide sobre a propagação da onda de gravidade. A partir da relação de Gossard e Hooke, a frequência intrínseca da onda de gravidade sob a influência de ambos os componentes do vento horizontal é descrita como:

$$\omega_I = \vec{k} \cdot (\vec{c} - \vec{v}) \quad (5.2)$$

\vec{k} representa a magnitude do vetor de onda horizontal, \vec{v} são os dois componentes do vento horizontal, e \vec{c} é a velocidade de fase horizontal observada das ondas gravidade (Gossard & Hooke, 1975). É uma versão de horizontal horizontal das ondas gravidade (Gossard & Hooke, 1975), ω_I é positivo, quando é mais lento, ω_I é negativo, em que $\vec{c} = \omega/k$, ω é a frequência observada e, portanto, a equação 5.1 acima pode ser expressa como

$$\omega_I = \omega \left(1 - \frac{\vec{v}}{\vec{c}}\right) \quad (5.3)$$

Esta equação pode ser reescrita em termos dos componentes horizontais; ventos zonais e meridionais.

$$\omega_I = \omega \left(1 - \frac{v_z \cos \phi i + v_x \sin \phi j}{\vec{c}} \right) \quad (5.4)$$

Onde i e j são vetores unitários na direção zonal (oeste-leste) e meridional (norte a sul), e ϕ é o azimuth. Assim, quando uma onda de gravidade encontra um nível crítico e sua velocidade de fase é igual ao vento de fundo ($\vec{c} = \vec{v}$, $\omega_I \rightarrow 0$), será absorvido (Campos et al., 2016; Medeiros et al., 2003; Essien et al., 2018). Usando a condição acima, a seguinte relação pode ser escrita:

$$\vec{c} = v_z \cos(\phi) i + v_m \sin(\phi) j \quad (5.5)$$

A equação acima (5.5) pode ser utilizada para construir um gráfico polar da velocidade de fase para cada azimuth, conhecendo os ventos meridionais e zonais. Os diagramas de bloqueio na Figura 5.10-5.14 permite a detecção de regiões onde $\omega_I \leq 0$ para a noite de 08 de Abril de 19:27 a 23:58 UT para altitudes abaixo da camada de emissão OH. As regiões vermelha representa a medida do vento pelo radar meteorológico enquanto as regiões pretas representam o veto pelo modelo HWM, e ambas significam as áreas de bloqueio. A teoria do processo de filtragem das ondas gravidade não permite que as ondas se propaguem para a região sombreada devido à ação de níveis críticos (Medeiros et al., 2003; Campos et al., 2016; Paulino et al., 2018).

A comparação da previsão da direção e magnitude da região proibida está quase em total concordância com a direção de propagação real dessas ondas de gravidade. Pode ser visto que as magnitudes das velocidades de fase dos eventos 1, 4 e 5 são maiores que as regiões de bloqueio. Os eventos restantes, 02 e 03, embora não equipados com velocidades de fase suficientemente grandes, foram capazes de escapar dos níveis críticos, propagando-se em ângulos peculiares que facilitavam a fuga dessas ondas. Portanto, esses diagramas de bloqueio explicam satisfatoriamente a propagação de ondas de gravidade para sudeste ao longo de boa parte da noite, mesmo tendo fontes convectivas que geram ondas capazes de se propagara para sul e sudoeste.

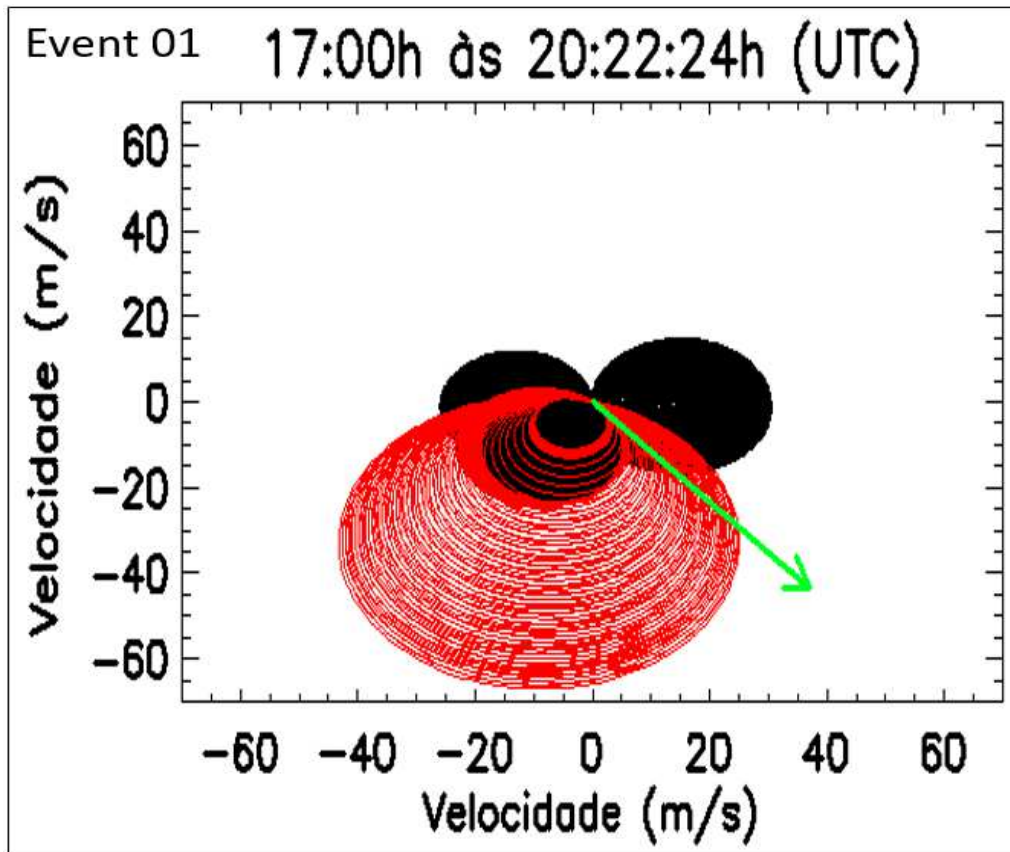


Figura 5.10: Diagrama de bloqueio para evento 01 de onda observados na camada OH (0 a 87 km). A seta verde mostra a magnitude e direção da velocidade de fase/movimento de cada onda de gravidade. A região sombreada indica a magnitude e direção da região restrita para propagação de onda para a camada OH na noite de 08 de Abril de 2005.

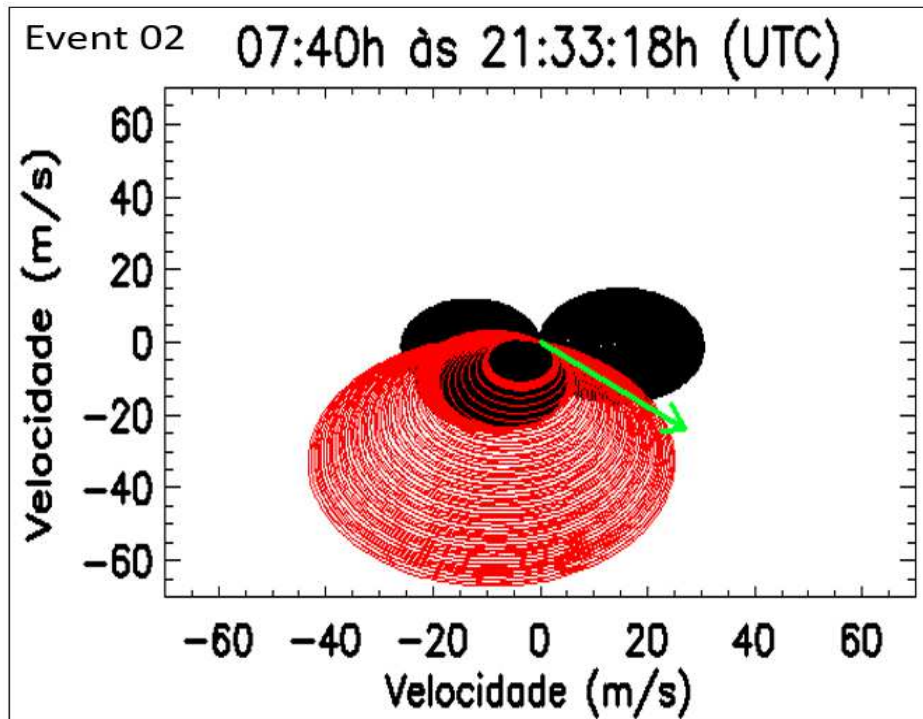


Figura 5.11: Mesmo que Figura 5.10, para o evento de onda #2.

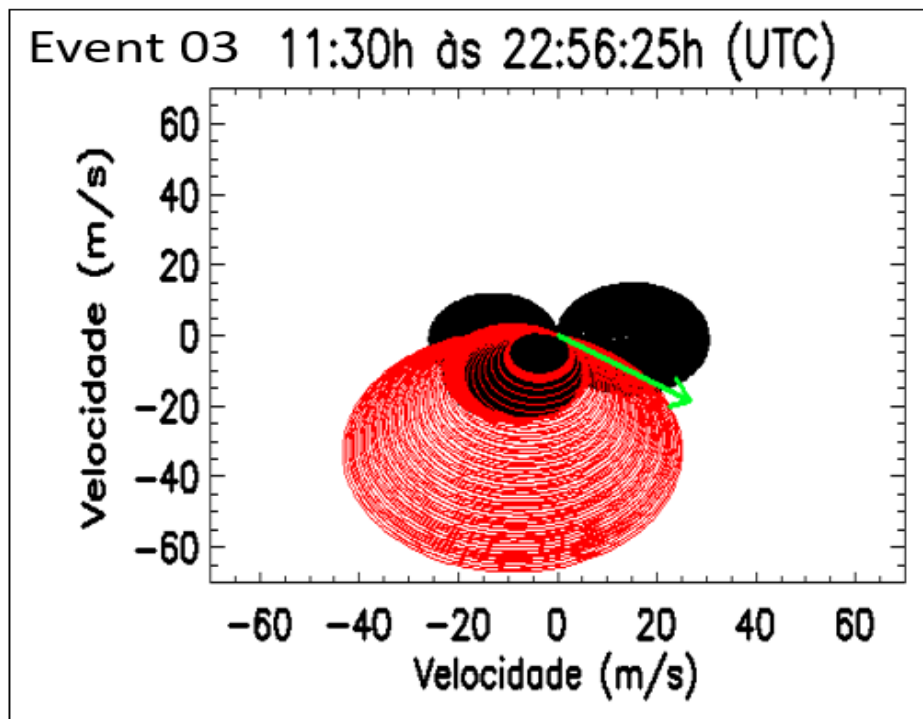


Figura 5.12: Mesmo que Figura 5.10, para o evento de onda #3.

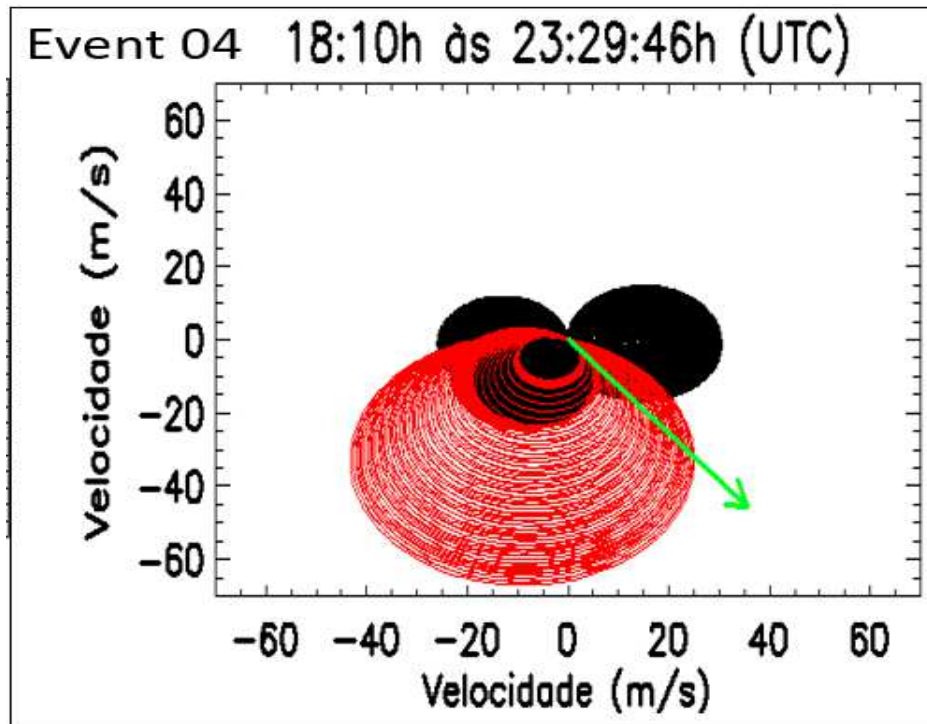


Figura 5.13: Mesmo que Figura 5.10, para o Evento de Onda #4.

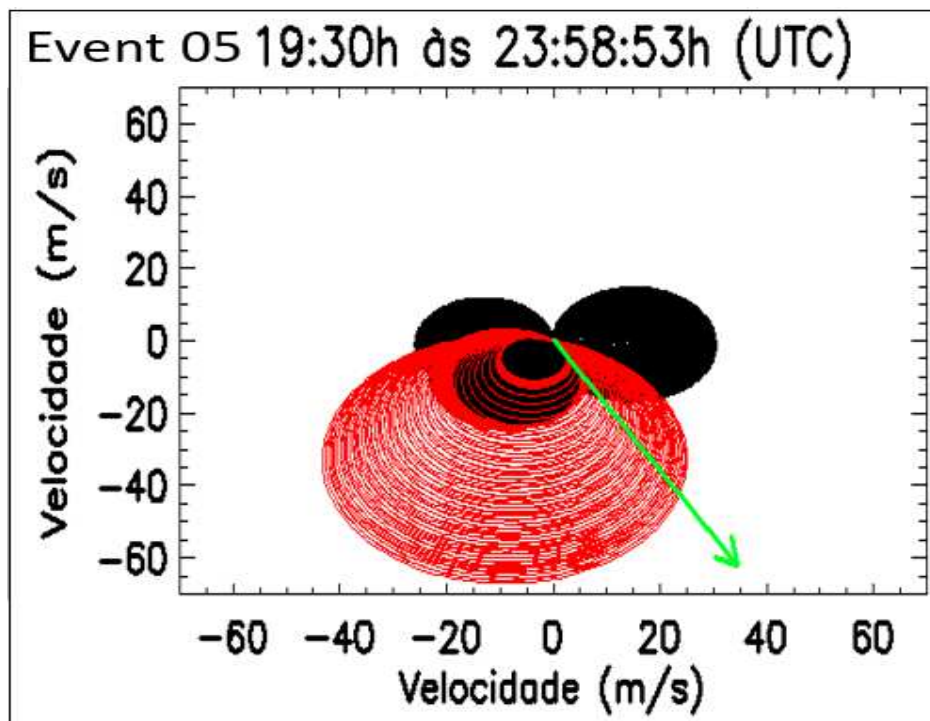


Figura 5.14: Mesmo que Figura 5.10, para o Evento de Onda #5.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÃO

Este capítulo destaca as observações finais deste trabalho de pesquisa e sugere alguns aspectos importantes que podem ser melhorados em trabalhos futuros.

5.1 Conclusão do presente trabalho de pesquisa

Eventos de ondas de gravidade observados na noite de 08 de Abril de 2005, i.e., noite do 51° eclipse da saga Saros, foram estudas em São João do Cariri na emissão do OH da aeroluminescência na tentativa de associar possíveis fontes geradoras, inclusive devido ao eclipse solar. . Para tanto, além da caracterização espectral das ondas, a técnica de traçador de trajetórias foi aplicada para recuperar a trajetórias das ondas dentro da atmosfera.

As ondas observadas apresentaram características espectrais compatíveis com eventos de ondas de gravidade observadas anteriormente na mesma localidade. Além disso, a direção de propagação para sudeste sugeriu possíveis fontes à noroeste do observatório.

Após a aplicação da técnica de traçador de trajetória, constatou-se que a zona de convergência intertropical formada ao norte do observatório era compatível com a posição de origem na troposfera de cinco eventos de ondas de gravidade, O que nos levou a concluir que a fonte dessas ondas era a ITCZ e não o eclipse solar.

No entanto, a ITCZ estendeu-se por uma longa faixa na parte norte do observatório o que sugeriu geração de outras que deveria ser observadas para sul e sudoeste do observatório. Com isso, a construção de diagramas de bloqueio mostrou que apenas o espectro das ondas com propagação para sudeste era capaz de se propagar verticalmente até altitudes da camada do OH. Logo, o efeito de filtragem das ondas de gravidade foi decisivo para explicação do espectro de ondas observadas

se propagando para Sudeste.

Os principais resultados dessa trabalho são listados a seguir:

- 1) O resfriamento drástico da alta atmosfera pelo eclipse 51° Saros na noite de 08 de Abril de 2005 não gerou os eventos de ondas gravidade registrados em São João do Cariri.
- 2) O traçado dos raios reversos colocou os locais de origem à noroeste do observatório na troposfera. Análises posteriores mostraram que essas ondas foram geradas pelas atividades convectivas nas nuvens da ITCZ
- 3) Geralmente, os ventos atmosféricos aumentam substancialmente os períodos das ondas gravidade reduzindo invariavelmente a velocidade de propagação dessas ondas.
- 4) Todas as 5 ondas gravidade se propagaram para sudeste.
- 5) Uma clara anisotropia na direção da propagação foi obtida e foi associada à forte convecção na região da ITCZ na parte norte do observatório. Além disso, o processo de filtragem de vento primário na região do MLT permitiu que apenas ondas de gravidade se propagassem para a direção sudeste.

5.2 RECOMENDAÇÕES

- Durante um eclipse futuro, as imagens de aeroluminescência seriam coletadas de um ASI implantado em um observatório muito mais próximo do local do eclipse.
- Outros trabalhos se concentrariam na investigação de fontes de ondas gravidade por orografia.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICAS

AGYEI-YEBOAH E., PAULINO I., AMAURI F. M. Observacoes de Bolhas de Plasma Ionosfericas na Regiao Equatorial Brasileira, 2018.

AHMAD T., "On the propagation of atmospheric gravity waves in a non-uniform wind field: Introducing a modified acoustic-gravity wave equation" (2016). **All Graduate Plan B and other Reports**. 877. <https://digitalcommons.usu.edu/gradreports/877>

ALEX, M. T., CODINA, B., ZACK, J. W., & SOLA, Y. (2016). Implementation of Bessel's method for solar eclipses prediction in the WRF-ARW model. **Atmospheric Chemistry and Physics**, 16(9), 5949–5967. <https://doi.org/10.5194/acp-16-5949-2016>

ALEXANDER, M. J., RICHTER, J. H., & SUTHERLAND, B. R. (2006). Generation and Trapping of Gravity Waves from Convection with Comparison to Parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 63(11), 2963–2977. <https://doi.org/10.1175/JAS3792.1>

ALKAHBY, H. Y., & YANOWITCH, M. (1989). The effect of Newtonian cooling on the reflection of vertically propagating acoustic waves in an isothermal atmosphere. **Wave Motion**, 11(5), 419–426. [https://doi.org/10.1016/0165-2125\(89\)90016-4](https://doi.org/10.1016/0165-2125(89)90016-4)

ALTADILL, D., SOLÉ, J. G., & APOSTOLOV, E. M. (2001). Vertical structure of a gravity wave like oscillation in the ionosphere generated by the solar eclipse of August 11, 1999. **Journal of Geophysical Research**, 106(A10), 21419. <https://doi.org/10.1029/2001JA900069>

ANDERSON J. 1987 Two eclipses visible from a geostationary weather satellite. **J. Roy. Ast. Soc. Can.** 81, 83–94.

ANDERSON, R. C., KEEFER, D. R., & MYERS, O. E. (1972). Atmospheric Pressure and Temperature Changes during the 7 March 1970 Solar Eclipse. **Journal of the Atmospheric Sciences**. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029<0583:APATCD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<0583:APATCD>2.0.CO;2)

ANDERSON, R. C., AND D. R. KEEFER (1975), Observation of the temperature and pressure

changes during the 30 June 1973 solar eclipse. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 32, 228–231.

APLIN, K. L., HARRISON, R. G., & RYCROFT, M. J. (2008). Investigating earth's atmospheric electricity: A role model for planetary studies. **Space Science Reviews**, 137(1–4), 11–27. <https://doi.org/10.1007/s11214-008-9372-x>

APPEL, A. (1968). Some techniques for shading machine renderings of solids. In Proceedings of the April 30--May 2, 1968, spring joint computer conference on - **AFIPS '68 (Spring)** (p. 37). New York, New York, USA: ACM Press. <https://doi.org/10.1145/1468075.1468082>

BALLARD, H. N., VALENZUELA, R., IZQUIERDO, M., RANDHAWA, J. S., MORLA, R., & BETTLE, J. F. (1969). Solar eclipse: Temperature, wind, and ozone in the stratosphere. **Journal of Geophysical Research**, 74(2), 711–712. <https://doi.org/10.1029/JB074i002p00711>

BALTHAZOR, R. L., & MOFFETT, R. J. (1997). A study of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances at equatorial latitudes. **Annales Geophysicae**, 15(8), 1048–1056. <https://doi.org/10.1007/s00585-997-1048-4>

BOJKOV, R. D. (1968). The ozone variations during the solar eclipse of 20 May 1966. **Tellus A**. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v20i3.10020>

BRETHERTON, F. P. (1966). The propagation of groups of internal gravity waves in a shear flow. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, 92(394), 466–480. <https://doi.org/10.1002/qj.49709239403>

BROWN, L. B., GERRARD, A. J., MERIWETHER, J. W., & MAKELA, J. J. (2004). All-sky imaging observations of mesospheric fronts in OI 557.7 nm and broadband OH airglow emissions: Analysis of frontal structure, atmospheric background conditions, and potential sourcing mechanisms. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, 109(19). <https://doi.org/10.1029/2003JD004223>

CAMPOS J. A. V., PAULINO, I., WRASSE, C. M., MEDEIROS, A. F., PAULINO, A. R., &

BURITI, R. A. (2016). Observations of small-scale gravity waves in the equatorial upper mesosphere. **Revista Brasileira de Geofísica**, 34(4). <https://doi.org/10.22564/rbgf.v34i4.876>

CHIMONAS G. 1970 Internal gravity-wave motions induced in the earth's atmosphere by a solar eclipse. **J. Geophys. Res.** 75, 875. <https://doi.org/10.1029/JA075i004p00875>

CHIMONAS, G. (1970). Internal gravity-wave motions induced in the Earth's atmosphere by a solar eclipse. **Journal of Geophysical Research**, 75(28), 5545–5551. <https://doi.org/10.1029/JA075i028p05545>

CHINMAYA, N., & YİĞİT, E. (2018). GPS-TEC Observation of Gravity Waves Generated in the Ionosphere During 21 August 2017 Total Solar Eclipse. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, 123(1), 725–738. <https://doi.org/10.1002/2017JA024845>

CLOVIS R. MALISKA, AGUSTIN SALAZAR: On the physical significance of some dimensionless numbers used in heat transfer and fluid flow, and thermal diffusivity, 2003.

DANIEL, O., RABIU, B., SHIOKAWA, K., OTSUKA, Y., SEGUN, B., FALAYI, E., KAKA, R. (2017). First Study on the Occurrence Frequency of Equatorial Plasma Bubbles over West Africa Using an All-Sky Airglow Imager and GNSS Receivers. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, 122(12), 12430–12444. <https://doi.org/10.1002/2017JA024602>

DAVID, F. C., & ZHANG LUO. (1993). Gravity wave forcing in the middle atmosphere due to reduced ozone heating during a solar eclipse. **Journal of Geophysical Research**, 98(D2), 3011–3021. <https://doi.org/10.1029/92JD02391>

DAVID, F. C., & ALEXANDER, M. J. (2003). Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. **Reviews of Geophysics**, 41(1). <https://doi.org/10.1029/2001RG000106>

DUNKERTON, T. J. (2014). Gravity Waves: Buoyancy and Buoyancy Waves: Theory. **In Encyclopedia of Atmospheric Sciences: Second Edition** (pp. 160–163). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-382225-3.00022-0>

ECKERMANN, S. D., & MARKS, C. J. (1996). An idealized ray model of gravity wave-tidal interactions. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, 101(D16), 21195–21212. <https://doi.org/10.1029/96JD01660>

ESSIEN P., E., PAULINO, I., WRASSE, C. M., CAMPOS, J. A. V., PAULINO, A. R., MEDEIROS, A. F., & BURITI, R. A. (2017). Seasonal characteristics of small- and medium-scale gravity waves in the mesosphere and lower thermosphere region over Brazilian equatorial sector. **Annales Geophysicae**, (Submetid), 1–26. <https://doi.org/10.5194/angeo-36-899-2018>

FARGES, T., JODOGNE, J. C., BAMFORD, R., LE ROUX, Y., GAUTHIER, F., VILA, P. M., MIRO, G. (2001). Disturbances of the western European ionosphere during the total solar eclipse of 11 August 1999 measured by a wide ionosonde and radar network. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, 63(9), 915–924. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(00\)00195-4](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(00)00195-4)

FARGES, T., LE PICHON, A., BLANC, E., PEREZ, S., & ALCOVERRO, B. (2003). Response of the lower atmosphere and the ionosphere to the eclipse of August 11, 1999. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, 65(6), 717–726. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(03\)00078-6](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(03)00078-6)

GERRARD, A. J., KANE, T. J., ECKERMANN, S. D., & THAYER, J. P. (2004). Gravity waves and mesospheric clouds in the summer middle atmosphere: A comparison of lidar measurements and ray modeling of gravity waves over Sondrestrom, Greenland. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, 109(10). <https://doi.org/10.1029/2002JD002783>

GOODWIN, G. L. (1978). Atmospheric gravity waves generated during a solar eclipse. **Nature**, 38(5676), 1441–111. <https://doi.org/10.1038/275109a0>

GOSSARD, E. E., & HOOKE, W. H. (1975). Waves in the atmosphere: Atmospheric infrasound and gravity waves - Their generation and propagation. Amsterdam, **Elsevier Scientific Publishing Co.** (Developments in Atmospheric Science, No. 2), 1975. 470 P., 2,

7,13. Retrieved from <http://adsabs.harvard.edu/abs/1975AtSc>

GRAY, S. L., & HARRISON, R. G. (2012). Diagnosing eclipse-induced wind changes. **In Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences** (Vol. 468, pp. 1839–1850). Royal Society. <https://doi.org/10.1098/rspa.2012.0007>

GU, G., & ZHANG, C. (2002). Cloud components of the intertropical convergence zone. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, 107(21).

<https://doi.org/10.1029/2002JD002089>

GUY, B. P., & SOLOMON, S. (2005). Aeronomy of the middle atmosphere: Chemistry and physics of the stratosphere and mesosphere. **Planetary and Space Science** (p. 644). Springer.

[https://doi.org/10.1016/0032-0633\(85\)90091-1](https://doi.org/10.1016/0032-0633(85)90091-1)

HECHT, J. H., WALTERSCHEID, R. L., & ROSS, M. N. (1994). First measurements of the two-dimensional horizontal wave number spectrum from CCD images of the nightglow.

Journal of Geophysical Research, 99(A6), 11449. <https://doi.org/10.1029/94JA00584>

HOCKE, K., & SCHLEGEL, K. (1996). A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982–1995. **Annales Geophysicae**, 14(9), 917.

<https://doi.org/10.1007/s005850050357>

HOCKING, W. K., FULLER, B., & VANDEPEER, B. (2001). Real-time determination of meteor-related parameters utilizing modern digital technology. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, 63(2–3), 155–169.

[https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(00\)00138-3](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(00)00138-3)

JOHN, Z. G. MA., (2016). Atmospheric Layers in Response to the Propagation of Gravity Waves under Nonisothermal, Wind-shear, and Dissipative Conditions. **Journal of Marine Science and Engineering**, 4(1), 25. <https://doi.org/10.3390/jmse4010025>

JONES, W. L. (1969). Ray tracing for internal gravity waves. **Journal of Geophysical Research**, 74(8), 2028–2033. <https://doi.org/10.1029/JB074i008p02028>

JOSHUA STEVEN. Visualizing NASA'S world, 2005

KISHORE KUMAR, KARANAM & RAMKUMAR, GEETHA & T. SHELBI, S. (2007). Initial results from SKiYMET meteor radar at Thumba (8.5°N, 77°E): 1. Comparison of wind measurements with MF spaced antenna radar system. **Radio Science** 42(6). <https://doi.org/10.1029/2006RS003551>.

KRAIG, W. B., & RILEY, J. J. (1992). Instability of internal waves near a critical level. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, 16(3–4), 249–278. [https://doi.org/10.1016/0377-0265\(92\)90009-I](https://doi.org/10.1016/0377-0265(92)90009-I)

KUNDU, P. K., COHEN, I. M., & DOWLING, D. R. (2012). **Fluid mechanics. Academic Press 4th ed** (p. 891). Kundu2012: Amsterdam : Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-405935-1.18001-3>

LILLY D.K. (1983) Linear Theory of Internal Gravity Waves and Mountain Waves. In: Lilly D.K., Gal-Chen T. (eds) Mesoscale Meteorology — Theories, Observations and Models. **NATO ASI Series (Series C: Mathematical and Physical Sciences)**, vol 114. Springer, Dordrecht.

LINDZEN, R. S., & NIGAM, S. (1987). On the Role of Sea Surface Temperature Gradients in Forcing Low-Level Winds and Convergence in the Tropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 44(17), 2418–2436. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<2418:OTROSS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<2418:OTROSS>2.0.CO;2)

MANABU, Y. D., & TANAKA, H. (1984). Propagation and breakdown of internal inertio-gravity waves near critical levels in the middle atmosphere. **J. Meteor. Soc. Japan**, 62(1), 1–17. Retrieved from https://www.jstage.jst.go.jp/article/jmsj1965/62/1/62_1_1/article

MANJU, G., MADHAV HARIDAS, M. K., RAMKUMAR, G., PANT, T. K., SRIDHARAN, R., & SREELATHA, P. (2014). Gravity wave signatures in the dip equatorial ionosphere-thermosphere system during the annular solar eclipse of 15 January 2010. **Journal of**

Geophysical Research: Space Physics, 119(6), 4929–4937.
<https://doi.org/10.1002/2014JA019865>

MARLTON, G. J., WILLIAMS, P. D., & NICOLL, K. A. (2016). On the detection and attribution of gravity waves generated by the 20 March 2015 solar eclipse.
<https://doi.org/10.1098/rsta.2015.0222>

MEDEIROS, A. F. (2003). An investigation of gravity wave activity in the low-latitude upper mesosphere: Propagation direction and wind filtering. **Journal of Geophysical Research**, 108(D14), 1–8. <https://doi.org/10.1029/2002JD002593>

MICHAEL, R. J. (2005). A general dispersion relation for internal gravity waves in the atmosphere or ocean, including baroclinicity, vorticity, and rate of strain. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, 110(22), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2004JD005654>

NYASSOR P. K., BURITI, R. A., PAULINO, I., MEDEIROS, A. F., TAKAHASHI, H., WRASSE, C. M., & GOBBI, D. (2018). Determination of gravity wave parameters in the airglow combining photometer and imager data. **Annales Geophysicae**, 36(3), 705–715.
<https://doi.org/10.5194/angeo-36-705-2018>

PAULINO, I., MEDEIROS, A. F., BURITI, R. A., SOBRAL, J. H. A., TAKAHASHI, H., & GOBBI, D. (2010). Optical observations of plasma bubble westward drifts over Brazilian tropical region. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, 72(5–6), 521–527.
<https://doi.org/10.1016/j.jastp.2010.01.015>

PAULINO, I., MEDEIROS, A. F., BURITI, R. A., TAKAHASHI, H., SOBRAL, J. H. A., & GOBBI, D. (2011). Plasma bubble zonal drift characteristics observed by airglow images over Brazilian tropical region. **Revista Brasileira de Geofisica**, 29(2), 239–246.
<https://doi.org/10.1590/S0102-261X2011000200003>

PAULINO, I. (2012). Study of the propagation of gravity waves in the thermosphere-

ionosphere. **National Institute of Space Research.**

<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19/2012/02.07.16.25>

PFISTER, L. (1993). Gravity waves generated by a tropical cyclone during the STEP tropical field program: a case study. **Journal of Geophysical Research**, 98(D5), 8611–8638. <https://doi.org/10.1029/92JD01679>

PRAMITHA, M., VENKAT RATNAM, M., TAORI, A., KRISHNA MURTHY, B. V., PALLAMRAJU, D., & VIJAYA BHASKAR RAO, S. (2014, July 29). Identification of gravity wave sources using reverse ray tracing over Indian region. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions. Copernicus GmbH.** <https://doi.org/10.5194/acpd-14-19587-2014>

RANDHAWA, J. S. (1968). Mesospheric ozone measurements during a solar eclipse. **Journal of Geophysical Research**, 73(2), 493–495. <https://doi.org/10.1029/JB073i002p00493>

RICHMOND, A. D. (1978). Gravity wave generation, propagation, and dissipation in the thermosphere. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, 83(A9), 4131–4145. <https://doi.org/10.1029/JA083iA09p04131>

RICKY L. FIELDING. SABER data processing, 2004.

RÖTTGER, J. (1981). Equatorial spread-F by electric fields and atmospheric gravity waves generated by thunderstorms. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, 43(5–6), 453–462. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(81\)90108-2](https://doi.org/10.1016/0021-9169(81)90108-2)

RUSSELL III, J. M., MLYNCZAK, M. G., GORDLEY, L. L., TANSOCK, JR., J. J., & ESPLIN, R. W. (1999). Overview of the SABER experiment and preliminary calibration results. **SPIE's International Symposium on Optical Science, Engineering, and Instrumentation**, 277–288. <https://doi.org/10.1117/12.366382>

SARKAR, S., & SCOTTI, A. (2017). From Topographic Internal Gravity Waves to Turbulence.

Annual Review of Fluid Mechanics, 49(1), 195–220. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010816-060013>

SHUN-RONG, Z. R., ERICKSON, P. J., GONCHARENKO, L. P., COSTER, A. J., RIDEOUT, W., & VIERINEN, J. (2017). Ionospheric Bow Waves and Perturbations Induced by the 21 August 2017 Solar Eclipse. **Geophysical Research Letters**, 44(24), 12,067-12,073. <https://doi.org/10.1002/2017GL076054>

SIVAKANDAN, M., PAULINO, I., TAORI, A., & NIRANJAN, K. (2016). Mesospheric gravity wave characteristics and identification of their sources around spring equinox over Indian low latitudes. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(1), 93–102. <https://doi.org/10.5194/amt-9-93-2016>

STANKOV, S. M., BERGEOT, N., BERGHMANS, D., BOLSÉE, D., BRUYNINX, C., CHEVALIER, J.-M., WEST, M. J. (2017). Multi-instrument observations of the solar eclipse on 20 March 2015 and its effects on the ionosphere over Belgium and Europe. **Journal of Space Weather and Space Climate**, 7, A19. <https://doi.org/10.1051/swsc/2017017>

STEFANINI JAIR PEREIRA DE ATAIDE, AMAURI FRAGOSO DE MEDERIOS, RICARDO ARLEN BURITI DA COSTA, AND LOURIVALDO MOTA LIMA. Characterization of the vertical movement of gravity waves using meteorological radar and aeroluminescence imager, 2009.

SUZUKI, S., SHIOKAWA, K., OTSUKA, Y., OGAWA, T., KUBOTA, M., TSUTSUMI, M., FRITTS, D. C. (2007). Gravity wave momentum flux in the upper mesosphere derived from OH airglow imaging measurements. **Earth, Planets and Space**, 59(5), 421–428. <https://doi.org/10.1186/BF03352703>

SYRJASUO MIKKO. All-Sky Camera, 1996.

TIM PALMER. Theory of linear gravity waves, 1987.

TSUDA, T. (2014). Characteristics of atmospheric gravity waves observed using the MU (Middle and Upper atmosphere) radar and GPS (Global Positioning System) radio occultation. **Proceedings of the Japan Academy. Series B, Physical and Biological Sciences**, 90(1), 12–27. <https://doi.org/10.2183/pjab.90.12>

VADAS, S. L., & FRITTS, D. C. (2005). Thermospheric responses to gravity waves: Influences of increasing viscosity and thermal diffusivity. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, 110(15), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2004JD005574>

VADAS, S. L. (2007). Horizontal and vertical propagation and dissipation of gravity waves in the thermosphere from lower atmospheric and thermospheric sources. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, 112(6). <https://doi.org/10.1029/2006JA011845>

VADAS, S. L. & FRITTS, D. C. (2008). Gravity wave penetration into the thermosphere: Sensitivity to solar cycle variations and mean winds. **Annales Geophysicae**, 26(12), 3841–3861. <https://doi.org/10.5194/angeo-26-3841-2008>

VADAS, S. L., & FRITTS, D. C. (2009). Reconstruction of the gravity wave field from convective plumes via ray tracing. **Annales Geophysicae**, 27(1), 147–177. <https://doi.org/10.5194/angeo-27-147-2009>

VADAS, S. L., TAYLOR, M. J., PAUTET, P. D., STAMUS, P. A., FRITTS, D. C., LIU, H. L., TAKAHASHI, H. (2009). Convection: The likely source of the medium-scale gravity waves observed in the OH airglow layer near Brasilia, Brazil, during the SpreadFEx campaign. **Annales Geophysicae**, 27(1), 231–259. <https://doi.org/10.5194/angeo-27-231-2009>

VENKAT RATNAM, M., DUTTA, G., AJAY KUMAR, M. C., VINAY KUMAR, P., CHANDRASHEKAR, M., SHIBAGAKI, Y., BASHA, H. A. (2009). Characteristics of high-frequency gravity waves generated by tropical deep convection: Case studies. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, 114(18). <https://doi.org/10.1029/2008JD011332>

VENKAT RATNAM, M & MADINENI, PRAMITHA & TAORI, A & V. KRISHNA MURTHY, B & PALLAMRAJU, DUGGIRALA & VIJAYA BHASKAR RAO, S. (2014). Identification of gravity wave sources using reverse ray tracing over Indian region. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**. 14. 19587-19623. 10.5194/acpd-14-19587-2014.

WALTER, F., CASTRO, V., & HIDALGO, H. (1993). Air temperature and wind changes in Costa Rica during the total solar eclipse of July 11, 1991. **Earth, Moon, and Planets**, 63(2), 133–147. <https://doi.org/10.1007/BF00575102>

WRASSE, C. M., NAKAMURA, T., TAKAHASHI, H., MEDEIROS, A. F., TAYLOR, M. J., GOBBI, D., ADMIRANTO, A. G. (2006). Mesospheric gravity waves observed near equatorial and low-middle latitude stations: Wave characteristics and reverse ray tracing results. **Annales Geophysicae**, 24(12), 3229–3240. <https://doi.org/10.5194/angeo-24-3229-2006>

ZBYSEK, M., KNÍŽOVÁ, P. K. (1991). Acoustic – Gravity Waves in the Ionosphere during Solar Eclipse Events. **Observatory**. <https://doi.org/10.5772/19722>

ZEREFOS, C. S., GERASOPOULOS, E., TSAGOURI, I., PSILOGLOU, B. E., BELEHAKI, A., HEREKAKIS, T., MIHALOPOULOS, N. (2007). Evidence of gravity waves into the atmosphere during the March 2006 total solar eclipse. **Atmospheric Chemistry and Physics**, 7(18), 4943–4951. <https://doi.org/10.5194/acp-7-4943-2007>

ZHANG, H. P., KING, B., & SWINNEY, H. L. (2007). Experimental study of internal gravity waves generated by supercritical topography. **Physics of Fluids**, 19(9), 096602. <https://doi.org/10.1063/1.2766741>