



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16660-TDI/1618

**CARACTERIZAÇÃO DE ONDAS DE GRAVIDADE
MESOSFÉRICA NA ESTAÇÃO ANTÁRTICA
COMANDANTE FERRAZ**

José Valentin Bageston

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos Drs. Delano Gobbi, e Cristiano Max Wrasse, aprovada em 16 de dezembro de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2009/11.25.17.35>>

INPE
São José dos Campos
2010

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

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

Membros:

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

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

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

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

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16660-TDI/1618

CARACTERIZAÇÃO DE ONDAS DE GRAVIDADE MESOSFÉRICA NA ESTAÇÃO ANTÁRTICA COMANDANTE FERRAZ

José Valentin Bageston

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos Drs. Delano Gobbi, e Cristiano Max Wrasse, aprovada em 16 de dezembro de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2009/11.25.17.35>>

INPE
São José dos Campos
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

B146c Bageston, José Valentin.
Caracterização de ondas de gravidade mesosférica na Estação Antártica Comandante Ferraz / José Valentin Bageston. – São José dos Campos : INPE, 2010.
176 p. ; (INPE-16660-TDI/1618)

Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientadores : Drs. Delano Gobbi, e Cristiano Max Wrasse.

1. Ondas de gravidade. 2. Aeroluminescência. 3. Mesosfera.
4. Dinâmica da atmosfera. I. Título.

CDU 551.511.31

Copyright © 2010 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2010 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. Alexandre Alvares Pimenta


Presidente / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Delano Gobbi


Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Cristiano Max Wrasse


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

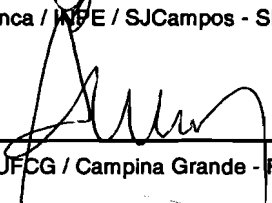
Dr. Barclay Robert Clemesha


Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

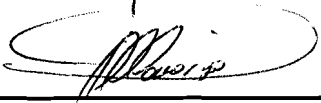
Dr. Marcelo Magalhães F. Saba


Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Amauri Fragoso de Medeiros


Convidado(a) / UFCG / Campina Grande - PB

Dr. Paulo de Oliveira Camargo


Convidado(a) / UNESP/PP / Presidente Prudente - SP

Aluno (a): José Valentin Bageston

São José dos Campos, 16 de dezembro de 2009

*“De fundamento é ter parceiros de valia,
que na porfia vão firmando qual tronqueiras,
porque confiança e lealdade não tem preço
e bons amigos nunca fecham as porteiras.”*

FABIO PRATES E MAURO DIAS
“De Fundamento”, 2008.

*A minha esposa Rosângela, e aos meus pais Pedro e Josefina
(in memoriam).*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço à minha esposa Rosângela por sua compreensão e apoio em todos os momentos, principalmente na fase final deste trabalho com seu importantíssimo auxílio. Quero agradecer a meus pais, Pedro e Josefina (*in memorium*), pela educação e pelos bons exemplos que me passaram. Também sou grato a meus irmãos, Antônio e Dorneles, pelo constante incentivo, amizade e companheirismo.

Ao Dr. Cristino Max Wrasse por me orientar e compartilhar sua experiência, de forma constante e inquestionável. Ao Dr. Delano Gobbi pela orientação, discussões e auxílio necessário para o bom desenvolvimento deste trabalho. Agradeço aos técnicos do INPE José R. Chagas e Armando T. Hadano, pela ajuda imprescindível na coleta dos dados nos últimos 2 meses da campanha na EACF, além da amizade e companheirismo.

Também gostaria de agradecer ao Dr. Joaquim Fachine pelas discussões no início deste trabalho, e posteriormente pela cooperação científica com os dados de temperatura do satélite TIMED/SABER, fornecendo os mesmos já processados. Neste sentido, também agradeço aos Drs. Martin G. Mlynzcac James M. Russell III pela cooperação com os dados originais do satélite TIMED/SABER fornecidos ao colega Joaquim Fachine. Agradeço aos Drs. Robert E. Hibbins e David C. Fritts pela valiosa colaboração, fornecendo os dados de vento obtidos pelo radar MF operado na estação Rothera, Antártica. Sou muito grato ao Dr. Hibbins pelas importantes sugestões quanto às análises dos ventos e da maré atmosférica. Nesse mesmo sentido, também agradeço ao Dr. Paulo Prado pelas discussões dos resultados e à colega Vânia pelo fornecimento de rotina específica usada na análise das componentes de maré. Agradeço ao Dr. Jonas R. de Souza pela ajuda na execução das rotinas do modelo HWM-07.

Agradeço a amizade e o auxílio das várias pessoas com as quais convivi na Estação na Antártica Comandante Ferraz (EACF). Agradeço também ao apoio logístico do grupo base 2007-2008 da EACF. Aos colegas de curso e amigos do INPE que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho. A todos os meus amigos, muito obrigado pelo companheirismo e amizade. Finalmente, agradeço ao Programa Antártico Brasileiro (PROANTAR) pelo apoio através do projeto nº: 55.7304/2005-9 e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de doutorado através do projeto nº: 140066/2006-3.

RESUMO

Uma campanha observacional de airglow, utilizando um imageador *all-sky*, foi realizada na Estação Antártica Comandante Ferraz , EACF (62°S, 58°W), entre abril e outubro de 2007, com o objetivo de investigar as características das ondas de gravidade em altitudes mesosféricas. Durante a campanha, foi possível identificar um total de 241 eventos de onda em 43 noites de observação. Desse total, determinou-se os parâmetros de 234 eventos que apresentaram as seguintes características: comprimentos de onda horizontal entre 10 e 65 km, períodos observados, principalmente entre 5 e 35 minutos; velocidades de fase observadas de 5 a 120 m/s. Os comprimentos de onda vertical das ondas de gravidade também foram determinados, e apresentaram valores entre 5 e 25 km, o período intrínseco mostrou-se similar ao período observado, com maior ocorrência entre 5 e 15 minutos, enquanto que a velocidade de fase intrínseca apresentou uma distribuição entre 25 e 75 m/s. Análise da direção de propagação dos eventos mostrou uma forte anisotropia, com propagação preferencial para sudoeste no inverno e para noroeste na primavera. A aplicação da técnica de *ray tracing* aos eventos de onda de gravidade observados na EACF mostrou que em 78% dos casos as retrotrajetórias das ondas foram interrompidas na região da mesosfera, indicando uma possível geração local ou um comportamento típico de ondas canalizadas. Em 15% das ondas, as retrotrajetórias foram interrompidas na região da estratosfera. Em apenas 7% dos casos a posição final das retrotrajetórias das ondas de gravidade foi a troposfera. Dos eventos de onda com possível origem troposférica, foram associados dez eventos com processos de instabilidade convectiva, com oito eventos de ondas associados à origem orográfica, um caso relacionado à frente fria e um evento associado com atividade ciclônica. Três estudos de caso de frentes mesosféricas foram realizados e as características de propagação vertical desses eventos mostraram-se compatíveis com ondas propagantes em ducto. O primeiro evento foi classificado como uma pororoca mesosférica e foi associado à um ducto dual (Doppler e térmico). Nesse estudo de caso evidenciou-se a importância das componentes semidiurna e terdiurna da maré atmosférica na configuração do ducto. As outras duas frentes mesosféricas foram classificadas como avanço mesosférico, propagando-se em um ducto térmico.

CHARACTERIZATION OF MESOSPHERIC GRAVITY WAVES OVER COMANDANTE FERRAZ ANTARCTICA STATION

ABSTRACT

An observational airglow campaign was conducted at Comandante Ferraz Antarctica Station, EACF (62°S, 58°W), between April and October 2007, using an all-sky imager, in order to investigate the gravity wave characteristics. During the campaign, it was possible to identify 241 gravity wave events observed in 43 nights. The main characteristics of the gravity waves are presented as following: horizontal wavelengths between 10 and 65 km; observed periods, between 5 and 35 minutes and observed phase speeds ranging from 5 to 120 m/s. The vertical wavelength was also determined, varying between 5 and 25 km, the intrinsic period showed a small range between 5 and 15 minutes while the intrinsic phase speed was distributed between 25 and 75 m/s. The gravity wave propagation directions showed a strong anisotropy, with most of the waves propagating to southwest in winter and northwest during spring. Ray tracing technique was applied to the gravity wave parameters observed at EACF. The results showed that 78% of the waves had its origin at the mesosphere region, indicating in situ generation or a typical ducted wave behavior. In 15% of the waves the ray path stopped in the stratosphere. Only 7% of the waves were traced down to the troposphere. The most likely tropospheric sources were related to convective instability, eight wave events were associated with orographic source, one case was related to a cold front and one event was associated with a cyclonic activity. Three case studies of mesospheric fronts were also performed and the vertical propagation characteristics were compatible with ducted wave propagation. The first event was classified as a mesospheric bore propagating in a dual duct (Doppler and thermal). This case study also showed the contribution of the semidiurnal and terdiurnal tidal components in the duct configuration. The last two fronts were classified as mesospheric wall and were supported by a thermal duct.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Camadas da atmosfera terrestre de acordo com a temperatura. Ao lado direito é ilustrada a propagação das ondas de gravidade e as camadas de emissões observadas por imageadores. Utilizando essas emissões é possível identificar e estudar as ondas de gravidade que se propagam na atmosfera.	2
1.2 Ilustração dos três principais tipos de ondas que podem ocorrer na atmosfera terrestre.	3
2.1 (a) Características da propagação ascendente de uma onda de gravidade e (b) as regiões do espectro de frequência para três tipos de ondas. . . .	12
2.2 (a) Representação esquemática de uma onda de gravidade se aproximando de um nível crítico (z_c). (b) Perfil do número de onda vertical ao quadrado, o qual representa a condição de propagação vertical da onda.	13
2.3 (a) Exemplo de uma onda de gravidade do tipo banda, registrada na emissão do OH NIR, e (b) evento de <i>ripple</i> observado na emissão do OI 557,7 nm.	16
2.4 Imagem na emissão do OH, mostrando um evento do tipo escada propagando-se para sudeste, superposta a uma banda que se desloca para sudoeste.	16
2.5 Evento de pororoca mesosférica observada em Haleakala (21°N), Maui, no dia 10 de outubro de 1993, nas emissões do OI 557,7 nm e OH NIR. .	18
2.6 Pororoca mesosférica observada em Cachoeira Paulista (23°S), Brasil, nas emissões do (a) OI e do (b) OH.	19
2.7 Pororoca mesosférica observada na estação Halley (76°S), Antártica, em 27 de maio de 2001. (A) Imagem original observada na emissão do OH NIR e (B) imagem na emissão do Na, mapeada geograficamente e com as estrelas removidas. As setas nas imagens indicam a direção de propagação da onda.	20

3.1	(A) Vista do globo da Terra a partir do Polo Sul. (B) Mapa mostrando somente a região da Península Antártica, destacando uma parte das Ilhas Shetland do Sul, onde se encontra a EACF. (C) Parte da Ilha Rei George, onde está localizada a estação brasileira. (D) Foto aérea da estação brasileira EACF, com destaque para o complexo da estação propriamente dita.	22
3.2	(A) Módulo onde são feitas as observações de airglow na EACF. (B) A parte do módulo onde estão as duas cúpulas de observação. (C) e (D) Dependências internas do módulo onde estão dispostos os computadores e o imageador <i>all-sky</i> , respectivamente.	23
3.3	(A) Imagem original obtida em 25 de abril de 2007, com a dimensão de 1024×1024 pixels. (B) Mesma imagem de (A) recortada para 512×512 pixels.	24
3.4	Resultado para a função da lente, utilizando 37 estrelas.	26
3.5	Imagem obtida em 07 de julho de 2007 no modo automático, com 512×512 pixels. (A) Imagem original e (B) imagem alinhada com o norte geográfico.	27
3.6	Imagem padrão projetada para a altura do pico da camada do OH (87 km), em (A) 512×512 km (1 km/pixel) e (B) 768×768 km (1,5 km/pixel).	28
3.7	(A) Imagem em coordenada padrão, (B) imagem em coordenada geográfica com o campo de estrelas removido, mapeada para uma área de 512×512 km.	30
3.8	(A) Amplitude do espectro cruzado médio não ambíguo e (B) fase do espectro cruzado. Esse resultado refere-se a uma sequência de 8 imagens e o máximo na amplitude do espectro corresponde à onda apresentada na Figura 3.7.	31
3.9	Vento zonal observado entre os dias 25 e 26 de abril de 2007.	34
3.10	Vento meridional observado no mesmo intervalo descrito na Figura 3.7.	34
3.11	(A) Imagem do espectro do airglow, OH (6-2), obtido pelo FotAntar-3 em 13/03/2005. (B) Perfil integrado a partir do centro da imagem, onde as linhas espectrais correspondentes à imagem são identificadas.	36
3.12	Exemplo de medidas de temperatura e intensidade do OH(6,2) obtidos pelo FotAntar-3 na EACF, em 15-16 de julho de 2007.	36
3.13	Sondagens do TIMED/SABER para o período de 01 de abril a 31 de outubro de 2007. A EACF está identificada no interior do mapa pelo asterisco vermelho.	39

3.14	Sondagens de temperatura realizadas pelo TIMED/SABER no dia 16 de julho de 2007 em torno da EACF.	39
3.15	Exemplo de um perfil médio diário de temperatura, em torno da EACF, para o dia 16 de julho de 2007.	40
4.1	Número de noites com observações, em função das noites onde foram identificados eventos de ondas. As porcentagens acima das barras são relativas ao total de noites observadas em cada mês.	42
4.2	Eventos de ondas de gravidade observados ao longo dos meses da campanha, juntamente com a atividade de ondas de gravidade ponderada pelo número de horas de observação.	43
4.3	Exemplos de ondas do tipo bandas observadas na EACF nos meses de julho, agosto e setembro. As setas brancas indicam as direções de propagação das ondas.	44
4.4	Estruturas de onda do tipo <i>ripples</i> observadas na EACF. O retângulo nas imagens principais identificam as regiões onde os <i>ripples</i> estão localizadas. As sub-imagens ilustram a porção do evento utilizada na análise espectral, onde é possível observar com mais detalhes as cristas da onda para cada evento.	46
4.5	Estruturas do tipo frente mesosférica observadas em julho de 2007 na EACF. Todas as frentes se propagam aproximadamente para nordeste, sendo que o primeiro evento surgiu a sudoeste da imagem e os outros dois na parte oeste.	48
4.6	Estrutura de interação onda-onda observada na noite de 10-11 de agosto de 2007. A direção de propagação deste evento não está indicada nas imagens devido à dificuldade de visualizar tal característica.	48
4.7	(a) Exemplo de uma imagem utilizada na análise espectral do evento de onda mostrado na Figura 4.6, e (b) a mesma porção pré-processada para a análise espectral. (c) e (d) Exemplo de um evento observado 1,5 horas após a primeira imagem da Figura 4.6. As linhas sobre os retângulos das imagens (a) e (c) indicam o sentido de propagação de cada onda.	49
4.8	Estruturas do tipo pulso observadas na EACF. (a) Pulso se propagando para leste e (b) um pulso de menor extensão se propagando para norte.	50

4.9	(a) e (c) Exemplos de imagens projetadas em coordenadas geográficas, com o campo de estrelas removido, referentes aos eventos mostrados nas Figuras 4.8(a) e (b), respectivamente. A área representa a região de interesse para análise espectral e a linha ortogonal ao evento indica o sentido de propagação da onda. (b) e (d) Sub-imagens utilizadas na análise espectral.	51
4.10	Distribuição dos parâmetros das ondas de gravidade observadas na EACF, em 2007.	53
4.11	Distribuição do comprimento de onda vertical e dos parâmetros intrínsecos das ondas de gravidade observadas na EACF.	59
4.12	Variação sazonal das direções de propagação das ondas na EACF.	60
4.13	Variação mensal nas direções de propagação das ondas na EACF.	61
5.1	(A) Exemplos de dados de temperatura, obtidos do satélite CHAMP sobre o sul do Oceano Atlântico (53°S , 0.5°W), e a comparação com dados de reanálises do NCEP e ECMWF. (B) Dados observados pelo TIMED/SABER, na região em torno da EACF (62°S , 58°W), comparados com os dados de reanálises do ECMWF e NCEP.	69
5.2	Perfis de temperatura e Brunt-Väisälä obtidos dos dados de reanálise do ECMWF e do SABER. Os dados foram obtidos para a coordenada da EACF (62°S , 58°W) na noite de 04-05 de agosto de 2007.	71
5.3	Estrutura térmica da atmosfera entre 1 e 95 km de altura, obtida com os dados de reanálise do ECMWF e de observação do satélite TIMED/SABER.	71
5.4	Perfis dos ventos zonal e meridional entre 1 e 95 km de altura, obtidos do ECMWF (azul), do HWM-07 (vermelho) e do radar MF (preto). Os dados foram obtidos para o ponto da grade correspondente ao local da EACF (62°S , 58°W), no dia 16 de julho de 2007 às 00:00 UT.	74
5.5	Perfis mensais do vento zonal, em torno do dia 15 de cada mês, para as estações Comandante Ferraz (linha contínua) e Rothera (linha tracejada).	75
5.6	Mesmo que a Figura 5.5, porém para o vento meridional.	76
5.7	Incerteza na posição final das retrotrajetórias das ondas de gravidade observadas na EACF.	80

5.8	Distribuição sazonal da posição final das retrotrajetórias das ondas de gravidade observadas EACF. Os símbolos representam as ondas observadas durante o inverno (vermelho) e a primavera (azul) e a localização da EACF (triângulo verde). Os círculos tracejados representam raios de 250 e 500 km a partir do sítio de observação.	81
5.9	(A) Distância entre o observatório e a posição final das retrotrajetórias das ondas de gravidade com possível origem na troposfera. (B) Tempo de propagação das ondas de gravidade entre a troposfera e a mesosfera. .	83
5.10	Identificação dos eventos com posição final das retrotrajetórias na troposfera. Esses eventos são identificados com pontos vermelhos.	86
5.11	Retrotrajetória da onda de gravidade observada em 08 de julho de 2007 às 02:15 LT. Estão identificados na figura as características da onda e a posição final da retrotrajetória.	88
5.12	(A) Imagem do satélite GOES obtida no canal infravermelho, às 21:00 LT de 07 de julho de 2007, com a sobreposição do vento no nível de 500 <i>hPa</i> . (B) Mesma imagem apresentada em (A), porém apenas na região mais próxima à EACF. A intensidade (<i>m/s</i>) do vento é representada pelas linhas coloridas e está associada à barra de cores na parte inferior da figura.	89
5.13	(A) Velocidade vertical do vento ($\hat{\Omega}$) em 700 <i>hPa</i> , às 21:00 LT do dia 07 de julho de 2007, e (B) o mesmo parâmetro para uma área mais próxima da estação. Valores negativos indicam um movimento ascendente de ar, e o contrário para valores positivos.	89
5.14	Retrotrajetória da onda de gravidade identificada nas imagens de air-glow em 11 de agosto de 2007 às 20:45 LT. As características da onda observadas estão identificados na figura, bem como a posição final da retrotrajetória.	90
5.15	Imagem do satélite GOES, com o campo de vento sobreposto à mesma, para 11 de agosto de 2007 às 15:00 LT. O quadrado vermelho representa o local de possível gerada da onda de gravidade identificada.	91
5.16	Sequência de imagens do satélite GOES para 11 de agosto de 2007, nos horários anteriores à observação do evento de onda. As setas indicam a direção de propagação do sistema e uma circulação horária, característica de ciclones.	92
5.17	Sistema ciclônico em 850 <i>hPa</i> (A), 500 <i>hPa</i> (B) e 300 <i>hPa</i> . O quadrado representa a posição onde a onda de gravidade provavelmente foi gerada. .	93

5.18	Velocidade vertical do vento ($\hat{\Omega}$) em 500 <i>hPa</i> , às 15:00 LT do dia 11 de agosto de 2007.	94
6.1	Estrutura do tipo frente mesosférica observada na EACF (62°S, 58°W) em 09/07/2007. As curvas desenhadas na frente da primeira crista de onda são para facilitar a identificação da frente de onda nos diferentes instantes e as setas indicam a direção de propagação do evento.	95
6.2	Análise do evento de frente mesosférica observado em 09/07/2007. (a) Uma das imagens utilizada para obtenção dos parâmetros da onda, onde o retângulo indica a porção da imagem utilizada para caracterizar a onda. (b) Perfis de intensidade relativa, obtidos a partir da linha perpendicular à direção de propagação do evento. (c) Resultado do espectro cruzado médio, com a utilização de 6 imagens.	96
6.3	(a) Condição de propagação da onda, m^2 , onde se observa uma condição de ducto entre 83 e 91 km. (b) Perfil do vento na direção de propagação da frente mesosférica e (c) perfil de temperatura.	99
6.4	(A) Vento na direção de propagação da onda e (B) gradiente vertical do vento. As linhas vermelhas verticais indicam o horário de ocorrência da frente mesosférica.	100
6.5	(A) Análise espectral do vento observado entre 9 e 11 de julho na altura de 86 km, mostrando períodos entre 7 e 12 horas. (B) Vento na direção de propagação da onda em 86 km de altura (em preto), juntamente com a série temporal do vento filtrado entre os períodos de 6 a 14 horas (em vermelho).	101
6.6	(a) Condição de propagação da onda, m^2 , utilizando o vento observado (preto); o vento médio, V_0 (azul), sem contribuição das componentes de maré; vento médio somados às componentes da maré semidiurna e ter-diurna (vermelho). (b) Perfis de vento observado (preto), vento médio (azul) e vento filtrado para as componentes da maré de 12 e 8 horas. (c) Termos da derivada segunda do vento (u''_0), correspondentes aos perfis apresentados em (b). (d) Frequência de Brunt-Väisälä ao quadrado, juntamente com o termo do N^2	103
6.7	(A) e (B) Séries temporais de temperatura rotacional e intensidade da emissão do OH(6-2), respectivamente, para a noite de 09-10 de julho de 2007.	105

6.8	Estrutura de frente mesosférica, identificada em 15/07/2007, representada por uma região clara na imagem (um aumento na intensidade da emissão do OH).	107
6.9	Análise da frente mesosférica observada em 15/07/2007. (a) Exemplo de uma das imagens utilizadas no processo de análise espectral, onde a área selecionada indica a região onde a onda foi caracterizada. (b) Perfis de intensidade relativa perpendiculares à frente mesosférica. (c) Resultado do espectro cruzado médio para um total de 6 imagens.	108
6.10	(a) Condição de propagação da frente mesosférica, mostrando uma região de ducto bem definida. (b) e (c) Perfis de vento, na direção de propagação da onda, e de temperatura, respectivamente.	109
6.11	(A) Vento na direção de propagação da onda e (B) gradiente vertical do vento. As linhas vermelhas verticais indicam o momento em que a frente mesosférica estava bem visível nos dados do imageador.	110
6.12	(A) Análise de ondeletas para a série original de vento na altitude de 86 km, entre 15 e 19 de julho. (B) Vento na direção de propagação da onda e o vento filtrado entre os períodos de 6 e 14 horas.	112
6.13	(a) Condição de propagação vertical da frente mesosférica para diferentes perfis de vento. Observa-se que todos os perfis de m^2 configuram um ducto, independente dos perfis de vento utilizados. (b) Perfis de vento e (c) termos correspondentes da derivada segunda. (d) Brunt-Väisälä ao quadrado (N^2), juntamente com o termo de N^2	113
6.14	(A) Temperatura rotacional e (B) intensidade da emissão do OH(6-2) observados na noite de 15-16 de julho de 2007. A região delimitada pelas duas linhas verticais é um intervalo temporal maior do que a duração da frente mesosférica nas imagens <i>all-sky</i>	114
6.15	Frente mesosférica observada na EACF em 17 de julho de 2007. A sequência de imagens mostra a evolução da frente mesosférica entre 06:00 e 06:20 LT, se propagando para nordeste.	116
6.16	Análise do evento de frente mesosférica observada em 17/07/2007. (a) Uma das imagens utilizada para obter os parâmetros da onda, onde a porção selecionada da imagem indica a região utilizada para caracterizar a onda. (b) Sequência de perfis perpendiculares ao evento. (c) Resultado do espectro médio, com a utilização de 6 imagens.	117

6.17	(a) Condição de propagação da frente mesosférica, mostrando uma região de ducto bem definida. (b) Perfil do vento na direção de propagação da onda e (c) perfil de temperatura obtido pelo TIMED/SABER.	118
6.18	(A) Vento na direção de propagação da onda e (B) gradiente vertical do vento. As linhas verticais, em vermelho, indicam o momento em que a frente mesosférica estava bem visível nos dados do imageador.	119
6.19	(A) Análise espectral da série temporal do vento observado entre 15 e 18 de julho, em 86 km de altura. (B) Vento observado e a mesma série temporal filtrada para períodos entre 6 e 14 horas, em vermelho.	120
6.20	(a) Condição de propagação da onda para diferentes perfis de vento. (b) Vento observado, vento médio e componentes de maré somadas ao vento médio. (c) Termo da derivada segunda dos ventos e (d) frequência de Brunt-Väisälä ao quadrado e termo de N^2	121
6.21	(A) Dados de temperatura rotacional e (B) intensidade do OH (6-2) para a noite de 16-17 de julho de 2007. A região delimitada entre 05:45 e 06:30 LT representa o intervalo temporal que a frente mesosférica foi vista no imageador.	122
A.1	Representação de duas estrelas na esfera celeste (a) e da CCD (b).	141
A.2	Representação das operações matemáticas feitas na imagem original, a) representa a imagem original deslocada do centro verdadeiro e fora dos eixos geográficos por um ângulo δ e b) a imagem corrigida, onde a função da lente, $G(\chi)$, relaciona qualquer ponto na imagem em função da distância zenital.	145
A.3	Exemplo de identificação de estrelas para a calibração do imageador.	146
A.4	Geometria para a observação de uma camada de aeroluminescência.	147

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Características do Imageador utilizado na EACF.	24
3.2 Parâmetros da onda de gravidade apresentada na Figura 3.7.	32
3.3 Especificações do Radar MF operado em Rothera.	33
3.4 Características do Espectro-Imageador instalado na EACF.	35
4.1 Parâmetros observados das ondas mostradas na Figura 4.3.	45
4.2 Parâmetros observados das ondas mostradas na Figura 4.4.	47
4.3 Parâmetros observados das ondas mostradas na Figura 4.7.	50
4.4 Parâmetros observados das ondas mostradas nas Figuras 4.9.	51
4.5 Comparação dos parâmetros observados das ondas de gravidade entre três estações na Antártica.	54
4.6 Comparação dos parâmetros de ondas de gravidade observadas em diver- sos sítios do globo.	57

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	4
1.2 Objetivo	5
1.3 Estrutura da Tese	5
2 ONDAS DE GRAVIDADE	7
2.1 Introdução	7
2.2 Descrição Matemática das Ondas de Gravidade	7
2.3 Propagação das Ondas de Gravidade	11
2.4 Fontes de Geração das Ondas de Gravidade	14
2.5 Tipos de Ondas Observadas com Imageadores de Airglow	15
3 INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA	21
3.1 Estação Antártica Comandante Ferraz	21
3.2 O Imageador	21
3.2.1 Calibração do Imageador	25
3.3 Pré-Processamento das Imagens	27
3.4 Análise Espectral	29
3.5 O Radar de Média Frequência (MF)	32
3.6 O Espectro-Imageador FotAntar-3	35
3.7 O Satélite TIMED	37
3.7.1 O Instrumento SABER	37
4 RESULTADOS OBSERVACIONAIS DAS ONDAS DE GRAVI- DADE	41
4.1 Observações	41
4.2 Tipos de Ondas de Gravidade Observadas	44
4.2.1 Eventos do tipo bandas	44
4.2.2 Eventos do tipo <i>ripples</i>	45
4.2.3 Eventos do tipo Frentes Mesosféricas	47
4.3 Características das Ondas de Gravidade	51
4.3.1 Parâmetros das Ondas de Gravidade	52

4.3.2	Direções Preferenciais de Propagação	60
5	APLICAÇÃO DA TÉCNICA DE <i>RAY TRACING</i> ÀS ONDAS DE GRAVIDADE	63
5.1	Introdução	63
5.2	Descrição Matemática da técnica de <i>Ray Tracing</i>	64
5.3	Banco de Dados para o Modelo de <i>Ray Tracing</i>	67
5.3.1	Reanálise do ECMWF	68
5.3.2	Modelo HWM-07	72
5.4	Aplicação do Modelo de <i>Ray Tracing</i>	77
5.4.1	Procedimentos para Determinar as Retrotrajetórias das Ondas	77
5.4.2	Condições de Propagação Vertical das Ondas de Gravidade	78
5.4.3	Incerteza na Posição Final das Retrotrajetórias das Ondas	79
5.5	Distribuição da Posição Final das Retrotrajetórias das Ondas	80
5.6	Possíveis Fontes para as Ondas Observadas na EACF	83
5.6.1	Possíveis Fontes de Geração das Ondas na Mesosfera e Estratosfera	84
5.6.2	Possíveis Fontes de Geração das Ondas na Troposfera	84
5.6.2.1	Orografia	86
5.6.2.2	Frente Fria	87
5.6.2.3	Atividade de Ciclone	90
6	ESTUDO DE CASO DE FRENTES MESOSFÉRICAS	95
6.1	Evento de 09-10 de julho	95
6.1.1	Caracterização da Condição de Propagação da Frente	97
6.1.2	Temperatura Rotacional e Intensidade do OH(6-2)	104
6.1.3	Conclusão do Estudo de Caso	106
6.2	Evento de 15-16 de julho	107
6.2.1	Caracterização da Condição de Propagação da Frente	109
6.2.2	Temperatura Rotacional e Intensidade do OH (6-2)	114
6.2.3	Conclusão do Estudo de Caso	115
6.3	Evento de 16-17 de julho	116
6.3.1	Caracterização da Condição de Ducto	118
6.3.2	Temperatura Rotacional e Intensidade do OH (6-2)	122
6.3.3	Conclusão do Estudo de Caso	123
7	CONCLUSÕES	125
7.1	Caracterização das Ondas de Gravidade	125

7.2	Aplicação da Técnica Reversa de <i>Ray Tracing</i>	126
7.3	Estudo de Caso	126
7.4	Sugestões para Trabalhos Futuros	127
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		129
APÊNDICE A - CALIBRAÇÃO DO IMAGEADOR ALL-SKY . . .		141
A.1	Determinação da Função da Lente	141
A.2	Projeção da Imagem All Sky	147

1 INTRODUÇÃO

Em toda a atmosfera terrestre ocorrem importantes fenômenos físicos e químicos, até mesmo nas regiões mais rarefeitas. Dessa forma, o estudo da atmosfera é de grande importância, uma vez que permite monitorar as mudanças que nela ocorrem. A média atmosfera, região entre ~ 80 e 100 km, por exemplo, é uma região rica em interações fotoquímicas e dinâmicas, onde nela encontra-se uma ampla variedade de estruturas importantes, como as camadas de airglow, as camadas de metais meteóricos e as nuvens noctilucentes (GARDNER, 1995).

A Figura 1.1 ilustra de forma artística as camadas da atmosfera terrestre de acordo com a temperatura. Essas camadas são divididas em troposfera, que é região de interesse meteorológico onde ocorrem intensas convecções; a estratosfera, região onde encontra-se a camada de ozônio, que é um importante filtro natural para a radiação ultravioleta prejudicial à saúde humana; a mesosfera e mesopausa (limite entre a mesosfera e a termosfera), são regiões muito importantes, por ali localizarem-se várias camadas de airglow (OH, Na, O_2 e OI 557,7 nm) e a partir das quais pode-se observar e investigar a atividade de ondas de gravidade; por fim, a camada da termosfera, onde ocorrem fenômenos eletromagnéticos e a emissão do airglow na linha vermelha do oxigênio (OI 630,0 nm).

Uma das propriedades mais importantes da atmosfera é sua capacidade de suportar movimentos de ondas (ANDREWS et al., 1987), sendo que tais ondas podem ser de diferentes tipos, de acordo com suas escalas espacial e temporal. As ondas na atmosfera são geradas quando uma parcela de ar é perturbada do seu equilíbrio. Esta perturbação pode ser de origem mecânica, por exemplo, quando uma parcela de ar deslocar-se sobre uma elevação terrestre; ou térmica, por convecção. O movimento dessas ondas na atmosfera comunica a influência de uma região para a outra, através da transferência de energia e momentum (SALBY, 1996).

De acordo com a característica da perturbação no meio em relação à direção de propagação das ondas na atmosfera, essas podem ser divididas em três classes básicas: a primeira e mais simples, são as ondas cujos deslocamentos (perturbação) são na mesma direção de propagação da onda, essas são as ondas longitudinais (ondas acústicas); as ondas que se propagam horizontalmente e são compostas de deslocamentos verticais chamam-se ondas verticalmente transversas (caso das ondas de gravidade) e a última classe são as ondas que se propagam horizontalmente com deslocamen-

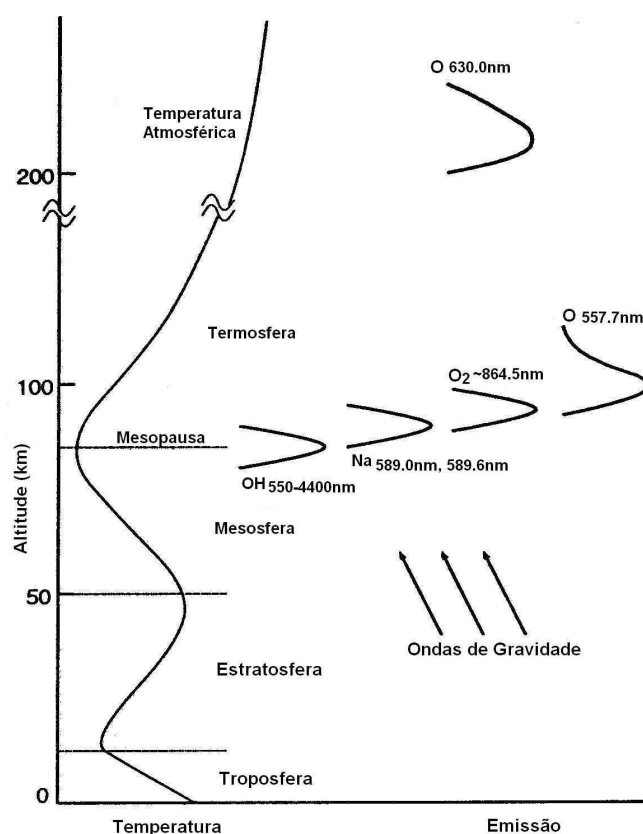


Figura 1.1 - Camadas da atmosfera terrestre de acordo com a temperatura. Ao lado direito é ilustrada a propagação das ondas de gravidade e as camadas de emissões observadas por imageadores. Utilizando essas emissões é possível identificar e estudar as ondas de gravidade que se propagam na atmosfera.
 Fonte: Adaptada de [Maekawa \(2000, p.04\)](#).

tos horizontais perpendiculares à direção de propagação, sendo estas chamadas de ondas horizontalmente transversas (caso das ondas de Rossby) ([BEER, 1974](#)). Uma representação esquemática para esses três tipos de ondas é mostrada na Figura 1.2.

As ondas atmosféricas podem se manifestar na variabilidade de vários campos da atmosfera neutra, tais como na velocidade dos ventos, na densidade, na pressão, na temperatura e na radiância das emissões de airglow. Além disso, efeitos na ionização podem ocorrer principalmente na baixa ionosfera, onde partículas carregadas, sob a ação tanto de campos elétricos como do vento neutro, causam o que se conhece por arraste iônico.

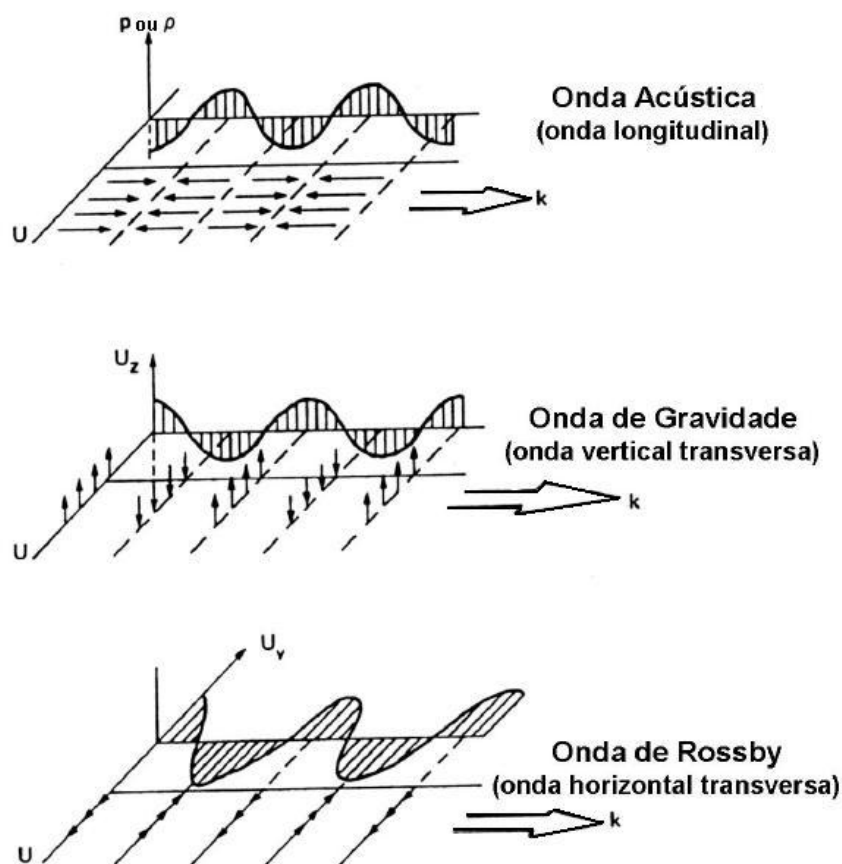


Figura 1.2 - Ilustração dos três principais tipos de ondas que podem ocorrer na atmosfera terrestre.

Fonte: Adaptada de Beer (1974, p.02).

Na atmosfera terrestre, as ondas governadas por forças de compressibilidade do ar são as ondas acústicas. As ondas devido à força da gravidade são ditas ondas de gravidade. As marés atmosféricas são ondas de grande escala (global) geradas pela absorção da radiação solar, principalmente pelo ozônio e pelo vapor d'água. As ondas devido às forças rotacionais são ondas de escala planetária, chamadas ondas de Rossby. Todas essas ondas possuem diferentes escalas de tempo e de espaço e são superpostas aos ventos médios da atmosfera. De acordo com suas escalas, as ondas atmosféricas de maior interesse geofísico apresentam a seguinte classificação geral:

- **Ondas de Gravidade:** são ondas com períodos que variam de alguns minutos a horas, onde o limite inferior dessas ondas é o período de Brünt Väisälä, que na mesosfera superior é tipicamente da ordem de 5 minutos.

- **Marés Atmosféricas:** estas ondas atmosféricas possuem escala espacial global, porém os períodos são sub-harmônicos do dia solar ou lunar (24 h, 12 h, 8 h, ...).
- **Ondas Planetárias:** são ondas de escala planetária com grandes estruturas horizontais, da ordem do diâmetro terrestre, e períodos maiores que um dia.

1.1 Motivação

No presente trabalho, as ondas a serem estudadas são as ondas de gravidade de curto período, as quais são conhecidas por desempenharem um importante papel na dinâmica da média atmosfera. A importância das ondas de gravidade se dá pela influência destas na circulação atmosférica e no estado térmico da média atmosfera (VINCENT, 1994), sendo esses os principais motivos para se entender as mudanças sazonais e latitudinais da atividade das ondas de gravidade. Esses efeitos das ondas de gravidade na atmosfera são particularmente pronunciados na mesosfera polar, onde as forças aplicadas pelos processos de dissipação e quebra dessas ondas produzem um forte fluxo meridional em direção ao polo, durante o inverno, e uma reversão no gradiente latitudinal de temperatura, com um aquecimento da mesopausa polar no inverno e um resfriamento no verão (FRITTS; ALEXANDER, 2003).

Observações por satélites mostram uma intensa atividade de ondas de gravidade, na região da estratosfera (nas altitudes de 28 e 43 km), sobre a região da Península Antártica e no sul da Cordilheira dos Andes (WU; JIANG, 2002). Além disso, estudos recentes, e. g. Alexander e Teitelbaum (2007), utilizando observações do instrumento AIRS a bordo do satélite AQUA, dados de radiossondagens e reanálises (ECMWF), inferem uma forte atividade de ondas de gravidade, em quatro níveis de altitude (10, 20, 33 e 43 km), sobre a região da Península Antártica.

A principal motivação do presente estudo foi a escassa investigação de ondas de gravidade na região Antártica. Além disso, trabalhos recentes mostram uma intensa atividade de ondas de gravidade na atmosfera na região da Península Antártica. Dessas, destacam-se observações do solo por imageador (NIELSEN et al., 2006) e por instrumentação em satélite (ALEXANDER; TEITELBAUM, 2007).

Deve-se observar que diferentes instrumentos usados em estudos da dinâmica da atmosfera, como radares e imageadores, são sensíveis às ondas de gravidade em diferentes regiões do espectro, sendo que tais medidas se complementam (GARDNER; TAYLOR, 1998). As regiões do espectro das ondas observadas por diferentes instrumentos estão relacionadas com as limitações espacial e temporal das medidas, e no caso dos imageadores também há uma limitação associada à resposta característica das camadas de airglow à passagem das ondas, de modo que as perturbações nas emissões do airglow são associadas à ondas com comprimento de onda vertical comparável, ou maior, que a espessura da camada observada (GARDNER; TAYLOR, 1998).

1.2 Objetivo

Este trabalho teve por objetivo principal caracterizar as ondas de gravidade na região da Estação Antártica Comandante Ferraz, EACF (62°S, 58°W), a partir de dados de imageador *all-sky* inéditos para este local, além do uso de outros instrumentos complementares. Também fez parte dos objetivos deste estudo comparar e discutir os principais resultados com outros reportados na literatura. Além disso, o presente estudo teve por meta aplicar a técnica de *ray tracing* às ondas de gravidade observadas, de modo a identificar e discutir as possíveis fontes associadas à essas ondas.

1.3 Estrutura da Tese

- Capítulo 2: apresenta, de forma sucinta, a teoria linear das ondas de gravidade, as condições de propagação vertical das ondas e, finalmente uma breve revisão bibliográfica de estudos observacionais de ondas de gravidade, incluindo as possíveis fontes dessas ondas e alguns exemplos de ondas observadas por imageadores de airglow.
- Capítulo 3: é apresentada a descrição dos instrumentos utilizados, discutindo de modo mais completo o imageador *all-sky*. Também serão apresentados os demais instrumentos, juntamente com exemplos de dados, que são: (a) o radar de Média Frequência (MF), instalado na estação Rothera; (b) o espectro-imageador de temperatura, operado na EACF; (c) o instrumento SABER a bordo do satélite TIMED.

- Capítulo 4: apresenta os primeiros resultados, incluindo as observações; os tipos de ondas observadas; a caracterização geral para os parâmetros das ondas (comprimento de onda horizontal, períodos e velocidade de fase), juntamente com as comparações em relação aos parâmetros observados em outras latitudes. Finalmente, são apresentadas e discutidas as direções preferenciais de propagação das ondas.
- Capítulo 5: será descrita a técnica de *ray tracing*, com uma breve revisão dos aspectos teóricos relacionados à essa técnica. A descrição do conjunto de dados necessários como entrada no modelo de *ray tracing* é apresentada, bem como os resultados da aplicação da técnica às ondas observadas na EACF.
- Capítulo 6: serão apresentados três estudos de caso de frente mesosférica, para os quais serão analisadas as condições de propagação vertical das ondas e a influência dos parâmetros atmosféricos (ventos e temperatura) nessas condições. A influência dessas ondas na temperatura e na intensidade da emissão do OH(6-2) também será discutida.
- Capítulo 7: serão discutidas as principais conclusões da tese e algumas sugestões para investigações futuras serão apresentadas.

2 ONDAS DE GRAVIDADE

2.1 Introdução

Os estudos sobre as ondas de gravidade na alta atmosfera iniciaram-se com o advento do lançamento de foguetes nos anos 50, onde as medidas de vento nesta região da atmosfera apresentavam características bastante diferentes às dos ventos observados na baixa atmosfera. Os ventos na alta atmosfera apresentavam valores intensos e grande variação em função da altura. Por este motivo, estes foram inicialmente chamados de “ventos irregulares”. Porém, a partir do trabalho de [Hines \(1960\)](#) e de uma série de artigos publicados desde os anos 50 até a década de 90, explicaram-se que estes ventos não eram tão irregulares assim, mas podiam ser interpretados como sendo provenientes de uma soma de modos de propagação de ondas internas.

As ondas de gravidade são perturbações transversais ao vetor de propagação de energia, com períodos característicos desde minutos até horas e escala espacial de alguns quilômetros até centenas de quilômetros. O mecanismo físico que possibilita o surgimento das ondas de gravidade é o desequilíbrio entre a força de gravidade e o gradiente de pressão (ou empuxo). Estas ondas propagam-se ascendentemente na atmosfera e crescem em amplitude de forma exponencial, devido ao decréscimo exponencial da densidade com a altura. Este crescimento ocorre até alcançar um nível crítico, onde a maior parte das ondas quebra e transfere energia e momentum para o fluxo básico ([BEER, 1974](#)). A propagação vertical das ondas de gravidade é um assunto de particular interesse, uma vez que elas transportam energia e momentum para a região da mesosfera superior e baixa termosfera (MLT) ([MCLANDRESS, 1998](#)).

2.2 Descrição Matemática das Ondas de Gravidade

A descrição matemática empregada no presente estudo de ondas de gravidade segue a teoria linear de ondas. Esta teoria é válida para movimentos ondulatórios de pequena amplitude, de modo que a velocidade do fluido deva ser muito menor que a velocidade de fase da onda. Essa aproximação resulta na filtragem de todas as interações de ordem superior entre as ondas de diferentes comprimentos de onda e períodos. O formalismo matemático utilizado neste trabalho segue a notação de [Gossard e Hooke \(1975\)](#).

As equações básicas que descrevem o movimento atmosférico são dadas no sistema de referência terrestre, ou Euleriano, onde x , y e z representam as coordenadas norte, leste e vertical (para cima), respectivamente, são dadas por:

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

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho\nabla v = 0 , \quad (2.2)$$

$$C_v \frac{dT}{dt} + p \frac{DT}{Dt} \left(\frac{1}{\rho}\right) = Q , \quad (2.3)$$

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

A Equação 2.1 representa a conservação do momentum, onde o primeiro termo é a variação temporal local da velocidade $\vec{v} = (u, v, w)$, onde u é a velocidade zonal (direção x); v , a velocidade meridional (direção y) e w , a velocidade vertical (direção z). O termo $\vec{\Omega} \times \vec{v}$ representa a força de Coriolis; $\vec{\Omega} = (0, \Omega_y, \Omega_z)$ representa a velocidade angular da Terra e $\vec{g}$ é a aceleração da gravidade. As variáveis ρ e p são a densidade e a pressão atmosférica, respectivamente, e o termo $\vec{F}$ representa as forças externas, que podem ser as forças hidromagnéticas e as forças dissipativas. A Equação 2.2 é a equação da continuidade, que representa a conservação de matéria dentro de um volume arbitrário de fluido. A Equação 2.3 representa a conservação da energia, onde o termo $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla$ é conhecido como operador de Stokes, o qual representa a derivada total no sistema Euleriano. O termo c_v é o calor específico a volume constante, e Q é o calor externo recebido por unidade de massa e tempo. O termo $p \frac{D}{Dt} \left(\frac{1}{\rho}\right)$ é o trabalho realizado pela parcela de ar quando esta sofre uma contração ou expansão. A Equação 2.4 é a equação dos gases perfeitos, que é aplicada na condição de ar seco, R é a constante dos gases ideais e T é a temperatura.

Partindo-se da suposição de uma atmosfera não-ionizada e sem turbulência ou viscosidade, pode-se aplicar a teoria linear das ondas de gravidade, isto é, uma perturbação de primeira ordem (estado básico + perturbado) nos parâmetros das Equações 2.1 a 2.4. A partir disso, equaciona-se os termos de primeira ordem e então obtém-se outro conjunto de equações com termos perturbados.

Admitindo-se que as soluções para as equações básicas da atmosfera sejam do tipo onda-plana, tem-se:

$$(U, V, W, P) = (u_0, v_0, w_0, p_0) \exp [i (\omega t - kx - ly - mz)] , \quad (2.5)$$

onde U, V, W, P são as quantidades perturbadas. Considerando-se um modelo de atmosfera básica não-ionizada, sem viscosidade, compressível, sem rotação da Terra ($\Omega_z = 0$), sem difusividade, mas com cisalhamento vertical, pode-se escrever o seguinte conjunto de equações:

$$\frac{DU}{Dt} + W u'_0 \frac{1}{\rho_s} \frac{\partial P}{\partial x} = 0 , u'_0 = \frac{\partial u_0}{\partial z} ; \quad (2.6)$$

$$\frac{DV}{Dt} + W v'_0 \frac{1}{\rho_s} \frac{\partial P}{\partial y} = 0 , v'_0 = \frac{\partial v_0}{\partial z} ; \quad (2.7)$$

$$\frac{1}{\rho_s c_s^2} \frac{DP}{Dt} + \frac{\partial U}{\partial x} + \left(\frac{\partial}{\partial z} - \Gamma \right) W = 0 ; \quad (2.8)$$

$$\left(\frac{D^2}{Dt^2} + N^2 \right) W + \frac{1}{\rho_s} \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial}{\partial z} + \Gamma \right) P = 0 , \quad (2.9)$$

onde c_s^2 representa a velocidade do som, ρ_0 e ρ_s são a densidade média do gás majoritário no estado básico e a densidade em uma altura de referência, respectivamente. O parâmetro Γ representa a influência do gradiente de densidade nos termos inerciais, sendo conhecido como coeficiente de Eckart, dado pela seguinte expressão:

$$\Gamma = \frac{1}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} + \frac{g}{c_s^2} , \quad (2.10)$$

O parâmetro N é a frequência angular de Brünt Väisälä, dada por:

$$N^2 = -g \left(\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} + \frac{g}{c_s^2} \right) . \quad (2.11)$$

Utilizando-se a aproximação hidrostática, $\rho \propto p \propto \exp(gz/RT)$, pode-se obter uma expressão mais simples para a frequência angular de Brünt Väisälä:

$$N^2 = \frac{g^2}{RT} \left(1 - \frac{RT}{c_s^2} \right) = \frac{g^2}{RT} \left(\frac{\gamma - 1}{\gamma} \right) , \quad (2.12)$$

onde γ é uma constante adimensional, dada pela razão c_p/c_v , sendo que as variáveis de estado c_p e c_v estão relacionadas entre si pela constante dos gases ideais: $R=c_p-c_v$, sendo $c_v = \frac{3}{2}R$ e $c_p = \frac{5}{2}R$.

O operador de Stokes: $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla$, pode ser redefinido de forma mais conveniente:

$$\frac{D}{Dt} = ik[u(z) - c] = -i\omega , \quad (2.13)$$

onde c é a velocidade de fase da onda e ω é a frequência angular aparente

A frequência angular intrínseca $\hat{\omega}$ da onda, determinada por um observador que se desloca com o vento médio de fundo, está associada à frequência angular aparente, ω , pela seguinte relação:

$$\hat{\omega} = \omega - \vec{k} \cdot \vec{u} . \quad (2.14)$$

onde os vetores $\vec{k}$ e $\vec{u}(z)$ representam o número de onda horizontal e o vento horizontal, respectivamente, e $\omega = c \cdot \vec{k}$.

Quando as ondas se movem mais rápido que o vento, $\hat{\omega}$ é positivo; caso contrário, é negativo, para soluções proporcionais a $\exp[i(kx - \omega t)]$. Usando-se a Equação 2.13 nas Equações 2.8 e 2.9, para eliminar P e U , chega-se na seguinte relação:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + \left[\frac{N^2}{(u_0 - c)^2} - \frac{u_0''}{u_0 - c} - \frac{2\Gamma u_0'}{u_0 - c} - k_h^2 - \Gamma^2 \right] W = 0 . \quad (2.15)$$

onde $u_0' = \frac{\partial u_0}{\partial z}$ e $u_0'' = \frac{\partial^2 u_0}{\partial z^2}$.

Desprezando-se os efeitos de compressibilidade (ondas acústicas), $\Gamma = 0$, a Equação 2.15 é conhecida como equação de Taylor-Goldstein, sendo esta o ponto de partida para a análise dos efeitos do cisalhamento e gradientes térmicos sobre o regime de propagação das ondas de gravidade. Assim, pode-se reescrever a equação de Taylor-Goldstein da seguinte forma:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + \left[\frac{N^2}{(u_0 - c)^2} - \frac{u_0''}{u_0 - c} - k_h^2 \right] W = 0 . \quad (2.16)$$

Desde que N^2 e u_0 são funções da altura e variam lentamente, pode-se usar a conhecida aproximação WKB¹. Com esta aproximação, resolve-se a equação diferencial definida na Equação 2.16 e a relação de dispersão, que relaciona a frequência com o número de onda, para as ondas de gravidade pode ser expressa por:

$$m^2 = \left[\frac{N^2}{(u_0 - c)^2} - \frac{u_0''}{u_0 - c} - k_h^2 \right] , \quad (2.17)$$

onde $m = 2\pi/\lambda_z$ é o número de onda vertical, e $k_h = 2\pi/\lambda_h$ é o número de onda horizontal.

2.3 Propagação das Ondas de Gravidade

A equação de Taylor-Goldstein pode apresentar dois tipos de soluções: 1) quando $m^2 > 0$, as ondas são ditas propagantes, pois propagam-se livremente em função da altura; 2) quando $m^2 < 0$, as ondas são ditas evanescentes, isto é, ondas que não se propagam livremente na vertical, estando sujeitas à reflexão da energia da onda (ISLER et al., 1997).

As ondas propagantes são caracterizadas por se propagarem tanto na horizontal quanto na vertical, enquanto que as ondas evanescentes se propagam apenas horizontalmente. As ondas propagantes incluem as ondas internas de gravidade, que, ao se deslocarem ascendentemente na atmosfera aumentam sua amplitude, devido ao decréscimo da densidade atmosférica, de forma a manter a conservação da energia.

¹A aproximação WKB, acrônimo de *Wentzel-Kramer-Brillouin*, pode ser empregada quando as propriedades do meio variam lentamente em relação ao comprimento de onda vertical.

A Figura 2.1(a) ilustra as características de propagação ascendente de uma onda de gravidade, enquanto que a Figura 2.1(b) apresenta as regiões do espectro de frequência para as ondas de gravidade, acústicas e evanescentes. Observa-se na Figura 2.1(a) que a energia da onda se propaga em um ângulo reto em relação à velocidade de fase da onda e a amplitude da onda aumenta com a altitude (HARGREAVES, 1992).

A Figura 2.1(b) apresenta os distintos regimes das ondas de curto período, em função da frequência ω e do número de onda horizontal k . O número de onda vertical ao quadrado, m^2 , representado pelas linhas tracejadas, indica a condição de propagação vertical da onda. Para $m^2 = 0$ o regime da onda é evanescente, isto é, não há propagação vertical e para $m^2 > 0$ a onda é dita propagante. As ondas que ocorrem na região de altas frequências, $\omega > \omega_a$, são denominadas ondas acústicas, enquanto que as ondas de gravidade ocorrem na região de baixas frequências, $\omega < \omega_g$. Na denominação representada na Figura 2.1(b), ω_a é a frequência de corte acústico e $\omega_g = N$ é a frequência de Brunt-Väisälä. No intervalo destas frequências, $\omega_g < \omega < \omega_a$, as ondas são denominadas evanescentes (BEER, 1974).

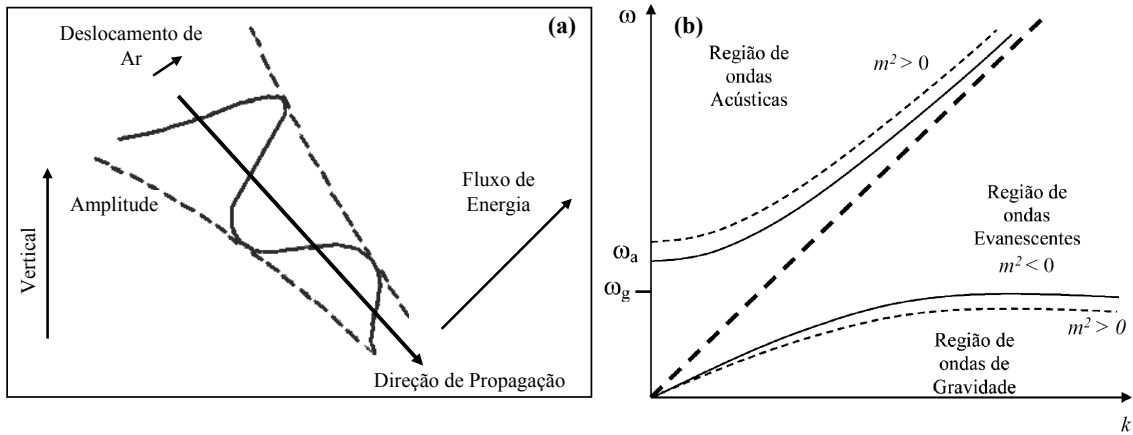


Figura 2.1 - (a) Características da propagação ascendente de uma onda de gravidade e (b) as regiões do espectro de frequência para três tipos de ondas.

Fonte: Adaptadas de (a) Hargreaves (1992, p.126) e de (b) Beer (1974, p. 55).

Uma onda de gravidade, ao se propagar na atmosfera, pode encontrar uma região onde o vento médio apresenta a mesma velocidade de fase (mesma magnitude, direção e sentido) da onda. Quando isso acontece, chama-se esta região de *nível crítico*. O nível crítico pode ser representado matematicamente pela singularidade na solução

da equação de Taylor-Goldstein (Equação 2.16), que ocorre quando a velocidade do vento, $u_0(z_c)$, é igual à velocidade horizontal de fase da onda de gravidade ($u_0 = c$).

A Figura 2.2(a) ilustra o comportamento de uma onda de gravidade ao se aproximar de um nível crítico (z_c). Quando isso acontece, a frequência intrínseca da onda tende a zero ($\hat{\omega} \rightarrow 0$) e em consequência disso, o número de onda vertical tende a infinito ($m \rightarrow \infty$). Se uma onda leva um tempo muito grande ($t \rightarrow \infty$) para atingir o nível crítico, esta será absorvida pelo nível crítico, ao invés de ser refletida ou transmitida. Os níveis críticos filtram ondas com comprimentos de onda horizontal pequeno, pois estas ondas apresentam uma baixa velocidade de fase vertical (BEER, 1974).

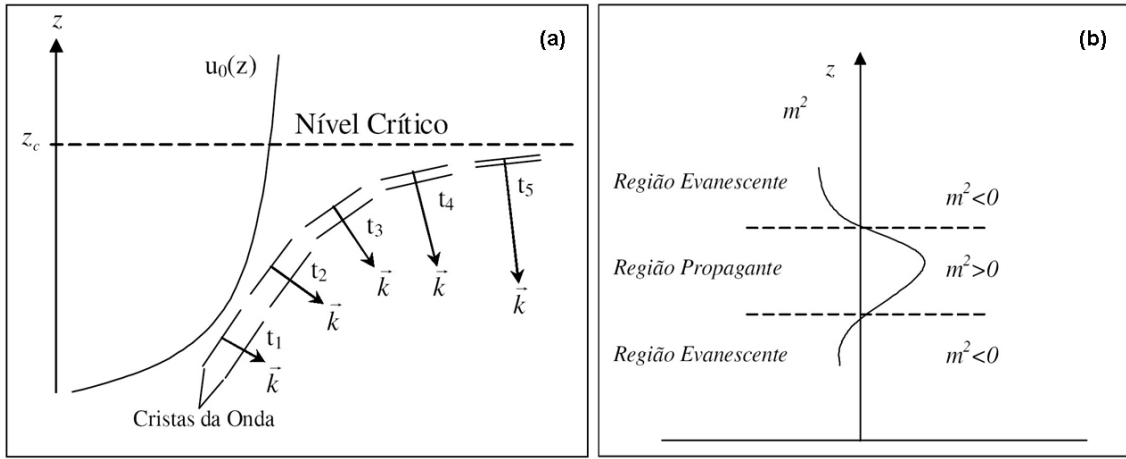


Figura 2.2 - (a) Representação esquemática de uma onda de gravidade se aproximando de um nível crítico (z_c). (b) Perfil do número de onda vertical ao quadrado, o qual representa a condição de propagação vertical da onda.

Fonte: Adaptadas de (a) Gossard e Hooke (1975, p. 178) e de (b) Chimonas e Hines (1986, p. 1220).

Diversos campos atmosféricos podem influenciar na propagação das ondas de gravidade, sendo que os principais campos são os de ventos e de temperatura. A variação desses campos na atmosfera podem causar reflexão das ondas ou formar canais onde estas podem se propagar. Estes canais são conhecidos como ducto térmico, devido a gradientes de temperatura, ou ducto Doppler, causado por gradientes de vento (ISLER et al., 1997). A Figura 2.2(b) ilustra uma condição de ducto, que é a região de $m^2 > 0$ delimitada por $m^2 < 0$. A presença de ductos na atmosfera permite que as ondas, dentro desses canais, se propaguem por longas distâncias horizontais.

2.4 Fontes de Geração das Ondas de Gravidade

As típicas fontes de geração das ondas de gravidade incluem os efeitos orográficos, a convecção térmica e o cisalhamento local de ventos. No entanto, outras fontes podem também ser significativas em locais preferenciais ou em associação com a dinâmica específica de larga escala (FRITTS; ALEXANDER, 2003). Outros exemplos de fontes importantes são as correntes de jatos (*jet streams*) na troposfera e os sistemas frontais. Interações entre ondas de pequena escala, que ocorrem na atmosfera, também podem gerar ondas de maior escala (FRITTS; ALEXANDER, 2003). Em altas latitudes, as ondas de gravidade podem ser geradas por efeito Joule, na região da oval auroral durante intensas tempestades magnéticas, e pelo eletrojato auroral (TAYLOR; HAPGOOD, 1988). Os trabalhos de Taylor e Hapgood (1988) e Taylor et al. (1995a), por exemplo, mostram que as atividades de tempestades elétricas na atmosfera, associadas às nuvens cumulonimbus, também podem ser geradoras das ondas de gravidade observadas na mesosfera. A geração dessas ondas ocorre a partir das intensas convecções no interior dessas nuvens.

Medeiros (2001) utilizou imagens de satélite e dados de um sensor de relâmpagos *Lightning Imaging Sensor* (LIS), a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), associou a geração de ondas de gravidade observadas em Cachoeira Paulista (23°S, 45°W) com regiões de fortes convecções, localizadas a aproximadamente 1000 km a oeste do observatório.

Wrasse (2004) implementou a técnica de *ray tracing*, possibilitando a determinação da retrotrajetória das ondas de gravidade observadas na mesosfera e suas possíveis fontes nas regiões de Cachoeira Paulista (23° S, 45°W) e São João do Cariri (7°S, 36°W). Ele observou que dentre as fontes troposféricas identificadas, os sistemas frontais, caracterizados principalmente pelas frentes frias, foram responsáveis por 22% das fontes de geração investigadas na região sudeste do Brasil. As convecções associadas às nuvens cumulonimbus representaram 25% das fontes de geração, e o efeito orográfico 33%, sendo o restante associado a outros tipos de fontes. Para as ondas de gravidade observadas em Cachoeira Paulista, foi constatado que mais de 78% da posição final das retrotrajetórias das ondas estava na região da mesosfera e para São João do Cariri, ~76% das ondas tiveram possível origem na mesosfera.

Recentemente, [Vadas et al. \(2009\)](#) investigaram as prováveis fontes de 6 eventos de onda de gravidade de média escala ($\lambda_h \sim 60\text{--}160$ km) observados próximo de Brasília (15°S, 47°W), através da técnica de *ray tracing*. Utilizando os resultados do *ray tracing* e imagens de satélite, eles associaram as prováveis fontes geradoras dessas ondas às convecções profundas e aglomerados convectivos.

2.5 Tipos de Ondas Observadas com Imageadores de Airglow

A partir de observações do airglow por imageadores é possível investigar a estrutura horizontal e as características das ondas de gravidade diretamente. Em geral, as emissões de airglow utilizadas para esse fim são as provenientes da região da mesosfera ($\sim 80\text{--}100$ km), estas emissões são: OH NIR; OI 557,7 nm; Na(²P) e O₂(0-1). Os imageadores de airglow são mais adequados para observar ondas de gravidade com curtos períodos (< 1 hora), e com pequenos comprimentos de onda horizontal (< 100 km).

[Medeiros \(2001\)](#) desenvolveu o trabalho pioneiro de estudo de ondas de gravidade no Brasil, utilizando dados de um imageador *all-sky* instalado em Cachoeira Paulista. As observações foram conduzidas entre outubro de 1998 e setembro de 1999, onde foram coletadas imagens úteis em 69 noites e 283 eventos de onda foram identificados.

No trabalho de [Medeiros \(2001\)](#), dois tipos (ou grupos) majoritários de ondas foram identificados e classificados de acordo com suas propriedades espaciais e temporais, que são: (a) Bandas - usualmente aparecem como uma série extensiva de ondas quasi-monocromáticas, que exibem comprimentos de onda horizontal de dezenas a centenas de quilômetros, e persistem por várias horas; (b) *Ripples* - ondas que se estendem sobre áreas geográficas muito menores do que as bandas, tipicamente menores do que 5000 km², persistindo nas imagens por alguns minutos, em geral menor que 45 minutos, sendo estas mais transientes que as bandas.

A Figura 2.3 mostra dois eventos observados por [Medeiros \(2001\)](#). A Figura 2.3(a) mostra um evento do tipo banda, observado na noite de 16 de fevereiro de 1999 das 23:11 à 01:48 hora local (LT), enquanto que a Figura 2.3(b) mostra um evento do tipo *ripple*, o qual foi detectado na noite de 16 de maio de 1999 entre 20:06 e 21:00 LT, deslocando-se para nordeste.

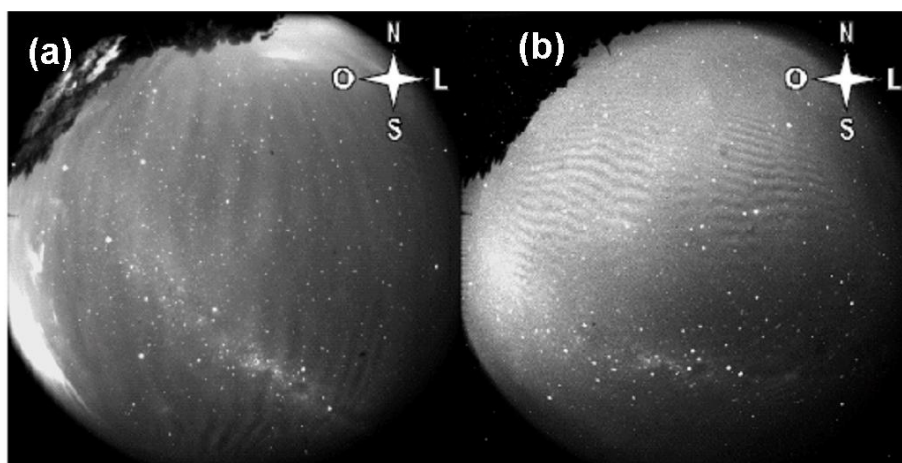


Figura 2.3 - (a) Exemplo de uma onda de gravidade do tipo banda, registrada na emissão do OH NIR, e (b) evento de *ripple* observado na emissão do OI 557,7 nm.
Fonte: Adaptada de Medeiros (2001, p.83).

Um outro tipo de onda detectada por Medeiros (2001) é a do tipo escada (*ladder*), que apresenta um padrão com característica transiente e com grande amplitude. Acredita-se que sua origem é devida à superposição de duas bandas que se propagam com azimutes diferentes (TAYLOR et al., 1995). A Figura 2.4 mostra um exemplo desse tipo de onda, detectada por Medeiros (2001) na emissão do OH NIR.

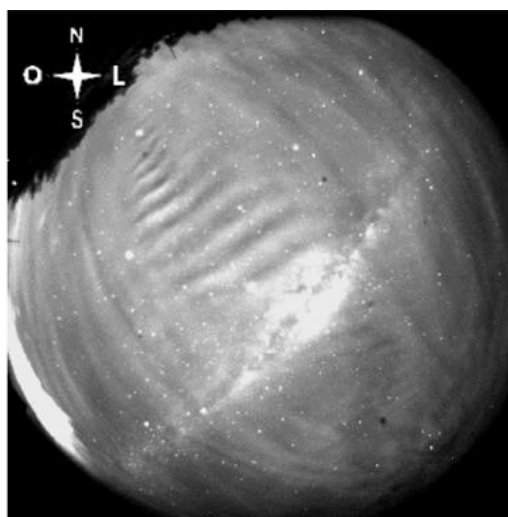


Figura 2.4 - Imagem na emissão do OH, mostrando um evento do tipo escada propagando-se para sudeste, superposta a uma banda que se desloca para sudoeste.
Fonte: Medeiros (2001, p.83).

Além das classes de ondas mostradas anteriormente, outras ondas peculiares, como as frentes mesosféricas, têm sido identificadas em imageadores desde a campanha *Airborne Lidar and Observations of Hawaiian Airglow* (ALOHA-93) conduzida em Haleakala (21° N, 156° O), Maui (SWENSON; ESPY, 1995; TAYLOR et al., 1995b). O trabalho de Swenson e Espy (1995) apresentou e discutiu um evento de frente mesosférica, denominada avanço mesosférico, que mostrou a característica de um grande aumento ($\sim 50\%$) na intensidade da emissão em um curto intervalo de tempo (5 minutos).

Outro tipo de frente mesosférica denominada de *bore*, traduzido para o português como pororoca mesosférica, devido à analogia com as pororocas de rios, foi primeiramente identificada por Taylor et al. (1995b). Este evento apareceu na imagem do OH NIR como uma frente linear seguida por um campo de brilho intenso cruzando todo o céu. Essa frente também foi detectada nos dados de um interferômetro, na forma de um aumento acentuado na intensidade ($> 50\%$) e na temperatura rotacional ($\sim 20\%$) da hidroxila. Simultaneamente, um decrescimento na intensidade da emissão do oxigênio atômico (OI 557,7 nm) foi detectado. Esse efeito oposto das emissões (OH NIR e OI 557,7), associado à mesma frente mesosférica, foi denominado por Taylor et al. (1995b) de efeito de complementariedade.

A Figura 2.5 mostra o exemplo de uma pororoca mesosférica observada por Taylor et al. (1995b) durante a campanha ALOHA-93. As imagens das emissões do OI 557,7 nm e do OH NIR estão à esquerda e à direita na figura, respectivamente, em três instantes distintos.

A primeira observação do fenômeno de pororoca mesosférica no Brasil foi realizada por Medeiros et al. (2001). A Figura 2.6 mostra um exemplo de uma pororoca mesosférica observada em Cachoeira Paulista nas emissões do OI 557,7 nm e do OH. A frente de onda apresentou uma velocidade de fase de 70 m/s, um período de 5,47 minutos e um comprimento de onda horizontal de 23 km.

Além dos trabalhos citados anteriormente, muitos outros foram publicados recentemente. Destes, pode-se destacar o trabalho de Smith et al. (2003), que reportou um espetacular evento de pororoca mesosférica em latitudes médias e que durou pelo menos 5,5 horas. Na região equatorial brasileira, São João do Cariri (7°S), Fechine et al. (2005) observaram um grande número de pororocas mesosféricas (> 60), ao longo de 2 anos, sugerindo que estas ondas são abundantes em baixas latitudes.

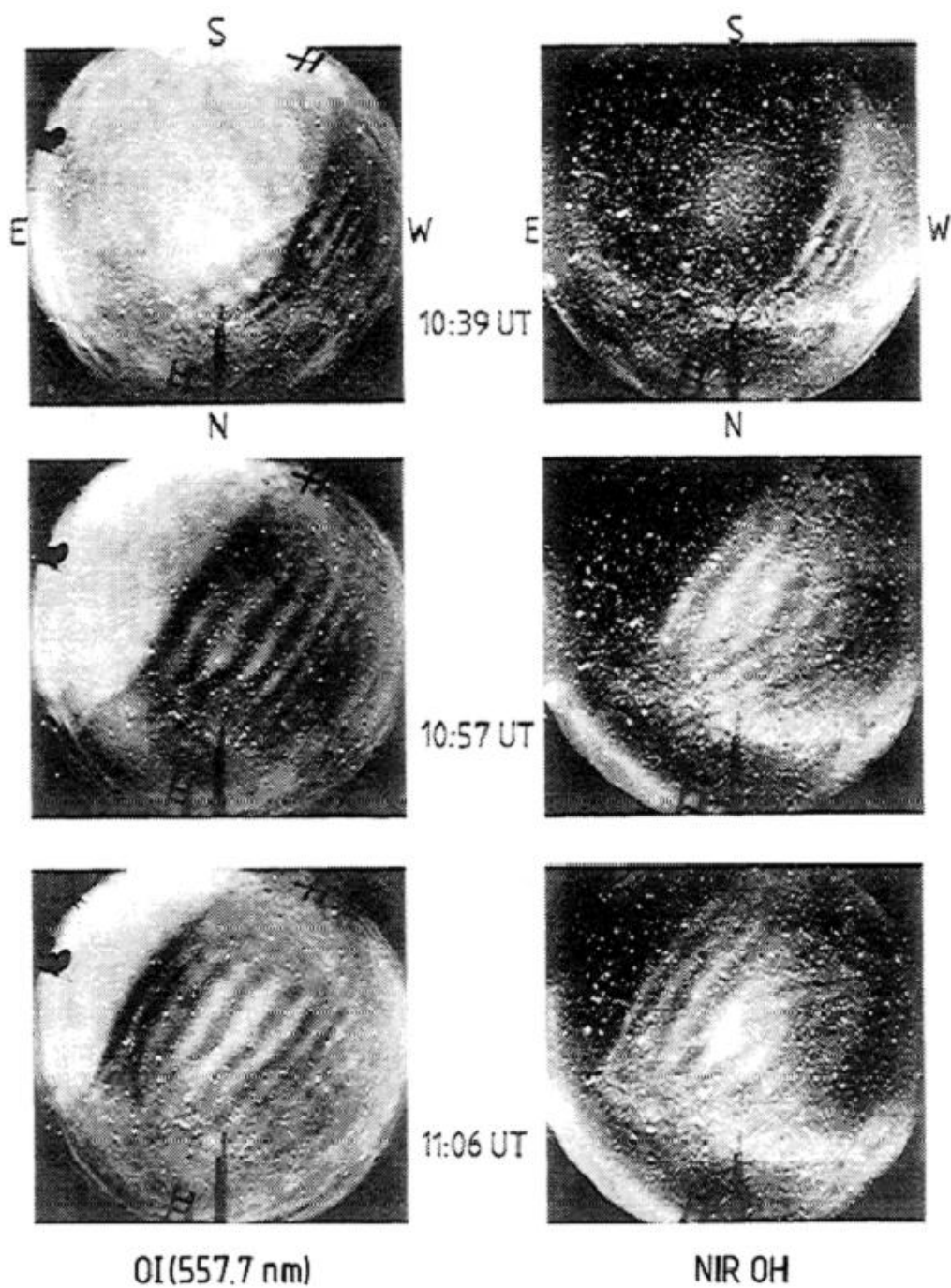


Figura 2.5 - Evento de pororoca mesosférica observada em Haleakala (21°N), Maui, no dia 10 de outubro de 1993, nas emissões do OI 557,7 nm e OH NIR.
 Fonte: Taylor et al. (1995b, p.2850).

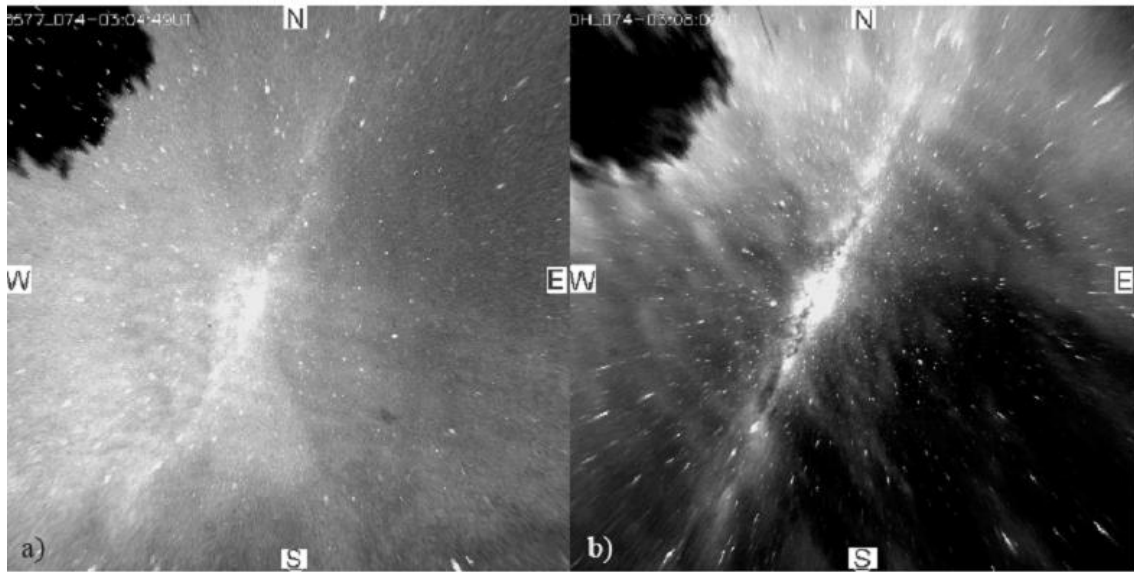


Figura 2.6 - Porroca mesosférica observada em Cachoeira Paulista (23°S), Brasil, nas emissões do (a) OI e do (b) OH.
 Fonte: Medeiros et al. (2001, p.2850).

No entanto, em altas latitudes também é possível observar eventos do tipo porroca mesosférica, como foi reportado por Nielsen et al. (2006) e Stockwell et al. (2006) para a estação Halley (76°S), Antártica.

A Figura 2.7 apresenta a primeira porroca mesosférica reportada na Antártica com observações de imageador *all-sky*. Observa-se que a frente de onda se propaga para sul e apresenta um trem de ondas bem definido. A Figura 2.7(A) mostra a porroca mesosférica, em uma imagem original *all-sky* na emissão do OH. A Figura 2.7(B) apresenta o mesmo evento, na emissão do Na, com a imagem mapeada em coordenadas geográficas e com o campo de estrelas removido.

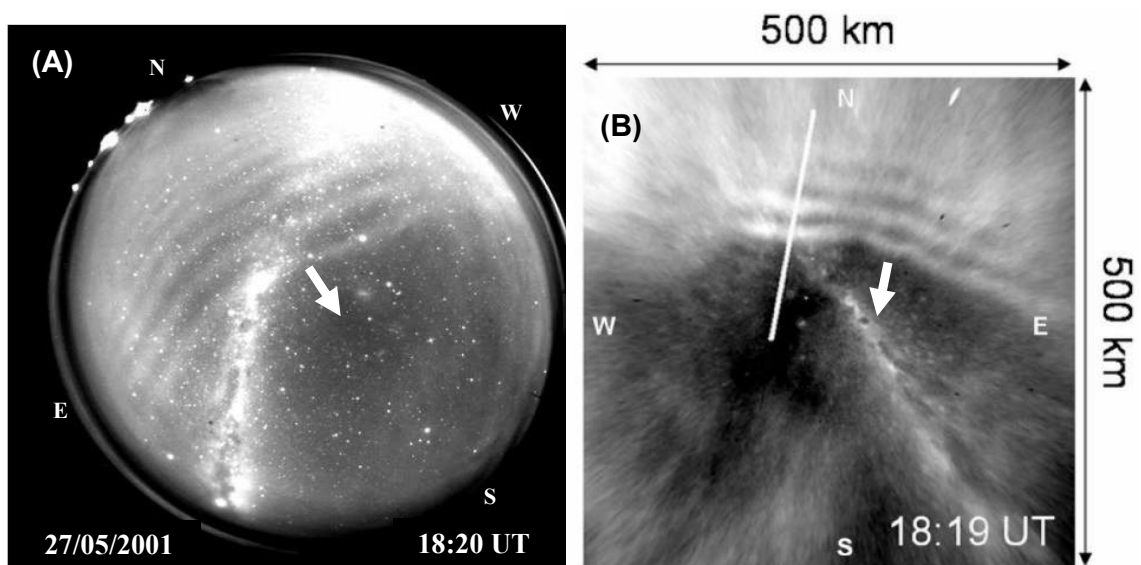


Figura 2.7 - Porroca mesosférica observada na estação Halley (76°S), Antártica, em 27 de maio de 2001. (A) Imagem original observada na emissão do OH NIR e (B) imagem na emissão do Na, mapeada geograficamente e com as estrelas removidas. As setas nas imagens indicam a direção de propagação da onda. Fonte: Adaptadas de (A) [Nielsen \(2007, p.34\)](#) e (B) [Nielsen et al. \(2006, p.2\)](#).

3 INSTRUMENTAÇÃO E METODOLOGIA

Neste capítulo serão descritos o local onde ocorreram as observações de ondas de gravidade, bem como a instrumentação e metodologia empregadas na caracterização desses fenômenos.

3.1 Estação Antártica Comandante Ferraz

O local das observações, a Estação Antártica Comandante Ferraz (62°S, 58°W) (EACF), localiza-se na Ilha Rei George, pertencente ao Arquipélago Shetland do Sul. A EACF está localizada à 150 km da Península Antártica, em torno de 500 km do Círculo Polar Antártico (66°S) e à 3000 km do polo sul geográfico (UFRGS.NUPAC, 2009).

A Figura 3.1 mostra a região geográfica onde está localizada a EACF a partir de uma imagem do globo terrestre, em destaque observa-se a região da Península Antártica e a localização exata da estação brasileira na Ilha Rei George. Na Figura 3.1(D) observa-se uma aérea da EACF, destacando-se a estação propriamente dita.

O módulo de observações de airglow, Punta Plaza, fica localizado à 1 km da sede da EACF e por este motivo não aparece na Figura 3.1(D). Apesar dessa pequena distância, o acesso ao local das observações é restrito às condições de tempo, principalmente do vento. A Figura 3.2 apresenta uma visão geral do módulo, onde se observa as cúpulas internas, destacando a sala de controle dos instrumentos e o imageador *all-sky*. É importante ressaltar que a instalação do imageador, bem como a sua calibração e o monitoramento das observações foram realizadas pelo próprio autor deste trabalho, que participou da Operação Antártica XXV e permaneceu na estação brasileira entre março e agosto de 2007.

3.2 O Imageador

O principal instrumento utilizado neste trabalho foi um imageador *all-sky*, com um sensor *Charge Coupled Device* (CCD) *front-illuminated* da *Santa Barbara Instrument Group* (SBIG), modelo STL-1001E. O tamanho do sensor é de 24,6×24,6 mm, com uma resolução de 1024×1024 pixels e ~50% de eficiência quântica na região do infravermelho próximo, ou *NearInfraRed* (NIR) (SBIG, 2009). A câmera foi acoplada a um sistema telecêntrico com uma lente tipo *fish-eye* e um filtro de duas polegadas para a banda do OH NIR (715-930 nm).

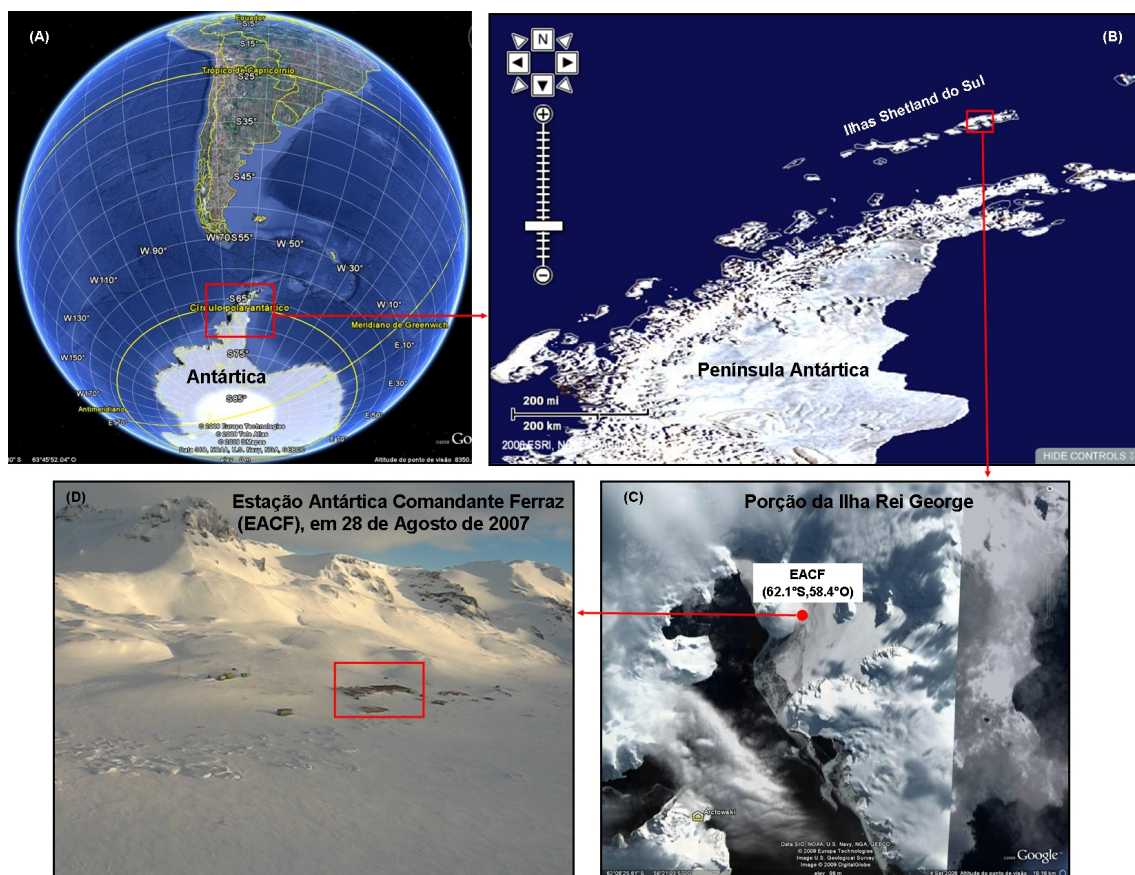


Figura 3.1 - (A) Vista do globo da Terra a partir do Polo Sul. (B) Mapa mostrando somente a região da Península Antártica, destacando uma parte das Ilhas Shetland do Sul, onde se encontra a EACF. (C) Parte da Ilha Rei George, onde está localizada a estação brasileira. (D) Foto aérea da estação brasileira EACF, com destaque para o complexo da estação propriamente dita.
 Fonte: (A) e (C) *Google Earth*, versão 2009 e (B) *National Geographic* (2007).

A Figura 3.2(D) mostra uma foto do imageador instalado na cúpula de observação. Nesta imagem, é possível visualizar o sistema de ventilação forçada (tubo branco) instalado na cúpula do imageador. A necessidade desse sistema de ventilação se deve ao fato da ocorrência constante de condensação interna da cúpula, sendo que após sua instalação as imagens mostraram-se melhores para a identificação das estrelas (utilizadas no processo de calibração) e dos eventos de onda.



Figura 3.2 - (A) Módulo onde são feitas as observações de airglow na EACF. (B) A parte do módulo onde estão as duas cúpulas de observação. (C) e (D) Dependências internas do módulo onde estão dispostos os computadores e o imageador *all-sky*, respectivamente.

A Figura 3.3 apresenta um exemplo de imagem obtida com parte da cúpula condensada, onde se observa claramente a região central da imagem mais nítida que as bordas. Esta imagem foi obtida em 25 de abril, primeira noite de observação com condição de céu limpo.

A imagem na Figura 3.3(A) tem um tamanho de 1024×1024 pixels, pois foi obtida no modo de operação manual da câmera. Observa-se que a imagem real do céu noturno ocupa uma pequena porção da imagem, $\sim 30\%$, o que prejudicou a identificação das ondas e a análise dos dados. Esse inconveniente ocorreu devido ao fato do imageador ter sido adaptado e não ser o sistema originalmente projetado, pois a câmera original teve problemas técnicos e não pôde ser utilizada. Para contornar esse problema, as imagens foram recortadas para 512×512 pixels, sendo tal procedimento implementado na aquisição automática dos dados. A Figura 3.3(B) mostra a mesma imagem vista na Figura 3.3(A), porém recortada para a dimensão de 512×512 pixels.

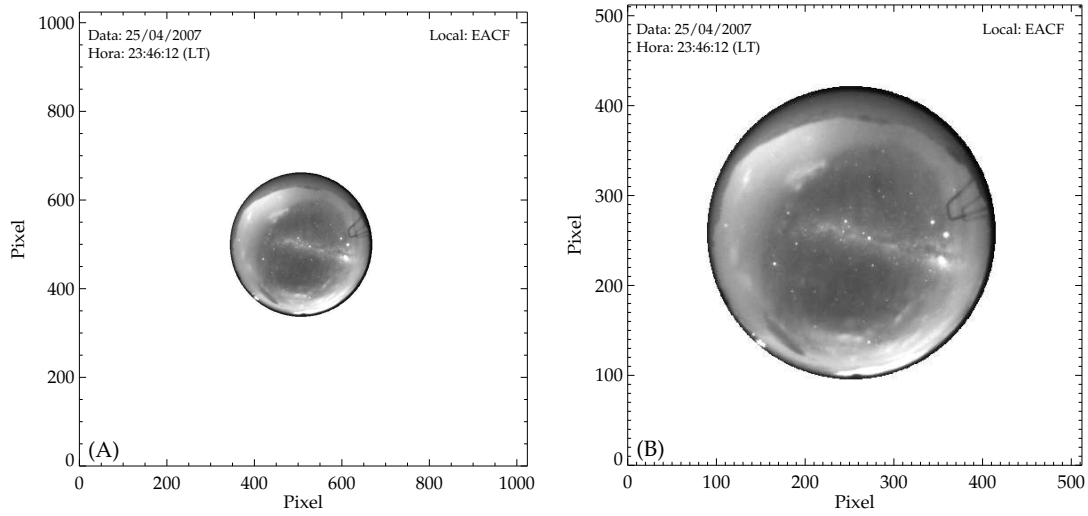


Figura 3.3 - (A) Imagem original obtida em 25 de abril de 2007, com a dimensão de 1024×1024 pixels. (B) Mesma imagem de (A) recortada para 512×512 pixels.

A limitação espacial nas observações, evidenciada pelo tamanho real da imagem ($\sim 312 \times 312$ pixels), não prejudicou a identificação dos eventos de onda de gravidade e muito menos sua caracterização, porém este processo tornou-se mais trabalhoso. A Tabela 3.1 apresenta as características da câmera utilizada e outras informações relevantes associadas ao sistema do imageador.

Tabela 3.1 - Características do Imageador utilizado na EACF.

CCD / Modelo	SBIG / STL-1001E
Total de Pixels	1024×1024
Pixeis Úteis	$\sim 312 \times 312$
Resolução Máxima Utilizada	1,5 km/Pixel
Emissão de Airglow	OH NIR (715-930 nm)
Altura do Pico da Emissão	~ 87 km
Tempo de Exposição	20 segundos
Intervalo entre Imagens	~ 38 segundos

Apesar da limitação mencionada, deve-se observar que este imageador apresenta uma característica singular, que é o curto intervalo de amostragem dos dados (~ 38 segundos). Essa característica se deve ao fato do imageador estar equipado com apenas um filtro (OH NIR), o que permite observar eventos com duração menor do que

5 minutos, e conseqüentemente a quantidade de eventos possíveis de serem identificados e caracterizados é muito maior, quando comparada com imageadores dotados de roda de filtros. Desse modo, uma grande quantidade de ondas de gravidade foi caracterizada durante a campanha conduzida na EACF.

3.2.1 Calibração do Imageador

A calibração do imageador é de extrema importância, pois para analisar as imagens e determinar as características das ondas de gravidade é necessário utilizar um sistema de coordenadas que relacione a distância entre pixels na imagem com a distância física na altura da camada de emissão (GARCIA et al., 1997).

Para que a calibração seja realizada com sucesso, primeiramente é necessário um bom ajuste de foco na câmera. A imagem utilizada para a calibração deve ser obtida em uma noite com céu totalmente limpo e sem a presença da Lua, de modo que a maior quantidade possível de estrelas possa ser identificada, e então se tenha uma boa confiabilidade no resultado da calibração.

A metodologia utilizada baseia-se no processo de transformação de coordenadas da imagem original para as coordenadas geográficas (HAPGOOD; TAYLOR, 1982; GARCIA et al., 1997). As coordenadas originais da imagem são representadas pela matriz de dados gravados na CCD, onde essas coordenadas são representadas por índices (i , j). O método utilizado introduz um sistema de coordenada padrão, que é uma transformação linear das coordenadas da imagem original. Esse novo sistema é representado em termos das coordenadas de azimuth e elevação, representadas na calibração por cada estrela que foi identificada na imagem. A partir das coordenadas de azimuth e elevação, a imagem é então projetada no sistema de coordenadas geográficas. Nesse último sistema, o zênite é localizado no centro da imagem e x e y correspondem aos eixos leste-oeste e norte-sul, respectivamente.

A relação entre o sistema de coordenadas na CCD e na atmosfera depende da função da lente, $G(\chi)$, que relaciona o ângulo de elevação e a distância do centro da imagem. O algoritmo para a determinação desta função foi desenvolvido por R. Maekawa no *Radio Atmospheric Science Center* (RASC) da Universidade de Kyoto (MAEKAWA, 1998). O processo de calibração utilizado no presente trabalho segue o mesmo formalismo descrito por Medeiros (2001), e os detalhes do mesmo são apresentados no Apêndice A.

Na determinação da função da lente foi utilizada uma imagem de airglow onde foram identificadas 37 estrelas. O processo de identificação das estrelas envolve duas etapas, sendo a primeira uma identificação prévia das estrelas mais brilhantes que aparecem tanto na imagem de airglow obtida com o imageador, quanto na imagem da carta celeste¹ obtida para o mesmo dia, local e hora da imagem de airglow. Na segunda etapa, as estrelas selecionadas são identificadas por sua elevação e seu azimute, na imagem do globo celeste, e por suas coordenadas, em pixel, na imagem de airglow.

A Figura 3.4 apresenta o resultado para a Função da Lente determinada neste estudo, onde os coeficientes da função $G(\chi)$ foram obtidos com um ajuste polinomial de grau 4. Além dos coeficientes do polinômio, as informações do zênite real e a correção no azimute para a imagem são obtidas.

A partir dos resultados apresentados na Figura 3.4 a imagem de airglow é alinhada de modo que seu topo fique para o norte e, posteriormente ela é projetada numa área plana, em coordenadas geográficas, na altura da emissão do OH NIR (~ 87 km).

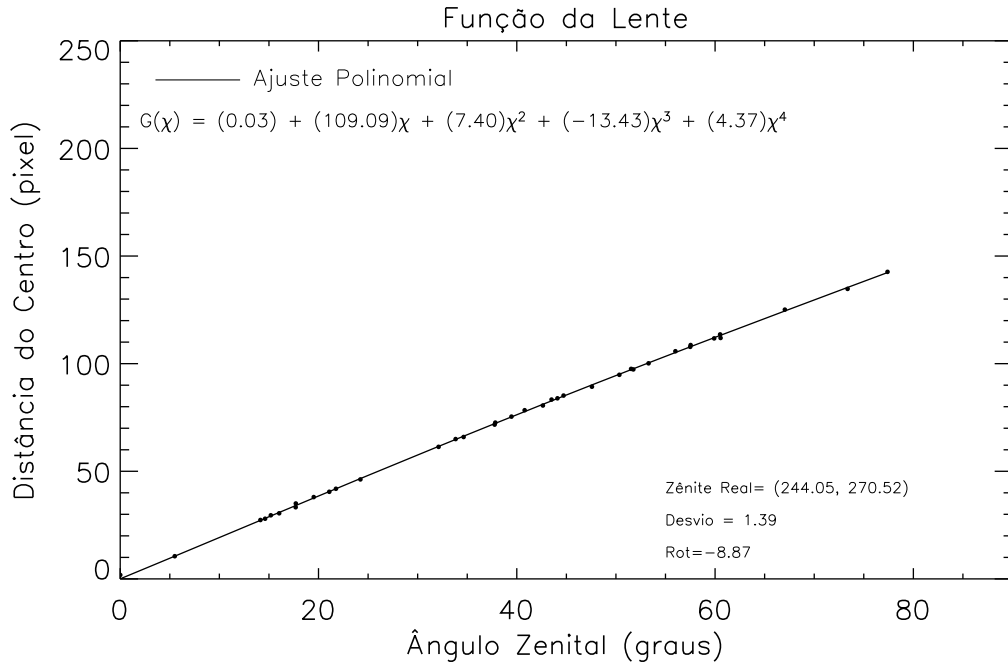


Figura 3.4 - Resultado para a função da lente, utilizando 37 estrelas.

¹A carta celeste e as informações de cada estrela foram obtidas do *software SkyMap*

A Figura 3.5(A) mostra a imagem original utilizada no processo de calibração, enquanto que a Figura 3.5(B) apresenta a mesma imagem alinhada em relação ao norte geográfico. As Figuras 3.6(A) e (B) mostram a mesma imagem da Figura 3.5(B) projetada para a altura de 87 km, com resoluções de 1 km/pixel e 1,5 km/pixel, respectivamente. Observa-se nessas imagens que a área plana útil é em torno de 310×310 km na resolução de 1 km/pixel e de $\sim 465 \times 465$ km quando utiliza-se uma resolução de 1,5 km/pixel. Apenas estas duas projeções foram utilizadas no presente trabalho, devido à dificuldade na identificação dos eventos de onda nas outras projeções.

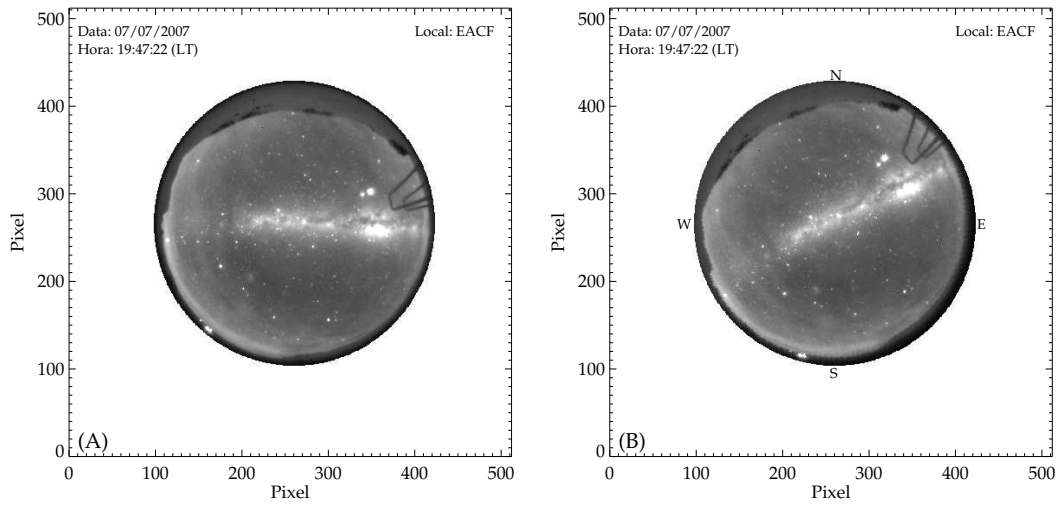


Figura 3.5 - Imagem obtida em 07 de julho de 2007 no modo automático, com 512×512 pixels. (A) Imagem original e (B) imagem alinhada com o norte geográfico.

3.3 Pré-Processamento das Imagens

O primeiro procedimento antes do pré-processamento das imagens, no sistema de coordenadas padrão (topo da imagem para o norte), é a identificação das ondas de gravidade num intervalo de imagens onde as ondas apareceram claramente. O processo de identificação dos eventos de onda é realizado utilizando vídeos gerados para cada noite de observação. Em geral o processo de identificação dos eventos de onda é repetido várias vezes, até que se tenha certeza da ocorrência dos mesmos. Na sequência é feita a transformação do sistema de coordenadas da CCD (imagem padrão) para o sistema de coordenadas da atmosfera (imagem projetada na altura da camada de emissão). Nesse processo faz-se uso do resultado da calibração (função da lente).

A Figura 3.6 mostra uma imagem, a mesma apresentada na 3.5(B), projetada no referencial da atmosfera para a altura de 87 km (pico da emissão do OH). A imagem apresetada na Figura 3.6(A) foi projetada em 512×512 km, resolução de 1 km/pixel, enquanto que a imagem mostrada na Figura 3.6(B) foi projetada em 768×768 km, que equivale a uma resolução de 1,5 km/pixel.

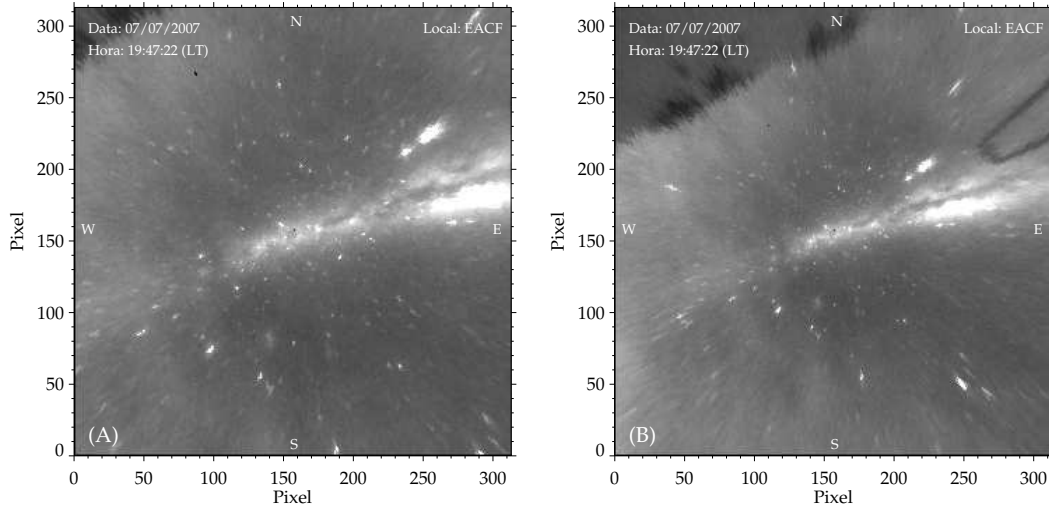


Figura 3.6 - Imagem padrão projetada para a altura do pico da camada do OH (87 km), em (A) 512×512 km (1 km/pixel) e (B) 768×768 km (1,5 km/pixel).

A técnica utilizada no pré-processamento das imagens é a mesma descrita por Medeiros (2001), Wrasse (2004) e Fachine (2007), exceto pela aplicação de um outro filtro passa-alta (OPPENHEIM; SCHAFER, 1989; FANNING, 2008).

A primeira etapa do pré-processamento é a remoção do campo de estrelas da imagem, para eliminar a contaminação luminosa no espectro, em altas frequências, das ondas de gravidade (MAEKAWA, 2000). Uma imagem com o campo de estrelas removido é apresentada na próxima seção, Figura 3.7(b). Na sequência do pré-processamento, a imagem com as estrelas removidas é submetida à um filtro passa-alta, sendo que o filtro utilizado foi o Butterworth de ordem 2, e com frequências de corte em 8 e 14 km para projeções em 512×512 e 768×768 km, respectivamente.

3.4 Análise Espectral

Após a identificação dos eventos de onda e o pré-processamento, aplica-se a análise espectral a uma sequência de imagens previamente selecionadas. A análise espectral empregada consiste na aplicação da transformada de Fourier discreta ao conjunto de imagens. A descrição completa da aplicação dessa análise nas imagens de ariglow pode ser encontrada em [Wrasse et al. \(2007\)](#). A transformada de Fourier Discreta em duas dimensões (DFT-2D) é definida por:

$$F(k, l) = \sum_{x=0}^{M-1} \sum_{y=0}^{N-1} \left(e^{-i \frac{2\pi x k}{M}} \right) \left(e^{-i \frac{2\pi y l}{N}} \right) f(x, y), \quad (3.1)$$

onde $F(k, l)$ é a transformada de Fourier da função $f(x, y)$, k e l são os números de onda zonal e meridional, respectivamente e $M \times N$ é a dimensão da imagem analisada. Desse modo, o espectro de potência em duas dimensões é definido pelo módulo quadrático de $F(k, l)$, isto é, $|F(k, l)|^2$.

Como o espectro de potência é simétrico em relação à origem, $|F(k, l)|^2 = |F(-k, -l)|^2$, existe uma ambiguidade de 180° na direção de propagação da onda. Neste caso, somente a metade do espectro resultante contém a informação desejada, a outra metade é redundante. Assim, o sentido de propagação da onda não pode ser determinado diretamente através do espectro de potência. Uma maneira simples de resolver este problema é pela visualização de uma sequência de imagens que contenha a informação do evento de onda. Outro método, que foi utilizado nesse trabalho, é a determinação do espectro cruzado entre duas imagens sucessivas. O espectro cruzado fornece um valor complexo que contém informações da amplitude e da fase dos dois sinais, e ao escolher duas imagens sucessivas, representadas por $f(x, y)$ e $g(x, y)$, o espectro cruzado entre essas imagens é representado por:

$$C(k, l) = F(k, l)G^*(k, l), \quad (3.2)$$

onde $F(k, l)$ e $G(k, l)$ representam as transformadas de Fourier discretas das imagens $f(x, y)$ e $g(x, y)$, e $G^*(k, l)$ é o complexo conjugado de $G(k, l)$. Se o número de imagens selecionadas for n , o espectro cruzado é computado para $n - 1$ imagens e o espectro cruzado resultante será a média do conjunto dos $n - 1$ espectros computados.

A amplitude do espectro cruzado é dada pelo módulo do espectro cruzado, $|C(k, l)|$, e a fase do espectro cruzado é expressa por:

$$\varphi_{(k,l)} = \arctg \left\{ \frac{\text{Im}(C(k, l))}{\text{Re}(C(k, l))} \right\}, \quad -\pi \leq \varphi \leq \pi. \quad (3.3)$$

A diferença de fase causada pela propagação da onda é àquela associada ao número de onda (k, l) para o qual a amplitude do espectro cruzado é máxima.

A Figura 3.7(a) apresenta a imagem em coordenada padrão com uma onda se propagando para noroeste, indicada pela seta branca. A Figura 3.7(b) apresenta a mesma imagem em coordenada geográfica (projetada em 512×512 km) e com as estrelas removidas. A área destacada na imagem é a região onde será aplicada a análise espectral. A linha que corta o retângulo indica o sentido de propagação da onda.

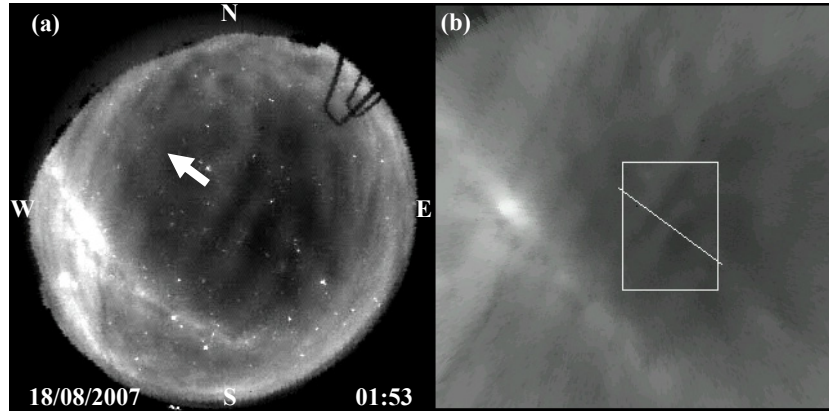


Figura 3.7 - (A) Imagem em coordenada padrão, (B) imagem em coordenada geográfica com o campo de estrelas removido, mapeada para uma área de 512×512 km.

O resultado obtido pela análise espectral para uma sequência de 8 imagens é apresentada na Figura 3.8, onde são apresentadas a amplitude e a fase do espectro cruzado médio em função dos números de onda zonal e meridional.

Na Figura 3.8 os números de onda, para os quais a amplitude é máxima, correspondem ao evento de onda de gravidade identificado na Figura 3.7. Os parâmetros das ondas de gravidade são obtidos, utilizando os resultados do espectro cruzado, seguindo o procedimento descrito por Maekawa (2000). Desse modo, o número de

onda (k, l) com a maior amplitude no espectro cruzado é escolhido como sendo o número de onda correspondente ao evento de onda que está sendo analisado. A diferença de fase entre duas imagens sucessivas, $\Delta\varphi(k, l)$, é a fase do espectro cruzado para estes números de onda. Assim, a velocidade de fase observada, c_{obs} , pode ser determinada através da seguinte expressão:

$$c_{obs} = \frac{1}{\sqrt{k^2 + l^2}} \cdot \frac{\Delta\varphi(k, l)}{360^\circ} \cdot \frac{1}{\Delta t}, \quad (3.4)$$

onde $\sqrt{k^2 + l^2} = k_h$ é o número de onda horizontal, e Δt é a diferença temporal entre duas imagens sucessivas.

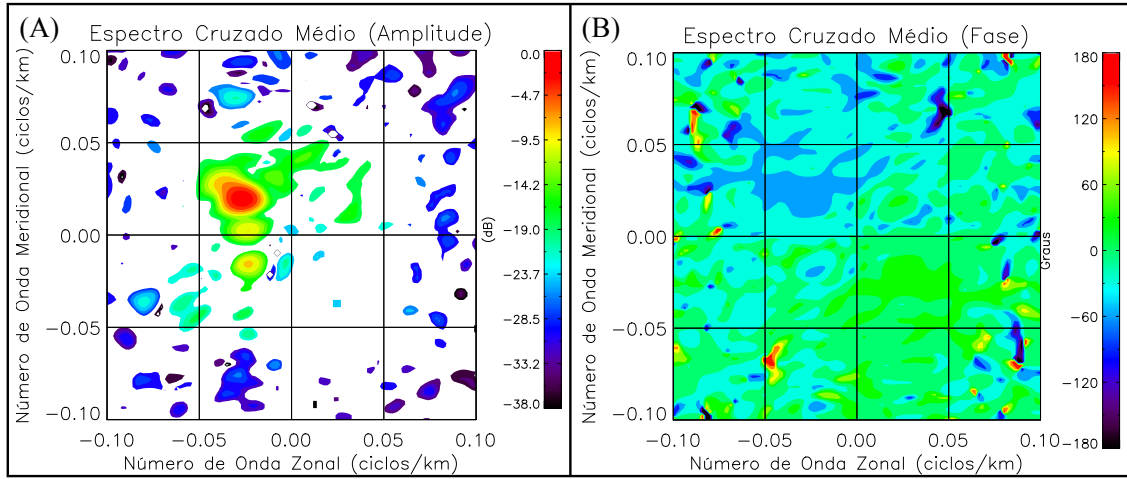


Figura 3.8 - (A) Amplitude do espectro cruzado médio não ambíguo e (B) fase do espectro cruzado. Esse resultado refere-se a uma sequência de 8 imagens e o máximo na amplitude do espectro corresponde à onda apresentada na Figura 3.7.

O comprimento de onda horizontal, λ_h , é determinado diretamente do número de onda horizontal ou frequências espaciais (k, l) , em ciclos/km, pela seguinte relação:

$$\lambda_h = \frac{1}{\sqrt{k^2 + l^2}} = \frac{1}{k_h}. \quad (3.5)$$

O período observado da onda é dado pela Equação 3.6, utilizando-se o comprimento de onda horizontal e a velocidade de fase observada.

$$\tau_{obs} = \frac{\lambda_h}{c_{obs}}. \quad (3.6)$$

Se existirem medidas de vento, por meio de radares, simultaneamente com imagens de airglow, pode-se determinar o período intrínseco da onda utilizando a velocidade de fase intrínseca, $c_{int} = c_{obs} - \bar{u}$, onde $\bar{u}$ é o vento médio na direção de propagação da onda. Desse modo, o período intrínseco é dado por:

$$\tau_{int} = \frac{\lambda_h}{c_{int}}. \quad (3.7)$$

Os ventos utilizados no presente trabalho foram obtidos pelo radar MF, instalado na estação Rothera (68°S, 68°W). A Tabela 3.2 apresenta o comprimento de onda horizontal (λ_h), a direção de propagação azimutal (ϕ), a velocidade de fase e o período observados (c_{obs} , τ_{obs}), correspondentes ao pico principal detectado na análise espectral do evento apresentado na Figura 3.7. A velocidade do vento médio ($\bar{u}$), entre 84 e 90 km, na direção de propagação da onda, e os parâmetros intrínsecos (c_{int} , τ_{int}) também são apresentados.

Tabela 3.2 - Parâmetros da onda de gravidade apresentada na Figura 3.7.

Data	λ_h (km)	ϕ (°)	c_{obs} (m/s)	τ_{obs} (min)	$\bar{u}$ (m/s)	c_{int} (m/s)	τ_{int} (min)
18/08/2007 01:50-01:59 LT	29,76±0,6	305,54±7	37,74±0,4	13,14±0,2	-9,96	47,70	10,40

3.5 O Radar de Média Frequência (MF)

Neste trabalho foram utilizados os dados dos ventos zonal e meridional observados com um radar de Média Frequência (MF) na Estação Rothera (68°S, 68°W), localizada à oeste da Península Antártica, aproximadamente 760 km à sudoeste da EACF. O radar MF operado em Rothera fornece ventos horizontais na região da mesosfera e baixa termosfera (50-100 km) através da observação e análise da reflexão parcial dos ecos da região-D da ionosfera (JARVIS et al., 1999; HIBBINS et al., 2007). Deve-se observar que a maioria dos ecos é refletida entre 75 e 95 km de altura (HIBBINS et al., 2005).

O radar MF opera com uma antena transmissora que envia pulsos eletromagnéticos para a atmosfera em uma frequência de 1,98 MHz e com uma potência de transmissão de 25 kW. A largura média do pulso transmitido é de 25 μ s. As características do sistema permitem uma resolução em altura de ~ 4 km, sendo que as medidas são amostradas a cada 2 km, entre 50 e 100 km de altura. A Tabela 3.3 apresenta as características do radar MF operado em Rothera.

Tabela 3.3 - Especificações do Radar MF operado em Rothera.

Frequência de transmissão	1,98 MHz
Potência	25 kW
Largura do pulso	25 μ s
Resolução em altura	~ 4 km
Intervalo de amostragem	2 km
Antenas receptoras	3
Resolução temporal	2 min
Resolução temporal utilizada	1 hora
Intervalo de altura utilizado	80-94 km

O sistema receptor do radar é composto por um conjunto de três antenas em arranjo triangular. O sistema utiliza a análise de correlação completa (BRIGGS, 1984; HOLDSWORTH; REID, 1995) para determinar o campo de vento no intervalo de altura das observações. Os dados utilizados neste estudo restringem-se às altitudes acima de 80 km e abaixo de 94 km, pois, em altitudes acima de 94 km, tem-se observado que os radares MF tendem a subestimar os ventos, quando comparados com as medidas de radares meteorológicos. (MANSON et al., 2004; PORTNYAGIN et al., 2004).

As Figuras 3.9 e 3.10 apresentam as componentes zonal e meridional, respectivamente, dos ventos obtidos entre às 13:00 LT (na EACF) do dia 25 de abril e às 12:00 LT (na EACF) do dia 26 de abril de 2007. Na componente zonal os ventos positivos são para leste, enquanto os valores negativos de vento indicam a direção do vento para oeste. O vento meridional positivo tem direção para norte, ao passo que o vento negativo está direcionado para sul.

Na componente zonal do vento, observa-se claramente a maré semidiurna dominante acima de ~ 85 km, enquanto que no vento meridional essa componente da maré não é muito evidente, mas é identificada a partir dos contornos positivos de vento.

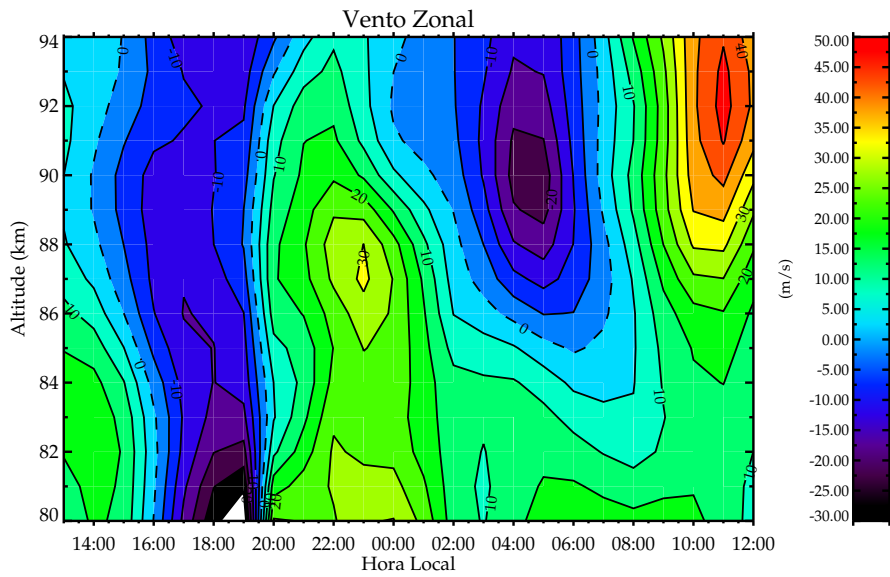


Figura 3.9 - Vento zonal observado entre os dias 25 e 26 de abril de 2007.

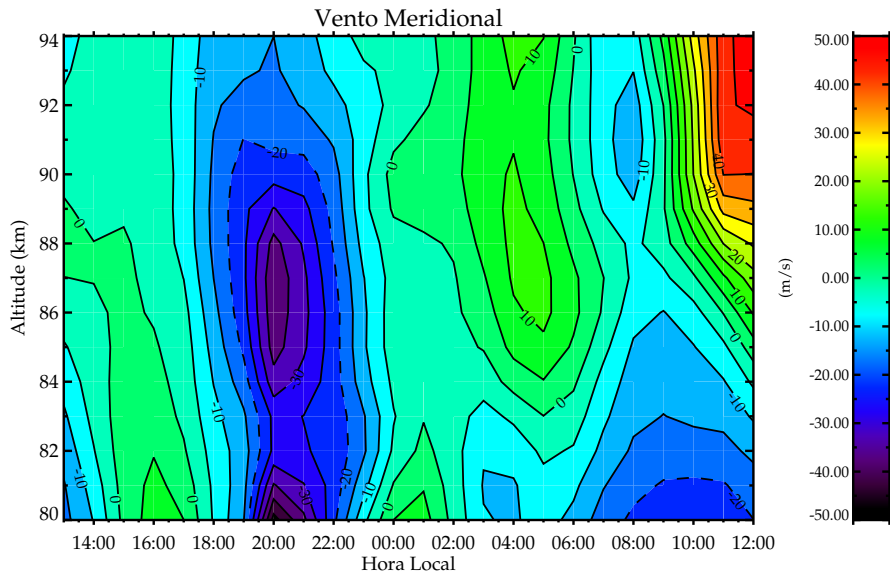


Figura 3.10 - Vento meridional observado no mesmo intervalo descrito na Figura 3.7.

Nas Figuras 3.9 e 3.10 é possível observar a fase da maré através da inclinação dos contornos de vento. Observa-se que nas duas componentes a inclinação dos contornos é quase nula, indicando uma fase aproximadamente constante com a altura. O comportamento mensal dos ventos observados em Rothera é apresentado por Hibbins et al. (2005) e as características das marés são reportadas por Hibbins et al. (2007).

3.6 O Espectro-Imageador FotAntar-3

O espectro-imageador FotAntar-3 foi concebido e desenvolvido pelo grupo LUME da divisão de Aeronomia do INPE, com a finalidade de estimar a temperatura e a intensidade do OH(6-2) em ~ 87 km de altura, com uma boa precisão e, ao mesmo tempo ser um instrumento confiável a longo prazo. Este instrumento possui características diferenciadas em relação aos fotômetros convencionais de filtro inclinável, a saber: apresenta um maior campo de visão ($\sim 22^\circ$), o filtro de interferência é fixo, além de possuir um detector CCD.

O FotAntar-3 é composto basicamente por um sistema óptico, um detector CCD, uma fonte e um sistema de controle. O sistema óptico é composto por uma lente Fresnel, um filtro de interferência para a emissão do OH(6-2) e uma lente objetiva. As principais características desse instrumento são apresentadas na Tabela 3.4.

Tabela 3.4 - Características do Espectro-Imageador instalado na EACF.

CCD Utilizada / Modelo	SBIG / ST-1001E
Emissão Observada	OH NIR - Banda (6-2): 836,2 - 847,0 nm
Altitude Média do Pico da Camada	~ 87 km
Total de Pixels	1024×1024
Pixeis Úteis	1024×1024
Ângulo Zenital / Raio de Imageamento	$\sim 22^\circ$ / ~ 35 km
Tempo de Exposição Utilizado	1 minuto
Taxa de Amostragem	$\sim 1,5$ minutos

A Figura 3.11(A) apresenta um exemplo de imagem obtida com o espectro-imageador FotAntar-3. Na Figura 3.11(B) é mostrado o espectro integrado da imagem, identificando as linhas de emissão correspondentes às posições do centro, $P_1(4)$, para a borda, $P_1(2)$, da imagem.

A Figura 3.12 mostra um exemplo de medidas do FotAntar-3 na EACF (62°S), na noite de 15-16 de julho de 2007. Os detalhes da metodologia de cálculo da temperatura rotacional e da intensidade do OH(6-2) podem ser encontrados no trabalho de Bageston et al. (2007). Nesses dados, é possível identificar oscilações típicas de ondas de gravidade (entre 5 minutos e 1 hora) e oscilações mais longas (até 6 horas), pois o tamanho dessas séries temporais chega a ~ 14 horas no inverno antártico.

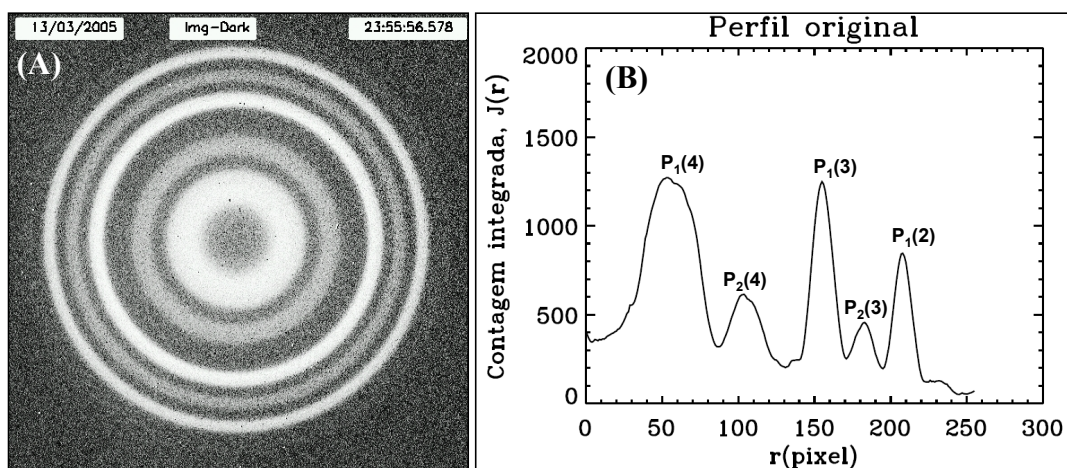


Figura 3.11 - (A) Imagem do espectro do airglow, OH (6-2), obtido pelo FotAntar-3 em 13/03/2005. (B) Perfil integrado a partir do centro da imagem, onde as linhas espectrais correspondentes à imagem são identificadas.

Fonte: Bageston (2005, p.77).

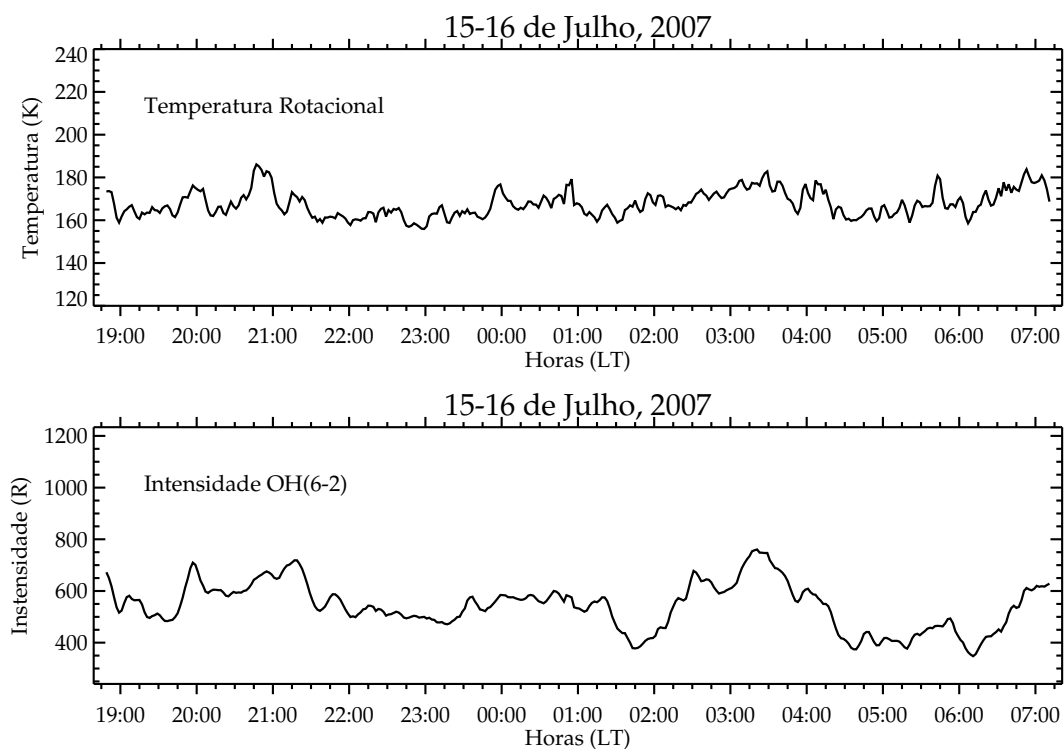


Figura 3.12 - Exemplo de medidas de temperatura e intensidade do OH(6,2) obtidos pelo FotAntar-3 na EACF, em 15-16 de julho de 2007.

3.7 O Satélite TIMED

A missão *Thermosphere Ionosphere Mesosphere Energetics and Dynamics* (TIMED) foi concebida para estudar as influências do Sol e da atividade humana na região menos explorada e compreendida da atmosfera terrestre, a mesosfera e baixa termosfera/ionosfera, *Mesosphere and Lower Thermosphere/Ionosphere* (MLTI), entre 60 e 180 km de altura. A região MLTI é a passagem entre o ambiente da Terra e o espaço, onde grande parte da energia solar é depositada. O TIMED emprega os últimos avanços em tecnologia de sensoriamento remoto do globo, de modo a analisar a região da atmosfera de difícil observação, tornando possível estimar a entrada e a saída de energia da região MLTI, além de obter perfis de densidade e temperatura, dentre outros (NASA, 2009). Estas medidas fornecem uma base de dados diversificada, que auxiliam no melhor entendimento do balanço energético nesta região.

Os dados utilizados neste trabalho serão os perfis de temperatura obtidos através de um dos quatro instrumentos a bordo do TIMED, o *Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry* (SABER), em órbita desde dezembro de 2001 (RUSSELL et al., 1999). Mais informações da missão TIMED e dos outros instrumentos a bordo dessa missão podem ser obtidas no site oficial do TIMED (NASA, 2009).

3.7.1 O Instrumento SABER

O SABER é um radiômetro multi-espectral operando no infravermelho próximo (1,27-17 μm) (RUSSELL et al., 1999), capaz de medir perfis verticais de emissões de vários gases da atmosfera terrestre. Através de uma visada de limbo, o SABER faz sondagens da atmosfera terrestre durante o dia e a noite, permitindo assim o estudo da variabilidade diária dos principais parâmetros atmosféricos, dentro de uma cobertura global. Os perfis verticais das radiancias medidas pelo SABER são analisados usando diversos modelos de non-LTE (*Non-Local Thermodynamic Equilibrium*), com o objetivo de derivar os perfis de temperatura cinética, de concentração de espécies minoritárias, além de taxas de perda de energia, de aquecimento solar, de aquecimento químico e de resfriamento radiativo (FECHINE, 2007; MERTENS et al., 2001). Os perfis de temperatura cinética são recuperados a partir da radiancia do CO_2 , no comprimento de onda de 15 μm (RUSSELL et al., 1999; FECHINE, 2007).

O TIMED/SABER realiza sondagens dentro dos intervalos de $\pm 180^\circ$ de longitude e $\pm 83^\circ$ de latitude. No entanto, o instrumento SABER sofre manobras na

sua orientação, de modo que o seu campo de visada possa estar direcionado mais para o hemisfério norte ou mais para o hemisfério sul. As manobras de rotação do TIMED/SABER fazem com que o ângulo de visada no limbo da Terra se altere de acordo com um ângulo *beta*, denominado ângulo crítico, que é o ângulo entre o vetor satélite-Sol e o plano orbital do satélite. Caso este ângulo seja negativo, o SABER opera sob um campo de visada mais para o norte, entre 83°N e 52°S, e se o ângulo *beta* é positivo, o SABER opera sob um campo de visada mais para o sul, fazendo sondagens entre 52°N e 83°S (FECHINE, 2007). Por exemplo, uma das mudanças do ângulo *beta*, de negativo para positivo, ocorre no dia 15 de julho, e as sondagens passam a ser tomadas em latitudes mais altas (acima de 52°S) do hemisfério sul.

Fechine (2007) desenvolveu rotinas computacionais, que facilitam a obtenção dos perfis de temperatura cinética do SABER. Dentre os locais pré-estabelecidos para a recuperação desses perfis, está a EACF. Assim, os perfis utilizados nesse estudo foram fornecidos através do algoritmo desenvolvido por Fechine (2007), com uma grade de latitude e longitude de 32°×32° em torno da EACF.

A Figura 3.13 apresenta todas as sondagens, pontos azuis, do SABER realizadas entre abril e outubro de 2007. Observa-se claramente uma menor concentração de sondagens em latitudes mais altas que 52°S, devido à manobras do TIMED/SABER.

As sondagens realizadas no dia 16/07/2007 são apresentadas na Figura 3.14. Neste dia um total de 10 sondagens foram obtidas para a região em torno da EACF. O perfil médio de temperatura para este dia, com o desvio padrão, é apresentado na Figura 3.15. Os perfis de temperatura do SABER são obtidos com uma resolução vertical de 0,4 km, entre ~10 e 135 km de altitude, e com uma precisão de 2 K entre 80 e 100 km de altitude (NASA, 2009; FECHINE, 2007).

Observa-se no perfil médio mostrado na Figura 3.14 que a estratopausa, limite entre a estratosfera e a mesosfera, está em torno de 45 km de altura e a mesopausa, limite entre a mesosfera e a termosfera, apresenta-se na altura em torno de 90 km. Modelos de temperatura para a Antártica (ATHENA.SPU, 2009) mostram um perfil típico para o inverno com a estratopausa em ~50 km e a mesopausa ligeiramente acima de 90 km. No verão, o perfil modelado é bem distinto daquele do inverno, tanto em termos de valores (mesopausa mais fria), quanto da altura da mesopausa (~88 km). Deve-se destacar que o perfil modelado para o verão está em boa concordância com observações por foguetes realizadas em Rothera (68°S) (LÜBKEN et al., 2004).

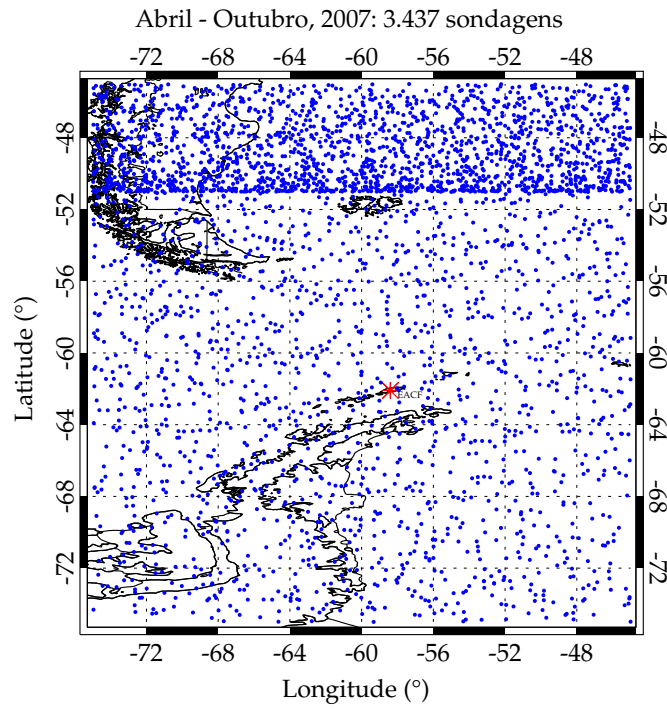


Figura 3.13 - Sondagens do TIMED/SABER para o período de 01 de abril a 31 de outubro de 2007. A EACF está identificada no interior do mapa pelo asterisco vermelho.

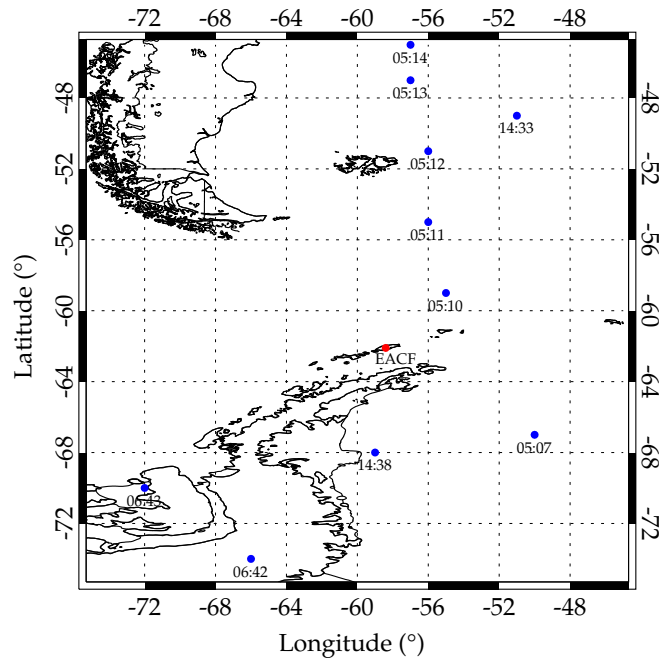


Figura 3.14 - Sondagens de temperatura realizadas pelo TIMED/SABER no dia 16 de julho de 2007 em torno da EACF.

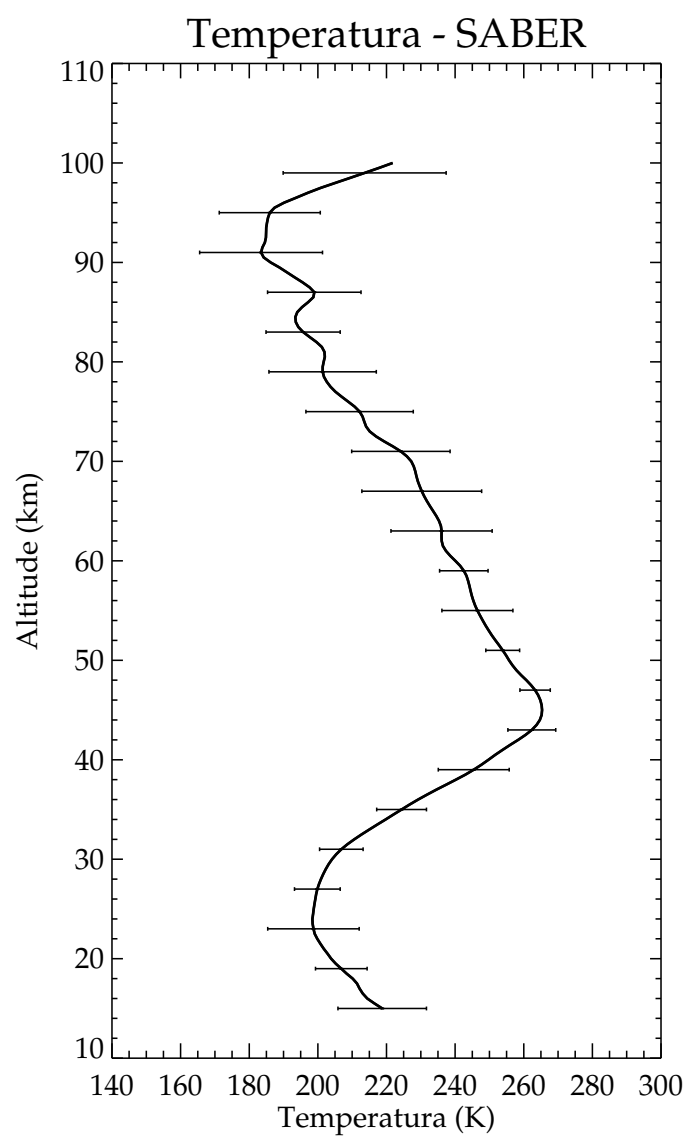


Figura 3.15 - Exemplo de um perfil médio diário de temperatura, em torno da EACF, para o dia 16 de julho de 2007.

4 RESULTADOS OBSERVACIONAIS DAS ONDAS DE GRAVIDADE

Este primeiro capítulo de resultados mostrará inicialmente uma visão geral da coleta de dados na EACF, apresentando os resultados das observações e comparando estes com outros estudos já realizados na Antártica. Posteriormente, serão apresentados os tipos de ondas de gravidade que foram observadas, exemplificando-os e discutindo estes em termos de suas características. A seguir, a caracterização dos parâmetros das ondas será apresentada e discutida comparativamente com resultados de estudos anteriores obtidos em diversas latitudes. Por fim, serão apresentadas e discutidas as direções preferencias de propagação das ondas observadas na EACF.

As observações de ondas de gravidade conduzidas na Estação Antártica Comandante Ferraz, EACF (62°S, 58°W), ocorreram em torno do período de lua nova, entre abril e outubro de 2007. Neste período houveram medidas de airglow durante 87 noites. É importante ressaltar que é possível fazer observações de airglow na EACF entre os meses de março e outubro, com pelo menos 3 horas de observação por noite em outubro e um máximo de ~ 15 horas em junho. Em geral, é possível ter observações durante 20 noites por mês, centrado na lua nova.

4.1 Observações

Durante as observações das ondas de gravidade na EACF entre abril e outubro de 2007, observou-se que $\sim 8 \pm 2$ noites por mês apresentaram dados possíveis de serem analisados. Esta estimativa é a mesma encontrada por [Nielsen \(2007\)](#) para as observações realizadas com imageador *all-sky* na estação Rothera (68°S, 68°W) em 2002 e 2003.

A Figura 4.1 apresenta o número de noites com observação, em relação ao número de noites com atividade de ondas. Em abril, houveram apenas duas noites com observação e estas informações foram agrupadas junto com o mês de maio. Os meses de julho e agosto apresentaram a maior quantidade de noites úteis, sendo que em 67% dessas noites foi possível identificar atividade ondulatória. Em termos de valores absolutos, nota-se que o mês de julho apresentou a maior quantidade de noites úteis (10 noites) e o mês de outubro apresentou a menor quantidade (4 noites).

O trabalho de [Espy et al. \(2004\)](#) mostrou que os dados úteis obtidos das observações realizadas em Halley (76°S) totalizaram 40 noites em 2000 e 39 noites em 2001. Nota-se que esses números são muito similares ao observado na EACF, com 44

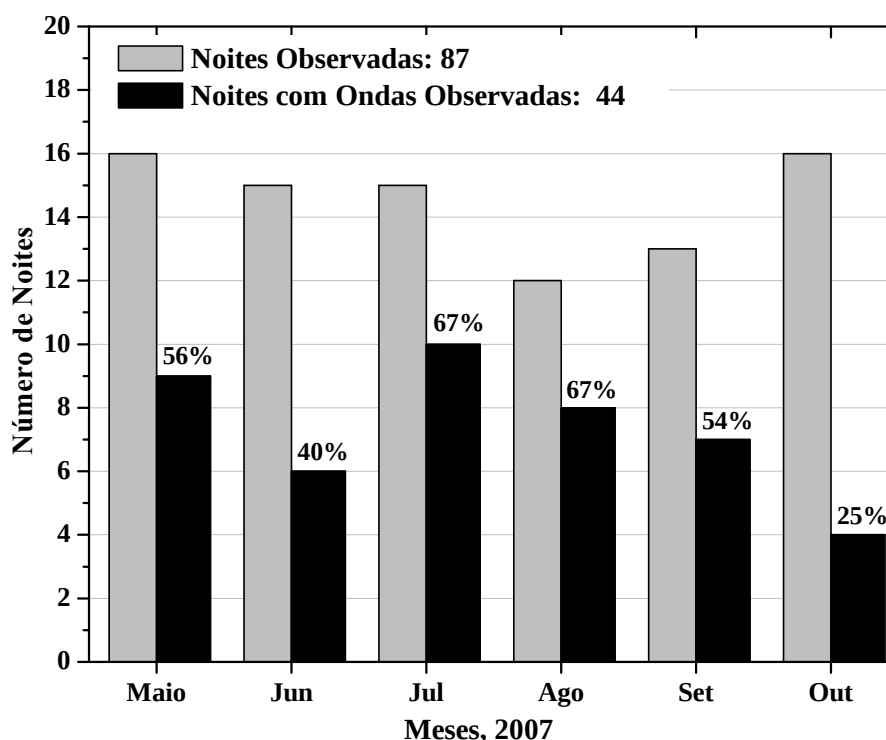


Figura 4.1 - Número de noites com observações, em função das noites onde foram identificados eventos de ondas. As porcentagens acima das barras são relativas ao total de noites observadas em cada mês.

noites úteis. No presente estudo, com ilustrado na Figura 4.1, deve-se ressaltar que as noites úteis com observação foram maiores do que 50% do total de noites para quase todo o período, exceto nos meses de junho e outubro. Este resultado é muito significativo, e acima das expectativas, devido às condições climáticas na região da EACF serem adversas e com frequente cobertura de nuvens.

A Figura 4.2 mostra o total de eventos de ondas de gravidade observados em cada mês, juntamente com a taxa de eventos observados por mês. Esta taxa representa um comportamento médio da atividade de ondas ao longo dos meses, onde se identifica que em média ocorreu 1 evento de onda a cada 2 horas observadas. A ponderação dos eventos em função das horas observadas é devido à quantidade de horas variar ao longo da noite e ao longo dos meses. A maior quantidade de eventos de onda ocorreu entre junho e agosto, sendo que agosto apresentou o maior número de eventos e a maior atividade de ondas, apesar de julho ter o maior número de horas de observação (140 horas). Identifica-se, de modo geral, uma intensa atividade de ondas de gravidade ao longo de toda a campanha de observação.

Nielsen (2007) apresentou resultados das observações de ondas de gravidade em duas estações da Antártica, para a estação Halley, nos invernos de 2000 e 2001, e para a estação Rothera, nos invernos de 2002 e 2003. Ele identificou 230 eventos de onda em Halley e 226 eventos em Rothera. É importante ressaltar que na EACF foi observada uma quantidade maior de eventos de onda (241) em apenas um período de inverno antártico.

As diferenças na quantidade de eventos identificados neste trabalho, comparativamente à resultados anteriores (NIELSEN, 2007) reportados para a Antártica podem estar relacionadas à diversos fatores, dos quais pode-se destacar: 1) a alta taxa de amostragem ($\sim 1,6$ imagens por minuto ou em torno de 95 imagens por hora) do imageador instalado na EACF, tornando possível a identificação e caracterização de eventos com curta duração (< 5 minutos); 2) a forte contaminação nas imagens pela emissão auroral na estação Halley, dificultando consideravelmente a identificação das ondas devido a redução da área útil da imagem.

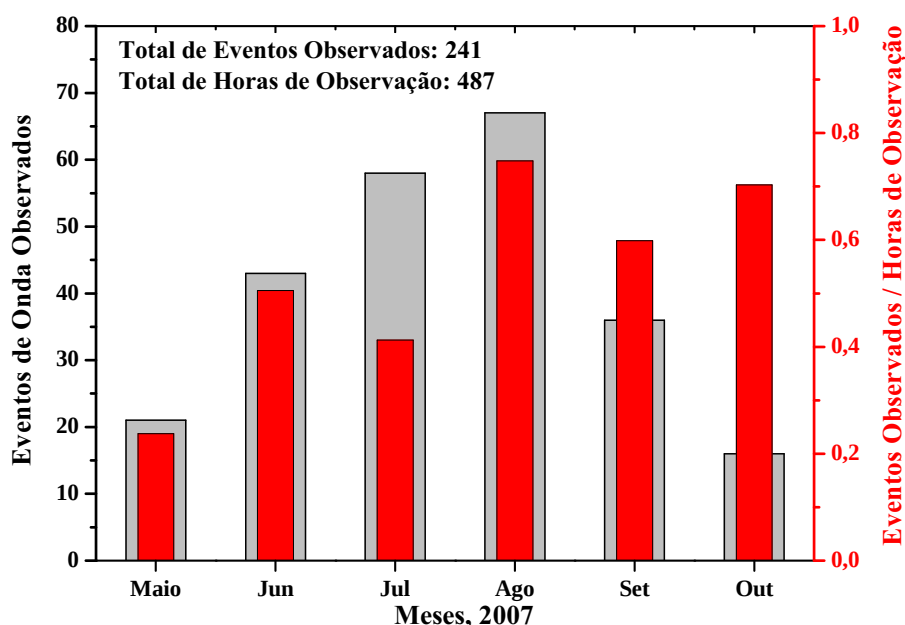


Figura 4.2 - Eventos de ondas de gravidade observados ao longo dos meses da campanha, juntamente com a atividade de ondas de gravidade ponderada pelo número de horas de observação.

Em síntese, as observações conduzidas na estação Comandante Ferraz mostraram uma grande quantidade de eventos de ondas de gravidade, além de uma grande di-

versidade morfológica (BAGESTON et al., 2009), se comparado aos resultados reportados para as estações Halley e Rothera (NIELSEN, 2007). Deve-se ressaltar também, que a estação brasileira está fora da região auroral, o que é uma vantagem para a observação das ondas de gravidade utilizando o airglow como traçador.

4.2 Tipos de Ondas de Gravidade Observadas

Um dos resultados mais significativos do presente trabalho foi a diversidade de ondas identificadas, a saber: bandas (as mais frequentes), *ripples* e frentes mesosféricas. A seguir serão apresentados e discutidos cada um desses tipos de onda.

4.2.1 Eventos do tipo bandas

Nos dados observados na EACF constatou-se que aproximadamente 88% das ondas foram do tipo bandas. Esse alto índice de bandas pode ser associado à maior facilidade de identificação desses eventos, além de ser o tipo de onda mais comum de ser identificado em imagens de airglow.

A Figura 4.3 apresenta três eventos de bandas observados na EACF, se propagando em direções distintas conforme indicado na figura pelas setas brancas. Estes exemplos ilustram a variabilidade na direção de propagação das ondas observadas. Como se observa, as bandas são estruturas de onda muito bem definidas e que ocupam uma grande área nas imagens, o que contribui para a fácil identificação desses eventos. A Tabela 4.1 apresenta os parâmetros observados dos eventos de banda exemplificados.

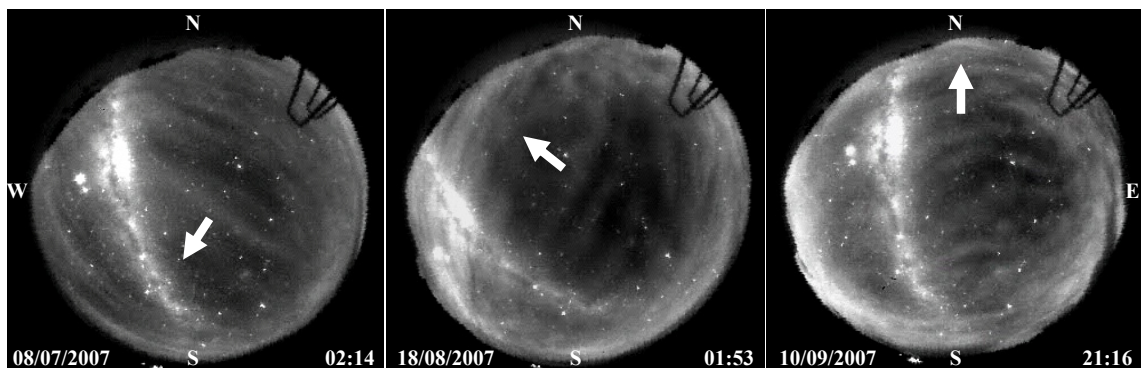


Figura 4.3 - Exemplos de ondas do tipo bandas observadas na EACF nos meses de julho, agosto e setembro. As setas brancas indicam as direções de propagação das ondas.

Tabela 4.1 - Parâmetros observados das ondas mostradas na Figura 4.3.

Data	Hora	λ_h (km)	ϕ (°)	τ_{obs} (min)	c_{obs} (m/s)
07-08/07/07	02:15-02:22 LT	$23,2 \pm 2,4$	$219,5 \pm 0,6$	$34,4 \pm 3,6$	$11,25 \pm 0,1$
17-18/08/07	01:50-01:59 LT	$29,8 \pm 0,6$	$305,5 \pm 7,3$	$13,1 \pm 0,2$	$37,7 \pm 0,4$
10-11/09/07	21:12-21:18 LT	$30,7 \pm 1,9$	$0,0 \pm 3,6$	$8,1 \pm 0,2$	$63,2 \pm 2,2$

Medeiros et al. (2004) fizeram um estudo comparativo da atividade de ondas de gravidade em dois sítios no Brasil, Cachoeira Paulista (23°) e São João do Cariri (7°S). Em Cachoeira Paulista eles identificaram 182 eventos de banda em um total de 283 ondas, correspondendo a $\sim 64\%$ das ondas observadas. Já em São João do Cariri foram identificados 150 casos de banda em um total de 327 ondas, equivalente a $\sim 46\%$ do total.

O trabalho de Medeiros et al. (2007) apresentou um estudo climatológico com 1010 eventos de onda observados entre 2000 e 2004 em São João do Cariri. Eles mostraram que $\sim 48\%$ das ondas de gravidade eram do tipo bandas.

A partir dos resultados reportados na literatura, nota-se que a quantidade de bandas observadas na região da EACF (62°S) é bem maior do que em Cachoeira Paulista (23°S) e São João do Cariri (7°S). No entanto, para confirmar a maior atividade de ondas do tipo bandas na EACF, em comparação com sítios de média e baixa latitudes, sugere-se mais observações na estação brasileira da Antártica. Deve-se ressaltar que o trabalho de Nielsen (2007) também reportou uma alta atividade de ondas de gravidade na Antártica, sendo que todos os eventos caracterizados por ele foram do tipo bandas.

4.2.2 Eventos do tipo *ripples*

Entre os eventos de onda observados foi possível identificar e caracterizar eventos do tipo *ripples*, apesar das limitações instrumentais mencionadas (ver Seção 3.2). Este tipo de evento caracteriza-se por sua curta duração, evento transiente, e por ocupar uma pequena região espacial nas imagens.

Apesar da curta duração desse tipo de evento, foi possível observar eventos com duração menor que ~ 2 minutos. Ao todo, foram identificados e caracterizados 17 eventos de *ripples*, o que representa $\sim 7\%$ do total de ondas observadas. Mesmo com um pequeno intervalo temporal entre as imagens (~ 38 segundos), uma pe-

quena quantidade de *ripples* foi identificada quando comparada com o trabalho de Medeiros et al. (2007). Uma possível explicação para essa baixa quantidade de *ripples* identificada na EACF é a filtragem dessas ondas de pequena escala pelo vento básico.

Para ilustrar a ocorrência desse tipo de evento, a Figura 4.4 apresenta três *ripples* identificados nas observações de junho e julho. Os eventos estão destacados nas imagens para uma melhor identificação, e as setas indicam as direções de propagação. Para cada evento é destacada a região da imagem utilizada no processo de análise espectral.

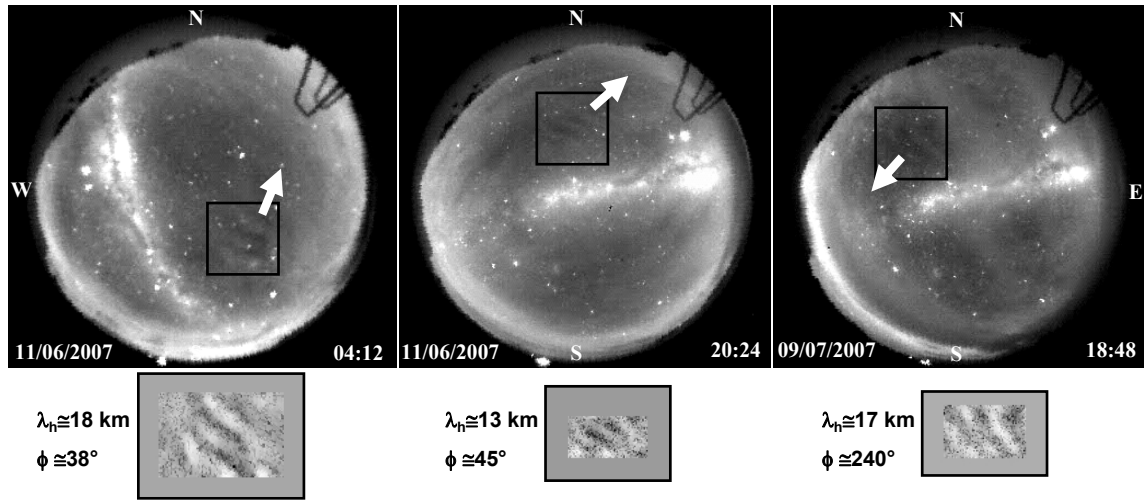


Figura 4.4 - Estruturas de onda do tipo *ripples* observadas na EACF. O retângulo nas imagens principais identificam as regiões onde os *ripples* estão localizadas. As sub-imagens ilustram a porção do evento utilizada na análise espectral, onde é possível observar com mais detalhes as cristas da onda para cada evento.

A Tabela 4.2 apresenta todas as características observadas dos três eventos apresentados na Figura 4.4. Deve-se observar que na análise dos *ripples*, o pequeno intervalo de tempo entre imagens consecutivas, 38 segundos, foi de extrema importância, uma vez que a duração desses eventos geralmente é da ordem de minutos e, nas observações realizadas na EACF as imagens são marcadas pela frequente presença de nebulosidade.

Tabela 4.2 - Parâmetros observados das ondas mostradas na Figura 4.4.

Data	Hora	λ_h (km)	ϕ ($^\circ$)	τ_{obs} (min)	c_{obs} (m/s)
10-11/06/07	04:12-04:17 LT	$18,4 \pm 1,5$	$37,7 \pm 0,6$	$30,1 \pm 3,3$	$10,2 \pm 0,3$
11-12/06/07	20:23-20:25 LT	$13,4 \pm 0,8$	$45,0 \pm 0,1$	$17,7 \pm 2,5$	$12,6 \pm 1,0$
09-10/07/07	18:45-18:49 LT	$17,1 \pm 1,2$	$240,0 \pm 1,2$	$7,6 \pm 0,6$	$37,2 \pm 0,1$

4.2.3 Eventos do tipo Frentes Mesosféricas

As frentes mesosféricas são frequentemente observadas em baixas e médias latitudes, e têm sido reportadas e discutidas extensivamente nos últimos anos (TAYLOR et al., 1995b; SWENSON; ESPY, 1995; MEDEIROS et al., 2001; SMITH et al., 2003; SMITH et al., 2005; FECHINE et al., 2005; FECHINE et al., 2009). No entanto, em altas latitudes apenas uma frente mesosférica foi reportada até o momento (NIELSEN et al., 2006).

Nas observações realizadas na EACF foram identificados três frentes mesosféricas bem definidas, as quais serão discutidas em detalhes no Capítulo 6.

Fechine (2007), em seu estudo sobre frentes mesosféricas, faz uma ampla revisão bibliográfica sobre o assunto e, baseado no trabalho de Brown et al. (2004), apresenta os critérios de classificação para as frentes mesosféricas.

A Figura 4.5 apresenta três frentes mesosféricas bem definidas, observadas no mês julho. Nos três casos, há uma frente de onda bem definida, nitidamente visível e com uma grande extensão espacial, cruzando todo o campo de visão do imageador. Essas frentes mesosféricas são difíceis de serem classificadas, devido às características peculiares que devem ser inferidas à cada tipo de frente (FECHINE, 2007). As análises e discussões desses eventos serão dadas em detalhes no Capítulo 6.

A Figura 4.6 apresenta uma sequência de três imagens, ilustrando a ocorrência de uma interação onda-onda. Observa-se, a partir dessa sequência de imagens, que as ondas apresentam-se nitidamente curvadas e alterando sua forma ao longo do tempo. Esse tipo de onda foi mostrado e discutido por Brown et al. (2004), onde eles destacam a importância de conhecer as características da atmosfera para caracterizar de modo mais completo esse tipo de onda. Os exemplos de imagens apresentadas por Brown et al. (2004), para ilustrar esse tipo de onda, são muito similares às características morfológicas do evento identificado na EACF.

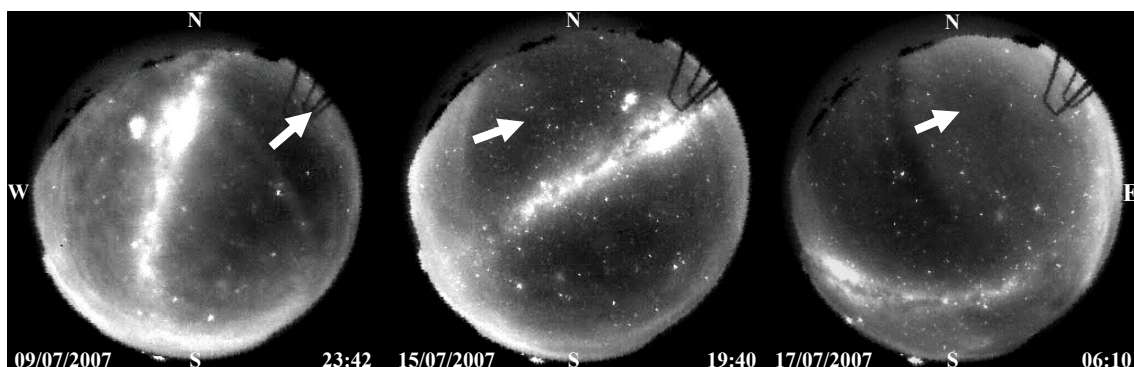


Figura 4.5 - Estruturas do tipo frente mesosférica observadas em julho de 2007 na EACF. Todas as frentes se propagam aproximadamente para nordeste, sendo que o primeiro evento surgiu a sudoeste da imagem e os outros dois na parte oeste.

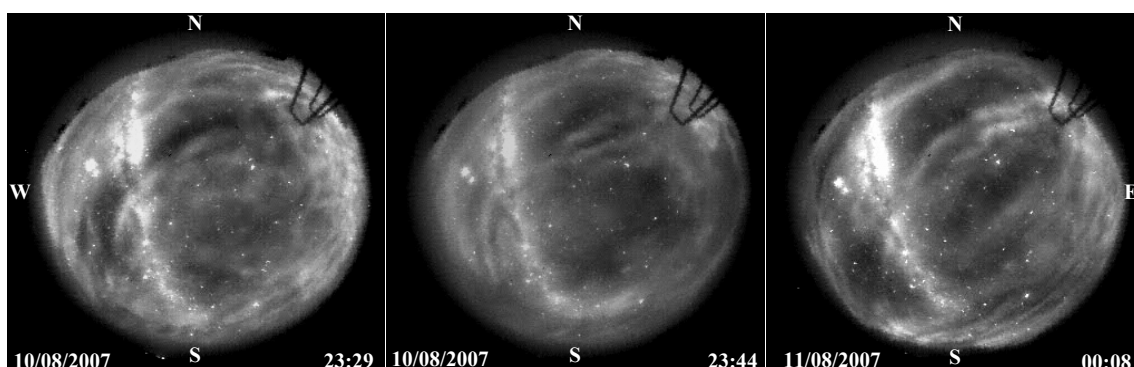


Figura 4.6 - Estrutura de interação onda-onda observada na noite de 10-11 de agosto de 2007. A direção de propagação deste evento não está indicada nas imagens devido à dificuldade de visualizar tal característica.

O evento mostrado na Figura 4.6 apresentou-se inicialmente (primeiros 30 minutos) como uma onda quase estacionária, posteriormente o evento começou a alterar as direções de propagação com o surgimento de novas ondas. Nas imagens mostradas, não é possível identificar uma direção preferencial de propagação, devido às características inerentes desse tipo de evento, isto é, a ocorrência simultânea de mais de um evento de onda.

Apesar das características tipicamente complexas dos eventos de interação onda-onda, algumas ondas com escalas de dezenas de quilômetros foram identificadas e analisadas. A Figura 4.7 apresenta dois exemplos de ondas analisadas durante o processo de interação.

A Figura 4.7(a) apresenta uma imagem em coordenadas geográficas e com as estrelas removidas. A área selecionada da onda representa a porção a ser analisada. A Figura 4.7(b) apresenta a região selecionada na Figura 4.7(a), pronta para aplicar a análise espectral. As Figuras 4.7 (c) e (d) mostram um evento de onda se propagando para nordeste, distinto do primeiro com propagação para noroeste.

A partir da análise espectral dos eventos mostrados na Figura 4.7, obteve-se os parâmetros observados dessas ondas e são apresentados na Tabela 4.3.

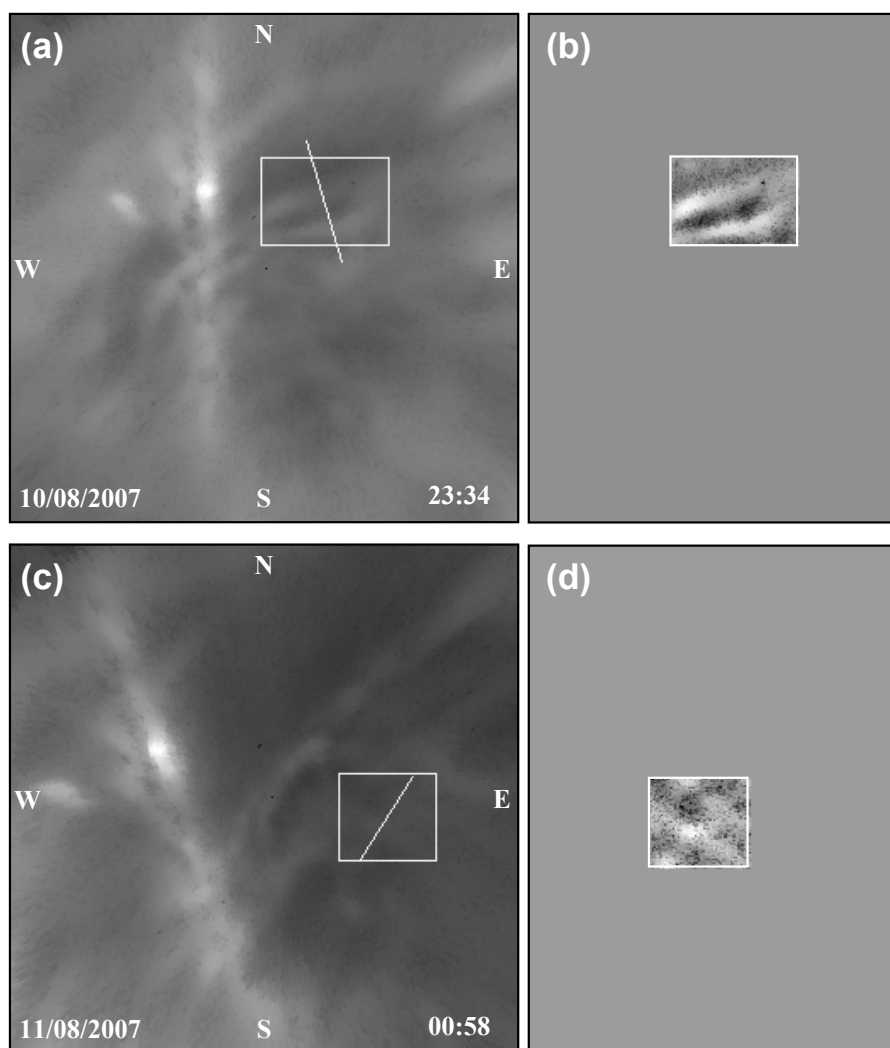


Figura 4.7 - (a) Exemplo de uma imagem utilizada na análise espectral do evento de onda mostrado na Figura 4.6, e (b) a mesma porção pré-processada para a análise espectral. (c) e (d) Exemplo de um evento observado 1,5 horas após a primeira imagem da Figura 4.6. As linhas sobre os retângulos das imagens (a) e (c) indicam o sentido de propagação de cada onda.

Tabela 4.3 - Parâmetros observados das ondas mostradas na Figura 4.7.

Data	Hora	λ_h (km)	ϕ ($^\circ$)	τ_{obs} (min)	c_{obs} (m/s)
10-11/08/07	23:32-23:39 LT	$23,4 \pm 1,2$	$344,1 \pm 5,1$	$26,5 \pm 2,7$	$14,8 \pm 0,8$
10-11/08/07	00:56-00:59 LT	$22,8 \pm 2,2$	$32,3 \pm 1,3$	$30,7 \pm 6,2$	$12,4 \pm 1,3$

O último tipo de frente mesosférica a ser exemplificado é o pulso ou onda solitária. Durante as observações realizadas na EACF foram identificados 5 eventos do tipo pulso, dois deles são apresentados na Figura 4.8. Deve-se destacar que este tipo de evento ainda não foi reportado na literatura em sítios de altas latitudes. Como observado por [Fechine \(2007\)](#), a esse tipo de onda não é possível associar comprimento de onda horizontal e período, pois esses parâmetros não têm significado físico. As únicas características observadas são a direção de propagação e a velocidade de fase.

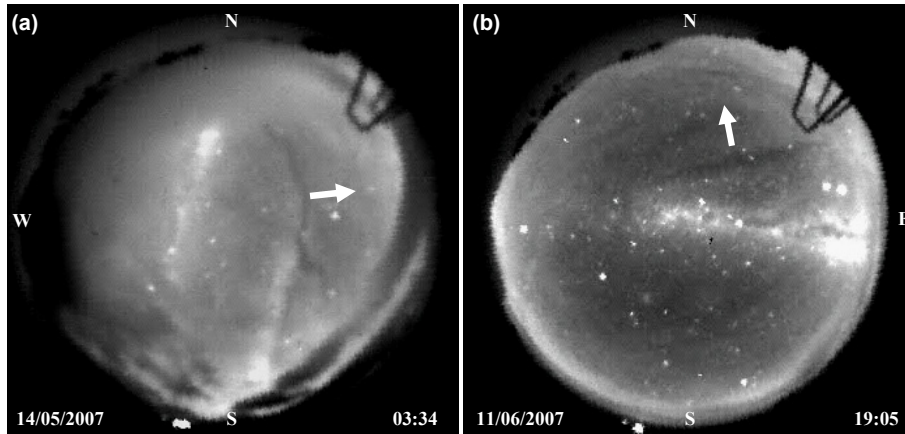


Figura 4.8 - Estruturas do tipo pulso observadas na EACF. (a) Pulso se propagando para leste e (b) um pulso de menor extensão se propagando para norte.

A Figura 4.9 mostra exemplos de imagens, com as estrelas removidas, referentes aos eventos mostrados nas Figura 4.8(a) e (b), respectivamente. As regiões destacadas em (b) e (d) representam os eventos na forma como foram analisados.

A Tabela 4.4 apresenta os parâmetros observados para os dois eventos de onda ilustrados na Figuras 4.8 e 4.9, juntamente com as datas, horários e quantidade de imagens utilizadas na análise espectral.

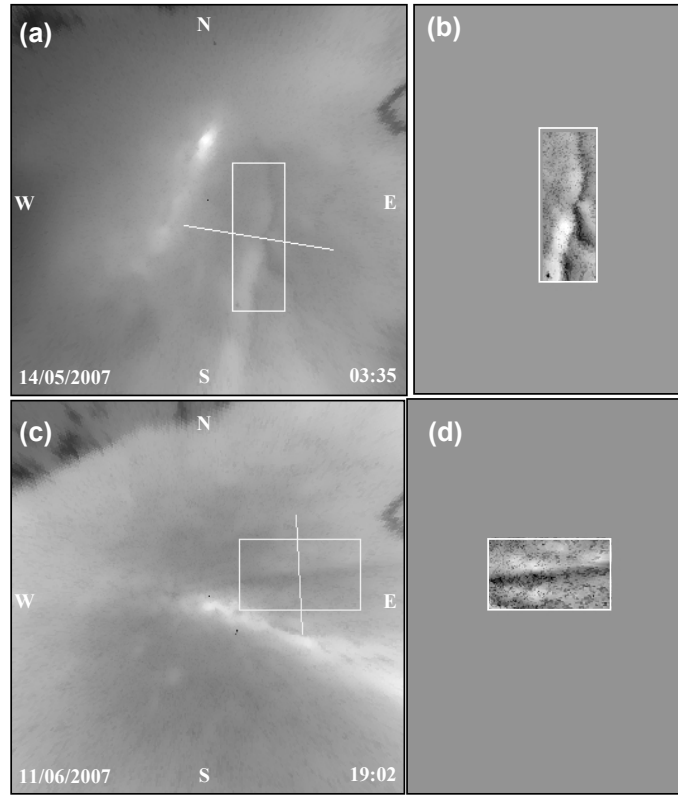


Figura 4.9 - (a) e (c) Exemplos de imagens projetadas em coordenadas geográficas, com o campo de estrelas removido, referentes aos eventos mostrados nas Figuras 4.8(a) e (b), respectivamente. A área representa a região de interesse para análise espectral e a linha ortogonal ao evento indica o sentido de propagação da onda. (b) e (d) Sub-imagens utilizadas na análise espectral.

Tabela 4.4 - Parâmetros observados das ondas mostradas nas Figuras 4.9.

Data	Hora	Nº de Imagens	ϕ (°)	c_{obs} (m/s)
13-14/05/07	03:34-03:37 LT	6	$99,5 \pm 5,7$	$11,3 \pm 1,3$
11-12/06/07	19:02-19:09 LT	12	$357,1 \pm 4,8$	$26,3 \pm 1,4$

4.3 Características das Ondas de Gravidade

Nessa seção, serão apresentadas as características das ondas de gravidade, excluindo os eventos nos quais não foi possível associar comprimento de onda e período (pulsos e frentes sem trem de onda). Essas características incluem as seguintes propriedades: comprimento de onda horizontal, período observado e velocidade de fase observada. A distribuição dos comprimentos de onda vertical e dos parâmetros intrínsecos (período e velocidade) das ondas também será apresentada e discutida. Os

resultados dos parâmetros observados serão comparados com observações anteriores reportadas na literatura para latitudes da Antártica, bem como para baixas e médias latitudes. Por fim, serão apresentadas a distribuição das direções de propagação das ondas, segundo as estações de inverno (abril/maio-julho) e primavera (agosto-outubro) e também em função dos meses individuais.

4.3.1 Parâmetros das Ondas de Gravidade

No presente trabalho, sempre que se referir a comprimento de onda, significa que é o comprimento de onda horizontal (λ_h) e ao se referir ao período e à velocidade de fase, estes referem-se às observações no referencial do solo (parâmetros observados). Os parâmetros intrínsecos, aqueles estimados num referencial que se move com o vento, serão identificados explicitamente.

A Figura 4.10 apresenta as principais características dos parâmetros observados para 234 eventos de ondas gravidade. Na Figura 4.10(A) é apresentada a distribuição de comprimento de onda, (B) velocidade de fase e (C) período. Esses parâmetros foram amostrados a cada 5 unidades (km, minutos, m/s) para compor os histogramas.

Os comprimentos de onda ficaram distribuídos entre 10 e 65 km, com maior concentração entre 20 e 40 km. Os períodos ficaram distribuídos principalmente entre 5 e 35 minutos, com alguns eventos atingindo períodos maiores que 1 hora, mas a maior ocorrência foi para períodos entre 5 e 15 minutos. A velocidade de fase apresentou uma distribuição que se estendeu de 5 a 120 m/s, sendo que a maioria das ondas teve velocidades num intervalo amplo, ou seja, entre 10 e 70 m/s.

Os resultados apresentados na Figura 4.10 mostram-se muito similares aos encontrados na literatura. Dentre estes, deve-se destacar inicialmente as observações realizadas nas estações Halley (76°S, 27°W) (2000-2001) e Rothera (68°S, 68°W) (2002-2003), Antártica (NIELSEN, 2007; NIELSEN et al., 2009).

Nielsen (2007) analisou 226 eventos de ondas de gravidade observados em Rothera e mostrou que o intervalo de maior ocorrência para os comprimentos de onda foi entre 15 e 35 km, muito similar à distribuição encontrada na EACF. O período das ondas observadas em Rothera mostraram uma distribuição típica entre 6 e 15 minutos, similar às ondas observadas em Ferraz. A velocidade de fase das ondas em Rothera e em Ferraz mostram um comportamento muito parecido, sendo que em Rothera os valores típicos apresentaram-se entre 10 e 60 m/s.

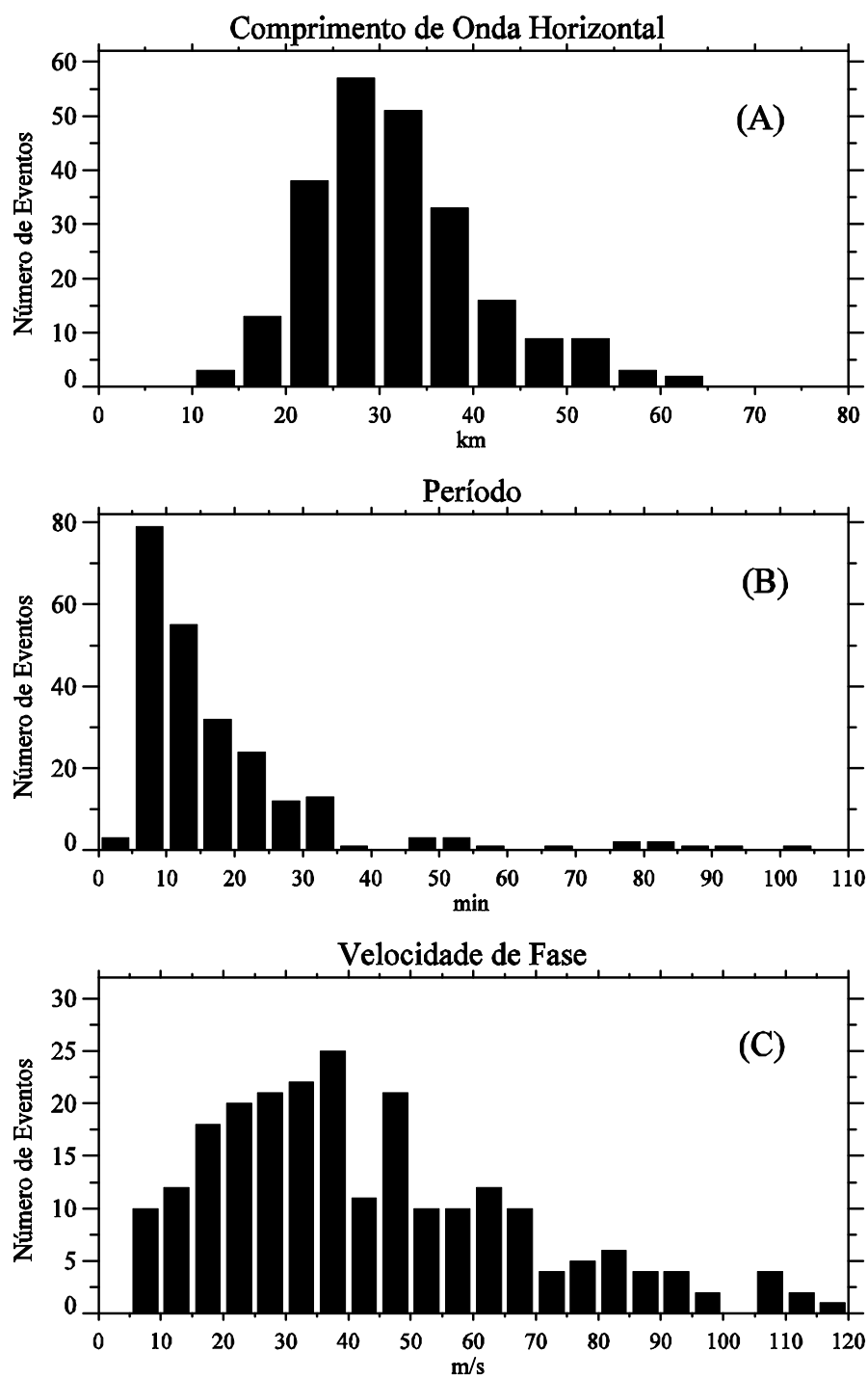


Figura 4.10 - Distribuição dos parâmetros das ondas de gravidade observadas na EACF, em 2007.

A caracterização para as ondas observadas na estação Halley foi apresentada no trabalho de [Nielsen et al. \(2009\)](#). As ondas observadas neste sítio tiveram uma

distribuição de comprimento de onda principalmente entre 15 e 40 km; períodos tipicamente entre 6 e 12 minutos e velocidade de fase distribuída entre ~ 10 e 100 m/s, com valores típicos de ~ 30 a 60 m/s. Assim como no caso de Rothera, as ondas observadas em Halley também mostraram características muito similares às observadas em Ferraz.

A Tabela 4.5 apresenta a comparação dos parâmetros das ondas de gravidade observadas na Antártica em três períodos distintos. De forma geral nota-se que as características das ondas de gravidade observadas na Antártica são muito parecidas, independente da época de observação.

Tabela 4.5 - Comparação dos parâmetros observados das ondas de gravidade entre três estações na Antártica.

Estação	Ano	Nº de Eventos	λ_h	τ_{obs}	c_{obs}
EACF (62° S)	2007	234	20-40 km	5-15 min	10-70 m/s
Rothera ^(b) (68° S)	2002-2003	226	15-35 km	6-15 min	10-60 m/s
Halley ^(a) (76° S)	2000-2001	221	15-40 km	6-12 min.	30-60 m/s

Fonte: (a) Nielsen et al. (2009, p. 993-995) e (b) Nielsen (2007, p. 117-118).

Em relação aos parâmetros das ondas de gravidade observadas em sítios de baixas e médias latitudes, destaca-se, inicialmente, os trabalhos de Nakamura et al. (1999) e Nakamura et al. (2003) que apresentam resultados de observações em Shigaraki (35°N), Japão, e Tanjung Sari (6.9°S) (TJS), Indonésia. Medeiros et al. (2004) compararam os resultados observados em dois sítios no Brasil, Cachoeira Paulista (23°S) (CP) e São João do Cariri (Cariri) (7°S). As características das ondas de gravidade observadas nesses quatro sítios foram apresentadas por Wrasse et al. (2006), incluindo todas as ondas observados nestes locais.

Wrasse et al. (2006) mostraram que os comprimentos de onda em CP e Cariri são muito semelhantes, com máxima ocorrência entre 5 e 25 km. Em TJS, os comprimentos de onda ficaram distribuídos principalmente entre 5 e 30 km, enquanto que em Shigaraki entre 5 e 40 km. Na EACF os comprimentos de onda são mais similares aqueles observados em Shigaraki. Para CP e Shigaraki, os períodos apresentaram uma máxima ocorrência entre 5 e 15 minutos, que também foi similar à Cariri (5-10 minutos). Estes resultados mostram que as ondas observadas nesses sítios têm perío-

dos típicos muito parecidos e num intervalo característico similar ao observado na EACF. As velocidades de fase observadas em Cariri (10-55 m/s) mostraram-se em intervalo maior, e com velocidades máximas superiores às observadas em CP (15-40 m/s). Em TJS as ondas também foram mais rápidas (30-70 m/s) que em Shigaraki (10-70 m/s).

Estes últimos resultados mostram que em baixas latitudes, as ondas apresentam-se com maior velocidade de fase que as observadas em médias latitudes. [Suzuki et al. \(2009b\)](#) mostram que as velocidades de fase em baixa latitude (Kototabang (0.2°S), Indonésia), são maiores que às observadas em média latitude. A partir desses resultados, pode-se dizer que as velocidades de fase das ondas observadas em altas latitudes ([BAGESTON et al., 2009](#); [NIELSEN et al., 2009](#)) são mais similares às observadas em baixas latitudes.

[Medeiros et al. \(2007\)](#) apresentam uma climatologia das ondas de gravidade, com 1010 eventos de onda, observadas na região equatorial brasileira, São João do Cariri (7°S, 36°W), entre 2000 e 2004. Os autores observaram que os comprimentos de onda para as bandas ficaram distribuídos entre 10 e 45 km, com uma máxima ocorrência entre 15 e 20 km. A distribuição dos comprimentos de onda na EACF ficou concentrada entre 20 e 40 km, um intervalo mais amplo que o de maior ocorrência em São João do Cariri.

Em relação aos períodos observados, [Medeiros et al. \(2007\)](#) mostraram que as bandas ocorreram preferencialmente entre 4 e 14 minutos, que é muito próximo do intervalo típico encontrado na EACF, entre 5 e 15 minutos. As distribuições de velocidades para as bandas foi principalmente entre 10 e 70 m/s, sendo estas velocidades mais elevadas do que em média latitude, o que corrobora os resultados de [Nakamura et al. \(1999\)](#). As velocidades encontradas para as ondas observadas na EACF mostraram-se também elevadas, e no mesmo intervalo de ocorrência das bandas observadas por [Medeiros et al. \(2007\)](#).

Em estudo recente, [Taylor et al. \(2009\)](#) apresentam e discutem a distribuição dos parâmetros observados das ondas de gravidade para os dois locais: em Brasília, com 32 eventos de onda e em São João do Cariri, com 88 eventos. Eles observaram que os comprimentos de onda em São João do Cariri se distribuíram principalmente entre 10 e 25 km e entre 15 e 30 km para Brasília. A comparação entre as velocidades de fase mostrou que as ondas observadas em São João do Cariri exibem um maior intervalo

de velocidades, mas em ambos os locais houve uma tendência para valores entre 30 e 60 m/s, com um intervalo típico de 20 a 80 m/s. Os resultados para os períodos mostraram valores tipicamente entre ~ 5 e 20 minutos, com maior ocorrência entre ~ 8 e 11 minutos. Estes resultados são muito similares aos encontrados no presente estudo.

A Tabela 4.6 apresenta um resumo dos parâmetros das ondas de gravidade observadas em diversos locais, incluindo sítios de baixas e médias latitudes, em ambos os hemisférios. De modo geral, verifica-se que os parâmetros das ondas observadas na EACF são similares aos observados em diversos locais do globo, independentemente do número de eventos utilizados nas caracterizações.

As diferenças entre os parâmetros observados nesses distintos locais não podem ser atribuídas às características ligeiramente diferente dos instrumentos, pois as limitações dos mesmos não leva à erros comparáveis a essas diferenças. O mais provável é que tais diferenças se devam às distintas condições locais e a localização geográfica de cada sítio (WRASSE et al., 2006).

Tabela 4.6 - Comparação dos parâmetros de ondas de gravidade observadas em diversos sítios do globo.

Local	Latitude	Ano	N° de Eventos	λ_h	τ_{obs}	C_{obs}	Referências
EACF, Antártica	62°S	2007	234	20-40 km	5-15 min	10-65 m/s	Presente estudo
Carií, Brasil	7°S	2000-2004	485*	15-20 km	4-14 min	10-70 m/s	Medeiros et al. (2007)
Carií, Brasil	7°S	2005	88	15-25 km	8-11 min	30-60 m/s	Taylor et al. (2009)
Brasília, Brasil	15°S	2005	32	15-30 km	8-11 min	30-60 m/s	Taylor et al. (2009)
Resolute Bay, Canada	75°N	2005-2006	143	20-50 km	5-15 min**	30-60 m/s	Suzuki et al. (2009a)
Kototabang, Indonésia	0.2°S	2000-2005	702	40-50 km***	5-25 min**	60-70 m/s***	Suzuki et al. (2009b)
Carií, Brasil	7°S	2000-2001	326	5-25 km	5-10 min	10-55 m/s	Medeiros et al. (2004) e Wrasse et al. (2006)
Tanjung Sari, Indonésia	6.9°S	2000-2001	74	5-30 km	5-10 min	30-70 m/s	Nakamura et al. (2003) e Wrasse et al. (2006)
CP, Brasil	23°S	1998-1999	143	10-30 km	5-15 min	15-40 m/s	Medeiros et al. (2004) e Wrasse et al. (2006)
Shigaraki, Japão	35°N	1996-1998	534	5-40 km	5-15 min	10-70 m/s	Nakamura et al. (1999) e Wrasse et al. (2006)

* Somente os eventos do tipo banda (48% do total)

** Período intrínseco

*** Máxima ocorrência

O cálculo dos parâmetros intrínsecos das ondas e dos comprimentos de onda vertical também foi realizado. O cálculo destes parâmetros foi possível devido a disponibilidade de dados observacionais de vento mesosférico na estação Rothera (68°S , 68°W), localizada ~ 760 km da EACF, e também dos perfis de temperatura obtidos do satélite TIMED/SABER para a região próxima da EACF. O comprimento de onda vertical foi determinado com o uso da Equação 2.17, dada no Capítulo 2, a velocidade intrínseca e período intrínseco foram derivados diretamente dos parâmetros observados, como descrito na Seção 3.4.

A Figura 4.11 apresenta as distribuições para os comprimentos de onda vertical, período intrínseco e velocidade de fase intrínseca. A distribuição do comprimento de onda vertical apresentou-se principalmente entre 5 e 25 km. O comprimento de onda vertical das ondas observadas com imageadores de airglow devem apresentar a mesma ordem de grandeza da largura das camadas emissoras (GARDNER; TAYLOR, 1998), que no caso do OH é em torno de 10 km (MARSH et al., 2006). Desse modo, o intervalo característico de comprimento de onda vertical apresentado na Figura 4.11 está de acordo com a teoria.

O período intrínseco ficou distribuído entre 0 e 55 minutos, com a maioria dos eventos apresentando períodos entre 5 e 15 minutos de modo similar ao período observado. Esse intervalo característico para o período intrínseco é o mesmo apresentado por Suzuki et al. (2009a) com observações em alta latitude do hemisfério norte, mas distinto das observações em baixa latitude (SUZUKI et al., 2009b) (ver Tabela 4.6).

A velocidade de fase intrínseca apresentou um deslocamento em relação à velocidade de fase observada (10 a 65 m/s), com uma concentração principal entre 25 e 75 m/s. O deslocamento nos parâmetros intrínsecos pode ser atribuído a atuação do vento (ver Seção 3.4) na propagação da onda. No caso da velocidade intrínseca apresentar-se maior que a velocidade observada significa que o vento está na direção oposta (vento negativo) à direção de propagação da onda, enquanto que o vento na mesma direção da onda (vento positivo) causará uma velocidade intrínseca menor que a velocidade observada.

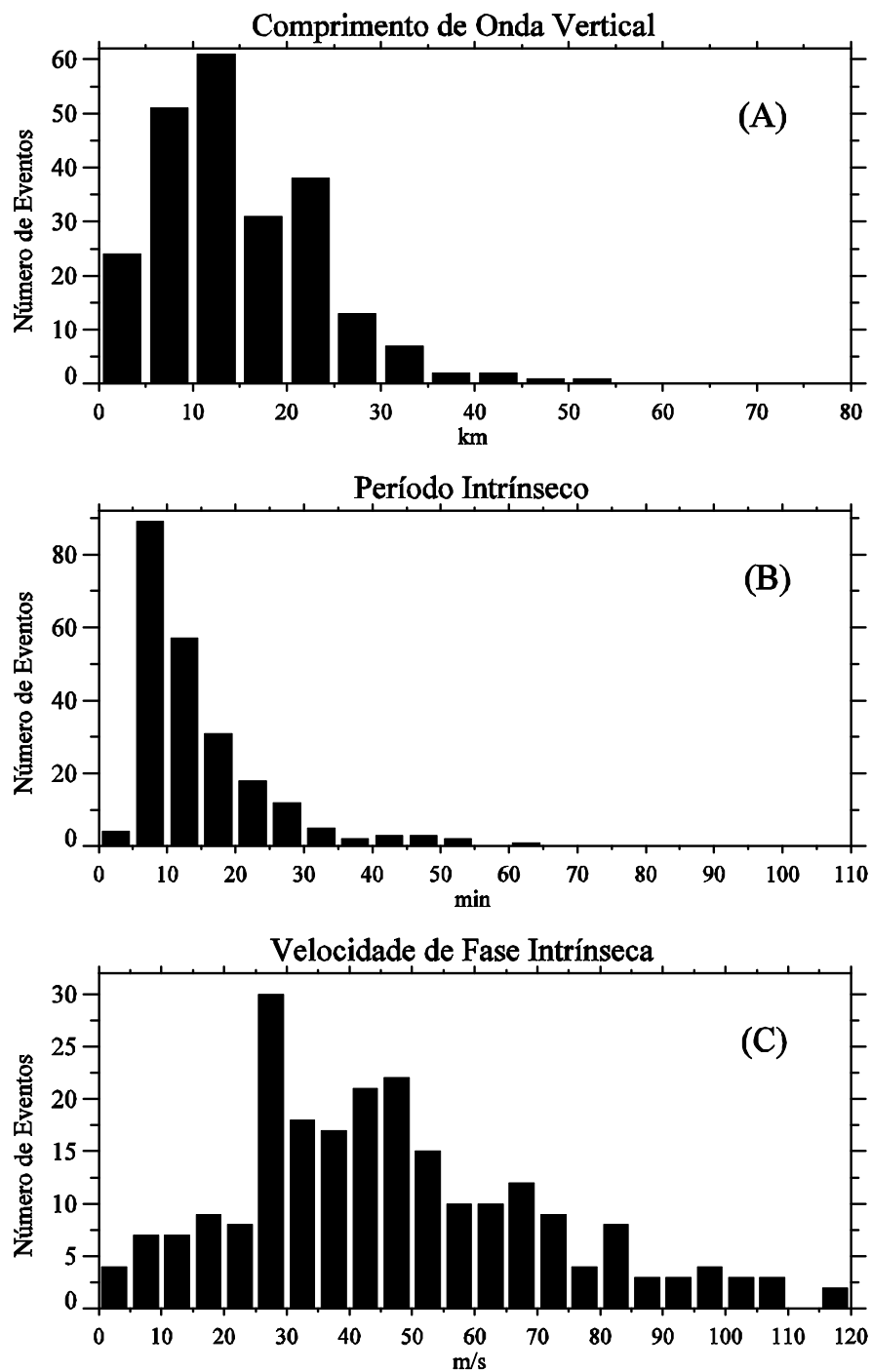


Figura 4.11 - Distribuição doo comprimento de onda vertical e dos parâmetros intrínsecos das ondas de gravidade observadas na EACF.

4.3.2 Direções Preferenciais de Propagação

Para discutir as variações sazonais nas direções preferenciais de propagação das ondas de gravidade, as observações foram divididas em dois períodos, sendo considerado o período de inverno entre maio e julho e a primavera de agosto a outubro. Uma divisão semelhante das estações do ano foi feita por Nielsen (2007) para as observações realizadas na Antártica. Nielsen (2007) definiu o outono entre março e maio; inverno entre junho e julho (*mid-winter*) e a primavera entre agosto e outubro.

A Figura 4.12 apresenta a distribuição das direções de propagação em intervalos de 45°, centrados em 8 direções geográficas (N, NE, E, SE, S, SW, W, e NW). Observa-se que existem ondas se propagando para todas as direções, porém nota-se claramente que há direções preferenciais de propagação. No inverno, Figura 4.12(A), a maioria das ondas se propagou para sudoeste, enquanto que na primavera, Figura 4.12(B), as ondas propagaram-se principalmente para as direções noroeste, norte e nordeste, mas a maioria dos eventos teve propagação para noroeste.

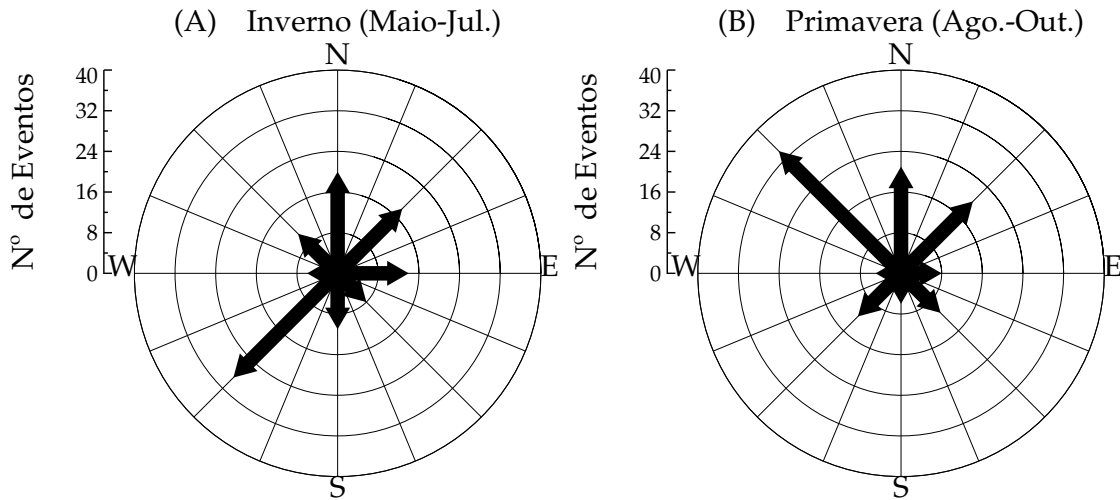


Figura 4.12 - Variação sazonal das direções de propagação das ondas na EACF.

Para se discutir como ocorreu a evolução da anisotropia, a Figura 4.13 apresenta a variação mensal nas direções preferenciais de propagação das ondas.

Deve-se notar na Figura 4.13 que o mês de abril está junto com o mês de maio, devido a ocorrência de apenas uma noite com dados úteis (5 eventos) em abril.

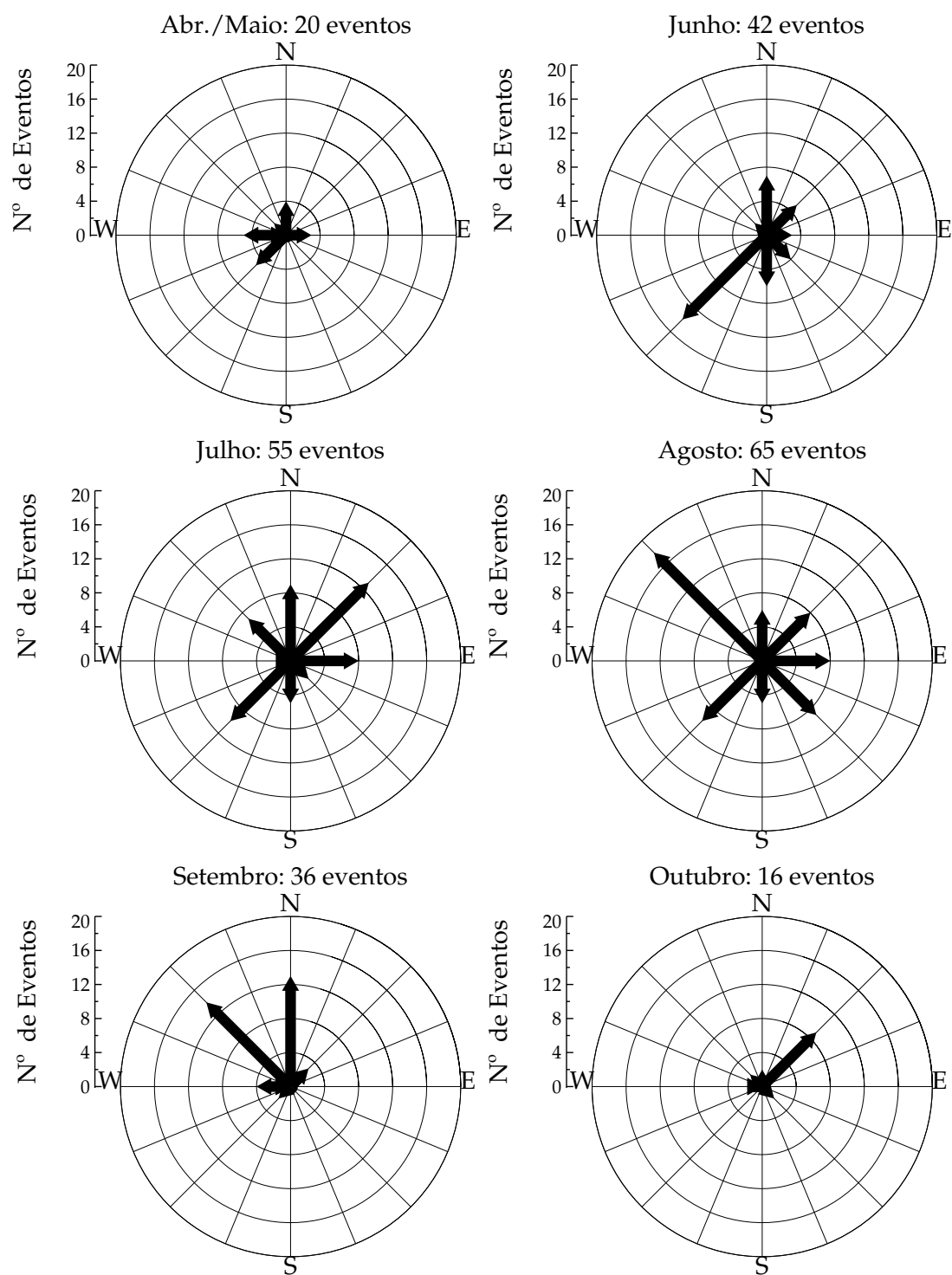


Figura 4.13 - Variação mensal nas direções de propagação das ondas na EACF.

Observa-se ao longo dos meses, principalmente de junho a agosto, uma rotação anti-horária na direção preferencial de propagação das ondas. Nos meses de abril/maio

nota-se que a maioria das ondas estão se propagando para oeste/sudoeste. No mês de junho a maioria das ondas se propaga para sudoeste, sendo que em julho há uma mudança abrupta da direção de propagação para nordeste. Em agosto, a direção preferencial de propagação torna para noroeste, mantendo-se assim em setembro e nesse mês uma quantidade equivalente de eventos se propaga para norte. No último mês de observação, outubro, há uma clara anisotropia com a maioria das ondas se propagando para nordeste.

Nielsen (2007) também observou uma clara anisotropia de propagação nas ondas observadas em Halley (76°S, 27°W), em 2000 e 2001, com direção predominantemente para sul/sudoeste e uma rotação anti-horária nas direções preferenciais de propagação. Nas observações realizadas em Rothera (68°S, 68°W), em 2002 e 2003, Nielsen (2007) mostrou uma direção preferencial de propagação para oeste/sudoeste. Em sua análise mensal, a maioria das ondas observadas em junho propagaram-se mais para sudoeste do que para oeste, similarmente às observações na EACF. Em agosto/setembro, a direção preferencial de propagação das ondas observadas em Rothera foi para oeste, diferentemente das observações na EACF.

As diferenças na anisotropia entre as 3 estações da Antártica, pode ser atribuída à variabilidade da localização das fontes das ondas em torno dos observatórios (HECHT et al., 2001). Essas diferenças também podem ser devido à influência dos ventos na propagação das ondas.

A mudança sazonal nas direções preferenciais de propagação das ondas também tem sido reportada em diversos trabalhos observacionais (TAYLOR, 1997; STOCKWELL; LOWE, 2001; EJIRI et al., 2003; MEDEIROS et al., 2003; HECHT, 2004; SUZUKI et al., 2004; PAUTET et al., 2005; MEDEIROS et al., 2007). Medeiros et al. (2003), por exemplo, mostra que durante o inverno em Cachoeira Paulista (23°S, 45°W) as ondas se propagam predominantemente para noroeste. Para as ondas observadas em São João do Cariri (7°S, 36°W), o estudo de Medeiros et al. (2007) mostra uma marcante anisotropia, sendo que nos meses de inverno há uma predominância na propagação para nordeste e na primavera para sudeste.

5 APLICAÇÃO DA TÉCNICA DE *RAY TRACING* ÀS ONDAS DE GRAVIDADE

Neste capítulo serão apresentados os resultados das possíveis fontes de geração das ondas de gravidade observadas na EACF, utilizando para isto a técnica de *ray tracing* (traçado de raios). Inicialmente, os aspectos teóricos relacionados à técnica de *ray tracing* serão apresentados. Após, serão descritos os dados de entrada, temperatura e ventos, no modelo de *ray tracing*. Na sequência serão apresentados os resultados da localização das possíveis fontes de geração das ondas de gravidade.

5.1 Introdução

A técnica de *ray tracing* vem sendo empregada para estudos da propagação das ondas de gravidade e distúrbios ionosféricos propagantes (*Traveling Ionospheric Disturbances* - TIDs) na atmosfera desde os meados dos anos sessenta (BRETHERTON, 1966).

Um dos primeiros trabalhos a descrever a técnica de *ray tracing*, com um formalismo matemático completo (incluindo referências clássicas sobre dinâmica de fluídos), aplicada às ondas de gravidade foi publicado por Jones (1969), onde já é discutida a influência do vento na propagação das ondas na atmosfera.

Cowling et al. (1971) mostram os efeitos do vento básico, incluindo o efeito de filtragem direcional, sobre o caminho vertical percorrido pelas ondas de gravidade. Hung e Smith (1978) aplicaram a técnica de *ray tracing* reverso para localizar a possível região de geração de uma onda de gravidade observada por eles, e encontraram que essa região estava na troposfera, na altura de aproximadamente 10 km, sendo que a origem da onda foi associada à ocorrência de tornados e ciclones nas proximidades do observatório.

Bertin et al. (1978) utilizaram a técnica de *ray tracing* reverso para determinar as possíveis fontes de geração de ondas de gravidade na troposfera. Eles mostraram que as posições finais resultantes dos modelos de *ray tracing* estavam próximas à ocorrência de correntes de jato (*jet stream*) na tropopausa. Além disso, eles discutem outras formas possíveis de geração de ondas de gravidade, dentre elas a interação não-linear entre ondas primárias instáveis e a corrente de jato, sendo que ondas geradas dessa forma teriam as mesmas características das ondas observadas na termosfera.

Em estudo realizado no Brasil, [Wrasse \(2004\)](#) investigou as prováveis fontes das ondas de gravidade sobre dois sítios distintos, Cachoeira Paulista (23°S) e São João do Cariri (7°S). Analisando a posição final das retrotrajetórias das ondas de gravidade, determinada através da técnica de *ray tracing*, [Wrasse \(2004\)](#) observou que em Cachoeira Paulista ~16% das ondas foram provenientes da região troposférica, associadas às convecções durante o verão e à entrada de frentes frias durante o inverno, enquanto que em São João do Cariri as ondas provenientes da troposfera representaram 23%, e foram associadas às convecções profundas e às linhas de instabilidade.

[Wrasse et al. \(2006\)](#) apresentaram os resultados da aplicação da técnica de *ray tracing* para mais de 1000 eventos de ondas de gravidade, juntamente com a caracterização dessas ondas. Para Shigaraki (35°N), Japão, eles observaram que 57% das ondas tiveram uma possível origem na mesosfera. As ondas que tiveram a posição final da retrotrajetória na troposfera foram associadas à fenômenos meteorológicos (convecções e jato troposférico) e à orografia local.

Em estudo recente, [Vadas et al. \(2009\)](#) investigaram as prováveis fontes de seis eventos de onda de gravidade, próximo à Brasília (15°S, 47°W), durante a campanha *SpreadFEx*. Eles associaram a possível fonte dessas ondas com regiões de nuvens convectivas e aglomerados convectivos.

A seguir, será descrito o formalismo matemático em que a técnica de *ray tracing* se baseia, em seguida, a base de dados para entrada no modelo de *ray tracing* será apresentada e por fim, os resultados serão apresentados e discutidos.

5.2 Descrição Matemática da técnica de *Ray Tracing*

O formalismo matemático utilizado aqui seguirá a mesma linha descritiva dada por [Wrasse \(2004\)](#) que utilizou as equações fornecidas por [Marks e Eckermann \(1995\)](#).

As equações básicas que descrevem a teoria de *ray tracing* ([Lighthill, 1978](#); [Marks; Eckermann, 1995](#)), também encontradas em [Jones \(1969\)](#), são dadas da seguinte forma:

$$\frac{d\vec{x}}{dt} = \frac{\partial \omega}{\partial \vec{k}}, \quad (5.1)$$

$$\frac{d\vec{k}}{dt} = -\frac{\partial\omega}{\partial\vec{x}} , \quad (5.2)$$

onde ω é a frequência aparente da onda, $\vec{x} = (x, y, z)$ é o vetor posição do pacote de onda e $\vec{k} = (k, l, m)$ é o vetor número de onda, sendo que k , l , m representam os números de onda zonal, meridional e vertical, respectivamente.

As Equações 5.1 e 5.2 descrevem, respectivamente, a trajetória do pacote de ondas e a refração da energia da onda ao longo da sua trajetória, para o sistema Euleriano (referencial fixo no solo), em coordenadas cartesianas.

Considerando a atmosfera como um sistema não homogêneo, então a energia da onda pode sofrer refração ao longo do caminho percorrido de modo que ocorra variações no número de onda. No entanto, assumindo que a atmosfera e os parâmetros da onda não variem localmente e com o tempo, $\partial/\partial t = 0$, tem-se que a frequência da onda deve se manter constante ao longo da trajetória, de forma que haja conservação da energia da onda.

Para a aplicação do modelo de *ray tracing* no presente estudo, considerou-se várias simplificações. Primeiramente, desconsidera-se o efeito da rotação da Terra na propagação das ondas de gravidade, em seguida, é utilizada a aproximação de uma atmosfera sem gradientes horizontais na temperatura e no vento e finalmente, a aproximação de Boussinesq (que desconsidera as ondas acústicas) é incorporada (MARKS; ECKERMANN, 1995). Assim, pode-se escrever a relação de dispersão para as ondas de gravidade da seguinte forma:

$$m^2 = \frac{(k^2 + l^2)(N^2 - \hat{\omega}^2)}{\hat{\omega}^2} \quad (5.3)$$

onde $\hat{\omega}$ é a frequência intrínseca da onda e N é a frequência de Brunt-Väisällä.

A partir da relação entre frequência intrínseca e frequência observada, $\hat{\omega}^2 = (\omega - Uk - Vl)^2$, se chega à seguinte expressão para a frequência intrínseca:

$$\hat{\omega}^2 = \frac{N^2(k^2 + l^2)}{k^2 + l^2 + m^2} , \quad (5.4)$$

onde o denominador será definido como uma nova variável, $\Delta = k^2 + l^2 + m^2$.

A partir das definições anteriores, é possível reescrever a Equação 5.1 nas três componentes cartesianas, representando as velocidades de grupo nas direções x , y e z , da seguinte forma:

$$C_{gx} = \frac{dx}{dt} = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{k(N^2 - \hat{\omega}^2)}{\hat{\omega}\Delta} + U , \quad (5.5)$$

$$C_{gy} = \frac{dy}{dt} = \frac{\partial \omega}{\partial l} = \frac{l(N^2 - \hat{\omega}^2)}{\hat{\omega}\Delta} + V , \quad (5.6)$$

$$C_{gz} = \frac{dz}{dt} = \frac{\partial \omega}{\partial m} = -\frac{m\hat{\omega}}{\Delta} , \quad (5.7)$$

onde U e V são as componentes do vento nas direções zonal e meridional, respectivamente. A componente vertical do vento pode ser desprezada, em função dos valores serem muito pequenos e, por isso, não influencia no cálculo da velocidade de grupo vertical (WRASSE, 2004).

A Equação 5.2 também pode ser reescrita, de forma análoga às equações anteriores, resolvendo as derivadas parciais. Assim, o novo sistema de equações que descrevem a refração da onda, ao longo da sua trajetória, é dado por:

$$\frac{dk}{dt} = -\frac{\partial \omega}{\partial x} = -\frac{N_x^2(k^2 + l^2)}{2\hat{\omega}\Delta} - kU_x - lV_x , \quad (5.8)$$

$$\frac{dl}{dt} = -\frac{\partial \omega}{\partial y} = -\frac{N_y^2(k^2 + l^2)}{2\hat{\omega}\Delta} - kU_y - lV_y , \quad (5.9)$$

$$\frac{dm}{dt} = -\frac{\partial \omega}{\partial z} = -\frac{N_z^2(k^2 + l^2)}{2\hat{\omega}\Delta} - kU_z - lV_z \quad (5.10)$$

onde os sub-índices x , y e z referem-se às diferenciais parciais para as direções zonal, meridional e vertical, respectivamente. Devido ao fato do número de onda vertical, m , ser determinado diretamente da relação de dispersão (da Equação 5.3), a Equação 5.10 não é estritamente necessária no modelo de *ray tracing* (WRASSE, 2004).

As Equações 5.5, 5.6 e 5.7 estão descritas em um sistema de coordenadas cartesianas. No entanto, a forma mais correta de expressar a trajetória de uma onda na atmosfera é em um sistema de coordenadas esféricas. Para proceder essa transformação, Francis (1972) mostrou que é válido determinar a trajetória da onda em coordenadas cartesianas e depois, expressar esse caminho em coordenadas esféricas. Assim, a trajetória da onda dentro da atmosfera terrestre é expressa em termos das coordenadas de longitude ($\Lambda(t)$), latitude ($\Phi(t)$) e altura ($Z(t)$), todas com dependência no tempo (t).

As coordenadas iniciais de cada onda de gravidade, observadas em um dado tempo (t), correspondem à localização do observatório (latitude e longitude), e a altura corresponde à camada de emissão na qual a onda foi observada, ou seja, no caso do OH é em torno de 87 km. A trajetória da onda, num sistema de coordenadas esféricas, é descrita pelas seguintes equações (MARKS; ECKERMANN, 1995):

$$\frac{d\Lambda}{dt} = \frac{C_{gx}}{r_t \cos\phi} \quad (5.11)$$

$$\frac{d\Phi}{dt} = \frac{C_{gy}}{r_t} \quad (5.12)$$

$$\frac{dZ}{dt} = C_{gz} \quad (5.13)$$

onde $r_t = R_T + h_{emi}$ representa a soma do raio médio da Terra (R_T) com a altura da camada de emissão (h_{emi}).

5.3 Banco de Dados para o Modelo de *Ray Tracing*

Em seu trabalho sobre ray tracing, Wrasse (2004) sugere o uso de dados observacionais como entrada no modelo de *ray tracing*. Esses dados, segundo o autor, são perfis de temperatura obtidos por instrumentação em satélites e perfis de vento observados por radares em altitudes mesosféricas.

Um banco de dados que reflete do modo mais realístico possível as condições de *background* da atmosfera, em termos de ventos e de temperatura, são de extrema importância na resposta do modelo de *ray tracing* em relação às posições finais das retrotrajetórias das ondas de gravidade (WRASSE, 2004).

No presente estudo, a deficiência de dados observacionais como entrada no modelo de *ray tracing* foi sanada pelo uso de perfis de temperatura observados pelos satélite TIMED/SABER, ventos mesosféricos observados por radar MF e ventos e temperaturas na baixa e média atmosfera obtidos da reanálise climatológica do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF).

As variáveis que representam as condições de *background* da atmosfera são basicamente os ventos e a temperatura. A partir da temperatura, também se estima a frequência de Brunt-Väisälä, que é outro parâmetro importante nas equações do *ray tracing*. Os parâmetros atmosféricos foram obtidos por: 1) Radar MF; 2) SABER; 3) Reanálise do ECMW e 4) Modelo HWM-07. A descrição do radar MF e do instrumento SABER, juntamente com exemplos de dados observados por esses instrumentos já foram fornecidas no Capítulo 3.

É importante ressaltar dois pontos principais: 1) os dados de entrada no modelo de *ray tracing* foram obtidos de observações e reanálise climatológica, sendo utilizado modelo apenas para os dados de ventos no intervalo de altura onde não há dados de reanálise e nem dados observacionais; 2) a aplicação da técnica de *ray tracing* às ondas de gravidade observadas através do imageamento de airglow na Antártica é inédita.

A seguir, serão descritos os dados da reanálise climatológica do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), que fornece perfis de ventos horizontais (zonal e meridional) e temperatura desde a superfície até 48 km, e do modelo mais recente de ventos, o *Horizontal Wind Model* (HWM-07), que fornece ventos horizontais desde o solo até Exosfera (500 km).

5.3.1 Reanálise do ECMWF

O *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) produziu nas últimas décadas três reanálises principais. Estas, consistem em um conjunto de análises globais que descrevem as condições da atmosfera, da superfície terrestre e dos oceanos.

A última versão da reanálise do ECMWF utiliza assimilação de dados observacionais de várias fontes, dentre as quais destacam-se os dados dos satélites CHAMP, GRACE e COSMIC, que são recebidos e processados operacionalmente (quase em tempo real) no ECMWF, a fim de produzir a reanálise operacional. Atualmente, as reanálises

possíveis de serem obtidas no ECMWF vão desde 1989 até junho de 2009. A reanálise operacional do ECMWF apresenta uma resolução espacial de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ de latitude e longitude em 21 níveis de pressão, que variam desde próximo a superfície até 1 *hPa* (48 km).

A Figura 5.1(A) apresenta perfis climatológicos de temperatura obtidos pelas reanálises do ECMWF e do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), e dados recuperados do satélite CHAMP, em 11 de fevereiro de 2001, sobre o sul do Oceano Atlântico (53°S , 0.5°W) (WICKERT et al., 2001). A Figura 5.2 (B) apresenta o exemplo de um perfil médio diário das reanálises do ECMWF e do NCEP, comparados com a média diária dos perfis obtidos pelo satélite TIMED/SABER, para a região em torno da estação Comandante Ferraz (62°S , 58°W), em 16 de julho de 2007.

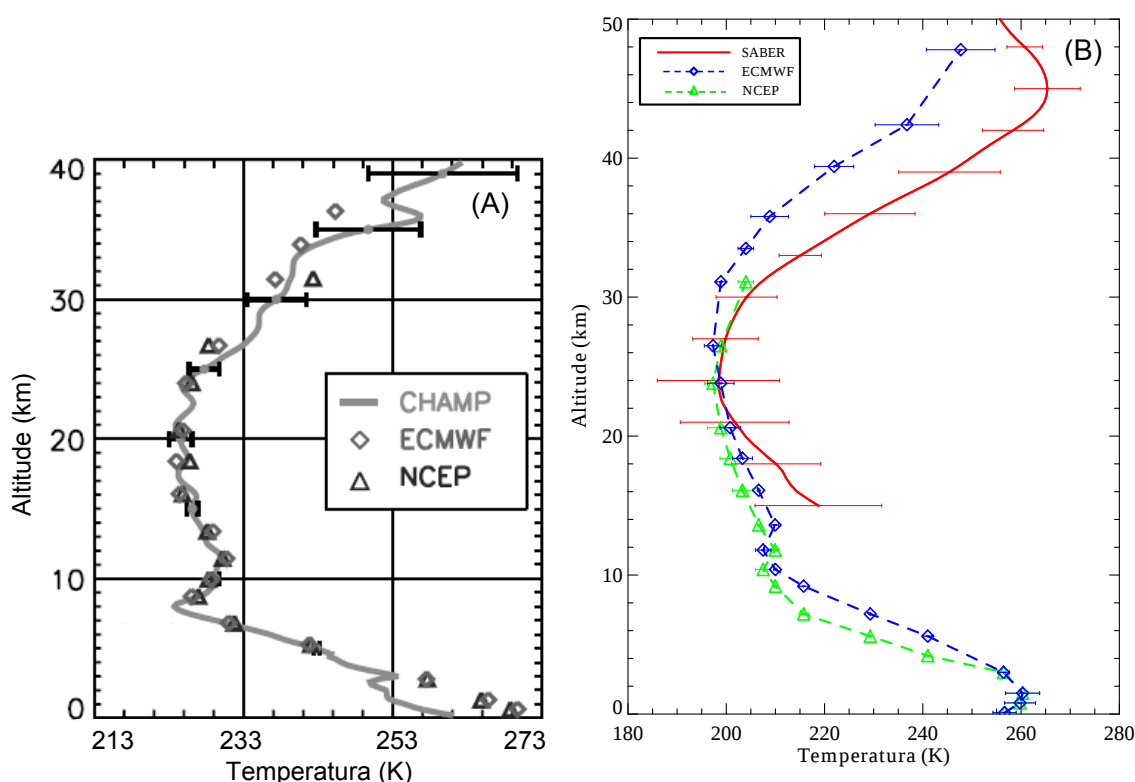


Figura 5.1 - (A) Exemplos de dados de temperatura, obtidos do satélite CHAMP sobre o sul do Oceano Atlântico (53°S , 0.5°W), e a comparação com dados de reanálises do NCEP e ECMWF. (B) Dados observados pelo TIMED/SABER, na região em torno da EACF (62°S , 58°W), comparados com os dados de reanálises do ECMWF e NCEP.

Fonte: (A) Adaptada de Wickert et al. (2001).

Observa-se na Figura 5.1(A), que os dados de reanálises tanto do NCEP quanto do ECMWF são muito semelhantes, com uma mesma tendência, mas com um significativo desvio do perfil do CHAMP em relação à reanálise em altitudes abaixo de 5 km. A Figura 5.1 (B) mostra que os dados das reanálises, tanto do NCEP quanto do ECMWF, são muito similares ao perfil médio observado pelo SABER e apresentam uma mesma tendência. Nos dados de reanálise, principalmente o ECMWF, identifica-se a tropopausa em torno de 12 km de altura. Esses resultados mostram que os dados de reanálise descrevem as condições médias da atmosfera. Deve-se notar que o perfil médio do SABER foi tomado dentro de uma grade de $30^\circ \times 30^\circ$, centrado sobre a EACF, onde se encontrou um total de 10 sondagens.

A principal vantagem dos dados do ECMWF, é que estes atingem níveis de altitude maiores, 1 *hPa* (48 km), que os disponibilizados pelo NCEP, 10 *hPa* (31 km), como pode ser observado na Figura 5.1(B). Além disso, o ECMWF apresenta uma grade com maior resolução espacial comparada com o NCEP. Desse modo, os dados de reanálise climatológica utilizados nesse estudo foram obtidos do ECMWF (2009), numa grade de $40^\circ \times 40^\circ$ centrada sobre a EACF e com uma resolução de $1^\circ \times 1^\circ$.

Para se obter um perfil completo entre 1 e 95 km de altura, os dados de temperatura obtidos do ECMWF e observados pelo satélite TIMED/SABER foram unidos por uma interpolação linear na região de interface (45 - 50 km) dos dados. Os dados de vento serão apresentados e discutidos na próxima seção. Previamente ao processo de interpolação dos perfis de temperatura, as sondagens do TIMED/SABER foram divididas em períodos noturno e diurno, para obter dois perfis médios a cada dia, sendo estes representativos das condições médias da temperatura. Nos dias onde nenhuma sondagem do SABER foi obtida, foram utilizados os valores médios dos dias adjacentes para representar os perfis nesses dias.

A Figura 5.2 mostra o exemplo de um perfil de temperatura e o perfil correspondente de Brunt-Väisälä entre 1 e 95 km de altura. O perfil médio de temperatura corresponde ao período noturno de 04-05 de agosto de 2007 sobre a EACF.

A Figura 5.3 apresenta a estrutura térmica sobre a EACF (62°S , 58°W) para o intervalo de 01 de abril a 31 de outubro de 2007. Observa-se uma mudança abrupta de temperatura em aproximadamente 10 km de altitude, caracterizando a tropopausa. A estratopausa está localizada próximo de 45 km de altitude, enquanto a mesopausa localiza-se próximo de 90 km.

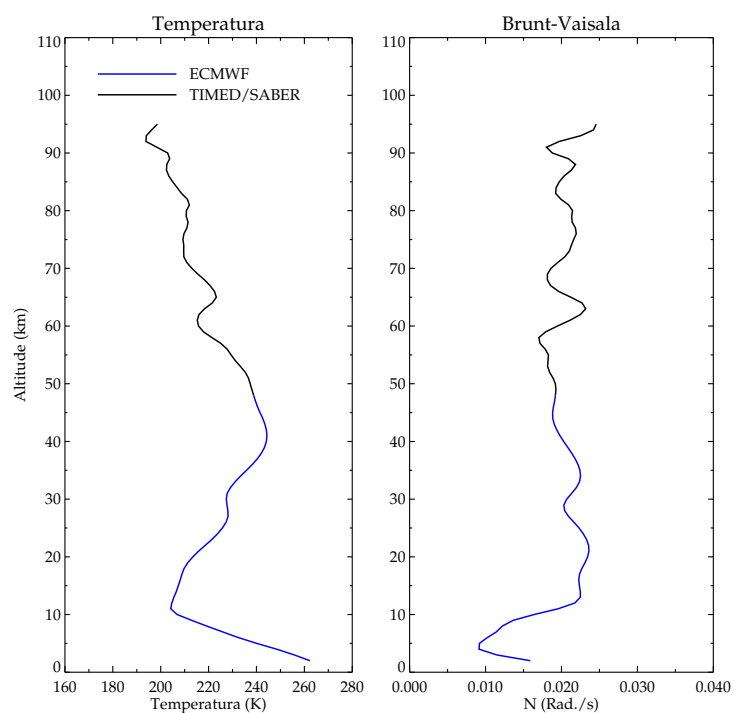


Figura 5.2 - Perfis de temperatura e Brunt-Väisälä obtidos dos dados de reanálise do ECMWF e do SABER. Os dados foram obtidos para a coordenada da EACF (62°S, 58°W) na noite de 04-05 de agosto de 2007.

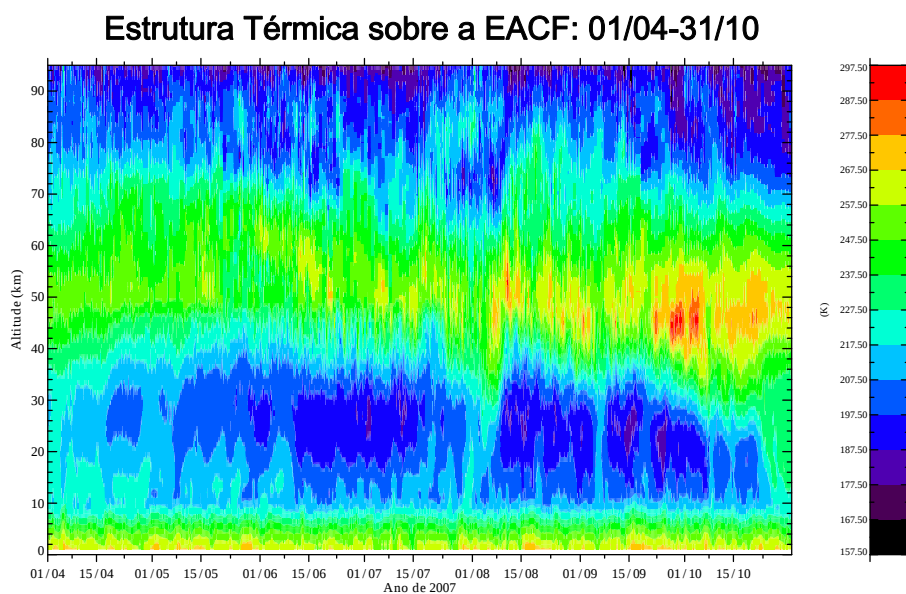


Figura 5.3 - Estrutura térmica da atmosfera entre 1 e 95 km de altura, obtida com os dados de reanálise do ECMWF e de observação do satélite TIMED/SABER.

5.3.2 Modelo HWM-07

Os ventos na atmosfera desempenham um importante papel na condição de propagação das ondas de gravidade. Observações contínuas de vento na atmosfera são possíveis utilizando de radares meteorológicos, de Média Frequência (MF) e LIDAR, os quais fornecem dados confiáveis no intervalo de altitude entre 80 e 100 km.

Os dados de observação utilizados neste trabalho foram obtidos pelo radar MF operado na estação Rothera, Antártica (68°S, 68°W). Abaixo de 80 km não existem observações sistemáticas dos ventos, tornando necessário o uso de modelos empíricos, como o *Horizontal Wind Model* (HWM), e dados de reanálise climatológica, obtidos do NCEP ou do ECMWF. No presente trabalho, optou-se por usar o modelo de ventos do HWM-07, por ser o mais atual (DROB et al., 2008), de modo a preencher a lacuna (~50-80 km de altitude) sem dados observacionais ou reanálise.

O modelo HWM-07 representa uma grande melhoria em relação ao antigo HWM-93, incluindo uma quantidade substancial de dados observacionais. Este modelo fornece uma representação dos campos de vento horizontal (zonal e meridional) da atmosfera, desde o solo até a Exosfera (500 km). Os dados utilizados para representar os ventos no HWM-07 incluem mais de 50 anos de observações por satélites, foguetes e por instrumentos de solo (DROB et al., 2008).

As extensivas observações de ventos incorporadas no modelo HWM-07 foram derivadas por instrumentos de superfície (banco de dados da NSF-CEDAR) e a partir de instrumentos a bordo do *Upper Atmosphere Research Satellite* (UARS). Dentre os instrumentos em solo, pode-se citar medidas por interferômetro Fabry-Perot (FPI; ~250 km), radar de espalhamento incoerente (ISR; 90 a 400 km), radares MF e meteorológico (~75 a 110 km), radar de laser (~75 a 115 km) e dados de campanhas de lançamentos de foguetes e radiossondagens (20 a 100 km) (DROB et al., 2008). Além dessas observações, dados climatológicos do NCEP e dados de simulações com o *Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere-Electrodynamics General Circulation Model* (TIME-GCM; 30 a 500 km) foram incorporados ao HWM-07. Deve-se observar que o modelo também incorpora as representações da circulação média zonal, as ondas planetárias e as marés atmosféricas, bem como suas modulações sazonais.

O modelo empírico HWM-07 tem como dependências a localização geográfica, a altitude, o dia do ano, a hora local e a atividade geomagnética. Deve-se observar

que a atual versão do HWM-07 não apresenta dependência com fluxo solar ($F10.7$ e $F10.7A$), mas inclui a dependência com o índice Kp , via índice Ap , sendo este último uma medida do nível geral de atividade geomagnética sobre o globo (médias a cada 3 horas), para um dado horário (UT) do dia.

Os dados do HWM-07 foram obtidos para uma grade de $40^\circ \times 40^\circ$, centrada sobre a EACF, com uma resolução espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ e uma resolução temporal de 6 horas. Deste modo, os ventos obtidos pelo HWM-07 foram utilizados como representativos para os ventos zonal e meridional entre 50 e 80 km de altitude. Esses dados foram interpolados, da mesma maneira que os dados de temperatura, nas interfaces do HWM-07 com o ECMWF (50 km) e com radar MF (80 km).

A Figura 5.4 ilustra os ventos zonal e meridional obtidos pela reanálise do ECMWF (azul), HWM-07 (vermelho) e Radar MF (preto). Esses dados foram obtidos para o dia 16 de julho de 2007, no primeiro horário (00:00 UT) de medidas do radar.

Observa-se na Figura 5.4 um intenso jato zonal, de 80 m/s em torno da altura de 45 km. Hibbins et al. (2005) analisaram as características dos ventos no intervalo de altitude de 0 a 100 km, e mostraram a ocorrência de um jato zonal com intensidade de ~ 60 m/s, na altura de ~ 50 km, nas médias mensais dos ventos. O vento meridional apresenta-se, menos intenso que o vento zonal, mas também atinge valores elevados (~ 50 m/s) em torno de 25 km de altitude praticamente igual ao vento zonal nessa mesma altura.

Os ventos zonal e meridional, para as estações Comandante Ferraz (62°S , 58°W) (linhas contínuas) e Rothera (68°S , 68°W), são mostrados nas Figuras 5.5 e 5.6, respectivamente. As datas de obtenção de cada perfil foram em torno do dia 15 de cada mês, e o horário de obtenção dos perfis foi sempre às 00:00 UT.

A Figura 5.5 apresenta uma sequência de perfis, onde os ventos zonais representados pela reanálise e pelo modelo HWM-07 são similares nas duas estações (EACF e Rothera). Porém, diferenças significativas (> 20 m/s) entre os jatos zonais ocorrem entre os meses de junho e agosto. Em julho, por exemplo, observa-se em 45 km de altura ventos que atingem aproximadamente 80 m/s na EACF, enquanto que em Rothera nessa mesma altura o jato zonal chega a 100 m/s. Os ventos observados pelo radar MF apresentam-se muito variáveis, com valores máximos de aproximadamente 55 m/s para leste, em maio, e em torno de 30 m/s para oeste, em junho.

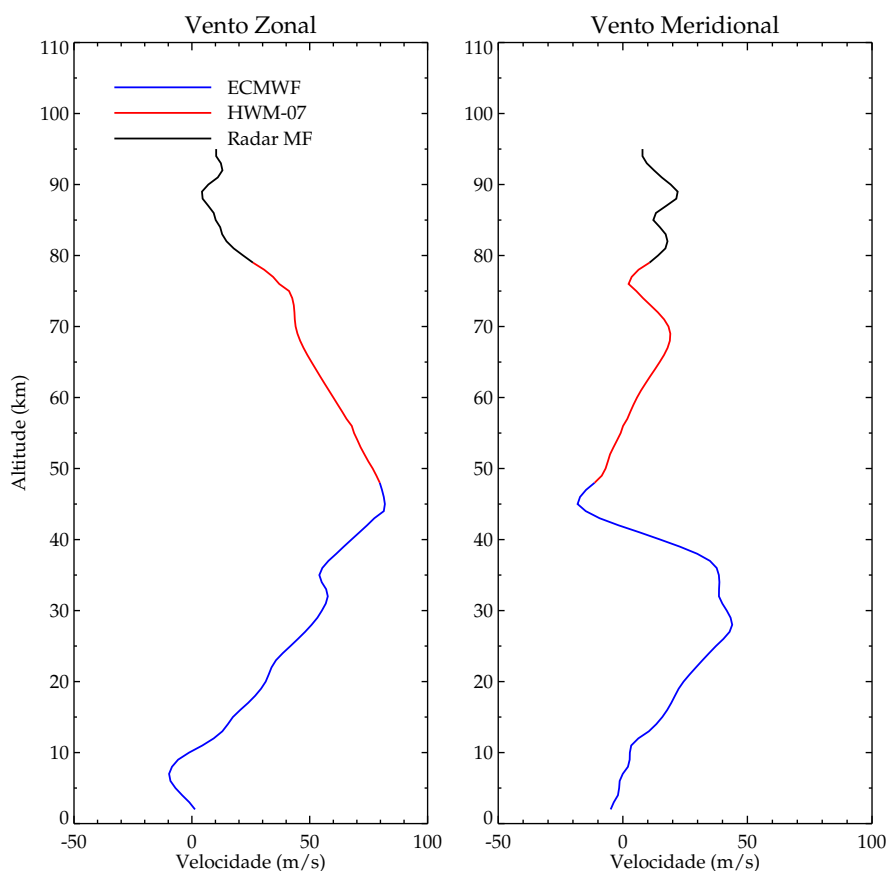


Figura 5.4 - Perfis dos ventos zonal e meridional entre 1 e 95 km de altura, obtidos do ECMWF (azul), do HWM-07 (vermelho) e do radar MF (preto). Os dados foram obtidos para o ponto da grade correspondente ao local da EACF ($62^{\circ}\text{S}, 58^{\circ}\text{W}$), no dia 16 de julho de 2007 às 00:00 UT.

A partir da Figura 5.6, observa-se que os dados do HWM-07 e os dados da reanálise mostram uma variabilidade semelhante no vento e intensidades muito similares para a EACF e Rothera. Uma característica marcante entre os meses de abril e junho é a pequena variabilidade do vento, oscilando em torno de zero, abaixo de ~ 60 km, tendência essa presente nas duas estações. Os dados do modelo HWM-07 mostram um vento nulo em aproximadamente 60 km de altitude para todos os meses e um pequeno aumento na intensidade, atingindo um máximo na altitude de 70 km. O máximo do vento meridional ocorre em junho com valores próximos de 30 m/s. Uma maior variabilidade no vento meridional é observada nos dados do radar MF, com um máximo em torno de 45 m/s em outubro na altura de 85 km. Abaixo de 40 km de altura observa-se ventos com maiores intensidades, apresentando máximos em torno de 50 m/s em ~ 35 km, principalmente em julho, setembro e outubro.

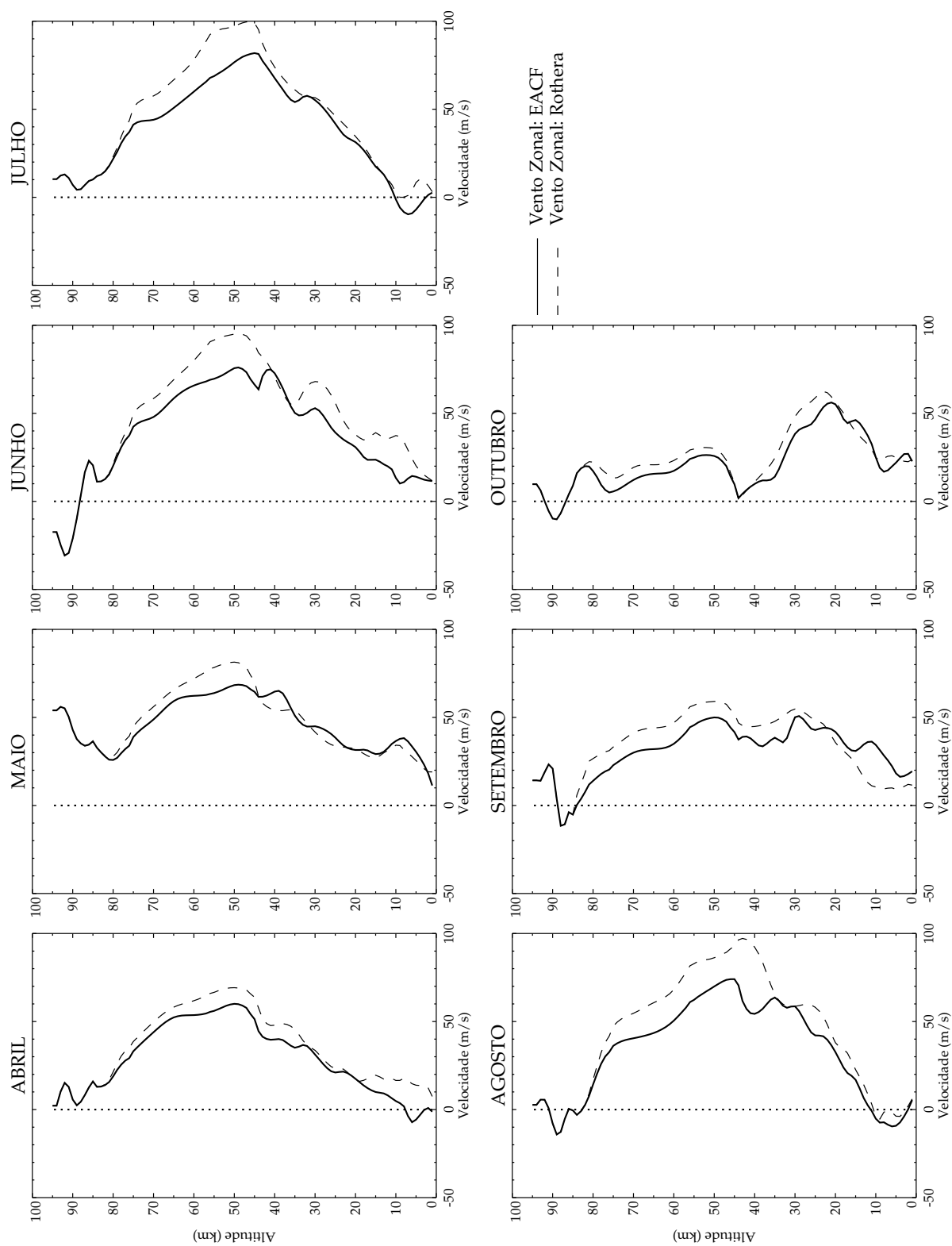


Figura 5.5 - Perfis mensais do vento zonal, em torno do dia 15 de cada mês, para as estações Comandante Ferraz (linha contínua) e Rothera (linha tracejada).

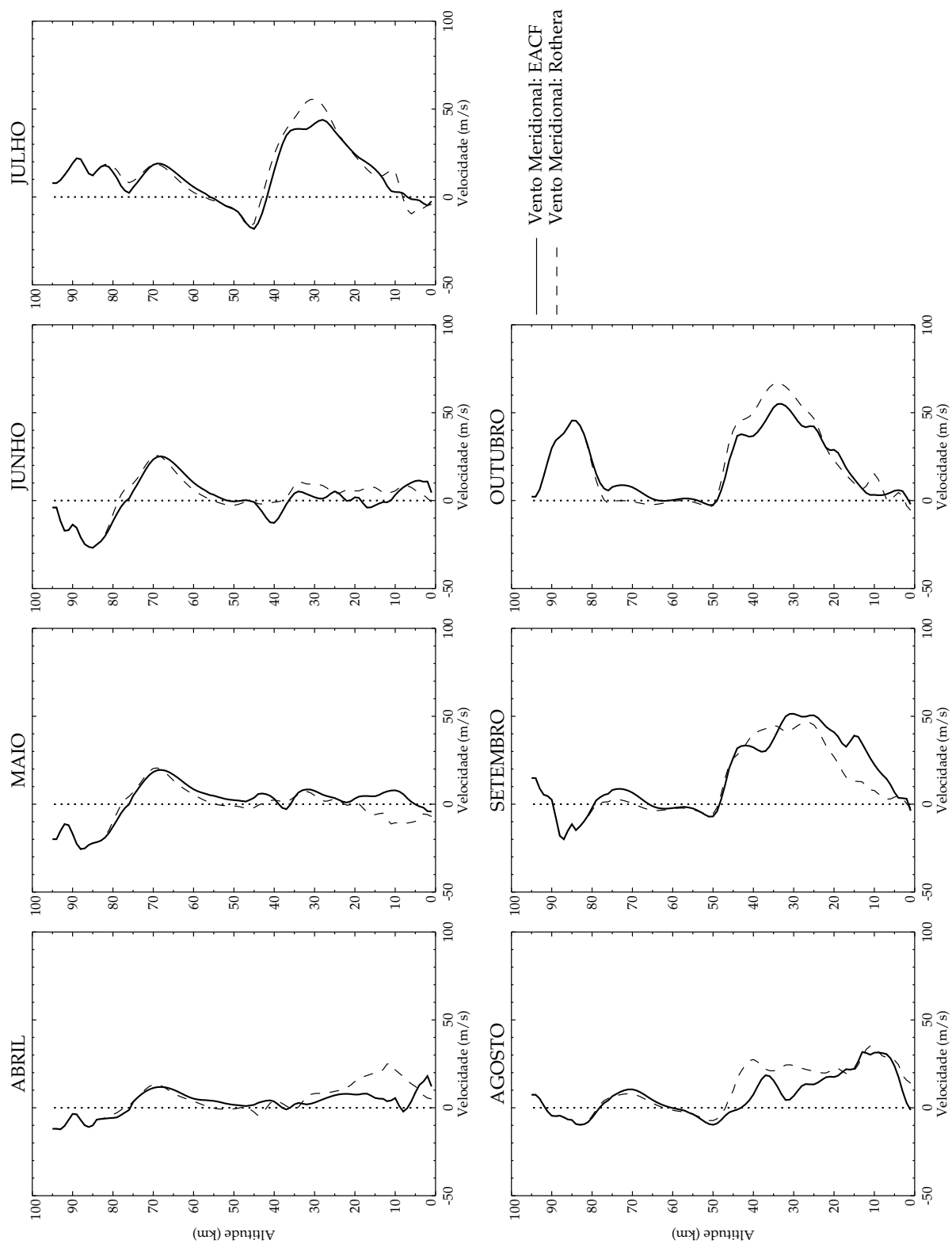


Figura 5.6 - Mesmo que a Figura 5.5, porém para o vento meridional.

Deve-se notar, que os ventos observados pelo radar têm uma alta variabilidade e, que os perfis apresentados nas Figura 5.5 e 5.6 são médias horárias e não mensais. A climatologia mensal dos ventos observados em Rothera, comparada com o modelo HWM-93, pode ser encontrada no trabalho de [Hibbins et al. \(2005\)](#).

5.4 Aplicação do Modelo de *Ray Tracing*

Nessa seção, serão discutidos, de modo sucinto, os procedimentos para determinar a retrotrajetória das ondas de gravidade, as condições de propagação vertical das ondas de gravidade e a imprecisão das posições finais da retrotrajetória, isto é, a imprecisão na localização do ponto de possível origem da onda de gravidade.

5.4.1 Procedimentos para Determinar as Retrotrajetórias das Ondas

A aplicação da técnica de *ray tracing* reverso tem por objetivo determinar as retrotrajetórias das ondas de gravidade, a partir da altitude de observação (mesosfera superior) em direção ao solo. A posição final das retrotrajetórias é o local de provável origem da onda de gravidade, e onde deve ser buscada a possível fonte geradora da onda. No modelo de *ray tracing* é primordial conhecer, inicialmente, as características das ondas de gravidade observadas e, posteriormente, as condições atmosféricas na região em torno do observatório. As características das ondas de gravidade observadas foram apresentadas e discutidas no Capítulo 4 e as características da atmosfera foram obtidas conforme descrito na seção anterior.

As etapas na determinação das retrotrajetórias das ondas de gravidade serão descritas, sucintamente, a seguir:

- a) Entrada dos parâmetros das ondas de gravidade no modelo de *ray tracing*;
- b) Entrada dos dados de ventos, temperatura e frequência de Brunt-Väisälä para o dia, hora local e altura onde a onda foi observada.
- c) Diferenciação das equações que descrevem os números de onda zonal, meridional e vertical, e a frequência intrínseca. Essa diferenciação é feita com o método das diferenças finitas, de modo que: $\frac{dX(h,t)}{dt} = \frac{X_i^{t+1} - X_i^t}{\Delta t}$, onde $X(h,t)$ é um parâmetro que depende da altura (h) e do tempo (t);
- d) Diferenciação das equações que descrevem a velocidade de grupo da onda nas direções zonal, meridional e vertical;

- e) Determinação da nova coordenada horizontal, isto é, nova coordenada em latitude e longitude da retrotrajetória da onda, utilizando para isso os resultados das duas etapas anteriores;
- f) Avaliação das condições de propagação da onda, com base em quatro condições de contorno: $\lambda_z \geq 1km$, $m^2 > 0$, $\hat{\omega} > 0$ e $h > 0$;
- g) Se todas as condições da etapa anterior são satisfeitas, então é determinada a nova coordenada vertical da onda, e nessa nova posição são realizados novamente os procedimentos descritos nos itens b) a f);
- h) Quando uma das condições estabelecidas na 6ª etapa não é satisfeita, então a retrotrajetória da onda de gravidade é interrompida, e os parâmetros da onda são armazenados em arquivo;

No modelo de *ray tracing* utilizado nesse estudo, as equações foram integradas com um incremento temporal que está relacionado com a velocidade vertical de grupo da onda: $\delta t = \int_{z_h}^{z_h} dz / C_g z$, onde $dz = 100 \text{ m}$ é a resolução em altura utilizada no modelo (WRASSE, 2004).

5.4.2 Condições de Propagação Vertical das Ondas de Gravidade

As condições de propagação vertical para as ondas de gravidade devem satisfazer a aproximação *WKB*, a qual estabelece que os campos atmosféricos, como a velocidade do vento e a temperatura, devem variar em uma escala muito maior que a escala característica da onda. Essa aproximação é necessária para derivar as Equações 5.5 a 5.10. Para garantir que essa aproximação permaneça válida, a diferenciação dessas equações é checada em cada passo da retrotrajetória da onda.

Os mecanismos que tendem a fazer com que o modelo de *ray tracing* seja interrompido são descritos a seguir:

- Reflexão da trajetória da onda: isso ocorre quando a direção de propagação da onda é contrária à direção do vento e o número de onda vertical é nulo ($m = 0$). Outra situação em que o *ray tracing* é interrompido é quando a onda de gravidade é evanescente ($m^2 < 0$);
- Níveis críticos: um nível crítico ocorre quando a frequência intrínseca da onda se torna nula (ou quando esta é negativa), $\hat{\omega} \rightarrow 0$ ou ($\hat{\omega} < 0$),

implicando num número de onda vertical infinito, $|m| \rightarrow \infty$. Fisicamente, o nível crítico é onde ocorre uma interação ressonante entre a onda e o vento, e se considerar que o vento é estratificado e estável, então a energia da onda é transferida para o vento básico (BOOKER; BRETHERTON, 1967);

- Proximidade do nível crítico: situação em que $m^2 > 1 \times 10^{-6} \text{ rad}^2/\text{m}^2$, o que implica em afirmar que $\lambda_z < 1 \text{ km}$ e a onda está muito próxima de um nível crítico;
- Condição limite de nível zero de altitude: quando a posição final da retrotrajetória da onda atinge o solo.

A partir das condições descritas acima, é possível monitorar o comportamento da retrotrajetória da onda de gravidade, bem como dos parâmetros intrínsecos da onda.

5.4.3 Incerteza na Posição Final das Retrotrajetórias das Ondas

As incertezas na posição final das retrotrajetórias das ondas de gravidade foram investigadas por Wrasse (2004) em termos da variação nos perfis de ventos. Para associar uma certa incerteza nas retrotrajetórias das ondas de gravidade, Wrasse (2004) baseou-se em trabalhos anteriores que estudaram a variabilidade das amplitudes da maré e então, utilizou esses resultados para aplicar uma variação no vento observado. Desse modo, Wrasse (2004) estimou uma incerteza na posição final das retrotrajetórias das ondas, devido à variabilidade no vento causada pela maré atmosférica.

Em estudo recente, Vadas et al. (2009) aplicaram a técnica de *ray tracing* à seis eventos de onda de gravidade de média escala ($\lambda_h = 60 - 160 \text{ km}$), para identificar suas prováveis fontes. No estudo de Vadas et al. (2009), a incerteza na posição final das retrotrajetórias das ondas foi estimada com base na variação dos ventos. Para isso, foi aplicado o modelo de *ray tracing* com vento zero e com o vento obtido de modelo. A incerteza foi estimada a partir da comparação dos resultados da posição final das retrotrajetórias usando as duas condições de vento. A diferença entre as posições finais das retrotrajetórias, para uma mesma altura, nessas distintas condições de vento é assumida então como sendo a incerteza na posição final das retrotrajetórias.

Neste trabalho, a estimativa das incertezas nas posições finais das retrotrajetórias das ondas foi realizada de maneira análoga à descrita por Vadas et al. (2009), forçando os

ventos para zero e comparando os resultados das posições finais das retrotrajetórias com àquelas obtidas com os ventos observados e de modelos.

A Figura 5.7 mostra os resultados obtidos para as incertezas nas posições finais das retrotrajetórias das ondas de gravidade observadas na EACF. Observa-se que para 63% das ondas, a incerteza na posição final da retrotrajetória foi menor que 200 km. Apenas 20% das ondas apresentaram uma incerteza entre 200 e 400 km e 17% dos eventos de onda tiveram uma incerteza maior que 400 km. Deve-se observar que as fontes das ondas de gravidade não são pontuais, e sim extensas (da ordem centenas de quilômetros), fazendo com que a incerteza na posição final das retrotrajetórias não afete significativamente a localização das possíveis fontes das ondas de gravidade.

Apesar de utilizar método distinto, Wrasse (2004) mostrou que uma incerteza idêntica (200 km) ocorreu para ~75% das ondas observadas em Cachoeira Paulista, e uma incerteza menor que 100 km foi obtida para ~85% das ondas observadas em São João do Cariri. As incertezas nas posições finais das retrotrajetórias estimadas no presente estudo são maiores do que àquelas que seriam obtidas pelo método descrito por Wrasse (2004), devido ao fato da variação máxima dos ventos (máximo do próprio vento) ser maior do que a amplitude da maré.



Figura 5.7 - Incerteza na posição final das retrotrajetórias das ondas de gravidade observadas na EACF.

5.5 Distribuição da Posição Final das Retrotrajetórias das Ondas

A seguir serão apresentados e discutidos os resultados para as posições finais das retrotrajetórias das ondas de gravidade.

A Figura 5.8 apresenta a distribuição da posição final das retrotrajetórias descritas pelas ondas de gravidade observadas na Estação Antártica Comandante Ferraz, EACF(62°S, 58°W). Os quadrados representam a posição final das retrotrajetórias de cada onda durante os períodos de inverno (vermelho) e de primavera (azul), e o triângulo verde representa a localização do observatório.

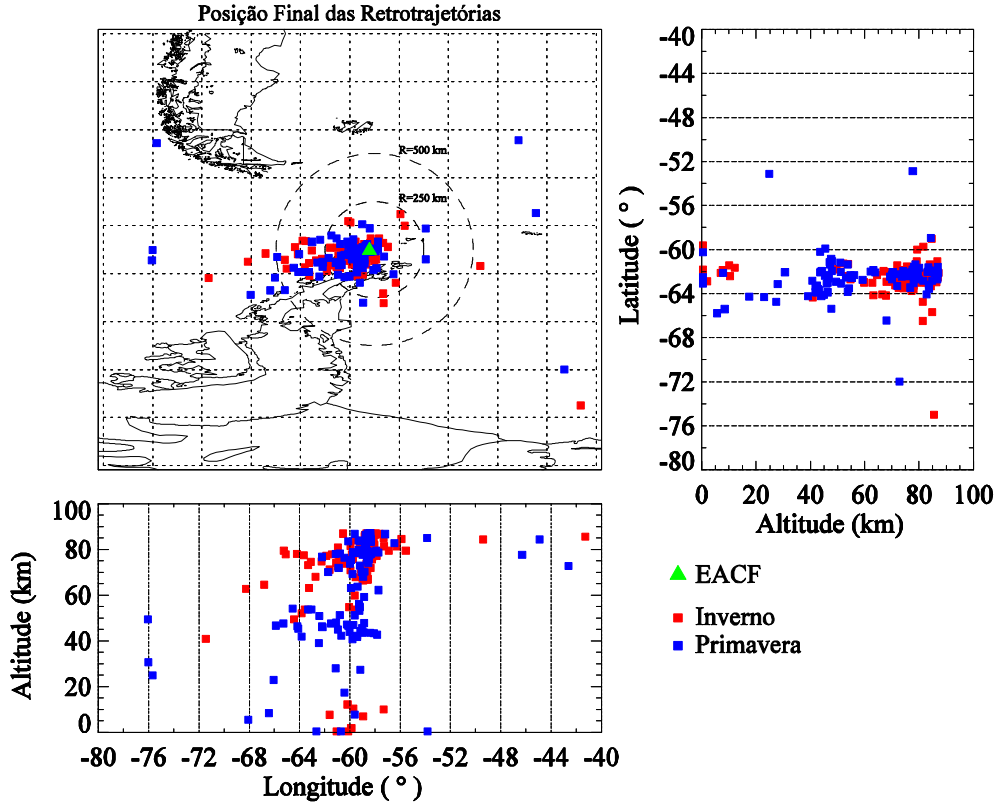


Figura 5.8 - Distribuição sazonal da posição final das retrotrajetórias das ondas de gravidade observadas EACF. Os símbolos representam as ondas observadas durante o inverno (vermelho) e a primavera (azul) e a localização da EACF (triângulo verde). Os círculos tracejados representam raios de 250 e 500 km a partir do sítio de observação.

Observa-se na Figura 5.8 que a maioria das ondas teve sua origem dentro de um raio de 500 km do observatório, esta foi uma característica comum tanto para o inverno (abril-julho) quanto para a primavera (agosto-outubro). Mesmo considerando a região mais próxima da EACF, num raio de 250 km, identificou-se que aproximadamente 67% das ondas tiveram a posição final da sua retrotrajetória nessa área. Na Figura 5.8 também são identificadas as posições finais das retrotrajetórias das

ondas em função da latitude e da longitude e em relação à altitude.

A partir dos resultados da Figura 5.8, dividiu-se as regiões de parada da retrotrajetória das ondas em três intervalos distintos, sendo estes identificados como troposfera (0-20 km), estratosfera (20-50 km) e mesosfera (50-87 km). Do total de ondas observadas e caracterizadas (234 eventos), identificou-se que apenas 16 eventos tiveram suas retrotrajetórias com parada na troposfera, o que equivale a aproximadamente 7% do total. Na região da estratosfera, observou-se que 35 ondas ($\sim 15\%$) tiveram sua retrotrajetória interrompida nessa região e a grande maioria das ondas ($\sim 78\%$), 183 eventos, tiveram origem em altitude mesosférica.

O resultado apresentado anteriormente, em relação a altura de parada das retrotrajetórias das ondas de gravidade, é idêntico ao observado por Wrasse (2004) para Cachoeira Paulista, com 78% das ondas com possível fonte na mesosfera. Wrasse (2004) encontrou que aproximadamente 16% das ondas observadas em Cachoeira Paulista tiveram origem na troposfera e em São João do Cariri 23% das ondas observadas tiveram possível origem troposférica, o que é uma percentagem bem mais elevada da observada na EACF, de apenas 7%. Wrasse (2004) observou que em São João do Cariri, em torno de 76% das ondas tiveram a posição final de sua retrotrajetória na região da mesosfera, sendo tal resultado muito similar ao observado na EACF.

De modo geral, pode-se dizer que a maioria das ondas de gravidade observadas por imageador, tanto em baixas latitudes quanto em alta latitude possivelmente têm sua origem na própria mesosfera.

Na Figura 5.9(A) são apresentadas as distâncias (km) entre o sítio de observação e a posição final das retrotrajetórias das ondas de gravidade que atingiram a região da troposfera. Observa-se que a maioria dessas ondas ($\sim 80\%$) tiveram a posição final das retrotrajetórias situadas a uma distância de até 600 km em torno do observatório. A Figura (B) mostra o tempo de propagação (horas) das ondas entre a troposfera e mesosfera. Observa-se que a maioria das ondas ($\sim 81\%$) leva de 0,5 a 3,5 horas para se propagar da troposfera até a mesosfera.

Deve-se notar, que a quantidade de ondas com possível origem na troposfera foi muito pequena (16 eventos), de modo que a estatística apresentada na Figura 5.9 é uma estimativa inicial das distâncias que essas ondas foram geradas do observatório,

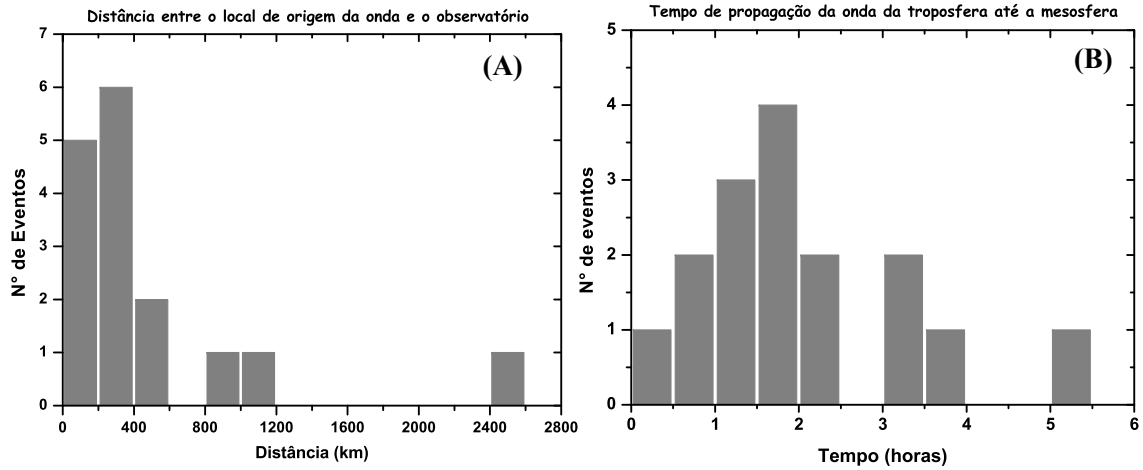


Figura 5.9 - (A) Distância entre o observatório e a posição final das retrotrajetórias das ondas de gravidade com possível origem na troposfera. (B) Tempo de propagação das ondas de gravidade entre a troposfera e a mesosfera.

bem como do tempo que as mesmas levam para se propagarem da troposfera até a mesosfera. Esses resultados estão de acordo com as estimativas feitas por [Wrasse \(2004\)](#) com dados de Cachoeira Paulista e São João do Cariri. A partir de mais observações de ondas de gravidade na EACF será possível ter uma melhor avaliação desses parâmetros.

5.6 Possíveis Fontes para as Ondas Observadas na EACF

Nessa seção serão discutidas as possíveis fontes de geração das ondas observadas na região próxima da EACF, tendo como base os resultados das posições finais das retrotrajetórias das ondas de gravidade.

As fontes das ondas de gravidade observadas por imageadores na Antártica não foram investigadas até o presente momento. No entanto, o trabalho de [Nielsen \(2007\)](#) apresenta algumas sugestões de possíveis fontes para as ondas observadas nas estações Halley e Rothera. Essas sugestões foram baseadas nas direções preferenciais de propagação das ondas, observadas em altitudes mesosféricas. As possíveis fontes sugeridas por [Nielsen \(2007\)](#) foram o vórtex polar Antártico, em analogia com o Ártico, os intensos ventos sobre os picos montanhosos e o jato estratosférico.

5.6.1 Possíveis Fontes de Geração das Ondas na Mesosfera e Estratosfera

A região da mesosfera superior e baixa termosfera, especialmente entre 70 e 90 km, onde a maioria das retrotrajetórias das ondas de gravidade foram interrompidas, é caracterizada por intenso cisalhamento vertical no vento e uma acentuada variabilidade. Essas características podem ser atribuídas como potenciais fontes para as ondas de gravidade de curto período observadas em altitudes mesosféricas (CLEMESHASHA; BATISTA, 2008). Uma potencial fonte para as ondas de gravidade observadas em latitudes polares é o eletrojato auroral (FRITTS; ALEXANDER, 2003). Porém, a estação brasileira Comandante Ferraz (62°S) está muito afastada da região auroral, tornando o eletrojato auroral uma fonte pouco provável para as ondas observadas na EACF. Além disso, observou-se que a maioria das ondas identificadas na EACF apresentaram posição final de suas retrotrajetórias próxima ao observatório.

O trabalho de Nielsen (2007) sugere que ondas observadas em altitudes mesosféricas podem ser geradas afastadas do observatório, propagarem-se como ondas canalizadas até as proximidades do sítio de observação e, a partir daí comportarem-se como ondas propagantes verticalmente e atingirem as camadas de airglow. Assim, as ondas com posição final das retrotrajetórias na mesosfera podem ter sido geradas distante do observatório, de modo que não é possível associar uma fonte para essas ondas.

Uma possível fonte para as ondas com posição final das retrotrajetórias na estratosfera é o intenso jato zonal estratosférico, presente nas altitudes em torno de 50 km. Essa fonte para ondas observadas na mesosfera foi sugerida por Nielsen (2007). O intenso jato estratosférico pode ser identificado nos perfis da Figura 5.5, onde se observa que o vento atinge intensidades da ordem de 100 m/s. Essa característica pode ser identificada em perfis médios mensais do vento (HIBBINS et al., 2005).

5.6.2 Possíveis Fontes de Geração das Ondas na Troposfera

Atualmente, os distúrbios que ocorrem na baixa troposfera são bem aceitos pela comunidade científica como sendo os responsáveis pela geração das ondas de gravidade em todas as latitudes (WRASSE, 2004). As perturbações relacionadas com o clima tais como tempestades, frentes frias, corrente de jato troposférico e ventos que incidem sobre montanhas podem ser os possíveis mecanismos de geração das ondas de gravidade observadas na mesosfera (FRITTS; ALEXANDER, 2003).

As possíveis fontes das ondas de gravidade na troposfera têm sido investigadas com auxílio de imagens de satélites meteorológicos para identificar fontes associadas à processos convectivos (WRASSE et al., 2003; VADAS et al., 2009).

A seguir serão relatados eventos de onda de gravidade associados com orografia, frente fria e atividade ciclônica.

A região da Península Antártica, especialmente onde localiza-se a EACF, apresenta uma marcante característica, que é atuação de intensos ciclones. Os registros e o aumento da atividade de grandes ciclones ("ciclones bomba") que atingem a EACF tem sido reportado na literatura (ROMÃO; SETZER, 2008; SETZER, 2008). Esses fortes sistemas de ventos podem estar relacionados à geração de ondas de gravidade na troposfera, com energia suficiente para chegar à mesosfera. É importante observar, que a geração de ondas de gravidade na troposfera também pode ser associada a outros sistemas meteorológicos e à orografia próxima do observatório (WRASSE, 2004). A estação brasileira da Antártica situa-se num local atingido frequentemente por frentes frias, e localiza-se numa região de ilhas montanhosas (Shetlands do Sul) isoladas entre a Antártica e a América do Sul, condições essas favoráveis à geração de ondas de gravidade na troposfera dessa região.

Para inferir as possíveis fontes das ondas de gravidade na região troposférica, foram utilizadas imagens do satélite *Geosynchronous Operational Enviromental Satellites* (GOES) no canal do infravermelho (IR) (CPTEC.INPE, 2009; INPE.CPTEC.DSA, 2009). Além disso, foram obtidos dados do parâmetro $\hat{\Omega}$ (NOAA.ESRL, 2009), que é associado à instabilidade atmosférica. Esse parâmetro é definido como: $\varpi = dp/dt = \partial p/\partial t + \vec{V} \cdot \nabla p$, onde $\vec{V} \cdot \nabla p$ é o termo de advecção. Uma instabilidade convectiva na atmosfera é associada à valores negativos do parâmetro $\hat{\Omega}$, indicando um movimento ascendente de ar (SALBY, 1996).

A partir dos resultados da posição final das retrotrajetórias das ondas, observou-se que 16 eventos possivelmente tiveram origem na troposfera. Esses eventos estão identificados na Figura 5.10 pelos pontos vermelhos, com exceção de um dos eventos que está fora da região do mapa. O local do observatório está marcado em azul no mapa.

Com base nos dados do satélite GOES, juntamente com as características do vento, e os resultados do parâmetro $\hat{\Omega}$, foi possível associar 10 eventos com processos

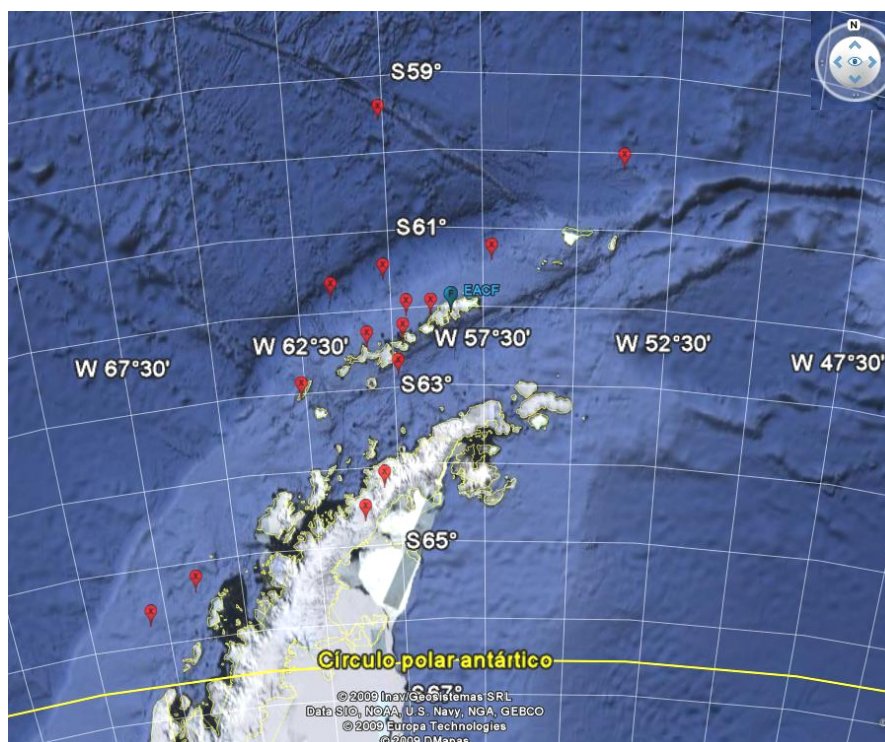


Figura 5.10 - Identificação dos eventos com posição final das retrotrajetórias na troposfera. Esses eventos são identificados com pontos vermelhos.
Fonte: Mapa adaptado do *Google Earth*, versão 2009.

de instabilidade convectiva ($\varpi < 0$). Os demais casos que não foram associados à tais processos devem ser investigados com mais cautela em estudos futuros. As áreas de instabilidade podem ser associadas com frentes frias, fluxo de vento sobre montanhas, correntes de jato (*jet stream*) e atividade de ciclone.

5.6.2.1 Orografia

As ondas geradas por orografia, ou ondas de montanha, são ondas de gravidade estacionárias de pequena escala geradas pelos fluxos de vento sobre montanhas. Hines (1974) foi o primeiro a sugerir que as ondas de gravidade observadas na região da mesosfera terrestre poderiam ser geradas por fluxos de vento sobre montanhas. Estas ondas têm sido extensivamente observadas e modelagens. A resposta dos modelos topográficos tridimensionais também tem sido analisada juntamente com dados observacionais, a fim de caracterizar a escala, a amplitude e o fluxo de momentum associado a tais ondas (FRITTS; ALEXANDER, 2003).

Na Figura 5.10 pode-se identificar que 4 eventos de onda de gravidade tiveram a posição final da retrotrajetória sobre as áreas montanhosas das Ilhas Shetland do Sul, e 2 eventos sobre a Península Antártica. Desse modo, isso é um indicativo de que essas ondas de gravidade possivelmente foram gerados por efeitos orográficos. No entanto, não se pode descartar outras fontes, tais como os sistemas meteorológicos.

Os estudos da geração de ondas de gravidade por efeitos orográficos fogem aos objetivos deste trabalho, tendo em vista que estas investigações necessitam de modelagem.

5.6.2.2 Frente Fria

Nesta seção será apresentado um exemplo de onda de gravidade associado à uma frente fria. Este evento foi observado em 08 de julho de 2007 às 02:15 LT. A onda de gravidade teve a posição final da retrotrajetória interrompida a aproximadamente 2 km do solo, e distante 185 km da EACF. A Figura 5.11 apresenta a retrotrajetória para este evento, onde são mostradas as características da onda. Com base no resultado da posição final da retrotrajetória da onda, estimou-se que esse evento teve origem às 00:30 LT do dia 08 de julho, aproximadamente 1,5 horas antes de ser visto nas imagens de airglow.

A Figura 5.12 (A) apresenta uma imagem do satélite GOES no espectro do infravermelho e com o campo de vento (no nível de 500 *hPa*, $\sim 5,6$ km) sobreposto à imagem (CPTEC.INPE, 2009). Na Figura 5.12 (B) é mostrada a mesma imagem recortada para a região próxima da EACF. Esses dados correspondem ao horário das 21:00 LT da noite de 07 de julho de 2007 (ou 00:00 UT de 08 de julho), horário anterior à geração da onda de gravidade, onde é possível visualizar as condições atmosféricas em torno da EACF. Nessa figura, o triângulo vermelho representa a posição da EACF e o quadrado indica a região de possível origem da onda de gravidade. Nota-se que um sistema meteorológico, identificado como frente fria, está muito próxima da estação pela parte inferior das Ilhas Shetland do Sul. Identifica-se também que o possível local de geração da onda de gravidade está na borda frontal da frente fria. As nuvens associadas à essa frente fria apresentam topos bem altos e frios, que podem ser identificadas pela cor branca na imagem do espectro infravermelho. Essa característica é um indicativo da formação de instabilidades convectivas. Desse modo, a imagem apresentada na Figura 5.12 mostra uma boa correlação entre o sistema meteorológico e a possível região fonte da onda de gravidade observada.

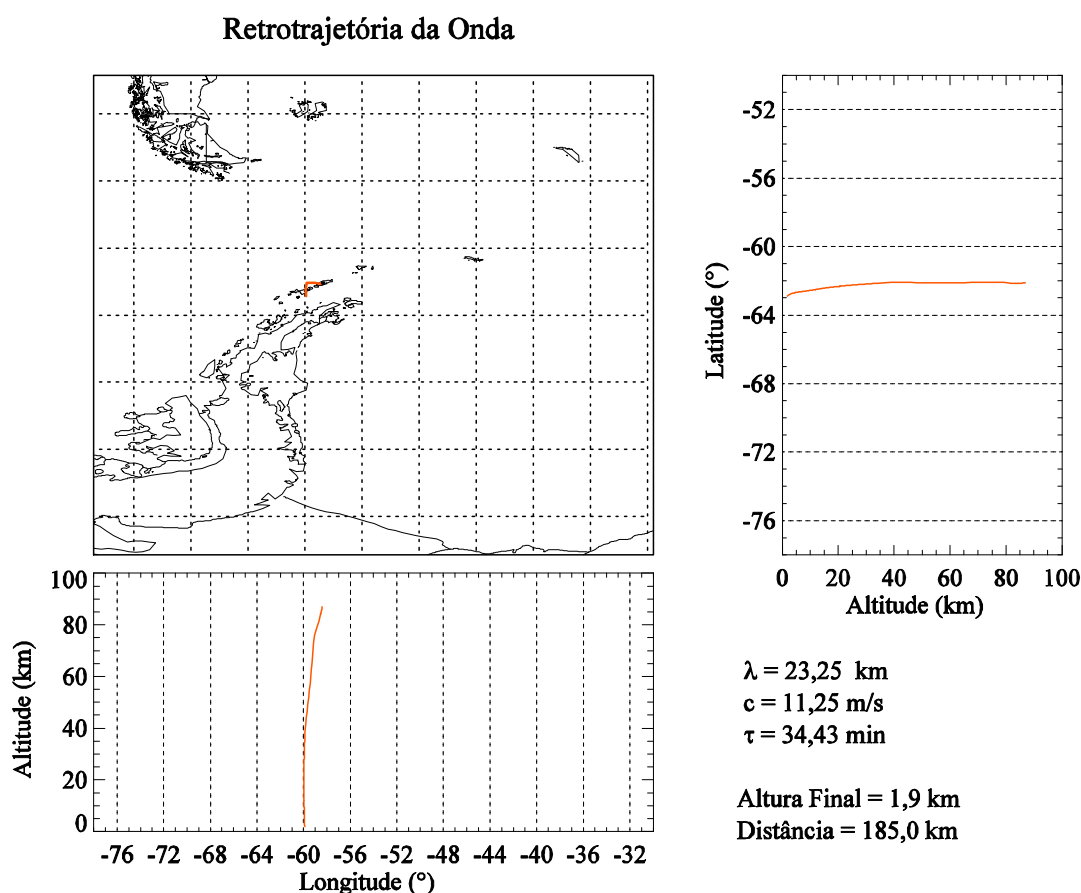


Figura 5.11 - Retrotrajetória da onda de gravidade observada em 08 de julho de 2007 às 02:15 LT. Estão identificados na figura as características da onda e a posição final da retrotrajetória.

Para identificar a ocorrência de instabilidade na atmosfera, associada à essa frente fria, foi analisado o parâmetro $\hat{\Omega}$ no nível de pressão de 700 hPa ($\sim 3 \text{ km}$) e para o mesmo horário (21:00 LT) da imagem apresentada na Figura 5.12. A Figura 5.13 (A) mostra o parâmetro $\hat{\Omega}$ para 07 de julho de 2007 às 21:00 LT, no nível de 700 hPa e a Figura 5.13 (B) mostra a região mais próxima à EACF, identificando as áreas de $\hat{\Omega}$ positivo (movimento de ar descendente) e negativo (movimento de ar ascendente). O quadrado vermelho indica a posição final da retrotrajetória da onda de gravidade e o triângulo indica o local da EACF. Observa-se que a onda foi gerada na região limite entre ar ascendente e descendente, bem correlacionada com a presença do sistema meteorológico (frente fria) identificado nas imagens do GOES. Assim, a possível fonte de geração desta onda de gravidade foram as instabilidades geradas na baixa atmosfera pela incidência de uma frente fria próximo à EACF.

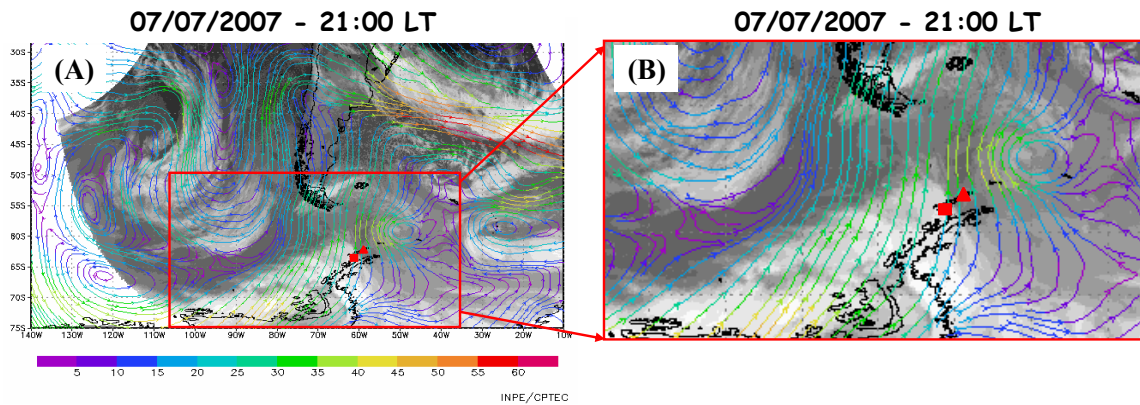


Figura 5.12 - (A) Imagem do satélite GOES obtida no canal infravermelho, às 21:00 LT de 07 de julho de 2007, com a sobreposição do vento no nível de 500 *hPa*. (B) Mesma imagem apresentada em (A), porém apenas na região mais próxima à EACF. A intensidade (*m/s*) do vento é representada pelas linhas coloridas e está associada à barra de cores na parte inferior da figura.
Fonte: Adaptada de CPTEC.INPE (2009).

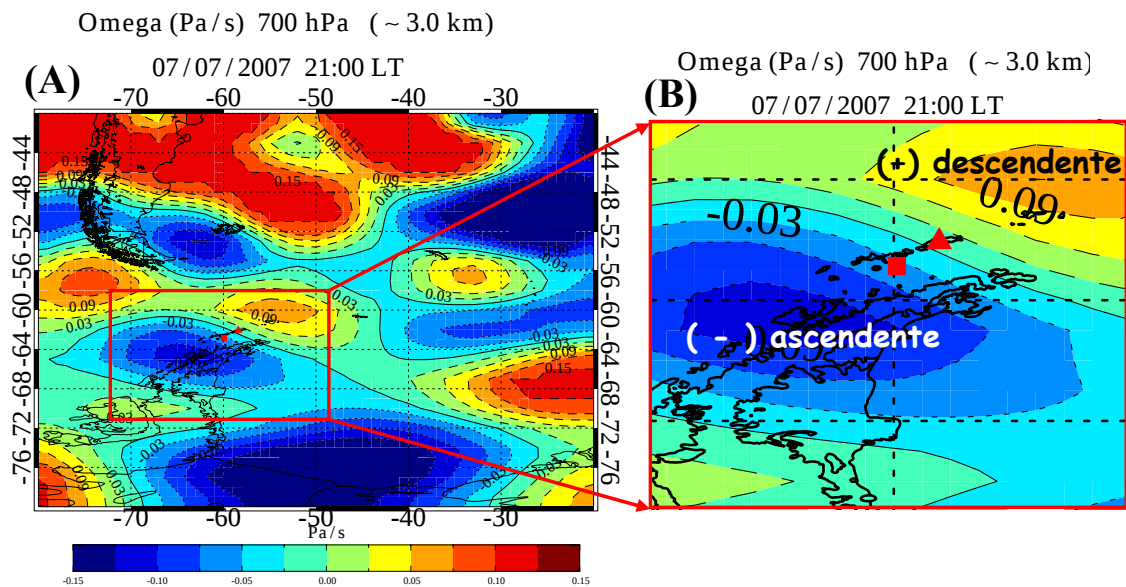


Figura 5.13 - (A) Velocidade vertical do vento ($\hat{\Omega}$) em 700 *hPa*, às 21:00 LT do dia 07 de julho de 2007, e (B) o mesmo parâmetro para uma área mais próxima da estação. Valores negativos indicam um movimento ascendente de ar, e o contrário para valores positivos.

5.6.2.3 Atividade de Ciclone

O evento de onda associado à atividade ciclônica foi identificado no dia 11 de agosto de 2007 às 20:45 LT, e apresentou as seguintes características: comprimento de onda horizontal de 38 km, velocidade de fase de 34 m/s e período observado de 19 minutos. A partir do resultado do modelo *ray tracing*, identificou-se que essa onda foi originada às 15:29 LT, aproximadamente 5,25 horas antes de ser detectada nas imagens de airglow.

A Figura 5.14 apresenta a retrotrajetória da onda de gravidade observada em 11 de agosto de 2007 às 20:45 LT. Observa-se que a posição final da retrotrajetória da onda está a uma grande distância(~ 2.500 km) do observatório.

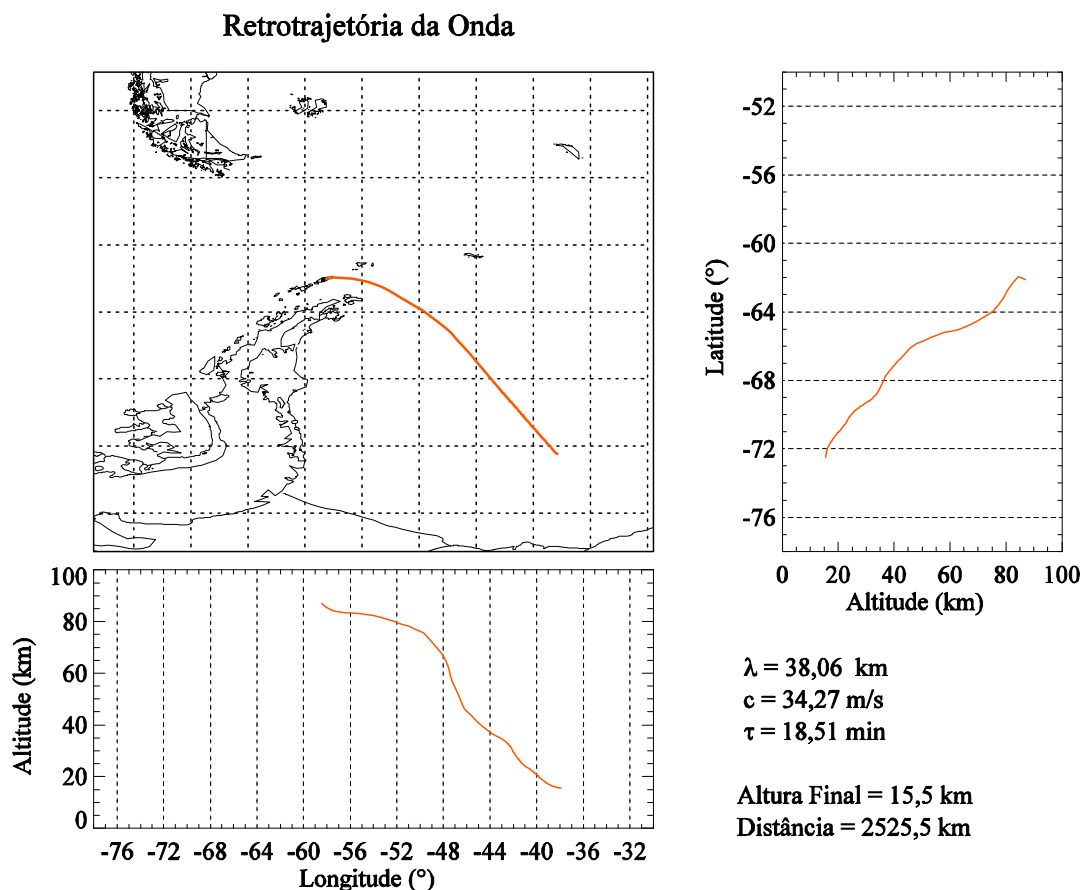


Figura 5.14 - Retrotrajetória da onda de gravidade identificada nas imagens de airglow em 11 de agosto de 2007 às 20:45 LT. As características da onda observadas estão identificados na figura, bem como a posição final da retrotrajetória.

As imagens do satélite GOES e os dados de vento sobrepostos às mesmas, foram muito úteis para identificar a possível fonte geradora da onda de gravidade observada na noite de 11 de agosto de 2007. A Figura 5.15 mostra uma imagem (IR) do satélite GOES para o dia 11 de agosto 15:00 LT, com o campo de vento sobreposto no nível de 500 *hPa* (CPTEC.INPE, 2009). Os dados da imagem são para o horário das 15:00 LT de 11 de agosto de 2007, muito próximo ao horário de geração da onda (15:29 LT). Observa-se a partir dos dados de vento a ocorrência de uma atividade de ciclone, representada pelos círculos concêntricos de vento, com ventos relativamente fracos no centro do ciclone e mais intensos nas bordas. O quadrado vermelho representa o local onde a onda de gravidade possivelmente foi gerada, sendo este muito próximo do centro ciclônico, indicando que a geração dessa onda de gravidade pode estar relacionada à atividade desse vórtice.

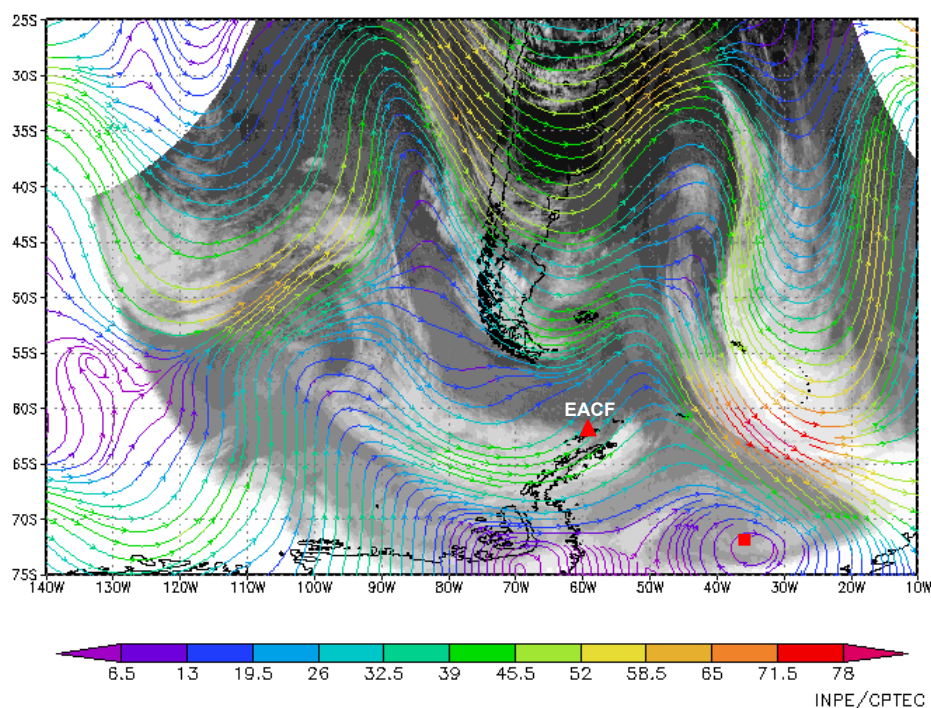


Figura 5.15 - Imagem do satélite GOES, com o campo de vento sobreposto à mesma, para 11 de agosto de 2007 às 15:00 LT. O quadrado vermelho representa o local de possível gerada da onda de gravidade identificada.

Fonte: Adaptada de CPTEC.INPE (2009).

Imagens do GOES ([INPE.CPTEC.DSA, 2009](#)) anteriores àquela apresentada na Figura 5.15, foram analisadas para identificar a atuação do sistema ciclônico na região de possível geração da onda de gravidade. A Figura 5.16 mostra uma sequência de 6 imagens do GOES no espectro do infravermelho, espaçadas de aproximadamente 3 horas a partir das 00:00 UT de 11 de agosto de 2007. As setas indicam a direção de circulação do sistema, conforme visualizado pela animação das imagens. Deve-se observar que na primeira imagem apresentada na Figura 5.16 ainda não está bem definido o ciclone, e neste caso a seta indica a direção de onde vem o sistema. A direção do sistema é de noroeste e acima da Península Antártica, o que está em concordância com a região de passagem da maioria dos ciclones que atingem a região da EACF ([SETZER, 2008](#)).

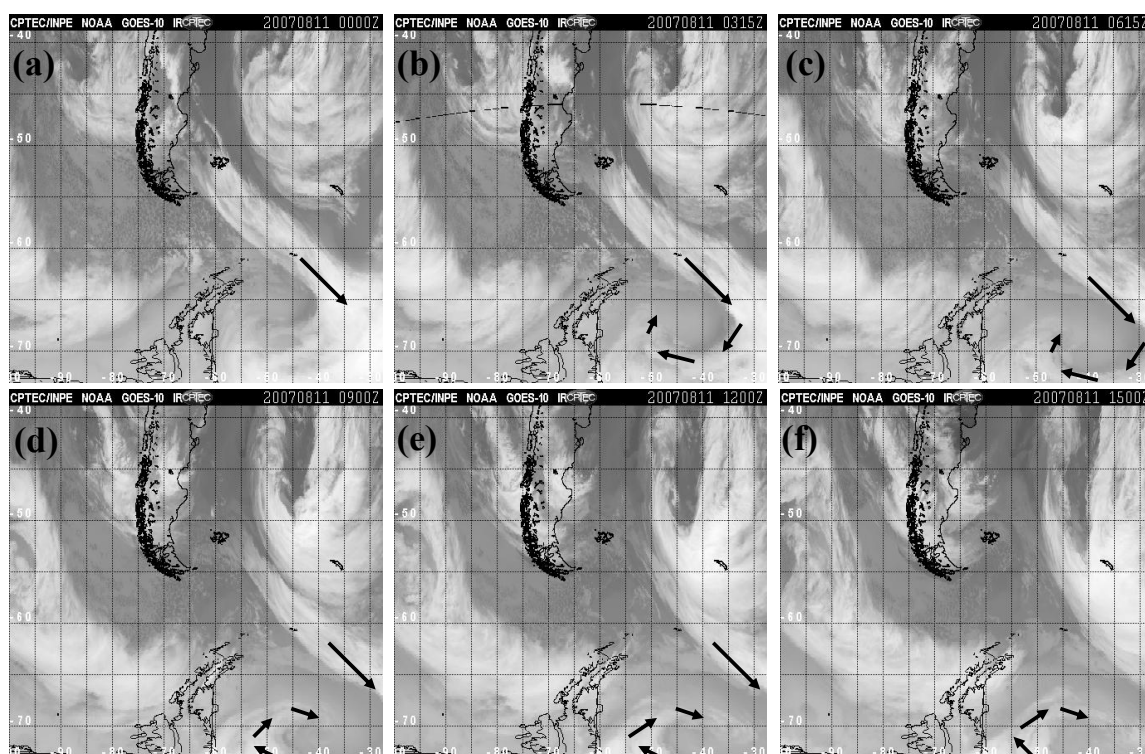


Figura 5.16 - Sequência de imagens do satélite GOES para 11 de agosto de 2007, nos horários anteriores à observação do evento de onda. As setas indicam a direção de propagação do sistema e uma circulação horária, característica de ciclones.

Fonte: Adaptada de [INPE.CPTEC.DSA \(2009\)](#).

Para verificar a atuação desse sistema ciclônico no campo de vento, dados de vento do NCEP foram plotados para três níveis distintos de altura, sendo eles: 850 hPa (~ 3 km), 500 hPa ($\sim 5,5$ km) e 300 hPa (~ 9 km). Esses dados foram obtidos para o primeiro horário de disponibilidade dos dados anterior à origem da onda (15:00 LT). A Figura 5.17 apresenta o resultado para o vento no três níveis, onde é possível identificar o sistema ciclônico. Observa-se que o centro do ciclone está muito próximo do ponto de possível origem da onda (quadrado vermelho). Identifica-se também que em baixos níveis (A) o sistema está mais definido do que em altos níveis (C), onde começa a se dissipar em dois sistemas separados.

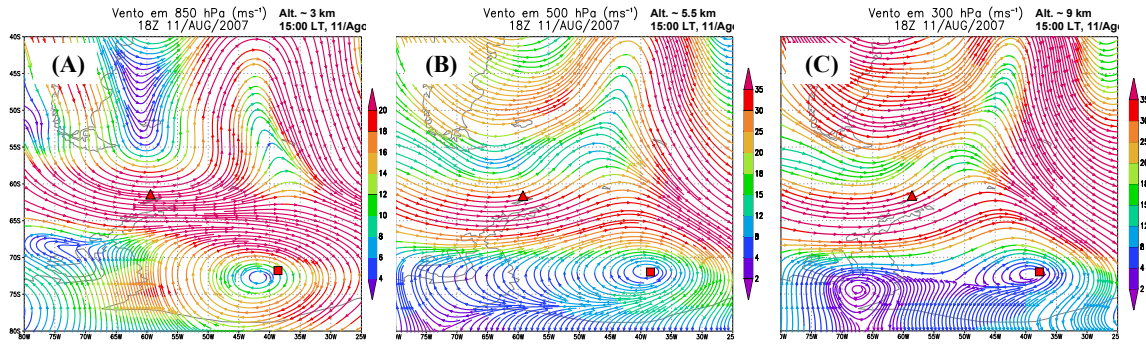


Figura 5.17 - Sistema ciclônico em 850 hPa (A), 500 hPa (B) e 300 hPa. O quadrado representa a posição onde a onda de gravidade provavelmente foi gerada.

Para examinar a existência de movimentos ascendentes, a Figura 5.18 apresenta a velocidade vertical no nível de 500 hPa. Observa-se que a posição final da retrotrajetória da onda está numa região de $\hat{\Omega}$ negativo, indicando que há movimento ascendente de ar, favorecendo a geração da onda de gravidade. A partir desse resultado, da característica no campo de vento apresentado nas Figuras 5.15 e 5.17 e da sequência de imagens mostrada na Figura 5.16, é possível inferir que a onda de gravidade observada em 11 de agosto de 2007 às 20:45 LT foi gerada por uma instabilidade atmosférica causada pela atividade ciclônica.

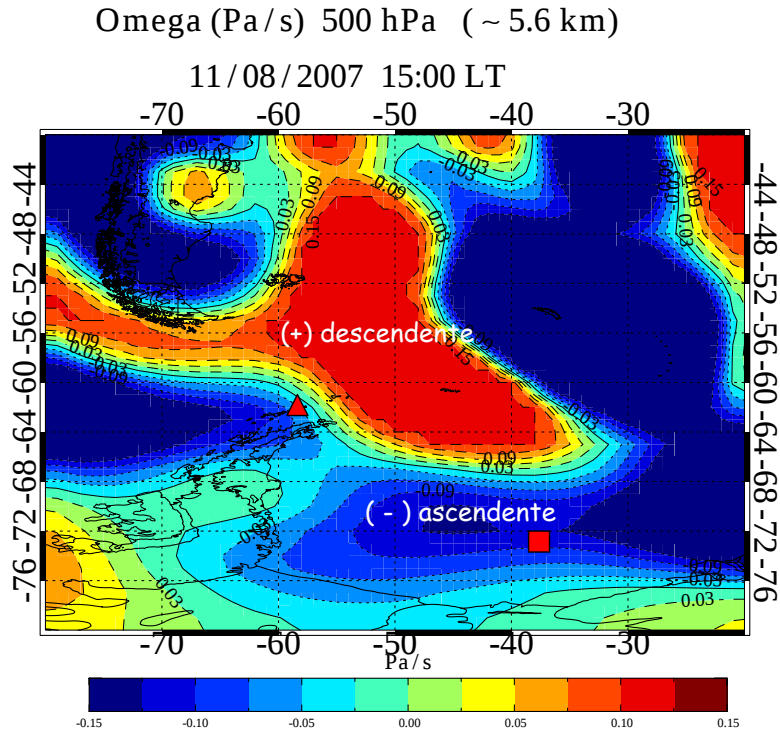


Figura 5.18 - Velocidade vertical do vento ($\hat{\Omega}$) em 500 hPa, às 15:00 LT do dia 11 de agosto de 2007.

A partir da posição final da retrotrajetória das ondas de gravidade, das imagens no canal infravermelho do satélite GOES e dos campos de vento e $\hat{\Omega}$, obtidos do NCEP, foi possível associar 10 eventos de onda à instabilidade ($\hat{\omega} < 0$) troposférica. Identificou-se que 6 eventos podem estar associados à origem orográfica, devido ao fato da posição final da retrotrajetória desses eventos estar muito próxima ou sobre regiões de montanhas, notando-se que a origem por orografia deve ser investigada com uso de modelagem.

Neste estudo, a aplicação da técnica de *ray tracing* mostrou que a maioria das ondas observadas na EACF foram geradas nas proximidades do observatório, dentro de um raio de 500 km, e em altitudes mesosféricas. Entre as ondas com possível origem na troposfera, mostrou-se a evidência da geração de um evento por frente fria e outro por atuação de ciclone. Nos dois casos foi associada instabilidade convectiva, com valores negativos de $\hat{\Omega}$ no local de possível origem da onda.

6 ESTUDO DE CASO DE FRENTES MESOSFÉRICAS

Neste capítulo, serão analisados e discutidos três eventos de frentes mesosféricas. Para as análises e discussões deste capítulo serão utilizados dados obtidos pelo imageador *all-sky*; dados de vento do radar MF; perfis de temperatura obtidos pelo satélite TIMED/SABER e dados de temperatura e intensidade da emissão do OH(6-2) obtidos pelo espectro-imageador FotAntar-3.

6.1 Evento de 09-10 de julho

O primeiro evento de frente mesosférica foi observado na noite de 09-10 de julho de 2007, pelo imageador *all-sky*, entre aproximadamente 23:20 e 00:00 LT. A Figura 6.1 mostra uma sequência de imagens que ilustram a ocorrência da frente mesosférica. Os horários de aquisição das imagens são apresentadas na parte inferior direita das mesmas, e estes foram os instantes em que a frente mesosférica apareceu nitidamente no campo de visão do imageador. As curvas desenhadas na frente do evento são para facilitar a identificação da frente de onda, sendo que tais curvas têm o mesmo formato da frente de onda. As setas indicam a direção de propagação da onda.

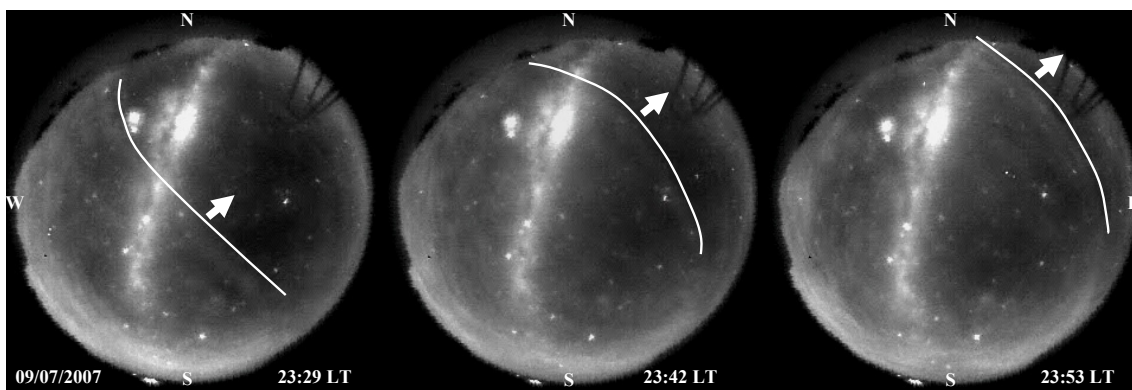


Figura 6.1 - Estrutura do tipo frente mesosférica observada na EACF (62°S , 58°W) em 09/07/2007. As curvas desenhadas na frente da primeira crista de onda são para facilitar a identificação da frente de onda nos diferentes instantes e as setas indicam a direção de propagação do evento.

A análise espectral para obter os parâmetros da onda foi realizada entre 23:32 e 23:38 LT, usando um total de 6 imagens, com uma resolução temporal de aproximadamente 1 minuto. A Figura 6.2 ilustra o processo de análise espectral do evento de frente mesosférica. Na Figura 6.2(a) é apresentado o exemplo de uma das imagens utilizada

na análise espectral, projetada numa área de 512×512 km e com o campo de estrelas removido. A porção selecionada da imagem indica a área definida para caracterizar o evento. A Figura 6.2(b) apresenta os perfis de intensidade relativa, obtidos a partir da linha perpendicular à direção de propagação da onda selecionada para a análise espectral. No perfil obtido às 23:35 LT, observa-se duas cristas e dois vales bem definidos, que correspondem ao trem de onda da frente mesosférica.

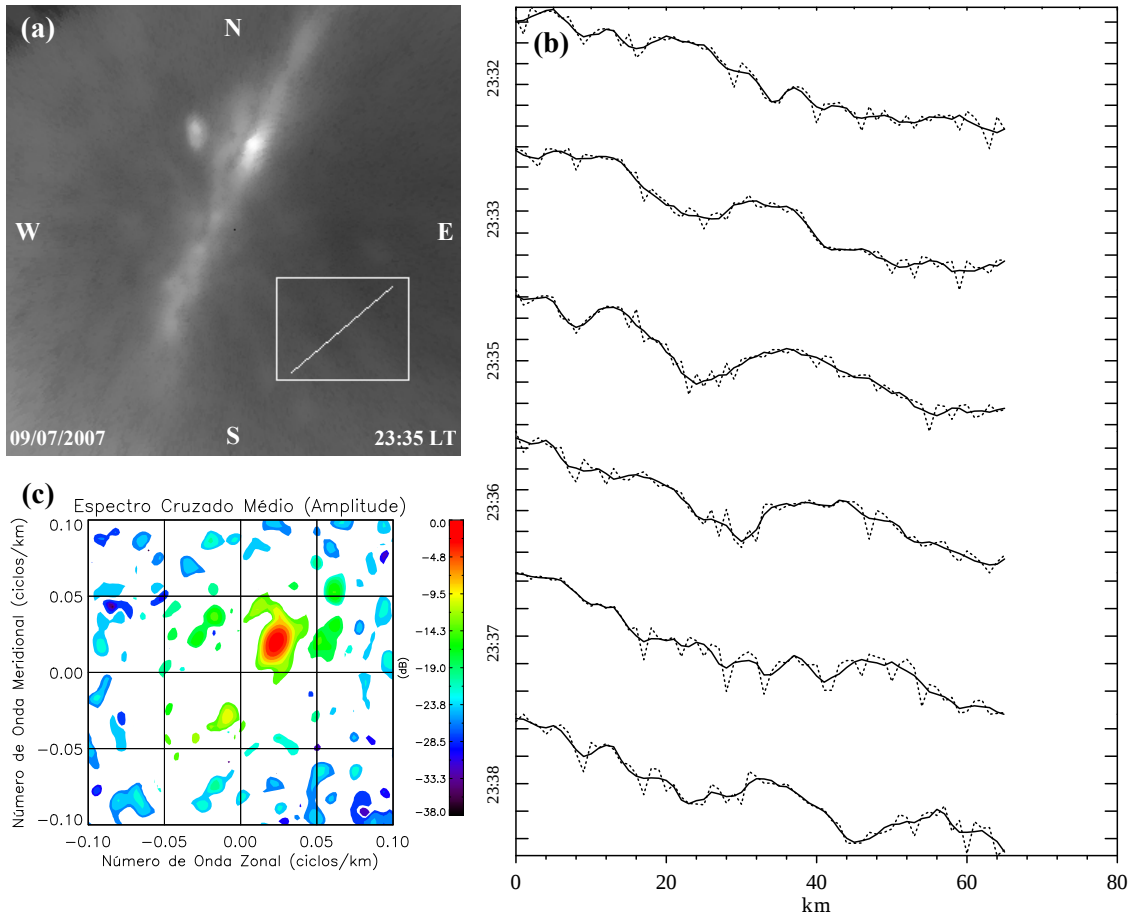


Figura 6.2 - Análise do evento de frente mesosférica observado em 09/07/2007. (a) Uma das imagens utilizada para obtenção dos parâmetros da onda, onde o retângulo indica a porção da imagem utilizada para caracterizar a onda. (b) Perfis de intensidade relativa, obtidos a partir da linha perpendicular à direção de propagação do evento. (c) Resultado do espectro cruzado médio, com a utilização de 6 imagens.

O resultado da análise espectral é sintetizado através do espectro cruzado médio, correspondente às 6 imagens, e está apresentado na Figura 6.2(c). A partir da análise

desses resultados, obteve-se os seguintes parâmetros observados para a frente mesosférica: comprimento de onda horizontal de 33 km, período observado de 6 minutos e velocidade de fase de 92 m/s, propagando-se para nordeste.

6.1.1 Caracterização da Condição de Propagação da Frente

Nessa seção, será apresentada a análise da condição de propagação vertical da frente mesosférica observada na noite de 09-10 de julho de 2007. Para a análise da condição de propagação vertical desse evento de onda, foi utilizada a relação de dispersão dada pela Equação 2.17, sendo que a frequência de Brunt-Väisälä ao quadrado, N^2 , pode ser calculada a partir do perfil vertical de temperatura, com o uso da seguinte relação:

$$N^2 = \frac{g}{T} \left(\nabla T_z + \frac{g}{C_p} \right) , \quad (6.1)$$

onde g é a aceleração da gravidade, T é a temperatura, $C_p = 1005 \text{ J.kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ é o calor específico à pressão constante e ∇T_z é o gradiente vertical da temperatura.

A escolha dos perfis de temperatura do TIMED/SABER foi baseada na disponibilidade de sondagens no dia de observação do evento, ou nos dias próximos da observação no caso de não haver sondagens no dia de ocorrência da onda. A seleção do perfil a ser utilizado em cada estudo de caso foi baseada, primeiramente, na localização do perfil mais próximo no tempo (± 7 horas, centrado no horário de observação da onda) e posteriormente, foi escolhido o perfil mais próximo do observatório. Além disso, deve-se considerar que as sondagens do TIMED/SABER podem estar muito afastados (> 1000 km) do observatório, conforme discutido na Subseção 3.7.1 do Capítulo 3. A sondagem utilizada neste estudo de caso estava a uma distância de ~ 1.300 km ao norte da EACF. Esta grande distância da sondagem implica em dizer que neste caso está assumindo-se que este perfil de temperatura represente um comportamento médio em torno da EACF.

Os ventos utilizados nessas análises foram obtidos do radar MF operado na estação Rothera (68°S , 68°W), distante quase 800 km da estação Comandante Ferraz (62°S , 58°W). Como no caso dos perfis de temperatura, assume-se que os perfis de vento utilizados representem uma condição média do vento mesosférico. Assim, nesse trabalho admite-se que os ventos não apresentem grandes diferenças no comportamento médio entre as duas estações e também não apresentem gradientes horizontais.

O perfil de vento utilizado na análise da condição de propagação vertical (m^2) foi o mais próximo do horário de observação da onda, ± 30 minutos, uma vez que os dados do radar MF são médias horárias. Desse modo, todos os parâmetros necessários para caracterizar a condição de propagação vertical da frente mesosférica são obtidos através de dados observacionais, sendo possível obter o perfil de m^2 .

A Figura 6.3(a) mostra a condição de propagação vertical da onda, identificando-se claramente uma região de ducto, isto é, uma região propagante delimitada por duas regiões evanescentes. As barras estão associadas ao desvio padrão na média horária do vento. Observa-se que a região de ducto está confinada entre as alturas de 83 e 91 km, onde encontra-se a camada de emissão do OH.

As Figuras 6.3(b) e (c) apresentam os perfis do vento na direção de propagação da onda e de temperatura, respectivamente. A velocidade de fase da onda está identificada na Figura 6.3(c), bem como a localização e horário da sondagem obtida pelo TIMED/SABER. No perfil de temperatura, observa-se a ocorrência de uma inversão térmica, em torno de 90 km, e a mesopausa está localizada na altitude de ~ 95 km, com um segundo mínimo de temperatura em torno de 84 km.

Como observado na Figura 6.3(a), a frente mesosférica apresentada nesse estudo está suportada por uma estrutura de ducto. No entanto, com base apenas nas informações apresentadas na Figura 6.3 não é possível inferir se o ducto é térmico ou Doppler, de modo que análises dos ventos e dos termos da Equação 2.17 são necessárias.

As Figuras 6.4(A) e (B) apresentam o vento na direção de propagação da onda e o gradiente vertical deste, respectivamente, para o intervalo das 13:00 LT do dia 09 de julho às 12:00 LT do dia 10 de julho. A linha vermelha vertical identifica o horário em que a frente mesosférica foi observada no imageador.

Na Figura 6.4(A) observa-se oscilações no vento ao longo do tempo e em toda as alturas. A identificação dessas oscilações será feita mais adiante com o uso de análise espectral. Além disso, uma forte variação do vento em torno do horário de observação da frente mesosférica pode ser identificada. A Figura 6.4(B) mostra um intenso cisalhamento vertical no gradiente do vento em 89 km de altura, identificado pela inversão nesse gradiente próximo ao horário de observação da frente mesosférica.

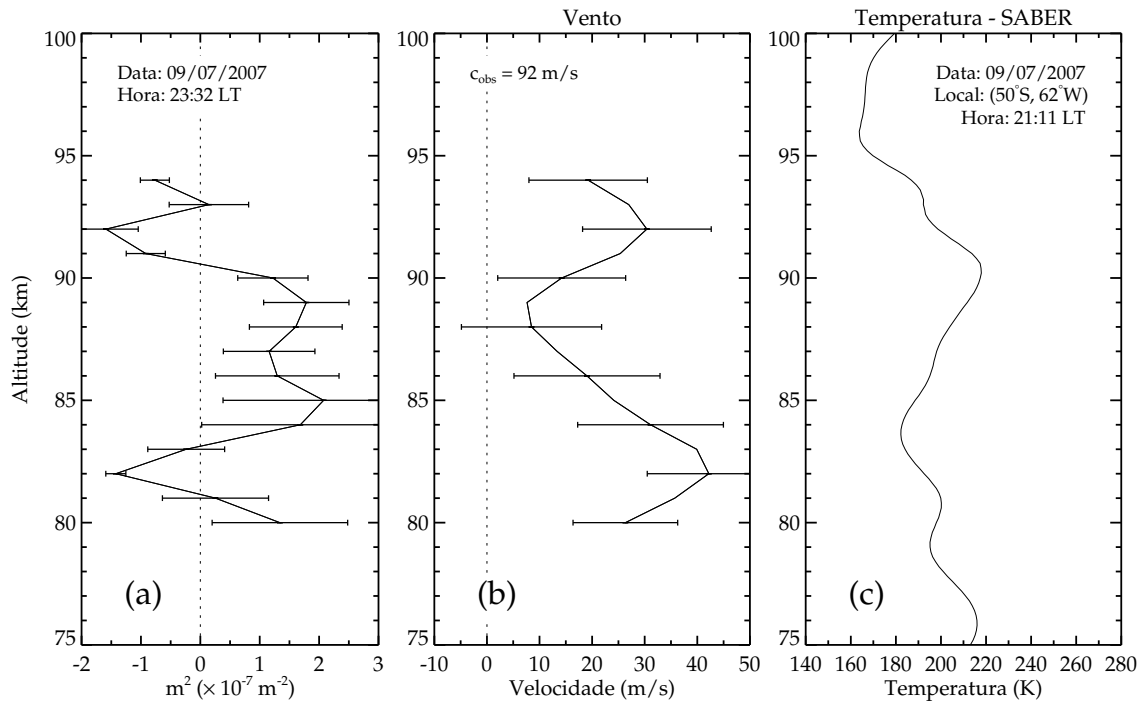


Figura 6.3 - (a) Condição de propagação da onda, m^2 , onde se observa uma condição de ducto entre 83 e 91 km. (b) Perfil do vento na direção de propagação da frente mesosférica e (c) perfil de temperatura.

Vários trabalhos (e.g. Dewan e Picard (1998), Dewan e Picard (2001), Smith et al. (2005), Narayanan et al. (2009)) têm mostrado que ductos térmicos podem suportar ondas do tipo frente mesosférica. Porém, o trabalho de Fehine et al. (2009) mostrou, através da análise dos termos da relação de dispersão (m^2) e dos dados de temperatura e de vento, que a frente mesosférica observada por eles foi suportada por um ducto do tipo Doppler, inferindo qualitativamente a evidência da atuação da maré atmosférica semidiurna na configuração de tal ducto. Até o presente momento não há uma investigação detalhada da influência da maré nas condições dos ductos, de modo que este trabalho fará um estudo mais aprofundado nesse sentido.

Para identificar quantitativamente as principais oscilações de maré, em torno do dia e horário do evento da frente mesosférica, foi aplicada a análise espectral de ondeletas (TORRENCE; COMPO, 1998) numa série temporal de vento para a altitude de 86 km. A extensão dessa série temporal foi de 3 dias em torno do horário de observação da frente mesosférica. Na análise espectral dessa série temporal foi utilizada a função ondeleta de Morlet, com um nível de significância acima de 90%.

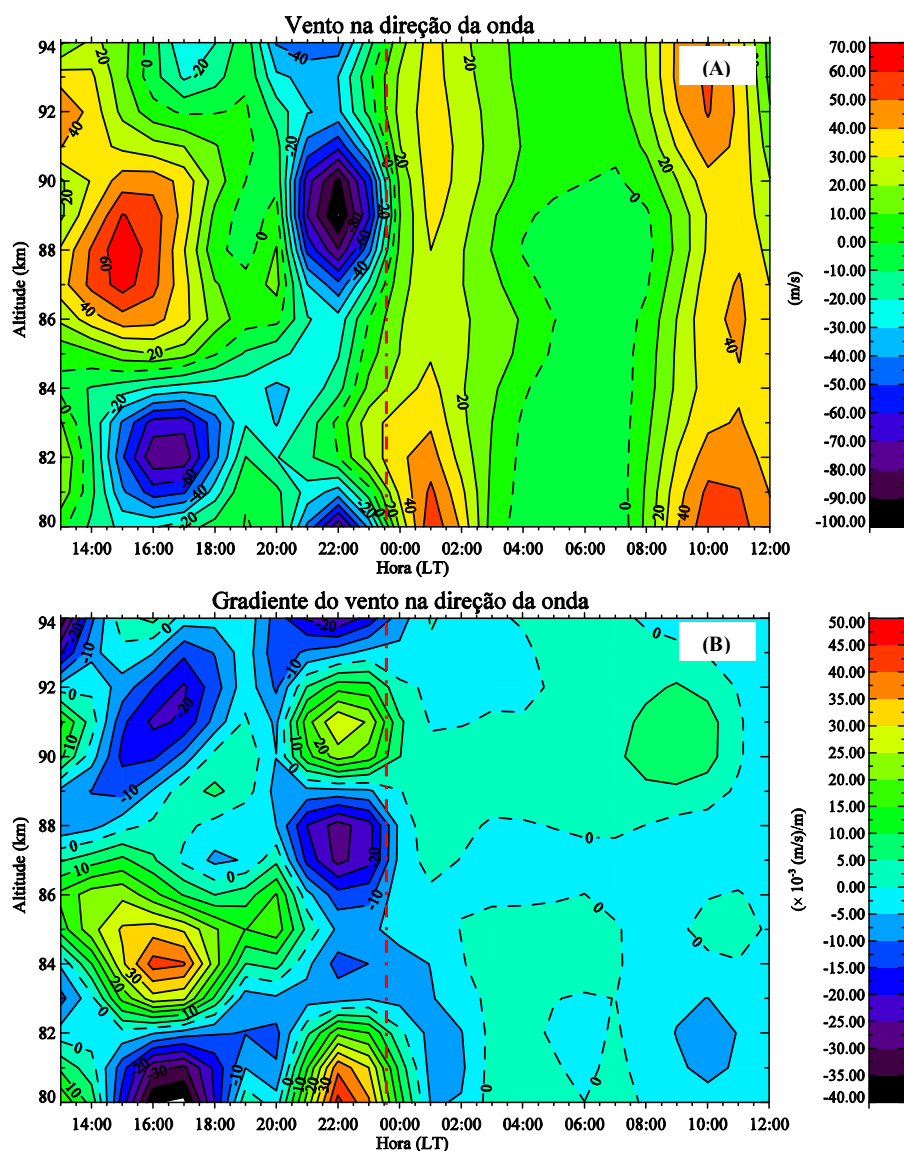


Figura 6.4 - (A) Vento na direção de propagação da onda e (B) gradiente vertical do vento. As linhas vermelhas verticais indicam o horário de ocorrência da frente mesosférica.

A Figura 6.5(A) apresenta o resultado da análise espectral para a série temporal de vento mostrada na Figura 6.5(B), em preto. As regiões circundadas com linhas contínuas representam um nível de significância acima de 90%, enquanto que a área delimitada pelas linhas pontilhadas define o cone confiança, região onde os resultados são confiáveis. As linhas verticais tracejadas indicam o horário de observação da frente mesosférica.

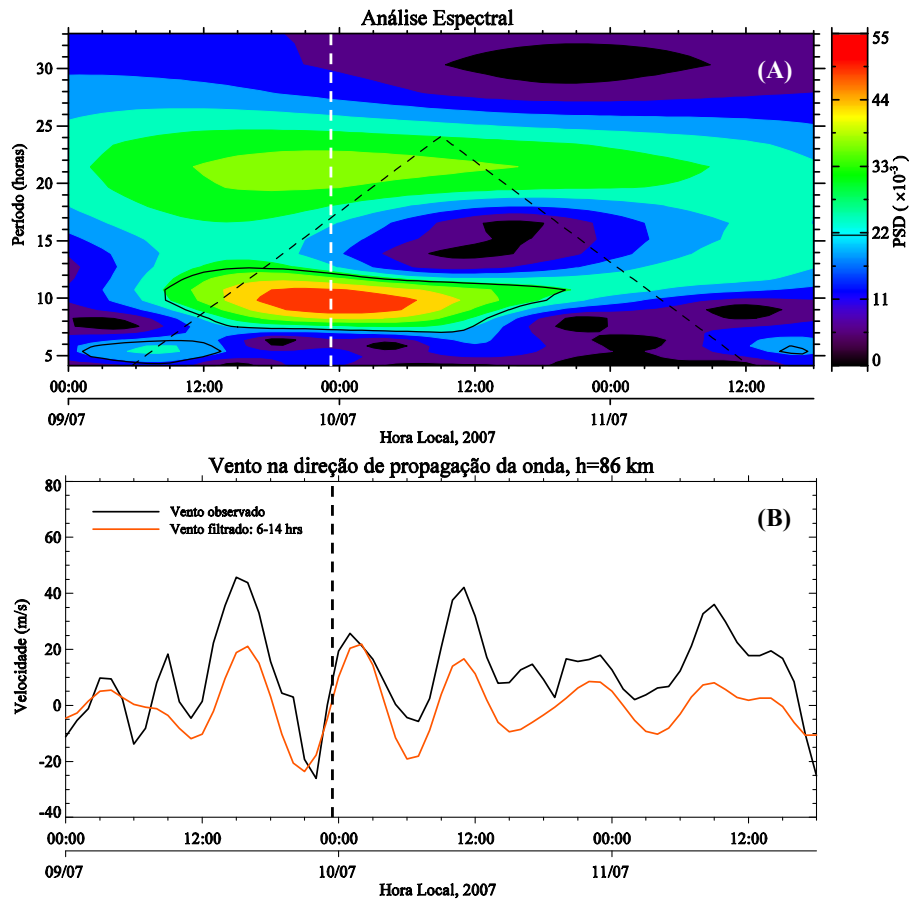


Figura 6.5 - (A) Análise espectral do vento observado entre 9 e 11 de julho na altura de 86 km, mostrando períodos entre 7 e 12 horas. (B) Vento na direção de propagação da onda em 86 km de altura (em preto), juntamente com a série temporal do vento filtrado entre os períodos de 6 a 14 horas (em vermelho).

Observa-se claramente na Figura 6.5(A) a ocorrência de máximos na densidade espectral de potência para períodos entre 7 e 12 horas. Esse resultado mostra a presença das oscilações de 8 e 12 horas, condizentes com as componentes terdiruna e semidiurna da maré, respectivamente. Utilizando como base esse resultado, a série temporal do vento observado (Figura 6.5(B), em preto) foi filtrada para os períodos de 6 a 14 horas e o resultado dessa filtragem é apresentado na Figura 6.5(B), em vermelho. O vento filtrado mostrou-se muito similar ao vento observado, principalmente nos horários próximos da observação da frente mesosférica. O resultado da análise espectral mostrou que as oscilações de 8 e 12 horas foram as mais importantes durante a noite de observação da frente mesosférica.

Para determinar a contribuição das marés na formação do ducto observado, as amplitudes e fases das componentes da maré foram estimadas através de um ajuste harmônico, tendo como base uma série temporal de vento com extensão de 24 horas. Para essa análise, foram utilizados os dados apresentados na Figura 6.4(A).

O ajuste harmônico, utilizando as séries temporais de vento, é aplicado com o uso da seguinte expressão:

$$V(h, t) = V_0 + V_1 \cos\left(\frac{2\pi}{24}(t - \phi_1)\right) + V_2 \cos\left(\frac{2\pi}{12}(t - \phi_2)\right) + V_3 \cos\left(\frac{2\pi}{8}(t - \phi_3)\right), \quad (6.2)$$

Na Equação 6.2, V_0 representa o vento médio, V_1 é a amplitude da maré diurna, ϕ_1 é a fase da maré diurna, V_2 é a amplitude da maré semidiurna, ϕ_2 é a fase da maré semidiurna, V_3 é a amplitude da maré terdiurna e ϕ_3 é a fase da maré terdiurna.

No processo de ajuste harmônico nos dados de vento, representado pela Equação 6.2, foram consideradas somente as amplitudes e fases das marés semidiurna e terdiurna, pois essas foram as principais componentes identificadas na análise espectral. Os perfis do vento observado, do vento médio (V_0) e das componentes da maré de 12 e 8 horas, somadas ao vento médio, foram utilizados para recalculiar os perfis de m^2 e assim, estimar a contribuição de cada componente da maré no ducto.

A Figura 6.6(a) apresenta os resultados para os perfis de m^2 utilizando o vento observado e os ajustes harmônicos do vento. Na Figura 6.6(b) são mostrados os perfis do vento observado (preto), do vento médio (azul) e o vento médio somado às componentes de 12 e 8 horas (vermelho). A Figura 6.6(c) apresenta os termos da derivada segunda do vento ($u_0''/(u_0 - c)$) e a Figura 6.6(d) mostra a frequência de Brunt-Bäisälä ao quadrado (N^2), juntamente com seu termo correspondente ($N^2/(u_0 - c)^2$).

Observa-se na Figura 6.6(a), que a condição de ducto praticamente se desfaz quando o perfil de m^2 é obtido apenas com o vento médio, ou seja, sem a contribuição das componentes da maré. A partir desse resultado, pode-se afirmar que as componentes semidiurna e terdiurna da maré desempenharam um importante papel na configuração efetiva do ducto observado.

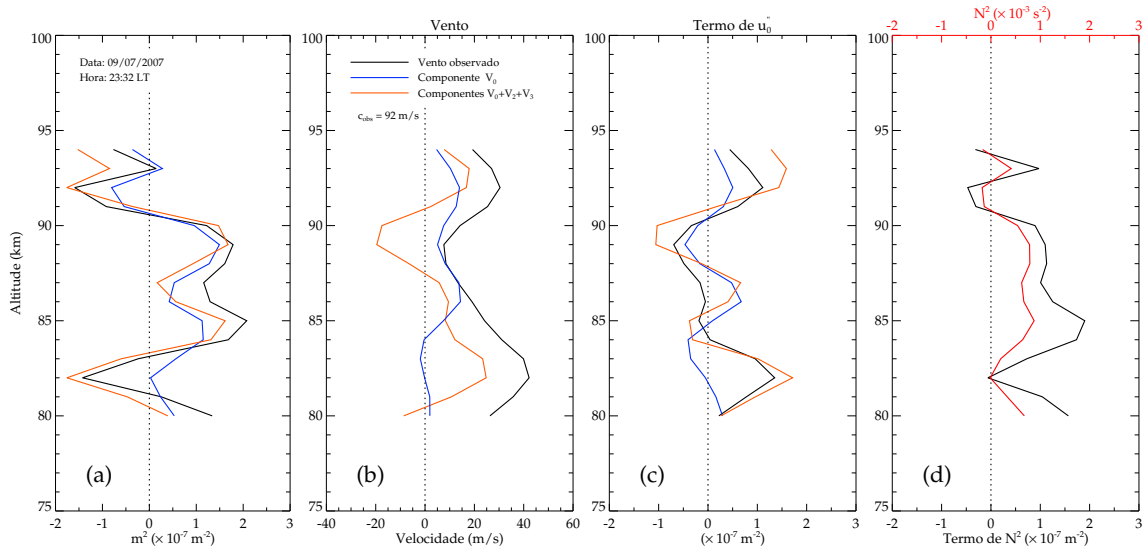


Figura 6.6 - (a) Condição de propagação da onda, m^2 , utilizando o vento observado (preto); o vento médio, V_0 (azul), sem contribuição das componentes de maré; vento médio somados às componentes da maré semidiurna e terdiurna (vermelho). (b) Perfis de vento observado (preto), vento médio (azul) e vento filtrado para as componentes da maré de 12 e 8 horas. (c) Termos da derivada segunda do vento (u''_0), correspondentes aos perfis apresentados em (b). (d) Frequência de Brunt-Väisälä ao quadrado, juntamente com o termo do N^2 .

A análise da relação de dispersão dada pela Equação 2.17, ou seja, dos termos da derivada segunda do vento e da frequência de Brunt-Väisälä, representados nas Figuras 6.6(c) e (d), respectivamente, mostra que os dois termos apresentaram a mesma ordem de grandeza. Além disso, observa-se que o termo da frequência de Brunt-Väisälä apresenta uma configuração notável de ducto, o que constitui em uma contribuição significativa desse termo na configuração final do perfil de m^2 .

A partir das análises das componentes da maré e dos termos associados ao perfil de m^2 , pode-se dizer que o ducto observado foi do tipo dual, ou seja, com contribuições significativas tanto da variabilidade do vento, associada às componentes da maré semidiurna e terdiurna (Doppler), como também da variabilidade da frequência de Brunt-Väisälä, associada com a temperatura (térmico).

A frente mesosférica discutida anteriormente apresentou as seguintes características: a) uma frente de onda extensa e com um trem de onda bem definido; b) uma velocidade de fase observada de 92 m/s; c) a presença de um trem de onda seguindo a frente de onda e d) a presença de um ducto que suportou a propagação da onda. Com

base na classificação das frentes mesosféricas definidas na literatura (BROWN et al., 2004; FECHINE, 2007) e nas características da frente observada, é possível classificar essa frente como uma pororoca mesosférica. Outra característica normalmente identificada nos eventos de pororoca mesosférica é o efeito de complementariedade entre imagens observadas em diferentes camadas de emissão (TAYLOR et al., 1995b). Este efeito não foi possível de ser observado nesse trabalho, devido ao fato do imageador operado na EACF observar apenas a emissão do OH.

Nielsen et al. (2006) usando um imageador *all-sky* na estação Halley, Antártica (76°S), reportaram o primeiro evento de pororoca mesosférica em altas latitudes e o trabalho de Stockwell et al. (2006) caracterizou esse evento por meio de análise espectral. Fachine et al. (2009) apresentaram o primeiro caso de pororoca mesosférica suportada por um ducto do tipo Doppler. Os autores também argumentam que a maré semidiurna foi importante para suportar o ducto, porém nenhuma análise quantitativa foi realizada para avaliar a contribuição da maré na formação do ducto.

No presente trabalho foi observada uma pororoca mesosférica e mostrou-se que essa pororoca foi sustentada por uma condição de ducto. A investigação da contribuição da maré para esse ducto se deu por meio de análise espectral no vento e por análise harmônica das componentes da maré. Observou-se, pela reconstrução dos perfis de m^2 com as componentes semidiurna e terdiurna da maré, que essas desempenharam um importante papel na configuração do ducto. A análise da contribuição da temperatura se deu pela comparação entre o termo da frequência de Brunt-Väisälä e o termo da derivada segunda do vento. Identificou-se que os dois termos apresentaram a mesma ordem de grandeza, sendo que o termo de Brunt-Väisälä apresentou uma condição de ducto similar à observada no perfil de m^2 . Assim, o ducto observado no perfil de m^2 foi classificado como dual, com contribuições da maré (componentes semidiurna e terdiurna) e da frequência de Brunt-Väisälä (temperatura).

6.1.2 Temperatura Rotacional e Intensidade do OH(6-2)

Os dados de temperatura rotacional e intensidade do OH(6-2) foram analisadas complementarmente às análises apresentadas anteriormente. Essas observações foram realizadas com uma taxa de amostragem de aproximadamente 1,5 minutos.

As Figuras 6.7(A) e (B) apresentam as séries temporais de temperatura e intensidade do OH(6-2), respectivamente, para a noite de 09-10 de julho. A região em destaque,

entre 22:00 e 01:00 LT, representa um intervalo ligeiramente maior do que àquele em que a frente mesosférica foi vista no imageador.

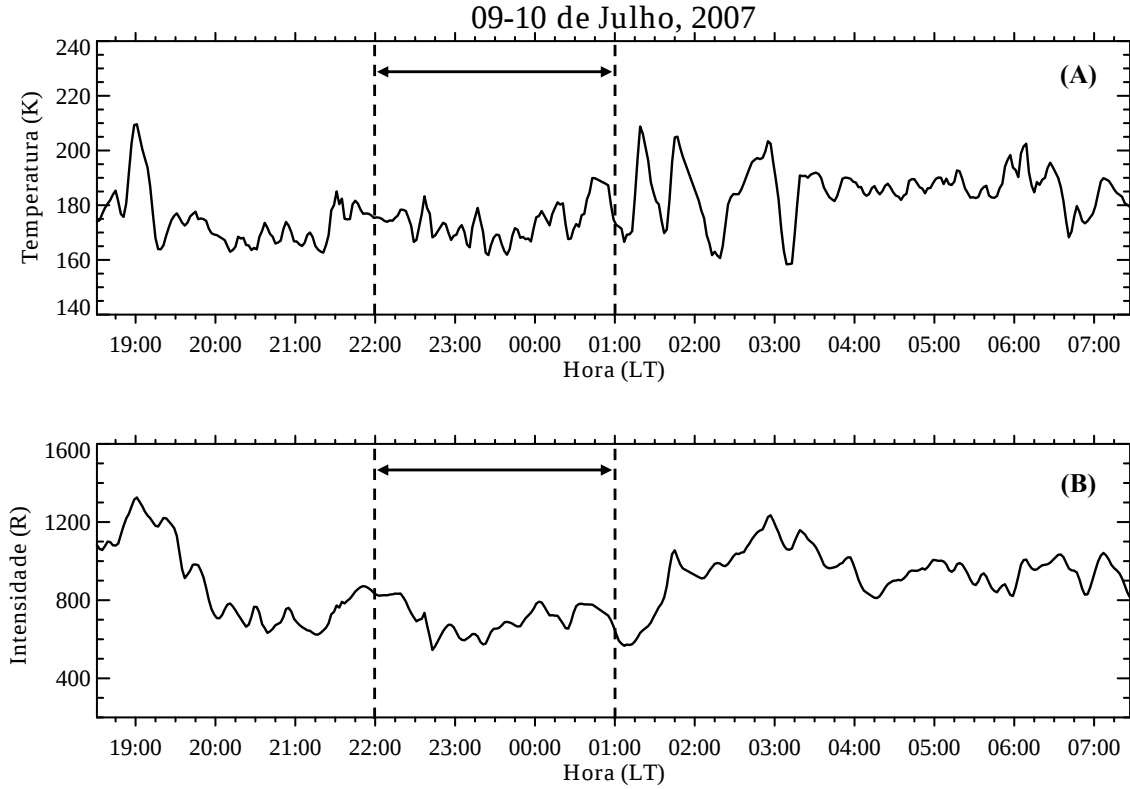


Figura 6.7 - (A) e (B) Séries temporais de temperatura rotacional e intensidade da emissão do OH(6-2), respectivamente, para a noite de 09-10 de julho de 2007.

A análise espectral de ondeletas aplicada à série temporal de temperatura destaca na Figura 6.7(A) mostrou periodicidades entre 10 e 17 minutos, com máximo na densidade espectral de potência para um período de 14 minutos. No entanto, essa periodicidade não pode ser associada diretamente ao evento da frente mesosférica observada no imageador *all sky* devido as diferenças dos instrumentos, sendo a principal delas a pequena área do céu noturno observada pelo espectro-imageador de temperatura, ~ 70 km de diâmetro, comparada a uma área útil de 468×468 km (numa resolução de 1,5 km/pixel) vista pelo imageador *all-sky*. Assim, a periodicidade principal identificada na série temporal de temperatura deve ser uma componente da onda principal observada no imageador.

6.1.3 Conclusão do Estudo de Caso

O presente estudo de caso apresentou um evento de pororoca mesosférica suportada por um ducto do tipo dual, isto é, com contribuições tanto da maré semidiruna e terdiurna (ducto Doppler, associado à variabilidade no perfil de vento) como da frequência de Brunt-Väisälä (ducto térmico, associado à variabilidade no perfil de temperatura). Este resultado é consistente com a teoria dos mecanismos de ducto na alta atmosfera (FRITTS; YUAN, 1989; DEWAN; PICARD, 1998).

O termo da frequência de Brunt-Väisälä teve uma variabilidade muito significativa, configurando uma condição de ducto similar à observada no perfil de m^2 , porém de menor amplitude. As análises dos dados de vento mostraram que as componentes semidiurna e terdiurna da maré desempenharam um importante papel na configuração final do ducto.

A contribuição da maré na configuração do ducto foi evidenciada pela comparação entre os perfis de m^2 calculados a partir dos perfis do vento médio somado às componentes semidiurna e terdiurna da maré, do vento médio e do vento observado. Identificou-se que os perfis de m^2 calculados a partir dos perfis do vento observado e do vento médio somado às componentes da maré foram quase idênticos e configuraram totalmente a condição de ducto, ao passo que o perfil de m^2 calculado apenas com o vento médio não apresentou tal configuração.

Assim, a principal contribuição do presente estudo de caso foi a investigação da condição de propagação vertical de uma pororoca mesosférica, pela análise dos dados de vento e das componente de maré (análise espectral e análise harmônica), juntamente com os termos da Equação 2.17, de modo a corroborar a evidência observacional reportada por Fehine et al. (2009) da atuação da maré atmosférica na configuração do ducto Doppler, mas agora com análises específicas das componentes da maré e neste caso o ducto foi dual (Doppler e térmico).

6.2 Evento de 15-16 de julho

O segundo estudo de caso, trata da frente mesosférica observada na noite de 15-16 de julho de 2007. Esta frente apresentou-se como uma região clara (aumento na intensidade relativa do OH) entrando no campo de visão do imageador pela parte oeste e propagando-se aproximadamente para leste.

A Figura 6.8 ilustra a evolução da frente mesosférica, a partir do horário que a mesma ficou bem visível nas imagens. A linha branca desenhada na frente do evento indica a sua forma e extensão, servindo como guia para identificar a posição da frente mesosférica.

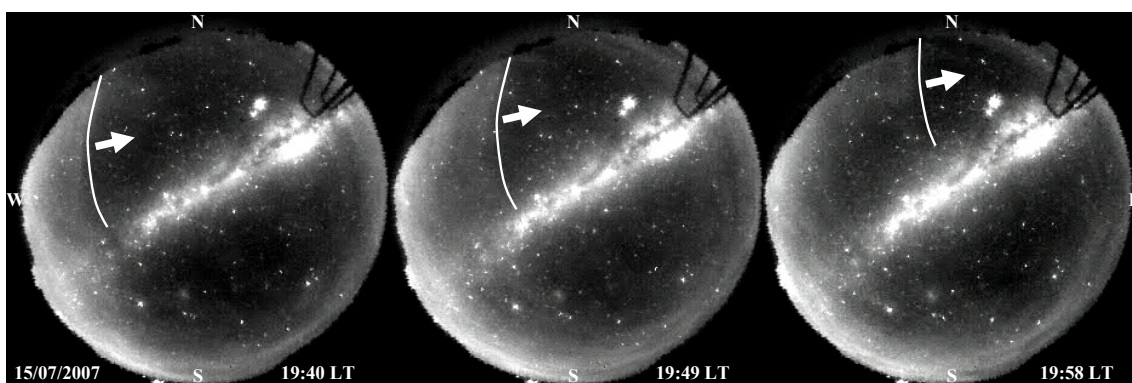


Figura 6.8 - Estrutura de frente mesosférica, identificada em 15/07/2007, representada por uma região clara na imagem (um aumento na intensidade da emissão do OH).

A análise dessa frente mesosférica foi possível quando a mesma já estava próxima do zênite, de forma que pelo menos duas cristas de onda fossem visíveis nas imagens. A Figura 6.9(a) apresenta uma das imagens utilizada na análise espectral do evento de onda, projetada numa área de 768×768 km e com o campo de estrelas removido. A porção selecionada da imagem indica a região onde o evento de onda foi analisado. Na Figura 6.9(b) são apresentados os perfis de intensidade relativa, perpendiculares à direção de propagação da frente mesosférica.

Pela sequência de perfis apresentada na Figura 6.9(b), é possível observar que entre 19:54 e 20:00 LT ocorre uma frente principal, ou seja, um aumento na intensidade relativa da emissão, seguida por uma queda abrupta na intensidade. A partir das 20:02 LT observa-se o aparecimento de uma segunda crista de onda.

A Figura 6.9(c) mostra o espectro cruzado médio resultante da análise espectral de 6 imagens, obtidas entre 20:02 e 20:05 LT, com um intervalo temporal entre as imagens de 38 segundos, de modo que em todas as imagens foi possível identificar duas cristas de onda. Os parâmetros obtidos dessa análise espectral foram os seguintes: comprimento de onda horizontal de 45 *km*, período observado de 8 minutos e velocidade de fase de 87 *m/s*.

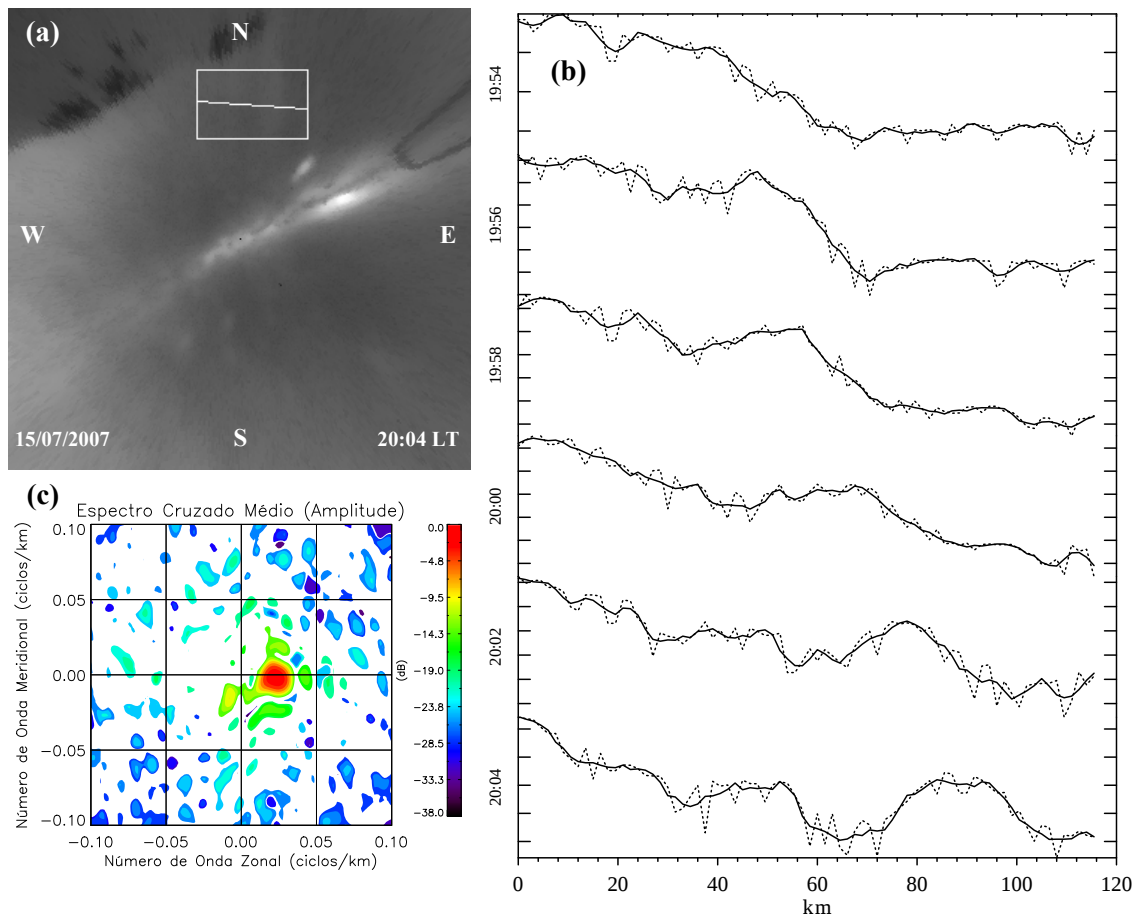


Figura 6.9 - Análise da frente mesosférica observada em 15/07/2007. (a) Exemplo de uma das imagens utilizadas no processo de análise espectral, onde a área selecionada indica a região onde a onda foi caracterizada. (b) Perfis de intensidade relativa perpendiculares à frente mesosférica. (c) Resultado do espectro cruzado médio para um total de 6 imagens.

6.2.1 Caracterização da Condição de Propagação da Frente

Na análise deste estudo de caso, as mesmas considerações em relação aos dados utilizados e as mesmas aproximações descritas anteriormente (Subseção 6.1.1) continuam válidas. É importante notar que a partir de 15 de julho as sondagens do TIMED/SABER foram realizadas em latitudes mais altas do hemisfério sul, de modo que para esse estudo de caso o perfil de temperatura do SABER mais próximo da EACF foi localizado a aproximadamente 350 km da estação.

As Figuras 6.10(a), (b) e (c) apresentam a condição de propagação, o perfil do vento na direção de propagação da onda e o perfil de temperatura obtido pelo SABER, respectivamente. No perfil do m^2 , identifica-se uma região de ducto entre aproximadamente 82 e 89 km de altura. O vento na direção da onda foi relativamente fraco, com um máximo de aproximadamente 12 m/s e um mínimo de ~ 2 m/s. No perfil de temperatura identifica-se duas inversões térmicas, uma na altura de 81 km e a outra em 89 km. Observa-se que a região da mesopausa está localizada em torno de 91 km de altitude.

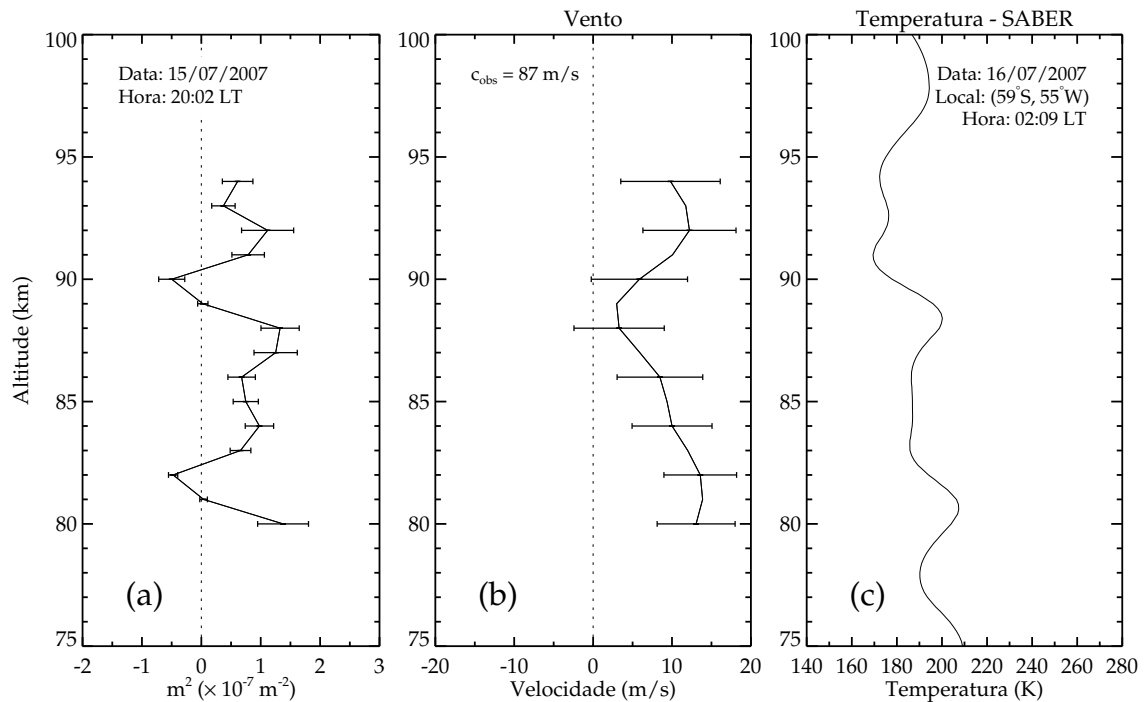


Figura 6.10 - (a) Condição de propagação da frente mesosférica, mostrando uma região de ducto bem definida. (b) e (c) Perfis de vento, na direção de propagação da onda, e de temperatura, respectivamente.

As características do vento na direção de propagação da onda e o gradiente vertical desse vento, para o dia 15-16 de julho, são mostrados nas Figuras 6.11(A) e (B), respectivamente. Observa-se de modo geral que o vento na direção da onda apresentou-se com pequena intensidade. Na Figura 6.11(A) identifica-se regiões de máximos e mínimos de vento, que correspondem à oscilações de maré atmosféricas e que serão investigadas posteriormente.

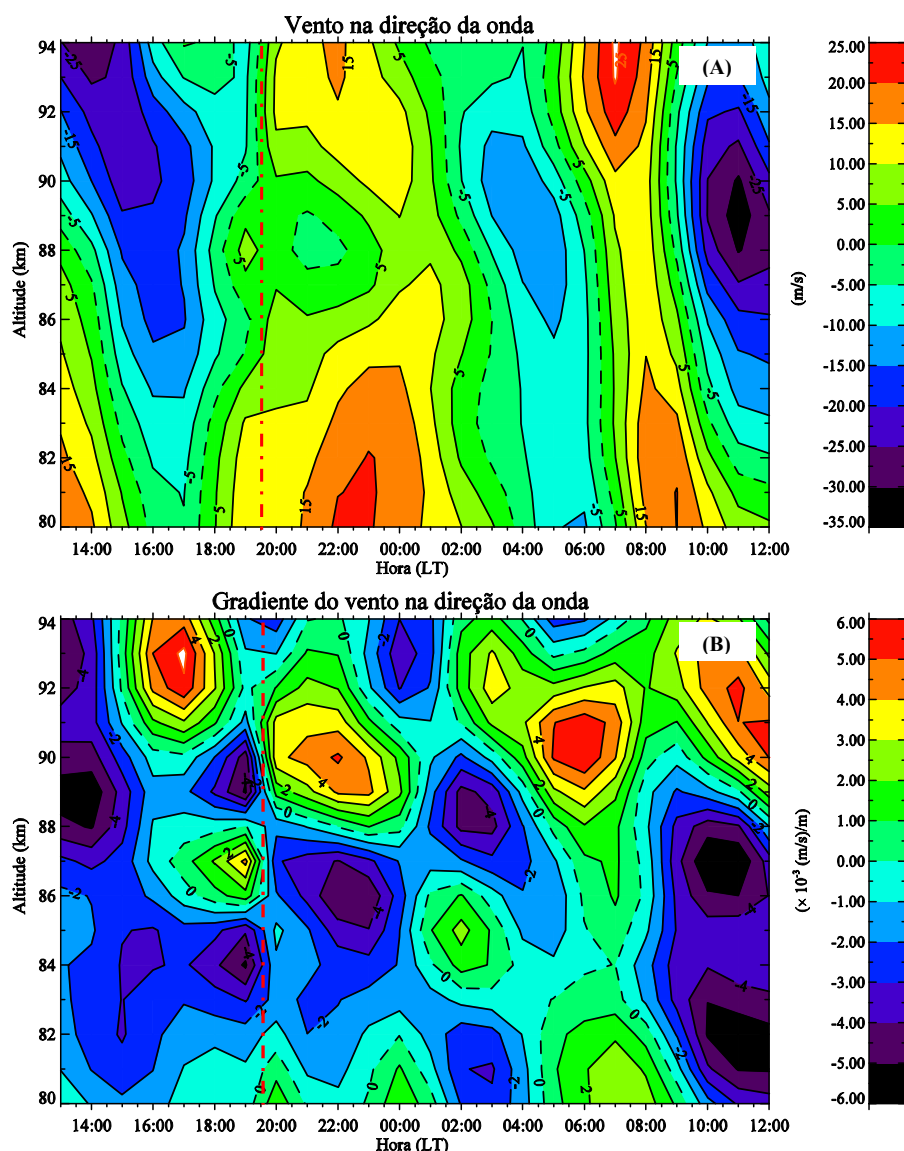


Figura 6.11 - (A) Vento na direção de propagação da onda e (B) gradiente vertical do vento. As linhas vermelhas verticais indicam o momento em que a frente mesosférica estava bem visível nos dados do imageador.

Na Figura 6.11(A) observa-se uma inversão no vento, próximo ao horário da passagem da frente mesosférica, passando de negativo para positivo em todas as alturas. A Figura 6.11(B) mostra um aumento no gradiente vertical do vento em 87 km de altura, antes da frente mesosférica aparecer no campo de visão do imageador, juntamente com a ocorrência de um cisalhamento vertical nesse gradiente. As análises a seguir buscarão esclarecer a influência do vento na condição de propagação da onda.

As componentes dominantes da maré atmosférica na noite da observação da frente mesosférica foram determinadas pela análise espectral do vento na direção de propagação da onda. Para isso, uma série temporal de vento com extensão maior que 2 dias, das 00:00 LT de 15 de julho até dia 18 de julho, foi utilizada. Esta série foi tomada na altura de 86 km.

A Figura 6.12(A) apresenta o resultado da análise espectral de ondeletas para a série original de vento mostrada na Figura 6.12(B), em preto. Observa-se que a maré dominante próximo ao horário de observação da frente mesosférica (linha branca vertical) é a componente semidiurna, mas com a componente terdiurna muito próxima do limite de confiança.

Na Figura 6.12(B) é mostrada a série temporal do vento observado, em preto, juntamente com o vento filtrado, em vermelho, para períodos de 6 a 14 horas. Nota-se que a série temporal do vento filtrado apresenta a mesma variabilidade do vento observado, com valores absolutos similares aos da série original de vento para quase toda a série temporal.

A contribuição das componentes semidiurna e terdiurna da maré para a configuração do ducto foi investigada com base na Equação 6.2. Desse modo, o perfil do vento médio (V_0 na Equação 6.2), os perfis com as componentes das marés semidiurna e terdiurna somadas ao vento médio e o perfil do vento observado foram usados para calcular os perfis correspondentes de m^2 .

Os perfis do m^2 utilizando os ventos reconstruídos com as componentes da maré e o vento observado são apresentados na Figura 6.13(a). A Figura 6.13(b) mostra os perfis do vento observado (preto), do vento médio (azul) e do vento médio somado às componentes de 12 e 8 horas da maré (vermelho). Os termos da derivada segunda do vento são mostrados na Figura 6.13(c). A Figura 6.13(d) apresenta a frequência de Brunt-Väisälä ao quadrado (N^2) e o termo correspondente (ver Equação 2.17).

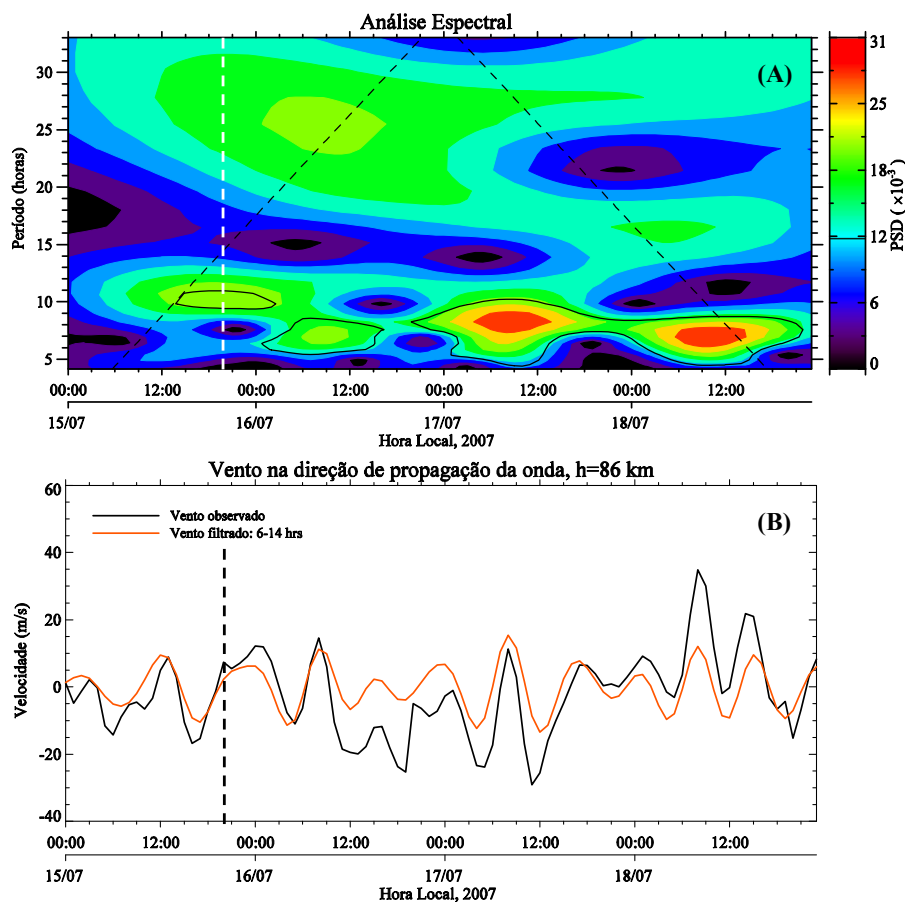


Figura 6.12 - (A) Análise de ondeletas para a série original de vento na altitude de 86 km, entre 15 e 19 de julho. (B) Vento na direção de propagação da onda e o vento filtrado entre os períodos de 6 e 14 horas.

A comparação dos termos da Equação 2.17, isto é, aqueles representados nos gráficos das Figuras 6.13(c) e 6.13(d), mostra claramente que o termo de Brunt-Väisälä é muito maior que o termo da derivada segunda do vento. A Brunt-Väisälä ao quadrado e o tanto de N^2 configuram uma condição de ducto praticamente idêntica à observada no perfil de m^2 .

Os perfis de m^2 calculados com o vento observado, com as componentes de maré somadas ao vento médio (V_0) e somente com o vento médio, não apresentam diferenças significativas quanto à variabilidade e nem quanto aos valores absolutos. A partir desses resultados é possível afirmar que o ducto observado nesse estudo de caso deve ser associado à frequência de Brunt-Väisälä e não às componentes de maré, de modo que tal ducto é do tipo térmico.

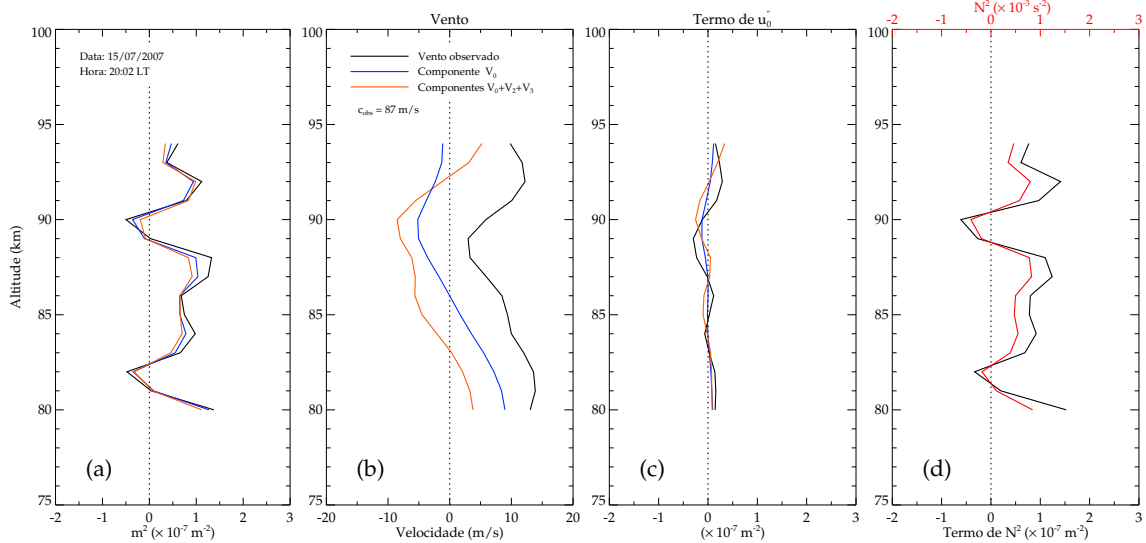


Figura 6.13 - (a) Condição de propagação vertical da frente mesosférica para diferentes perfis de vento. Observa-se que todos os perfis de m^2 configuram um ducto, independente dos perfis de vento utilizados. (b) Perfis de vento e (c) termos correspondentes da derivada segunda. (d) Brunt-Väisälä ao quadrado (N^2), juntamente com o termo de N^2 .

Essa condição de ducto térmico pode ser atribuída às camadas de inversões identificadas na Figura 6.10(c). O trabalho de [Fechine \(2007\)](#) investigou, pela análise de perfis de temperatura do TIMED/SABER, a estrutura térmica da atmosfera para a região equatorial brasileira, e identificou camadas de inversão mesosférica (MILs). No entanto, pela análise de 148 eventos de frente mesosférica, o autor mostrou que apenas 1,5% dessas frentes foram suportados por ductos térmicos. Como observado na Figura 6.10(c), a região da Antártica também apresenta camadas de inversão, e nesse estudo de caso foi possível associá-las ao ducto observado.

Com base nas características morfológicas da frente mesosférica apresentada na Figura 6.8 foi possível classificar essa frente como um evento do tipo avanço mesosférico. A característica de propagação dessa frente mesosférica foi investigada e mostrou-se que a mesma foi sustentada por um ducto térmico.

[Taylor et al. \(1995b\)](#) reportaram um evento de avanço mesosférico, onde identificaram um contraste entre as imagens observadas nas emissões do OH e do O_2 . Esse efeito nas imagens, região clara observada na emissão do OH e escura na emissão do O_2 , foi denominado por eles de efeito de complementariedade, efeito este que não pode ser observado nos dados da EACF, conforme explicação dada na seção anterior.

6.2.2 Temperatura Rotacional e Intensidade do OH (6-2)

Na noite de observação do evento de avanço mesosférico, o espectro-imageador de temperatura operou adequadamente na EACF, de modo que foi possível observar o efeito da passagem da frente mesosférica também nos dados de temperatura rotacional e intensidade.

As Figuras 6.14(A) e (B) apresentam as medidas de temperatura e intensidade do OH (6-2), respectivamente, obtidas na noite de 15-16 de julho de 2007. A região destacada na figura refere-se a um intervalo temporal maior do que o tempo de observação da onda, centrado no horário em que a frente mesosférica foi observada no zênite.

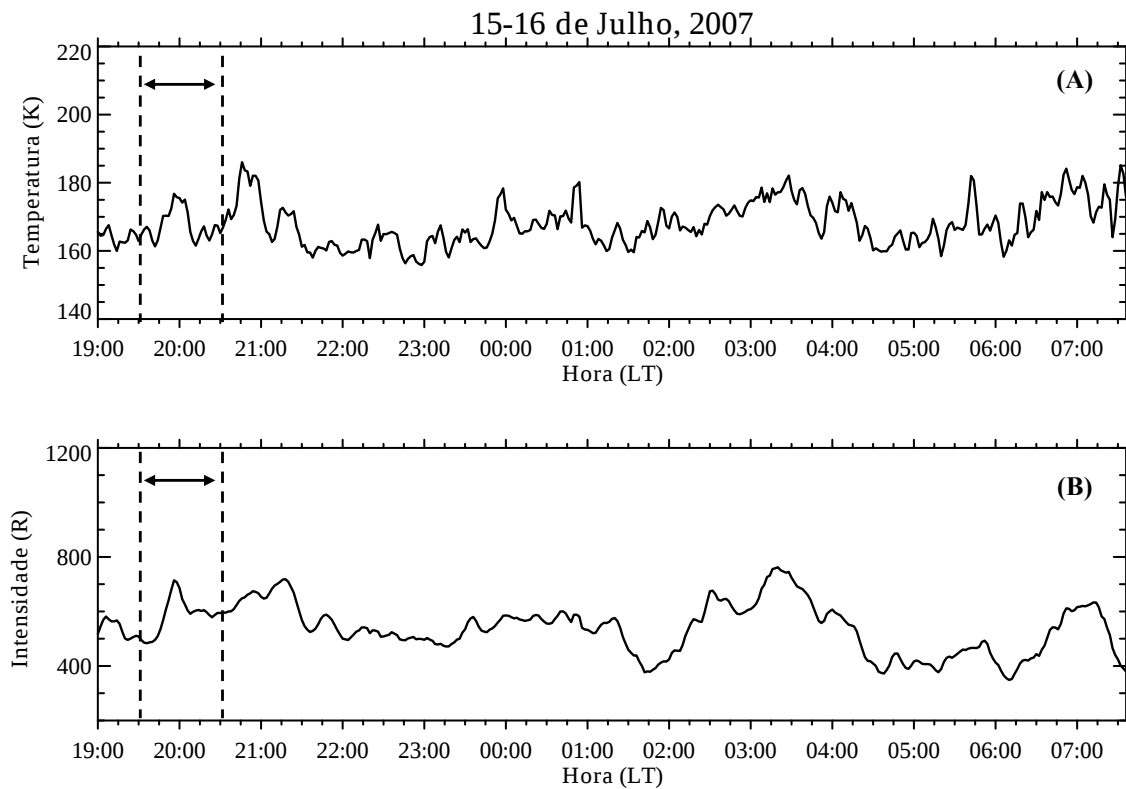


Figura 6.14 - (A) Temperatura rotacional e (B) intensidade da emissão do OH(6-2) observados na noite de 15-16 de julho de 2007. A região delimitada pelas duas linhas verticais é um intervalo temporal maior do que a duração da frente mesosférica nas imagens *all-sky*.

Ao mesmo tempo em que a frente mesosférica se aproximou do zênite, observou-se um aumento de aproximadamente 15 K na temperatura e de 40% na intensidade do OH, de modo que esse aumento nos parâmetros pode ser atribuído à entrada da frente mesosférica (região clara) no campo de visão do espectro-imageador. Observa-se que o tempo demandado para que a intensidade e a temperatura alcancem o máximo é de ~ 15 minutos, entre 19:45 e 20:00 LT, e o horário do máximo ($\sim 20:00$ LT) é exatamente quando a frente de onda estava no zênite.

Taylor et al. (1995b) observaram o efeito de complementariedade nos dados de fotômetro (temperatura rotacional e intensidade) e mostraram a assinatura da frente mesosférica como um aumento na temperatura e na intensidade, associadas às emissões de airglow (imagens do imageador) onde a frente mesosférica apareceu como um avanço claro. De modo similar, nesse estudo de caso foi identificado o efeito do avanço mesosférico (frente clara) como um aumento abrupto na temperatura rotacional e na intensidade do OH. Fehine (2004) avaliou o comportamento da intensidade das emissões e da temperatura rotacional sob a passagem de frentes mesosféricas, e encontrou características similares às mostradas nesse estudo de caso.

A análise espectral na sub-série de temperatura destacada na Figura 6.14(A) mostrou um período em torno de 12 minutos, mas assim como no caso anterior esse período não pode ser associado diretamente ao período da frente mesosférica observada no imageador *all-sky*, pela mesma explicação dada naquele caso.

6.2.3 Conclusão do Estudo de Caso

Este estudo de caso apresentou um evento do tipo avanço mesosférico, que é uma observação inédita na região Antártica. Esse evento foi caracterizando em termos de seus parâmetros observados e sua condição de propagação vertical. Identificou-se que o avanço mesosférico foi suportado por um ducto do tipo térmico, o qual foi associado às camadas de inversão de temperatura. Além disso, o efeito da frente mesosférica foi identificado nos dados de temperatura rotacional e intensidade do OH(6-2) como um aumento simultâneo nesses parâmetros.

A principal contribuição desse estudo de caso foi a observação de um avanço mesosférico na Estação Antártica Comandante Ferraz (62°S) e a caracterização da condição de propagação vertical desse evento, evidenciada como um ducto do tipo térmico e que foi associada às camadas de inversões mesosféricas.

6.3 Evento de 16-17 de julho

Na madrugada de 17 de julho de 2007, em torno das 06:00 LT, um evento espetacular de frente mesosférica foi observado na EACF. Este evento surgiu isoladamente no campo de visão do imageador, inicialmente muito tênue e posteriormente apresentou uma maior depleção na emissão observada.

A Figura 6.15 apresenta a evolução da frente mesosférica, se propagando aproximadamente de sudoeste para nordeste, entre 06:00 e 06:20 LT. As setas em cada imagem indicam a direção de propagação da onda e a linha desenhada na frente do evento localiza a posição da frente de onda. Pode-se identificar, pela sequência de imagens, que a frente mesosférica aumentou a largura do vale de onda enquanto se propagava, tornando-se mais visível ao se aproximar do zênite. A análise espectral para obter os parâmetros dessa frente mesosférica foi realizada entre 06:15 e 06:22 LT, com um total de 6 imagens, com uma resolução temporal de aproximadamente 1 minuto. As Figuras 6.16(a), (b) e (c) ilustram o processo de análise desse evento.

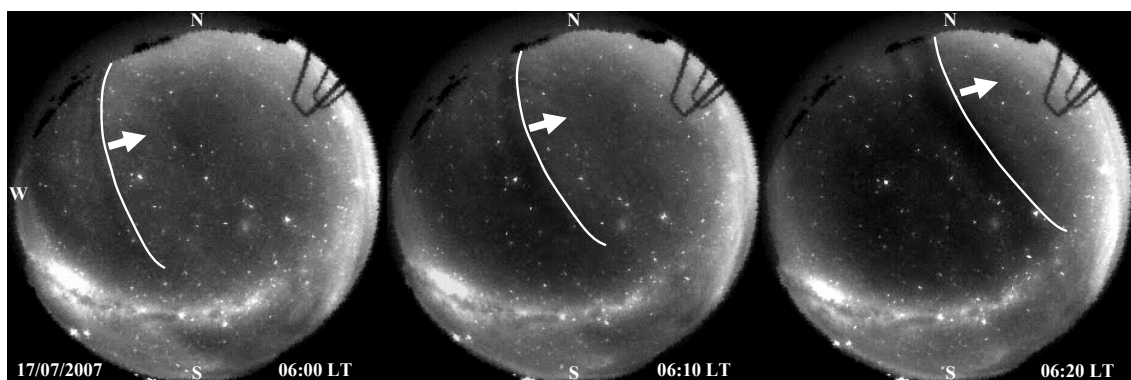


Figura 6.15 - Frente mesosférica observada na EACF em 17 de julho de 2007. A sequência de imagens mostra a evolução da frente mesosférica entre 06:00 e 06:20 LT, se propagando para nordeste.

Na Figura 6.16(a) é mostrado o exemplo de uma das imagens utilizada na análise espectral, projetada numa área de 768×768 km e com o campo de estrelas removido. A porção selecionada da imagem indica a área definida para caracterizar o evento. A Figura 6.16(b) apresenta uma sequência de perfis de intensidade relativa obtidos sobre a linha perpendicular à região selecionada para análise do evento. Em todos os perfis, o vale principal da onda está bem definido, e atrás desse vale observa-

se um aumento no número de cristas de onda. O resultado da análise espectral é sintetizado através do espectro cruzado médio, com a utilização de 6 imagens, e está apresentado na Figura 6.16(c).

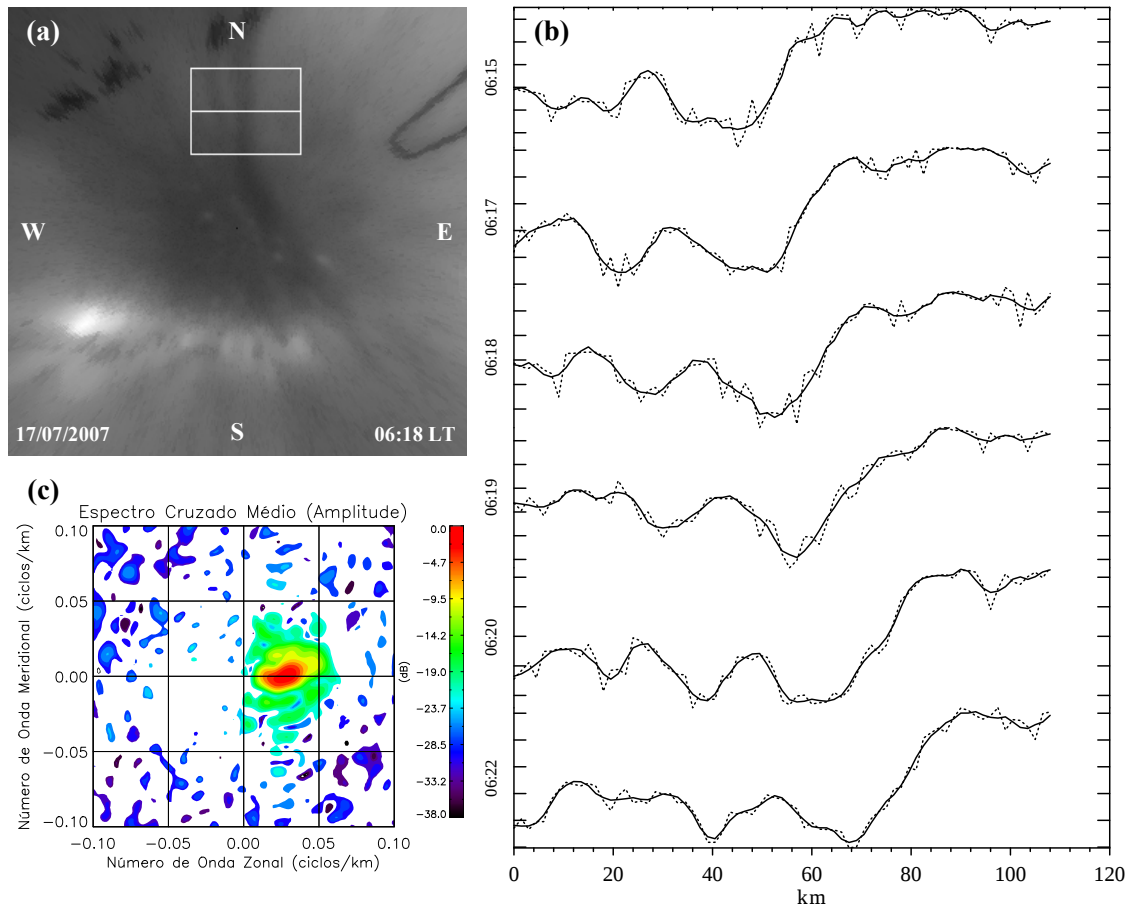


Figura 6.16 - Análise do evento de frente mesosférica observada em 17/07/2007. (a) Uma das imagens utilizada para obter os parâmetros da onda, onde a porção selecionada da imagem indica a região utilizada para caracterizar a onda. (b) Sequência de perfis perpendiculares ao evento. (c) Resultado do espectro médio, com a utilização de 6 imagens.

A análise espectral das imagens mostrou os seguintes parâmetros para o evento de frente mesosférica: comprimento de onda horizontal de 35 km , período observado de 8 minutos e velocidade de fase de 71 m/s .

6.3.1 Caracterização da Condição de Ducto

A investigação da condição de propagação da frente mesosférica apresentada nesse estudo de caso será realizada com base nas mesmas considerações discutidas anteriormente. Para este estudo de caso, será utilizado o perfil de temperatura do TIMED/SABER mostrado no estudo de caso anterior (Figura 6.10(c)). O uso do mesmo perfil de temperatura se deve ao fato de não haver nenhuma sondagem do TIMED/SABER na noite deste evento. Assim, de acordo com o critério de busca do perfil mais próximo do observatório, encontrou-se a sondagem do dia 16 de julho às 02:09 LT.

A condição de propagação vertical da frente mesosférica é apresentada na Figura 6.17(a). O perfil de vento na direção de propagação da onda, obtido no horário da observação da onda, e o perfil de temperatura são mostrados nas Figuras 6.17(b) e (c), respectivamente. Observa-se que o perfil de m^2 é muito similar ao encontrado no estudo de caso anterior (Figura 6.10(a)), apesar da condição de vento e dos parâmetros da onda serem bem distintos em relação ao estudo de caso anterior.

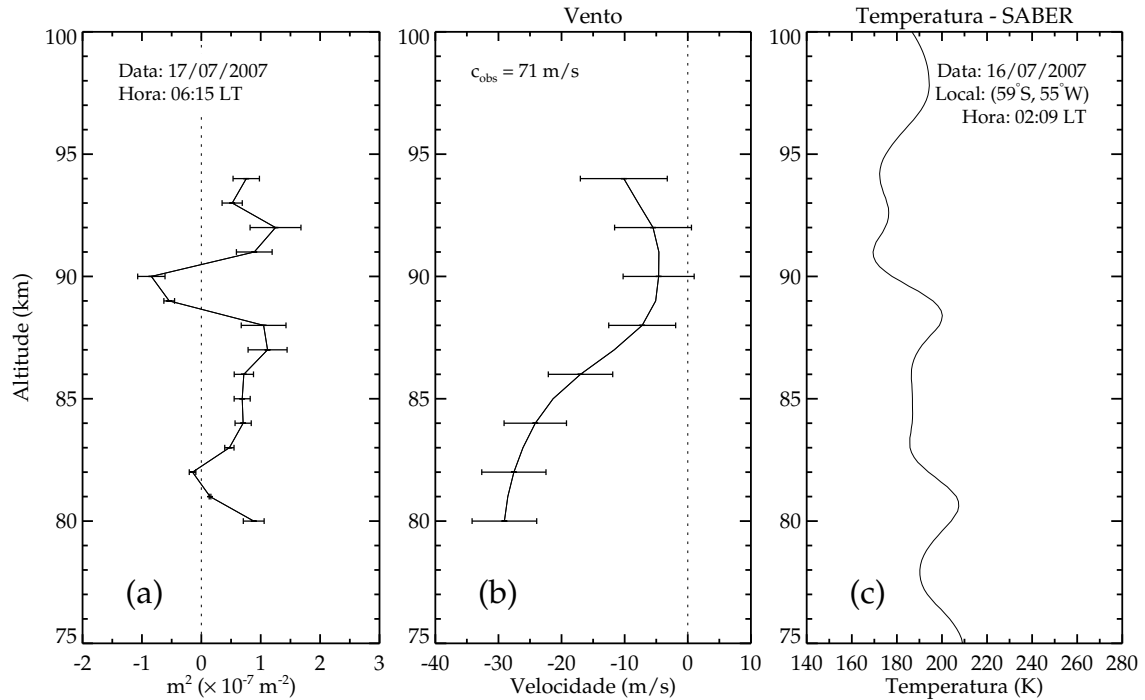


Figura 6.17 - (a) Condição de propagação da frente mesosférica, mostrando uma região de ducto bem definida. (b) Perfil do vento na direção de propagação da onda e (c) perfil de temperatura obtido pelo TIMED/SABER.

No perfil do m^2 , identifica-se que o ducto ocorreu entre as alturas de 82 e 89 km, centrado em 86 km. O perfil do vento na direção de propagação da onda apresentou um máximo negativo de $\sim -25 \text{ m/s}$ e um mínimo de $\sim -5 \text{ m/s}$.

As características do vento na direção de propagação da onda e o gradiente vertical desse vento, para o dia 16-17 de julho, são mostrados na Figura 6.18e.

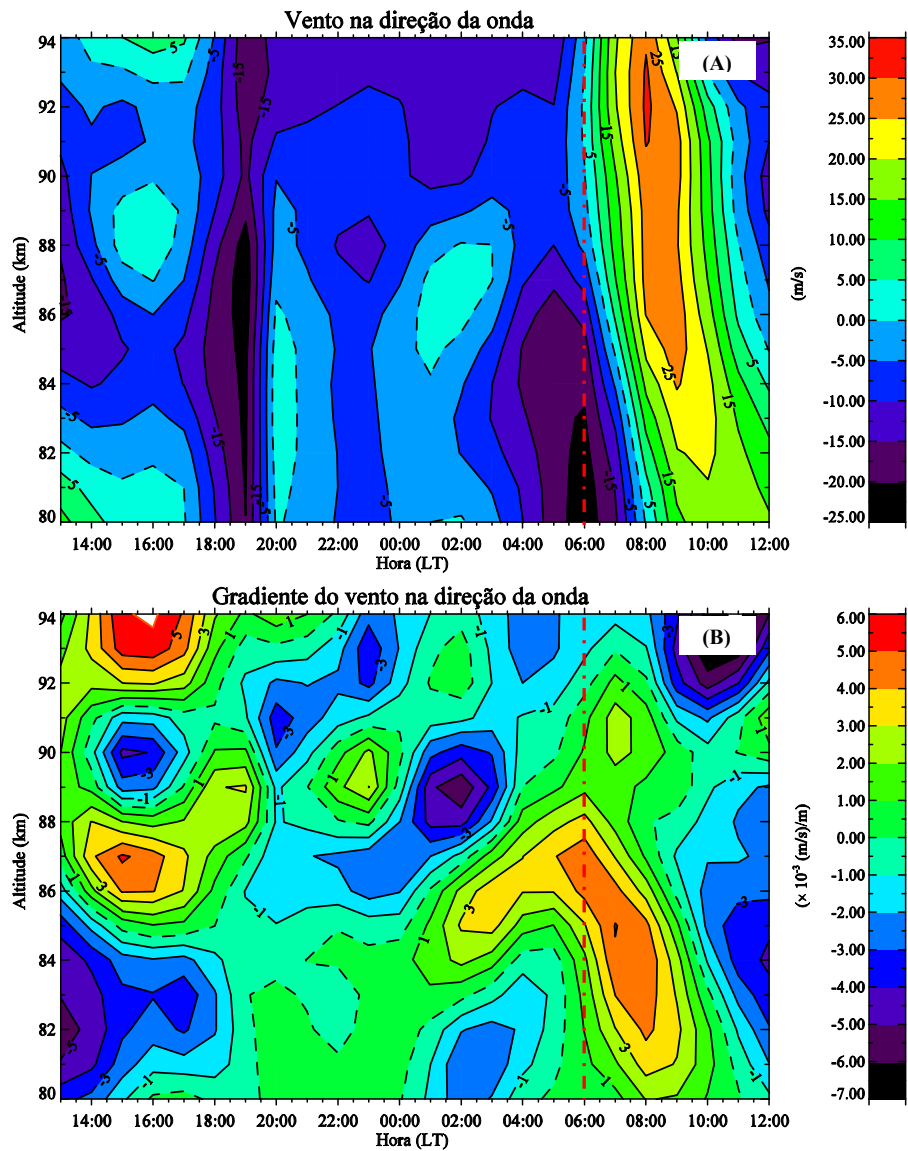


Figura 6.18 - (A) Vento na direção de propagação da onda e (B) gradiente vertical do vento. As linhas verticais, em vermelho, indicam o momento em que a frente mesosférica estava bem visível nos dados do imageador.

Na Figura 6.18(A) observa-se que o vento apresentou valores entre -25 e 35 m/s , além de ser possível identificar também a presença de componentes da maré, ventos positivos e negativos intercalados ao longo do tempo. Essas componentes serão identificadas mais adiante com análise espectral. O gradiente vertical do vento, Figura 6.18(B), mostrou um aumento significativo entre 82 e 86 km de altura, no horário da observação da onda. Esse aumento no gradiente do vento, no horário da passagem da frente mesosférica, pode estar associado à perturbação causada pela própria onda no campo de vento.

A análise espectral nos dados de vento entre os dias 15 e 18 de julho, para a altura de 86 km, é mostrado na Figura 6.19(A). A Figura 6.19(B) apresenta a série temporal do vento observado na altura de 86 km, juntamente com a série temporal filtrada para períodos entre 6 e 14 horas.

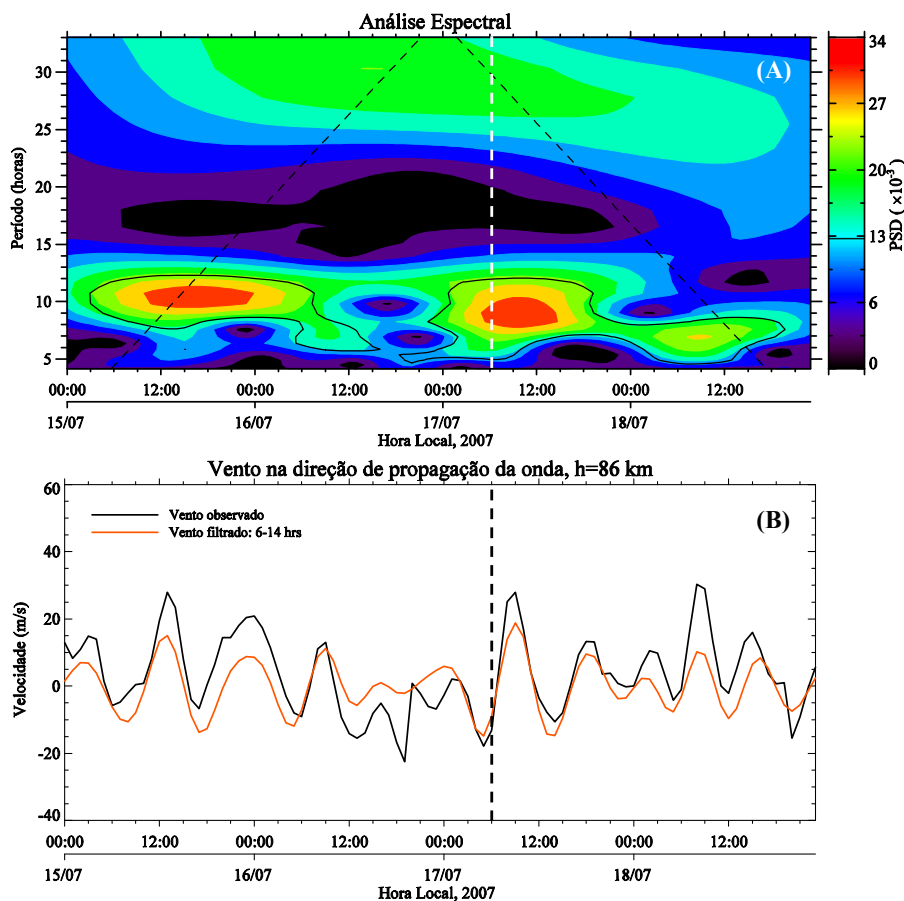


Figura 6.19 - (A) Análise espectral da série temporal do vento observado entre 15 e 18 de julho, em 86 km de altura. (B) Vento observado e a mesma série temporal filtrada para períodos entre 6 e 14 horas, em vermelho.

O resultado da análise espectral da série temporal de vento observado mostra uma periodicidade principal, próximo ao horário de ocorrência da onda, em torno de 9 horas, com a componente da maré de 8 horas mais forte que a de 12 horas. Assim, existe a contribuição tanto da maré semidiurna como da terdiurna para a variabilidade do vento observado. Nota-se também, que o vento filtrado com períodos entre 6 e 14 horas está muito próximo do vento observado.

A partir da amplitude e da fase das componentes da maré, do vento médio e do vento observado, novos perfis de m^2 foram calculados. Os perfis de m^2 obtidos a partir dos ventos observado (preto), médio (azul) e das componentes da maré somadas ao vento médio (vermelho) são mostrados na Figura 6.20(a). A Figura 6.20(b) apresentam os perfis dos ventos utilizados para calcular o m^2 , enquanto que a Figura 6.20 (c) mostra os termos da derivada segunda para esses ventos. Na Figura 6.20(d) é apresentado o termo da frequência de Brunt-Väisälä (N^2) e o próprio N^2 .

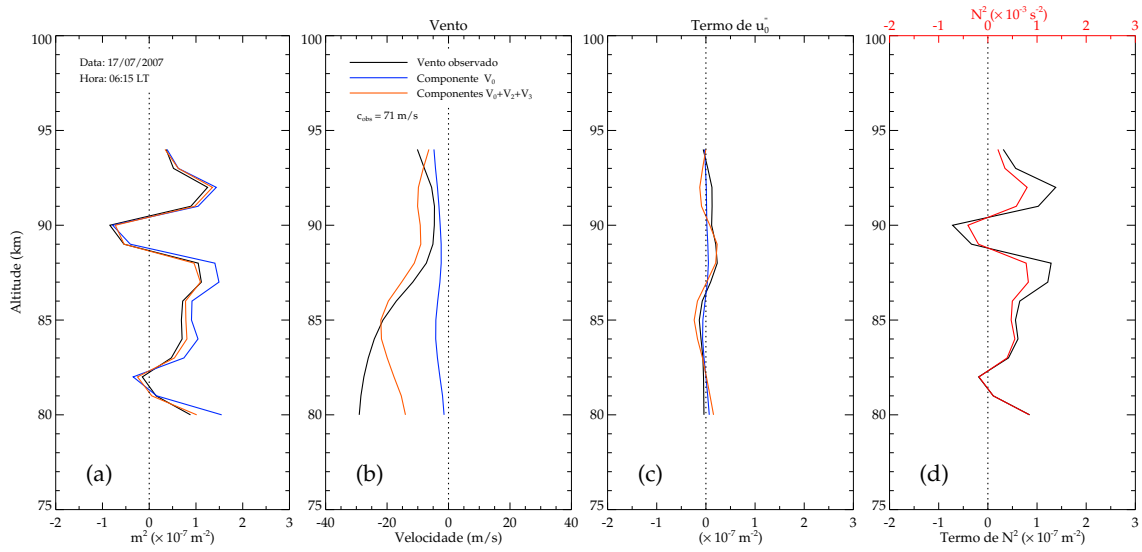


Figura 6.20 - (a) Condição de propagação da onda para diferentes perfis de vento. (b) Vento observado, vento médio e componentes de maré somadas ao vento médio. (c) Termo da derivada segunda dos ventos e (d) frequência de Brunt-Väisälä ao quadrado e termo de N^2 .

A Figura 6.20(a) mostra que tanto o vento observado quanto os ventos filtrados geraram condições de ducto quase idênticas. Ao analisar, comparativamente, os perfis apresentados nas Figuras 6.20(c) e (d), observa-se que o termo dominante é o de Brunt-Väisälä (Figura 6.20(d)). Esse resultado, junto à diferença muito pequena

entre os perfis de m^2 para as diferentes condições de vento, mostra que o ducto observado foi do tipo térmico. Nota-se que essa condição é a mesma apresentada no estudo de caso anterior (15-16 de julho), devido ao fato do mesmo perfil de temperatura ser utilizado e devido à pequena variabilidade no perfil do vento observado.

A frente mesosférica apresentada e caracterizada nessa seção foi classificada como um avanço mesosférico (avanço escuro), devido às características morfológicas desse evento, uma grande depleção na intensidade do OH e uma grande extensão espacial.

6.3.2 Temperatura Rotacional e Intensidade do OH (6-2)

As medidas do espectro-imageador FotAntar-3, que operou ao longo de toda a noite de 16-17 de julho, são apresentadas nas Figuras 6.21(A) e (B). A região destacada é o intervalo temporal em que a frente mesosférica apareceu no imageador.

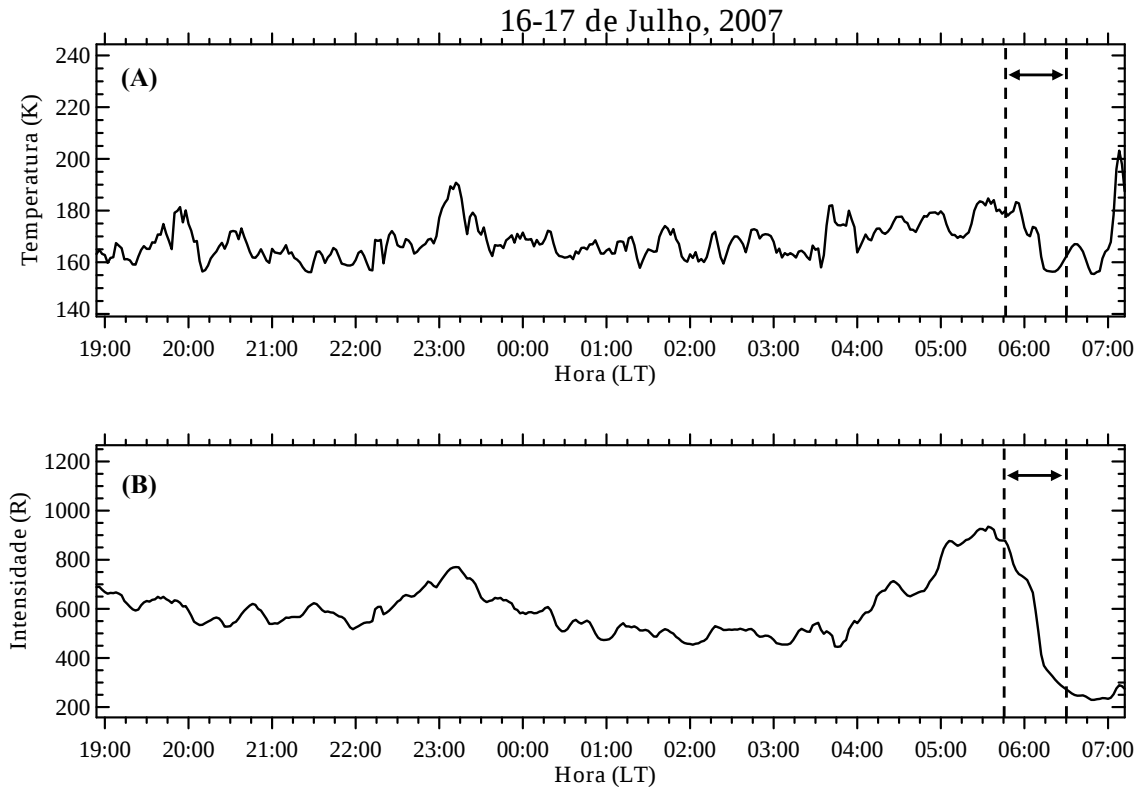


Figura 6.21 - (A) Dados de temperatura rotacional e (B) intensidade do OH (6-2) para a noite de 16-17 de julho de 2007. A região delimitada entre 05:45 e 06:30 LT representa o intervalo temporal que a frente mesosférica foi vista no imageador.

Na Figura 6.21 observa-se o efeito da passagem da frente escura (vale da onda) como uma queda muito acentuada, tanto na temperatura rotacional quanto na intensidade da emissão do OH (6-2). Além disso, o efeito na temperatura também mostrou dois sub-picos dentro da queda principal, em torno das 06:00 LT.

O trabalho de Batista et al. (2002) apresentou análises para um evento de avanço mesosférico (frente escura), observado com um imageador *all-sky* em Cachoeira Paulista (23°S), conjuntamente com observações de um fotômetro zenital. Batista et al. (2002) associaram um decréscimo abrupto na intensidade do OH(6-2) à passagem da frente escura (nas imagens do OH) sobre o fotômetro. Porém, eles não observaram mudanças significativas na temperatura rotacional do OH(6-2), ocorrendo apenas um aumento notável na temperatura rotacional do O_2 .

O presente estudo evidenciou o efeito do avanço mesosférico observado na EACF sobre a temperatura rotacional e a intensidade da emissão do OH(6-2), na forma de um notável decréscimo nesses parâmetros, uma queda de 30 K na temperatura e uma diminuição de 74% na intensidade da emissão. O trabalho de Fehine (2004) estudou comportamento da intensidade das emissões e da temperatura rotacional sob os efeitos da passagem de frentes mesosféricas, e mostrou características similares às encontradas no presente trabalho, em relação à quedas significativas na temperatura e na intensidade da emissão observada. Porém, no trabalho de Fehine (2004) as quedas nos parâmetros foram menos expressivas, comparadas à esse estudo de caso.

Como nos casos anteriores, a análise espectral na série temporal de temperatura rotacional também mostrou uma periodicidade típica de ondas de gravidade, em torno de 14 minutos, localizada entre 05:50 e 06:10 LT. Esse período é muito distinto do encontrado nos dados do imageador (8 minutos) e assim, não pode ser associado à onda principal vista no imageador. Esse período encontrado na temperatura rotacional pode corresponder à uma componente da onda caracterizada nos dados do imageador.

6.3.3 Conclusão do Estudo de Caso

No presente estudo de caso foi apresentado um evento do tipo avanço mesosférico. Esse evento foi completamente caracterizado, utilizando dados de radar MF e do satélite TIMED/SABER. A análise da condição de propagação vertical desse evento mostrou que o mesmo foi suportado por um ducto do tipo térmico.

O efeito da passagem do avanço mesosférico sobre a temperatura rotacional e a intensidade do OH(6-2) foi evidenciado. Mostrou-se, que tanto a temperatura rotacional como a intensidade apresentaram uma queda muito significativa (30 K na temperatura e 74% na intensidade) durante a passagem da frente mesosférica.

A contribuição deste estudo de caso é similar à destacada no caso anterior, mas para um evento com morfologia distinta e com parâmetros observados também diferentes, além dessa frente mesosférica ser foi muito mais notável que a anterior. É importante destacar que esse tipo de evento (avanço mesosférico) ainda não tinha sido reportado em observações na Antártica.

7 CONCLUSÕES

O presente trabalho teve por objetivo estudar as ondas de gravidade observadas na região da Península Antártica, um ambiente ainda pouco explorado em termos da dinâmica mesosférica. Para cumprir com esse objetivo, uma campanha de observacional, utilizando um imageador *all-sky*, foi conduzida entre abril e outubro de 2007 na Estação Antártica Comandante Ferraz, EACF(62°S, 58°W).

Dentre as principais contribuições deste trabalho destacam-se, em primeiro lugar a caracterização de uma grande quantidade de eventos de onda de gravidade (234 ondas) observadas na EACF, onde até então não havia observação dessa natureza. Esses resultados contribuíram para um melhor entendimento da dinâmica das ondas de gravidade observadas na Antártica. A segunda contribuição científica deste estudo foi a aplicação da técnica reversa de *ray tracing* para localizar as possíveis regiões de geração destas ondas e relacioná-las com os fenômenos meteorológicos que ocorrem nesta região. Deve-se ressaltar que esta é a primeira investigação das fontes de ondas de gravidade mesosféricas observadas na Antártica, utilizando a técnica reversa de *ray tracing*.

Nos estudos de caso de frentes mesosféricas identificou-se, eventos do tipo avanço mesosférico e pororoca mesosférica na Antártica, onde foram caracterizadas as condições de propagação vertical dos mesmos. Por fim, a contribuição mais significativa deste trabalho foi demonstrar, a partir da análise dos ventos, a atuação efetiva das componentes semidiurna e terdiurna da maré atmosférica na configuração de ducto, que suportou a propagação da pororoca mesosférica observada.

A seguir, serão apresentadas as principais conclusões desse trabalho.

7.1 Caracterização das Ondas de Gravidade

Ao longo do período de observação, foi possível registrar 241 eventos de onda de gravidade em 43 noites com condições de céu limpo. Esta quantidade de eventos registrada é muito expressiva, se comparada com observações anteriores em outros sítios da Antártica (NIELSEN, 2007).

Foram caracterizadas 234 ondas de gravidade cujos parâmetros observados foram: comprimentos de onda horizontal entre, aproximadamente, 10 e 60 km; períodos observados entre 5 e 15 minutos e velocidades de fase de 5 a 120 m/s. Esses parâmetros

foram comparados com resultados disponíveis na literatura para diversos sítios de observação (e.g. Wrasse et al. (2006), Medeiros et al. (2007), Taylor et al. (2009)), incluindo dois sítios na região Antártica (NIELSEN, 2007; NIELSEN et al., 2009). Essas comparações mostraram que os parâmetros das ondas de gravidade observadas na EACF são muito similares aos já reportados na literatura.

A direção de propagação das ondas observadas na EACF apresentou uma forte anisotropia para os períodos de inverno (abril/maio-julho) e primavera (agosto-outubro). No inverno, as ondas propagaram-se preferencialmente para sudoeste, enquanto que na primavera a maioria das ondas propagou-se para noroeste. Além disso, nas análises mensais também foi observada uma característica anisotrópica. Uma forte anisotropia também foi reportada em observações anteriores realizadas na Antártica (NIELSEN, 2007).

7.2 Aplicação da Técnica Reversa de *Ray Tracing*

A técnica reversa de *ray tracing* foi aplicada aos eventos de onda de gravidade observados na EACF. Os resultados mostraram que a maioria (78%) das ondas teve sua provável origem na região da mesosfera. Uma possível explicação para a geração de ondas de gravidade nessas altitudes é o intenso cisalhamento vertical do vento, entre 80 e 100 km de altura (CLEMESH; BATISTA, 2008) ou que essas ondas sejam canalizadas. Na região da estratosfera identificou-se que 15% das ondas tiveram sua retrotrajetória interrompida na altura próxima de 50 km, onde ocorre um intenso jato zonal, e essa característica do vento pode ser associado à geração das ondas nessa região. Identificou-se que 16 eventos de onda (7%) tiveram sua provável origem na região da troposfera. Destes eventos, 10 foram associados à possíveis fontes troposféricas, como os efeitos orográficos, as frentes frias e ciclone. Foram apresentadas fortes evidências da geração de uma onda de gravidade por frente fria e outra onda pela atividade ciclônica.

7.3 Estudo de Caso

Três estudos de caso de frentes mesosféricas foram apresentados. As condições de propagação dessas ondas foram investigadas com o uso de dados de ventos, observados por radar MF, e perfis de temperatura observados pelo satélite TIMED/SABER. As características de propagação vertical destes eventos mostraram-se compatíveis com ondas propagantes em ductos, onde um dos eventos foi associado à um ducto

do tipo dual (Doppler e térmico) e os outros dois casos foram relacionados com ductos térmicos. A atuação da maré semidiurna na configuração de ductos Doppler foi destacada por [Fechine \(2007\)](#). No presente estudo, evidenciou-se por meio da análise do vento a importância das componentes da maré semidiurna e terdiurna na configuração do ducto Doppler. O primeiro evento de frente mesosférica observado foi classificado como sendo uma pororoca mesosférica propagando-se em um ducto dual (Doppler e térmico). As outras duas frentes mesosféricas foram classificadas como avanço mesosférico, propagando-se em um ducto térmico.

7.4 Sugestões para Trabalhos Futuros

Em relação a pesquisas futuras sobre ondas de gravidade, sugere-se:

- Identificar e analisar eventos de frentes mesosféricas e eventos incomuns, como pulos e interação onda-onda, a partir de novas observações na EACF;
- Investigar o papel das camadas de inversão térmica na geração de ductos;
- Investigar o limite de amplitude da maré capaz de configurar os ductos Doppler;
- Analisar as possíveis fontes de geração das ondas de gravidade, utilizando a técnica reversa de *ray tracing* além de imagens de satélite, dados de reanálise e modelagem de geração de ondas por orografia;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEXANDER, M. J.; TEITELBAUM, H. Observation and analysis of a large amplitude mountain wave event over the antarctic peninsula. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, p. D21103, 2007. 4

ANDREWS, D. G.; HOLTON, J. R.; LEOVY, C. B. **Middle atmosphere dynamics**. New York: Academic Press, 1987. 627 p. 1

“ATHENA” RESEARCH AND INNOVATION CENTER. SPACE PROGRAMMES UNIT (ATHENA.SPU). **Model temperature profiles over Antarctica**. 2009. Disponível em:

<<http://www.athena-spu.gr/~upperatmosphere/index.php/Mesosphere>>.

Acesso em: 7 ago. 2009. 38

BAGESTON, J. V. **Determinação da temperatura da mesosfera superior utilizando um espectro-imageador**. 152 p. (INPE-14129-TDI/1080).

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. 36

BAGESTON, J. V.; GOBBI, D.; TAHAKASHI, H.; WRASSE, C. M. Development of airglow oh temperature imager for mesospheric study. **Brazilian Journal of Geophysics**, v. 25, n. 2, p. 27 – 34, 2007. 35

BAGESTON, J. V.; WRASSE, C. M.; GOBBI, D.; TAHAKASHI, H.; SOUZA, P. Observation of mesospheric gravity waves at comandante ferraz antarctica station (62°S). **Annales Geophysicae**, v. 27, p. 2593–2598, jun 2009. 44, 55

BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R.; SIMONICH, D. M.; TAYLOR, M. J.; TAKAHASHI, H.; GOBBI, D.; BATISTA, I. S.; BURITI, R. A.; MEDEIROS, A. F. Simultaneous lidar observation of a sporadic sodium layer, a “wall” event in the oh and oi5577 airglow images and the meteor winds. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, n. 1, p. 1327–1335, 2002. 123

BEER, T. **Atmospheric waves**. London: Adam Hilger, 1974. 300 p. 2, 3, 7, 12, 13

BERTIN, F.; TESTUD, J.; KERSLEY, L.; REES, P. R. The meteorological jet stream as a source of medium-scale gravity waves in the thermosphere: an

experimental study. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 40, p. 1161–1183, 1978. [63](#)

BOOKER, J. R.; BRETHERTON, F. P. The critical layer for internal gravity waves in a shear flow. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 27, p. 513, 1967. [79](#)

BRETHERTON, F. P. The propagation of groups of internal gravity waves in a shear flow. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 92, p. 466, 1966. [63](#)

BRIGGS, B. H. The analysis of spaced sensor records by correlation techniques. **Handbook for Middle Atmosphere Program**, v. 13, p. 2973–2980, 1984. [33](#)

BROWN, L. B.; GERRARD, A. J.; MERIWETHER, J. W.; MAKELA, J. J. 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**, v. 109, p. 1–19, 2004. [47](#), [104](#)

CHIMONAS, G.; HINES, C. O. Doppler ducting of atmospheric gravity-waves. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 91, n. D1, p. 1219–1230, 1986. [13](#)

CLEMESHA, B.; BATISTA, P. Gravity waves and wind-shear in the mlt at 23°s. **Advances in Space Research**, v. 41, n. 9, p. 1472–1477, 2008. [84](#), [126](#)

COWLING, D. H.; WEBB, H. D.; YEH, K. C. Group rays of internal gravity waves in a wind-stratified atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 76, n. 1, p. 213–222, 1971. [63](#)

DEWAN, E.; PICARD, R. Mesospheric bores. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 6295–6305, 1998. [99](#), [106](#)

_____. On the origin of mesospheric bores. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 2921–2927, 2001. [99](#)

DROB, D. P.; EMMERT, J. T.; CROWLEY, G.; PICONE, J. M.; SHEPHERD, G. G.; SKINNER, W.; HAYS, P.; NICIEJEWSKI, R. J.; LARSEN, M.; SHE, C. Y.; MERIWETHER, J. W.; HERNANDEZ, G.; JARVIS, M. J.; SIPLER, D. P.; TEPLY, C. A.; OBRIEN, M. S.; BOWMAN, J. R.; WU, Q.; MURAYAMA, Y.;

KAWAMURA, S.; REID, I. M.; VINCENT, R. A. An empirical model of the earths horizontal wind fields: Hwm07. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, p. A12304, 2008. 72

EJIRI, M. K.; SHIOKAWA, K.; OGAWA, T.; IGARASHI, K.; NAKAMURA, T.; TSUDA, T. Statistical study of short-period gravity waves in oh and oi nightglow images at two separated sites. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 108, n. D21, p. 4679, 2003. 62

ESPY, P.; JONES, G.; SWENSON, G.; TANG, J.; TAYLOR, M. Seasonal variations of gravity wave momentum flux in the antarctic mesosphere and lower thermosphere. **Geophysical Research Letters**, v. 109, p. 1–9, 2004. 41

EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM-RANGE WEATHER FORECASTS (ECMWF). **Data services' on-line ordering facility**. 2009. Disponível em: <<http://www.ecmwf.int/products/data/ds/index.html>>. Acesso em: 30 jun. 2009. 70

FANNING, D. W. **Filtering images in the frequency domain**. 2008. Disponível em: <http://dfanning.com/ip_tips/freqfiltering.html>. Acesso em: 28 jan. 2008. 28

FECHINE, J. **Observações de pororocas mesosféricas através de imageamento da aeroluminescência em São João do Cariri (7,4°S; 36,5°O)**. 140 p. (523.4-852). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2004. 115, 123

FECHINE, J. **Estudo de frentes mesosféricas na região equatorial**. 313 p. (INPE-15179-TDI/1295). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007. 28, 37, 38, 47, 50, 104, 113, 127

FECHINE, J.; MEDEIROS, A. F.; BURITI, R. A.; TAKAHASHI, H.; GOBBI, D. Mesospheric bore events in the equatorial middle atmosphere. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 67, p. 1774–1778, 2005. 17, 47

FECHINE, J.; WRASSE, C. M.; TAKAHASHI, H.; MEDEIROS, A. F.; BATISTA, P. P.; CLEMESHA, B. R.; LIMA, L. M.; FRITTS, D.; LAUGHMAN, B.; TAYLOR, M. J.; PAUTET, P. D.; MLYNCZAK, M. G.; III, J. M. R. First

- observation of an undular mesospheric bore in a doppler duct. **Annales Geophysicae**, v. 27, p. 1399–1406, 2009. [47](#), [99](#), [104](#), [106](#)
- FRANCIS, S. H. Propagation of internal acoustic-gravity waves around a spherical earth. **Journal of Geophysical Research**, v. 77, n. 22, p. 4221, 1972. [67](#)
- FRITTS, D. C.; ALEXANDER, M. J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. **Reviews of Geophysics**, v. 41, n. 1, p. 3–1–3–64, 2003. [4](#), [14](#), [84](#), [86](#)
- FRITTS, D. C.; YUAN, L. An analysis of gravity wave ducting in the atmosphere: Eckart's resonances in thermal and doppler ducts. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. D15, p. 18,455–18,466, 1989. [106](#)
- GARCIA, F. J.; TAYLOR, M. J.; KELLEY, M. C. Two-dimensional spectral analysis of mesospheric airglow image data. **Applied Optics**, v. 36, n. 29, p. 7374–7385, 1997. [25](#)
- GARDNER, C. S. Introduction to aloha/anlc-93 - the 1993 airborne lidar and observations of the hawaiian airglow airborne noctilucent cloud campaigns. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 20, p. 2789–2792, 1995. [1](#)
- GARDNER, C. S.; TAYLOR, M. Observational limits for lidar, radar, and airglow imager measurements of gravity wave parameters. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D6, p. 6427–6437, 1998. [5](#), [58](#)
- GOSSARD, E. E.; HOOKE, W. H. **Waves in the atmosphere**. Amsterdam: Elsevier Scient. Pub. Comp. Amsterdam, 1975. [7](#), [13](#)
- HAPGOOD, M. A.; TAYLOR, M. J. Analysis of airglow image data. **Annales De Geophysique**, v. 38, n. 6, p. 805–813, 1982. [25](#)
- HARGREAVES, J. K. **The solar-terrestrial environment**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. [12](#)
- HECHT, J. H. Instability layers and airglow imaging. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. RG1001, p. 1–12, 2004. [62](#)
- HECHT, J. H.; WALTERSCHEID, R. L.; VINCENT, R. A. Airglow observations of dynamical (wind shear-induced) instabilities over adelaide, australia, associated with atmospheric gravity waves. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 106, n. D22, p. 28189–28197, 2001. [62](#)

HIBBINS, R.; JARVIS, M. J.; JONES, G. O. L.; FRITTS, D. A climatology of tides and gravity wave variance in the mlt above rothera, antarctica obtained by mf radar. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 69, p. 578–588, 2007. 32, 34

HIBBINS, R.; SHANKLIN, J.; ESPY, P.; JARVIS, M.; RIGGIN, D.; FRITTS, D.; LÜBKEN, F. Seasonal variations in the horizontal wind structure from 0-100 km above rothera station, antarctica (67°s, 68°w). **Atmospheric Chemistry & Physics**, v. 5, p. 2973–2980, 2005. 32, 34, 73, 77, 84

HINES, C. O. Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights. **Canadian Journal of Physics**, v. 38, n. 11, p. 1441–1481, 1960. 7

_____. **The upper atmosphere in motion**. New York: American Geophysical Union, 1974. (Geophysical Monography 18, v. 1). 86

HOLDSWORTH, D. A.; REID, I. M. A simple model of atmospheric radar backscatter: description and application to the full correlation analysis of spaced antenna data. **Radio Science**, v. 30, p. 1263–1280, 1995. 33

HUNG, R. J.; SMITH, R. E. Ray tracing of gravity-waves as a possible warning system for tornadic storms and hurricanes. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, n. 1, p. 3–11, 1978. 63

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS. DIVISÃO DE SATÉLITES E SISTEMAS AMBIENTAIS (INPE.CPTEC.DSA). **Imagens do satélite GOES**. 2009. Disponível em: <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes_anteriores.jsp>. Acesso em: 16 set. 2009. 85, 92

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (INPE.CPTEC). **Projeto de meteorologia antártica: imagens de satélite - goes**. 2009. Disponível em: <<http://antartica.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 16 set. 2009. 85, 87, 89, 91

ISLER, J. R.; TAYLOR, M. J.; FRITTS, D. C. Observational evidence of wave ducting and evanescence in the mesosphere. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 102, n. D22, p. 26,301–313, 1997. 11, 13

JARVIS, M. J.; JONES, G. O. L.; JENKINS, B. New initiatives in observing the antarctic mesosphere. **Advances in Space Research**, v. 24, n. 5, p. 611–619, 1999. [32](#)

JONES, W. L. Ray tracing for internal gravity waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 74, n. 8, p. 2028–2033, 1969. [63](#), [64](#)

LüBKEN, F.-J.; MülLEMANN, A.; JARVIS, M. J. Temperatures and horizontal winds in the antarctic summer mesosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D24112, p. 1–13, 2004. [38](#)

LIGHTHILL, J. **Waves in fluids**. Cambridge: Cambridge University Press, 1978. [64](#)

MAEKAWA, R. **Development multi-color all sky airglow CCD imaging system**. Kyoto, Japan, 1998. [25](#)

MAEKAWA, R. **Observations of gravity waves in the mesopause region by multicolor airglow imaging**. 64 p. Dissertação (Master Thesis) — Kyoto University, 2000. [2](#), [28](#), [30](#)

MANSON, A. H.; MEEK, C. E.; HALL, C.; NOZAWA, S.; MITCHELL, N.; PANCHEVA, D.; SINGER, W.; HOFFMANN, P. Mesopause dynamics from the scandinavian triangle of radars within the psomos-datar project. **Annales Geophysicae**, v. 22, n. 1, p. 367–386, 2004. [33](#)

MARKS, C. J.; ECKERMANN, S. D. A 3-dimensional nonhydrostatic ray-tracing model for gravity-waves - formulation and preliminary-results for the middle atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 11, p. 1959–1984, 1995. [64](#), [65](#), [67](#)

MARSH, D. R.; SMITH, A. K.; MLYNCZAK M. G. AND RUSSELL III, J. M. **Saber observations of the oh meinel airglow variability near the mesopause**. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. A10S05, p. A10S05, 2006. [58](#)

MCLANDRESS, C. On the importance of gravity waves in the middle atmosphere and their parameterization in general circulation models. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 60, n. 14, p. 1357–1383, 1998. [7](#)

MEDEIROS, A. F. **Observações de ondas de gravidade através do imageamento da aeroluminescência**. 187 p. (INPE-10478-TDI/932). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) — INPE, 2001. [14](#), [15](#), [16](#), [25](#), [28](#), [141](#), [145](#), [147](#)

MEDEIROS, A. F.; BURITI, R. A.; MACHADO, E. A.; TAKAHASHI, H.; BATISTA, P.; GOBBI, D.; TAYLOR, M. J. Comparison of gravity wave activity observed by airglow imaging at two different latitudes in brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 60, n. 6, p. 647–654, 2004. [45](#), [54](#), [57](#)

MEDEIROS, A. F.; TAKAHASHI, H.; BURITI, R. A.; FECHINE, J.; WRASSE, C.; GOBBI, D. Mlt gravity wave climatology in the south america equatorial region observed by airglow imager. **Annales Geophysicae**, v. 25, 2007. [45](#), [46](#), [55](#), [57](#), [62](#), [126](#)

MEDEIROS, A. F.; TAYLOR, M. J.; TAKAHASHI, H.; BATISTA, P. P.; GOBBI, D. An unusual airglow wave event observed at cachoeira paulista 23° s. **Middle Atmosphere Temporal and Spatial Structures**, v. 27, n. 10, p. 1749–1754, 2001. [17](#), [19](#), [47](#)

_____. An investigation of gravity wave activity in the low-latitude upper mesosphere: Propagation direction and wind filtering. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 108, n. D14, 2003. [62](#)

MERTENS, C. J.; MLYNCZAK, M. G.; LOPEZ-PUERTAS M. WINTERSTEINER, P. P.; PICARD, R. H.; WINICK, J. R.; GORDLEY, L. L.; III, J. M. R. Retrieval of mesospheric and lower thermospheric kinetic temperature from measurements of co2 15 Êm earth limb emission under non-lte conditions. **Geophysical Research Letters**, v. 28, p. 1391–1394, 2001. [37](#)

NAKAMURA, T.; AONO, T.; TSUDA, T.; ADMIRANTO, A. G.; ACHMAD, E.; SURANTO. Mesospheric gravity waves over a tropical convective region observed by oh airglow imaging in indonesia. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 17, p. 1882–1885, 2003. [54](#), [57](#)

NAKAMURA, T.; HIGASHIKAWA, A.; TSUDA, T.; MATSUSHITA, Y. Seasonal variations of gravity wave structures in oh airglow with a ccd imager at shigaraki. **Earth Planets Space**, v. 51, n. 7–8, p. 897–906, 1999. [54](#), [55](#), [57](#)

NARAYANAN, V. L.; GURUBARAN, S.; EMPERUMAL, K. A case study of a mesospheric bore event observed with an all-sky airglow imager at tirunelveli (8.7°n). **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. D6, p. D08114, 2009. 99

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE CENTER (NASA). **Timed**: a mission to explore one of the last frontiers in earth's atmosphere. 2009. Disponível em: <<http://www.timed.jhuapl.edu/WWW/index.php>>. Acesso em: 6 ago. 2009. 37, 38

NATIONAL GEOGRAPHIC. **Maps: antarctica peninsula**. 2007. Disponível em: <<http://www.nationalgeographic.com/maps>>. Acesso em: 15 fev. 2007. 22

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. EARTH SYSTEM RESEARCH LABORATORY (NOAA.ESRL). **NCEP-DOE reanalysis 2: pressure level**. 2009. Disponível em: <<http://www.cdc.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis2.pressure.html>>. Acesso em: 30 jun. 2009. 85

NIELSEN, K. **Climatology and case studies of mesospheric gravity waves observed at polar latitudes**. 217 p. Tese (PhD Thesis in Physics) — Utah State University, Logan, 2007. 20, 41, 43, 44, 45, 52, 54, 60, 62, 83, 84, 125, 126

NIELSEN, K.; TAYLOR, M.; HIBBINS, R.; JARVIS, M. Climatology of short-period mesospheric gravity waves over halley, antarctica(76°s, 27°w). **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 71, p. 991–1000, apr 2009. 52, 53, 54, 55, 126

NIELSEN, K.; TAYLOR, M.; STOCKWELL, R.; JARVIS, M. An unusual mesospheric bore event observed at hight latitudes over antarctica. **Geophysical Research Letters**, v. 33, abr. 2006. 4, 19, 20, 47, 104

OPPENHEIM, A.; SCHAFER, R. W. **Discrete-time signal processing**. New Jersey: Prentice Hall, 1989. 28

PAUTET, P. D. L.; TAYLOR, M. J.; LIU, A.; SWENSON, G. Climatology of short-period gravity waves observed over northern australia during the darwin area wave experiment (dawex) and their dominant source regions. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. D03S90, p. JD004954, 2005. 62

PORTNYAGIN, Y. I.; SOLOVJOVA, T. V.; MAKAROV, N. A.; MERZLYAKOV, E. G.; MANSON, A. H.; MEEK, C. E.; HOCKING, W.; MITCHELL, N. J.; PANCHEVA, D.; HOFFMANN, P.; SINGER, W.; MURAYAMA, Y.; IGARASHI, K.; FORBES, J. M.; PALO, S.; HALL, C.; NOZAWA, S. Monthly mean climatology of the prevailing winds and tides in the arctic mesosphere/lower thermosphere. **Annales Geophysicae**, v. 22, n. 1, p. 3395–3410, 2004. 33

ROMÃO, M.; SETZER, A. Ciclones explosivos que atingiram ferraz nos últimos 16 anos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PESQUISA ANTÁRTICA, 16., 2008, São Paulo. **Anais...** São Paulo: USP, 2008. 85

RUSSELL, J. M.; MLYNCZAK, M. G.; GORDLEY, L. L.; TANSOCK, J.; ESPLIN, R. An overview of the saber experiment and preliminary calibration results. In: SPIE ANNUAL MEETING, 44., 1999, Denver. **Anais...** Denver, USA: SPIE, 1999. 37

SALBY, M. L. **Fundamentals of atmospheric physics**. San Diego: Academic Press, 1996. 627 p. 1, 85

SANTA BARBARA INSTRUMENT GROUP (SBIG). **Online product catalog**. 2009. Disponível em:
<http://www.sbig.com/sbwhtmls/large_format_cameras.htm>. Acesso em: 30 jun. 2009. 21

SETZER, A. Ciclones intensos na estação antártica brasileira: intensidades dos ventos e alguns exemplos. In: ENCONTRO INTERNACIONAL SOBRE CICLONES DO ATLÂNTICO SUL - PREVISÃO DE TRAJETÓRIAS E AVALIAÇÃO DE RISCOS, 2008, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: FINEP, 2008. 85, 92

SMITH, S. M.; FRIEDMAN, J.; RAIZADA, S.; TEPLY, C.; BAUMGARDNER, J.; MENDILLO, M. Evidence of mesospheric bore formation from a breaking gravity wave event: Simultaneous imaging and lidar measurements. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 67, p. 345–356, 2005. 47, 99

SMITH, S. M.; TAYLOR, M. J.; SWENSON, G. R.; SHE, C. Y.; HOCKING, W.; BAUMGARDNER, J.; MENDILLO, M. A multidagnostic investigation of the mesospheric bore phenomenon. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. A2, p. 1083, 2003. 17, 47

STOCKWELL, R.; TAYLOR, M.; NIELSEN, K.; JARVIS, M. A novel joint space-wavenumber analysis of an unusual antarctic gravity wave event.

Geophysical Research Letters, v. 33, p. 8805–+, abr. 2006. [19](#), [104](#)

STOCKWELL, R. G.; LOWE, R. P. Airglow imaging of gravity waves 1. results from a small network of oh nightglow scanning imagers. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. D15, p. 17,185–203, 2001. [62](#)

SUZUKI, S.; SHIOKAWA, K.; HOSOKAWA, K.; NAKAMURA, K.; HOCKING, W. K. Statistical characteristics of polar cap mesospheric gravity waves observed by an all-sky airglow imager at resolute bay, canada. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n. A01311, p. 1–8, 2009. [57](#), [58](#)

SUZUKI, S.; SHIOKAWA, K.; LIU, A. Z.; OTSUKA, Y.; OGAWA, T.; NAKAMURA, T. Characteristics of equatorial gravity waves derived from mesospheric airglow imaging observations. **Annales Geophysicae**, v. 27, p. 1625–1629, 2009. [55](#), [57](#), [58](#)

SUZUKI, S.; SHIOKAWA, K.; OTSUKA, Y.; OGAWA, T.; WILKINSON, P. Statistical characteristics of gravity waves observed by an all-sky imager at darwin, australia. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, n. D20S07, p. 1–7, 2004. [62](#)

SWENSON, G. R.; ESPY, P. J. Observations of 2-dimensional airglow structure and na density from the aloha, october 9, 1993 'storm flight'. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 20, p. 2845–2848, 1995. [17](#), [47](#)

TAYLOR, M. J. A review of advances in imaging techniques for measuring short-period gravity waves in the mesosphere and lower thermosphere. **Advances in Space Research**, v. 19, p. 667–676, 1997. [62](#)

TAYLOR, M. J.; FRITTS, D. C.; ISLER, J. R. Determination of horizontal and vertical structure of an unusual pattern of short-period gravity-waves imaged during aloha-93. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 20, p. 2837–2840, 1995. [16](#)

TAYLOR, M. J.; HAPGOOD, M. A. Identification of a thunderstorm as a source of short period gravity waves in the upper atmospheric nightglow emissions. **Planetary and Space Sciences**, v. 36, n. 10, p. 975–985, 1988. [14](#)

TAYLOR, M. J.; PAUTET, P.-D.; BURITI, R. A.; FECHINE, J.; FRITTS, D. C.; VADAS, S. L.; TAKAHASHI, H.; SABBAS, F. T. S. Characteristics of mesospheric gravity waves near the magnetic equator, brazil during the spreadfex campaign. **Annales Geophysicae**, v. 27, p. 461–472, 2009. 55, 57, 126

TAYLOR, M. J.; TAYLOR, V.; EDWARDS, R. An investigation of thunderstorm as a source of short period mesospheric gravity waves. in: **The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere: A review of Experiment and Theory. Geophysical Monography 87, AGU**, p. 177–184, 1995. 14

TAYLOR, M. J.; TURNBULL, D. N.; LOWE, R. P. Spectrometric and imaging measurements of a spectacular gravity-wave event observed during the aloha-93 campaign. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 20, p. 2849–2852, 1995. 17, 18, 47, 104, 113, 115

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, 1998. 99

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL. NÚCLEO DE PESQUISAS ANTÁRTICAS E CLIMÁTICAS (UFRGS.NUPAC). **Dados geográficos básicos da Antártica**. 2009. Disponível em: <<http://www.ufrgs.br/antartica/antartica-antartida.html>>. Acesso em: 24 jun. 2009. 21

VADAS, S. L.; TAYLOR, M. J.; PAUTET, P.-D.; STAMUS, P. A.; FRITTS, D. C.; LIU, H.-L.; SABBAS, F. T. S.; RAMPINELLI, V. T.; BATISTA, P.; TAKAHASHI, H. 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**, v. 27, p. 231–259, 2009. 15, 64, 79, 85

VINCENT, R. A. Gravity-wave motions in the mesosphere and lower thermosphere observed at mawson, antarctica. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 56, n. 5, p. 593–602, 1994. 4

WICKERT, J.; REIGBER, C.; BEYERLE, G.; KÖNIG, R.; MARQUARDT, C.; SCHMIDT, T.; GRUNWALDT, L.; GALAS, R.; MEEHAN, T. K.; MELBOURNE, W. G.; HOCKE, K. Atmosphere sounding by gps radio occultation: First results from champ. **Geophysical Research Letters**, v. 28, n. 17, p. 3263–3266, 2001. 69

WRASSE, C.; TAKAHASHI, H.; GOBBI, D.; MEDEIROS, A.; BURITI, R. A.; NAKAMURA, T. Searching for tropospheric sources of gravity waves observed in airglow emissions. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRASILAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8., 2003, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Brasilan Geophysical Society, 2003. [85](#)

WRASSE, C. M. **Estudos de geração e propagação de ondas de gravidade atmosféricas**. 253 p. (INPE-12249-TDI/978). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004. [14](#), [28](#), [64](#), [66](#), [67](#), [78](#), [79](#), [80](#), [82](#), [83](#), [84](#), [85](#)

WRASSE, C. M.; NAKAMURA, T.; TAKAHASHI, H.; MEDEIROS, A. F.; TAYLOR, M. J.; GOBBI, D.; DENARDINI, C. M.; FECHINE, J.; BURITI, R. A.; SALATUN, A.; SURATANO; ACHMAD, E.; ADMIRANTO, A. Mesospheric gravity waves observed near equatorial and low-middle latitude stations: wave characteristics and reverse ray tracing results. **Annales Geophysicae**, v. 24, p. 3229–3240, 2006. [54](#), [56](#), [57](#), [64](#), [126](#)

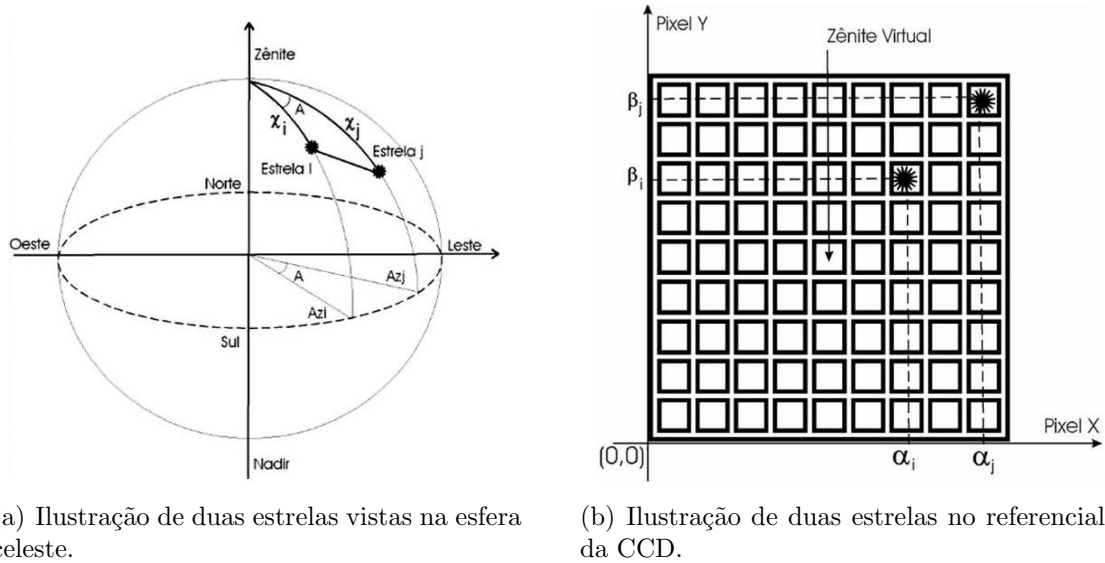
WRASSE, C. M.; TAKAHASHI, H.; MEDEIROS, A. F.; LIMA, L. M.; TAYLOR, M. J.; GOBBI, D.; FECHINE, J. Determinação dos parâmetros de ondas de gravidade através da análise espectral de imagens de aeroluminescência. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n. 3, p. 257 – 266, 2007. [29](#)

WU, D. L.; JIANG, J. H. Mls observations of atmospheric gravity waves over antarctica. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 4773, 2002. [4](#)

APÊNDICE A - CALIBRAÇÃO DO IMAGEADOR *ALL-SKY*

A.1 Determinação da Função da Lente

A determinação da função da lente, necessária para mapear a imagem original na altura da camada de emissão do OH, leva em conta os sistemas de referências na CCD e na atmosfera. A Figura A.1 mostra ilustrativamente estes sistemas, onde duas estrelas (i e j) são identificadas. A Figura A.1(a) mostra como estas estrelas são vistas na esfera celeste, enquanto que a Figura A.1(b) apresenta a projeção dessas estrelas na CCD. A estrela i apresenta uma distância zenital χ_i e um ângulo azimutal az_i no referencial da esfera celeste, ao passo que no referencial da CCD a mesma estrela i apresenta uma coordenada (α_i, β_i) , e de modo análogo para a estrela j .



(a) Ilustração de duas estrelas vistas na esfera celeste.

(b) Ilustração de duas estrelas no referencial da CCD.

Figura A.1 - Representação de duas estrelas na esfera celeste (a) e da CCD (b).

Fonte: Adaptada de [Medeiros \(2001, p.181\)](#).

As distâncias entre as duas estrelas nos referenciais da esfera celeste, da , e da CCD, dp , podem ser expressas respectivamente pelas Equações A.1 e A.2.

$$da = \sqrt{\chi_i^2 + \chi_j^2 - 2\chi_i\chi_j \cos |az_i - az_j|}, \quad (\text{A.1})$$

$$dp = \sqrt{(\alpha_i - \alpha_j)^2 + (\beta_i - \beta_j)^2}. \quad (\text{A.2})$$

Como as distâncias da e dp são proporcionais, pode-se escrever uma expressão relacionando estas distâncias, como segue:

$$dp = \frac{\sqrt{(\alpha_i - \alpha_j)^2 + (\beta_i - \beta_j)^2}}{\sqrt{\chi_i^2 + \chi_j^2 - 2\chi_i\chi_j \cos |az_i - az_j|}} da; \quad (\text{A.3})$$

A equação A.3 ainda pode ser reescrita da seguinte forma:

$$dp = k^2 da, \quad (\text{A.4})$$

onde o termo k^2 é a relação de proporção, pixel/radiano, entre as distâncias das estrelas na CCD (distância linear entre dois pontos) e no céu (distância angular, dada pela lei dos cossenos), e, fica dada por:

$$k^2 = \frac{(\alpha_i - \alpha_j)^2 + (\beta_i - \beta_j)^2}{\chi_i^2 + \chi_j^2 - 2\chi_i\chi_j \cos |az_i - az_j|}. \quad (\text{A.5})$$

As distâncias zenitais na CCD (em pixel) para as estrelas i e j são dadas, respectivamente, pelas Equações A.6 e A.7.

$$(x - \alpha_i)^2 + (y - \beta_i)^2 = k^2 \chi_i^2, \quad (\text{A.6})$$

$$(x - \alpha_j)^2 + (y - \beta_j)^2 = k^2 \chi_j^2. \quad (\text{A.7})$$

No entanto, nestas equações devem ser consideradas as incertezas nas coordenadas do zênite, ou seja, $(x, y) \rightarrow (x + dx, y + dy)$. Assim, as Equações A.6 e A.7 passam a ser escritas como:

$$(x + dx - \alpha_i)^2 + (y + dy - \beta_i)^2 = k^2 \chi_i^2, \quad (\text{A.8})$$

$$(x + dx - \alpha_j)^2 + (y + dy - \beta_j)^2 = k^2 \chi_j^2. \quad (\text{A.9})$$

Ao resolver o sistema de equações A.8 e A.9 obtém-se uma solução de primeira ordem para dx e dy , dada pelas seguintes expressões:

$$dx = \frac{c(y - \beta_j) - d(y - \beta_i)}{2(x - \alpha_i)(y - \beta_j) - 2(x - \alpha_j)(y - \beta_i)}, \quad (\text{A.10})$$

$$dy = \frac{c(x - \beta_j) - d(x - \alpha_i)}{2(y - \beta_i)(x - \alpha_j) - 2(y - \beta_j)(x - \alpha_i)}, \quad (\text{A.11})$$

onde c e d são dados por:

$$c = k^2 \chi_i^2 - (x - \alpha_i)^2 - (y - \beta_i)^2; \quad (\text{A.12})$$

$$d = k^2 \chi_j^2 - (x - \alpha_j)^2 - (y - \beta_j)^2. \quad (\text{A.13})$$

A determinação das coordenadas do zênite é feita através da solução numérica das seguintes equações:

$$x^{\varsigma+1} = x^{\varsigma} + dx^{\varsigma}; \quad (\text{A.14})$$

$$y^{\varsigma+1} = y^{\varsigma} + dy^{\varsigma}; \quad (\text{A.15})$$

onde o termo incremental $\varsigma = 0$ representa a solução de ordem zero (x^0, y^0) , que é o zênite virtual (dimensão da imagem gerada pela CCD dividida por 2).

Dessa forma, obtém-se um conjunto de várias possíveis coordenadas $(x[i, j], y[i, j])$ para o zênite. A partir dessas possíveis coordenadas, assume-se as coordenadas mais próximas possíveis do zênite virtual $(\tilde{x}, \tilde{y})$ e um erro inerente ϵ , em pixel. Na sequência, se obtém as coordenadas do zênite real (x_c, y_c) através da média sobre o conjunto de possíveis coordenadas que estão dentro do intervalo de erro, através das seguintes equações:

$$\sum_{(\tilde{x}-\epsilon) < x[i, j] < (\tilde{x}+\epsilon)}^{n_z} x[i, j] \implies x_c = \frac{\sum n_{zx}}{n_{zx}}, \quad (\text{A.16})$$

$$\sum_{(\tilde{y}-\epsilon) < y[i, j] < (\tilde{y}+\epsilon)}^{n_z} y[i, j] \implies y_c = \frac{\sum n_{zy}}{n_{zy}}. \quad (\text{A.17})$$

Após este processo de determinação do zênite real, deve-se então encontrar a função

de transformação geométrica (Função da Lente) e para isso é necessário calcular o azimute para cada estrela identificada, utilizando os resultados encontrados anteriormente, da seguinte forma:

$$az_p = \arctan \left[\frac{x_c - \alpha_p}{\beta_p - y_c} \right], p=1, \dots, n, \quad (\text{A.18})$$

onde α e β correspondem às coordenadas, em pixel, de cada estrela identificada na imagem.

A partir dos azimutes calculados para cada estrela, pode-se determinar a correção para o azimute de cada estrela utilizando a seguinte equação:

$$\delta(m) = az_i(m) - az_p(m), p=1, \dots, n, \quad (\text{A.19})$$

onde $az_i(m)$ são os azimutes de cada estrela (i) identificada na imagem, e $az_p(m)$ são os azimutes calculados a partir das coordenadas do zênite real.

Assim, a rotação média na imagem será dada por:

$$\bar{\delta} = \frac{\delta(m)}{n}, p=1, \dots, n. \quad (\text{A.20})$$

Para determinar a função da lente, ainda é necessário calcular a distância zenital (a partir do centro da imagem) para cada estrela, através da seguinte expressão:

$$d_p(\chi) = \sqrt{(\alpha_p - x_c)^2 + (\beta_p - y_c)^2}; \quad (\text{A.21})$$

Em seguida, aplica-se o método dos mínimos quadrados no conjunto de distâncias zenitais, calculadas anteriormente, de modo que:

$$\sum_{k=1}^n [G(\chi) - d_p(\chi)]^2 = S, \quad (\text{A.22})$$

e a função da lente, $G(\chi)$, é então determinada, de forma que S seja mínimo, com um polinômio de ajuste de grau l :

$$G(\chi) = \sum_l a_l \chi^l; \quad (\text{A.23})$$

onde, a_l são os coeficientes do polinômio.

Com os parâmetros anteriormente determinados, pode-se escrever uma expressão que relacione o sistema de coordenadas na CCD, $(x[i, j], y[i, j])$, e o sistema de coordenadas angulares na atmosfera, (az, χ) , da seguinte forma:

$$\begin{bmatrix} X(i, j) - x_c \\ Y(i, j) - y_c \end{bmatrix} = G(\chi) \begin{bmatrix} \sin(az[i, j]) - \delta \\ \cos(az[i, j]) - \delta \end{bmatrix}; \quad (\text{A.24})$$

onde (x_c, y_c) são as coordenadas reais do zênite (Equações A.16 e A.17), δ é a correção de azimuth na imagem (Equação A.20) e $G(\chi)$ é a função determinada anteriormente, que relaciona o ângulo de elevação com a distância a partir do centro da imagem.

A Equação A.24 é uma matriz que representa um deslocamento do zênite virtual para o zênite real (x_c, y_c) e uma rotação por um ângulo δ na imagem original. A Figura A.2 representa este procedimento, onde na Figura A.2a é mostrado um esquema da imagem original, com o zênite virtual deslocado do zênite real e com o azimuth deslocado de um ângulo δ . Na Figura A.2b é mostrada a imagem corrigida com a rotação δ , de forma a alinhar a imagem em relação às direções N-S e L-O, e com a correção no deslocamento do zênite. A função da lente, $G(\chi)$, relaciona a distância do centro da imagem a qualquer ponto da CCD.

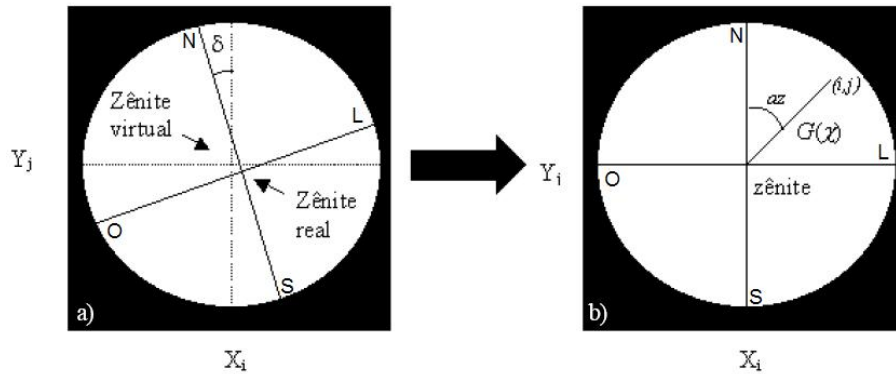


Figura A.2 - Representação das operações matemáticas feitas na imagem original, a) representa a imagem original deslocada do centro verdadeiro e fora dos eixos geográficos por um ângulo δ e b) a imagem corrigida, onde a função da lente, $G(\chi)$, relaciona qualquer ponto na imagem em função da distância zenital. Fonte: Adaptada de Medeiros (2001, p.186).

Na determinação da função da lente como descrito anteriormente, foi utilizada a imagem mostrada na Figura A.3(A), cor invertida para facilitar a identificação das estrelas. O processo de identificação das estrelas envolve duas etapas, sendo a primeira uma identificação prévia das estrelas mais brilhosas e que aparecem tanto na imagem obtida com o imageador quanto naquela gerada pelo SkyMap. Após esta primeira etapa, a seguinte é a identificação propriamente dita das estrelas, utilizando o software SkyMap que a elevação (altitude) e o azimute de cada estrela (assim como seus nomes catalogados). A identificação dessas mesmas estrelas na imagem real do céu obtida com o imageador é feita através de um software em linguagem de programação IDL, que identifica as coordenadas, em pixel, de cada estrela na imagem. Estas informações são tabeladas para posteriormente serem utilizadas como parâmetros de entrada em outro programa (desenvolvido inicialmente por R. Maekawa), também desenvolvido em linguagem IDL, para determinar a função da lente.

A Figura A.3(A) apresenta a imagem do céu noturno onde as estrelas foram identificadas e na Figura A.3(B) é mostrado o mapa do céu para o local da observação, utilizando o software SkyMap. Na imagem apresentada na Figura A.3(A) são destacadas apenas quatro estrelas, porém na calibração foram identificadas 37 estrelas. O número ao lado de cada estrela na imagem indica a ordem em que esta foi identificada. O resultado encontrado para a função da lente é apresentado na Figura 3.6 do Capítulo 3.

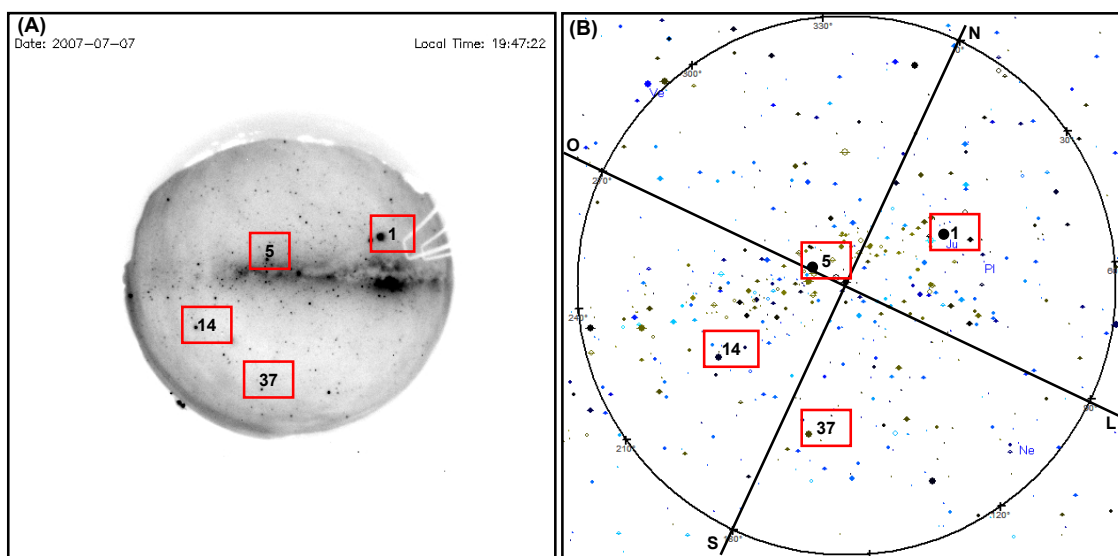


Figura A.3 - Exemplo de identificação de estrelas para a calibração do imageador.

A.2 Projeção da Imagem *All-Sky*

Primeiramente, para fazer a projeção da imagem deve-se considerar a altura da camada de emissão que está sendo observada pelo imageador. Uma camada de aeroluminescência é localizada em uma altura média h_{emi} acima da superfície da Terra (no caso da emissão da hidroxila, $h_{emi} = 87$ km). A Figura A.4 ilustra a geometria de observação para uma determinada camada de aeroluminescência, que se localiza em uma altitude h_{emi} em relação à superfície da Terra.

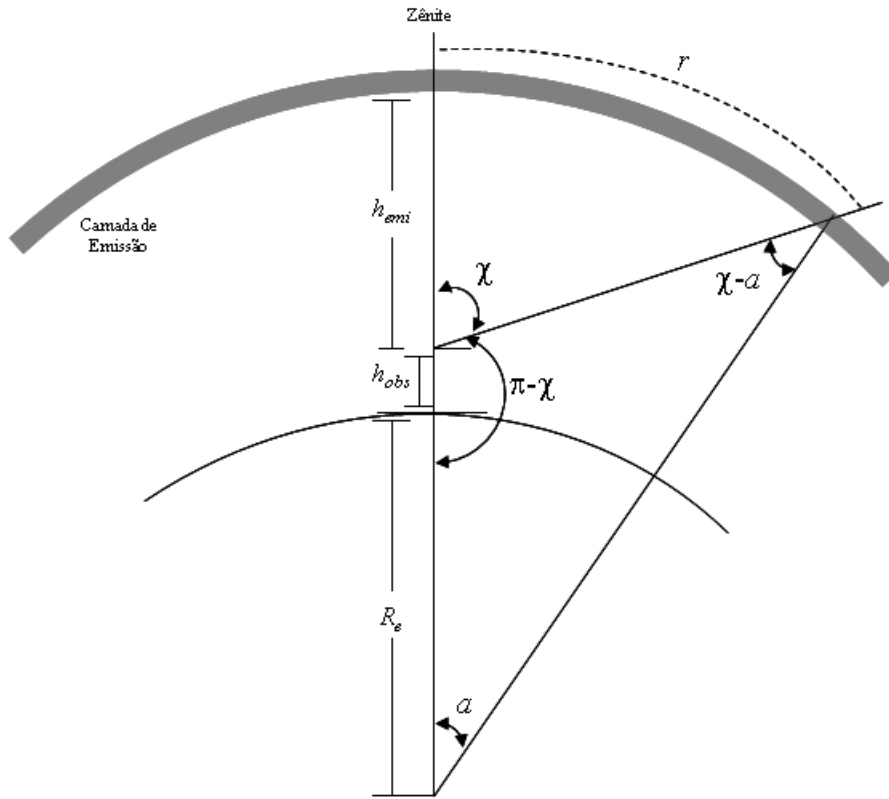


Figura A.4 - Geometria para a observação de uma camada de aeroluminescência.
Fonte: Adaptada de Medeiros (2001, p.71).

Assim, um observador na origem do sistema de coordenadas vê uma estrutura na camada, que corresponde a um ângulo de elevação χ , dado por:

$$\chi = \arctg \left[\frac{(R_e + h_{emi}) \sin(a(i, j))}{(R_e + h_{emi}) \cos(a(i, j)) - (R_e + h_{obs})} \right]; \quad (\text{A.25})$$

onde:

$$a(i, j) = \frac{\alpha r(i, j)}{R_e + h_{emi}}; \quad (\text{A.26})$$

$$r(i, j) = \sqrt{(x_0 - i)^2 + (j - y_0)^2}; \quad (\text{A.27})$$

R_e é o raio da Terra, H_{obs} é a altitude do observatório (em relação ao nível do mar), (i, j) correspondem aos índices dos pixels na imagem, α é o fator de projeção da imagem ($\alpha = \text{área projetada (km)} / \text{tamanho da imagem (pixel)}$) e (x_0, y_0) é o centro da imagem. A área plana projetada terá um tamanho dado pelo produto entre o fator de projeção e o tamanho original da imagem.

O ângulo de azimuth para qualquer ponto (i, j) da imagem, em coordenadas geográficas, é dado pela seguinte relação:

$$az(i, j) = \arctan \left[\frac{x_0 - i}{j - y_0} \right]. \quad (\text{A.28})$$

Desse modo, utilizando os resultados obtidos das equações anteriores (A.28, A.27 e A.26) na matriz definida pela Equação A.24, obtém-se a nova imagem, corrigida em azimuth e zênite, mapeada para a área desejada na altitude da camada de emissão observada.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a sequência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.