

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG

José Abdon Luna Accioly

**DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DE ONDA DE UM DISTÚRPIO
IONOSFÉRICO PROPAGANTE ATRAVÉS DO IMAGEAMENTO DO 016300**

Campina Grande

2011

JOSÉ ABDON LUNA ACCIOLY

**DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DE ONDA DE UM DISTÚRBIO
IONOSFÉRICO PROPAGANTE ATRAVÉS DO IMAGEAMENTO DO 016300**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de
Campina Grande para a obtenção do título de Mestre
em Meteorologia.

Área de Concentração: Aeroluminescência
Atmosférica

Orientador(a): Prof. Dr. Amauri Fragoso de
Medeiros e Prof. Dr. Ricardo Arlen da Costa Buriti

Campina Grande

2011

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

A171d Accioly, José Abdon Luna.

Determinação dos parâmetros de onda de um distúrbio ionosférico propagante através do imageamento do OI6300 / José Abdon Luna Accioly. – Campina Grande, 2011.

116 f. : il. color.

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

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

Referências.

1. Distúrbio Ionosférico Propagante. 2. Imageamento. 3. Keograma.
4. Ondas de Gravidade. 5. Ionosfera. 6. Aeroluminescência. 7. Oxigênio Atômico. I. Título.

CDU 551.51(043)

JOSÉ ABDON LUNA ACCIOLY

DETERMINAÇÃO DOS PARÂMETROS DE ONDA DE UM DISTÚRPIO
IONOSFÉRICO PROPAGANTE ATRAVÉS DO IMAGEAMENTO DO OI6300

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 20/12/2011

BANCA EXAMINADORA



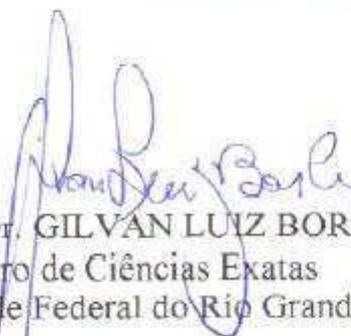
Prof. Dr. AMAURI FRAGOSO DE MEDEIROS
Unidade Acadêmica de Física
Universidade Federal de Campina Grande



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



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. GILVAN LUIZ BORBA
Centro de Ciências Exatas
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

À minha família

AGRADECIMENTOS

À Voz, silente e calma, sutil, invisível, mas real, por meio da qual tudo foi feito, a qual, encarnando, habitou entre os homens com graça e verdade.

Aos meus orientadores, Prof. Dr. Amauri Fragoso de Medeiros e o Prof. Dr. Ricardo Arlen da Costa Buriti, pela paciência e dedicação na impecável orientação dirigida a mim.

Ao Igo Paulino, doutorando do INPE, pela disposição em me ajudar tão massivamente neste trabalho.

Ao Dr. Hisao Takahashi, por ter me recebido, gentilmente, no Instituto de Pesquisas Espaciais, para redução e correção de dados.

Ao Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Campina Grande, pela disposição em atender às solicitações necessárias à conclusão deste trabalho.

A todos os colegas de turma que sempre estiveram dispostos a colaborar, em especial, ao Jânio e ao Leandro, pelo acolhimento em Campina Grande.

*A fé deve remeter à pacificação,
que produz alegria e calma no ser.
(Rev. Caio Fábio D'Araújo Filho)*

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	10
LISTA DE TABELAS.....	12
INTRODUÇÃO.....	15
1. ATMOSFERA TERRESTRE.....	20
1.1 FORMAÇÃO	20
1.2 PERFIL	21
1.2.1 PERFIL PELA TEMPERATURA	22
1.2.1.1 TROPOSFERA.....	22
1.2.1.2 TROPOPAUSA	23
1.2.1.3 ESTRATOSFERA.....	23
1.2.1.4 ESTRATOPAUSA	24
1.2.1.5 MESOSFERA.....	24
1.2.1.6 MESOPAUSA	24
1.2.1.7 TERMOSFERA.....	24
1.2.2 PERFIL PELA DENSIDADE ELETRÔNICA	26
1.2.3 PERFIL PELA DISTRIBUIÇÃO DOS COMPONENTES	26
2. EMISSÕES ATMOSFÉRICAS – “AIRGLOW”	29
2.1 CAMADAS DE EMISSÃO	29
2.2 EXCITAÇÕES E A FOTOQUÍMICA ASSOCIADA	34
2.2.1 LINHA VERDE – EXCITAÇÃO DO OI (557,7 nm).....	35
2.3 LINHA VERMELHA – EXCITAÇÃO DO OI (630.0 nm).....	36
2.3.1 FOTOQUÍMICA DO OI (630.0 nm).....	37
3. A IONOSFERA	39
3.1 DENSIDADE ELETRÔNICA	42
3.1.1 REGIÃO D	43
3.1.2 REGIÃO E.....	44
3.1.3 REGIÃO F1	47
3.1.4 REGIÃO F2	48
4. ONDAS ATMOSFÉRICAS	49
4.1 MOVIMENTO ONDULATÓRIO	49
4.2 ONDAS DE GRAVIDADE INTERNA.....	53
5. DISTÚRPIO IONOSFÉRICO PROPAGANTE – TID	58
6. METODOLOGIA E INSTRUMENTAÇÃO	65
6.1 O IMAGEADOR.....	65

6.2	TRATAMENTO DA IMAGEM	69
6.3	KEOGRAMAS	71
6.4	O PROGRAMA EM IDL E A METODOLOGIA UTILIZADA.....	73
7.	O EVENTO DE SÃO JOÃO DO CARIRI	84
8.	ANÁLISE E RESULTADOS.....	87
8.1	ANÁLISE DOS KEOGRAMAS DA TID DO DIA 20/09/2006	87
8.2	PARÂMETROS DA TID DO DIA 20/09/2006.....	96
8.2.a	IMAGEM DA TID OCORRIDA NA NOITE DE 20/09/2006	97
8.2.b	PROGRESSÃO DE FASE E A SÉRIE DE FOURIER	98
8.3	TABELA DOS PARÂMETROS GERADOS.....	107
9.	CONCLUSÃO.....	110
9.1	PRINCIPAIS RESULTADOS	110
9.2	ALGUMAS RECOMENDAÇÕES	111
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113

LISTA DE FIGURAS

Figura I	Esquema da divisão da atmosfera baseado na diferença de temperatura entre as diversas camadas.....	25
Figura II	Perfil atmosférico baseado na distribuição dos componentes.....	28
Figura III	Diagrama de energia do Oxigênio.....	32
Figura IV	Faixa visível do espectro de emissão.....	35
Figura V	Exemplo da produção de uma camada ionizada	41
Figura VI	Concentração eletrônica por altura	42
Figura VII	Comportamento diário das camadas ionosféricas	44
Figura VIII	Camadas de equilíbrio	47
Figura IX	Esquema de um Imageador “all-SKY”	67
Figura X	Esquema simplificado de um sensor CCD.....	68
Figura XI	Esquemas representativos dos eixos dos Keogramas	72
Figura XII	Sequência de imagens artificiais mostrando a propagação de uma onda de gravidade de média escala para noroeste	74
Figura XIII	Keogramas para a sequência de imagens artificiais	75
Figura XIV	Ajustes e Perfis de fase	77
Figura XV	Triângulo Geométrico	78
Figura XVI	Desenho de uma onda e suas frentes	79
Figura XVII	Triângulo Retângulo.....	80
Figura XVIII	Esquemas dos Keogramas N-S e L-O	81
Figura XIX	Janela gerada pelo programa “MSTID_analysis_V1”	82

Figura XX	Janela de visualização do “box”	83
Figura XXI	Imagens tiradas pelo “Imageador All-Sky”	85
Figura XXII	Leitura da onda, e o “box” gerado pelo “ <i>MSTID_analysis_VI</i> ”	86
Figura XXIII	Keogramas do evento do dia 20 de setembro de 2006	88
Figura XXIV	Sequência de máximos e mínimos nos Keogramas N-S e L-O	89
Figura XXV	Linhas de inclinação e declinação dos Keogramas gerados	90
Figura XXVI	Esquema do “box” gerado pelo programa em IDL.....	91
Figura XXVII	Desenho esquemático de um “box” apenas para uma crista	92
Figura XXVIII	Desenho esquemático de um “box” para uma crista.....	92
Figura XXIX	Frente de onda passando pelo “box” esquematizado	93
Figura XXX	Esquema dos Keogramas N-S e L-O	94
Figura XXXI	Leitura dos Keogramas	94
Figura XXXII	Conclusão da leitura das linhas dos Keogramas	95
Figura XXXIII	Imagem gerada pelo programa “ <i>MSTID_analysis_VI</i> ”	97
Figura XXXIV	Curva Dente-de-Serra	99
Figura XXXV	3º Harmônico de Fourier	102
Figura XXXVI	Comparação entre o parâmetro gerado pelo “ <i>MSTID_analysis_VI</i> ” e a análise feita nos Keogramas.....	103
Figura XXXVII	4º Harmônico de Fourier	104
Figura XXXVIII	2º Harmônico de Fourier.....	105
Figura XXXIX	1º Harmônico de Fourier.....	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1	Tabela dos Parâmetros da MSTID do dia 20/09/2006.....	101
-----------------	---	-----

RESUMO

ACCIOLY, J. A. L. **Detecção dos Distúrbios Ionosféricos Propagantes através do Imageamento da Aeroluminescência.** 2011. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2011.

Ondas de gravidade internas são oscilações nas variáveis de campo da atmosfera. A existência dessas ondas se deve à fluidez do fluido em meio ao qual se propagam. Essas ondas se propagam na vertical, e as fontes de geração desse fenômeno, há muito, são objeto de estudo entre os cientistas, e podem incluir, dentre outros fatores, as frentes frias, fortes convecções troposféricas, tempestades elétricas e efeitos orográficos (GARDNER, 1995, apud WRASSE, 2004). Essas ondas assumem um papel de capital importância na transferência de momentum e energia entre a baixa atmosfera, região onde são geradas, e a média atmosfera, região onde ocorre a saturação dessas ondas. Tais ondas, ao penetrarem na ionosfera, camada situada numa faixa de, aproximadamente, 60 km a 1000 km de altitude, geram distúrbios e alteram as configurações dessa camada. Essas perturbações geradas na ionosfera pelas ondas de gravidade interna que chegam, ganham um nome particular denominado de Distúrbios Ionosféricos Propagantes, ou TIDs (“Traveling Ionospheric Disturbances”). O objetivo deste trabalho é a análise de um evento particular de distúrbio ionosférico, a saber, o evento do dia 20 de setembro de 2006, ocorrido em São João do Cariri (7,38°S; 36,54°W), através do imageamento da aeroluminescência do OI6300, bem como a identificação dos parâmetros da onda geradora desse distúrbio particular (direção de propagação da onda, velocidade, amplitude e período) através da técnica do Keograma. As conclusões principais foram que o resultado da leitura dos Keogramas gerados está consoante o ângulo de direção azimutal calculado, e os parâmetros da onda fornecidos estão de acordo com a literatura dos distúrbios ionosféricos de média escala, as MSTIDs, como previsto.

Palavras-chave: 1. Distúrbio Ionosférico Propagante. 2. Imageamento. 3. Keograma. 4. Ondas de Gravidade. 5. Ionosfera. 6. Aeroluminescência. 7. Oxigênio Atômico.

ABSTRACT

ACCIOLY, J. A. L. **Detection of Ionospheric disturbances propagating through the image airglow**. 2011. Dissertation (MS in Meteorology) - Federal University of Campina Grande, Campina Grande, 2011.

Internal gravity waves are oscillations in the field variables of the atmosphere. The existence of these waves is due to the buoyancy of the fluid through which they propagate. These waves propagate vertically and the generating sources of this phenomenon has long been an object of study among scientists, and may include, among other factors, cold fronts, strong tropospheric convection, thunderstorms and orographic effects (Gardner, 1995 , cited WRASSE, 2004). These waves assume a role of paramount importance in the transfer of momentum and energy between the lower atmosphere, a region where they are generated, and the middle atmosphere, the saturation region where these waves. These waves penetrate the ionosphere, a layer placed in a range of approximately 60 km to 1000 km altitude, generate disturbances and change the settings of this layer. These disturbances in the ionosphere generated by internal gravity waves that reach, gain a particular name called Ionospheric Disturbances propagating or TIDs ("Traveling Ionospheric Disturbances"). The objective of this work is the analysis of a particular event ionospheric disturbance, namely the event on the 20 September 2006, held in São João do Cariri (7.38 ° S, 36.54 ° W), through the imagery of the airglow OI6300 as well as the identification of parameters of the wave generating this particular disorder (direction of wave propagation, speed, amplitude and period) using the technique of Keogramas. The main conclusions were the result of reading the Keogramas is generated according to the calculated angle of azimuthal direction, and wave parameters are provided in accordance with the literature of the medium-scale ionospheric disturbances, the MSTIDs as planned.

Keywords: 1. Ionospheric disturbances propagating 2.Imaging 3. Keogramas 4. Gravity waves 5. Ionosphere 6.Airglow 7. Atomic Oxygen.

INTRODUÇÃO

A atmosfera terrestre teve origem pela liberação de gases do interior da Terra (KIRCHHOFF, 1991). Uma atmosfera é uma camada gasosa confinada, pela ação da força gravitacional, a um corpo massivo o suficiente para atrair as partículas adjacentes. Em linhas gerais, pode-se afirmar que a espessura dessa camada varia em virtude de vários fatores, dentre esses, a temperatura da camada e o diâmetro do corpo que a mantém.

Para fins de estudo, traça-se um perfil da atmosfera, uma divisão, com base, geralmente, em três fatores: temperatura, densidade eletrônica e distribuição dos componentes atmosféricos. Essa divisão associa a variação desses fatores com a altitude, gerando diferentes camadas e diferentes gráficos para cada fator em consideração. O valor instrucional desses perfis é de capital importância e essencial no estudo de nossa atmosfera. Por exemplo, considerando a densidade eletrônica existente na atmosfera terrestre (número de elétrons livres por volume), toma-se ciência da ionosfera, região onde essa densidade de elétrons livres é a mais elevada, em virtude, dentre outros fatores, da incidência dos raios solares, radiação de curto comprimento de onda e alta frequência.

Os fótons de alta energia provenientes do Sol são capazes de ionizar os componentes atmosféricos. Outro mecanismo responsável pela ionização de componentes atmosféricos são as colisões de partículas ionizadas com partículas neutras. O número de íons produzidos é diretamente proporcional ao número de fótons incidentes e ao número de partículas ionizáveis.

A ionosfera é classificada de acordo com a quantidade de elétrons livres encontrados em um determinado volume, e, com base nesse fator, as regiões ionosféricas recebem nomes diferentes: D, E, F1 e F2.

Cada uma dessas camadas iônicas será estudada neste trabalho, entretanto, de antemão, diga-se que, quando ondas de gravidade atingem essas camadas ionizadas da atmosfera, geram perturbações nessas camadas. Ondas atmosféricas são oscilações nas variáveis de campo atmosféricas, comumente geradas por: fluxos de ar sobre montanhas, tempestades convectivas, atividades frontais, convecções fortes em regiões tropicais, convecções troposféricas e tempestades elétricas. Essas ondas influenciam a circulação geral da atmosfera e, não raro, são causas de turbulências, misturas de constituintes e transferência de momento. Particularmente, quando essas

perturbações atingem regiões iônicas, recebem o nome de Distúrbios Ionosféricos Propagantes, ou TIDs (da sigla em inglês para “Traveling Ionospheric Disturbances”).

O mecanismo de relação entre as ondas de gravidade atmosféricas e as TIDs têm sido bastante estudado por um grande número de autores ao longo das últimas quatro décadas (PIMENTA et al., 2008). Sabe-se que a base da ionosfera está, constantemente, sendo bombardeada por ondas de gravidade que se transformam em TIDs, de modo que, o que se chama de distúrbios ionosféricos são apenas reflexos da ação das ondas de gravidade que afetam a concentração de íons e elétrons existentes na ionosfera. Assim sendo, TIDs e ondas de gravidade são tratados aqui neste trabalho, como sinônimos. Por isso usamos indistintamente os termos “ondas de gravidade” e “TIDs”, ao longo do texto.

Várias técnicas são utilizadas, a fim de detectar esses distúrbios que são gerados na atmosfera e se propagam verticalmente. A saber, dentre outras, observação por fotômetros, espectrômetros e imageadores.

Nosso objetivo neste trabalho, dentre outros, é a detecção de um distúrbio ionosférico, ocorrido no dia 20 de setembro de 2006, mediante o imageamento de uma camada atmosférica específica de emissão luminescente, afim de gerarmos os parâmetros da onda geradora desse específico distúrbio, através da técnica do Keograma.

Os Keogramas são construídos ao se extraírem colunas e linhas centrais das imagens, e posicionando-as em uma matriz de pixel, onde o eixo x representa o tempo e o eixo y representa ou a latitude (colunas), ou a longitude (linhas).

As colunas são utilizadas para compor o Keograma Norte-Sul, e as linhas extraídas são utilizadas para a composição do Keograma Leste-Oeste, enquanto que a posição relativa de cada coluna (linha) no eixo x correspondente ao instante em que a imagem foi gravada.

O Keograma Norte-Sul é composto pela coluna vertical de cada imagem, ou seja, de cada quadro das imagens que compreendem o início e o término do distúrbio ionosférico captado pelo imageador, é extraído uma coluna central, para, em seguida, serem justapostos (colocados lado a lado), a fim de formarem o Keograma. De modo semelhante, o Keograma Leste-Oeste é composto pelas linhas horizontais justapostas de cada imagem, ou quadro, gerado pelo imageador.

Com isso, como será visto, é resolvido o problema da bidimensionalidade e a conseqüente contaminação do espectro gerado pelas imagens, como será explicado mais adiante.

Apenas a título de conhecimento prévio, vale salientar de antemão que essas fatias retiradas das imagens servirão para estudar a fase com que a onda está se propagando. E a intenção em se trabalhar com essa técnica é que, nessas linhas, ou fatias retiradas, pode-se obter ondas unidimensionais, de modo que, no Keograma, tem-se uma onda que varia de amplitude com o tempo, a qual é analisada em um eixo unidimensional que varia com o tempo.

Assim, os parâmetros intrínsecos das ondas de gravidade geradoras da TID de média escala, MSTID (da sigla em inglês para “Medium-Scale Traveling Ionospheric Disturbances”) analisada podem ser constatados utilizando-se uma série de imagens da camada de aeroluminescência escolhida. E o objetivo principal deste trabalho é exatamente esse, a saber, gerar, sem ambiguidades, os parâmetros da MSTID observada na noite do dia 20 de setembro de 2006, em São João do Cariri (7,38°S; 36,54°W), a partir de uma série de imagens extraídas pelo imageador all-sky, localizado no OLAP, Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba.

No capítulo primeiro desta dissertação, foi feita uma síntese da teoria formativa da atmosfera terrestre, como é aceita atualmente. Também apresentamos a maneira pela qual a atmosfera terrestre pode ser dividida, a saber, mediante a temperatura, mediante a densidade eletrônica ou através da porcentagem de existência dos componentes atmosféricos. Apresentamos também um perfil para cada modelo de divisão atmosférica e, finalmente, um gráfico esquemático que sintetiza todos os perfis vistos anteriormente.

No capítulo segundo, é descrito o fenômeno da aeroluminescência atmosférica, o “airglow”. Na descrição exposta, é explicitada duas camadas de emissão atmosférica e dos elementos envolvidos em cada emissão, a saber, a do Oxigênio atômico em 5577 Å - Linha Verde e, em especial, a do Oxigênio atômico em 6300 Å - Linha Vermelha (“redline”), a qual é emitida pelo oxigênio atômico presente numa altitude aproximada entre 250 Km e 300 Km. A emissão dessa radiação possui um comprimento de onda de 630.0 nm e resulta de uma transição proibida entre os níveis 1D e 3P. A “redline” é uma das excitações mais estudadas pelos cientistas, para se entender a dinâmica da região-F da ionosfera. Também é descrito no capítulo segundo o processo fotoquímico envolvido no fenômeno da emissão.

O terceiro capítulo foi reservado para um estudo detalhado da ionosfera, os processos de formação da camada, a classificação da camada em níveis de densidade de elétrons livres, as reações envolvidas na formação dos íons - fotoquímica associada -, bem como dos mecanismos envolvidos na perda desses íons. Ver-se-á que, no balanço entre esses dois últimos fatores citados – formação e perda de íons – gerar-se-ão camadas de equilíbrio, as quais são importantes, para um bom entendimento da ionosfera. A fim de evitar ambiguidades, as reações foram enumeradas em algarismos romanos, para diferenciar da enumeração atribuída às equações ao longo do texto.

No quarto capítulo, intitulado de Ondas Atmosféricas, foi abordado muitas das propriedades dessas ondas, bem como a teoria envolvida: os tipos de ondas existentes na atmosfera, os mecanismos geradores de cada perturbação, as características principais de cada onda e a modelagem matemática usada no estudo dessas perturbações. Em virtude da necessidade de utilização da teoria de Fourier neste trabalho, a qual, em linhas gerais, afirma que qualquer fenômeno ondulatório complexo poderá ser descrito por uma soma de termos harmônicos mais simples, segue-se um resumo sucinto do movimento oscilatório harmônico – baseados em senos e cossenos - e das definições mais importantes que perpassam esse movimento.

No capítulo quinto foi feito um estudo detalhado dos fenômenos ionosféricos mais encontrados na atmosfera – ondas planetárias, ondas de gravidade, marés – e, em particular, dos Distúrbios ionosféricos propagantes, TIDs (“Travelling Ionospheric Disturbances”), as causas envolvidas na formação desses distúrbios, os fatores principais que caracterizam esses fenômenos, bem como a classificação em função da escala e a técnica envolvida – instrumentos e teoria - na detecção desses fenômenos, baseados, em geral, na variação da densidade eletrônica ambiente. Como poderá ser constatado, limitamo-nos à detecção desses distúrbios por meio de um imageador.

Para determinação dos parâmetros da onda relacionada com a TID ocorrida nesse dia, fizemos uso da técnica do Keograma, a qual será detalhada no sexto capítulo, intitulado “Metodologia e Instrumentação” onde também, dentre outros temas, foi reservado, particularmente, um espaço para estudo e análise do instrumento utilizado neste trabalho para detecção das ondas em São João do Cariri, a saber, o imageador “all-sky”.

Por meio do imageador, foram gravadas diversas imagens de um evento ocorrido em São João do Cariri (7,38°S; 36,54°W), na noite de 20 de setembro de 2006, como poderá ser visto no Capítulo 7 desta dissertação.

No capítulo oitavo, intitulado Análises e Resultados, foram registrados e analisados os parâmetros da onda do dia 20/set./2006, em São João do Cariri, a saber, (a) a imagem selecionada, (b) a progressão de fase para os harmônicos de Fourier gerados e (c) a medida do espalhamento das fases em relação à curva dos mínimos quadrados. Cada um desses dados foi estudado detalhadamente neste capítulo, através da Tabela dos Parâmetros confeccionada para este fim, como poderá ser verificado. Também neste capítulo foi feita uma análise muito sucinta da teoria de Fourier, a fim de esclarecer e alicerçar as ideias principais deste trabalho.

No capítulo nono foram apresentados os principais resultados deste trabalho e feitas algumas recomendações para trabalhos futuros.

1. ATMOSFERA TERRESTRE

Este capítulo contém uma síntese da gênese da atmosfera Terrestre.

Aqui também é descrito a maneira pela qual a atmosfera terrestre pode ser dividida, mediante a temperatura, a densidade eletrônica ou a porcentagem de existência dos componentes atmosféricos em relação aos demais constituintes.

Apresentamos um perfil para cada modelo de divisão atmosférica e, finalmente, um gráfico esquemático que sintetiza todos os perfis vistos anteriormente.

1.1 FORMAÇÃO

A Terra formou-se há cerca de 4,6 bilhões de anos. Acredita-se que a atmosfera terrestre seja secundária, isto é, teve origem pela liberação de gases do interior da Terra (KIRCHHOFF, 1991).

Uma atmosfera é uma camada gasosa presa, pela ação da força gravitacional, a um corpo massivo o suficiente para atrair as partículas adjacentes. Apesar da dificuldade em se estabelecer contornos, por se tratar de um fluido, pode-se afirmar que a espessura dessa camada varia em virtude de vários fatores, dentre esses, a temperatura da camada e o diâmetro do corpo que a mantém.

A atmosfera pré-biológica não tinha oxigênio. São vários os dados que levam a esta conclusão, inclusive o fato de que os micro-organismos mais primitivos, que sobrevivem ainda hoje, não necessitam de oxigênio em seu processo metabólico. Os gases mais abundantes eram provavelmente CO_2 , H_2O e H_2 , liberados fartamente por erupções vulcânicas, então mais frequentes. Nesta primeira fase de existência de nossa atmosfera, a única fonte de produção de oxigênio era pela dissociação do vapor de água pela radiação solar. Este oxigênio, no entanto, era rapidamente consumido em reações com hidrogênio ou com os minerais da superfície da Terra (KIRCHHOFF, 1991).

Há muito se sabe que a atmosfera do nosso planeta Terra é farta na existência do oxigênio, configurando-se como um caso único em todo o Sistema Solar.

Há cerca de 4,6 bilhões de anos, quando os planetas se formaram, suas atmosferas primitivas eram muito semelhantes. Com o decorrer do tempo, cada planeta

evoluiu de maneira diferente, de tal modo que hoje a atmosfera de Mercúrio é praticamente nula, diferentemente da atmosfera de Vênus, a qual possui uma densidade enorme (MONTEIRO, 2001).

A produção de oxigênio na atmosfera terrestre só teve início com o surgimento das algas, pequenos organismos que sintetizam suas moléculas orgânicas usando CO_2 e H_2O no mecanismo da fotossíntese, processo fisiológico de acumulação de energia a partir da luz e de liberação de oxigênio. Esta produção de oxigênio eventualmente superou as perdas por oxidação, acumulando-se então na atmosfera. É difícil estimar quando se deu esta transição, mas pode-se dizer que foi há mais de 600 milhões de anos, época mais remota em que ainda se encontram vestígios de animais multicelulares (KIRCHHOFF, 1991).

1.2 PERFIL

O perfil atmosférico da Terra serve como norteador, para quem almeja compreender mais detalhadamente a nossa atmosfera.

Com efeito, é comumente realizada a divisão da nossa camada atmosférica a partir de três fatores: temperatura, densidade eletrônica ou distribuição dos componentes atmosféricos. Essa divisão associa a variação desses fatores com a altitude, gerando diferentes gráficos para cada fator em consideração. No entanto, esses gráficos são dinâmicos e estão longe de serem tratados como figuras estáticas, em virtude do que já foi dito anteriormente, a saber, a impossibilidade de se traçar contornos fixos para fluidos, em decorrência da própria estrutura inata desse estado específico da matéria.

O valor instrucional desses perfis é de capital importância e essencial no estudo de nossa atmosfera.

1.2.1 PERFIL PELA TEMPERATURA

Neste perfil, a atmosfera é descrita em termos da variação da temperatura com a altitude. Alicerçado nesse fator, encontra-se, adicionado aos nomes das camadas, o sufixo “sferas”. Nesta terminologia, o nome utilizado se refere a uma propriedade física ou química da camada. Os contornos que separam as camadas são acrescidos do sufixo “pausas”.

Ascendendo verticalmente, a partir da superfície da Terra, encontra-se consecutivamente, a seguinte sequência de camadas: Troposfera, Tropopausa, Estratosfera, Estratopausa, Mesosfera, Mesopausa, Termosfera e Exosfera.

1.2.1.1 TROPOSFERA

A Troposfera é a camada mais próxima da superfície está em contato físico com ela, em virtude disso, a superfície terrestre é uma fonte de calor para a troposfera. A importância da troposfera reside no fato de que, a maioria dos fenômenos meteorológicos de interesse prático ocorre aqui.

A espessura dessa camada varia em função das estações do ano, atingindo uma altitude de, aproximadamente, 15 Km a 18 Km no equador, e de 6 Km a 8 Km nos pólos.

A troposfera corresponde ao invólucro onde ocorrem os fenômenos meteorológicos mais importantes e que afetam diretamente a vida sobre a superfície. Os movimentos atmosféricos tanto verticais quanto horizontais, são intensos nesta camada (VIANELLO, 1991).

A temperatura da troposfera decai com a altitude até chegar a um mínimo na tropopausa, numa taxa de decréscimo de, aproximadamente, 6,5° Celsius por quilômetro. A troposfera é aquecida principalmente pela absorção de ondas longas emitidas pela superfície terrestre (VIANELLO, 1991).

Aproximadamente, 75% da massa total da atmosfera se encontra na troposfera.

1.2.1.2 TROPOPAUSA

Logo acima da troposfera encontra-se a tropopausa, uma região de transição entre a troposfera e a estratosfera. A tropopausa possui temperatura constante, isotermia, em toda a sua extensão. A altitude da tropopausa varia com a latitude e com as estações do ano.

Nas latitudes médias, a temperatura da tropopausa varia de -50°C a -55°C , e sua espessura é da ordem de 3 Km (VIANELLO, 1991).

No equador, a altitude média da tropopausa é aproximadamente 18 Km, enquanto nas regiões polares chega a 8 Km de altitude (MEDEIROS, 2004).

1.2.1.3 ESTRATOSFERA

Em decorrência da existência de ozônio, e a conseqüente absorção de radiação ultravioleta provenientes do Sol, há uma evolução da temperatura com a altura nesta camada. Em conseqüência disso, os movimentos de ar são, basicamente, em sentido horizontal.

A reação característica de formação de ozônio nesta camada foi proposta por Chapman (1930) e pode ser representada por:



Essa reação ocorre principalmente entre 15 Km e 30 Km e exige a presença de oxigênio atômico que é liberado em uma reação de fotodissociação anterior a essa, decorrente da absorção da radiação ultravioleta. O terceiro corpo, a molécula M é um catalisador (VIANELLO, 1991).

A estratosfera está compreendida entre os limites inferior e superior, respectivamente, de 15 Km e 50 Km de altitude. No topo da estratosfera, a 50 Km de altitude, a temperatura chega a valores próximos de 0°C .

1.2.1.4 ESTRATOPAUSA

Em sentido ascendente, partindo-se da superfície terrestre, esta é a segunda “pausa” que acontece na atmosfera. A estratopausa caracteriza-se pela isotermia, com um valor constante da ordem de 0° C.

A estratopausa possui uma espessura variante de 3 Km a 5 Km.

1.2.1.5 MESOSFERA

O mecanismo de aquecimento da mesosfera é semelhante ao da troposfera, isto é, de maneira ascendente. No entanto, diferentemente desta que é aquecida pela superfície terrestre, a mesosfera é aquecida por baixo pela camada de ozônio contida na estratosfera, de modo que, aqui também a temperatura decai com altitude, só que, neste caso, a uma taxa de decaimento equivalente a 3,5° C por quilômetro (VIANELLO, 1991).

A temperatura atingida no topo possui o valor mais baixo de toda a atmosfera, a saber, -90° C.

1.2.1.6 MESOPAUSA

É a região de transição entre a mesosfera e a termosfera. Apresenta isotermia. Possui uma espessura de, aproximadamente, 10 Km.

1.2.1.7 TERMOSFERA

Como dito anteriormente, não há um limite físico, um contorno, a partir do qual se possa precisar o fim de uma determinada camada, de modo que a estipulação do limite superior da termosfera é praticamente impossível.

Mesmo assim, para fins didáticos, muitos consideram seu limite superior em torno de 1.000 Km de altitude, estendendo-se por centenas de quilômetros acima da estratopausa e em direção ao espaço (VIANELLO, 1991).

Nesta camada se encontra a ionosfera, camada que apresenta rica presença de átomos e moléculas ionizados, isto é, elementos que saíram de seus estados

fundamentais, perderam elétrons. Essa ionização decorre da incidência dos raios de curto comprimento de onda, raios solares, que viabiliza reações fotoquímicas.

A densidade de elétrons livres decorrentes da ionização é variável de acordo com a hora do dia e a estação do ano.

Além da incidência dos raios solares, os meteoritos e os processos colisionais entre as partículas (elétrons, íons ou moléculas neutras) também são fontes formadoras de íons nesta camada.

A reflexão de ondas de rádio, em decorrência dessa densidade de elétrons livres, é uma das propriedades intrínsecas da termosfera exploradas na comunicação.

A seguir, tem-se a Figura 1 que sintetiza, de maneira esquemática, o perfil da atmosfera a partir da temperatura:

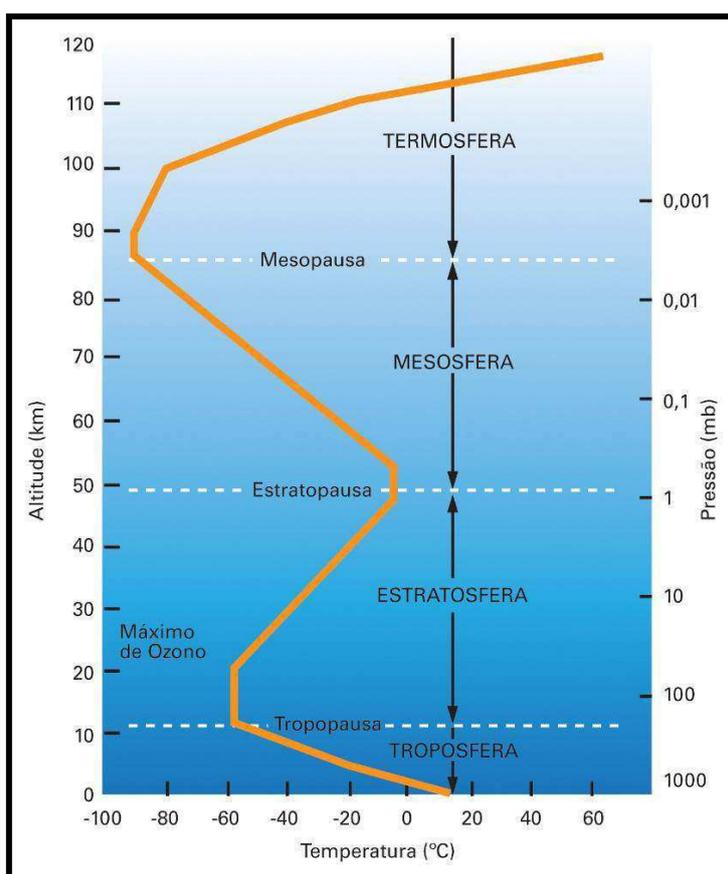


Fig. I – Esquema da divisão da atmosfera baseado na diferença de temperatura entre as diversas camadas. (www.proclira.uevora.pt/formacao/pdf/texto_cg.pdf)

1.2.2 PERFIL PELA DENSIDADE ELETRÔNICA

Uma outra maneira de se estudar a atmosfera, é estudá-la em função de sua densidade de elétrons livres.

Na atmosfera, elétrons, comumente, são arrancados dos átomos constituintes do fluido, em virtude da incidência da radiação de curto comprimento de onda (raios solares) e de colisões entre partículas. Por isso, naturalmente são encontrados elétrons livres em meio ao fluido atmosférico. Essa densidade de elétrons livres é variável com a altitude.

Segundo Kirchhoff (1991), as radiações ionizantes mais importantes são:

- Raios-X, com comprimento de onda λ menor do que 10 \AA , os quais ionizam o Oxigênio e o Nitrogênio em torno de 80Km e;
- A radiação solar Lyman- α (1216 \AA) que ioniza o óxido nítrico NO.

A ionosfera é a região onde a concentração de elétrons e íons por volume é suficientemente elevada para afetar a propagação de ondas eletromagnéticas. Esta camada é constituída, em sua maior parte, por íons monovalentes positivos e elétrons (KIRCHHOFF, 1991).

A densidade de elétrons livres é experssa pela razão entre a quantidade de elétrons livres por unidade de volume.

Um perfil da densidade eletrônica por altitude se encontra na Figura 6 desta dissertação.

1.2.3 PERFIL PELA DISTRIBUIÇÃO DOS COMPONENTES

Em relação à densidade dos constituintes, é costume dividir a atmosfera em 2 camadas separadas por uma de transição, obtendo, desse modo, uma terceira alternativa, além do perfil vertical em função da temperatura e em função da densidade eletrônica, para se estudar a atmosfera.

A atmosfera terrestre é uma mistura de gases, dos quais o Nitrogênio (N_2) é o mais abundante. Partindo-se da superfície terrestre e chegando até uma altitude de, aproximadamente, 100 Km, a mistura dos gases é praticamente constante, isto é, a cada altura nesse intervalo, a proporção de mistura de certo gás em relação ao todo se mantém constante. Em virtude disso, a porção inferior da atmosfera, nesta terceira classificação, é denominada Homosfera (KIRCHHOFF, 1991).

Na Homosfera, os componentes químicos são bem misturados, em outras palavras, a composição química da atmosfera permanece constante nesta região. Nela, a proporção volumétrica é de 78% de N_2 e 21% de O_2 , sendo o restante argônio (Ar), dióxido de carbono (CO_2), os gases nobres, e outros, em proporções ainda menores. Embora pouco abundantes, CO_2 , H_2O e O_3 têm grande importância devido a sua capacidade de absorver diretamente a radiação solar. O ozônio, na verdade, tem a função de uma verdadeira cortina protetora, pois absorve os raios ultravioletas solares, letais para a vida animal (KIRCHHOFF, 1991).

A 100 Km de altitude, tem-se uma região de transição, a Turbopausa.

A turbopausa fica perto da mesopausa, na intersecção da mesosfera e termosfera, a uma altitude de, aproximadamente, 100 km e marca a altitude na atmosfera da Terra, abaixo da qual a mistura turbulenta predomina.

Os gases, a partir da turbopausa, distribuem-se de acordo com suas próprias escalas de altura, e não há mais a mistura proporcional.

A região superior à Turbopausa é chamada de Heterosfera.

Na Heterosfera, a densidade dos elementos é tão baixa que deixa de ocorrer mistura turbulenta, e a abundância do hidrogênio atômico e do hélio passam a aumentar.

A seguir, tem-se a Figura 2, que sintetiza, de maneira esquemática, o perfil atmosférico pela distribuição dos componentes.

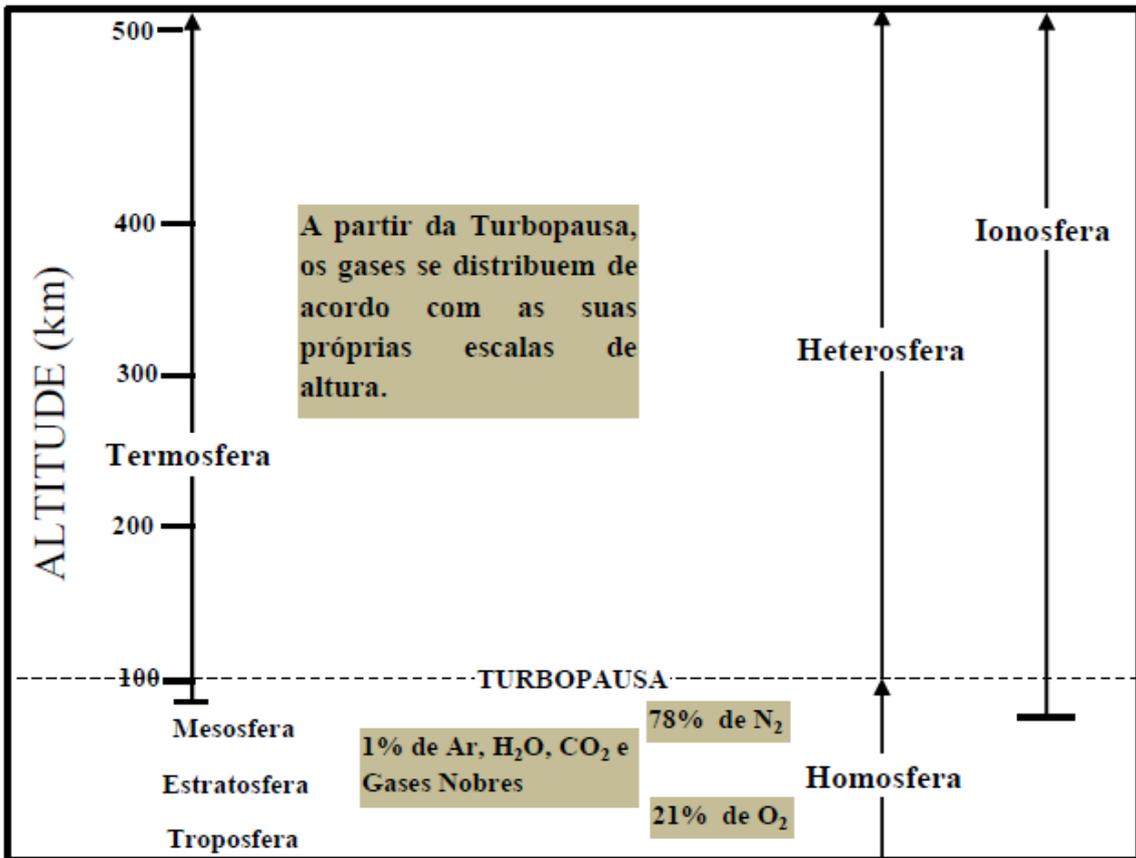


Fig. II – Representação esquemática da divisão da atmosfera com base na distribuição dos componentes.

2. EMISSÕES ATMOSFÉRICAS – “AIRGLOW”

Neste capítulo, é apresentado uma descrição do fenômeno já conhecido da aeroluminescência atmosférica, cujos estudos tiveram início já no começo do século XX, especificamente durante a década de 30, época em que Lord Rayleigh (1842 – 1919) realizou uma série de medidas em uma restrita faixa espectral.

Na descrição exposta aqui, é explicitada as camadas de emissão atmosférica e dos elementos envolvidos em cada emissão, particularmente do Oxigênio atômico localizado na região-F da ionosfera. Também é descrito o processo fotoquímico envolvido neste fenômeno da emissão.

2.1 CAMADAS DE EMISSÃO

O “airglow” ou luminescência atmosférica é um fenômeno de emissão de luz que acontece na atmosfera em virtude da emissão de fótons, pelos átomos e/ou moléculas excitadas, associados com alguns processos reativos de recombinação de moléculas que foram dissociadas pela absorção da radiação de curto comprimento de onda provenientes do Sol, radiação ultravioleta (MEDEIROS, 2004).

De certo modo, a atmosfera pode ser interpretada como sendo uma câmara de reação, sem o efeito das paredes, cuja fonte de energia principal, a qual mantém esse estado de permanente reatividade entre os elementos, é o Sol.

Em virtude dessa sujeição das reações atmosféricas em relação ao Sol, os processos físico-químicos possuem dependência tanto da altitude quanto da posição em relação à incidência dos raios solares (estações do ano).

Também em relação a incidência dos raios solares, o airglow recebe nomenclaturas diferentes:

- 1) “Dayglow” (emissão durante o dia)
- 2) “Twilightglow” (emissão durante o crepúsculo)
- 3) “Nightglow” (emissão durante a noite)

Neste trabalho, deu-se prioridade às observações noturnas em detrimento das demais. As imagens contidas neste trabalho foram produzidas pelo imageador all-SKY, localizado no Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba (OLAP), em São João do Cariri (7,38°S; 36,54°W).

O OLAP abriga, dentre outros instrumentos, um fotômetro, um imageador all-SKY, um interferômetro, um sistema de antenas transceptoras de ondas eletromagnéticas, uma ionossonda e um receptor de GPS. Os dados coletados pelos equipamentos do OLAP têm servido a pesquisas multinacionais, no estudo e monitoramento do comportamento da dinâmica da região equatorial atmosférica.

Diferentemente das auroras, o airglow é pouco intenso e não pode ser observado a olho nu. Para a sua detecção, faz-se mister a utilização de instrumentos, imageadores e fotômetros, levando-se em conta o propósito do estudo. Como cita Medeiros (2004), as observações óticas de aeroluminescência são efetuadas em geral de três formas: (a) no solo (fotômetro e imageador); (b) a bordo de foguetes (fotômetro); e (c) em satélites (imageador e fotômetro). O método escolhido leva em conta o propósito do estudo. Quando o objetivo é investigar flutuações nas intensidades das emissões (variabilidade temporal), utiliza-se a fotometria de solo. Caso o objetivo seja determinar o perfil vertical da camada de emissão (taxa de emissão volumétrica) geralmente se usa medidas de fotometria a bordo de foguete.

A aurora polar, boreal e austral, não é o airglow. Apesar de ser também um fenômeno luminoso que ocorre na atmosfera (mesosfera), a luz gerada pelas auroras, diferentemente do airglow, é decorrente da interação de uma grande quantidade de partículas velozes e carregadas (elétrons e prótons), provenientes das grandes tempestades solares, com o campo magnético terrestre.

A luminescência emitida pelo airglow não provém da interação de partículas com o campo magnético, mas sim do resultado de reações químicas que acontecem na atmosfera em virtude do armazenamento de energia radiativa de curto comprimento de onda, a qual é emitida posteriormente pelos átomos e moléculas excitados, a fim de alcançarem um estado de energia mais estável. Essa energia armazenada pelos elementos constituintes da atmosfera, capaz excitá-los, provém do Sol.

Sua origem está ligada a transições discretas de átomos e moléculas que saíram de seus estados fundamentais em virtude da excitação causada pela incidência da

radiação solar, colisões com outros elementos e processos químicos existentes na alta atmosfera.

A quimiluminescência resulta de reações químicas que, sendo exotérmicas, podem deixar os produtos da reação em estados excitados, capazes de emitir fótons, a fim de liberar o excesso de energia.

A distribuição de alguns componentes atmosféricos é afetada por essas reações químicas existentes, pois, através dessas reações se estabelece uma perda ou uma produção de determinado componente atmosférico.

Como foi dito anteriormente, até, aproximadamente, 100 Km de altitude, a composição química da atmosfera permanece constante (78% de N_2 e 21% de O_2 , sendo o restante argônio (Ar), dióxido de carbono (CO_2), os gases nobres, e outros, em proporções ainda menores). No entanto, a partir dos 100 Km de altitude ocorre a formação de camadas bem definidas de espécies químicas excitadas, as quais emitem radiação constantemente. Essas camadas são chamadas de camadas de emissão.

Algumas linhas de emissão mais importantes são:

- 1) A do Oxigênio atômico em 5577 Å - Linha Verde
- 2) A do Oxigênio atômico em 6300 Å - Linha Vermelha
- 3) A do Sódio em 5893 Å
- 4) A do radical hidroxila OH, que emite em diversas bandas espectrais.

Será detalhado mais adiante a fotoquímica associada a cada emissão descrita acima.

A seguir, está representado um diagrama esquemático de energia para o oxigênio atômico:

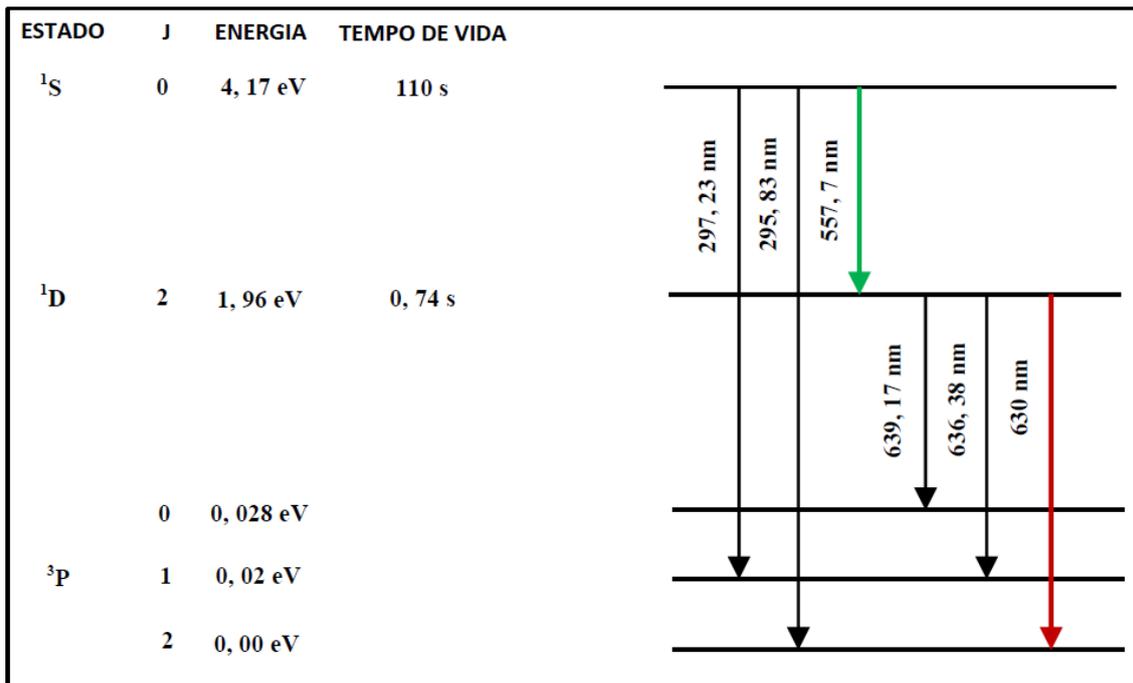


Fig.III – Diagrama de energia do Oxigênio. O fóton emitido pelo Oxigênio que estava no Estado ¹D e foi para o estado mais estável ³P possui um comprimento de onda equivalente ao da luz vermelha no espectro visível de emissão.

De acordo com Kirchhoff (1991), a variação temporal da densidade de um determinado componente atmosférico pode ser expressa pela seguinte equação matemática:

$$\frac{\partial n}{\partial t} = P - L - \text{div}(n \vec{V}) \quad (1)$$

Em que:

n é a densidade numérica

t é o tempo

P é o termo de produção de um determinado elemento

L é o termo de perda de um determinado elemento

\vec{V} é a velocidade das partículas

A densidade de um determinado componente pode ainda ser afetada por uma divergência de fluxo. O termo $\text{div}(n V)$ é o chamado termo de transporte, que depende das condições dinâmicas, sendo $(n V)$ o fluxo das partículas de densidade n . Quando o termo de transporte é muito pequeno significa que apenas processos

fotoquímicos podem alterar a densidade do constituinte. Ademais, casos em que (dn/dt) é desprezível, resulta no equilíbrio fotoquímico com $P = L$ (KIRCHHOFF, 1991).

Alguns tipos de reações químicas citadas por Kirchoff (1991) que ocorrem na atmosfera são:

1) Fotodissociação:



2) Recombinação:



3) Recombinação Dissociativa:



4) Junção Eletrônica:



5) Separação Eletrônica:



6) Recombinação Iônica:



7) Troca de Carga:



8) Recombinação Radiativa:



Em alguns exemplos apareceu o chamado terceiro corpo M. Este não participa da reação, mas sua presença é necessária para uma distribuição adequada do excesso de energia resultante da reação. A título de exemplo, M poderia ser substituído por N_2 .

A reação denominada de Recombinação Dissociativa é de fundamental importância neste trabalho, em virtude de que esta reação está envolvida no processo de excitação da linha vermelha do oxigênio atômico (OI 630.0 nm) em altitudes próximas de 250 ± 30 Km, região F da ionosfera, onde se encontra um pico de emissão desse comprimento de onda pelo Oxigênio atômico. É exatamente nessa região onde se concentrou o nosso trabalho. Acerca disso, será explorado mais detalhadamente adiante.

O estudo da luminescência atmosférica serve para vários fins como, por exemplo, inferências acerca dos campos de ventos e outros propósitos. No entanto, aqui

nesta dissertação, o imageamento do airglow na camada-F da ionosfera servirá para se detectar os distúrbios ionosféricos propagantes, TIDs, gerados por ondas de gravidades internas que se propagam verticalmente e alteram as configurações dessa camada.

2.2 EXCITAÇÕES E A FOTOQUÍMICA ASSOCIADA

A aeroluminescência é a emissão de luz, fótons, por alguns elementos constituintes da atmosfera, átomos ou moléculas, que saíram de seus estados fundamentais, ou seja, excitaram-se.

Essa luminosidade é relativamente fraca e abrange uma extensa faixa do espectro, a qual vai do ultravioleta ($\sim \lambda = 250 \text{ nm}$) ao infravermelho ($\sim \lambda = 4 \text{ }\mu\text{m}$).

A intensidade de luz comumente usada é o Rayleigh (R) e corresponde a uma unidade de medida especial usada frequentemente nas medições de luminescência atmosférica, e representa a intensidade de uma fonte isotrópica que emite $10^6 \text{ fótons}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ coluna vertical (lê-se: um milhão de fótons por centímetro quadrado de uma coluna de 1 cm^2 de área por segundo). Tem-se, portanto, um certo número de átomos, num volume, emitindo determinado número de fótons por unidade de tempo, em todas as direções (KIRCHHOFF, 1991).

As principais partículas que emitem essa luminescência são: átomos de Oxigênio, molécula de Hidroxila e o átomo de Nitrogênio.

A seguir uma síntese dessas emissões e das reações fotoquímica envolvidas no processo.

O mecanismo de emissão do Oxigênio atômico, que emite em um comprimento de onda de 630.0 nm quando excitado, será descrito mais detalhadamente num capítulo à parte. Esse comprimento de onda de 0,63 μm é equivalente à cor vermelha do espectro de emissão, de modo que a excitação desse Oxigênio atômico, localizado na região-F da ionosfera, é conhecido como a excitação da linha vermelha, e foi escolhida, neste projeto, como “veículo” para detecção dos distúrbios ionosféricos propagantes a 250 Km de altitude.

No espectro de emissão, particularmente na faixa do visível ao olho humano, que vai do violeta ao vermelho, cada cor equivale a um comprimento de onda associado ou frequência em que o pacote de energia foi emitido, de modo que, para cada

átomo ou molécula emissora descrita aqui, encontra-se comprimentos de onda associados com suas respectivas emissões.

A Figura 4 a seguir mostra uma faixa específica do espectro de emissão, a faixa visível ao olho humano.

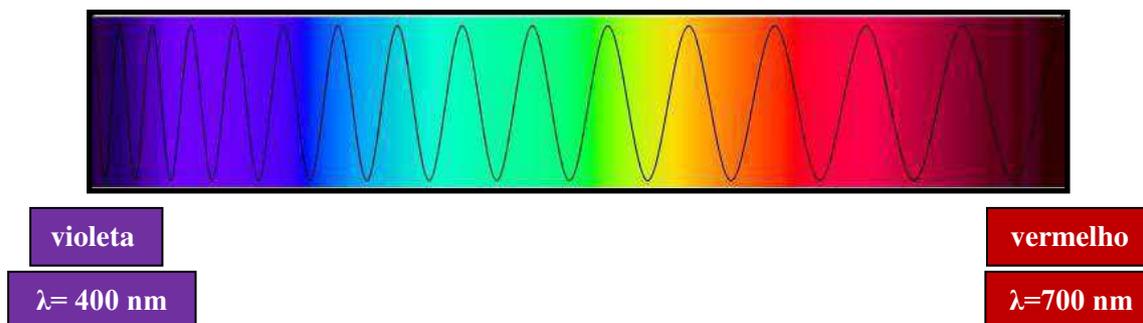


Fig. IV – Faixa visível do espectro de emissão. Cada cor da faixa corresponde a um comprimento de onda.

A seguir será detalhado os processos que levam à emissão de duas linhas estudadas na Física da Atmosfera, em particular, as reações químicas envolvidas. Para fins pedagógicos, começaremos pela excitação da linha verde - O (¹S) - com emissão de comprimento de onda equivalente a 557,7 nm, para, em seguida, passarmos à excitação principal deste projeto, a da Linha Vermelha (“redline”) – OI 630.0 nm.

2.2.1 LINHA VERDE – EXCITAÇÃO DO OI (557,7nm)

A linha verde 557,7 nm é explicada por um modelo de transição entre os estados excitados ¹S → ¹D do átomo de Oxigênio. Essa emissão acontece na mesopausa.

A primeira explicação da reação responsável por essa emissão foi dada por Chapman (1931). Segundo Chapman, a emissão desse pacote de energia nesse comprimento de onda aconteceria mediante uma Recombinação Direta do Oxigênio, consoante a reação abaixo:



Entretanto, resultado das pesquisas in loco, mediante foguetes, contrariaram a reação proposta por Chapman.

Foi Barth (1964) quem propôs um processo de excitação do estado 1S do Oxigênio atômico através de duas etapas. Esse processo envolve uma molécula precursora, que, segundo Barth, mantém energia suficiente para excitar o Oxigênio, mediante transferência dessa energia adquirida (MEDEIROS, 2004).



Em que M é o terceiro corpo, que pode ser O_2 , ou, por exemplo, N_2 .

A energia liberada pelo Oxigênio excitado mediante molécula precursora possui um comprimento de onda de $\lambda = 557,7 \text{ nm}$, que corresponde à cor verde do espectro de emissão, daí o nome de excitação Linha Verde.

2.3 LINHA VERMELHA - EXCITAÇÃO DO OI (630.0 nm)

Segundo a teoria atômica proposta por Bohr (1913), os elétrons nos átomos se movimentam em torno do núcleo atômico em trajetórias chamadas de níveis ou camadas. Tendo cada um desses níveis um valor determinado de energia, de modo que não é permitido a um elétron permanecer entre dois desses níveis.

Na teoria de Bohr, um elétron pode passar de um nível de menor energia para outro de maior energia, desde que absorva energia externa suficiente para isso. Quando esse salto acontece, diz-se que o elétron foi excitado. Após a excitação, o átomo tenderá a voltar para um estado mais estável, chamado de estado fundamental, de menor energia, e haverá o retorno do elétron ao nível inicial. Esse retorno do elétron se faz acompanhar da liberação da energia antes adquirida.

No entanto, em seu retorno para o estado fundamental, o átomo pode atingir um estado que não satisfaça mais as regras de transição proposta pela teoria

atômica. Nesse estado, cessa por algum tempo o retorno do elétron ao nível inicial. Esse estado atômico pode durar de 10^{-8} segundos até algumas horas (BORBA, 1993).

Uma das excitações mais estudadas pelos cientistas, para se entender a dinâmica da região-F da ionosfera é a da linha vermelha (“*redline*”), a qual é emitida pelo oxigênio atômico presente numa altitude aproximada entre 250 Km e 300 Km. A emissão dessa radiação possui um comprimento de onda de 630.0 nm e resulta de uma transição proibida entre os níveis 1D e 3P.

Em Chamberlain (1995) encontra-se detalhadamente um histórico sobre os primeiros indícios da emissão OI630nm que foram obtidos em laboratório por Paschen (1930), quando as transições proibidas do oxigênio atômico estavam em estudos. As primeiras medidas experimentais foram obtidas por Slipher (1929) e mostraram forte intensidade em torno de $\lambda=631,5\text{nm}$. Mas foi Cabbanes (1934) quem, por medidas de interferômetros, identificou e estabeleceu a emissão em $\lambda=6300,308\text{\AA}$ (ARRUDA, 2007).

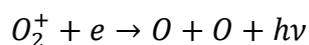
Essa radiação foi escolhida neste projeto como sendo a de maior importância, em virtude do nosso objetivo que é, dentre outros, a detecção dos distúrbios ionosféricos propagantes da região-F da ionosfera, a 250 Km de altitude.

O mecanismo subjacente à produção desses átomos de Oxigênio excitados no estado ^1D é o da recombinação dissociativa de íons com elétrons, como mostra a fotoquímica a seguir.

2.3.1 FOTOQUÍMICA DO OI 630.0 nm

A emissão da radiação de cor avermelhada emitida pelo átomo de Oxigênio através da transição fotoemissiva $\text{O}(^1\text{D}) \rightarrow \text{O}(^3\text{P})$.

O nível $\text{O}(^1\text{D})$ é gerado pelo mecanismo de recombinação dissociativa da molécula iônica O_2^+ com elétrons da região-F da ionosfera:



Ou seja:

Uma molécula ionizada de oxigênio, que perdeu um elétron, reage com um elétron da região-F ionizada e se quebra, dissocia-se, gerando dois átomos de oxigênio que serão excitados pela energia liberada ($h\nu$) do resultado da reação.

Em que:

- $h\nu$ é a energia liberada da recombinação dissociativa, a qual é suficiente para excitar o átomo de Oxigênio resultante para o estado excitado $O(^1D)$;
- h é a constante de Planck
- ν é a frequência correspondente ao comprimento de onda equivalente à cor vermelha do espectro de emissão, o qual vale $\lambda = 630 \text{ nm}$.

Resultando:



Com efeito, $h\nu$ é o fóton liberado pelo oxigênio. Esse fóton possui um comprimento de onda de 630.0 nm. O Fóton foi liberado pelo átomo, para que o átomo saísse do estado excitado $O(^1D)$ e fosse para um estado mais estável, que, nesse caso, equivale ao estado $O(^3P)$.

De fato, a energia liberada na recombinação dissociativa ($h\nu$) poderá excitar um ou dois átomos de oxigênio produzidos na reação, de modo a gerar outros resultados.



Os dois átomos de oxigênio produzidos podem ser excitados pela energia liberada $h\nu$.

No entanto, o resultado que nos interessa é o que foi exposto neste capítulo, pois é o que gera o fóton de comprimento de onda de 630.0 nm, que é equivalente à cor vermelha do espectro.

A excitação desta linha vermelha é encontrada na região-F da ionosfera, portanto foi usada para se inferir os parâmetros da onda geradora da TID ocorrida no dia 20 de setembro de 2006 nessa região, a partir de variações causadas na intensidade de emissão de luz, em virtude da passagem da onda.

3. A IONOSFERA

Os fótons de alta energia provenientes do Sol são capazes de ionizar os componentes atmosféricos. Outro mecanismo responsável pela ionização de componentes atmosféricos são as colisões de partículas ionizadas com partículas neutras. O primeiro caso é chamado de processo principal de produção iônica. O segundo caso é chamado de processo secundário, ou processo corpuscular.

Essa radiação solar incidente corresponde à faixa espectral do extremo ultra-violeta (EUV) e dos raios X, localizados à esquerda do espectro de emissão já mostrado neste trabalho. Tratam-se de radiações de curto comprimento de onda e de alta frequência, daí denominarem-se de radiações ultravioleta, por possuírem frequências acima do violeta (ultra = mais avançado; extremo).

O número de íons produzidos é diretamente proporcional ao número de fótons incidentes e ao número de partículas ionizáveis, isto é, para uma mesma quantidade de partículas ionizáveis, quanto maior o número de radiação solar incidente, maior será o número de íons formados, segundo Kirchhoff (1991).

A ionosfera é classificada de acordo com a quantidade de elétrons livres encontrados por unidade de volume, e é alicerçado nesse parâmetro de classificação que as camadas ionosféricas ganham nomes característicos: D, E, F1 e F2.

O produto da densidade pelo número de fótons é máximo numa altura intermediária, ou seja, o pico de densidade de elétrons livres na atmosfera, decorrentes da ionização dos elementos, não se dá no topo nem na base atmosférica, mas numa altura intermediária, apresentando uma configuração senoidal, e as razões para isso serão pormenorizadas a seguir.

Primeiro: A densidade dos constituintes atmosféricos decresce exponencialmente com a altura, de modo que a absorção de fótons no topo é mínima. Vejamos:

Usando a Lei dos Gases ideais tem-se:

$$P = \rho \cdot R \cdot T \quad (2)$$

Em que:

P é a pressão

ρ é a densidade do constituinte

R é a constante dos gases que vale

T é a temperatura

Considerando:

$$P = \frac{\text{força}}{\text{área}} = \frac{\text{peso}}{\text{área}} = \frac{m \cdot g}{A} = \frac{m \cdot g \cdot Z}{A \cdot Z} = \frac{m \cdot g \cdot Z}{V} = \rho \cdot g \cdot Z \quad (3)$$

E em seguida derivando a pressão atmosférica em função da altura, tem-se:

$$\frac{dP}{dZ} = -\rho \cdot g \quad (4)$$

Na Equação 3, Z é a altura, A é a área, V é o volume, m é a massa, g (= 9,8 m/s²) é a aceleração da gravidade e ρ é a densidade (= m/V).

Substituindo a Equação 4 na Equação 2 tem-se:

$$R \cdot T \cdot \frac{d\rho}{dZ} = -\rho \cdot g \quad (5)$$

Que é equivalente à Equação 6 a seguir:

$$\frac{d\rho}{\rho} = \frac{-g}{R \cdot T} \cdot dZ \quad (6)$$

Integrando os dois lados da Equação 6, tem-se:

$$\int_{\rho_0}^{\rho} d(\ln\rho) = \frac{-g}{R \cdot T} \int_{Z_0}^Z dZ \quad (7)$$

Que resulta:

$$\ln\left(\frac{\rho}{\rho_0}\right) = \frac{-g \cdot Z}{R \cdot T} \quad (8)$$

Aplicando exponencial nos dois lados tem-se:

$$e^{\ln\left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)} = e^{\frac{-g \cdot Z}{R \cdot T}} \quad (9)$$

Que resulta na expressão abaixo, que era o que se queria demonstrar:

$$\frac{\rho}{\rho_0} = e^{-\frac{g \cdot Z}{R \cdot T}} \Rightarrow \rho = \rho_0 \cdot e^{-\frac{g \cdot Z}{R \cdot T}} \quad (10)$$

Essa última forma, Equação 10, demonstra claramente o decréscimo exponencial ($e^{-\frac{g \cdot Z}{R \cdot T}}$) da densidade ρ com a altura, ou seja, à medida que ascendemos verticalmente, o ar fica mais rarefeito.

Segundo: Na base da atmosfera, nas alturas inferiores, tomando como ponto zero do nosso referencial o nível médio do mar, a produção de íons é também pequena, posto que a maioria dos fótons já foi absorvida nas regiões superiores (KIRCHHOFF, 1991).

Portanto, a produção de íons é máxima numa região intermediária da atmosfera, apresentando uma variação senoidal, ou seja, mínima nas extremidades e máxima no meio, como mostra a Figura 5 a seguir:

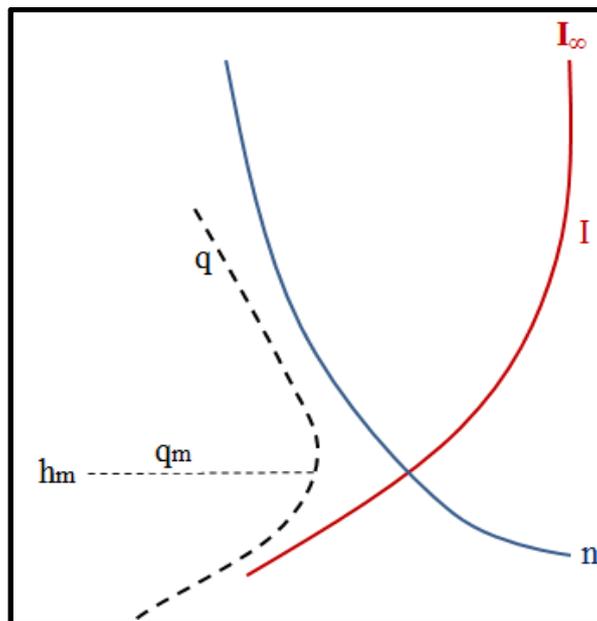


Fig. V – Exemplo da produção de uma camada ionizada. O “I”, em vermelho, indica o fluxo de fótons; o “n”, em azul, indica a concentração de um determinado constituinte atmosférico e o “q”, em preto, indica a taxa de produção de íons. Os índices “ h_m ”, “ q_m ” e “ I_∞ ” serão detalhados no ítem 3.2.1 deste capítulo, no entanto, de antemão, vale salientar que I_∞ é a intensidade fora da atmosfera, a qual sofre decaimento (KIRCHHOFF, 1991).

3.1 DENSIDADE ELETRÔNICA

Assim como existe a formação de íons a partir da incidência da radiação e das colisões, gerando inúmeros elétrons livres na atmosfera, também há a perda da ionização, que se dá através da recombinação dos pares íons-elétrons.

Quando há igualdade entre os dois processos, o de formação e o de perda de íons, tem-se um equilíbrio fotoquímico, a partir do qual pode-se deduzir a densidade eletrônica.

De acordo com a variação dessa densidade eletrônica com a altura, pode-se dividir a ionosfera em diferentes regiões, como mostra a Figura 6 a seguir. Da menos densa à mais densa, respectivamente, encontra-se: Região D, Região E, Região F1 e Região F2.

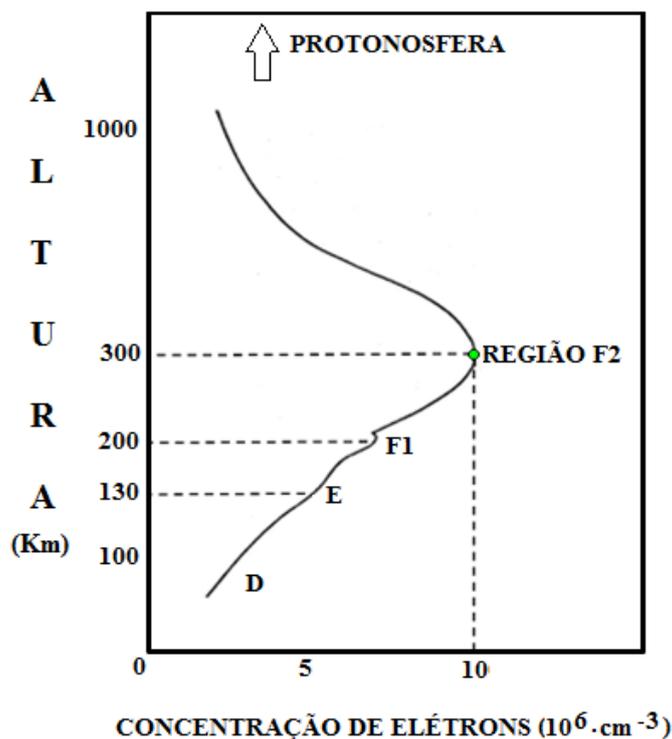


Fig. VI – Concentração eletrônica por altura. A região indicada pelo ponto verde é a região acima dos 250 Km de altura, conhecida por região F2, que possui, aproximadamente, no marco de 300 Km, uma densidade eletrônica bastante alta: cerca de dez milhões de elétrons por centímetro cúbico. A região D é a região abaixo dos 100 Km de altura, e as regiões E e F1 são as regiões intermediárias (KIRCHHOFF, 1991).

3.1.1 REGIÃO D

A região D é a parte inferior da ionosfera, localizada, aproximadamente, numa faixa que vai de 60 Km até 90 Km de altitude.

A densidade atmosférica decresce com a altura, de modo que a região-D da ionosfera é a mais densa. Em virtude disso, são frequentes as reações que envolvem colisões entre íons, elétrons livres e partículas neutras.

Esta camada é a primeira a aparecer e surge durante as primeiras horas do dia. Isso acontece porque o número de íons produzidos é diretamente proporcional ao número de fótons incidentes e ao número de partículas ionizáveis. Isso significa que, para um mesmo fluxo de radiação incidente, a ionização será maior nas áreas de maior número de elementos por unidade de volume.

Com efeito, é aceito o fato de que o comportamento desta camada é diurno. Isso acontece porque, durante à noite, essa camada, assim como a camada-E, perde sua densidade de elétrons livres, em decorrência da diminuição da ionização provocada pela incidência dos raios solares que é menor.

Em suma, com a perda da densidade de elétrons durante a noite, a camada fica mais “leve” e sobe, mas não deixa de existir, como mostra a Figura 7 a seguir:

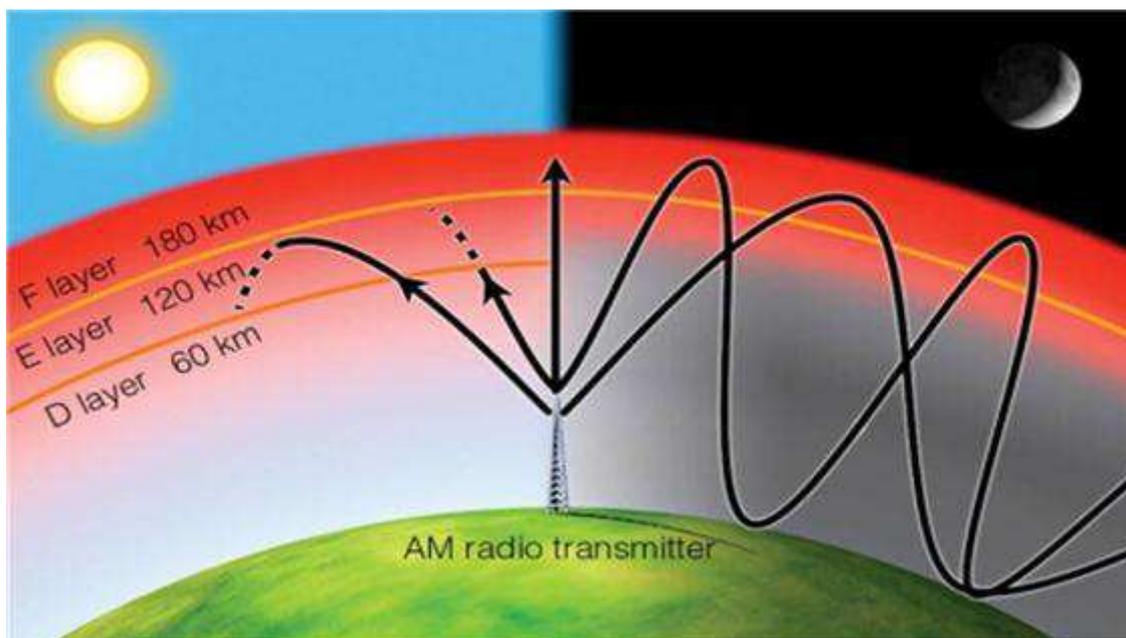


Fig. VII – Comportamento diário das camadas ionosféricas. Durante a noite, as camadas D e E perdem sua densidade em elétrons livres, devido a diminuição da ionização pelo Sol, porém, elas não deixam de existir, elas perdem a densidade e aumentam a altitude. Durante o dia, o aumento de densidade é significativo, conseqüentemente, a altitude diminui. Existe também, durante o dia, uma atenuação maior do sinal. (http://blog.sarmento.eng.br/up/s/sa/blog.sarmento.eng.br/img/ion_layers_4px.jpg)

A ionosfera, como vimos, é caracterizada massivamente, como uma região que contém um número grande de íons positivos e elétrons livres que foram arrancados dos elementos, no entanto, na região-D encontra-se também íons negativos (KIRCHHOFF, 1991). Tal fato se dá mediante a junção eletrônica de uma molécula de oxigênio com um elétron, resultando na formação da molécula ionizada O_2^- :



Como se vê, essa é uma reação de 3 corpos, e a função do terceiro corpo M, é a de catalizador (BRUM, 2004).

3.1.2 REGIÃO E

Esta região está compreendida entre, aproximadamente, 80 Km e 130 Km de altitude.

Assim como a camada D, a região-E possui um comportamento diurno, ou seja, forma-se durante o dia e se dissipa durante a noite.

Se a quantidade de energia solar adquirida por esta camada durante o dia foi muito grande, ela pode perdurar durante a noite, mas esse é um caso especial.

Segundo Kirchhoff, (1991), pode-se entender a formação de uma camada atmosférica ionizada, a partir do balanceamento entre a produção e a perda de íons na atmosfera. A produção pode ser modelada pela teoria da formação simplificada, enquanto a perda pode ser calculada por diversos processos, entre os quais, a Recombinação Iônica, a Recombinação Eletrônica, a Troca e a Junção Eletrônica. Vejamos sucintamente como esse balanceamento pode ser feito:

Calcula-se a taxa de produção de íons em função da altura h e do ângulo zenital do Sol χ , dada por:

$$q = \eta \cdot \sigma \cdot n \cdot I \quad (11)$$

Em que:

q é a taxa de produção de íons

η é a eficiência de ionização

σ é a seção transversal de absorção do gás

n é a concentração de um componente gasoso (Obs: supõe-se que a atmosfera possui apenas um componente gasoso)

I é o fluxo da radiação monocromática (Obs: $I(h)$ é o número de fótons por área)

Doravante, serão feitas substituições e manipulações, a fim de escrever a Equação 11 em função do ângulo zenital do Sol, χ , e da altura reduzida, z , que pode ser escrita como:

$$z = \int \frac{dh}{H}$$

Após expressar a taxa de produção como uma função da altura reduzida, a variação da intensidade pode ser dada por:

$$I = I_{\infty} \cdot e^{-\tau} \quad (12)$$

Em que:

- a) τ é a profundidade ótica dada por $d\tau = \sigma \cdot n \cdot dl$
- b) I_{∞} é a intensidade fora da atmosfera.

Finalmente, após algumas manipulações, a taxa de produção pode ser escrita como segue:

$$q = \eta \cdot \frac{e^{-z} \cdot I_{\infty}}{H} \cdot \exp(-e^{-z} \cdot \sec\chi) \quad (13)$$

Em que:

H é a escala de altura, dada por:

$$H = \frac{K \cdot T}{m \cdot g} \quad (14)$$

Na relação da escala de altura, temos:

- a) K que é a constante de Boltzmann
- b) T que é a temperatura absoluta

Esse modelo nos diz que, à medida que o ângulo zenital χ cresce, a produção decresce e a altura de produção máxima aumenta.

Com efeito, 4 reações são responsáveis pela perda de íons na atmosfera: Recombinação Iônica, a Recombinação Eletrônica, a Troca e a Junção Eletrônica).

Após algumas manipulações, verifica-se que as perdas dos íons podem ser de dois tipos:

- 1) Perda linear: $\beta \cdot n_e$, para alturas maiores
- 2) $\alpha \cdot n_e^2$, para regiões inferiores da ionosfera

Enfim, no equilíbrio fotoquímico, pode-se fazer o balanço da produção e da perda dos íons, para determinar o perfil da camada eletrônica, ou seja, a variação da densidade eletrônica com a altura.

Igualando a taxa de produção de íons à sua perda linear e, em seguida, igualando a taxa de produção de íons à sua perda quadrática, obtém-se a formação de duas camadas: a camada Chapman- α , representada pela curva “a” da Figura 8, e a camada Chapman- β , representada pela curva “b”:

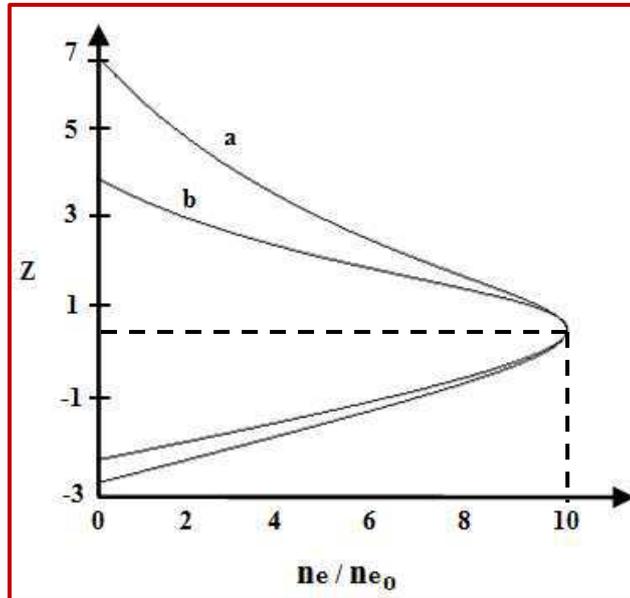


Fig. VIII – Camadas de equilíbrio. As camadas Chapman- α (curva a) e Chapman- β (curva b) estão normalizadas em $\chi = 0$. As ordenadas estão expressas em altura reduzida. É interessante notar que a região de transição entre as perdas quadráticas e linear se dá próximo à região F1 (180 Km – 200 Km). A escala vertical está em unidades de altura reduzida (KIRCHHOFF, 1991).

3.1.3 REGIÃO F1

A região F1 é a região inferior da camada F ionosférica.

Partindo da superfície terrestre e subindo verticalmente, a região F1 encontra-se acima da camada-E e abaixo da camada-F2.

Considerando o gráfico de densidade eletrônica representado na Figura 6, a região F1 é definida por um pico secundário em torno de 180 Km de altitude. Define-se, relativamente, esse pico F1 como secundário em virtude da existência de um pico de magnitude maior que representa o ponto de inflexão, vértice, da variação senoidal do gráfico da concentração de elétrons pela altura, o qual se encontra a 300 Km de altitude.

Com efeito, é na região F1 que acontece a transição entre as leis que regem as perdas iônicas quadráticas ($\alpha \cdot n_e^2$) e lineares ($\beta \cdot n_e$).

Assim como as camadas D e E, a camada F1 também possui um comportamento diurno e serve como refletora de determinadas frequências de ondas de rádio. Essa reflexão de determinados comprimentos de ondas varia de acordo com a espessura da camada, que, por seu turno, obedece à variação da incidência dos raios solares.

3.1.4 REGIÃO F2

A região ionosférica F2 surge logo nas primeiras horas do amanhecer, quando a camada F se desmembra em duas: F1 e F2.

Tomando-se o gráfico da concentração eletrônica pela altura, mostrado na Figura 6, a região F2 é, aproximadamente, toda a região acima do pico principal de densidade eletrônica, localizado a 300 Km de altitude, incluindo o próprio pico, até uma altura de 1000 Km. Para se ter ideia da magnitude da densidade eletrônica no pico desta região, encontra-se uma concentração de, aproximadamente, dez milhões de elétrons por centímetro cúbico. A partir daí, a densidade eletrônica decresce exponencialmente até se identificar com a magnetosfera e perder sua identidade.

Durante o ocaso, há um decaimento de magnitude da densidade eletrônica na ionosfera, em virtude da recombinação dos pares íons/elétrons, desse modo, à noite, as camadas F1 e F2 se fundem em uma única camada F2, ou, de acordo com outras interpretações, a camada F1 é absorvida pela F2.

4. ONDAS ATMOSFÉRICAS

Ondas atmosféricas são oscilações nas variáveis de campo (ex: velocidade e pressão) atmosféricas, de sorte que, muitas das propriedades dessas ondas são semelhantes às propriedades do oscilador harmônico simples.

Neste capítulo, será abordado a teoria das ondas atmosféricas: os tipos de ondas existentes na atmosfera, os mecanismos geradores de cada perturbação, as características principais de cada onda e a modelagem matemática usada no estudo dessas perturbações.

4.1 MOVIMENTO ONDULATÓRIO

Naturalmente, as oscilações reais, não idealizadas, são amortecidas, ou seja, não possui movimento eterno, mas, pelo contrário, o movimento se desvanece com o passar do tempo, pela ação da força de atrito que transforma energia mecânica em energia térmica.

Duas propriedades importantes das oscilações é a frequência e o período.

- 1) Frequência (f): número de oscilações completadas em um segundo.
- 2) Período (T): tempo de uma oscilação.

Desse modo, vê-se pela definição, que o conceito de frequência é o inverso do conceito de período, de sorte que $T = \frac{1}{f}$.

As respectivas unidades são:

$$f \longrightarrow 1 \text{ hertz} = 1 \text{ Hz} = 1 \text{ oscilação por segundo} = 1 \text{ s}^{-1}$$
$$T \longrightarrow \text{segundos} = \text{s}$$

Na natureza encontra-se vários tipos de ondas:

- 1) Ondas Mecânicas: necessitam de um meio físico para existirem.
- 2) Ondas Eletromagnéticas: não necessitam de meio físico para existirem.
- 3) Ondas de Matéria: propriedades que partículas muito pequenas (ex: elétrons) apresentam sob condições experimentais específicas. Essas ondas de matéria são regidas pelas leis da física quântica.

Comprimento de onda (L), número de onda (k) e velocidade de propagação (v) são três importantes parâmetros de onda, os quais podem ser definidos, sucintamente, da seguinte maneira:

- 1) Comprimento de Onda (L): distância após a qual o padrão de onda se repete.
- 2) Número de Onda (k): número de ondas por unidade de comprimento do padrão ondulatório
- 3) Velocidade de Propagação (v): velocidade com que todo o padrão da onda se desloca.

Pode-se também definir L como sendo a distância horizontal entre duas cristas, ou dois vales, consecutivos de uma mesma onda.

O número de onda k é definido por:

$$k = \frac{1}{L} \quad (15)$$

A velocidade de propagação da onda, v , em x , não deve ser confundida com a velocidade transversal dos elementos infinitesimais do meio material por onde a onda se propaga, os quais acontecem perpendicularmente na direção y .

Considerando que a frequência angular é dada por:

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \quad (16)$$

Define-se a velocidade da onda por:

- a) $v = +\frac{\omega}{k}$, para uma onda que se propaga para a direita, ou seja, na direção crescente de x , ou;

b) $v = -\frac{\omega}{k}$, para uma onda que se propaga para a esquerda, ou seja, na direção decrescente de x .

Para uma onda progressiva, que pode ser gerada por um oscilador harmônico, a frequência também depende, geralmente, do número de onda ou do comprimento de onda.

Vale salientar que todas as ondas que se propagam devem ser da forma:

$$y(x, t) = h(kx \pm \omega t)$$

De modo que a onda do tipo $y(x, t) = \text{sen}(ax^2 - bt)$ não representa uma onda propagante por possuir um argumento quadrático.

Com efeito, perturbações atmosféricas apresentam características ondulatórias, no entanto, essas perturbações são compostas de várias ondas senoidais, cada uma com as suas características. Perturbações ou ondas progressivas em que a velocidade de fase dos seus componentes harmônicos dependem do número (ou comprimento) de onda são dispersivas e a relação entre frequência (ω) e número de onda angular (k), é chamada relação de dispersão (SATYAMURTY, 2005).

Casos em que a velocidade (v) independe do número de onda (k), a onda é chamada de não dispersiva, que, diferentemente da dispersiva, preserva sua forma à medida que se propaga.

Ondas atmosféricas possuem diferentes mecanismos de formação e progressão, e há uma complexidade grande em se obter as características dessas ondas através de equações não lineares. Para obtenção desses dados, portanto, empregam-se métodos de pequenas perturbações para avaliar esses movimentos ondulatórios.

Nesse método, as variáveis de campo são divididas em:

- 1) Estado básico: independe do tempo e longitude
- 2) Perturbação: desvio relativo ao estado básico

$$u(x, t) = \bar{u} + u'(x, t) \quad (17)$$

$$T(x, t) = \bar{T} + T'(x, t) \quad (18)$$

Em que:

\bar{T} representa o estado básico e T' representa a perturbação. Esta última dependente da posição e do tempo.

Em nosso estudo, limitar-nos-emos à análise das ondas de gravidade interna, geradoras das TIDs, cuja existência resulta, unicamente, da flutuabilidade do fluido estratificado que se encontra em situação de estabilidade estática.

Nestas condições, parcelas de ar deslocadas verticalmente terão oscilações de flutuabilidade em torno de uma posição de equilíbrio.

A estabilidade é comumente definida como sendo uma condição da atmosfera na qual os movimentos verticais ascendentes ou descendentes são inibidos ou inexistentes.

Através do método da parcela de ar pode-se estudar o grau de estabilidade da atmosfera. Neste método, uma parcela de ar que é forçada a se deslocar verticalmente em uma atmosfera estável, ora para cima, ora para baixo de seu ponto de equilíbrio, tenderá a retornar à sua posição inicial.

No caso de um deslocamento para cima, a parcela retorna para sua posição de equilíbrio por causa de um resfriamento adiabático sofrido pela parcela. À medida que a parcela sobe, sua temperatura torna-se cada vez menor, mais fria, em relação à temperatura do ar à sua volta. Isso força a parcela a retornar à sua posição anterior em função de um aumento de densidade ocorrido pelo esfriamento.

O mesmo caso de retorno à posição ocorre quando a parcela de ar se desloca para baixo de sua posição de equilíbrio. Nesse caso, o mecanismo é o inverso do anterior, pois, à medida que a parcela desce, sua temperatura relativa aumenta, causando uma diminuição da densidade da parcela e forçando-a a subir.

Assim, uma camada estável inibe os movimentos verticais.

É em virtude dessa estabilidade estável do meio atmosférico que são formadas essas perturbações ondulatórias que se propagam ascendentemente da baixa atmosfera (Ex: Troposfera) até a média ou alta atmosfera, onde, comumente, saturam, transferindo energia e momento.

De fato, a geração de ondas não depende somente dessa condição de estabilidade, mas também da presença de algum distúrbio, denominados fontes.

4.2 ONDAS DE GRAVIDADE INTERNA

O estudo das ondas de gravidade interna atmosférica cresceu enormemente nos últimos 50 anos devido à constatação da influência que essas ondas possuem na circulação geral da atmosfera.

Pode-se afirmar que essas ondas são responsáveis, por, dentre outros fenômenos: turbulências, mistura de constituintes, transferência de momento, geração de fluxo meridional, anomalia de temperatura na mesopausa e pela interação e modificação do fluxo médio da atmosfera (MEDEIROS, 2004).

Possíveis fontes geradoras de ondas de gravidade na troposfera são: fluxos de ar sobre montanhas, tempestades convectivas, atividades frontais, fortes convecções em regiões tropicais, convecções troposféricas e tempestades elétricas.

A influência que essas ondas possuem na atmosfera reside na alteração da circulação global no instante da saturação, quebra da onda.

Em função do decréscimo exponencial da densidade atmosférica em função da altura, há um aumento da amplitude da onda à medida que a perturbação ascende verticalmente, para manter constante o fluxo de energia (MEDEIROS, 2004). Isso ocorre até que a onda chegue em uma altitude crítica, onde acontece a quebra da onda e, conseqüentemente, a transferência de momento e energia da onda para as adjacências, gerando turbulências e propagação ascendente de energia.

Como todo trabalho científico, o estudo dessas perturbações também é idealizado. Em virtude da complexidade, é necessário à observância de alguns fatores na construção da modelagem matemática, a saber:

- 1) Supor soluções do tipo onda-plana
- 2) Desconsidera-se a presença da rotação da Terra e seus efeitos
- 3) Considera-se a compressibilidade atmosférica

Desse modo, toma-se as equações básicas no sistema de coordenadas cartesianas (x, y e z), já familiares, a saber:

$$\text{Conservação do Momento: } \left(\frac{d\vec{v}}{dt} \right) + 2\vec{\Omega} \times \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{g} + \frac{1}{\rho} \vec{F} \quad (19)$$

$$\text{Conservação de Massa: } \frac{d\rho}{dt} + \rho \nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (20)$$

$$\text{Conservação de Energia: } Q = c_v \frac{dT}{dt} + p \frac{D}{Dt} \left(\frac{1}{\rho} \right) \quad (21)$$

$$\text{Lei dos Gases Ideais: } p = \rho \cdot R \cdot T \quad (22)$$

Em que:

- 1) $\vec{v} = (u, v, w)$
- 2) $\vec{\Omega} \times \vec{v}$ é a força de Coriolis
- 3) $\vec{\Omega}$ é a velocidade angular da Terra
- 4) \vec{g} é a aceleração da gravidade
- 5) ρ é a densidade atmosférica
- 6) p é a pressão atmosférica
- 7) \vec{F} é uma força externa
- 8) c_v é o calor específico a volume constante
- 9) Q é a quantidade de calor recebida por uma massa de ar por unidade de massa e por unidade de tempo
- 10) $p \frac{D}{Dt} \left(\frac{1}{\rho} \right)$ é o trabalho realizado pela massa de ar na contração ou expansão
- 11) R é a constante dos gases ideais
- 12) T é a temperatura

A Equação 21 representa a conservação de energia, em que o termo $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla$ é chamado de operador de Stokes.

Ademais, é necessário o emprego do método de pequenas perturbações nas Equações 19, 20, 21 e 22, em virtude dos termos não lineares que aparecem nas equações e que as torna de difícil solução.

Assim, “linearizando” as equações, supondo soluções do tipo onda-plana e considerando um modelo de atmosfera básica, compressível, sem rotação da Terra e

sem difusividade, mas com cisalhamento vertical, as equações de 8 à 11 podem ser escritas como segue:

$$\frac{DU}{Dt} + W\bar{u}' + \frac{1}{\rho_s} \frac{\partial P}{\partial x} = 0 \quad (23)$$

Em que: $\bar{u}' = \frac{\partial u_0}{\partial z}$

$$\frac{DV}{Dt} + W\bar{v}' + \frac{1}{\rho_s} \frac{\partial P}{\partial y} = 0 \quad (24)$$

Em que: $\bar{v}' = \frac{\partial v_0}{\partial z}$

$$\frac{1}{\rho_s c_s^2} \frac{DP}{Dt} + \frac{\partial U}{\partial x} + \left(\frac{\partial}{\partial z} - \Gamma \right) W = 0 \quad (25)$$

$$\left(\frac{D^2}{Dt^2} + N^2 \right) W + \frac{1}{\rho_s} \frac{D}{Dt} \left(\frac{\partial}{\partial z} + \Gamma \right) P = 0 \quad (26)$$

Em que:

- 1) c_s^2 é a velocidade do som
- 2) Γ é o coeficiente de Eckart, que vale:

$$\Gamma = \frac{1}{2\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} + \frac{g}{c_s^2} \quad (27)$$

- 3) N é a frequência de Brunt-Väisälä, cuja unidade pode ser expressa em radianos por segundo (unidade: rad/s):

$$N^2 = -g \left(\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} + \frac{g}{c_s^2} \right) \quad (28)$$

Essa é a frequência com que uma parcela de ar oscilará, desde que seja deslocada de sua posição de equilíbrio em uma atmosfera estavelmente estratificada.

Utilizando a aproximação hidrostática, $\rho \propto p \propto \exp\left(\frac{-gz}{RT}\right)$ a frequência de Brunt-Väisälä pode ser simplificada como segue:

$$N^2 = \frac{g^2}{RT} \left(\frac{\gamma-1}{\gamma} \right) \quad (29)$$

Em que $\gamma = \frac{c_p}{c_v}$, com c_p e c_v representando, respectivamente, os calores específicos a pressão constante e a volume constante.

Escrevendo o operador de Stokes de modo mais adequado, tem-se:

$$\frac{D}{Dt} = ik[u(z) - c] = -i\omega \quad (30)$$

Em que:

$$c = \omega/k \quad (31)$$

ω é a frequência aparente.

Na Equação 30, assume-se que as soluções sejam proporcionais a $\exp\{i(kx - \omega t)\}$.

A frequência intrínseca $\hat{\omega}$ da onda é determinada por um observador que se desloca junto com o vento médio de fundo, Wrasse (2004), e a sua relação com a frequência aparente é dada por:

$$\hat{\omega} = \omega - \vec{k} \cdot \vec{u} \quad (32)$$

Com alguns recortes, a saber:

- 1) Considerando $\Gamma = 0$, ou seja, desprezando os efeitos de compressibilidade
- 2) Substituindo a Equação 30 nas Equações de 23, 24, 25 e 26
- 3) Eliminando P e U entre as equações

Pode-se chegar à seguinte equação:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial t^2} + \left[\frac{N^2}{(u_0 - c)^2} - \frac{u_0''}{u_0 - c} - k_h^2 \right] W = 0 \quad (33)$$

Desse modo, a relação de dispersão pode ser dada por:

$$m^2 = \frac{N^2}{(u_0 - c)^2} - \frac{u_0''}{u_0 - c} - k_h^2 \quad (34)$$

Em que:

- 1) $m = \frac{2\pi}{\lambda_z}$ é o número de onda vertical
- 2) $k_h = \frac{2\pi}{\lambda_h}$ é o número de onda horizontal

Esta Equação 34 apresenta dois tipos de soluções:

1° Tipo: acontece quando $m^2 > 0$. Nesse caso, as ondas são ditas propagantes, pois se propagam livremente em função da altura.

2° Tipo: acontece quando $m^2 < 0$. Nesse caso, as ondas são ditas evanescentes, ou seja, ondas que não se propagam livremente na vertical. Esse tipo de onda está sujeita à reflexão.

5. DISTÚRPIO IONOSFÉRICO PROPAGANTE - TID

Distúrbios ionosféricos propagantes, TIDs (“Travelling Ionospheric Disturbances”), são perturbações oscilatórias que se desenvolvem pela ação das ondas de gravidade que atingem a ionosfera. Essas ondas se propagam, ascendentemente, por longas distâncias, a partir da atmosfera neutra em virtude do balanço de duas forças, a saber, a diferença de pressão, gerada por um aquecimento distinto da atmosfera, e a força da gravidade.

Em virtude do decréscimo exponencial da densidade atmosférica com a altura, a amplitude dessas ondas aumenta, à medida que sobem, até alcançarem um valor crítico de saturação, quando, então, são dissipadas, devido aos efeitos de viscosidade do meio, ou seja, ondas com longo período não penetrem grandes altitudes, em virtude do processo de difusão que destrói a onda (SWENSON, 1995).

No artigo dedicado à constatação de assinaturas de ondas de gravidade, observadas simultaneamente nos perfis de densidade eletrônica e do átomo de oxigênio na baixa termosfera, Imamura et al., (1997), ratifica a evidência dos efeitos de saturação das ondas de gravidade ao explicar a variação ondulada da velocidade de fase horizontal do vento com a altura pela modulação média do vento, em virtude da passagem de uma onda atmosférica.

O mecanismo de relação entre as ondas de gravidade atmosféricas e os distúrbios ionosféricos propagantes (TIDs) têm sido bastante estudado por um grande número de autores ao longo das últimas quatro décadas desde os trabalhos pioneiros de Hines e Hooke (1960), que postularam que as TIDs detectadas nos dados da ionosfera são causadas, substancialmente, por ondas de gravidade (HINES & HOOKE, 1960, apud. PIMENTA et al., 2008).

Com efeito, os movimentos atmosféricos ocorrem além de um espectro muito vasto de espaço e tempo, atingindo desde movimentos aleatórios de moléculas individuais até a circulação zonal média, a qual envolve toda a atmosfera.

De acordo com o período, a classificação de alguns fenômenos ionosféricos pode ser feita da seguinte maneira:

- a) Distúrbios Ionosféricos Propagantes: períodos de alguns minutos a várias horas

- b) Marés (como uma grande onda global): harmônicos com períodos de 24h
- c) Ondas de Gravidade: períodos de cerca de 10 min à algumas horas
- d) Ondas Planetárias: segundo Holton (1972), para comprimento de onda $L_y = 6000$ Km, isto é, $k = 1 = 2\pi/6000$ Km, em $\varphi = 45^\circ$ S, a velocidade de propagação, em módulo, da onda de Rossby é da ordem de 8 m/s. No entanto, levando em consideração que a onda de Rossby sempre se desloca para oeste com uma velocidade relativa ao escoamento básico, e que o vento básico, na média troposfera em latitudes médias, é de oeste para leste com velocidade de 20 m/s, as ondas planetárias, em latitudes médias, propagam com velocidade de aproximadamente 10 m/s.

O termo maré é comumente associado ao movimento periódico das águas do mar, pelo qual elas se elevam ou se abaixam em relação a uma referência fixa no solo. É produzido pela ação conjunta da Lua e do Sol, e, em muito menor escala, dos planetas; a sua amplitude varia para cada ponto da superfície terrestre, e as horas de máximo e mínimo dependem fundamentalmente das posições dos astros. No entanto, o fenômeno das oscilações periódicas não se trata apenas de um fenômeno das águas, mas sim dos fluidos em geral, de modo que, assim como nos oceanos, na atmosfera terrestre também encontramos corrugações, elevações e ondas.

Desse modo, são considerados dois fenômenos:

- a) Maré oceânica e;
- b) Maré atmosférica.

Entretanto, diferentemente das observações realizadas nas marés oceânicas, no caso das marés atmosféricas o período observado estava mais de acordo com o período solar do que com o lunar. Essa constatação primordial sugeriu, de imediato, a hipótese de que as marés atmosféricas estivessem relacionadas, não à ação gravitacional da Lua, mas sim ao aquecimento da atmosfera pelo Sol que desembocaria num desequilíbrio entre as forças de pressão e a força da gravidade.

Posteriormente, no entanto, foi identificado que as marés atmosféricas não acompanhavam o ciclo de aquecimento do Sol, posto que, enquanto a ação solar

tem um comportamento diurno e senoidal, com um pico ao meio-dia e mínimos no amanhecer e no ocaso, as marés atmosféricas apresentam um comportamento semidiurno. Em virtude disso, a Teoria das Marés Atmosféricas atual não mais estende a analogia com as marés oceânicas, atrelando as elevações atmosféricas apenas aos efeitos de gravidade e ao aquecimento solar, mas também considera diversas causas como, dentre outras, as consequências das tempestades magnéticas, das erupções vulcânicas e da orografia no fenômeno de formação de alguns distúrbios atmosféricos.

Kelley et al., (1997), a partir de observações ionosféricas *in situ*, na qual dois foguetes de sondagem foram lançados até uma célula pequena de tempestade constitutiva do remanescente de um grande evento frontal ocorrido em 27 de julho de 1988 na Virgínia, apresentou provas de que uma onda de gravidade foi gerada em decorrência desse grande evento.

Candido et al., (2008), em seu artigo da análise estatística da frequência de ocorrência de distúrbios ionosféricos propagantes em Cachoeira Paulista (22,7° S; 45° W), constatou, após a análise de 28 eventos durante sete anos de dados obtidos durante a baixa, média e alta atividade solar, que a frequência de ocorrência das TIDs de média escala apresenta um pico durante a baixa atividade solar, diminuindo durante a atividade solar média e com nenhuma ocorrência durante a alta atividade solar.

Sobral et al., (2001), no intuito de expandir os estudos anteriores feitos em 1997 (no qual detectou assinaturas de ondas de gravidade em meio ao por do Sol, período calmo, na região-F de Cachoeira Paulista (22° 41' S e 45° W)), constatou que, também durante o dia tranquilo de 9 de agosto de 1999 no “airglow” associado ao comprimento de onda de 630 nm, o Terminador pode ter sido uma fonte de eventos de ondas de gravidade, TID, na região-F da ionosfera, em baixa latitude.

Ondas de gravidade atmosféricas, assim como TIDs, desempenham um papel central na dinâmica e energética da atmosfera. Segundo Hocke et al., (1996), ondas de gravidade viabiliza o transporte de momentum e energia das altas para as baixas latitudes, bem como o transporte de impulso e energia da baixa atmosfera para as regiões mais altas.

Comumente, é feita uma discriminação das TIDs com base no comprimento de onda, como segue (PIMENTA et al., 2008):

- a) TID de larga escala (LSTID): comprimento de onda horizontal (λ), em linhas gerais, maior que 1000 Km ($\lambda > 1000$ Km)

b) TID de média escala (MSTID): $\lambda < 1000$ Km

Encontra-se também, na literatura estabelecida, uma análise alicerçada em seus períodos:

- a) LSTID: associados com períodos de cerca de 30-60min a várias horas. A título de informação, esses são característicos da ionosfera de latitudes médias em tempos de tempestade. Eles têm uma escala horizontal de mais de 1000 Km. Segundo Pimenta et al., (2008), um recente evento espetacular deste tipo foi documentada durante uma campanha em Arecibo por Nicolls et al., (2004, apud PIMENTA, 2008).
- b) MSTID: associados com períodos de cerca de 10 a 40-60min

Essas classificações variam sutilmente de acordo com os autores, sobretudo pelo fato de que a descrição dessas ondas, bem como a geração e propagação das TIDs sua climatologia e a influência sobre a atmosfera da Terra ainda está incompleto.

Um modelo de circulação geral (TIME-GCM) foi desenvolvido pela Roble e Ridley (1994), o qual inclui a influência da dinâmica de ondas de gravidade e fluxo de energia sobre a circulação global, temperatura e estrutura de composição da mesosfera, termosfera e ionosfera (HOCKE et al., 1996).

As redes GPS e de satélites GLONASS estão fornecendo um meio de estudos mundiais eficazes sobre a propagação e excitação das ondas de gravidade (HOCKE et al., 1996). Em particular, Mendillo (1997) fornece dados de observações piloto conduzidas em Arecibo, Porto Rico, nos anos de 1993 e 1995, nas quais associou-se um imageador all-sky em conjunto com ionossondas e redes GPS, configurando-se um trabalho pioneiro no tocante a períodos longos de observações na região-F da ionosfera.

Segundo Gossard e Hooke (1975), as TIDs, ou ondas de gravidade, podem ser classificadas em três categorias:

- a) Larga Escala: oscilações com períodos em torno de 4 hs; velocidade horizontal entre 300 m/s e 1000 m/s e comprimento de onda em torno de algumas centenas de quilômetros
- b) Média Escala: período entre 15 min e 2 hs; comprimento de onda da ordem de dezenas de quilômetros e velocidade em torno de 300 m/s
- c) Pequena Escala: são, em geral, superposições de ondas de média escala.

Ao se propagarem na ionosfera, as ondas de gravidade afetam campos de velocidade do plasma ionosférico, temperatura ambiente (considerando que temperatura é definida como o grau de agitação dos átomos ou moléculas de um fluido), densidade e, conseqüentemente, a pressão ambiente.

Em virtude desse extenso leque de efeitos causado pela ação da passagem dessas ondas de gravidade pela ionosfera, a detecção da presença dessas ondas pode ser realizada, por inferência, mediante diversos instrumentos, cada um com a sua especificidade.

Para citar alguns exemplos, tem-se:

- a) Fotômetro: mede a passagem da onda a partir da intensidade da luminescência atmosférica emitida;
- b) Ionossonda: mede a passagem da onda pela frequência de rádio do sinal reemitido pela atmosfera
- c) Polarímetro: usa o sinal emitido por um satélite para medir a variação da densidade eletrônica do meio sensível à passagem de uma TID.

Em geral, a detectabilidade da passagem das ondas de gravidade pela ionosfera está diretamente associada à variação da densidade eletrônica ambiente. Esse é, talvez, o principal parâmetro usado para se inferir acerca da existência de uma TID.

É inevitável que haja uma variação do conteúdo eletrônico na região ionosférica afetada pela passagem da onda.

Conteúdo Eletrônico Total, TEC (do termo em inglês “Total Electronic Content”) na ionosfera tem sido amplamente estudada através de observações GPS nos últimos anos, isso porque a luminosidade atmosférica

“airglow” em 630 nm é proporcional à quantidade total de elétrons entre 250 Km e 300 Km de altitude (SAITO at al., 1998).

A distribuição mundial de receptores GPS torna possível desenhar um mapa do TEC global a cada 15 min.

Ho *at al.*, (1996, apud SARTO, 1998), estudaram a distribuição global das variações TEC durante um período magneticamente perturbado com mais de 60 receptores GPS em todo mundo.

Em regiões de latitudes médias, perturbações do TEC são, indissociavelmente, conhecidas como assinaturas de TID. Um mapeamento de alta resolução das perturbações do conteúdo eletrônico total bidimensional (TEC) com uma rede GPS, de resolução temporal de 30 segundos e espacial de 0,15° latitude e 0,15° longitude, foi feita sobre o Japão. As observações revelaram distúrbios ionosféricos viajantes (TIDs), estruturas de TEC espaciais e de evolução temporal, na ionosfera de médias latitudes na noite de 03 de julho de 1997, viajando a sudoeste com velocidade de fase de até 150 m/s, e comprimento de onda de até 300 Km. Essas características são consistentes com muitos fenômenos ionosféricos observados nos últimos anos em latitudes médias (SAITO at al., 1998).

Segundo mapeamento bidimensional feito por Saito at al., (1998), a maioria dessas estruturas que viajam na ionosfera de médias latitudes do hemisfério norte tendem a viajar para sudoeste.

Tais mapeamentos, associados com outras técnicas de observações como os imageadores e ionossondas, revelaram-se ferramentas poderosas para investigar a estrutura vertical da ionosfera em detalhes.

Em Saito at al., (1998), verifica-se que duas frequências de observações (1.575,42 MHz e 1.227,60 MHz) do Sistema de Posicionamento Global (GPS) fornecem um atraso relativo ionosférico de ondas eletromagnéticas que viajam por meio dispersivo. Os montantes totais de elétrons livres ao longo dos caminhos percorridos podem ser derivados a partir desses atrasos ionosféricos. Nesse estudo, foram investigadas as perturbações do TEC na ionosfera das latitudes médias com mais de 900 receptores GPS do Geographical Survey Institute (GSI) no Japão. Além disso, vários esforços foram feitos para obter uma distribuição 3-D de densidade eletrônica da ionosfera com técnicas de tomografia.

Este presente trabalho consistiu em discutir um específico distúrbio ionosférico observado por meio de um imageador. Com esse instrumento, foram

gravadas diversas imagens de um evento ocorrido em São João do Cariri na noite de 20 de setembro de 2006. Para determinação dos parâmetros da onda relacionada com a TID ocorrida nesse dia, fez-se uso da técnica do Keograma, a fim de evitar ambigüidades nos dados gerados.

6. METODOLOGIA E INSTRUMENTAÇÃO

Este capítulo é dedicado à descrição da metodologia aplicada no projeto, dos instrumentos utilizados e do processamento dos dados.

Em particular, destaca-se a importância do uso pioneiro do imageador na detecção dos Distúrbios Ionosféricos Propagantes observados na região equatorial brasileira, particularmente em São João do Cariri (7,38°S; 36,5°W).

A região de São João do Cariri tem se mostrado, ao longo dos anos, uma região adequada às observações da aeroluminescência noturna, mediante imageador e fotômetro, por ser uma região de clima árido e seco (identificado pela pouca presença de nuvens durante a noite), e sobretudo pela posição geográfica que ocupa (longe do conglomerado urbano), tornando-a isenta do ofuscamento das luzes da cidade.

6.1 O IMAGEADOR

Ondas de gravidade atmosférica são geralmente formadas na média e baixa atmosfera, e destruídas (saturadas) na alta atmosfera. Ao atingirem camadas ionizadas da alta atmosfera, essas ondas geram perturbações nessas camadas. Em virtude da passagem dessas ondas, as emissões das camadas de aeroluminescência apresentam flutuações de intensidade, tanto espacial quanto temporal, as quais estão associadas a variações na densidade eletrônica.

Várias técnicas são utilizadas, a fim de detectar essas flutuações. Dentre outras, vale citar os fotômetros, espectrômetros e os imageadores.

O imageador é capaz de registrar variações na magnitude luminescente atmosférica através de imagens, que geram arquivos digitais.

Entre 1988 e 1999, consoante Medeiros (2001), foram coletadas imagens da passagem de ondas, mediante imageador “all-SKY”, em Cachoeira Paulista (23°S, 45°W).

Outro estudo de ocorrências de pororocas mesosféricas sobre São João do Cariri, na Paraíba, região equatorial, foi realizado por Fachine (2004), desta vez

associando dois instrumentos complementares, o fotômetro e o imageador (BAGESTON, 2009 apud CARVALHO, 2011).

Em se tratando das TIDs, os imageadores têm sido de pouca utilização, fato que despertou interesse e incitou a elaboração deste projeto.

O imageador é basicamente formado por um sistema óptico e uma câmera CCD (Charge Coupled-Device). Esse instrumento possui a capacidade de monitorar as variações da aeroluminescência em tempo real, no entanto, a aquisição dos dados depende das condições de observações, essa é considerada uma desvantagem no uso do imageador para a detecção de ondas de gravidade.

O sistema óptico é composto por:

a) Lente olho de peixe (fisheye) é a porta de entrada do imageador. Essa lente possui um campo de visão de 180° do espaço imageado, e, em virtude dessa abertura óptica, torna o imageador um instrumento de alta resolução espacial, com capacidade observacional mais abrangente do que os demais.

b) Lentes telecêntricas, plano-convexas de 76.2 mm e 75 mm de diâmetro, convertem os raios concorrentes de luz, que atravessaram a lente fisheye, em raios paralelos ao eixo do sistema óptico.

c) Sistema de filtros de interferência, seleciona a componente de luz que deverá ser filtrada. Esses filtros são confeccionados de modo que apenas frequências específicas do espectro de luz seja captada pelo imageador. Algumas emissões filtradas (medidas) são a linha verde do oxigênio atômico (OI 557,7 nm) e a linha vermelha, representada pelo OI 630,0 nm, ambos pertencentes à faixa visível do espectro luminoso.

d) Uma lente acromática e outra objetiva. As demais lentes têm a função de reduzir o tamanho da imagem original para o tamanho do detector CCD, sem que ocorra perda de luz.

A seguir, uma figura esquemática do Imageador:

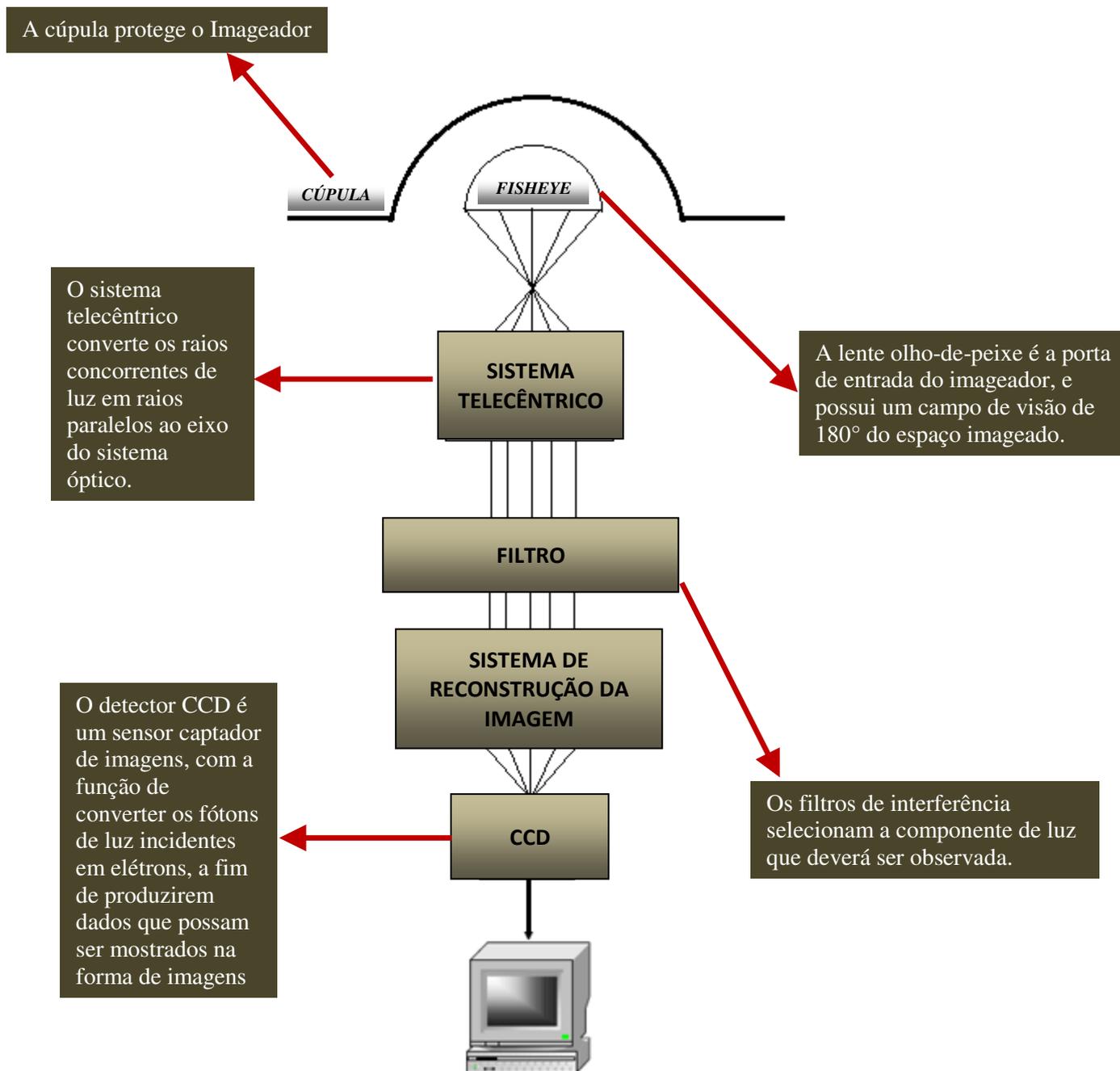


Fig. IX – Esquema de um Imageador “all-SKY”. Instrumento similar a um telescópio, constituído basicamente por um sistema óptico, uma câmera CCD, um sistema de refrigeração e um microcomputador que controla todo o funcionamento do equipamento.

O detector CCD é um sensor captador de imagens, uma matriz de células individuais, pixel, sensíveis à luz. O número de linhas e colunas da matriz retangular caracteriza o tamanho do sensor CCD. Quanto maior o CCD, maior será a quantidade de pixels, conseqüentemente melhor será a qualidade das imagens captadas. Cada pixel do detector pode ser identificado pelos índices (i, j) .

A aplicação de detectores CCD, para medições de “airglow”, permite observar distribuições bidimensionais da intensidade de emissão para o oxigênio 630 nm (KUBOTA, 2000).

A função de um sensor CCD é converter os fótons de luz incidentes em elétrons, a serem coletados pelos pixels, a fim de produzir dados que possam ser mostrados na forma de imagens.

Essa conversão pode ser explicada pelo efeito fotoelétrico, segundo o qual, elétrons são arrancados de metais quando fótons especificamente energéticos atingem uma placa.

As cargas elétricas coletadas são transferidas, mediante registradores, para um amplificador, a fim de converter o sinal analógico em digital, para ser armazenada, reconstruída e visualizada em um microcomputador na forma de imagem.

A Figura 10 a seguir apresenta um diagrama de blocos de uma câmera CCD.

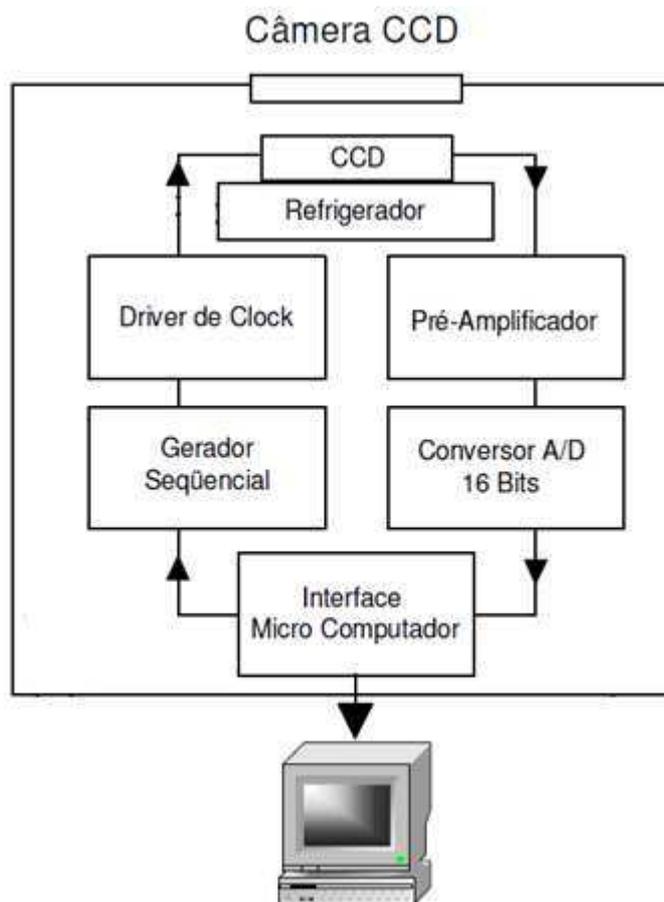


Fig. X – Esquema simplificado de um sensor CCD, câmara que utiliza milhares de componentes acoplados em uma superfície de silício, formando uma matriz de elementos fotossensíveis, os pixels (WRASSE. 2004).

Em que:

Refrigerador: controla a temperatura do CCD e reduz o ruído nas imagens.

Amplificador: amplifica a voltagem associada a cada pixel.

Conversor A/D: digitaliza o sinal do detector CCD para serem armazenados no microcomputador.

Gerador Sequencial: viabiliza o controle da transferência de cargas e a leitura do sinal de saída.

Driver de Clock: converte o sinal lógico em voltagem.

Em um cristal de silício, os átomos permanecem ligados formando um sólido monolítico transparente à luz.

Um componente eletrônico da câmera transfere todas as cargas para os registradores. Em seguida o sinal analógico é amplificado e convertido para digital, onde a diferença de potencial armazenada em cada pixel pode ser amplificada e codificada digitalmente para ser armazenada, reconstruída e visualizada em um microcomputador na forma de imagem.

A resolução da CCD utilizada no imageadorall-SKY possibilita a obtenção de imagens com um tamanho de 1024×1024 pixels. A partir daí, as imagens originais são redimensionadas para 512×512 pixels, através de um procedimento implementado no processo de aquisição automática dos dados (BAGESTON, 2009; apud CARVALHO, 2011).

6.2 TRATAMENTO DA IMAGEM :

Para analisar as imagens de aeroluminescência e extrair os parâmetros de ondas de gravidade é necessário, antes de tudo, a realização de um pré-processamento destes dados. A técnica utilizada no pré-processamento de imagens é semelhante àquela descrita por Medeiros (2001), Santos (2003) e Maekawa (2000).

Uma imagem de aeroluminescência pode ser descrita em termos de uma matriz de pixels, igualmente espaçada, onde cada pixel pode ser identificado pelos

índices (i, j) da matriz e pelo valor que quantifica a intensidade luminosa, associada a um tom de cinza, na posição (i, j) da imagem (WEEKS, 1996, apud WRASSE, 2004).

Segundo Wrasse (2004), o pré-processamento pode ser resumido de acordo com os seguintes passos consecutivos:

1) Alinhamento do topo da imagem com o norte geográfico.
2) O segundo passo do pré-processamento das imagens consiste em remover as estrelas das imagens.

3) No terceiro passo do pré-processamento, as imagens originais são mapeadas para um novo sistema de coordenadas, pois a projeção do céu noturno sobre a câmera CCD é distorcida devido ao formato da lente olho de peixe (fisheye). Este problema é sanado mediante um algoritmo que mapeia a imagem original em novas coordenadas, denominadas coordenadas geográficas.

4) A quarta etapa do pré-processamento das imagens é a determinação da fração da flutuação de intensidade das imagens. A fração de flutuação fornece uma medida relativa percentual sobre o quanto a intensidade em um determinado pixel variou num determinado instante. Devido ao fato do imageador não fornecer valores absolutos de intensidade luminosa, a fração da flutuação de intensidade é um bom parâmetro quanto se deseja conhecer a variação da luminosidade das camadas de aeroluminescência. O cálculo da fração da flutuação de intensidade é determinado pela relação 17 a seguir (GARCIA at al., 1997, apud WRASSE, 1997):

$$\frac{\Delta I}{\bar{I}} = \frac{I - \bar{I}}{\bar{I}} \quad (35)$$

Em que I representa a intensidade luminosa contida numa imagem qualquer da noite e \bar{I} a intensidade média da imagem durante toda a noite.

5) Na quinta etapa do pré-processamento, as imagens são filtradas.
6) No sexto e último passo do pré-processamento, submete-se a imagem a uma função de ponderação que visa minimizar os lóbulos laterais dos picos significantes do espectro.

6.3 KEOGRAMAS

Os Keogramas consistem em fazer cortes nas sub-imagens, “box” selecionado, selecionadas e dispô-los numa sequência temporal. Geralmente usa-se cortes centrados na sub-imagem na direção Norte-Sul (Vertical) e Leste-Oeste (Horizontal) (PAULINO, 2011). Estes cortes são necessários para estudar a propagação da fase em cada uma das direções e conseqüentemente inferir os respectivos comprimentos de onda. Uma vez obtidos os comprimentos de onda em cada uma das direções, é possível estimar o comprimento de onda total e a direção de propagação de fase da onda.

Os Keogramas podem ser visto como matrizes ou novas imagens. Cada coluna (ou linha) dessa nova matriz representa um corte de uma imagem num determinado tempo. Se você tiver dez imagens, o Keograma conterà dez colunas (ou linhas). Cada linha do Keograma corresponde a uma determinada posição da nova imagem.

Quando uma onda atravessa o “box”, a sub-imagem, essa onda deverá ser vista em ambos os Keogramas (N-S e L-O).

Como dito por Vargas (2008), Os Keogramas são construídos ao se extraírem colunas e linhas centrais das imagens, e posicionando-as em uma matriz de pixel, onde o eixo x representa o tempo e o eixo y representa ou a latitude (colunas), ou a longitude (linhas). As colunas (ou linhas) são utilizadas para compor o Keograma Norte-Sul (Leste-Oeste), enquanto que a posição relativa de cada coluna (linha) no eixo x correspondente ao instante em que a imagem foi gravada. O Keograma Norte-Sul é composto pela coluna vertical de cada imagem, enquanto o Keograma Leste-Oeste é composto pela linha horizontal de cada imagem.

Diante de algumas técnicas para geração de parâmetros, existe uma razão fundamental, para a utilização dos Keogramas, a qual reside no fato de que, ao se assumir uma região da imagem, a fim de aplicar a transformada de Fourier, para obter uma imagem bidimensional, o pico da onda corresponderá ao harmônico mais importante. No entanto, aqui surge um problema! É que na utilização da transformada de Fourier, principalmente quando a onda não é tão expressiva, ou quando a área de estudo é muito ampla, vários picos aparecerão e, portanto, o espectro de Fourier fica bastante contaminado. Nesse caso, ao invés de selecionar um “box” (esse “box” faz

parte do programa em linguagem IDL que foi construído para esta dissertação e será melhor entendido mais adiante), a fim de aplicar uma transformada de Fourier nas imagens, é realizado um caminho inverso que originará os Keogramas. Desse modo, quando se possui uma onda de gravidade passando pelo “box”, e essa onda tem uma dimensão grande, é retirado uma fatia da imagem na vertical e outra na horizontal (ambas passando pelo centro do “box”, de modo a formar uma cruz, com o ponto de intersecção entre as linhas fixado no centro do “box”). Essa fatia retirada da imagem servirá para estudar a fase com que a onda está se propagando.

Com efeito, a facilidade em se trabalhar com os Keogramas é que, nas linhas retiradas pode-se obter ondas unidimensionais, de modo que, no Keograma, tem-se uma onda que varia de amplitude com o tempo. Uma vez obtida essa variação ondulatória, usa-se a análise de Fourier, para determinar qual é o harmônico mais significativo, ou seja, o harmônico que melhor representa a onda.

Assim, em um determinado tempo $t = 0$, são construídos os Keogramas de tal maneira que o eixo horizontal passa a ser o tempo, desse modo, consegue-se sair do espaço bidimensional para um espaço unidimensional que varia com o tempo.

A conclusão é que, como representado na Figura 11 a seguir, os Keogramas são confeccionados para se resolver o problema da bidimensionalidade e a conseqüente contaminação do espectro que resulta desse fator.

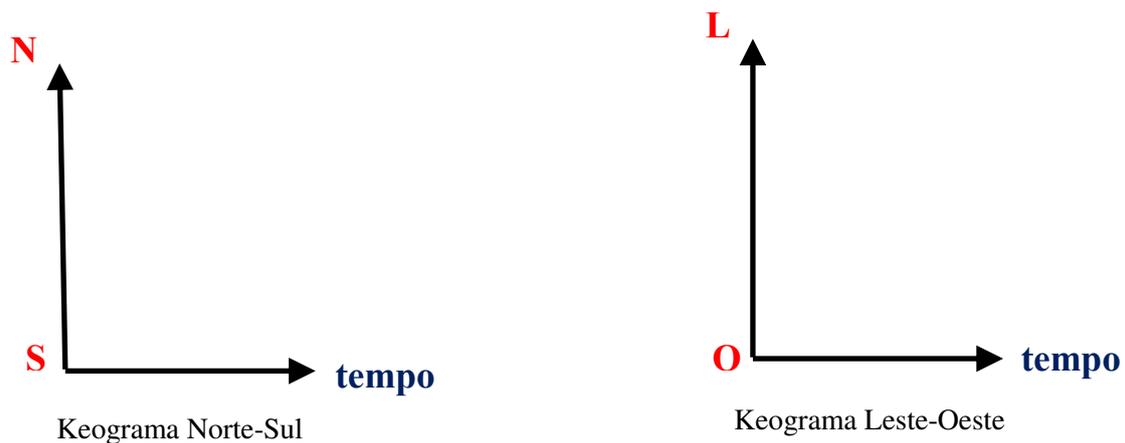


Fig. XI - Esquemas representativos dos eixos dos Keogramas gerados pelo programa “MSTID_analysis_V1”.

Com os Keogramas é possível estudar separadamente as oscilações que acontecem em cada direção (zonal e meridional), para, em seguida, usar relações geométricas entre as componentes, a fim de obter os parâmetros da onda, como será visto a seguir.

6.4 O PROGRAMA EM IDL E A METODOLOGIA UTILIZADA

Para este projeto, foi elaborado um programa em linguagem IDL intitulado “*MSTID_analysis_VI*”, com as seguintes finalidades:

- 1) Ler (visualizar) as imagens gravadas pelo imageador;
- 2) Processar os dados referentes à onda geradora do distúrbio ionosférico, que inclui, dentre outros fatores, processo de linearização das imagens e remoção de ruídos (ex: estrelas);
- 3) Geração dos parâmetros da onda, a saber:
 - a) λ_H = comprimento de onda horizontal
 - b) C_H = velocidade de fase horizontal
 - c) T = período da onda
 - d) θ = direção de propagação da onda

A seguir, será usado um exemplo, para ilustrar o método de estimação dos parâmetros de ondas de gravidade com Keogramas, semelhante ao que foi utilizado no programa “*MSTID_analysis_VI*”.

Na Figura 12 a seguir é mostrado uma sequência de vinte imagens artificiais simuladoras de uma oscilação de média escala. As regiões mais claras das imagens são as cristas da onda, enquanto as regiões escuras são os vales. As linhas brancas, ortogonais entre si, as quais se interceptam no centro da imagem, representam as regiões da imagem onde são feitos os cortes para a construção dos Keogramas.

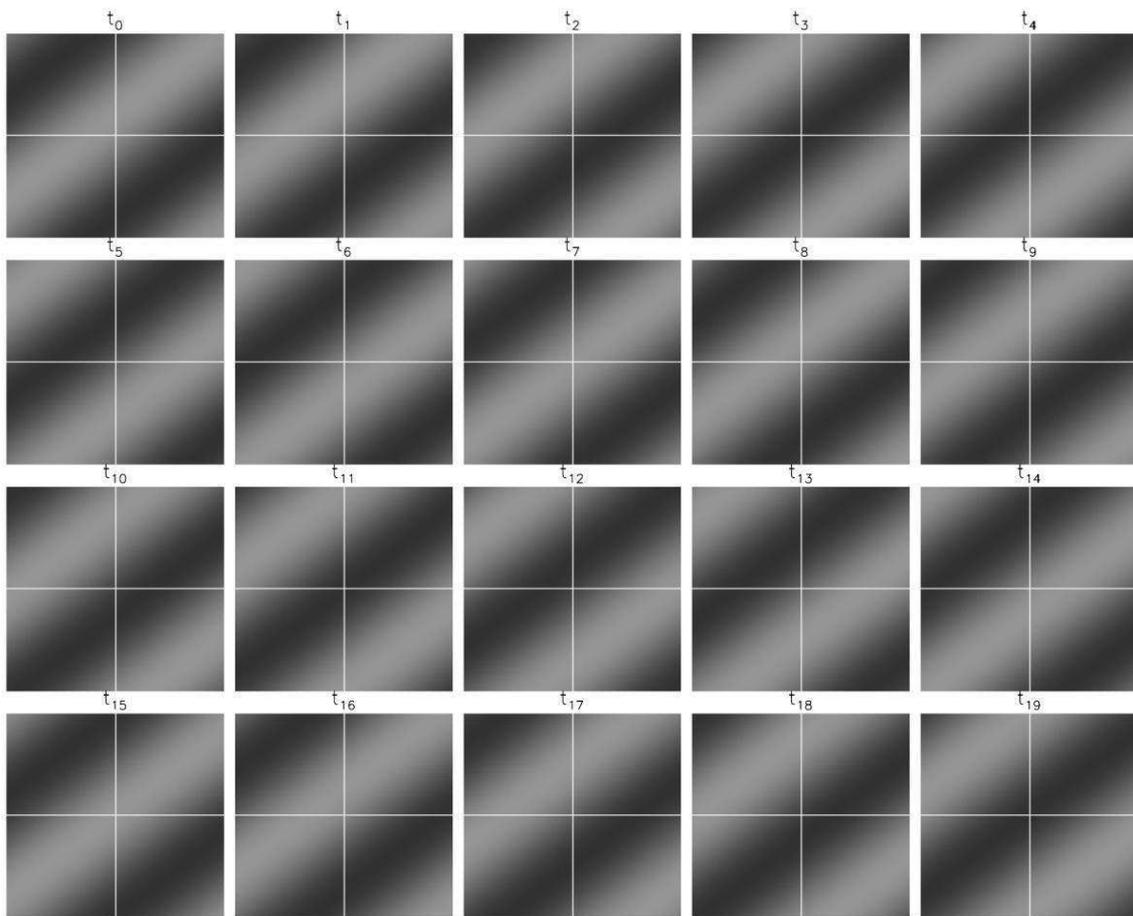


Fig. XII – Sequência de imagens artificiais mostrando a propagação de uma onda de gravidade de média escala para noroeste. Em cada quadro vê-se o cruzamento de duas linhas ortogonais entre si, as quais são as regiões onde são feitos os cortes zonais e meridionais, necessários à construção dos Keogramas. (COMENTÁRIO PARTICULAR - PAULINO, 2011)

Considere agora os Keogramas gerados a partir da sequência de imagens da Figura 12. Eles estão mostrados na Figura 13 a seguir. Nos eixos horizontais vê-se o tempo de obtenção de cada uma das imagens da Figura 12 e, nos eixos verticais vê-se as distâncias meridionais (de baixo para cima) e zonais (de oeste para leste).

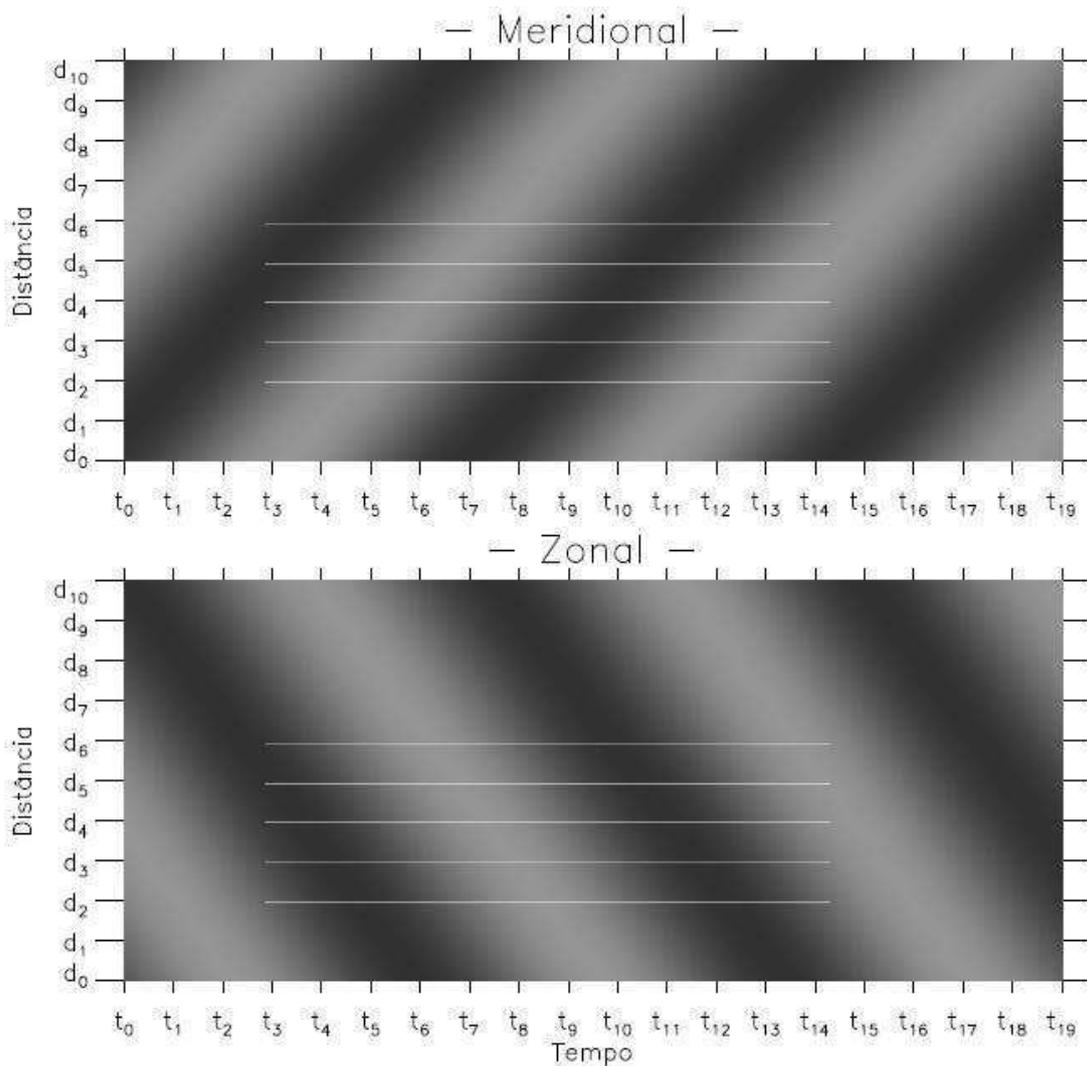


Fig.XIII - Keogramas Meridional (superior) e Zonal (inferior), para a seqüência de imagens da Figura 13. O tempo de obtenção de cada imagem da seqüência da Figura 13 está mostrado nas abscissas. As cinco linhas brancas encontradas nos Keogramas servirão para estudar a oscilação de média escala observada na seqüência de imagens da Figura 13 (COMENTÁRIO PARTICULAR - PAULINO, 2011).

As linhas brancas, cinco linhas horizontais, que são vistas nos Keogramas da Figura 14 servirão para gerar os gráficos de progressão de fase da onda, como será explicado a seguir.

O primeiro passo para a obtenção dos parâmetros é encontrar as periodicidades das oscilações (T), que pode ser encontrada mediante dois caminhos, a saber, (a) pela correlação entre as periodicidades encontradas em cada uma das linhas horizontais ou; (b) como o caminho escolhido neste trabalho, a saber, pela série de Fourier (PAULINO, 2011).

No tocante a esta segunda alternativa adotada nesta dissertação, com efeito, a velocidade de fase pode ser dada por $c = \frac{\lambda_H}{T}$, como toda relação de velocidade, que é definida como distância dividida pelo tempo, $v = \frac{\text{distância}}{\text{tempo}}$. Nesse caso, a distância é o próprio comprimento de onda, e o tempo que a onda leva para percorrer um comprimento de onda é denominado de período. Nessa relação, o período da onda T , como salientado também no item 8.2.b, pode ser encontrado a partir da série de Fourier, mediante a relação, $\omega = \frac{2\pi}{T}$, que se encontra nos termos da série de Fourier mostrada no item 8.2.b.

Segundo Paulino (2011), uma vez conhecido o período da oscilação, o passo seguinte reside em determinar o comprimento de onda em cada uma das direções (meridional e zonal). Para isso, supõe-se que cada linha branca horizontal selecionada em cada Keograma é um cosseno puro da forma $A_i \cdot \cos\left(\frac{2\pi}{T}t + \phi_i\right)$ em que T é o período, A_i é a amplitude e ϕ_i é a fase da linha horizontal “ i ”. Em seguida é feito um ajuste linear de mínimos quadrados para as fases dos cossenos de cada Keograma, conforme mostrado na parte inferior da Figura 14 a seguir.

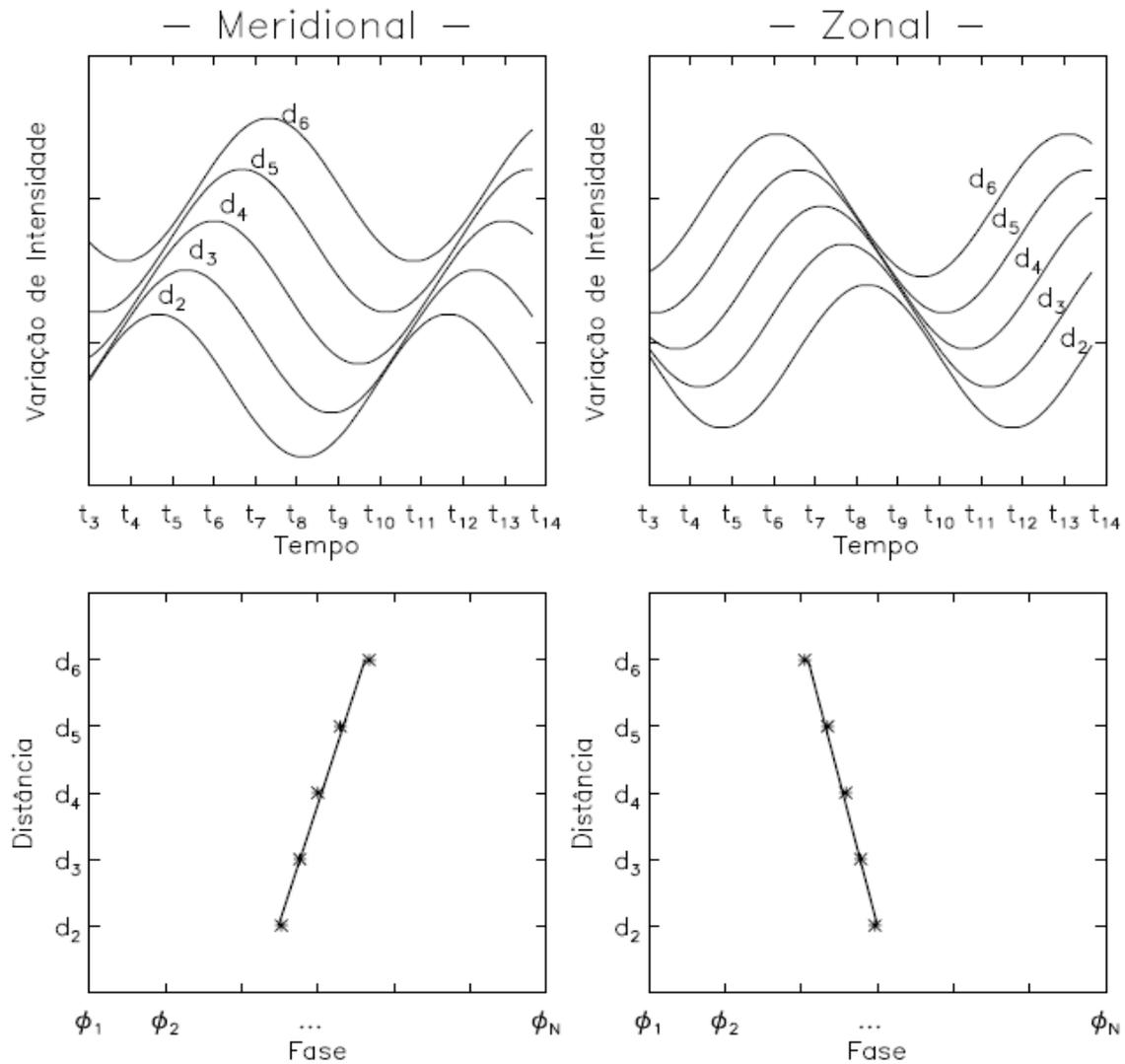


Fig. XIV - Na parte superior desta figura tem-se os ajustes para as linhas brancas da Figura 14. Na parte inferior, encontram-se os perfis de fase (COMENTÁRIO PARTICULAR – PAULINO, 2011).

Mediante esses passos, as equações para as retas dos painéis inferiores da Figura 15 são, respectivamente:

$$d_{zon} = a_0 + a_1 \cdot \phi_{zon} \quad (36)$$

$$d_{mer} = b_0 + b_1 \cdot \phi_{mer} \quad (37)$$

Em que:

“Zon” e “Mer” significam as componentes zonal e meridional, respectivamente;

Os coeficientes com índices “0” são os coeficientes lineares de cada reta;

Os coeficientes angulares são representados com índices “1”;

Os coeficientes angulares a_1 e b_1 são, respectivamente, as velocidades de fase zonal e meridional.

Com isso, os comprimentos de ondas nas direções zonal e meridional podem ser dados por:

$$\lambda_{zon} = v_{zon} \cdot T \quad (38)$$

$$\lambda_{mer} = v_{mer} \cdot T \quad (39)$$

Desse modo, o comprimento de onda horizontal λ_H e a direção de propagação da fase podem ser obtidos geometricamente como segue.

$$\lambda_H = \frac{\lambda_{EW} \cdot \lambda_{NS}}{\sqrt{\lambda_{EW}^2 + \lambda_{NS}^2}} \quad (40)$$

Em que, λ_{EW} e λ_{NS} são, respectivamente, os comprimentos de onda zonal e meridional.

Essa relação 18 acima é construída a partir de uma conhecida relação métrica extraída do triângulo retângulo mostrado na Figura 15, a saber:

$$b \cdot c = a \cdot h \quad (41)$$

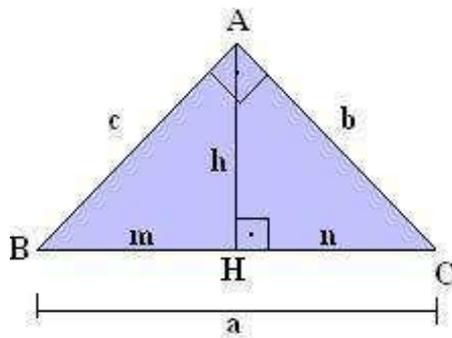


Fig. XV – Triângulo Retângulo.

Em que:

$$a^2 = b^2 + c^2 \Rightarrow a = \sqrt{b^2 + c^2}. \text{ Mas como } h = \frac{b \cdot c}{a}, \text{ logo:}$$

$$h = \frac{b \cdot c}{\sqrt{b^2 + c^2}} \quad (42)$$

A Figura 16 é um esquema de uma frente de onda relacionada aos comprimentos de ondas N-S, L-O e Horizontal, e esclarece como se chega à relação do comprimento de onda horizontal, a partir da identificação com o triângulo geométrico mostrado acima:

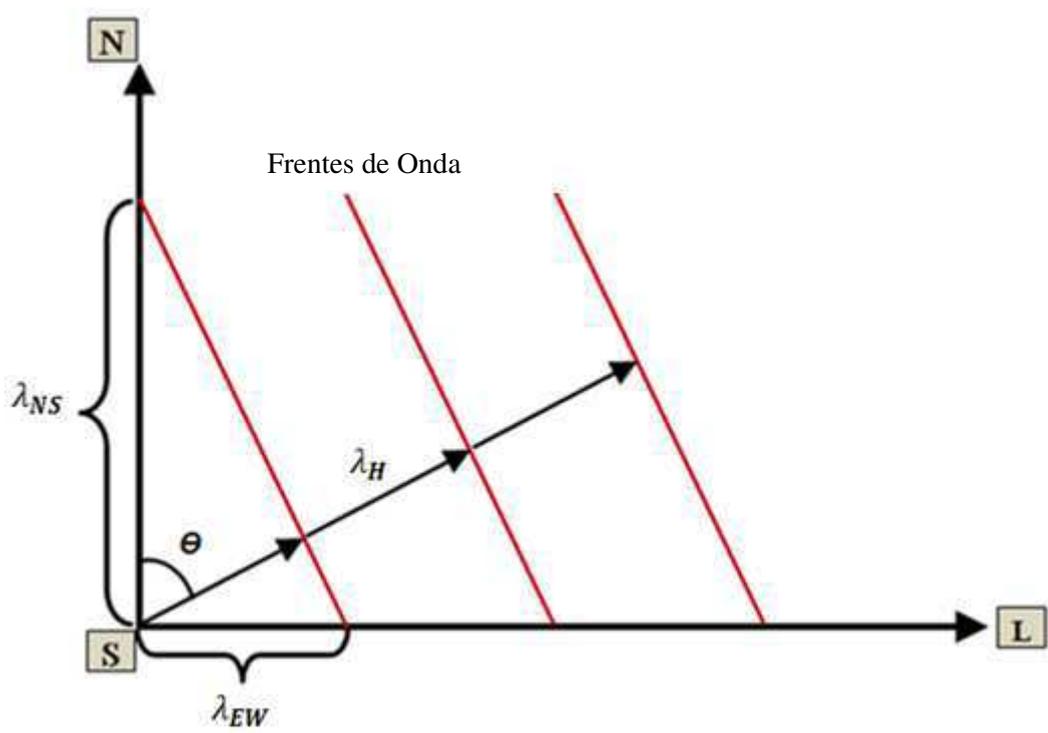


FIG. XVI – Desenho de uma onda e suas frentes (cristas), propagando-se, aproximadamente, no sentido nordeste. O triângulo formado pelos três segmentos de reta, a saber, comprimento de onda N-S (segmento vertical), comprimento de onda L-O (segmento horizontal) e a frente de onda, aliado ao comprimento de onda horizontal, servem para se extrair uma importante relação métrica, a qual gerará a fórmula do comprimento de onda horizontal.

Para não gerar ambiguidades no entendimento, isola-se o triângulo analisado da Figura 16 imediatamente anterior e relaciona-o com a Figura 15, obtendo o desenho abaixo:

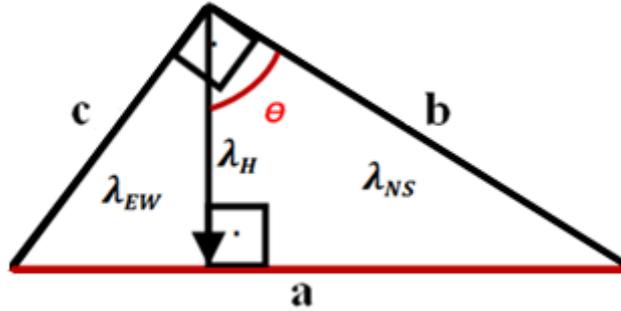


Fig. XVII – Triângulo Retângulo

Aqui, o ângulo θ (teta) que aparece é chamado de Azimute, e serve para saber-se em qual direção a onda se propaga. Por definição, azimute é o ângulo compreendido entre o norte geográfico e o evento (onda) e pode ser calculado pela seguinte relação:

$$\theta = \arccos\left(\frac{\lambda_H}{\lambda_{NS}}\right) \quad (43)$$

Pois, de acordo com a Figura 19, tem-se:

$$\cos \theta = \frac{\lambda_H}{\lambda_{NS}}$$

E ainda:

λ_{NS} é o comprimento de onda Norte-Sul e;

λ_{EW} é o comprimento de onda Leste-Oeste

Ambos, λ_{NS} e λ_{EW} , também podem ser encontrados por uma relação simples de proporcionalidade, retirada dos Keogramas Norte-Sul e Leste-Oeste, a saber:

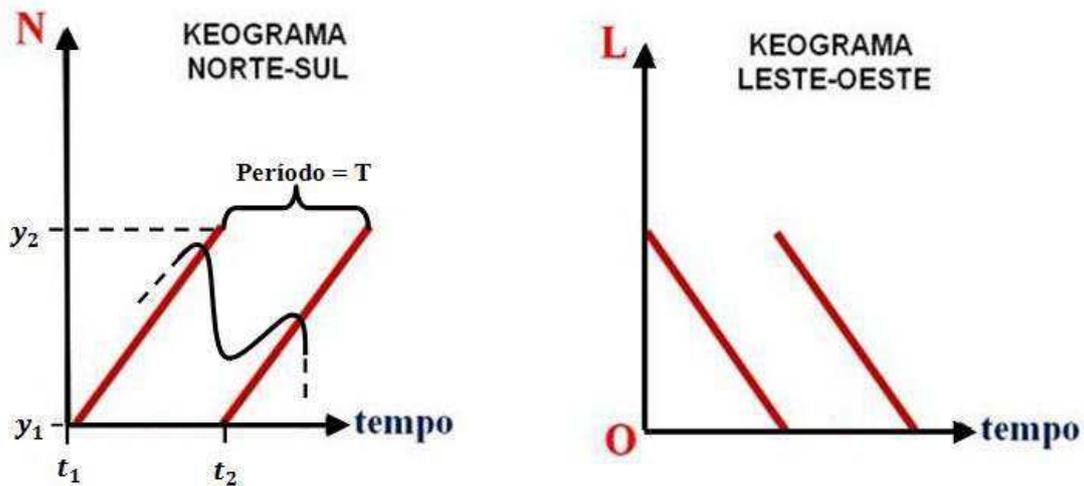


Fig. XVIII – Esquemas dos Keogramas N-S e L-O.

Analisando os dados das figuras acima, pode-se extrair as seguintes relações de proporcionalidade:

$$\begin{aligned} \lambda_{NS} &\rightarrow T \\ y_2 - y_1 &\rightarrow t_2 - t_1 \\ \lambda_{NS} &= \frac{(y_2 - y_1) \cdot T}{t_2 - t_1} \end{aligned} \quad (44)$$

Do mesmo modo, o comprimento de onda Leste-Oeste pode ser dado por:

$$\lambda_{EW} = \frac{(y'_2 - y'_1) \cdot T}{t_2 - t_1} \quad (45)$$

Todo este algoritmo de cálculos dos parâmetros foi incluído no programa “MSTID_analysis_VI”, confeccionado, em linguagem IDL, para este trabalho.

Para a leitura das imagens, o programa oferece a opção interativa de mudança de contrastes, a fim de melhorar a visualização do distúrbio atmosférico. Essa opção é viabilizada mediante uma barra de cores disponível na janela de visualização das imagens, como está representado na Figura 19 a seguir.

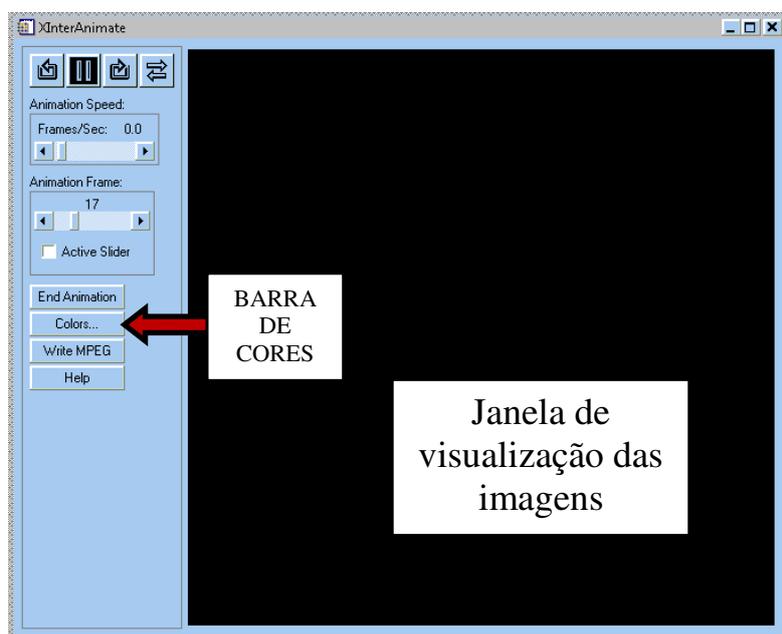


Fig. XIX- Janela de visualização de imagens gerada pelo programa “*MSTID_analysis_VI*”. Nesta janela ocorre as animações dos quadros de fotografias tiradas pelo imageador “*all-sky*”.

Para o processamento das imagens, bem como para a geração dos parâmetros da onda, o programa mostrará os quadros escolhidos pelo usuário, os quais compreendem um intervalo que vai do início ao término do fenômeno atmosférico. Após a leitura desses quadros, o programa, automaticamente, mostrará um “box” de delimitação da área. O usuário deverá alterar o tamanho e a posição do “box” até uma área que melhor represente a onda a ser estudada. A escolha de um “box” adequado é fundamental, posto que, é sobre a região limitada do “box” que serão retiradas as “fatias” (linhas e colunas centrais) de formação dos Keogramas. Acerca dessas linhas que serão retiradas do “box”, falar-se-á mais detalhadamente no capítulo intitulado Keogramas. Apenas a título de conhecimento prévio, vale salientar que é sobre essas linhas que serão estudadas as progressões de fases da onda, a fim de gerar os parâmetros da TID.

Um exemplo de um “box” representativo do evento ocorrido na noite de 20 de setembro de 2006 está mostrado na Figura 20 abaixo:



Fig. XX- Janela de visualização do “box” gerado pelo programa “*MSTID_analysis_V1*”. Após a construção do “box” ideal, clicando-se sobre o “box”, o programa, automaticamente, gerará os parâmetros da onda estudada e os armazenará em uma pasta escolhida pelo usuário.

7. O EVENTO DE SÃO JOÃO DO CARIRI

São João do Cariri (7,3 S; 36,5 W) é um município da Paraíba, localizado na região da Borborema. O município está contido na área do semiárido brasileiro. Esta delimitação tem como critérios o índice pluviométrico, o índice de aridez e o de seca. Em São João do Cariri a caatinga é predominante, repleta de cactáceas, predegulhos e serrotes.

A região de São João do Cariri é propícia para observações noturnas em virtude da existência de áreas significantes de ausência de luminosidades urbanas. Nessa região, encontra-se o laboratório OLAP – Observatório de Luminescência Atmosférica da Paraíba, mantido sob os auspícios de órgãos federais e municipais, dentre outros, a saber, UFCG, UFPB, CNPq e Prefeitura Municipal de São João do Cariri.

No OLAP, encontra-se um imageador denominado “Imageador all sky” de alta resolução para OHIR, O₂A, NaD, OI630. Esse mesmo foi usado na noite de 20 de setembro de 2006, para detecção do distúrbio ionosférico propagante de média escala estudado aqui. Os detalhes físicos que compõem o imageador usado neste projeto será detalhadamente abordado no próximo item “Metodologia e Instrumentação”.

O uso de imageadores em estudos de aeronomia torna possível a observação indireta de ondas de gravidade mediante a gravação do fenômeno.

A gravação completa que tece o arcabouço teórico desta dissertação, incluiu um total de 134 quadros do céu noturno. Desses 134 quadros, apenas 9 quadros foram selecionados para representar o evento de MSTID analisado neste projeto. De fato o início das gravações ocorreu na noite de 20 de setembro de 2006, às 18h 14min 35seg, e encerrou na madrugada de 21 de setembro de 2006, às 04h 24min 30seg. Apenas a título de facilitação no manuseio dos dados, o evento foi registrado com a data do dia 20 de setembro.

Os Distúrbios Ionosféricos de Média Escala (MSTIDs), em geral não são tão expressivos, e esse é um dos motivos que nos levou a estudá-los mediante Keogramas, como será explicado mais adiante no tópico “7.4 – Keogramas”. O evento tratado aqui nesta dissertação não foge a essa característica, de tal modo que

as ondas formadoras do evento da noite de 20/set/2006 em São João do Cariri são de difícil detecção. Analisando-se o vídeo das animações dos quadros, vê-se a sutileza do “rastros” ondulatório deixado na camada de aeroluminescência após a passagem das ondas.

O quadro 007, da Figura 21 mais adiante, é o mais expressivo.

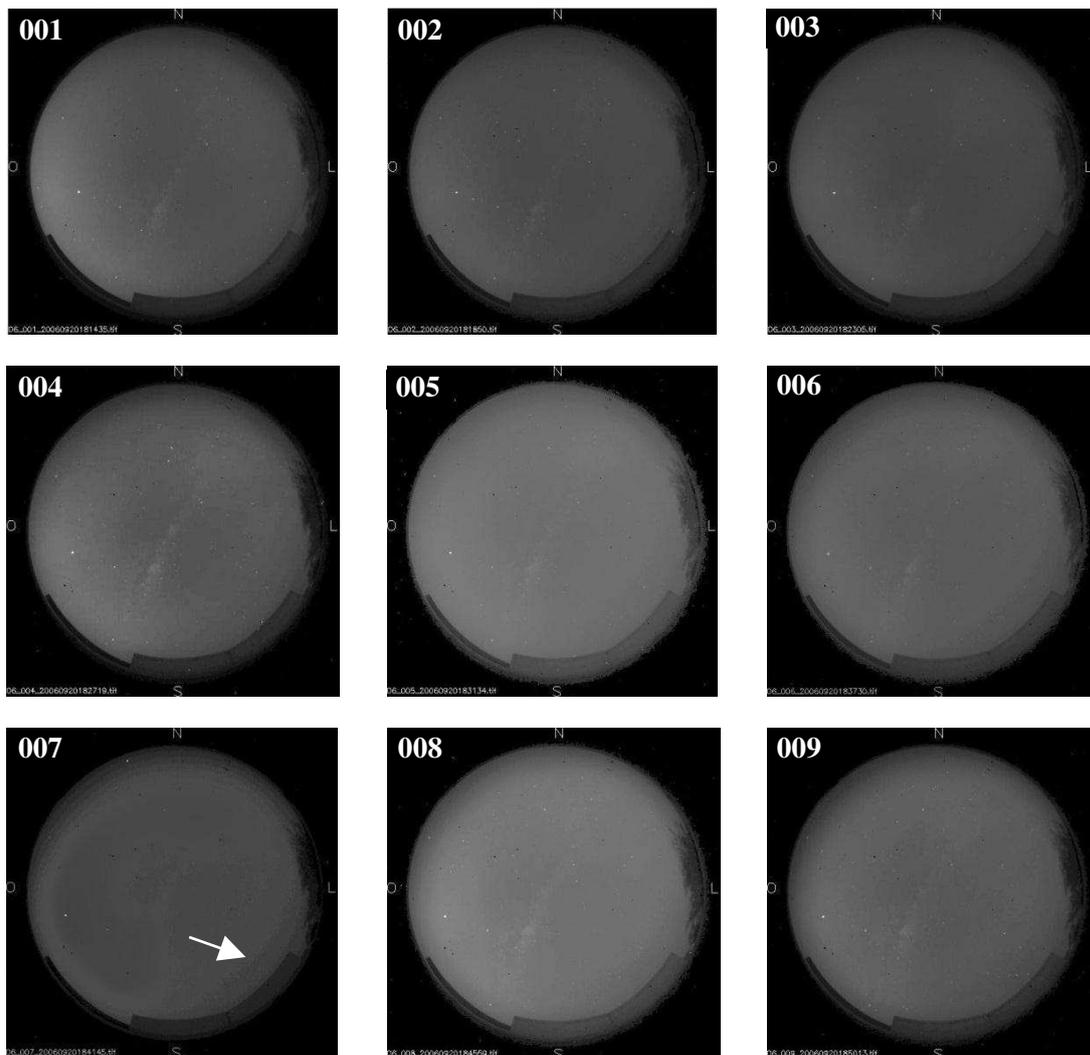


Fig. XXI- Imagens tiradas pelo Imageador “All-Sky” localizado no OLAP, em São João do Cariri (7,38° S; 36,5° W). Os números no canto superior esquerdo das imagens, que vão de 001 até 009, indicam a sequência cronológica das imagens. No quadro 007, a onda indicada pela seta propaga-se no sentido noroeste.

Apesar da dificuldade, aos olhos não treinados, de se detectar a trajetória da onda deste evento, a partir dos quadros do distúrbio, o evento pode ser

facilmente percebido pelo “box”, mostrado na Figura 22 a seguir. O “box” é gerado automaticamente pelo programa “*MSTID_analysis_VI*” após leitura das imagens.



Fig. XXII- Leitura da Onda pelo programa “*MSTID_analysis_VI*”

Esse “box” tem a função de delimitar a área de identificação do evento, no entanto, a importância pormenorizada desse “box” será explicada mais adiante.

8. ANÁLISE E RESULTADOS

Este capítulo foi dedicado à análise dos parâmetros da TID do dia 20 de setembro de 2006, gerados pelo programa em linguagem IDL confeccionado para esse fim. Vale salientar a importância deste item, no tocante ao estudo feito na leitura dos Keogramas gerados, a partir da sequência de quadros do distúrbio ionosférico, pelo Imageador “All-Sky”, localizado em São João do Cariri (7,38°S; 36,54°W).

8.1 ANÁLISE DOS KEOGRAMAS DA TID DO DIA 20/09/2006

A Figura 23 a seguir, mostra os Keogramas gerados pelo programa “*MSTID_analysis_VI*”, para 9 quadros fotografados do evento do dia 20 de setembro de 2006, estudado neste projeto. A gravação completa do distúrbio ionosférico, feita pelo imageador all-sky, do OLAP, em São João do Cariri, incluiu um total de 134 quadros do céu noturno. Desses 134 quadros, 9 foram selecionados em virtude de serem os mais representativos do evento.

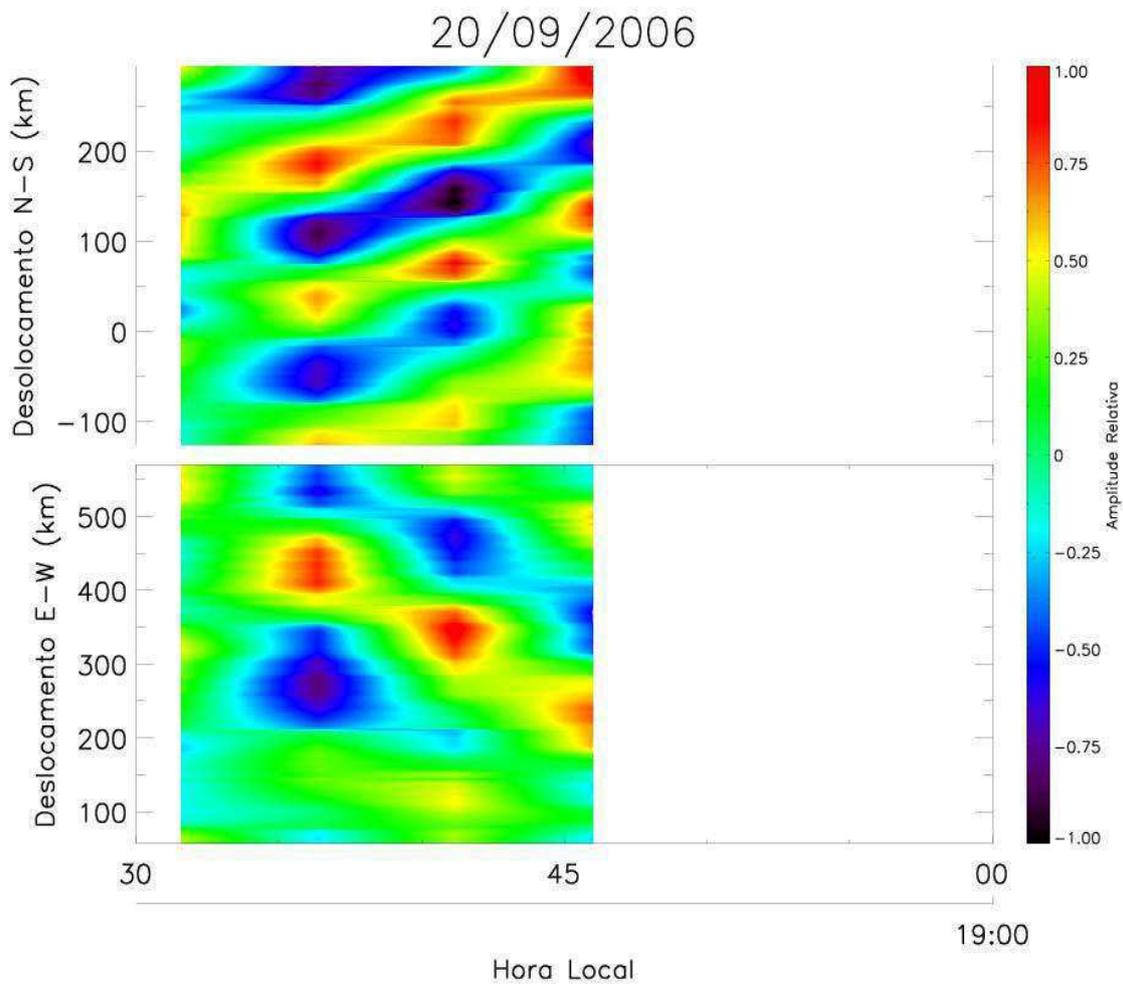


Fig. XXIII - Keogramas gerados pelo programa “*MSTID_analysis_V1*”, para o evento do dia 20 de setembro de 2006.

Observando esses Keogramas, vê-se uma sequência de máximos e mínimos, indicando a existência de uma onda, como mostra a Figura 24 a seguir.

Esses máximos e mínimos podem ser identificados ao se comparar a imagem gerada pelo programa IDL com a barra de cores fixada lateralmente, a qual varia do Azul, representando os mínimos, ao Vermelho, representando os máximos.

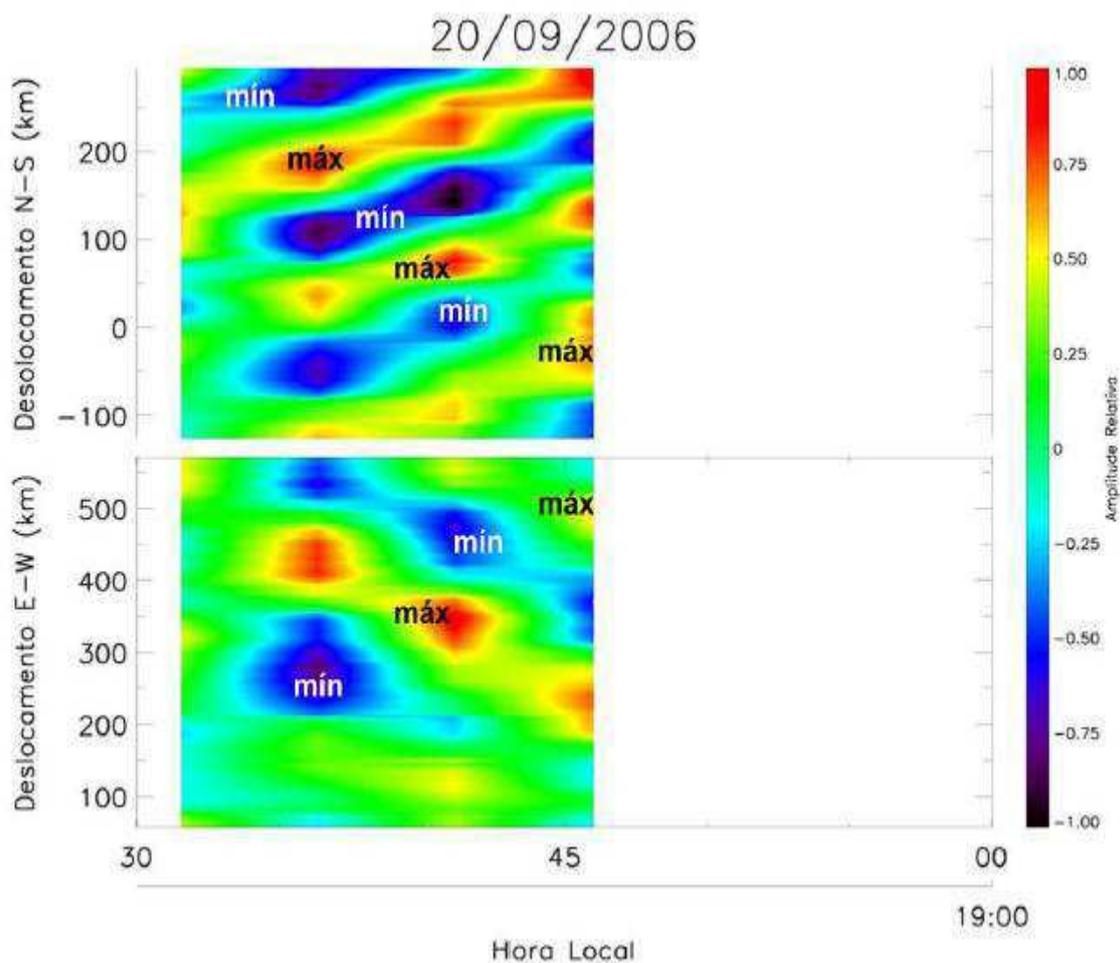


Fig. XXIV - Sequência de máximos e mínimos observados nos Keogramas N-S e L-O gerados pelo programa “*MSTID_analysis_VI*”. Os máximos e mínimos podem ser inferidos pela barra de cores ao lado dos Keogramas.

Essa existência intercalada de máximos e mínimos no espectro de cores gerado pelo programa indica a existência de uma onda local.

Além do que, ao analisar mais acuradamente, verifica-se a existência de uma inclinação no Keograma Norte-Sul e de uma declinação no Keograma Leste-Oeste, como mostra a Figura 25 a seguir:

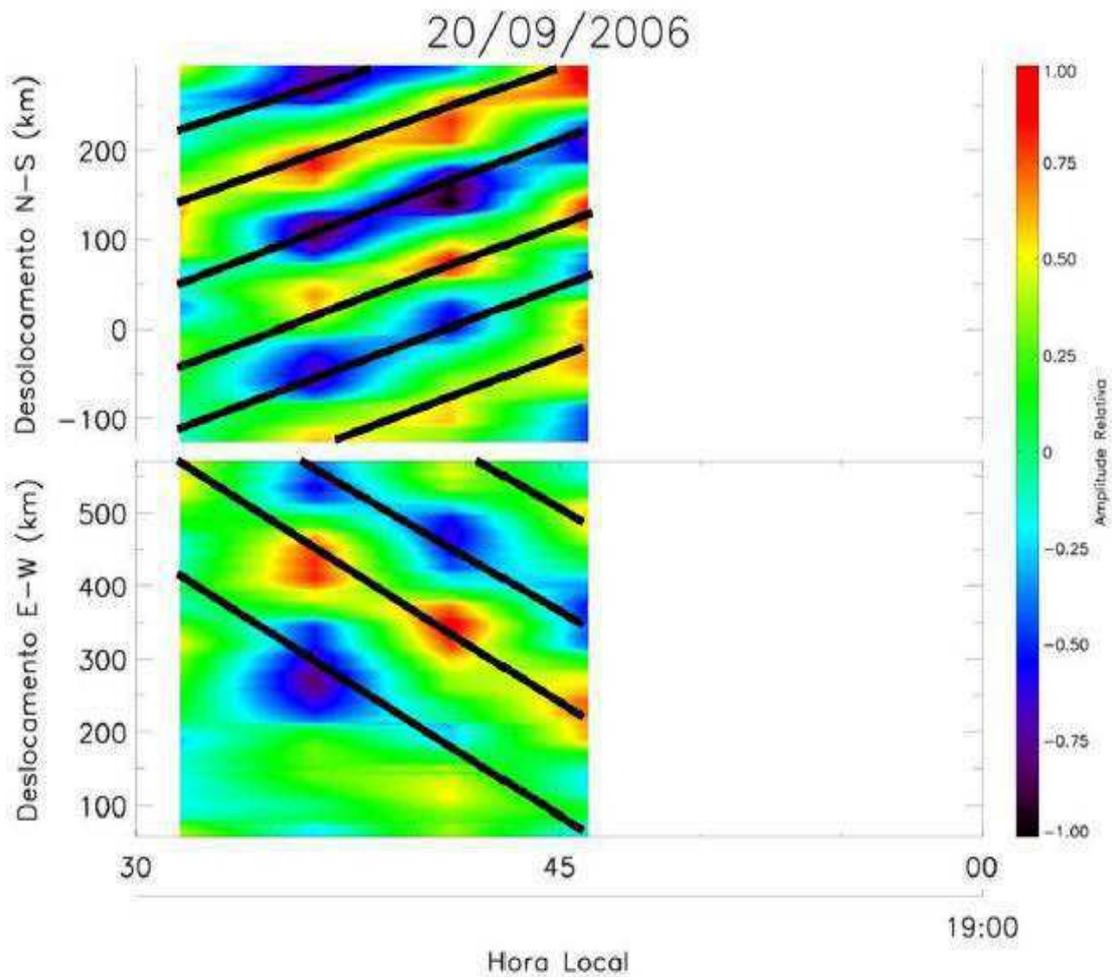


Fig. XXV- Linhas de inclinação e declinação que podem ser associadas às angulações verificadas nas linhas dos Keogramas. A partir dessas linhas, podem ser inferidas a direção de propagação da onda.

De fato, é possível identificar, sem muitos pormenores, o sentido de propagação da onda geradora do distúrbio analisado, mediante a análise das linhas de inclinação no Keograma.

Para tanto fez-se uso de alguns desenhos esquemáticos, a fim de explicar a maneira adequada de se ler os Keogramas, como vê-se a seguir:

Suponha uma onda se propagando no sentido Noroeste (NO):

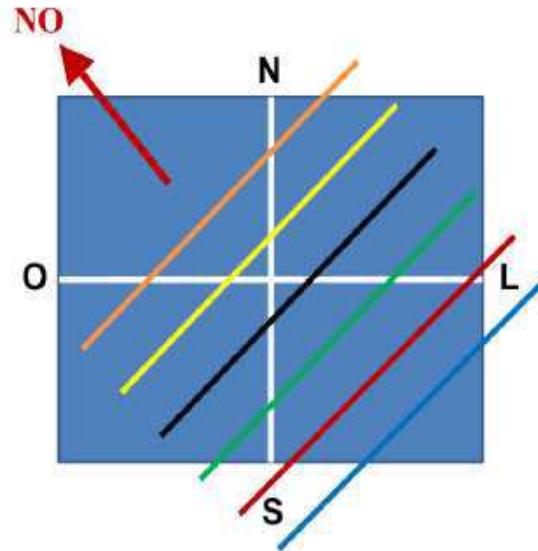


Fig. XXVI- Desenho esquemático de um “box” gerado pelo programa “*MSTID_analysis_V1*” com os cortes (linhas e colunas) centrais. O evento (a onda) que atravessa o “box” está representada por várias frentes (ou cristas).

O quadro em azul foi a região escolhida para estudo, ou seja, o “box” selecionado no programa IDL. As retas foram selecionadas em várias cores de maneira arbitrária, apenas para representar várias frentes do mesmo evento, por exemplo, várias cristas do mesmo fenômeno ondulatório.

Agora, analisemos a propagação de uma única frente de onda. Com um fim ilustrativo, considere uma única crista qualquer deste evento idealizado, por exemplo, a crista representada pela cor azul na Figura 27 a seguir, e estudemos a progressão espacial, dessa única crista, com o tempo.

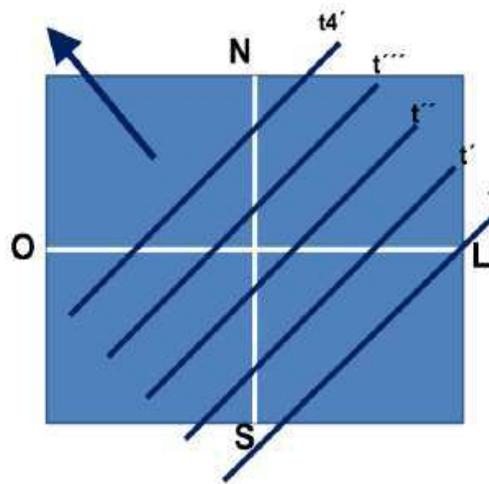


Fig. XXVII - Desenho esquemático de um “box” gerado pelo programa “MSTID_analysis_VI” com os cortes (linhas e colunas) centrais. Vê-se, nesta figura, a mesma frente de onda variando com o tempo, sendo $t4' > t''' > t'' > t' > t$. Neste caso, apenas uma frente (crista) atravessa o box. A progressão espaço-temporal está representada de maneira esquemática.

A medida que essa crista se propaga no sentido noroeste, ela toca a linha vertical no sentido Sul-Norte, ou seja, de baixo para cima. Analisando de modo semelhante, a medida que a crista se propaga, ela toca o eixo horizontal da direita para a esquerda, ou seja, no sentido Leste-Oeste. Como mostra a Figura 28 abaixo:

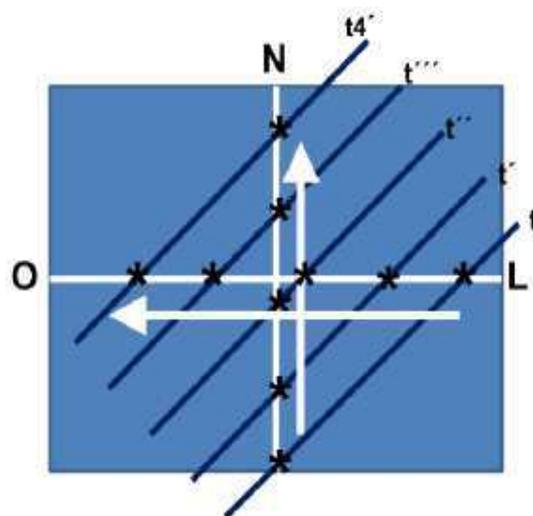


Fig. XXVIII - Desenho esquemático de um “box” gerado pelo programa “MSTID_analysis_VI” com os cortes (linhas e colunas) centrais. Nesta figura está representado os pontos de intersecção (asteriscos) da frente de onda com os eixos vertical e horizontal. Percebe-se que, à medida que a onda se propaga para noroeste, os pontos avançam de baixo para cima, no eixo vertical, e da direita para a esquerda, no eixo horizontal.

Desse modo, para se saber, intuitivamente, em qual direção a onda se propaga, basta achar a resultante dos dois vetores, como mostra a Figura 29 a seguir, que, como pode ser verificado, resultou um vetor na direção Noroeste.

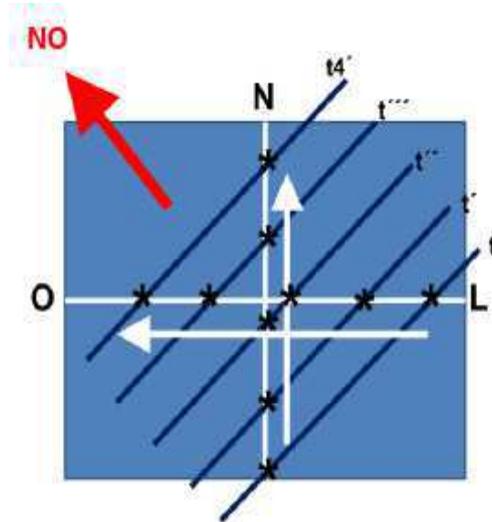


Fig. XXIX – A frente de onda representada, esquematicamente, pela cor azul atravessa o box no sentido noroeste

No entanto, o programa em IDL fornece dois Keogramas, um no sentido Norte-Sul e outro no sentido Leste-Oeste, de modo que, para se identificar em qual sentido a onda se propaga, basta, para isso, utilizar o raciocínio inverso do que foi mostrado aqui, a saber:

Analisemos dois Keogramas, esquematizados na Figura 30 a seguir, ambos do mesmo evento idealizado aqui, um no sentido Norte-Sul e o outro no sentido Leste-Oeste, com as mesmas inclinações e declinações já exemplificadas anteriormente:

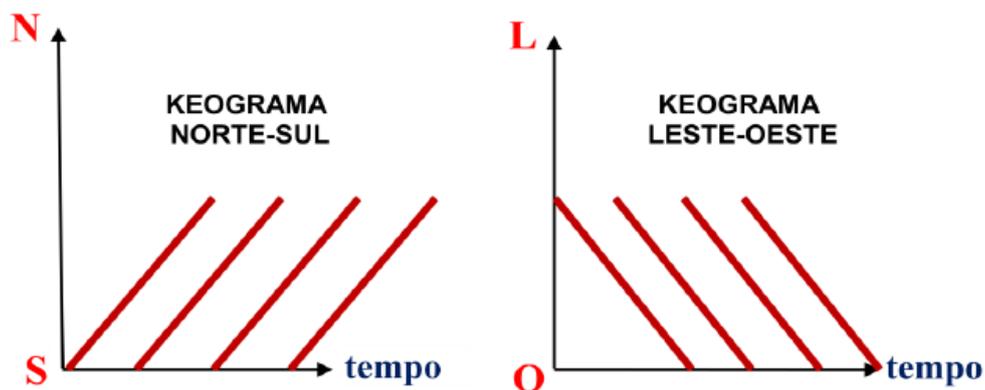


Fig. XXX – Esquema dos Keogramas N-S e L-O gerados pelo programa “MSTID_analysis_V1”. Aqui são mostrados as linhas de inclinação e declinação dos Keogramas.

Imaginemos que esses dois Keogramas tenham sido gerados pelo mesmo programa computacional, para o mesmo evento de TID. Nesse caso, apenas olhando para os Keogramas gerados, a maneira de se identificar o sentido de propagação da onda reside em alguns pontos a serem destacados, a saber:

- 1) Percorrendo-se, da esquerda para a direita, sobre as linhas inclinadas e declinadas dos Keogramas N-S e L-O, identifica-se, como mostrado na Figura 26 abaixo, um sentido de propagação projetado (ou refletido) no eixo vertical. No caso da Figura 31 abaixo, no Keograma N-S o sentido projetado no eixo vertical resultou de baixo para cima, e no Keograma L-O, o sentido vertical resultou de cima para baixo.

Ex:

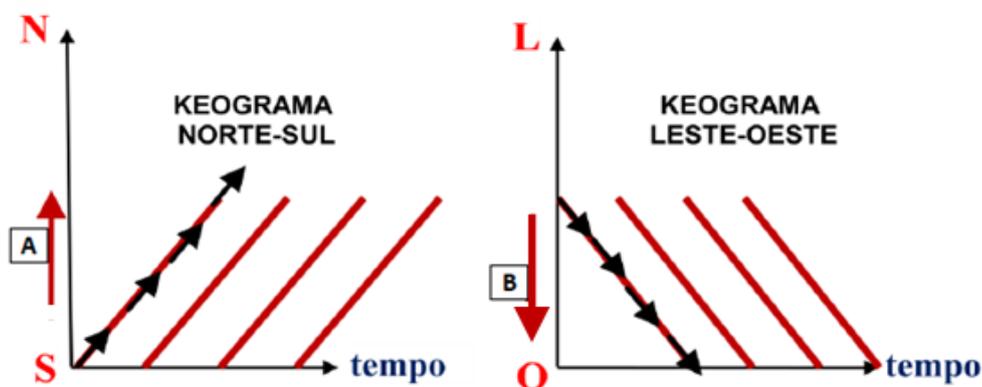


Fig. XXXI – Esquema de leitura dos Keogramas N-S e L-O. Deve-se andar sobre as linhas dos Keogramas, para inferir em que direção, aproximadamente, o evento progride.

Neste caso, fica evidente que, percorrendo, da esquerda para a direita, sobre as linhas do Keograma Norte-Sul, anda-se, no eixo vertical, no sentido de baixo para cima, seta A, ou seja, do Sul para o Norte.

Caminhando, da esquerda para a direita, sobre as linhas do Keograma Leste-Oeste, no eixo vertical, anda-se no sentido de cima para baixo, seta B, ou seja, do Leste para o Oeste.

A necessidade de se percorrer visualmente as linhas dos Keogramas em um sentido específico, particularmente da esquerda para a direita, e não em qualquer sentido, reside no fato de que o eixo X, que representa o tempo, cresce no sentido da esquerda para a direita, ou seja, o tempo sempre “anda” para frente, daí a necessidade de percorrer as linhas no mesmo sentido de progressão do tempo. Vale salientar que essa regra só vale para linhas de Keogramas com alguma inclinação ou declinação.

- 2) Em seguida, faz-se necessário a confecção de um “box”, a fim de inserir, como mostrado na Figura 32, duas linhas ortogonais entre si (as linhas brancas), uma na vertical e outra na horizontal, para representarem os dois eixos verticais dos dois Keogramas gerados pelo programa “*MSTID_analysis_VI*”, bem como as setas A e B (setas vermelhas) da Figura 32, justapostas e paralelas aos eixos verticais. A resultante das setas A e B indicará o sentido de propagação da onda.

Ex:

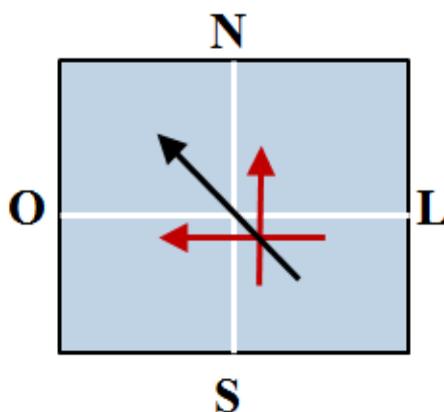


Fig. XXXII – Conclusão da leitura das linhas dos Keogramas. A resultante dos dois vetores de cor vermelha, vertical e horizontal, gerou um vetor que aponta, aproximadamente, no sentido noroeste – a seta de cor preta.

A resultante das duas setas, representada na Figura 33 pela seta R, indica o sentido em que a onda estará se propagando, que neste caso idealizado, trata-se, aproximadamente, do sentido Noroeste (NO).

Este método de determinação do sentido de propagação é apenas intuitivo, posto que, tal método não nos permite identificar o ângulo de propagação a partir de nenhum referencial pré-estabelecido, por exemplo, o norte geográfico. No entanto seu conhecimento é fundamental por dois motivos: primeiro porque, por meio dele, aprende-se a ler corretamente um Keograma gerado e, em segundo lugar, porque ele serve de referencial, em relação ao qual, pode-se comparar os parâmetros gerados pelo programa IDL. Ao se ler o ângulo de propagação gerado pelo programa em IDL, pode-se ver se o ângulo gerado está em sintonia, consoante, com a imagem do Keograma gerado.

Este caso idealizado aqui foi escolhido propositadamente, em virtude das semelhanças com os Keogramas gerados pelo distúrbio ionosférico estudado aqui neste projeto, a saber, o distúrbio registrado da noite de 20 de setembro de 2006 em São João do Cariri, como pode ser visto nas inclinações das linhas da Figura 18.

A seguir, será mostrado os parâmetros gerados para essa onda do dia 20/set./2006, para que se possa comparar o valor do ângulo de propagação gerado pelos parâmetros, com o resultado “intuitivo” alcançado após a observação dos Keogramas.

8.2 PARÂMETROS DA TID DO DIA 20 DE SETEMBRO DE 2006

Como dito anteriormente, após a construção do “box” que incluirá a região que melhor representará a onda, deve-se clicar nele, para que o programa gere os parâmetros, a saber, comprimento de onda horizontal, velocidade de fase horizontal, período da onda e a direção de propagação da onda

Feito isso, o programa gerou esses parâmetros e os armazenou em uma pasta escolhida para esse fim. A pasta escolhida conterá não apenas os parâmetros da onda, mas também (a) a imagem que foi selecionada pelo “box”, (b) a progressão de fase para os harmônicos de Fourier selecionados e (c) a medida do espalhamento das

fases em relação à curva dos mínimos quadrados. Cada um desses dados será mostrado a seguir.

8.2.a IMAGEM DA TID OCORRIDA NA NOITE DE 20/SET/2006:

A imagem da Figura 33 a seguir mostra a região selecionada pelo “box”, do evento da noite de 20 de setembro de 2006. Com efeito, essa região delimitada pelo “box” foi escolhida por ser a região mais representativa do distúrbio.

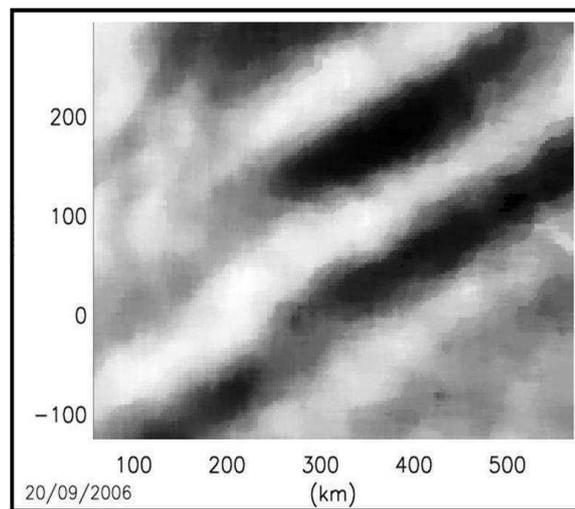


Fig. XXXIII – Imagem gerada pelo programa “*MSTID_analysis_V1*” após a construção do “box”. A imagem acima é armazenada, junto com os parâmetros da onda, em uma pasta selecionada à parte, criada especificamente para este fim.

Como foi dito anteriormente, o “box” gerado automaticamente pelo programa em linguagem IDL teve de ser alterado e recolocado em lugar adequado, de modo a que contivesse nele uma região de melhor representatividade.

8.2.b PROGRESSÃO DE FASE E A SÉRIE DE FOURIER:

As séries de Fourier servem para descrever uma função complicada em uma forma simples de visualizar e manipular. Fourier descobriu, no início do século XIX que qualquer função periódica, por mais complicada que seja, poderia ser representada como um somatório de funções harmônicas (formadas por seno e cosseno).

O matemático francês Jean Baptiste Fourier explicou como o princípio da superposição pode ser usado para analisar formas de onda não-senoidais. Em suma, o teorema de Fourier nos diz que qualquer curva, não importa de que natureza seja ou de que maneira foi originalmente obtida, pode ser fielmente reproduzida através da superposição de um número suficiente de curvas harmônicas simples – em resumo, qualquer curva pode ser construída pelo empilhamento de ondas, funções seno e cosseno, com amplitudes, fases e períodos escolhidos adequadamente, da seguinte forma geral:

$$f(x) = a_0 + a_1 \text{sen}(x) + a_2 \text{sen}(2x) + b_3 \cos(3x) + \dots \\ \dots + a_3 \text{sen}(3x) + \dots + b_1 \cos(x) + b_2 \cos(2x) \quad (46)$$

Quanto maior for a quantidade de termos na série de Fourier, melhor será a representação da função original $f(x)$.

Um exemplo é a curva Dente-de-Serra da Figura 35 a seguir. Frequentemente, essa curva é mostrada nos livros de ensino de Física. A curva mostra a variação no tempo (na posição $x = 0$) da onda que desejamos representar. Com efeito, pode-se demonstrar que a série de Fourier que a representa, está mostrada na relação 18 a seguir, a saber:

$$y(t) = -\frac{1}{\pi} \text{sen}(\omega t) - \frac{1}{2\pi} \text{sen}(2\omega t) - \frac{1}{3\pi} \text{sen}(3\omega t) \dots \quad (47)$$

Vale salientar que, na Equação 23 tem-se:

$$\omega = \frac{2\pi}{T}, \text{ em que } T \text{ é o período da curva dente-de-serra, e } \omega \text{ é a frequência angular.}$$

A curva aproximada da Dente-de-Serra, a qual representa a soma dos primeiros seis termos da Equação 23, apresenta uma boa convergência em relação à Dente-de-Serra.

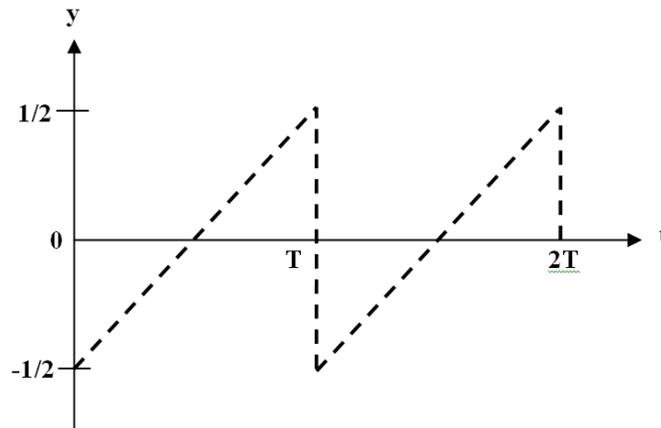


Fig. XXXIV – Curva *Dente-de-Serra* representada pela curva tracejada. A aproximação da curva *Dente-de-Serra* é obtida por um somatório de termos harmônicos. Quanto maior o número de harmônicos, maior será a aproximação em relação à curva original.

Esse exemplo serve tão somente, para mostrar como uma função pode ser escrita como uma soma de outras funções harmônicas, mas, de fato, a série de Fourier pode representar qualquer função, seja ela periódica ou não. Em casos reais de fenômenos naturais que apresentam comportamentos ondulatórios, como em casos de TIDs, o fenômeno ondulatório não surge com o mesmo formato de uma variação senoidal ou cossenoidal perfeita. Se assim fosse, o estudo desses fenômenos seria demasiadamente mais prático de ser estudado e entendido do que o é. Pelo contrário, em casos naturais, o fenômeno ondulatório apresenta-se com formatos os mais variados e *estranhos* possíveis, e distantes do formato ideal de uma onda senoidal. No entanto, utilizando-se a transformada de Fourier, pode-se decompor a onda natural não harmônica, em termos harmônicos (de senos e cossenos), e assim estudarmos o fenômeno de maneira decomposta em termos mais simples de ser entendidos.

É exatamente isso que o programa “*MSTID_analysis_VI*” fez neste projeto. Carregando algoritmos em seu arcabouço, foi possível gerar os harmônicos de Fourier a partir da onda detectada no céu noturno, cabendo ao usuário apenas escolher o harmônico que mais se aproxima da onda, ou seja, que melhor se aproxima da reta dos mínimos quadrados.

Com efeito, a medida do espalhamento em relação à reta dos mínimos quadrados, mostrado nos resultados lançados pelo programa, é a que apresenta o menor ERRO, e, desse modo, o harmônico (termo da série de Fourier) que menos erro apresentar é o que mais se aproxima da onda natural. É exatamente esse harmônico que será escolhido para representar o distúrbio detectado.

A quantidade de harmônicos apresentados dependerá da quantidade de quadros de imagem escolhidos, os quais devem compreender um intervalo que vai do início ao término do distúrbio.

Neste evento, foram gerados 4 harmônicos, como mostra a tabela dos parâmetros a seguir, no entanto o que menos apresentou espalhamentos em relação à reta dos mínimos quadrados (menor ERRO) e que, portanto, foi o harmônico escolhido por este projeto para representar de maneira mais otimizável o distúrbio ionosférico, foi o 3º Harmônico.

Neste projeto, a análise harmônica de Fourier foi usada, principalmente, para inferir o período da onda e recuperar a fase da onda em todas as linhas de ambos os Keogramas. Obtem-se a direção de propagação da onda, sem ambigüidades, através de análise geométrica dos comprimentos de onda em cada direção, como poderá ser verificado no item posterior desta dissertação intitulado “Tabela dos Parâmetros Gerados”.

A Tabela 1 a seguir mostra os parâmetros do evento de MSTID ocorrido na noite de 20 de setembro de 2006. Esta tabela foi posta neste item apenas de passagem, a fim de esclarecer os gráficos de progressão de fase, no entanto, como dito acima, ela será detalhada no item vindouro desta dissertação.

**TABELA DOS PARÂMETROS DO EVENTO DE MSTID OCORRIDO NA
NOITE DE 20 DE SETEMBRO DE 2006:**

Parâmetro	Unidade dos Parâmetros	1° Harmônico	2° Harmônico	3° Harmônico	4° Harmônico
Período	(min)	31,4	15,7	10,4	7,8
Comprimento de Onda	(km)	358,5	145,9	142,1	189,9
Velocidade de fase	(m/s)	190,2	154,9	226,3	403,3
Direção de propagação	(graus)	195,1	71,2	325,5	8,0
Mínimos Quadrados	ERRO (%)	13,3	5,6	4,3 (Obs: Menor Valor)	7,7

Tabela 1 - Parâmetros do evento de MSTID ocorrido na noite de 20 de setembro de 2006.

A Figura 35 a seguir mostra como esses valores da Tabela dos Parâmetros concordam, no tocante ao espalhamento dos pontos em relação à reta dos mínimos quadrados, com os gráficos mostrados abaixo. Tratam-se de perfis de fase. Nesses perfis de fase são plotados:

Na vertical → a posição de cada linha do Keograma (por isso são vistos vários pontos)

Na horizontal → o valor da fase em minutos para cada uma das linhas.

Como as fase são perfeitamente comportadas, fez-se um ajuste de mínimos quadrados para se obter a melhor reta que represente a propagação da fase.

Começamos com o 3° harmônico de Fourier:

$$\lambda_H = 142 \text{ km}$$

$$c_H = 226 \text{ m/s}$$

$$\tau = 010 \text{ min}$$

$$\theta = 325^\circ$$

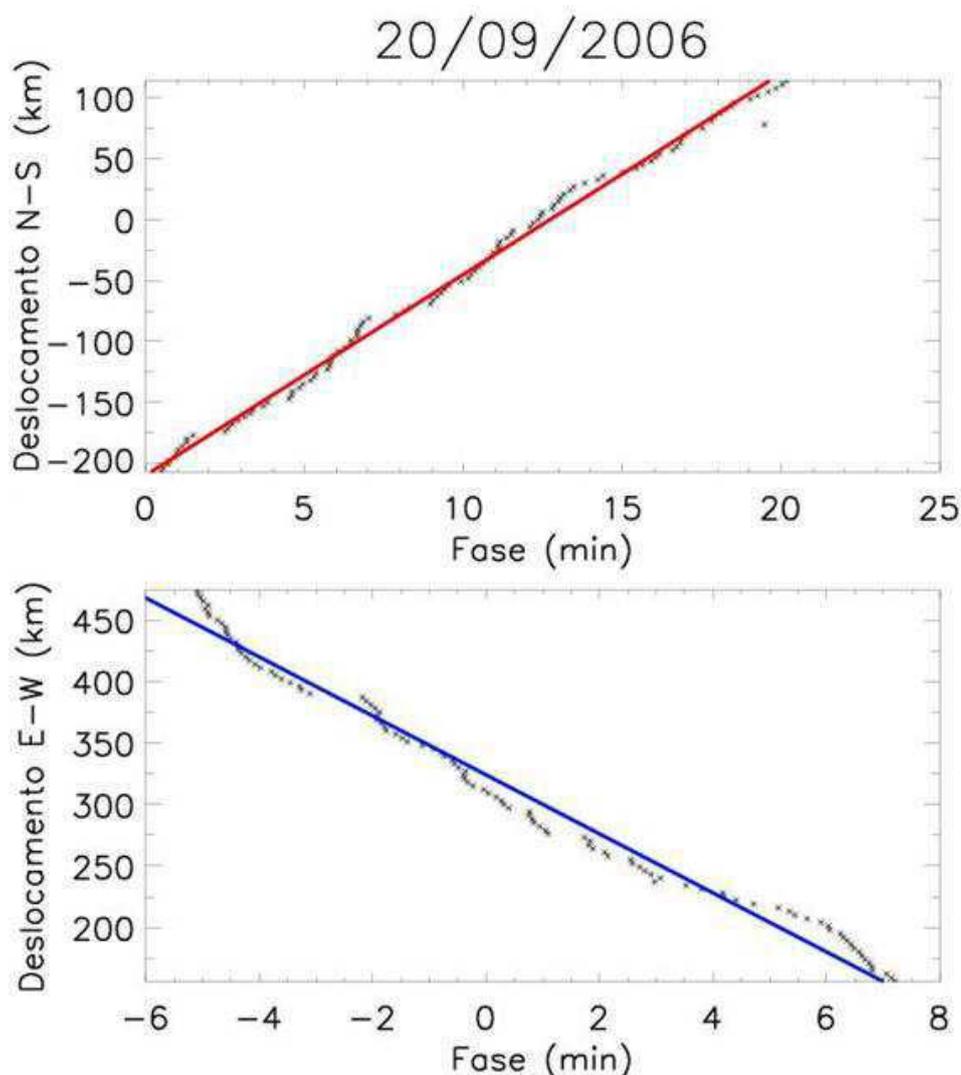


Fig. XXXV– 3º Harmônico de Fourier

Cada ponto dessa figura indica a fase (em minutos) de cada linha dos Keogramas referentes ao “box” que foi selecionado. Em cima para os cortes zonais e em baixo para os cortes meridionais. Os pontos são muitos porque o “box” selecionado terá muitas linhas e muitas colunas. Incluindo-se 10 imagens, obteremos um total de, no máximo, cinco harmônicos, incluindo 8 imagens, obteremos 4 harmônicos e assim por diante. O número de harmônicos é sempre em torno da metade da quantidade de imagens (quadros) selecionados. Cada harmônico terá a mesma quantidade de pontos de fase para ambos os Keogramas.

A escolha do melhor harmônico é arbitrária, o usuário é quem deve decidir qual é o melhor harmônico que representará o evento de MSTID. Neste caso, foi escolhido o 3º harmônico, os demais foram rejeitados.

Na Figura 36 a seguir, podemos ver, claramente, a afinidade que há entre o grau de deslocamento da onda, gerado, pelo programa “MSTID_analysis_VI”, na pasta dos parâmetros reservada para gravação dos dados da onda, com a direção encontrada ao se analisar qualitativamente os Keogramas.

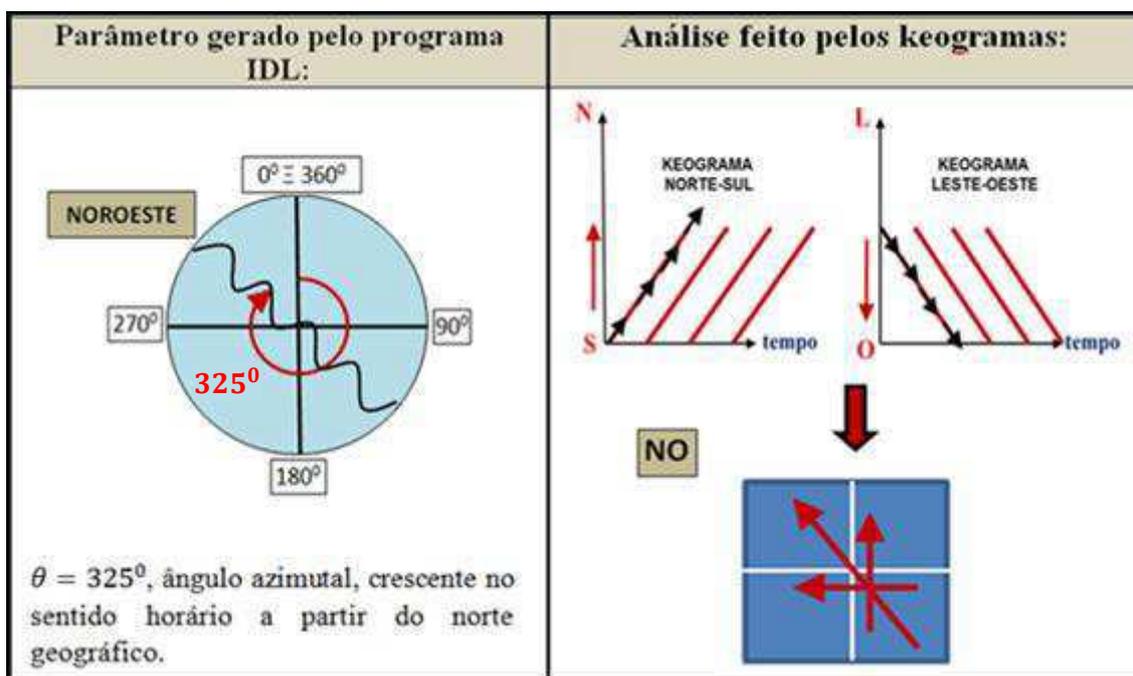


FIG. XXXVI – Comparação entre o parâmetro gerado pelo programa e a análise feita pelos Keogramas.

Vale salientar a discrepância que há entre o espalhamento dos pontos dos gráficos a seguir (1º, 2º e 4º Harmônico) e do gráfico do 3º Harmônico. Como pode ser percebido, o espalhamento dos pontos em relação à reta vermelha (dos mínimos quadrados) das Figuras 37, 38 e 39 a seguir são bem maiores do que aqueles encontrados na figura do 3º Harmônico.

$\lambda_H = 189 \text{ km}$
 $c_H = 403 \text{ m/s}$

$\tau = 007 \text{ min}$
 $\theta = 008^\circ$

20/09/2006

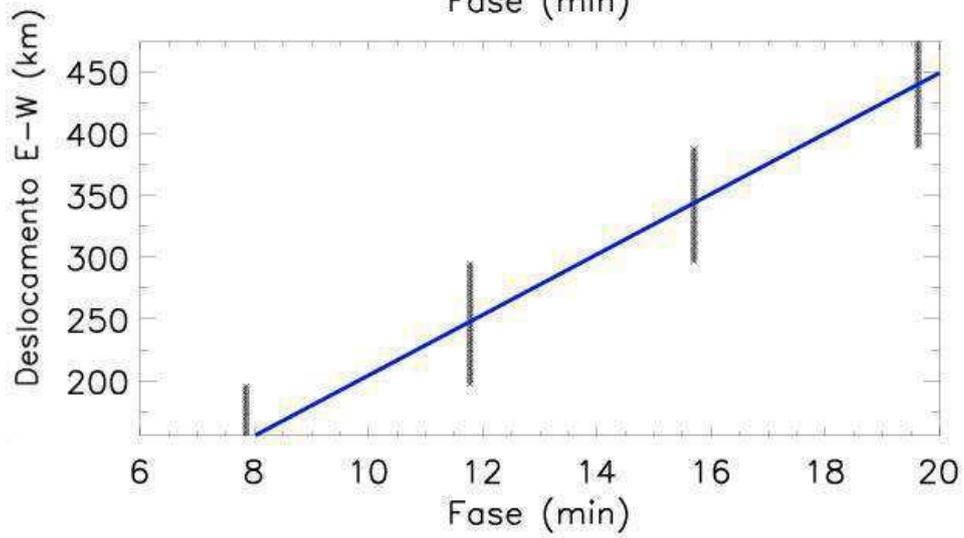
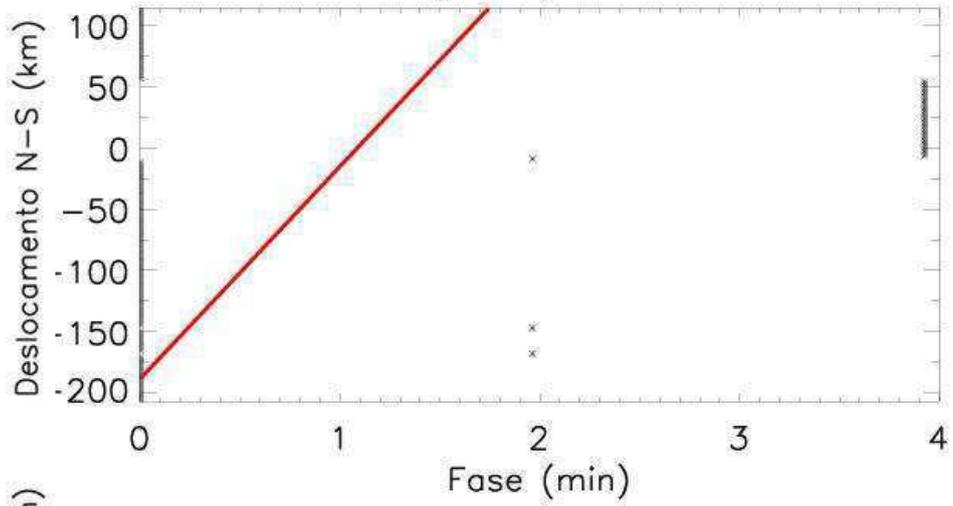


Fig. XXXVII – 4º Harmônico de Fourier

$\lambda_H = 145 \text{ km}$
 $c_H = 154 \text{ m/s}$

$\tau = 015 \text{ min}$
 $\theta = 071^\circ$

20/09/2006

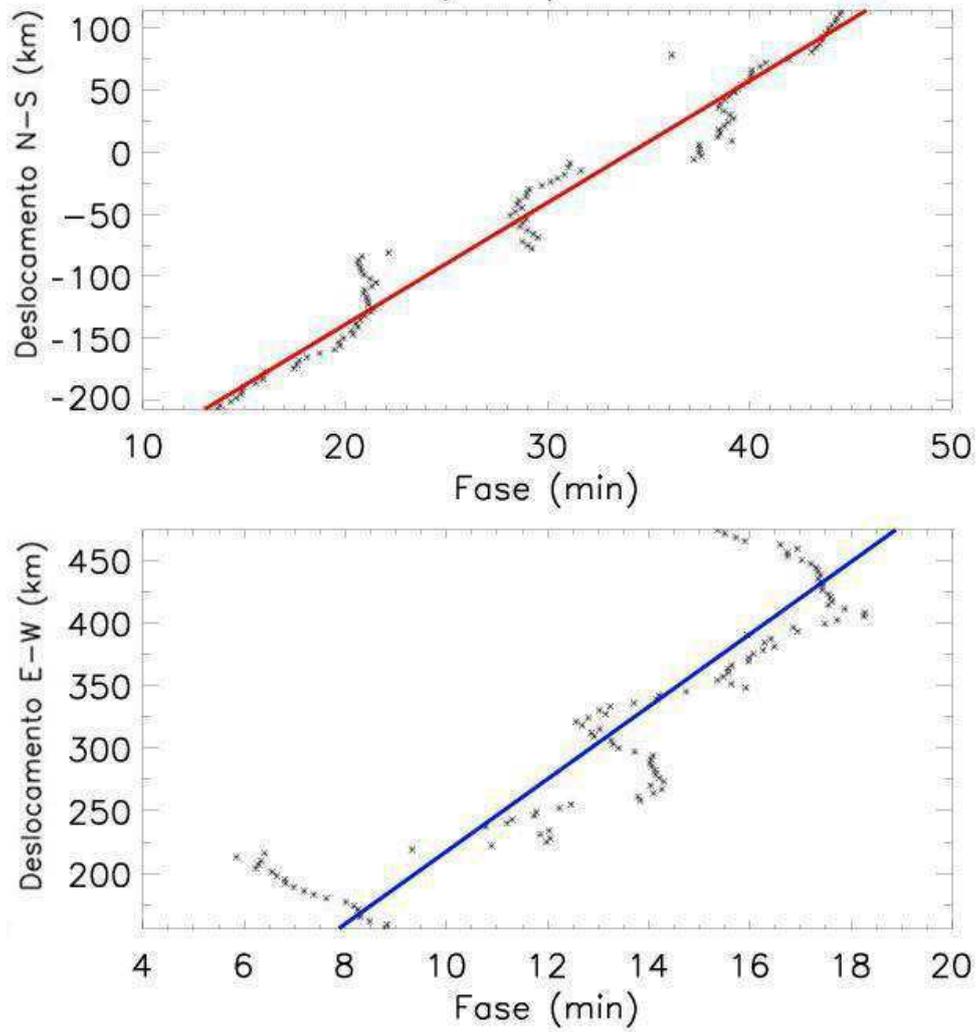


Fig. XXXVIII – 2º Harmônico de Fourier

$\lambda_H = 358 \text{ km}$
 $c_H = 190 \text{ m/s}$

$\tau = 031 \text{ min}$
 $\theta = 195^\circ$

20/09/2006

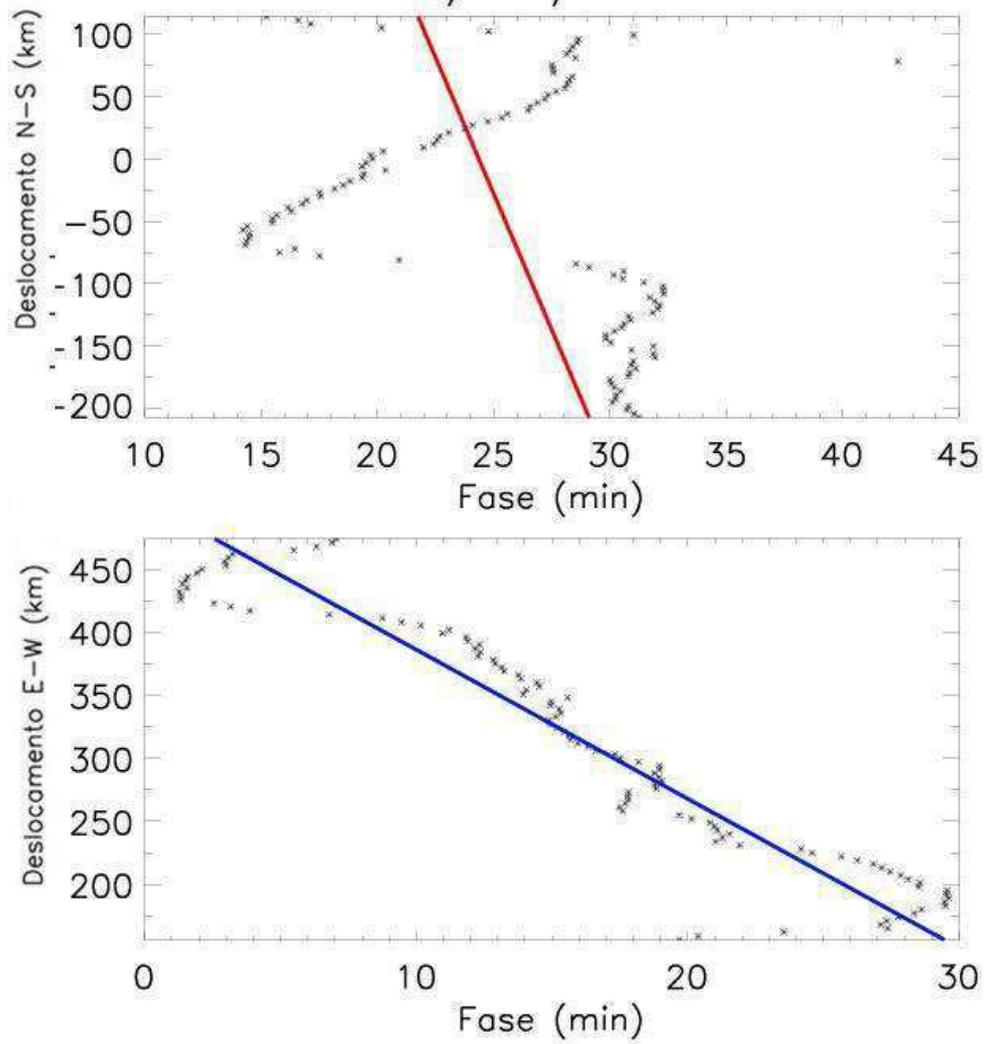


Fig. XXXIX – 1º Harmônico de Fourier

8.3 TABELA DOS PARÂMETROS GERADOS

A Tabela 1, Tabela dos Parâmetros, gerado pelo programa em linguagem IDL, criado para este fim, foi mostrada “de passagem”, apenas para esclarecer o espalhamento da progressão de fase em relação à reta dos mínimos quadrados.

Aqui será feito um estudo mais detalhado dos valores mostrados na Tabela 1, analisando-se tão somente os dados relativos ao 3º (terceiro) harmônico. As outras colunas da tabela, referentes aos outros harmônicos (1º, 2º e 4º), podem ser analisadas aplicando-se o mesmo raciocínio que será utilizado na coluna do 3º harmônico.

A primeira coluna da tabela, intitulada “Parâmetro”, refere-se aos parâmetros gerados pelo programa “MSTID_analysis_V1”, a saber, (a) período da onda, (b) comprimento da onda, (c) velocidade de fase, (d) direção de propagação da onda e o (e) erro.

A segunda coluna, da esquerda para a direita, intitulada “Unidade dos Parâmetros”, contém, de cima para baixo, consecutivamente, as unidades dos parâmetros, detalhados abaixo:

a) Período da onda: o período de uma onda é o inverso de sua frequência, ou seja, é o tempo para completar uma oscilação. O período é dado em minutos (min).

Como dito no item 6.4 deste trabalho, para estimar o período, é feita uma análise harmônica de Fourier. Essa análise harmônica consiste em reescrever o sinal de entrada a partir de um somatório de cossenos. Para cada um desses harmônicos é possível recuperar a sua respectiva amplitude e fase (a fase é um ângulo, porém, pode-se escrevê-la em unidade de tempo proporcional a cada harmônico).

O período é, obrigatoriamente, o mesmo para ambas as componentes do Keograma, porque trata-se de uma única onda. Portanto ela deve ter a mesma periodicidade em ambas as direções.

b) Comprimento da onda: o comprimento de onda é definido como a distância após a qual o padrão da onda começa a se repetir. Por exemplo, a função seno começa a se repetir quando seu ângulo (ou argumento) é acrescido de 2π radianos. O comprimento da onda é dado em quilômetros (Km).

c) Velocidade de Fase: fase é o momento em que o máximo da onda está acontecendo. Essa velocidade é dada em metros por segundo (m/s).

Essa velocidade de fase tem ligação estreita com os perfis de fase, que, como dito, podem ser visto como gráficos da posição em função do tempo. Tomando-se a derivada dos perfis de fase, obtém-se a velocidade de fase.

A derivada é calculada pelo conceito elementar:

$$\frac{\Delta y}{\Delta t} = \frac{(y_2 - y_1)}{(t_2 - t_1)} \quad (48)$$

y_2 é a posição superior do perfil de fase,

y_1 é a posição inicial do perfil de fase

t_2 é a fase (tempo) correspondente a posição 2 e;

t_1 o tempo (fase) correspondente à posição 1.

Uma vez que se tenha a velocidade de fase, é possível determinar o comprimento de onda em cada uma das direções pela Equação 47, mostrada a seguir:

$$\lambda = c \cdot T \quad (49)$$

Em que:

λ é o comprimento de onda

c é a velocidade de fase

T é o Período.

Portanto, a velocidade de fase horizontal será dada por:

$$c_h = \frac{\lambda_h}{T} \quad (50)$$

Em que:

c_h é a velocidade de fase horizontal

λ_h é o comprimento de onda horizontal

T é o período.

d) Direção de Propagação da onda: a direção de propagação da onda é dada em graus ($^\circ$) a partir do norte geográfico (ângulo azimutal).

e) Erro: este erro, como dito anteriormente, é a medida, em porcentagem, do espalhamento dos pontos da figura relacionada à progressão de fase em relação à reta dos mínimos quadrados. É dado em porcentagem (%).

9. CONCLUSÃO

Neste capítulo são apresentados os principais resultados deste trabalho e feitas algumas recomendações para trabalhos futuros.

9.1 PRINCIPAIS RESULTADOS

Este trabalho é resultado de observações de distúrbio ionosférico propagante de média escala (MSTID) através do imageamento da aeroluminescência realizadas em São João do Cariri ($7,38^{\circ}$ S; $36,54^{\circ}$ W) na noite de 20 de setembro de 2006 e na madrugada do dia seguinte, a saber, 21 de setembro de 2006. Os principais resultados deste trabalho são os seguintes:

- 1) Os nove quadros de evento gravados geraram 4 harmônicos, de acordo com a teoria prevista da série de Fourier.
- 2) Dos quatro harmônicos, o 3^o harmônico foi o mais representativo da onda observada, pois foi aquele que apresentou o menor ERRO, menor espalhamento dos pontos de progressão de fase em relação à reta de aproximação dos mínimos quadrados.
- 3) A análise do 3^o harmônico revela que esse termo de Fourier apresentou um comprimento de onda de 142,1 Km; período de 10,4 min e velocidade de fase de 226,3 m/s; estando esses valores de acordo com a magnitude de onda esperada para os distúrbios ionosféricos propagantes de média escala (MSTID).
- 4) A direção de propagação em graus gerada pelo programa em IDL, a saber, $325,5024^{\circ}$; está de acordo com a direção de propagação inferida a partir da análise dos Keogramas gerados, aproximadamente, Noroeste.

- 5) A velocidade de fase pode ser calculada a partir do conceito elementar de derivada, $\frac{\Delta y}{\Delta t}$, aplicada ao gráfico de progressão de fase gerado pelo programa em IDL.
- 6) O comprimento de onda Norte-Sul, Leste-Oeste e Horizontal pode ser calculado a partir da associação dos Keogramas com figuras da geometria plana e suas respectivas relações métricas.

9.2 ALGUMAS RECOMENDAÇÕES

- 1) Em situações de ruídos (falhas) nos Keogramas, deve-se voltar ao arquivo principal, deletar os dados gerados, refazer o “box”, ou limitar mais os quadros do evento, início e fim do distúrbio.
- 2) A linha que aparecerá no gráfico de progressão de fase é o melhor ajuste de mínimo quadrado para os pontos que aparecerem. Estando os pontos muito espalhados em relação à essa reta, deve-se rejeitar o harmônico. O erro indica o quão espalhados estão os pontos em relação à curva (reta) dos mínimos quadrados.
- 3) Se os pontos de todos os gráficos de progressão fase estiverem muito espalhados em relação à reta dos mínimos quadrados, deve-se também refazer o “box”.
- 4) Deve-se procurar a perfeição no “box” por tentativas e erros.
- 5) Na onda do dia 20/07 existem 4 harmônicos, mas esse número de harmônicos varia de acordo com o número de imagens fornecidos ao programa. Isso acontece, em virtude do fato de que a transformada de Fourier depende do número de pontos que compõe determinada série, por exemplo, se uma determinada série for composta por 20, consegue-se até 10 harmônicos de Fourier representativos. Esta onda do dia 20/07 possui, mais ou menos, 9 imagens. O restante é imagem espelhar, então, descarta-se.

- 6) Deve-se ter cuidado para não se confundir MSTIDs com BOLHAS atmosféricas. As bolhas são mais expressivas do que as MSTIDs. Geralmente, em uma noite de imageamento atmosférico, serão registrados os dois fenômenos e, naturalmente, ambos ocorrem de maneira simultânea.

- 7) Sugerimos um estudo da análise sazonal das MSTIDs por um período de 10 anos, no intuito de verificar uma possível relação entre a ocorrência deste fenômeno e a atividade solar.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARRUDA, D. C. S. (2007). *Estudos das derivas zonais da camada F e da ionosfera noturna sobre a região brasileira*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

BORBA, G. L. (1993). *Estudo de perturbações propagantes na região-F da ionosfera para o setor sul americano*. Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

CANDIDO, C. M. N.; PIMENTA, A. A.; BITTENCOURT, J. A. & BECKER GUEDES, F. (2008). *Statistical analysis of the occurrence of medium-scale traveling ionospheric disturbances over brasilian low latitudes using OI 630.0 nm emission all-sky images*. *Geophysical Research Letters*, vol. 35. L17105, doi: 10.1029/2008GL035043, 2008.

CARVALHO, A. J. A. (2011). *Ondas de gravidade transientes associadas a instabilidades dinâmicas e convectivas*. Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande.

FRANCIS, S. H. (1974). *A Theory of Medium-Scale Traveling Ionospheric Disturbances*. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 79 – N° 34. Bell Laboratories, Whippany, New Jersey.

GOSSARD, E. E.; HOOKE, W, H. *Waves in the atmosphere*. Amsterdam: Elsevier Scient. Publ. Comp. 1975.

HOCKE, K. & SCHLEGEL, K. (1996). *A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances: 1982 – 1995*. Max-Planck Institut für Aeronomie, Postfach 20, D – 37191, Katlenburg-Lindau, Germany.

HOLTON, J. R. (1979). *An Introduction to Dynamic Meteorology*. 4ª Edição - Academic Press.

IMAMURA, T.; KITA, K.; IWAGAMI, N. & OGAWA, T. (1997). *Gravity wave signature simultaneously observed in the oxygen atom and electron density profiles in the lower thermosphere*. Department of Earth and Planetary Physics, Graduate School of Science, University of Tokyo, Bunkyo-Ku, Tokyo 113, Japan.

KELLEY, M. C. *In situ ionospheric observations of severe weather-related gravity waves and associated small-scale plasma structure*. School of Electrical Engineering, Cornell University, Ithaca, New York. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, NO. A1, pages 329 – 335, January 1, 1997.

KIRCHHOFF, V. W. J. H. (1942). *Introdução à geofísica espacial*. – São Paulo: Nova Stella, Editora da Universidade de São Paulo: FAPESP, 1991.

KUBOTA, M. (2000). *Traveling Ionospheric Disturbances observed in the OI 630 nm nightglow images over Japan by using a multipoint imager network during the FRONT campaign*. Department of Geophysics, Kyoto University, Kyoto, Japan. *Geophysical Research Letters*, Vol. 27 – N° 24.

MEDEIROS, A. F. (2004). *Observações de ondas de gravidade através do imageamento da aeroluminescência*. Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

MENDILLO, M. (1997). *Investigations of thermospheric-ionospheric dynamics with 6300 Å images from the Arecibo Observatory*. School of Electrical Engineering, Cornell University, Ithaca, New York. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, N°. A4.

MONTEIRO, G. M. V. (2001). *Evolução da Atmosfera nos Planetas Interiores*. Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

PAULINO, I., TAKAHASHI, H., MEDEIROS, A. F., WRASSE, C. M., BURITI, R. A., SOBRAL, J. H. A. & GOBBI, D.: *Mesospheric gravity waves and ionospheric plasma bubbles observed during the COPEX campaign*. *Journal of Atmospheric and*

Solar-Terrestrial Physics, 73, 1575–1580, 1364-6826 doi: 10.1016/j.jastp.2010.12.004, 2011.

PIMENTA, A. A.; KELLEY, M. C.; SAHAI, Y.; J. A. BITTENCOURT & FAGUNDES, P. R. (2008) – *Thermospheric dark band structures observed in all-sky OI 630 nm emission images over the Brazilian low-latitude sector*. J. Geophys. Res., 113, A01307, doi: 10.1029/2007JA012444. Journal of Geophysical Research, vol. 113, A01307, doi: 10.1029/2007JA012444, 2008.

SAITO, A.; FUKAO, S. & MIYAZAKI, S. – *High resolution mapping of TEC perturbations with the GSI GPS network over Japan*. Geophysical Research Letters, vol. 25, Nº. 16, PAGES 3079 – 3082, AUGUST 15, 1998.

SATYAMURTY, P. (2005). Rudimentos de Meteorologia Dinâmica – 2ª Edição. São José dos Campos.

SOBRAL, A. H. J.; TAKAHASHI, H.; ABDU, M. A.; TAYLOR, M. J., SAWANT, H.; DANIELA, C. S.; GOBBI, D.; MEDEIROS, A. F.; ZAMLUTTI, C. J.; SCHUCH, N. J. & BORBA, G. L. – *Thermospheric F-Region Travelling Disturbances Detected at Low Latitude by an OI 630 nm digital imager system*. Adv. Space Res. Vol. 27, Nos 6 -7, pp, 1201 – 1206, 2001.

SWENSON, G. R. (1995). *Maximum Altitude Penetration of atmospheric gravity waves observed during ALOHA-93*. Utah State University, Logan, Utah. Geophysical Research Letters, Vol. 22 - Nº. 20.

TAYLOR, M. J. (1998). Possible evidence of gravity wave coupling into the mid-latitude F region ionosphere during the SEEK campaign. Space Dynamics Laboratory and Physics Department, Utah State University, Logan. Geophysical Research Letters, Vol. 25 - Nº. 11.

WRASSE, C. M. (2004). *Estudos de geração e propagação de ondas de gravidade atmosféricas*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

VARGAS, F. A. (2008). *Investigação do fluxo de momento das ondas de gravidade na alta atmosfera através da aeroluminescência*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. *Meteorologia básica e aplicações*. Viçosa: Imprensa. Universitária/UFV, 1991.