



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/05.27.15.28-TDI

MODELAGEM DE VENTOS NEUTROS TERMOSFÉRICOS PARA O TERRITÓRIO BRASILEIRO POR MEIO DE SIMULAÇÃO NUMÉRICA

Cláudia Vogel Ely

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Inez Staciarini Batista, e Alexander José Carrasco, aprovada em 30 de maio de 2016.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LPFGM8>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LPFGM8)

INPE
São José dos Campos
2016

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

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

Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/05.27.15.28-TDI

MODELAGEM DE VENTOS NEUTROS TERMOSFÉRICOS PARA O TERRITÓRIO BRASILEIRO POR MEIO DE SIMULAÇÃO NUMÉRICA

Cláudia Vogel Ely

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Inez Staciarini Batista, e Alexander José Carrasco, aprovada em 30 de maio de 2016.

URL do documento original:

[<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LPFGM8>](http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3LPFGM8)

INPE
São José dos Campos
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Ely, Cláudia Vogel.

El91m Modelagem de ventos neutros termosféricos para o território brasileiro por meio de simulação numérica / Cláudia Vogel Ely. – São José dos Campos : INPE, 2016.
xxvi + 158 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/05.27.15.28-TDI)

Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.

Orientadores : Drs. Inez Staciarini Batista, e Alexander José Carrasco.

1. Aeronomia. 2. Eletrodinâmica ionosférica. 3. Modelagem semi-empírica. 4. Ventos neutros termosféricos. 5. Baixa latitude. I.Título.

CDU 551.55:550.388



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](#).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](#).

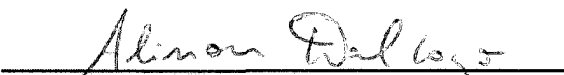
Aluno (a): **Cláudia Vogel Ely**

Título: "MODELAGEM DE VENTOS NEUTROS TERMOSFÉRICOS PARA O TERRITÓRIO BRASILEIRO POR MEIO DE SIMULAÇÃO NUMÉRICA".

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

**Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente
Solar-Terrestre**

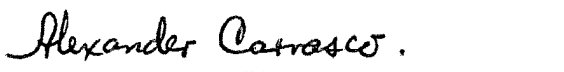
Dr. Alisson Dal Lago


Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

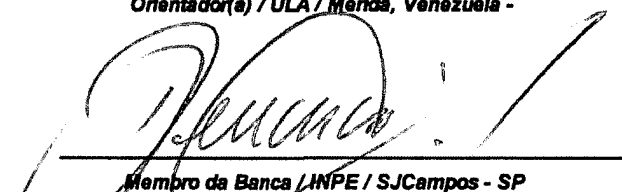
Dra. Inez Staciariini Batista


Orientador(a) / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Alexander José Carrasco


Orientador(a) / ULA / Mérida, Venezuela -

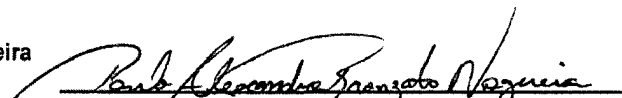
Dr. Clezio Marcos De Nardin


Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

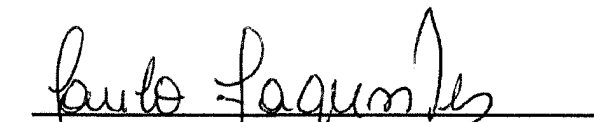
Dr. Severino Luiz Guimarães Dutra


Membro da Banca / INPE / SJC Campos - SP

Dr. Paulo Alexandre Bronzato Nogueira


Convidado(a) / IFSP... Campos do Jordão - SP

Dr. Paulo Roberto Fagundes


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

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

(x) unanimidade

“O pensar é para o homem, o que é voar para os pássaros. Não toma como exemplo a galinha quando podes ser uma cotovia.”

(ALBERT EINSTEIN)

A meus pais Pedro e Dulce

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que me deram apoio e contribuição durante a realização das atividades do curso de doutorado e àqueles que me acolheram e ajudaram nas horas difíceis.

Agradeço em especial a minha família, a meu pai Pedro e minha mãe Dulce que sempre me apoiaram nas decisões e me incentivaram, a minha irmã Cleusa e meu cunhado Felipe pela motivação e auxílio na edição de algumas figuras e trechos do texto, a meu irmão Cloves pelos conselhos, a meus sobrinhos pelo carinho e alegria, a alguns tios e primos pelas ótimas conversas e mateadas, em especial a minha madrinha Jacinta e a minha afilhada Andressa.

Agradeço aos amigos que fui somando durante minha vida acadêmica, mesmo alguns com os quais fui perdendo contato. Agradeço às amigas das diferentes repúblicas pelas quais passei, do quarto 207 da CEU/UFPel, da República do Jangada/Monte Castelo, do Ed. Nacional/Jd. São Dimas, da Vila Ema e do Jd. Souto. Vocês foram minha segunda família, companheiras de altos “papos-cabeça”, festas, rodas de cerveja, mateadas, almoços/jantas etc. Agradeço em especial aos amigos Luana e Rafael que me receberam e ajudaram em diversas ocasiões, à maravilhosa Mári, companheira de muitas rodas de chimarrão e séries, às queridas Chica, Lucía, Regiane, Isabel, Larissa e Graziela. Todos vocês tornaram mais fácil e divertida esta passagem da minha vida. Agradeço ainda às turmas do futsal e das pedaladas, atividades que amo muito.

Agradeço à Dra. Inez Staciarini Batista e ao Dr. Alexander José Carrasco pela orientação e apoio durante a execução do trabalho. Obrigada por acreditarem em mim e não medirem esforços para que os trabalhos dessem certo. Agradeço aos colegas de trabalho, em especial aos colegas que passaram pela sala 70 do DAE/CEA, à sempre prestativa Laysa, ao Ricardo Paes por várias dicas, ao Daiki Koga, ao Manuel e comunidade hispano-americana da Geofísica Espacial, à Goreti, aos amigos do GES e demais cursos do INPE.

Agradeço aos membros da banca de defesa pelas observações e sugestões pertinentes para melhorar este trabalho.

Agradeço aos professores pelo profissionalismo e dedicação no processo de ensino/pesquisa. Vocês foram essenciais para minha formação pessoal/profissional e serão levados como exemplo nas minhas atividades futuras.

Agradeço ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e à coordenação do curso de Geofísica Espacial do INPE pelo amparo e oportunidade de trabalho.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento do doutorado.

RESUMO

Os ventos neutros termosféricos são responsáveis por boa parte das incertezas relacionadas em trabalhos ionosféricos pois apresentam significativas mudanças de dia a dia, não são previstos com facilidade e tampouco têm boa distribuição espacial e temporal de medidas. Além disso, os modelos de ventos neutros atuais disponíveis, frequentemente, falham em reproduzir as condições reais da ionosfera, em especial para a região brasileira. Neste trabalho, o comportamento dos ventos neutros termosféricos é modelado sobre o território brasileiro, a partir de dados obtidos durante a campanha COPEX. Os parâmetros utilizados são as derivas verticais de plasma, a altura da camada F2 e a densidade de plasma obtidos por meio de observações sincronizadas de três ionossondas digitais instaladas nas localidades de Boa Vista (2,8° N, 60,7° O), Cachimbo (9,8° S e 54,8° O) e Campo Grande (20,5° S, 54,7° O). O modelo obtido permite examinar os efeitos dos ventos neutros na ionosfera em ambos hemisférios quando são comparadas as derivas verticais de plasma obtidas com aquelas observadas nos pontos conjugados magneticamente, nominalmente, Boa Vista e Campo Grande. As observações têm mostrado que existe assimetria na deriva vertical de plasma entre estas localidades e o modelo busca simular estas assimetrias. O modelo de vento neutro deste trabalho é obtido por solução numérica das equações diferenciais para as componentes zonal e meridional dos ventos termosféricos. Os resultados numéricos dos ventos são comparados com saídas do modelo semi-empírico global de ventos horizontais, o HWM, e a partir deles são calculadas novas derivas de plasma via solução da equação de movimento dos íons em estado estacionário. Estas derivas resultantes são usadas para avaliar a dinâmica do plasma sobre as estações ionosféricas utilizadas. O presente estudo demonstra a grande importância dos ventos neutros na compreensão do comportamento da deriva vertical de plasma durante períodos geomagneticamente calmos. Além disso, o modelo poderá ajudar a preencher a lacuna em termos do conhecimento que existe a respeito do comportamento dos ventos neutros sobre a região brasileira.

Palavras-chave: aeronomia. eletrodinâmica ionosférica. modelagem semi-empírica. ventos neutros termosféricos. baixa latitude. COPEX. Crank-Nicolson.

THERMOSPHERIC NEUTRAL WIND MODELING FOR THE BRAZILIAN SECTOR VIA NUMERICAL SIMULATION

ABSTRACT

The thermospheric neutral winds are responsible for much of the uncertainties related in ionospheric works because they present significant changes from day to day, they are not easily predicted nor have good spatial and temporal measures distribution. In addition, current neutral wind models available often fail to reproduce the actual conditions of the ionosphere, in particular for the Brazilian region. In this work, the behavior of thermospheric neutral winds is modeled on the Brazilian territory from data obtained during COPEX campaign. The parameters used are the vertical plasma drift, the height of the F2 layer and the plasma density obtained by observations from three synchronized digital ionosonde installed on Boa Vista (2.8° N, 60.7° W), Cachimbo (9.8° S and 54.8° W) and Campo Grande (20.5° S, 54.7° W). The model obtained allows to examine the effects of neutral winds in the ionosphere in both hemispheres when vertical plasma drifts obtained are compared with those observed in the magnetically conjugate points, namely, Boa Vista and Campo Grande. The observations have shown that there is asymmetry in the plasma vertical drift between the locations and the model tries to simulate these asymmetries. The neutral wind model of this work is obtained by numerical solution of differential equations for the zonal and meridional components of thermospheric winds. The numerical results of the winds are compared with outputs of the semi-empirical Horizontal Wind Model, the HWM, and from them are calculated new plasma drifts through the solution of ion motion equation in steady state. These resulting drifts are used to assess the dynamics of the plasma of the ionospheric stations used. This study demonstrates the importance of the neutral winds in understanding the behavior of the plasma vertical drift during quiet geomagnetic conditions. In addition, the model can help fill the gap in knowledge that exists regarding the behavior of the neutral winds on the Brazilian region.

Keywords: aeronomy. ionospheric electrodynamics. semi-empirical modelling. thermospheric neutral winds. low latitude. COPEX. Crank-Nicolson.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Região de inserção da aeronomia - perfil de temperatura padrão da atmosfera terrestre, regiões de mistura dos constituintes (homosfera ou heterosfera) e a localização da ionosfera.	6
2.2 Perfil de densidade eletrônica mostrando as principais radiações ionizantes e os principais íons de cada camada.	7
2.3 Perfil de condutividades calculadas para 31 de outubro de 2002 (campanha COPEX) das 17 às 20 LT.	10
2.4 Vento meridional efetivo e possíveis efeitos na ionosfera.	13
2.5 Mapas ionosféricos globais de NmF2.	15
2.6 Derivas zonal (esquerda) e vertical (direita) medidos em Jicamarca para diferentes condições solares.	16
2.7 Ilustração da forma geral dos sistemas de corrente na região F ionosférica de médias latitudes.	17
2.8 Correntes elétricas estabelecidas entre as regiões E e F ionosféricas. . . .	18
2.9 Ilustração esquemática do dínamo da região E.	19
2.10 Ilustração esquemática do dínamo da região F.	20
2.11 Dependência latitudinal das correntes elétricas estabelecidas entre as regiões E e F ionosféricas.	21
2.12 Eletrodinâmica da região F da ionosfera.	22
 3.1 Decomposição dos ventos geográficos nos ventos efetivos.	 28
3.2 Relação entre vento meridional resultante e assimetria das cristas do Hemisfério Norte (HN) e do Hemisfério Sul (HS).	30
3.3 Comparativo de ventos neutros termosféricos zonais (U_{zonal} positivo para leste) medidos pelo acelerômetro do satélite CHAMP a 400 km de altitude e HWM93 para diferentes condições de <i>fluxo solar</i>	37
3.4 Comparativo de ventos neutros termosféricos zonais (U_{zonal} positivo para leste) medidos pelo acelerômetro do satélite CHAMP a 400 km de altitude e HWM93 para diferentes condições de <i>atividade magnética</i>	38
3.5 Vento zonal promediado sobre todas as estações do ano, entre as latitudes geomagnéticas 5° N e 5° S e sobre todos os níveis de atividade geomagnética mas separados em dois níveis de fluxo solar.	39

3.6	Vento neutro termosférico zonal em torno de 255-285 km para $K_p \leq 3$ conforme observações de FPI (Fabry-Perot) em solo (na estação de ARECIBO) e previsões do TIE-GCM.	40
3.7	Perfis de vento neutro meridional do modelo SERVO para alta atividade solar (HSA).	41
3.8	Perfis de vento neutro meridional do modelo SERVO para baixa atividade solar (LSA).	42
3.9	Comparativo dos perfis de vento neutro meridional do modelo SERVO com predições do HWM90 e com observações com instrumento Fabry-Perot.	43
3.10	Ventos neutros meridionais médios obtidos através do instrumento Fabry-Perot para os anos de 1983 (LSA) e 1988 (HSA) na região de Arequipa, Peru.	44
3.11	Ventos neutros zonais médios obtidos através do instrumento Fabry-Perot para os anos de 1983 (LSA) e 1988 (HSA) na região de Arequipa, Peru.	45
3.12	Perfis noturnos médios do vento neutro meridional através de observações com FPI em Cajazeiras.	46
3.13	Perfis noturnos médios do vento neutro zonal através de observações com FPI em Cajazeiras.	47
4.1	Concepção artística da campanha COPEX.	49
4.2	Posicionamento das estações de coleta de dados da campanha COPEX.	50
4.3	Posicionamento das estações da COPEX e a evolução da linha do terminadouro durante a campanha.	52
4.4	Horário do pôr do Sol e do PREp na estação de Boa Vista e diferença de horário LT entre eles.	53
4.5	Horário do pôr do Sol e do PREp na estação de Cachimbo e a diferença de horário LT entre eles.	53
4.6	Horário do pôr do Sol e PREp na estação de Campo Grande e a diferença de horário LT entre eles.	54
4.7	Histograma mostrando as diferenças de horário ($LTp - Sunset$) encontradas nas estações da COPEX.	55
4.8	Derivas verticais no horário do pico prerreversão para um dia típico do início da COPEX (285).	55
4.9	Exemplo de ionograma.	57
4.10	Comparativo das derivas aparentes para as estações da COPEX.	59
4.11	Comparativo das derivas aparentes e as resultantes do modelo SF.	60
4.12	Deriva vertical média obtida para as três estações da COPEX via dhF/dt	60

5.1	Sistema de coordenadas adotado no trabalho.	62
5.2	Sistema de dipolo centrado (l, q, ξ)	63
5.3	Grade para resolução das equações dos ventos U	68
5.4	Fluxograma do código NWM.	73
5.5	Comparação dos perfis de densidade eletrônica derivados dos ionogramas (SAO Explorer) e obtidos com as funções de Chapman e Epstein.	74
6.1	Parâmetros de entrada no modelo para o dia 284.	78
6.2	Ventos neutros calculados para o dia 284 da COPEX e comparação com HWM93.	79
6.3	Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 284 da COPEX.	81
6.4	Derivas calculadas para o dia 284 da COPEX.	83
6.5	Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 284 da COPEX.	83
6.6	Parâmetros de entrada no modelo para o dia 285.	84
6.7	Ventos neutros calculados para o dia 285 da COPEX e comparação com HWM93.	85
6.8	Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 285 da COPEX.	86
6.9	Derivas calculadas para o dia 285 da COPEX.	86
6.10	Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 285 da COPEX.	87
6.11	Parâmetros de entrada no modelo para o dia 286.	87
6.12	Ventos neutros calculados para o dia 286 da COPEX e comparação com HWM93.	88
6.13	Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 286 da COPEX.	89
6.14	Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 286 da COPEX.	89
6.15	Derivas calculadas para o dia 286 da COPEX.	90
6.16	Parâmetros de entrada no modelo para o dia 305.	91
6.17	Ventos neutros calculados para o dia 305 da COPEX e comparação com HWM93.	91
6.18	Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 305 da COPEX.	92
6.19	Derivas calculadas para o dia 305 da COPEX.	93
6.20	Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 305 da COPEX.	94
6.21	Parâmetros de entrada no modelo para o dia 320.	95
6.22	Ventos neutros calculados para o dia 320 da COPEX e comparação com HWM93.	96
6.23	Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 320 da COPEX.	96
6.24	Derivas calculadas para o dia 320 da COPEX.	97
6.25	Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 320 da COPEX.	97
6.26	Parâmetros de entrada no modelo para o dia 340.	98
6.27	Ventos neutros calculados para o dia 340 da COPEX e comparação com HWM93.	99

6.28	Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 340 da COPEX.	100
6.29	Derivas calculadas para o dia 340 da COPEX.	100
6.30	Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 340 da COPEX.	101
6.31	Contribuições da deriva vertical (284).	102
6.32	Ventos meridionais médios da campanha COPEX nas diferentes estações.	103
6.33	Ventos meridionais representativos do período da COPEX (calculados pelo modelo HWM num dia típico).	104
6.34	Ventos meridionais médios efetivos da campanha COPEX nas diferentes estações.	105
6.35	Índice de assimetria da frequência/densidade [$f_oF2(BV) - f_oF2(CG)$] e média durante a campanha COPEX.	106
6.36	Índice de assimetria da altitude [$hmF2(BV) - hmF2(CG)$] e média du- rante a campanha COPEX.	107
6.37	Comparativo do índice médio de assimetria da altitude [$hmF2(BV) -$ $hmF2(CG)$] com o vento meridional efetivo líquido das estações da cam- panha COPEX [$BV + CX + CG$]/3 calculado através do modelo MWN.	108
6.38	Ventos zonais médios da campanha COPEX nas diferentes estações. . . .	109
6.39	Ventos zonais representativos do período da COPEX (calculados pelo modelo HWM num dia típico).	110
6.40	Ventos zonais médios “efetivos” da campanha COPEX nas diferentes estações.	110
6.41	Derivas verticais médias calculadas para a COPEX.	111
C.1	Deriva vertical obtida a partir dos dados de Digissonda em 380 km de altitude nas estações de Boa Vista, Cachimbo e Campo Grande.	155
C.2	Deriva vertical obtida a partir dos dados modelada em varias altitudes de 300-700 km nas três estações da campanha COPEX.	156

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Classificação de tempestades e subtempestades magnéticas de acordo com o índice Dst	24
2.2 Significado do índice K_p e relação com a máxima flutuação da componente horizontal do campo geomagnético - em relação a período calmo - medido pelos magnetômetro num período de três horas.	24
4.1 Tabela com coordenadas das estações da Campanha COPEX	50

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AMAS	–	Anomalia Magnética do Atlântico Sul
ARTIST	–	<i>Automatic Real Time Ionogram Scaling with Trues height analysis</i>
AE	–	Índice do Eletrojato Auroral (de <i>Auroral Electrojet index</i>)
BV	–	Estação Boa Vista
CEA	–	Ciências Espaciais e Atmosféricas do INPE
CEI	–	Campo Elétrico Interplanetário
CG	–	Estação Campo Grande
CHAMP	–	<i>Challenging Minisatellite Payload</i>
CMI	–	Campo Magnético Interplanetário
COPEX	–	Experimento de pontos conjugados (de <i>COnjugate Point Equatorial EXperiment</i>)
COSMIC	–	<i>Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere and Climate</i>
CX	–	Estação Cachimbo
DAE	–	Divisão de Aeronomia
DD	–	Dínamo perturbado (de <i>Disturbance Dynamo</i>)
DPS	–	<i>Digisonde[®] Portable Sounder</i>
EEJ	–	Eletrojato Equatorial (de <i>Equatorial ElectroJet</i>)
EIA	–	Anomalia da Ionização Equatorial (de <i>Equatorial Ionization Anomaly</i>)
EUV	–	Extremo Ultra-Violeta
HF	–	Alta frequência (de <i>High Frequency</i>)
GPS	–	Sistema de Posicionamento Global (de <i>Global Positioning System</i>)
HWM	–	Modelo de ventos horizontais (de <i>Horizontal Wind Model</i>)
HSA	–	Alta atividade solar (de <i>High Solar Activity</i>)
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IRI	–	Modelo ionosférico de referência internacional (de <i>International Reference Ionosphere</i>)
ISR	–	Radar de espalhamento incoerente (de <i>Incoherent Scatter Radar</i>)
LSA	–	Baixa atividade solar (de <i>Low Solar Activity</i>)
LT	–	Hora Local (de <i>Local Time</i>)
NCAR	–	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NOAA	–	<i>National Oceanographic and Atmospheric Administration</i>
NWM	–	Modelo de ventos neutros (de <i>Neutral Wind Model</i>)
PRE	–	Aumento prerreversão da deriva vertical (de <i>Pre Reversal Enhancement</i>)
PREp	–	Pico do PRE
PREF	–	Campo elétrico prerreversão (de <i>Pre Reversal Enhancement Field</i>)
SF	–	Modelo semi-empírico de deriva vertical de Scherliess e Fejer (1999)
sfu	–	Unidade de fluxo solar (de <i>Solar Flux Unit</i>)
SUPIM	–	<i>Sheffield University Plasmasphere-Ionosphere Model</i>
TEC	–	Conteúdo Eletrônico Total (de <i>Total Electron Content</i>)
UT	–	Hora Universal (de <i>Universal Time</i>)

VTES – Vento TransEquatorial Sul
VTEN – Vento TransEquatorial Norte

LISTA DE SÍMBOLOS

$\vec{B}$	– Campo geomagnético
D	– Ângulo de declinação magnética (graus)
Dst	– Índice de distúrbio de tempestade (de <i>Disturbance Storm Time</i>)
e	– Carga elétrica elementar
$\vec{E}$	– Campo elétrico ionosférico
$E_{\parallel}$	– Componente paralela do vetor campo elétrico $\vec{E}$
$E_{\perp}$	– Componente perpendicular do vetor campo elétrico $\vec{E}$
$\vec{E}_z^F$	– Campo elétrico vertical de polarização da região F ionosférica
$F10.7$	– Fluxo solar em 10,7 cm
$foF2$	– Frequência crítica da camada F2
$\mathcal{C}$	– Função de Chapman
$\vec{g}$	– Aceleração da gravidade
g	– Módulo de $\vec{g}$
H_n	– Altura de escala do constituinte ionizável do tipo n
$hmF2$	– Altura do pico da camada F2
I	– Ângulo de inclinação magnética (graus)
$\vec{J}_E$	– Densidade de corrente da região E ionosférica
$\vec{J}_{\perp}$	– Densidade de corrente paralela à linha de campo magnético
K_B	– Constante de Boltzmann
χ	– Ângulo zenital solar
λ_j	– Comprimento de onda emitidos pelo Sol
$[O]$	– Concentração do Oxigênio atômico
$[N_2]$	– Concentração do Nitrogênio molecular
$[O_2]$	– Concentração do Oxigênio molecular
$[NO]$	– Concentração do Óxido Nítrico
m_i	– Massa iônica
m_e	– Massa eletrônica
μ	– Viscosidade
N_e	– Densidade eletrônica
N_n	– Densidade de partículas neutras
ν_e	– Frequência de colisão eletrônica
ν_i	– Frequência de colisão iônica
ν_{in}	– Frequência de colisão de íons com partículas neutras
$NmF2$	– Densidade eletrônica do pico da camada F2
ω_i	– Frequência iônica de ciclotron
ω_e	– Frequência eletrônica de ciclotron
$\vec{\Omega}$	– Frequência angular de rotação da terra
p	– Pressão atmosférica
Q_l	– Taxa de produção de ionização do constituinte neutro do tipo l
σ_C	– Condutividade Cowling

σ_0	–	Condutividade Paralela ou Longitudinal
σ_P	–	Condutividade Pedersen
σ_H	–	Condutividade Hall
$\tilde{\sigma}$	–	Tensor condutividade elétrica
Φ_∞	–	Radiação incidente no topo da atmosfera
T_n	–	Temperatura da atmosfera neutra
T_i	–	Temperatura iônica
$\vec{V}$	–	Velocidade das partículas carregadas
$\vec{U}$	–	Vento neutro

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 ELETRODINÂMICA IONOSFÉRICA	5
2.1 A ionosfera	5
2.1.1 Anomalia equatorial da ionização	11
2.1.1.1 Climatologia da EIA	14
2.1.2 A deriva do plasma	15
2.1.3 Acoplamento das regiões E e F e dínamos	17
2.2 Ionosfera durante períodos perturbados	22
2.2.1 Índices de atividade solar e magnética	23
3 VENTOS NEUTROS	27
3.1 A atmosfera neutra	29
3.1.1 Marés atmosféricas	31
3.2 Modelos de ventos neutros termosféricos (descrições)	31
3.2.1 <i>Horizontal Wind Model</i> (HWM)	32
3.2.2 Descrição dos modelos NCAR-TGCM	33
3.2.3 Modelo de vento termosférico de Nogueira (2009)	35
3.2.4 Modelo SERVO	36
3.3 Observações de ventos neutros	36
4 INSTRUMENTAÇÃO E COLETA DE DADOS	49
4.1 Campanha COPEX	49
4.1.1 Diferenças de horário do PREp nas estações da campanha COPEX	51
4.2 O Modelo de Scherliess e Fejer (SF)	56
4.3 Digissondas	56
4.3.1 Cálculo das derivas utilizando altura real da Digissonda	58
5 METODOLOGIA	61
5.1 Sistemas de coordenadas	61
5.2 O Modelo NWM	64
5.2.1 Equação das componentes zonal e meridional dos ventos neutros	64
5.2.1.1 Discretização e linearização das equações	67

6	RESULTADOS E DISCUSSÕES	75
6.1	Resultados do modelo NWM	76
6.1.1	Cálculo dos ventos neutros e comparações	76
6.1.1.1	Dia 284 - 11 de outubro	77
6.1.1.2	Dia 285 - 12 de outubro	84
6.1.1.3	Dia 286 - 13 de outubro	87
6.1.1.4	Dia 305 - 1º de novembro	89
6.1.1.5	Dia 320 - 16 de novembro	94
6.1.1.6	Dia 340 - 6 de dezembro	98
6.1.2	Componentes da deriva vertical	101
6.1.3	Comportamentos médios durante a campanha	103
7	SUMÁRIO E CONCLUSÕES	113
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119
	APÊNDICE A - Sistemas de coordenadas	133
	APÊNDICE B - Cálculo das condutividades integradas no sistema do dipolo centrado	147
	APÊNDICE C - Modelo auxiliar da deriva vertical do plasma	153
	ÍNDICE	157

1 INTRODUÇÃO

A porção ionizada da atmosfera terrestre apresenta grande variabilidade de dia a dia e muitas de suas características ainda não podem ser previstas com bastante acurácia. Os ventos neutros termosféricos são responsáveis por boa parte das incertezas relacionadas em trabalhos ionosféricos pois apresentam significativas mudanças de dia a dia (especialmente os ventos meridionais), não são previstos com facilidade e tampouco têm boa distribuição espacial e temporal de medidas. Sabe-se também, através de inúmeros trabalhos, em especial na região brasileira, que os modelos atuais disponíveis para calcular os ventos neutros, frequentemente, não são capazes de reproduzir as condições reais da ionosfera.

Por todos estes motivos, necessita-se conhecer melhor a eletrodinâmica ionosférica e conseguir, num futuro próximo, a predição dos fenômenos. Desta forma, pode-se evitar falhas nos sistemas de comunicação, criar novas tecnologias para beneficiar toda a sociedade e desvendar outros mistérios ainda não conhecidos. Neste contexto, conhecer o a variabilidade de dia a dia dos ventos neutros ionosféricos e seu comportamento, especialmente durante períodos perturbados, é fundamental para a compreensão completa da dinâmica do plasma. Aos ventos são atribuídas as maiores variações (quer direta, quer indiretamente - ver [Capítulo 2](#)) e incertezas na ionosfera, responsáveis pelo surgimento de irregularidade que interferem nas trajetórias das ondas eletromagnéticas (e prejudicam, conseqüentemente, as comunicações de rádio). O problema reside principalmente no fato de que, em boa parte da ionosfera, ao contrário do que ocorre para estudos meteorológicos na troposfera e oceanos, medidas *in-situ* com boa distribuição temporal são muito difíceis de serem feitas pois balões não atingem estas altitudes e satélite e foguetes fazem apenas rápidas passagens. Por este motivo, utiliza-se ainda formas indiretas e de telemetria (radares, fotômetros, técnicas de interferometria, tomografia, rádio ocultação, etc) para medir determinados parâmetros ionosféricos como as velocidades das partículas e as concentrações exatas dos constituintes ionosféricos. Mesmo assim, ainda não se pode contar com uma ideal distribuição espacial e temporal destes dados.

Os ventos termosféricos têm grande influência na distribuição global da densidade eletrônica do plasma e entendê-los bem é fundamental para avançar no campo da modelagem ionosférica e nas previsões do clima espacial. De forma geral, ventos meridionais causam assimetrias na anomalia equatorial da ionização ao transportarem plasma de um hemisfério ao outro. Ventos zonais, assim como os meridionais, exercem influência neste processo das assimetrias de acordo com a declinação local e são

importantes para a manutenção do dínamo da região F. Para ter a visão completa da eletrodinâmica ionosférica é preciso levar em consideração também os processos químicos e a configuração dos campos elétrico e magnético.

Neste trabalho, serão investigados através de modelagem os processos envolvidos na eletrodinâmica do plasma ionosférico, muito influenciados por ventos neutros. Modela-se o vento neutro de 200 a 700 km de altitude e estuda-se a ionosfera de baixas latitudes, especialmente a da região brasileira. É feita uma breve descrição de como o modelo opera, quais são as suposições feitas e revisa-se a influência dos processos de transporte e de campos elétricos nos perfis de densidade eletrônica da ionosfera terrestre. Estudar a ionosfera, especialmente as variações devidas a ventos e campos elétricos, através do desenvolvimento de modelos físicos é importante para a compreensão da eletrodinâmica e para o clima espacial.

Para a região equatorial e de baixas latitudes não existe até o momento nenhum modelo teórico de ventos neutros horizontais que seja realístico e de código aberto. Além disso, com este modelo teórico será possível realizar diferentes tipos de análises, uma vez que será possível avaliar desde o efeito da variação dos parâmetros solares ou condições de atividade magnética, até o efeito de variação nas características da atmosfera neutra. O modelo NWM almeja contribuir na compreensão dos processos dinâmicos e ajudar a diminuir as incertezas decorrentes dos ventos nos diferentes trabalhos de pesquisa.

OBJETIVOS:

- a) Estudar a ionosfera de baixas latitudes, utilizando modelos computacionais e dados observacionais, e as influências dos ventos neutros horizontais sobre as camadas ionizadas;
- b) Desenvolver um modelo que, a partir dos perfis de velocidade dos íons, resolva as equações do vento meridional e zonal de forma iterativa, utilizando o método de Crank-Nicolson.

O trabalho consistiu de diversas fases que serão elucidadas no decorrer desta tese. No campo computacional, desenvolve-se um código para resolver as equações do vento meridional e zonal de forma iterativa e que utiliza como entrada perfis confiáveis da velocidade dos íons (obtidos por meio das Digissondas) e outros parâmetros atmosféricos. Utilizam-se os dados da campanha COPEX de 2002 (*CONjugate Point Equatorial EXperiment*) para estudar o efeito dos ventos no pico prerreversão da

deriva vertical de plasma. Esta campanha consistiu em uma série de medidas de instrumentos feitas em pontos magneticamente conjugados da região brasileira e uma estação localizada no equador magnético da mesma linha de campo - ver [Seção 4.1](#).

O conteúdo do trabalho foi dividido em capítulos, organizados da seguinte maneira:

- **INTRODUÇÃO:** O [Capítulo 1](#) faz a apresentação do trabalho com uma breve contextualização e expõe os objetivos a serem alcançados;
- **ELETRODINÂMICA IONOSFÉRICA:** O [Capítulo 2](#) apresenta uma revisão bibliográfica dos tópicos da ionosfera que serão utilizados no trabalho. Ele é dividido em duas seções: A [Seção 2.1](#) expõe alguns dos conceitos básicos da ionosfera e de relevância no estudo; a [Seção 2.2](#) apresenta uma breve descrição dos índices normalmente utilizados para descrever a atividade magnética.
- **VENTOS NEUTROS:** O [Capítulo 3](#) apresenta uma discussão sobre a importância do estudo de ventos neutros termosféricos e apresenta alguns dos principais modelos de ventos, sejam empíricos ou teóricos, bem como alguns de seus resultados. A [Seção 3.1](#) aborda aspectos da dinâmica da atmosfera neutra de interesse para o estudo e dos objetivos propostos. A [Seção 3.2](#) apresenta alguns dos principais modelos de ventos neutros. A [Seção 3.3](#) apresenta resultados de medidas de ventos neutros feitas por terceiros e utilizados para fins de comparação no presente trabalho.
- **INSTRUMENTAÇÃO E COLETA DE DADOS:** No [Capítulo 4](#) são descritos os funcionamentos básicos dos equipamentos utilizados no trabalho bem como as técnicas de obtenção dos dados. Na [Seção 4.1](#) será descrita a Campanha COPEX, realizada em 2002 no Brasil e cujo banco de dados serviu para a aplicação do modelo de ventos objeto do trabalho. Na [Seção 4.2](#) é descrito, brevemente, o modelo de Scherliess e Fejer, que foi utilizado para obter parte dos perfis de deriva vertical necessários na modelagem. Na [Seção 4.3](#) é feita a descrição breve do instrumento Digissonda[®], que é o aparelho por meio do qual foram obtidas as medidas ionosféricas da COPEX. A [Subseção 4.3.1](#) explica como é construído o perfil de deriva vertical, utilizado no modelo, a partir dos instrumentos descritos neste capítulo.
- **METODOLOGIA:** No [Capítulo 5](#) é realizada uma discussão mais abrangente da metodologia utilizada no trabalho desenvolvido. Na [Seção 5.1](#) são mostradas a geometria e as transformações de coordenadas utilizadas. Há

ainda o [Apêndice A](#) dedicado a explicar as transformações de coordenadas e que serve de suporte. A [Seção 5.2](#) apresenta o modelo NWM, objetivo principal dessa tese. Na [Subseção 5.2.1](#) as equações básicas do modelo (que compõe um conjunto completo para calcular os ventos neutros termosféricos - zonal e meridional) são apresentadas. Na [Subsubseção 5.2.1.1](#) estas equações são discretizadas para aplicação do método numérico. No final ([Apêndice B](#)) apresenta-se o cálculo para a obtenção das condutividades integradas ao longo das linhas do campo magnético conforme feito no trabalho de [Haerendel et al. \(1992\)](#) e justificada pelo grande interesse que estas integrações ao longo dos tubos de fluxo (consideradas praticamente equipotenciais) têm para a eletrodinâmica do plasma ionosférico.

- RESULTADOS E DISCUSSÕES: No [Capítulo 6](#) são apresentados os resultados, as análises e discussões dessa tese. No [Apêndice C](#) é descrito o modelo para a deriva vertical do plasma utilizado em parte do trabalho.
- SUMÁRIO E CONCLUSÕES: No [Capítulo 7](#) são apresentadas as conclusões do trabalho de doutorado destacando sua importância no contexto da geofísica espacial juntamente com as aplicações imediatas, projetos de seguimento, melhorias propostas e sugestões para trabalhos futuros.

2 ELETRODINÂMICA IONOSFÉRICA

2.1 A ionosfera

Ionosfera é a parte ionizada da atmosfera terrestre na qual encontram-se partículas em estado ionizado e a densidade destas partículas livres, carregadas eletricamente, é suficiente para interferir na propagação de ondas eletromagnéticas. A ionização decorre da absorção da radiação solar, principalmente nas faixas eletromagnéticas do Extremo-Ultravioleta (EUV) e de Raios-X, além da transferência direta de energia em colisões entre as partículas energéticas entre si ou com neutras da atmosfera (ionização secundária).

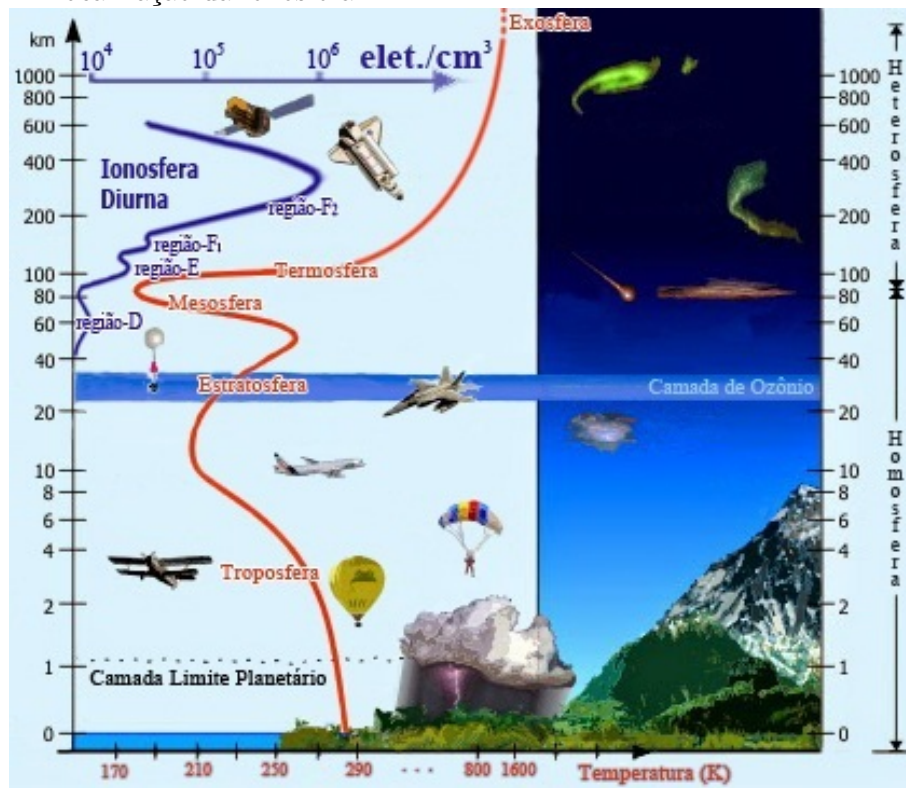
Para conseguir enxergar os fenômenos da atmosfera neutra e da porção ionizada de forma acoplada, e situar-se bem no contexto da aeronomia¹, é interessante observar a [Figura 2.1](#). Nesta pode-se ver o perfil de temperatura da atmosfera (e respectivas subdivisões - veja as camadas troposfera, estratosfera, mesosfera, termosfera, exosfera), a região ionizada, a separação de acordo com a mistura dos constituintes (se homogênea ou heterogênea) e também as altitudes de voo de objetos e de alguns fenômenos atmosféricos comuns, para referência. Na altitude da porção ionizada, que começa a se formar de aproximadamente 50 km para cima, é mais difícil obter de dados *in-situ* pois se trata de uma região em que poucos instrumentos conseguem chegar: os balões não alcançam as altitudes da ionosfera e medidas com foguetes e satélites de curta duração são bastante custosas e fazem apenas rápidas passagens pela região. Então, boa parte das medidas são feitas por técnicas indiretas como rádio sondagens, radio ocultações GPS, imageamentos de solo ou de satélites, interferometria, etc. Assim, para se obter as informações da constituição e configuração da atmosfera nestas regiões em qualquer tempo necessita-se do suporte de modelos, quer empíricos, quer teóricos.

A ionosfera terrestre pode ser subdividida em camadas de acordo com os constituintes químicos e suas radiações ionizantes. Durante o dia, ela apresenta as regiões D, E e F, cujas principais características são descritas a seguir:

- Região D: é a porção inferior da ionosfera, uma região com densidade atmosférica ainda bastante significativa em que as colisões de partículas neutras com partículas ionizadas são muito importantes. Esta camada está situada entre aproximadamente 50 km e 80 km de altitude e desaparece

¹ciência subordinada à Geofísica Espacial que estuda a física e química da alta atmosfera, seja da porção neutra, seja da porção ionizada.

Figura 2.1 - Região de inserção da aeronomia - perfil de temperatura padrão da atmosfera terrestre, regiões de mistura dos constituintes (homosfera ou heterosfera) e a localização da ionosfera.



Fonte: adaptada de <http://fazendoscience.blogspot.com.br/2014/10/ionosfera-terrestre.html>

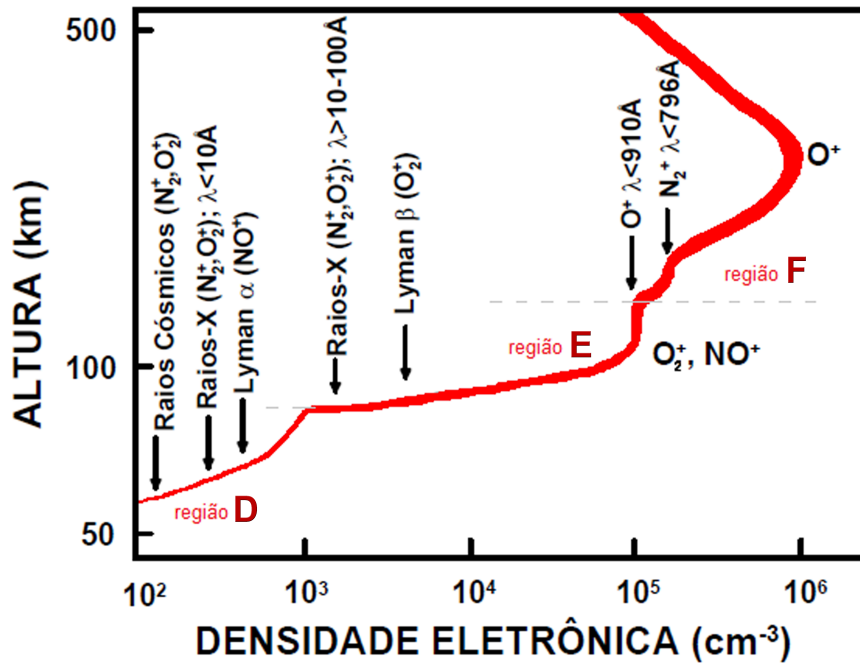
rapidamente após o pôr do Sol.

- Região E: situa-se entre 80 e 150 km e é uma região muito importante por possuir condutividade elétrica bastante elevada e por apresentar um importante sistema de correntes elétricas. Os principais íons dessa região são o oxigênio molecular O_2^+ , o óxido nítrico NO^+ e o oxigênio atômico O^+ , sendo NO^+ e O_2^+ os majoritários. Além desses íons, é nesta região que se encontram os íons metálicos, tais como Fe^+ , Mg^+ , Ca^+ e Si^+ . Na região E equatorial, por volta dos 105 km de altitude, há a formação de uma forte corrente elétrica que flui para o leste durante o dia: o eletrojato equatorial (EEJ).
- Região F: situa-se acima de 150 km e vai até em torno de 1000 km e contém, portanto, a maior porção do plasma. O pico de densidade eletrônica dessa região encontra-se na altitude aproximada de 300 km. A região F é

dominada pelos processos de transporte² e é constituída majoritariamente pelo íon do oxigênio atômico O^+ .

A Figura 2.2 ilustra o perfil vertical característico da densidade eletrônica da ionosfera equatorial. Nela, podemos identificar as regiões supra-citadas, bem como as radiações ionizantes de cada uma delas. Na literatura, algumas das publicações que podem ser consultados para complementar ou suplementar a presente tese são os livros de Kirchhoff (2001), Schunk e Nagy (2000), Hargreaves (1992), Akasofu e Chapman (1972), Bittencourt (2004), teses como Denardini (1999), Carrasco (2005), Souza (1997), dissertações como Santos (2000), Muella (2004) e manuais como Wakai et al. (1987), Schunk (1996). Estas obras contém valiosas informações nos mais variadas temas da aeronomia e áreas correlatas, como física de plasmas, física e química da média e alta atmosferas, eletrodinâmica, modelagem ionosférica, etc.

Figura 2.2 - Perfil de densidade eletrônica mostrando as principais radiações ionizantes e os principais íons de cada camada.



Fonte: adaptada de Banks e Kockarts (1973).

A taxa de produção de ionização Q pode ser descrita pela Equação 2.1 seguinte:

²chamados de derivas quando se tratam de partículas carregadas e ventos quando se tratam de partículas neutras.

$$Q_l = \sum_j \Phi_\infty(\lambda_j) \delta_{il}(\lambda_j) N_l \exp \left(-\mathcal{C}(\chi) \sum_n \delta_{an}(\lambda_j) N_n H_n \right), \quad (2.1)$$

onde $\Phi_\infty(\lambda_j)$ é o fluxo de radiação solar incidente no topo da atmosfera para cada comprimento de onda λ_j ; $\delta_{il}(\lambda_j)$ é a secção transversal de ionização do constituinte neutro do tipo l com densidade N_l ; $\mathcal{C}(\chi)$ é a função de Chapman dependente do ângulo zenital solar χ (aproximada pela [Equação 2.2](#) durante o dia); $\delta_{an}(\lambda_j)$ é a secção transversal de absorção, na banda λ_j , do elemento n de densidade N_n ; e H_n é a altura de escala do constituinte n ($H_n \equiv K_B T / mg$, onde K_B corresponde à constante de Boltzmann, T à temperatura, m à massa e g à aceleração da gravidade). Os somatórios em j são para todas as faixas do espectro solar e os somatórios em n são para todas as espécies ionizáveis. Para $\chi \leq 90^\circ$ a Função de Chapman é:

$$\mathcal{C}(\chi) \approx \sqrt{\frac{\pi r_p}{2H}} \left(\frac{1,0606963 + 0,55643831 \sqrt{r_p/2H} |\cos \chi|}{1,0619896 + 1,7245609 \sqrt{r_p/2H} |\cos \chi| + r_p/2H \cos^2 \chi} \right), \quad (2.2)$$

onde r_p é a distância radial do centro da Terra até o ponto no qual pretende-se calcular a função e H a altura de escala do elemento em questão. A [Equação 2.1](#) só pode ser usada para o período diurno devido à limitação da função de Chapman. Para o período noturno toma-se $\mathcal{C} = 1$.

Por se tratar de um meio ionizado, a ionosfera possui elevada condutividade elétrica. Portanto, a condutividade elétrica, calculada pela razão entre o vetor densidade de corrente $\vec{J}$ e o campo elétrico $\vec{E}$, é um parâmetro de grande relevância para estudos pois que relaciona os campos elétricos do dínamo com as correntes ionosféricas. Cada uma das camadas apresenta condições especiais de condutividade. Considere um sistema de coordenadas em que o eixo x representa o norte geográfico, o eixo y aponte para o oeste e z aponte para cima. Por ser anisotrópica ([RISHBETH; GARIOTT, 1969](#)), a condutividade ionosférica pode ser representada por um tensor $\tilde{\sigma}$ que, neste sistema de coordenadas e de forma generalizada, assume a seguinte forma:

$$\tilde{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_0 \cos^2 I + \sigma_P \sin^2 I & \sigma_H \sin I & -(\sigma_0 - \sigma_P) \cos I \sin I \\ -\sigma_H \sin I & \sigma_P & -\sigma_H \cos I \\ -(\sigma_0 - \sigma_P) \cos I \sin I & \sigma_H \cos I & \sigma_0 \sin^2 I + \sigma_P \cos^2 I \end{pmatrix} \quad (2.3)$$

onde I representa a inclinação do campo geomagnético $\vec{B}$, σ_0 é a condutividade

longitudinal³, σ_P é a condutividade Pedersen ou transversal⁴, e σ_H é a condutividade Hall⁵. As condutividades σ_0 , σ_P e σ_H obedecem as seguintes relações:

$$\sigma_0 = e^2 N_e \left(\frac{1}{m_e \nu_e} + \frac{1}{m_i \nu_i} \right), \quad (2.4)$$

$$\sigma_P = e^2 N_e \left(\frac{\nu_e}{m_e(\nu_e^2 + \omega_e^2)} + \frac{\nu_i}{m_i(\nu_i^2 + \omega_i^2)} \right), \quad (2.5)$$

$$\sigma_H = e^2 N_e \left(\frac{\omega_i}{m_i(\nu_i^2 + \omega_i^2)} - \frac{\omega_e}{m_e(\nu_e^2 + \omega_e^2)} \right), \quad (2.6)$$

onde ω_i e ω_e são as frequências de ciclotron dos íons e dos elétrons, respectivamente, que podem ser escritas como

$$\begin{cases} \omega_i = \frac{eB}{m_i} \\ \omega_e = -\frac{eB}{m_e} \end{cases} ; \quad (2.7)$$

ν_i e ν_e são as frequências de colisão iônica e eletrônica⁶, respectivamente; m_i e m_e são as massas dos íons e dos elétrons, respectivamente; e é a carga elétrica fundamental; B é o módulo do campo geomagnético $\vec{B}$ e N_e é a densidade eletrônica de plasma.

Para fins de comparação, a [Figura 2.3](#) mostra o comportamento destas condutividades em função da altura em diferentes localidades e em diferentes horários. Foi escolhido, ao acaso, somente um dia da campanha COPEX (31 de outubro de 2002 - Equinócio) e horários próximos do pôr do Sol, nos quais acontecem algumas das mudanças mais marcantes do plasma ionosférico como o aumento prerreversão (também chamado de PRE, de *Pre Reversal Enhancement*, denominação do fenômeno na língua inglesa) da deriva vertical. O *Pre Reversal Enhancement* é na realidade um fenômeno que ocorre no campo elétrico zonal, mas que tem implicação direta na deriva vertical de plasma (conforme explicado na sequência do trabalho). A partir de agora sempre que for utilizado o termo PRE, para aumento prerreversão, este estará se referindo à deriva vertical de plasma. Os parâmetros da atmosfera ionizada

³na direção $E_{\parallel}$ (componente do campo elétrico $\vec{E}$ paralela à direção de $\vec{B}$).

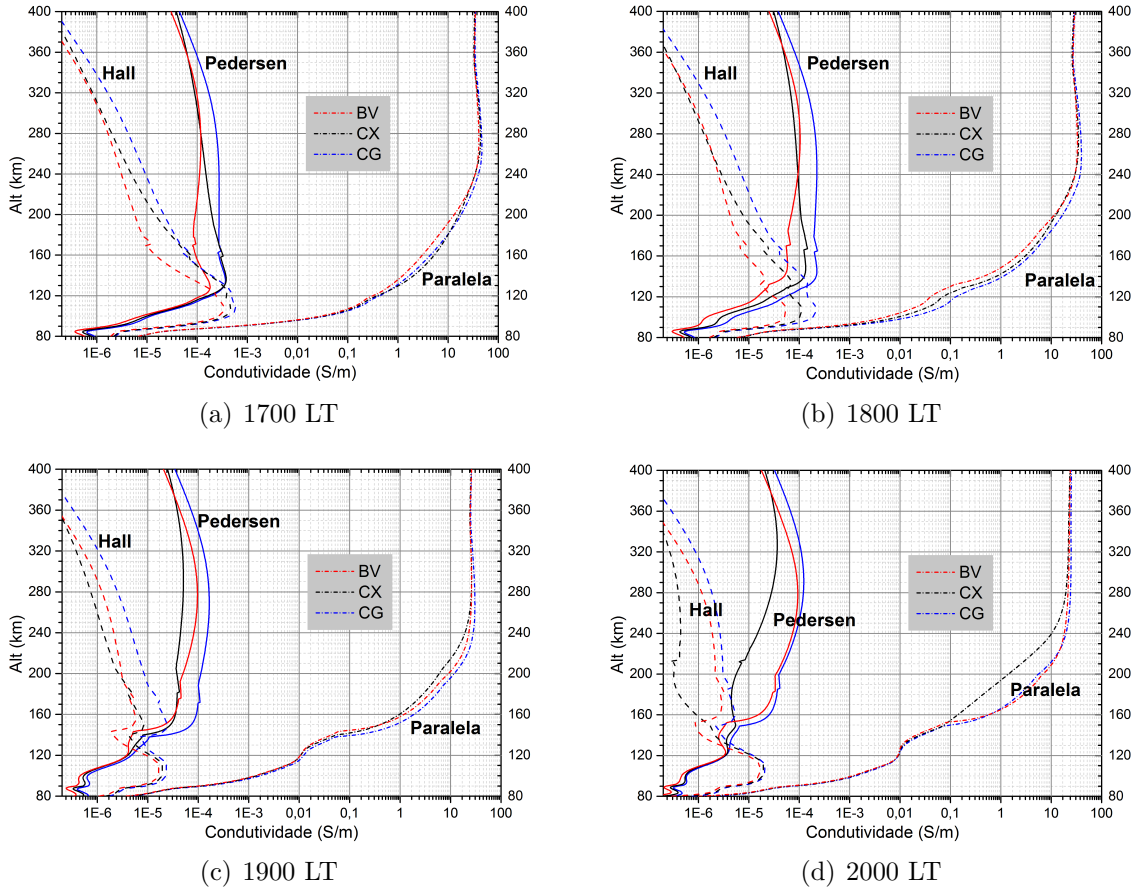
⁴na direção de $E_{\perp}$ (componente do campo elétrico $\vec{E}$ perpendicular à direção de $\vec{B}$).

⁵na direção perpendicular tanto a $\vec{B}$ quanto a $E_{\perp}$.

⁶As colisões consideradas são somente com partículas neutras e poderiam ser chamadas, respectivamente, frequência de colisão íon-neutra e frequência de colisão elétron-neutra.

e da atmosfera neutra, necessários para o cálculo, foram obtidas a partir dos modelos empíricos IRI (*International Reference Ionosphere* (BILITZA et al., 1990; BILITZA, 2001)) e NRLMSISE-00 (ver Seção 3.1), respectivamente.

Figura 2.3 - Perfil de condutividades calculadas para 31 de outubro de 2002 (campanha COPEX) das 17 às 20 LT.



As curvas em vermelho são referentes à estação de Boa Vista (**BV**); as curvas na cor preta correspondem a Cachimbo (**CX**) e; as curvas em azul correspondem a Campo Grande (**CG**) - Ver mais detalhes na Seção 4.1.

Fonte: produção do Autor.

Pelos gráficos da Figura 2.3 (sequenciais das 17 às 20 LT), é possível observar que as máximas condutividades Pedersen e Hall se encontram na região E e que a condutividade paralela é muito mais significativa se comparada com as outras duas. Durante o dia, devido à brusca queda em altura das condutividades Hall e Pedersen em torno de seus picos de condutividade, forma-se um fino canal condutor nesta região. Este canal é essencial para a compreensão da eletrodinâmica ionosférica uma vez que é

por ele que podem fluir as correntes elétricas que compõem o sistema acoplado das regiões E e F ionosféricas ou, quando isto não for possível, gerar campos elétricos de polarização (ver explicação mais detalhada na [Subseção 2.1.3](#)). Percebe-se ainda que entre as condutividades das três estações (BV, CX e CG) há pequenas diferenças, que podem ser explicadas por suas posições geográficas e condições ionosféricas locais e que, conforme entra-se na noite, as condutividades têm seus valores bastante diminuídos. Ainda assim, a condutividade paralela continua absolutamente dominante e as condutividades da região F continuam praticamente inalteradas. Neste período do anoitecer pode-se perceber também que a estação de Cachimbo, que fica na região equatorial, apresenta queda mais acentuada das condutividades nas altitudes superiores com o tempo e a razão provável deve ser o aumento rápido do efeito fonte, devido ao pico prerreversão da deriva vertical (PREp), e a consequente deposição de parte do plasma equatorial em latitudes maiores, causando desta forma diminuição da condutividade local. Os fenômenos mencionados aqui serão melhor explorados nas seções seguintes.

Na região do equador magnético onde o ângulo de inclinação magnética é zero, o tensor condutividade é dado simplesmente por:

$$\tilde{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_0 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_P & -\sigma_H \\ 0 & \sigma_H & \sigma_P \end{pmatrix}. \quad (2.8)$$

2.1.1 Anomalia equatorial da ionização

Um fenômeno ionosférico diário interessante e bastante importante para a compreensão da eletrodinâmica do plasma da ionosfera de baixas latitudes é a Anomalia Equatorial da Ionização ([ANDERSON, 1973a](#); [ANDERSON, 1973b](#)) (EIA do inglês *Equatorial Ionization Anomaly*). Na realidade este fenômeno, também conhecido como anomalia de Appleton, nem se trata de uma anomalia⁷. Com base nas teorias atuais, trata-se do efeito fonte equatorial, no qual o campo elétrico zonal, para leste durante o dia, na presença do campo magnético dirigido para o norte, faz com que o plasma seja transportado verticalmente para cima pela ação da força eletromagnética, para então ser dirigido para baixo, pelo efeito da difusão⁸, seguindo as linhas de

⁷a anomalia em seu nome refere-se à teoria de Chapman, que não incluía fenômenos de transporte.

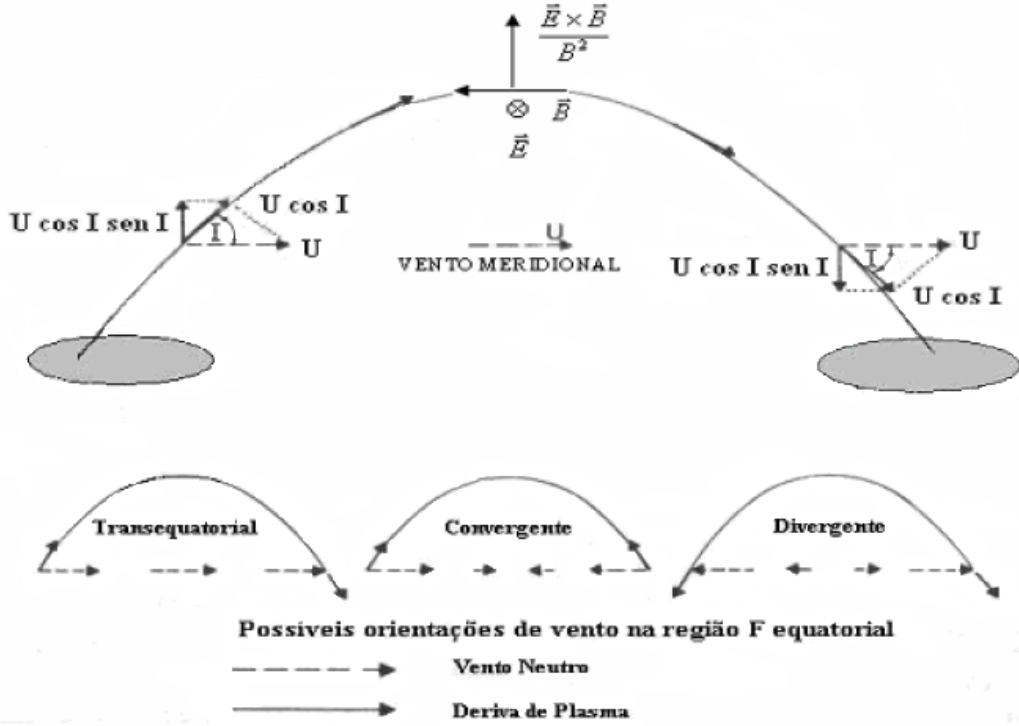
⁸efeito somado do gradiente de pressão, da gravidade e da força magnética sobre as partículas carregadas.

campo geomagnético e criando uma crista de ionização em cada hemisfério magnético. Para valores maiores do campo elétrico, maiores serão as latitudes alcançadas pelas cristas. A configuração latitudinal do plasma varia então de acordo com a hora local, atividade solar, atividade geomagnética, estação do ano, dinâmica dos ventos neutros e a intensidade dos campos elétricos. Durante a noite o campo elétrico, que era para leste durante o dia, se inverte e a deriva vertical passa a ser dirigida para baixo inibindo a formação da anomalia equatorial da ionização.

A componente meridional do vento neutro transporta as partículas carregadas ao longo das linhas de campo geomagnético e origina assimetrias. Ventos neutros convergentes para o equador ajudam a manter o plasma em altas altitudes, resultando em um reforço na densidade de plasma próximo do equador e diminuindo a latitude das cristas da EIA. A [Figura 2.4](#) mostra as diferentes configurações possíveis para o vento neutro meridional. Três possibilidades implícitas para os ventos meridionais merecem destaque: ventos dirigidos para o equador (convergência dos polos para o equador); ventos para os polos (divergência do equador para os polos Norte e Sul); ventos transequatoriais (agem simultaneamente nos dois hemisférios e podem ser dirigidos ora para o sul, ora para o norte). Os ventos para o equador são responsáveis por elevar a ionosfera e, durante as horas de ocorrência da anomalia, deixam as cristas mais próximas do equador. Ventos para os polos, por outro lado, tendem a afastar as cristas do equador magnético e levar o plasma para altitudes mais baixas. Neste processo ocorre, em geral, perda de ionização pois a porção ionizada entra numa região com maior concentração de O_2 e N_2 , e a densidade das cristas de ionização fica diminuída em virtude do aumento dos processos de perda. Além disso, o efeito dos ventos meridionais transequatoriais tende a carregar o plasma de um hemisfério a outro. No hemisfério em que o vento é ascendente, a porção ionizada sobe e fica com a densidade aumentada (por causa das menores taxas de perda). No outro hemisfério, a ionização tem a densidade diminuída e fica mais baixa. No entanto, se o vento transequatorial agir por tempo suficiente poderá causar um aumento da densidade no hemisfério de vento descendente, pois ele transferirá plasma do outro hemisfério para este. As variações em altura das cristas em resposta aos ventos são muito rápidas, porém as diferenças nas densidades ocorrem mais lentamente pois dependem de processos difusivos e recombinativos que levam cerca de 2 a 3 horas para se estabelecer.

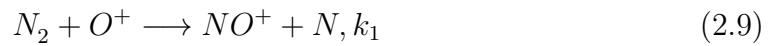
Conforme mencionado anteriormente, as recombinações também contribuem para as variações das densidades e das altitudes de pico para as diferentes longitudes pois resultam em perda de ionização. As principais reações que ocasionam perda de

Figura 2.4 - Vento meridional efetivo e possíveis efeitos na ionosfera.



Fonte: adaptada de Rishbeth (1977)

ionização são as recombinações mostradas nas equações 2.9 e 2.10:



onde k_1 e k_2 são as taxas de reação das equações químicas. NO^+ e O_2^+ neutralizam rapidamente na presença de elétrons. É o que acontece na região F, por exemplo. Mesmo assim, $[NO^+]$ continua sendo importante nesta região. Já a principal reação de produção de ionização na ionosfera é $O + h\nu \rightarrow O^+ + e^-$. Desta forma, a razão das concentrações dos elementos relacionados com a produção e com a perda é um ótimo indicador de tempestades positivas e negativas na ionosfera. Dois parâmetros importantíssimos nesse sentido são as razões $[O]/[N_2]$ e $[O]/[O_2]$.

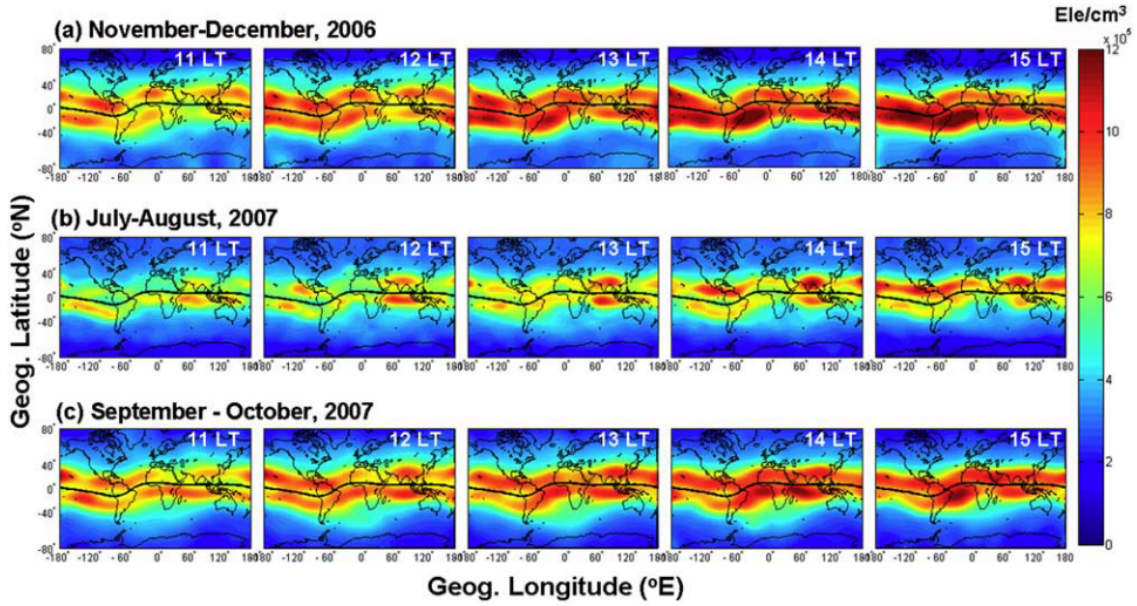
2.1.1.1 Climatologia da EIA

Recentemente, inúmeros satélites (e.g. CHAMP, F3/C, C/NOFS) têm fornecido importantes medidas de parâmetros do plasma ionosférico, seja direta ou indiretamente. Alguns destes dados têm ajudado a construir os perfis de densidade eletrônica da ionosfera e entender sua estrutura espacial, inclusive durante períodos perturbados. Através das contribuições dos satélites também foi possível aperfeiçoar estudos climatológicos da EIA. Ram et al. (2009) utilizaram dados de rádio ocultação⁹ do FORMOSAT-3/COSMIC para construir mapas de densidade eletrônica média em diferentes estações do ano (Figura 2.5). Estes mapas foram construídos juntando dados de dois meses para cada hora local e tomando a média para cada $2^\circ \times 1^\circ$ (longitude-latitude) durante período de baixa atividade solar e mostram claramente a EIA e sua estrutura longitudinal para diferentes períodos do ano. Deles é possível perceber que a EIA aparece antes e mais forte no hemisfério de inverno durante o período da manhã (devido a ventos transequatoriais e distribuição assimétrica de composição da atmosfera) mas à tarde as cristas da EIA são mais fortes no hemisfério de verão. Parte deste efeito pode ser devido à anomalia de inverno, que é manifestada como uma diminuição na densidade eletrônica diurna no hemisfério de verão. Isto ocorre porque durante o verão é alterada a razão das espécies moleculares e atômicas da atmosfera neutra, aumentando, em consequência, a taxa de perda, que por vezes supera a taxa de produção. A anomalia de inverno sempre está presente no hemisfério norte, mas em geral não aparece no hemisfério sul durante períodos de baixa atividade solar.

Investigações detalhadas da EIA observada durante meses de equinócio e num mínimo solar (LIN et al., 2007b) indicam que os picos começam a se formar próximo do equador magnético às 0900 LT (09 horas local), deslocando-se em direção aos polos até atingir cerca de 16° de latitude às 1600 LT. Após este horário eles começam a se mover de volta ao equador e desaparecem por completo pelas 2100 LT. Durante períodos de atividade solar alta, a dependência temporal dos picos é um pouco diferente. Embora o desenvolvimento da anomalia seja no mesmo horário local, os picos mantêm seu movimento em direção aos polos até cerca de 2000 LT, quando ocorre o máximo afastamento em latitude e os picos começam a se dirigir novamente para o equador. Neste período a anomalia equatorial geralmente persiste à noite pelo menos até as 0200 LT.

⁹A técnica *GPS Radio Occultation*, ou RO GPS, utiliza as transformadas para obter os perfis atmosféricos (SYNDERGAARD, 2009; HEALY, 2009; METEOROLOGY EDUCATION AND TRAINING, 2009) a partir dos sinais de rádio refratados pela atmosfera entre o emissor e o receptor.

Figura 2.5 - Mapas ionosféricos globais de NmF2.



Os mapas correspondem ao período das 1100 às 1600 LT e são relativos a: (a) novembro a dezembro de 2006; (b) julho a agosto de 2007 e (c) setembro a outubro de 2007.

Fonte: Ram et al. (2009)

As cristas de densidade no hemisfério de verão sempre se formam em altitudes mais elevadas se comparadas com as do hemisfério oposto. Isto é esperado porque o vento neutro hemisférico verão-inverno causa o transporte do plasma para altitudes elevadas no hemisfério de verão e para baixas altitudes no hemisfério de inverno.

2.1.2 A deriva do plasma

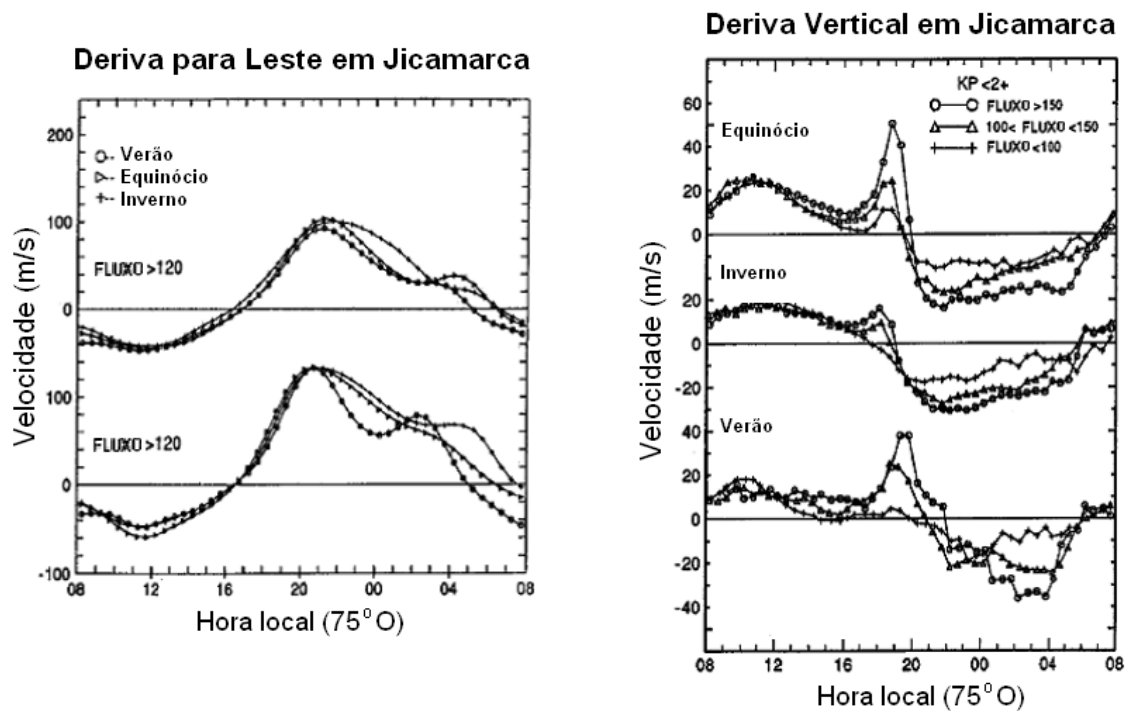
As derivas de plasma ocorrem devido à interação das partículas carregadas com os campos magnético e elétrico locais. Na ionosfera elas ocorrem na região F sempre perpendiculares aos campos elétricos em questão: a deriva resultante do campo elétrico zonal (vertical) é vertical (zonal). Tais derivas do plasma podem ser expressas por:

$$\vec{V} = \frac{\vec{E} \times \vec{B}}{B^2}. \quad (2.11)$$

Nas regiões equatorial e de baixas latitudes o campo geomagnético pode ser considerado praticamente horizontal à superfície, apontando para o norte.

A Figura 2.6 mostra, através de dados observacionais, as derivas zonal e vertical do plasma que ocorrem na ionosfera da região equatorial para diferentes condições solares. O quadro da esquerda mostra a deriva zonal do plasma que é para o oeste durante o dia e para o leste durante a noite. No quadro da direita é mostrada a deriva vertical do plasma que é para cima durante o dia e para baixo durante a noite.

Figura 2.6 - Derivas zonal (esquerda) e vertical (direita) medidos em Jicamarca para diferentes condições solares.



Fonte: adaptada de Fejer et al. (1991)

Em torno das 18 LT ocorre o fenômeno conhecido como aumento prerreversão da deriva vertical do plasma (FEJER et al., 1991; FEJER et al., 1989; FEJER et al., 1996). Este aumento da deriva causa uma intensificação da EIA e também é fator importante para a geração de irregularidades de plasma na ionosfera.

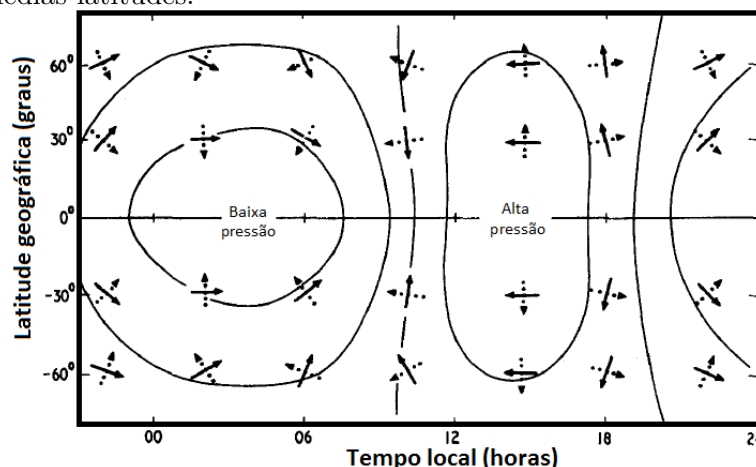
Segundo Batista et al. (2011) na transição de alta atividade solar para baixa atividade solar, as cristas da anomalia são deslocadas em direção ao equador e a razão das densidades da crista e do vale da distribuição latitudinal é reduzida. Entre o início do outono até o auge do verão do hemisfério sul, ou mais precisamente quando

o terminadouro se alinha com o meridiano magnético terrestre, ocorre a intensificação do pico prerreversão (ver [Subseção 2.1.3](#)) e, por consequência, da ocorrência de irregularidades de plasma da região F. A época em que ocorre este alinhamento é dependente da declinação magnética local ([BATISTA et al., 1986](#); [ABDU et al., 1981b](#)). Durante o amanhecer os eventos transitórios dos dínamos F e E não costumam causar efeitos de proporção comparável ao fenômeno diário do PRE, até porque os ventos são próximos de zero nesses horários, mas alguns eventos bastante interessantes já foram observados ([MACDOUGALL et al., 1998](#)).

2.1.3 Acoplamento das regiões E e F e dínamos

Por ter somente um de seus hemisférios iluminados por vez, a Terra apresenta gradientes térmicos (e, portanto, também de pressão) que originam movimentos das massas de ar. Estes movimentos ocorrem no sentido de equilibrar a pressão em todos os pontos de acordo com as equações dos gases. Durante o dia haverá um abaulamento da atmosfera (máximo de pressão) e no setor da noite ocorrerá a pressão mínima. As marés atmosféricas e ventos neutros originados geram por sua vez, e em decorrência do arraste iônico, campos elétricos e correntes elétricas. O Sol é a fonte de energia principal para todos estes movimentos. A [Figura 2.7](#) ilustra as isóbaras idealizadas para período de equinócio na região ionosférica. Nesta, às 1430 LT as setas tracejadas indicam os ventos divergindo do centro de alta pressão e as correntes (setas sólidas) são para leste.

Figura 2.7 - Ilustração da forma geral dos sistemas de corrente na região F ionosférica de médias latitudes.

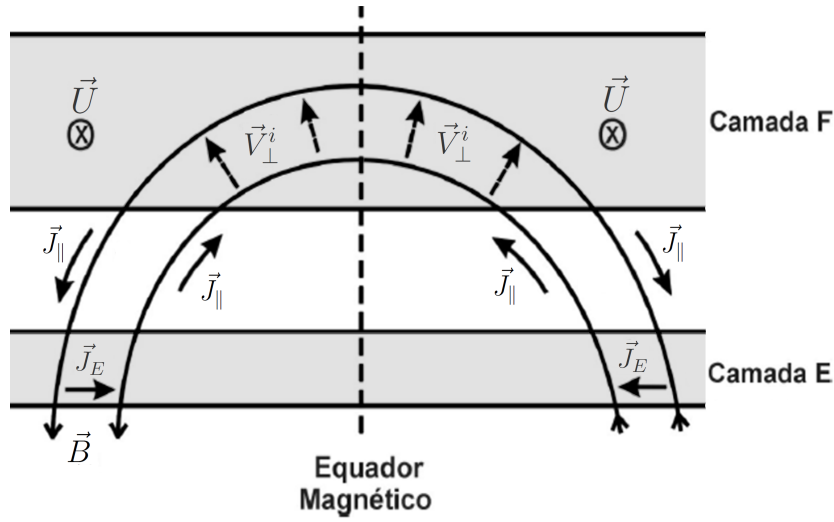


As setas tracejadas indicam os ventos e as setas sólidas as correntes.

Fonte: adaptada de [Rishbeth \(1971b\)](#)

Considere-se, para fins didáticos, um sistema de coordenadas em que z represente a direção vertical (positivo para cima), x seja a direção leste, y aponte para o norte e as regiões E e F ionosféricas sejam finas camadas condutoras interconectadas pelas linhas de campo geomagnético, que são altamente condutivas. Nesta idealização, a região E aparece fechando o circuito (curto-circuitando) mas é importante frisar que nas horas do anoitecer a condutividade elétrica nesta região diminui drasticamente. Na Figura 2.8 (corte meridional da ionosfera) é mostrada esta idealização onde $\vec{U}$ representa o vento neutro, $\vec{J}_{\parallel}$ as correntes alinhadas ao campo geomagnético $\vec{B}$ e $\vec{J}_E$ é a densidade de corrente elétrica na região E.

Figura 2.8 - Correntes elétricas estabelecidas entre as regiões E e F ionosféricas.



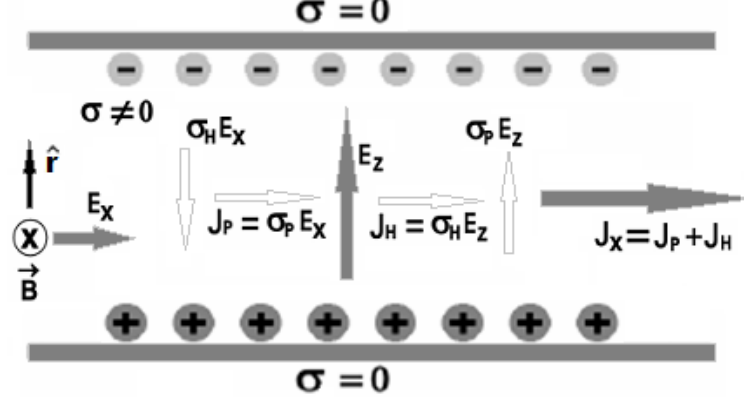
Fonte: adaptada de Rishbeth (1971a)

Quando o fluxo de corrente elétrica é interrompido, são criados campos de polarização no plasma. A Figura 2.9 ilustra o dínamo da região E ionosférica. Nesta E_x é a componente zonal leste do campo elétrico¹⁰ que criará uma corrente Hall na vertical e causará acúmulo de cargas nos limites dessa fina camada pois não pode fluir corrente elétrica nesta direção. O campo elétrico de polarização E_z (componente vertical do campo elétrico total), criado em decorrência, gerará uma densidade de corrente Pedersen $\sigma_P E_z$ para contra-balançar $\sigma_H E_x$. Porém, na horizontal as densidades de corrente $\sigma_P E_x$ e $\sigma_H E_z$ serão somadas. A forte densidade de corrente resultante J_x , para leste durante o dia, origina o Eletrojato Equatorial (EEJ). No equador magnético J_x pode ser escrita como $\sigma_C E_x$, onde $\sigma_C \equiv \sigma_P + (\sigma_H^2 / \sigma_P)$ é denominada

¹⁰devido ao acúmulo de carga nos terminadouros do sistema de correntes Sq.

condutividade Cowling.

Figura 2.9 - Ilustração esquemática do dínamo da região E.



Fonte: adaptada de Kelley (2008)

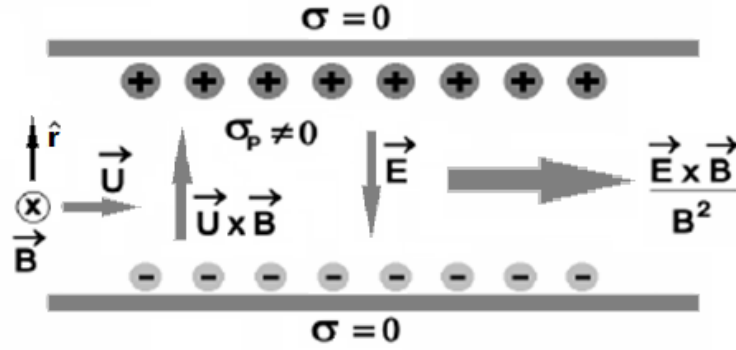
Na camada F, velocidades iônicas perpendiculares ao campo geomagnético se estabelecem através da Equação 2.12

$$\vec{V}_\alpha = \frac{\nu_\alpha \omega_\alpha}{\nu_\alpha^2 + \omega_\alpha^2} \frac{\vec{U} \times \vec{B}}{B}, \quad (2.12)$$

a qual descreve movimento das partículas carregadas α (íons ou elétrons) que compõem o plasma na direção perpendicular às linhas do campo geomagnético. Como esta expressão é diretamente proporcional à frequência de ciclotron ω_α (conforme Equação 2.7) é possível perceber que tal movimento cria uma corrente elétrica, conforme mostrado por $\vec{V}_\perp^i$ na Figura 2.8. A Figura 2.10 é a representação esquemática do dínamo da região F. Nela o vento neutro termosférico $\vec{U}$ (para oeste durante o dia), na presença do campo geomagnético, causa o surgimento de uma densidade de corrente proporcional a $\vec{U} \times \vec{B}$. Nos instantes imediatamente posteriores à interrupção do canal condutivo na região E, e que fechava o circuito integrado E-F ionosférico, a corrente vertical não consegue mais fluir e as cargas são acumuladas nas extremidades dessa fina camada condutora, criando também um campo vertical de polarização ($\vec{E}_z^F$). Na região equatorial este campo de polarização intenso será responsável por reforçar o eletrojato equatorial e causará o surgimento do PRE (ver mais detalhes na Subseção 2.1.3).

O dínamo da região F é, portanto, muito importante na eletrodinâmica ionosférica a partir do pôr do Sol nas regiões equatoriais e de baixas latitudes. Pela Figura 2.11

Figura 2.10 - Ilustração esquemática do dínamo da região F.

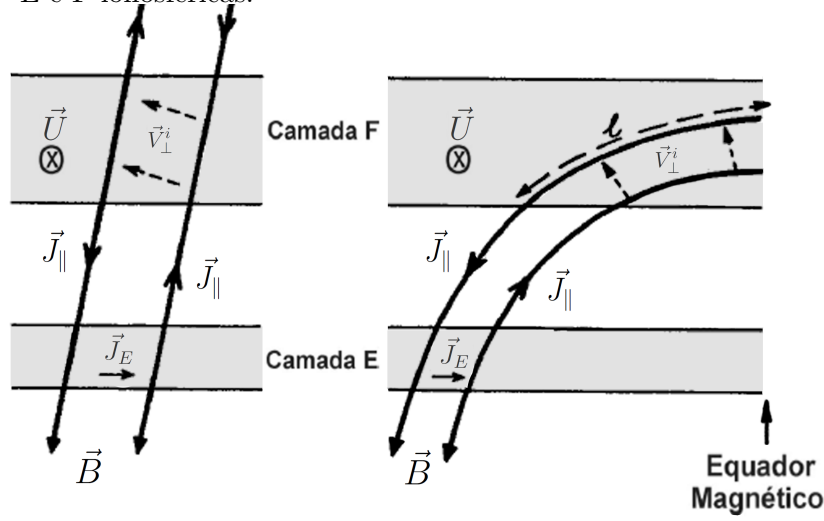


Fonte: adaptada de Kelley (2008)

é possível perceber que conforme aumenta-se a latitude menor será a componente vertical do campo elétrico na região F, necessária para a manutenção do processo de dínamo. O quadro da esquerda mostra o caso de latitude elevada e para a qual as linhas do campo geomagnético são praticamente verticais e paralelas na região F, produzindo $\vec{V}_\perp^i$ com componente vertical pequena. Já no quadro da direita as linhas de campo originadas em latitudes próximas do equador magnético possuem ápice na região F e são praticamente horizontais e possibilitam $\vec{V}_\perp^i$ praticamente vertical numa larga faixa em torno do equador. Estes campos elétricos contribuirão decisivamente na deriva do plasma, sendo responsáveis também pelo surgimento do PRE nas horas do anoitecer (ver Subseção 2.1.3).

Próximo do horário do anoitecer, ocorre uma diminuição abrupta da corrente elétrica na região E e surge o campo elétrico de polarização $\vec{E}_z^F$ da camada F que será responsável por intensificar a deriva vertical nas horas subsequentes até que o equilíbrio volte a se estabelecer na ionosfera (FARLEY et al., 1986; KELLEY et al., 2009). A explicação para o processo que origina o campo elétrico de intensificação da deriva vertical (PREF do inglês *Pre Reversal Enhancement Field*) foi feita por Farley et al. (1986) e pode ser sumarizada pela Figura 2.12. Nela é mostrado o sistema acoplado das camadas E e F ionosféricas na transição do dia para a noite, onde a condutividade na região E está decrescendo rapidamente. Como as linhas de campo são equipotenciais e possuem elevado valor de condutividade paralela, em comparação com a transversal, os campos elétricos se transferem, através do plasma, sempre perpendiculares a $\vec{B}$ e praticamente sem atenuação, de uma região para a outra. Assim, durante o dia, campo elétrico zonal (chamado de E_ϕ aqui) da região E se mapeia para a região F através das linhas de campo e faz com que as partículas do plasma

Figura 2.11 - Dependência latitudinal das correntes elétricas estabelecidas entre as regiões E e F ionosféricas.



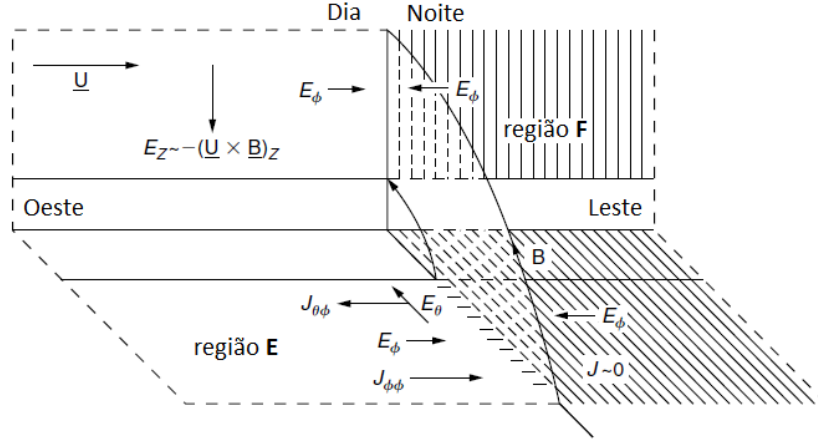
Fonte: adaptada de Rishbeth (1971a)

derivem para cima de acordo com Equação 2.11. Devido às presenças do campo elétrico vertical e do campo magnético norte, o plasma da região F deriva para oeste durante o dia e para leste à noite. Ao anoitecer este efeito da deriva vertical é rapidamente intensificado. O campo de polarização $\vec{E}_z^F$, aqui chamado simplesmente de E_z , é mapeado para a região E como E_θ (orientado para o equador) e este, por sua vez, criará uma densidade de corrente hall ($J_{\theta\phi}$ para oeste) na região E do lado diurno. Porém, do lado noturno a densidade da região E é baixa e não há fluxo de corrente. Isso faz com que cargas negativas se acumulem no terminadouro, gerando um campo elétrico zonal E_ϕ e uma densidade de corrente $J_{\phi\phi}$ que cancelará $J_{\theta\phi}$. Este E_ϕ se mapeia para a região F onde causa uma intensificação da deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ para cima, no lado diurno, e a seguir, uma deriva para baixo no lado noturno.

Analisando a Figura 2.8, e tomando o equador como referência, pode-se imaginar o sistema acoplado de correntes das regiões E e F ionosféricas como sendo dividido em dois circuitos independentes, sendo um ao norte do equador e outro ao sul do equador. Cada um destes circuitos fechados durante o dia, composto por $\vec{J}_E$, $\vec{J}_\parallel$ e $\vec{V}_\perp^i$, pode ser interrompido de forma independente um do outro nas horas do anoitecer¹¹. Quando as regiões conjugadas entram na noite simultaneamente, os dois circuitos mencionados acima são interrompidos simultaneamente, o que contribui para a intensificação de E_z^F e, conseqüentemente, de V_z , favorecendo o surgimento

¹¹dependendo do ângulo entre a linha do terminadouro e o meridiano magnético.

Figura 2.12 - Eletrodinâmica da região F da ionosfera.



Fonte: adaptada de Kelley (2008)

de irregularidades de plasma nestas localidades (ABDU et al., 1992). Esta condição costuma ocorrer próximo do equinócio em estações com declinações magnéticas próximas de zero. No entanto, quando um dos circuitos tem $\vec{J}_E$ interrompido antes que o outro, a intensificação de E_z^F , e conseqüentemente a intensidade do PRE, naquele horário é pequena, sendo a formação de irregularidades de plasma menos eficiente. No Brasil, o período favorável ao surgimento de irregularidades vai de outubro a fevereiro (ABDU et al., 1998; ABDU et al., 2000), justamente quando o ângulo entre a linha do terminadouro e o meridiano magnético é pequeno (BATISTA et al., 1986).

2.2 Ionosfera durante períodos perturbados

Durante tempestades magnéticas a intensificação do Campo Elétrico Interplanetário (CEI), resultante da interação do vento solar ($\vec{V}_{sw}$) (o índice sw vem do inglês *solar wind*) com o Campo Magnético Interplanetário (CMI), afeta a dinâmica do sistema global magnetosfera-ionosfera-termosfera. Entre os índices utilizados para caracterizar períodos perturbados estão o *Dst* (*Disturbance Storm Time index*), o K_p e o *AE* (*Auroral Electrojet index*). Em períodos perturbados a ionosfera equatorial sofre influência de: (1) penetração direta dos campos elétricos de altas latitudes para a região equatorial, o que pode resultar em movimentos horizontais e verticais da ionosfera; (2) ocorrência de campos elétricos perturbados gerados pelo fenômeno de dínamo perturbado o qual é gerado em decorrência da intensificação de ventos dirigidos para o equador, em consequência do aquecimento da termosfera em altas latitudes.

2.2.1 Índices de atividade solar e magnética

O Sol é a principal fonte de estruturas que levam à ocorrência dos fenômenos magnetosféricos, pois dele continuamente flui o vento solar, que varia em velocidade e carga congelada com ele o CMI com diferentes intensidades e direções. Muitas vezes, regiões extremamente complexas formadas a partir da interação entre o vento solar rápido e o vento solar lento, fazem com que o plasma e o campo magnético sejam comprimidos. A intensidade, a direção e o grau de perturbação e compressão nas regiões de interação do CMI são o que determinam a ocorrência e a magnitude das tempestades magnéticas.

As causas primárias das tempestades magnéticas na Terra são campos elétricos intensos de direção amanhecer-anoitecer associados com a passagem pela Terra de CMI com um componente para o sul por intervalos de tempo suficientemente grandes. O CEI pode se escrito como $\vec{E}_I = -\vec{V}_{sw} \times \vec{B}_I$, onde $\vec{V}_{sw}$ representa a velocidade do vento solar e $\vec{B}_I$ é o campo magnético interplanetário.

Neste trabalho os dados selecionados serão classificados de acordo com as condições de atividade magnética através dos seguintes índices:

- Índice *Dst*: O *Dst* é calculado a partir de uma rede de magnetômetros distribuídas próximos do equador e diz respeito ao total de energia na corrente de anel (GONZALEZ et al., 1994) sendo, a partir dele, definidas a presença das tempestades ou subtempestades magnéticas. Logo antes do início da tempestade o índice *Dst* pode ou não apresentar um pico de intensidade que é conhecido por fase inicial ou início súbito (*sudden commencement*). Após esse pico desenvolve-se a fase principal (*main phase*) da tempestade que é caracterizada pela brusca queda no valor do índice. Após alcançar o mínimo, a intensidade do índice começa a subir, fase de recuperação (*recovery phase*), até atingir aproximadamente o valor quiescente quando não há mais tempestade. As incursões negativas do índice *Dst* são usadas para classificar as tempestade, de acordo com a Tabela 2.1:
- Índice K_p : O índice *K* planetário serve para quantificar a influência da atividade magnética na ionosfera de médias e baixas latitudes. Ele é obtido fazendo uma média, a cada três horas, das medições (índice *K*) feitas em 13 estações de magnetômetros de baixas latitudes distribuídas nas longitudes do globo (em sua maioria no hemisfério norte). Os valores de *K* variam de 0 a 9 de acordo com as máximas flutuações da componente horizontal

Tabela 2.1 - Classificação de tempestades e subtempestades magnéticas de acordo com o índice Dst .

Faixa das incursões negativas	Classificação da tempestade
$-50 \text{ nT} < Dst < -30 \text{ nT}$	Leve
$-100 \text{ nT} < Dst < -50 \text{ nT}$	Moderada
$-200 \text{ nT} < Dst < -100 \text{ nT}$	Intensa
$Dst < -200 \text{ nT}$	Severa

Fonte: adaptada de <http://www2.inpe.br/climaespacial/workshop2011usuarios/files/embraceUsu2011Efeitos.pdf>.

de $\vec{B}$, relativo ao período calmo, dentro do intervalo de três horas. Quanto mais alto for o índice K_p , maiores são as perturbações medidas pelos magnetômetros. A Tabela 2.2 mostra a forma de conversão mais comum e a interpretação dos níveis de atividade de acordo com a Escala Geomagnética (G) do NOAA (NOAA, 2011; COSTA; DENARDINI, 2011).

Tabela 2.2 - Significado do índice K_p e relação com a máxima flutuação da componente horizontal do campo geomagnético - em relação a período calmo - medido pelos magnetômetro num período de três horas.

K_p	nT	Escala-G NOAA
0	0-5	G0 - Calmo
1	5-10	G0 - Calmo
2	10-20	G0 - Calmo
3	20-40	G0 - Calmo
4	40-70	G0 - Calmo
5	70-120	G1 - Fraca
6	120-200	G2 - Moderada
7	200-330	G3 - Forte
8	330-500	G4 - Severa
9	>500	G5 - Extrema

Fonte: adaptada de <http://www2.inpe.br/climaespacial/workshop2011usuarios/files/embraceUsu2011Efeitos.pdf>.

- Índice AE : O índice AE é obtido a partir de uma rede de magnetômetros dispostos ao longo do globo terrestre na zona do eletrojato auroral. Ele representa a diferença entre os índices AU (A upper, que é o maior desvio positivo da componente horizontal do campo geomagnético em relação ao período calmo) e AL (A lower, que é o maior desvio negativo da compo-

nente horizontal do campo geomagnético em relação ao período calmo) e sua intensidade é proporcional ao depósito de energia cinética das partículas que se precipitam na região auroral. O índice AE também ajuda a caracterizar períodos perturbados, especialmente HILDCAAs (SOBRAL et al., 2006; TSURUTANI et al., 2004; KOGA et al., 2011)¹² e subtempestades.

¹²*High Intensity Long-Duration Continuous AE Activies.*

3 VENTOS NEUTROS

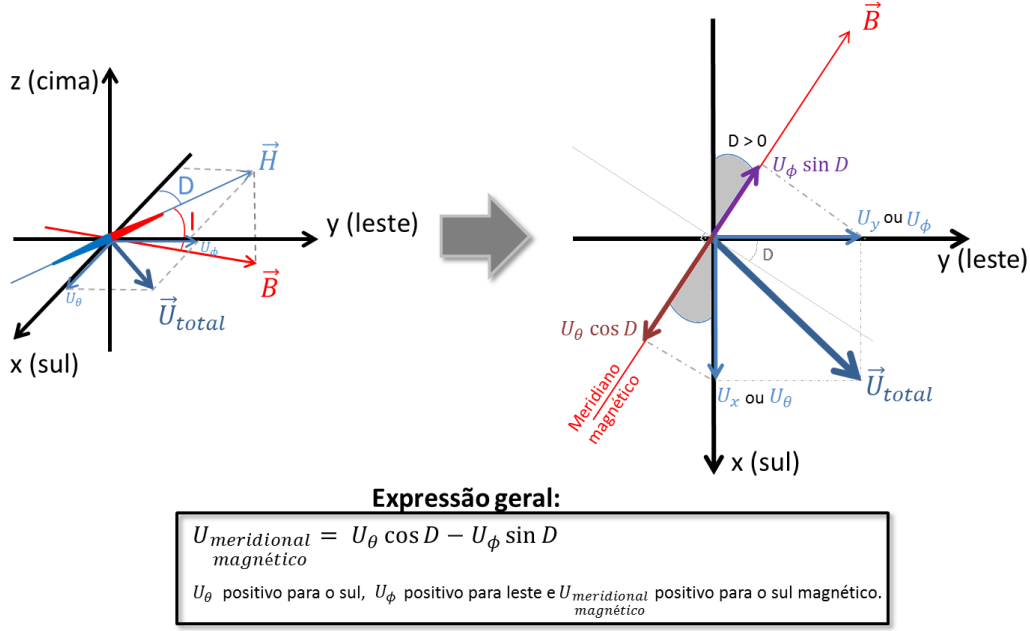
Os processos de transporte desempenham um papel muito importante na distribuição de densidade de plasma. Uma vez que carregam junto consigo partículas ionizadas, eles influenciam na eletrodinâmica da ionosfera terrestre. Sua influência sobre as camadas ionizadas é levar o plasma para regiões com diferentes condições de densidade, diferentes taxas de recombinação e processos químicos, diferentes taxas de difusão e diferentes processos de ionização e diferentes radiações incidentes.

Ventos meridionais neutros afetam a altura do pico e a densidade da camada F ionosférica e, durante o dia, são responsáveis pelas assimetrias na estrutura da EIA. Durante o dia e para períodos de equinócio estes ventos, geralmente dirigidos para os polos em médias latitudes, levam o plasma para baixo e para região de maior densidade neutra, sempre seguindo as linhas de campo geomagnético. Nestas regiões de maior densidade neutra (baixas altitudes), os processos de recombinação são mais eficientes. Durante a noite os ventos são, em geral, direcionados para o equador e os processos são opostos, levando o plasma para maiores altitudes onde a perda química é menor. Os ventos zonais, por sua vez, podem causar importantes variações longitudinais do conteúdo eletrônico total (TEC) devido ao ângulo de declinação.

Os ventos neutros termosféricos transportam ionização devido ao arraste provocado pela colisão das partículas neutras com os íons. A velocidade deste transporte da ionização ao longo das linhas de campo geomagnético é a mesma que da velocidade do vento efetivo. O vento efetivo nada mais é do que a componente do vento paralela à linha de campo e para calculá-lo basta fazer a decomposição das coordenadas geográficas na linha de campo geomagnético, levando em consideração os ângulos de inclinação e declinação magnéticos. A [Figura 3.1](#) mostra esta configuração e auxilia na obtenção da componente efetiva. Nesta Figura, à esquerda está representada a configuração completa em 3D e à direita somente o plano horizontal para facilitar a visualização. A linha vermelha, na Figura, é a representação do campo geomagnético $\vec{B}$, sendo $\vec{H}$ a sua componente horizontal, I o ângulo de inclinação magnética, D o ângulo de declinação magnética (pode ser positivo ou negativo dependendo da posição do cálculo) e $\vec{U}_{total}$ representa um vento neutro genérico com possíveis componentes meridional (U_x , ou U_θ nas equações do modelo) e zonal (U_y , ou U_ϕ nas equações do modelo).

De acordo com a Figura, pode-se calcular a componente efetiva, ou meridional efetiva, na forma da [Equação 3.1](#)

Figura 3.1 - Decomposição dos ventos geográficos nos ventos efetivos.



Fonte: produção do Autor.

$$U_x^{Ef} = (U_{\theta} \cos D - U_{\phi} \sin D) \cos I, \quad (3.1)$$

onde I representa o ângulo de inclinação magnética, D o ângulo de declinação magnética, U_{θ} a componente meridional geográfica do vento (positiva para sul) e U_{ϕ} a componente zonal geográfica (positiva para leste). A velocidade U_x^{Ef} também é meridional e, portanto, também será positiva para o sul, porém magnético. Esta velocidade U_x^{Ef} é chamada de efetiva pois representa a deriva do plasma ao longo das linhas de campo geomagnético. Caso se queira saber a deriva vertical decorrente deste vento efetivo, basta multiplicar o valor de U_x^{Ef} pelo seno da inclinação magnética (semelhante ao que é feito na Figura 2.4). A componente do vento perpendicular ao plano magnético, o vento “efetivo” zonal, será

$$U_y^{Ef} = U_{\phi} \cos D + U_{\theta} \sin D, \quad (3.2)$$

onde U_y^{Ef} será positiva para leste. As expressões da Equação 3.1 e da Equação 3.2 serão usadas no decorrer desta tese para calcular os ventos meridional e zonal magnéticos e auxiliarão na análise dos dados. Para a região brasileira a declinação magnética é negativa e, portanto, nestas expressões, os termos dependentes do seno de

D terão seu sinal trocado.

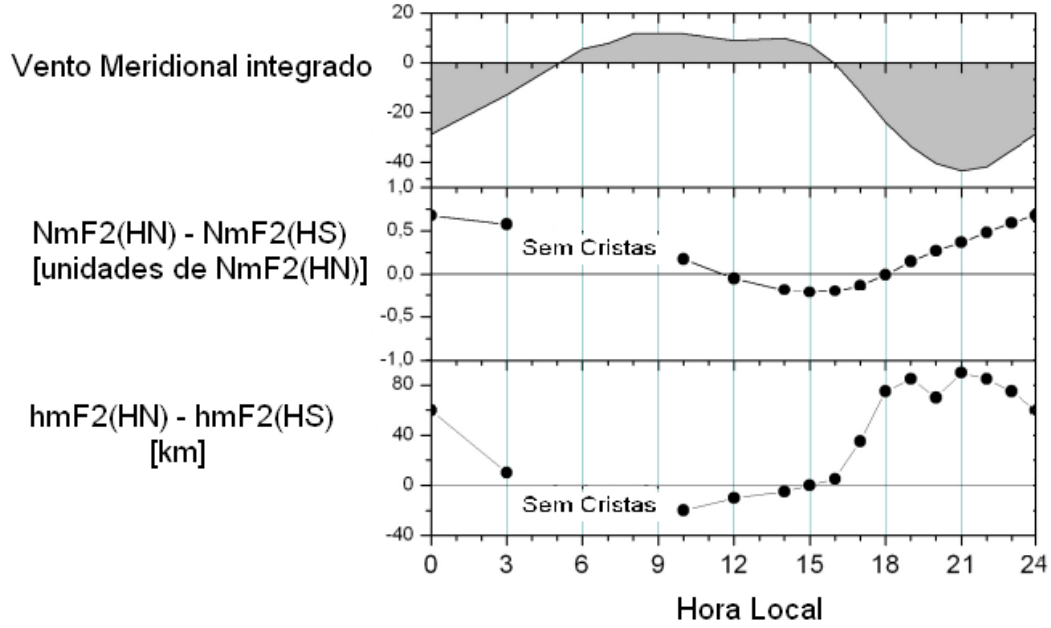
Conforme discutido na [Subseção 2.1.1](#), os ventos dirigidos para o equador são responsáveis por elevar a ionosfera e, durante as horas de ocorrência da anomalia EIA, deixam as cristas mais próximas do equador. Ventos dirigidos para os polos, por outro lado, tendem a afastar as cristas do equador magnético e baixar a ionosfera. O efeito dos ventos meridionais transequatoriais é de transportar o plasma de um hemisfério a outro se a ação deste vento for suficientemente demorada. Assim, no hemisfério de vento ascendente, a porção ionizada sobe (e pode ficar com a densidade aumentada) e no outro hemisfério a crista tem densidade e altura diminuídas. É preciso ressaltar que as densidades nem sempre respondem linearmente aos ventos meridionais e se a ação do vento transequatorial for suficientemente prolongada o efeito na densidade é o contrário, aumentando (diminuindo) a densidade no hemisfério de vento para baixo (para cima). Sabe-se, ainda, que as variações em altura das cristas em resposta aos ventos são muito rápidas, porém as diferenças nas densidades são mais complicadas, dependem de processos difusivos e recombinativos e levam cerca de 2 a 3 horas para ocorrer. Em [Batista et al. \(2011\)](#) foi feita uma análise desse efeito. Neste, o vento ao longo da linha de campo geomagnético foi integrado entre 33° S e 33° N para ser confrontado com os índices de assimetria de altura ($hmF2_{NH} - hmF2_{SH}$) e de densidade $((NmF2_{NH} - NmF2_{SH})/NmF2_{NH})$, definidos pela diferença do parâmetro entre os hemisférios Norte (NH) e Sul (SH). Deste resultado é possível notar que um vento integrado dirigido para o norte resulta numa elevação da crista sul e um rebaixamento da crista norte e, em decorrência, o índice de assimetria de altura passa a ser negativo. Quando o vento está para o sul o índice é positivo. Essa resposta deste índice à variação do vento integrado é quase imediata conforme pode ser visto na [Figura 3.2](#). Já a resposta do índice de densidade é mais demorada.

3.1 A atmosfera neutra

São de interesse neste trabalho aspectos da atmosfera neutra que possuem interação com as camadas ionizadas. Os movimentos da atmosfera neutra na região E da ionosfera são chamados de marés atmosféricas e acima, na região F, são chamados de ventos neutros ([KELLEY, 2008](#)). Os ventos de marés e neutros são responsáveis pelo surgimentos dos dínamos das regiões E e F.

Para a modelagem da ionosfera é necessário obter diversos parâmetros da atmosfera neutra. São considerados apenas os elementos químicos mais importantes para a formação e manutenção da ionização na região F ionosférica. A densidade numérica

Figura 3.2 - Relação entre vento meridional resultante e assimetria das cristas do Hemisfério Norte (HN) e do Hemisfério Sul (HS).



Fonte: adaptada de Batista et al. (2011)

neutra para cada constituinte da atmosfera considerado (N_2 , O_2 , e especialmente O), os perfis de temperatura e as densidade de massa são dados pelo modelo NRLMSISE-00 (PICONE et al., 2002; PICONE; HEDIN, 2001; HEDIN, 1983; HEDIN, 1987; HEDIN, 1991a). A densidade NO é obtida pelo modelo teórico desenvolvido por Barth et al. (1990). A pressão pode ser calculada utilizando a lei dos gases ideais (Equação 3.3)

$$p = N_n K_B T_n, \quad (3.3)$$

onde K_B é a constante de Boltzmann, N_n a densidade do constituinte e T_n a temperatura correspondente. A viscosidade μ é dada pela Equação 3.4 (DALGARNO; SMITH, 1962; LIU et al., 2006)

$$\mu = 4,5 \times 10^{-5} \left(\frac{T_n}{1000} \right)^{0,71}. \quad (3.4)$$

As frequências de colisão dos íons com partículas neutras (ν_{in}) para cada elemento considerado podem ser aproximadas pela Equação 3.5 (SCHUNK; NAGY, 2000):

$$\nu_{in} = 3,7 \times 10^{-11} [O] T_r^{1/2} (1 - 0,064 \log_{10} T_r)^2, \quad (3.5)$$

onde $[O]$ é a concentração de oxigênio molecular, $T_r \equiv (T_i + T_n)/2$, T_n a temperatura neutra e T_i é a temperatura dos íons.

3.1.1 Marés atmosféricas

As marés atmosféricas são as oscilação da atmosfera resultantes do gradiente térmico ao longo do dia. A ação da gravidade não é tão importante como para as marés oceânicas, mas ainda está presente. As marés atmosféricas explicam os movimentos das massas de ar na atmosfera e o surgimento do sistema Sq de corrente na ionosfera. Porém como a viscosidade, acima da região D, cresce com a altura, as oscilações de maré podem chegar apenas a altitudes em torno de 200 km. Mesmo assim marés e ondas planetárias têm efeitos na região F ionosférica e estão presentes na estrutura longitudinal de quatro picos da ionosfera. A estrutura longitudinal da ionosfera terrestre pode ser vista como alterações no padrão da EIA global numa determinada hora local (SAGAWA et al., 2005; LIN et al., 2007b). A estrutura longitudinal pode ser analisada através de vários parâmetros, tais como, a densidade eletrônica, o conteúdo eletrônico total (TEC) vertical, a altura e densidade do pico da camada F2 ($hmF2$ e $NmF2$, respectivamente), a deriva vertical do plasma $\vec{E} \times \vec{B}$, o eletrojato equatorial (EEJ), o vento neutro zonal da região F, as emissões de aeroluminescência da ionosfera, a temperatura eletrônica, etc. De acordo com Lin et al. (2007b), as variações longitudinais podem ser devidas às diferenças na declinação magnética, na deriva $\vec{E} \times \vec{B}$ e ventos neutros. Esta estrutura está possivelmente associada a variações na maré não migrante de número de onda três. O acoplamento das duas regiões deve se dar via dínamos (SAGAWA et al., 2005; LIN et al., 2007a; IMMEL et al., 2006; RAM et al., 2009; LIN et al., 2007c; WAN et al., 2010), porém nem todos os processos são conhecidos.

3.2 Modelos de ventos neutros termosféricos (descrições)

Há diversos modelos de ventos neutros termosféricos desenvolvidos atualmente mas a acurácia da maior parte destes modelos ainda não é muito boa (eles dão bons resultados para perfis médios). A maior dificuldade para os modelos é fazer uma estimativa global dos ventos tendo à disposição apenas uma pequena quantidade de dados observacionais na mesosfera e baixa termosfera (MLT do inglês *Mesosphere and Lower Thermosphere*). Grande parte dos modelos, ainda, pertence a grupos privados o que dificulta a utilização irrestrita e manipulação/alteração dos mesmos.

Nestes casos, o máximo que se consegue obter através de solicitação, são saídas dos modelos para condições específicas de entrada mas não se pode adequar o modelo às próprias necessidades.

Os modelos de ventos mais famosos dentre todos os disponíveis são o *Horizontal Wind Model* - HWM (Semi-Empírico) e os Termosféricos de Circulação Global do NCAR - TGCM (Teóricos). Algumas comparativos de modelos e dados observacionais, bem como a descrição dos principais modelos de ventos desenvolvidos, podem ser vistos nas Subseções a seguir.

3.2.1 *Horizontal Wind Model* (HWM)

O modelo de ventos horizontais (HWM) é um modelo semi-empírico para calcular as componentes zonal e meridional dos ventos neutros na atmosfera. Este modelo está baseado principalmente em dados de ventos obtidos pelo equipamento NATE a bordo do satélite *Atmospheric Explorer-E* (AE-E) e dos instrumentos WATS a bordo do satélite *Dynamic Explorer-2* (DE-2).

Na sua construção o modelo HWM utiliza um conjunto de vetores com harmônicos esféricos de ordem baixa e séries de Fourier para descrever as principais variações na atmosfera [latitudinal, anual, semianual, de hora local (marés), longitudinal (onda estacionária do tipo 1)], através de uma interpolação cúbica em altitude.

A primeira edição do modelo foi produzida em 1987 (denominada HWM87 ([HEDIN et al., 1988](#))). A versão de 1990 (HWM90 ([HEDIN et al., 1991b](#))) incorpora também medidas de radar de espalhamento incoerente (*Incoherent Scatter Radar* - ISR), e de interferômetros ópticos Fabry-Perot, permitindo que se tenha resultados a partir de 100 km de altitude, além de introduzir a variabilidade solar. O HWM93 ([HEDIN et al., 1996](#)) estendeu o modelo da baixa atmosfera até a baixa termosfera e passou a dar perfis representativos de médias climatológicas das componentes dos ventos para diferentes condições geofísicas. Nesta versão são incorporados gradiente nos ventos a partir do modelo CIRA-86 ([REES; FULLER-ROWELL, 1987](#); [REES; FULLER-ROWELL, 1988](#)), sondagens de foguetes, ISR, radar meteórico e radar MF.

O HWM07 ([ALKEN et al., 2008](#)) traz significativas melhoras ao introduzir mais dados observados (incluindo perfis de altura dos instrumentos NASA/UARS-WINDII e HRDI, medidas de instrumentos ópticos de solo e instrumentos de radar do banco de dados NSF-CEDAR, dados da baixa atmosfera do NOAA-NCEP, e o conjunto de dados utilizados no HWM93) e ser comparado sistematicamente com dados de

ventos derivados das medidas feitas pelo CHAMP.

O modelo HWM87 já demonstra boa concordância com ventos médios derivados a partir do IRI e a partir de Digissondas (MILLER et al., 1990). Mas os resultados de Larsen e Fesen (2009) mostram que o modelo HWM90 subestima significativamente o máximo dos ventos e os cisalhamentos na baixa termosfera.

Souza (1997) mostrou que para a região brasileira, o HWM90 necessita de ajustes quando utilizado como parâmetro de entrada para o modelo SUPIM. Ele concluiu que o modelo não é adequado para representar os ventos da região brasileira.

Liu et al. (2006) utilizaram dados de ventos derivados do CHAMP para comparar com o modelo HWM93 e encontraram diferenças significativas, especialmente das 12-18 MLT (hora local magnética). Observaram ainda que os resultados do HWM93 não parecem mostrar dependência com estação e atividade magnética, resultado corroborado por Sobral et al. (2009) que mostra que as velocidades calculadas pelos modelos HWM93 não conseguem mostrar efeitos de campos elétricos de dínamo perturbado.

Além disto, este modelo é desenvolvido especialmente para regiões de médias latitudes e possui limitações importantes na região brasileira, que além de ser de baixa latitude, tem elevado ângulo de declinação magnética. O HWM é desenvolvido em FORTRAN e possui código aberto.

3.2.2 Descrição dos modelos NCAR-TGCM

Os modelos termosféricos de circulação global do NCAR (*NCAR Thermospheric General Circulation Models*) (DICKINSON et al., 1981; DICKINSON et al., 1984; ROBLE; RIDLEY, 1987a; ROBLE et al., 1987b; ROBLE et al., 1988; RICHMOND et al., 1992; ROBLE; RIDLEY, 1994) incluem o TIE-GCM (*Thermosphere Ionosphere Electrodynamics General Circulation Model*), o TIME-GCM (*Thermosphere Ionosphere Mesosphere Electrodynamics General Circulation Model*) e um modelo de média global (*Global Mean*). A grande maioria dos códigos fonte estão disponíveis para download mediante cadastro e possuem versão em FORTRAN-90. Porém alguns dos códigos mais sofisticados não podem ser obtidos.

O TIE-GCM é uma representação do sistema acoplado Termosfera-Ionosfera não-linear, tridimensional que inclui a solução auto-consistente do campo do dínamo de médias e baixas latitudes. O modelo resolve as equações tridimensionais do momento, energia e continuidade para as espécies neutras e ionizadas a cada passo de

tempo usando um método de diferenças finitas centrado, semi-implícito e de quarta ordem em cada superfície de pressão (nível vertical). O modelo possui as seguintes características:

- Resolução Latitudinal: -87.5° a 87.5° , incremento 5° ;
- Resolução Longitudinal: -180° a 180° , incremento 5° ;
- Resolução Altitudinal: níveis de pressão de -7 a $+7$, incrementos de $H/2$;
- O passo do tempo típico é 120 s;
- Limite inferior: ~ 97 km;
- Limite superior: ~ 500 a ~ 700 km dependendo da atividade solar.

O TIME-GCM possui as seguintes características:

- Resolução Horizontal: $5^\circ \times 5^\circ$ em longitude por latitude;
- Resolução Vertical: -17 a $+5$ de $0, 5(-\ln(p/p_0))$ (de aprox. 30 a 400 km);
- Passo temporal típico: 240 s;
- O padrão de saída é o formato de meta-dados netCDF;
- O código fonte tem ~ 69000 linhas.

Para a modelagem é suposto um meio hidrostático, com gravidade constante, e as equações da energia para íons e elétrons em estado estacionário. As equações do momento não são resolvidas explicitamente e as velocidades dos íons são obtidas através das derivas $\vec{E} \times \vec{B}$. Hidrogênio, Hélio e seus íons não são considerados no modelo. Uma relação simplificada do aquecimento fotoeletrônico é utilizada. A condição de contorno superior para o aquecimento eletrônico e transferência de fluxo são especificações empíricas. CO_2 não é resolvido explicitamente mas é especificado através da condição de equilíbrio difusivo. A difusão turbulenta usa uma formulação simples.

Os padrões de entrada são um arquivo contendo as condições iniciais da termosfera e o dia do ano. Input Solar: índice F10.7 (fluxo solar em 10,7 cm) e F107A (F10.7 médio de 81-dias centrado) ou EUV Solar medido pelo experimento TIMED/SEE; Input

Auroral: índice K_p ; POTENCIAL: Potencial da calota polar em kV; ENERGIA: Energia hemisférica em GW; B_y : Componente Y do CMI em nT. Saída padrão: os campos de saída são especificados em três dimensões espaciais mais o tempo.

- Geopotencial: Altura das superfícies de pressão (cm);
- Temperatura: Neutra, iônica, eletrônica (K);
- Ventos neutros: Zonal, meridional, vertical (m/s);
- Composição: O , O_2 , NO , $N(4S)$, $N(2D)$, O^+ , O_2^+ , N_2^+ , NO^+ , N^+ e Ne ;
- Potencial: Em coordenadas geomagnéticas ou geográficas.

De acordo com [Larsen e Fesen \(2009\)](#) o modelo de circulação geral do NCAR também subestima o máximo dos ventos e o cisalhamento, além de produzir um aumento irreal da intensidade do vento com a altura. A concordância do modelo e das observações até melhora com o aumento da resolução em altura mas ainda fica aquém do que é esperado.

3.2.3 Modelo de vento termosférico de [Nogueira \(2009\)](#)

[Nogueira \(2009\)](#) também desenvolveu em sua dissertação de mestrado um modelo para aferir os ventos termosféricos meridionais levando em consideração campo elétrico zonal, efeitos difusivos e que no equador geomagnético a deriva vertical do plasma é puramente devida a $\vec{E} \times \vec{B}$ ([RISHBETH et al., 1978](#); [TITHERIDGE, 1995](#)). Neste trabalho, considerou-se que a deriva vertical obedece a expressão [Equação 3.6](#):

$$V = V_D \cos I \pm U \cos I \sin I - w_D \sin^2 I \quad (3.6)$$

onde U representa o vento meridional (positivo para o norte), w_D é a deriva vertical do plasma devido aos efeitos de difusão, V_D é a deriva vertical do plasma devida ao campo elétrico zonal e I representa o ângulo de inclinação magnética.

A partir de dados de Digisonda para São Luís (2,33° S; 44,2° O) e Fortaleza (3,92° S; 38,42° O), pôde-se obter os valores das derivas V_D , $V \approx d(hF)/dt$ (onde hF é a altura real da camada F para uma determinada frequência), w_D e calcular a componente meridional do vento neutro termosférico.

Os resultados obtidos por [Nogueira \(2009\)](#) estavam de acordo com o esperado e a abordagem foi bem sucedida.

3.2.4 Modelo SERVO

O modelo de Medeiros et al. (1997) é uma adaptação do código de Rishbeth et al. (1978) (*Servo method*). De acordo com o modelo SERVO a altura do pico de densidade da camada F2, na ausência de forçantes devidas a ventos ou campos elétricos, está sob equilíbrio entre os processos de recombinação e de difusão. Porém, este modelo não leva em conta a taxa de ionização.

O modelo adaptado por Medeiros et al. (1997) foi desenvolvido especificamente para a estação de baixa latitude, Cachoeira Paulista, usando a altura do pico da camada F2 (h_{max}) como o dado principal. O modelo Servo expressa os deslocamentos de h_{max} como função da perda química, da difusão, do vento meridional e da deriva vertical do plasma. Assim, como no caso de médias latitudes, para a região equatorial o modelo também considera a deriva vertical do plasma como sendo negligenciável.

Medeiros et al. (1997) incluíram o efeito da deriva vertical do plasma em h_{max} através do mapeamento do campo elétrico obtido por um modelo de campo elétrico que leva em consideração dados de radar de Jicamarca e de Digissonda de Fortaleza. Os autores compararam os ventos, calculados pelo modelo HWM-90 e medidas feitas pela técnica Fabry-Perot, da estação de Cachoeira Paulista.

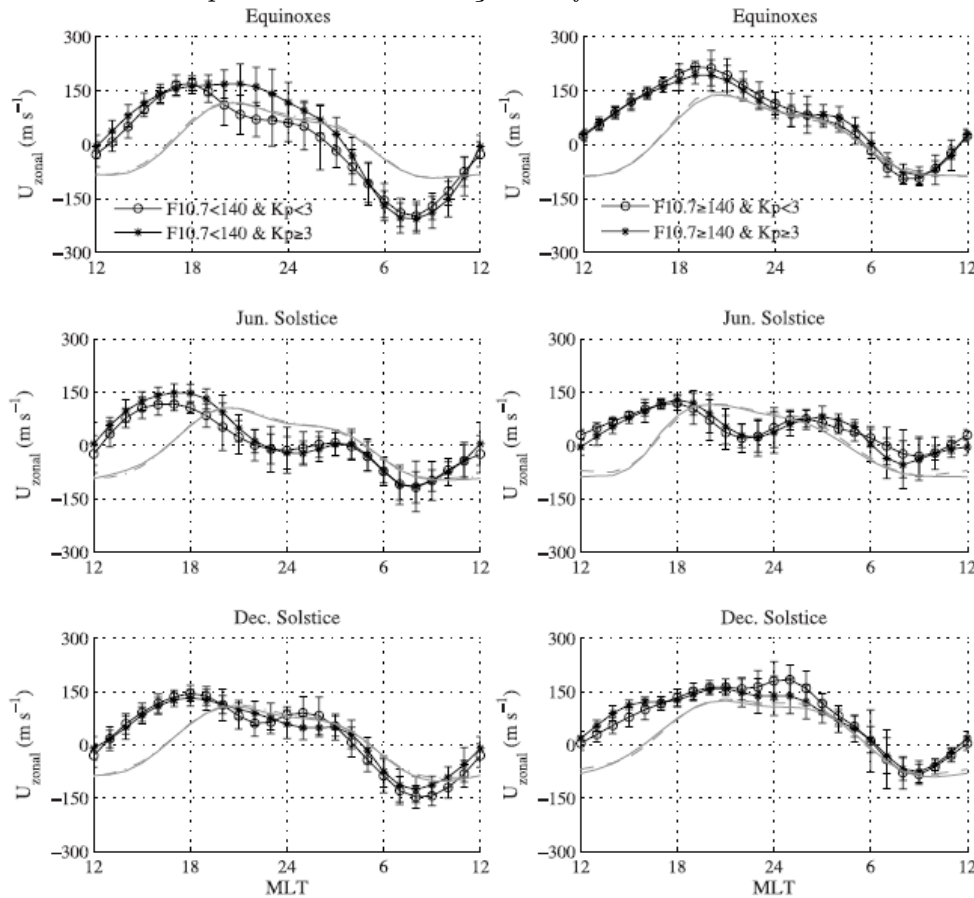
Muella (2004) também faz modelagem utilizando o modelo alterado de SERVO e os parâmetros h_pF2 e hF sobre duas estações equatoriais, Manaus (2,9° S, 60,0° O, dip latitude magnética 6,06° N) e Palmas (10,2° S, 48,2° O, dip latitude magnética 6,2° S), e sobre uma estação de baixa latitude, São José dos Campos (23,2° S, 45,9° O, dip latitude magnética 18,26° S), no setor brasileiro, para calcular os ventos neutros termosféricos alinhados ao meridiano magnético, durante o período noturno. As noites selecionadas estão compreendidas entre o período de agosto a setembro de 2002. Os coeficientes de difusão, recombinação e perda requeridos nas equações do modelo são calculados utilizando-se um modelo atmosférico complementar. A técnica foi validada através de comparação das saídas do modelo com resultados do modelo semi-empírico global de ventos horizontais (HWM93) e com dados observacionais de deslocamento Doppler da linha de emissão em 630 nm utilizando interferômetro do tipo Fabry-Perot.

3.3 Observações de ventos neutros

As Figuras 3.3 e 3.4 fazem comparações com dados medidos pelos satélites CHAMP e o modelo HWM93 para diferentes condições de atividade solar e geomagnética.

A partir dos dados é possível perceber que os ventos neutros mudam um pouco seu perfil dependendo das condições de fluxo solar e que, para um mesmo período do ano e mesmas condições de fluxo solar, não há muita interferência da atividade magnética (o que pode ser atestado pela quase concordância das curvas em preto em cada gráfico da Figura 3.3 e pela discordância das curvas em preto na Figura 3.4).

Figura 3.3 - Comparativo de ventos neutros termosféricos zonais (U_{zonal} positivo para leste) medidos pelo acelerômetro do satélite CHAMP a 400 km de altitude e HWM93 para diferentes condições de *fluxo solar*.



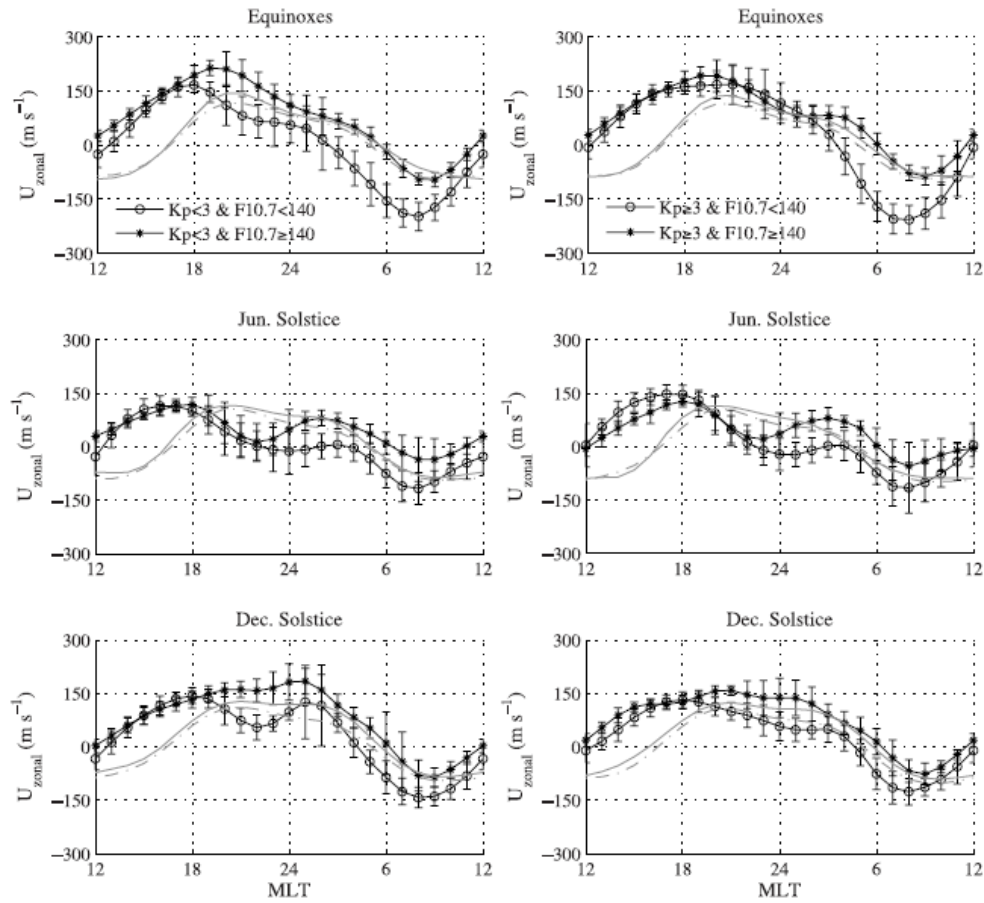
À esquerda para $F10.7 < 140$ e à direita para $F10.7 \geq 140$. As curvas pretas são referentes às observações do CHAMP e as curvas cinzas são previsões do HWM. Dos resultados dos satélites, as curvas com os asteriscos são para $K_p \geq 3$ e as curvas com círculos abertos são para $K_p < 3$. Das previsões do HWM, as curvas sólidas são para $K_p \geq 3$ e curvas tracejadas para $K_p < 3$.

Fonte: Liu et al. (2006)

Pelas medidas do satélite o vento costuma ser para leste na maior parte do dia (visto em quase todos os quadros das 12 às 24 MLT) sendo invertido tarde na madrugada ou

próximo do amanhecer local. Já comparando estas medidas feitas pelo acelerômetro a bordo do satélite CHAMP com simulações do modelo HWM93, percebe-se que o modelo parece representar relativamente bem o horário noturno (com exceção de alguns curtos períodos e dos equinócios de baixo fluxo solar). Já na faixa de horário entre as 12 e as 18 MLT o modelo apresenta bastante discrepâncias, subestimando os valores medidos em até ~ 100 m/s.

Figura 3.4 - Comparativo de ventos neutros termosféricos zonais (U_{zonal} positivo para leste) medidos pelo acelerômetro do satélite CHAMP a 400 km de altitude e HWM93 para diferentes condições de *atividade magnética*.

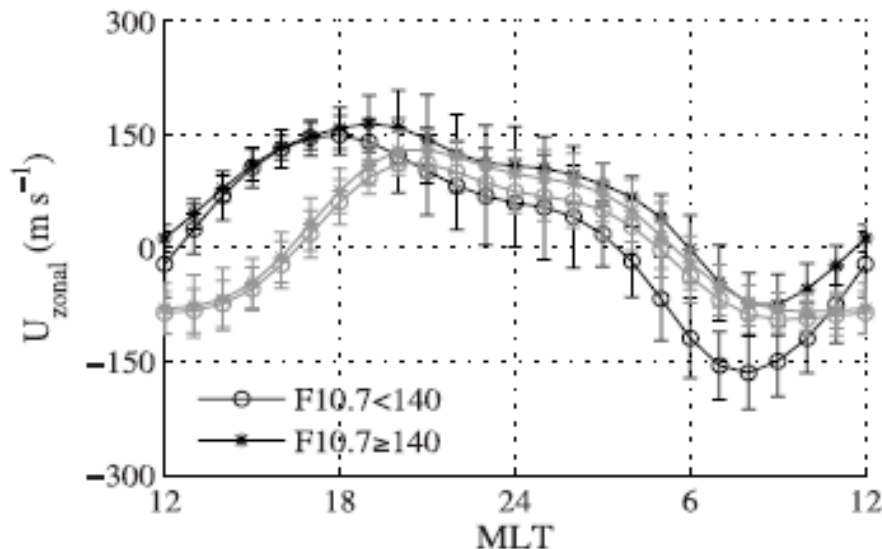


À esquerda para $K_p < 3$ e à direita para $K_p \geq 3$. As curvas pretas são referentes às observações do CHAMP e as curvas cinzas são previsões do HWM. Dos resultados dos satélites, as curvas com os asteriscos são para $F10.7 \geq 140$ e as curvas com círculos abertos são para $F10.7 < 140$. Das previsões do HWM, as curvas sólidas são para $F10.7 \geq 140$ e curvas tracejadas para $F10.7 < 140$.

Fonte: Liu et al. (2006)

A [Figura 3.5](#) mostra um comparativo global das previsões do HWM93 e dados observacionais correspondentes obtidos através do equipamento acelerômetro a bordo dos satélites CHAMP. É feita uma média sobre todas as estações do ano e sobre todos os níveis de atividade geomagnética mas para dois níveis de fluxo solar (conforme mostrado no gráfico). As médias são feitas entre as latitudes geomagnéticas 5° N e 5° S. Conforme mencionado anteriormente, nota-se grande diferença entre as medidas do satélite e as simulações do modelo HWM93, para o vento neutro zonal, durante o período da tarde (12 às 18 MLT no gráfico). Disso, é possível evidenciar que o modelo HWM93 pode apresentar grandes erros na representação dos ventos zonais.

Figura 3.5 - Vento zonal promediado sobre todas as estações do ano, entre as latitudes geomagnéticas 5° N e 5° S e sobre todos os níveis de atividade geomagnética mas separados em dois níveis de fluxo solar.



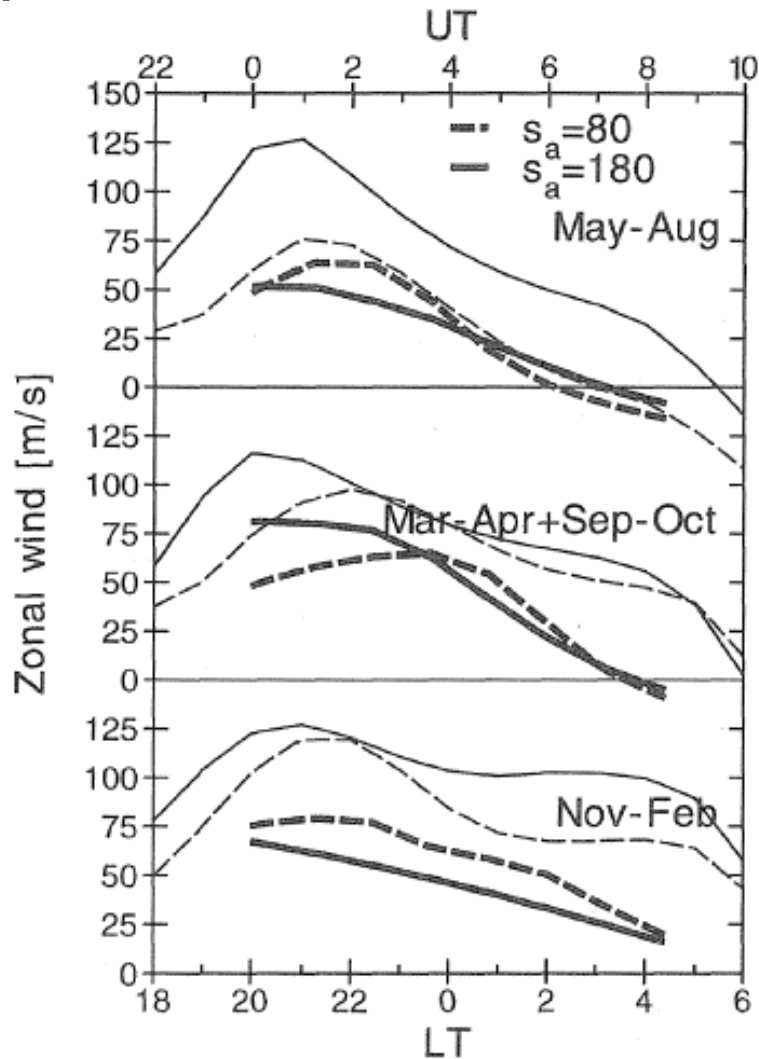
As curvas pretas representam medidas do CHAMP e as cinzas são calculadas usando HWM93.

Fonte: [Liu et al. \(2006\)](#)

A [Figura 3.6](#) mostra comparativo do modelo TIE-GCM com dados observacionais. Nesta é possível observar que o modelo TIE-GCM superestima os valores dos ventos para a maior parte dos eventos, sendo mais próxima aos valores medidos pelo instrumento Fabry-Perot (FPI) em condições de baixo fluxo solar e entre os meses de maio a agosto. Fazendo uma comparação qualitativa das medidas feitas por satélite (acelerômetro a bordo do CHAMP - figuras imediatamente anteriores) com as medidas FPI do trabalho corrente pode-se concluir que há consistência nos dados

pois mostram ventos zonais para leste durante a maior parte do dia, mostrando uma inversão nos horários próximos do amanhecer.

Figura 3.6 - Vento neutro termosférico zonal em torno de 255-285 km para $K_p \leq 3$ conforme observações de FPI (Fabry-Perot) em solo (na estação de ARECIBO) e previsões do TIE-GCM.



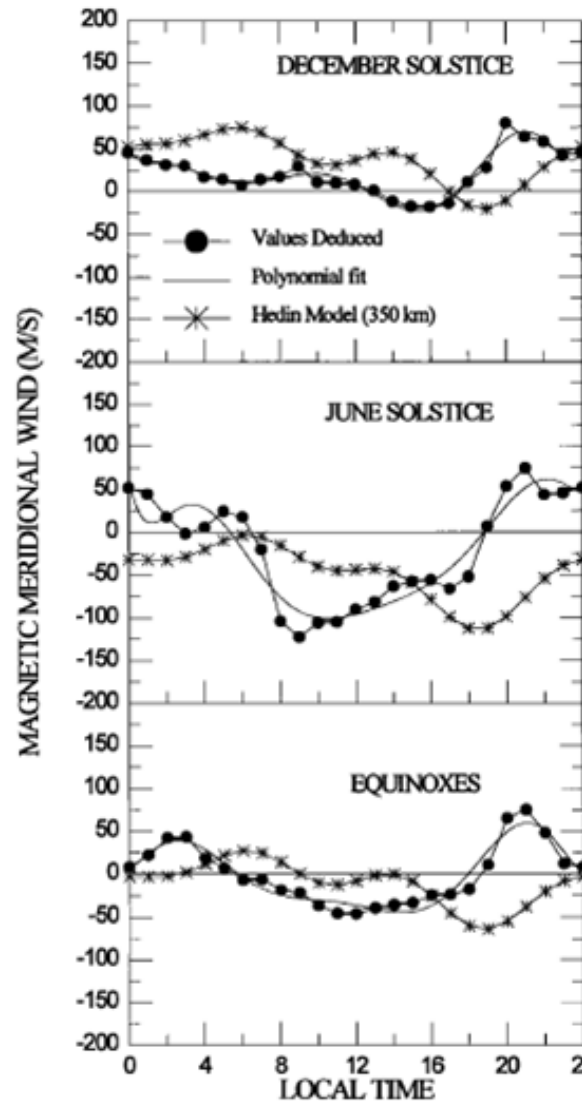
As linhas grossas representam as observações do FPI e as linhas mais finas são os resultados do TIE-GCM.

Fonte: Liu et al. (2006)

Utilizando o modelo SERVO (MEDEIROS et al., 1997), baseado em $hmF2$ de ionossonda conforme explicado na Subseção 3.2.4, foi possível produzir perfis de vento neutro meridional para períodos de alta e de baixa atividade solar e compará-los com cálculos feitos com HWM90 e algumas observações com o interferômetro de Fabry-

Perot. Os resultados com perfis de vento neutro meridional do modelo SERVO para alta atividade solar, baixa atividade solar e comparação dos perfis de vento neutro meridional do modelo SERVO com previsões do HWM90 e com observações de FPI são mostrados, nesta ordem, nas [Figura 3.7](#), [Figura 3.8](#), [Figura 3.9](#).

Figura 3.7 - Perfis de vento neutro meridional do modelo SERVO para alta atividade solar (HSA).

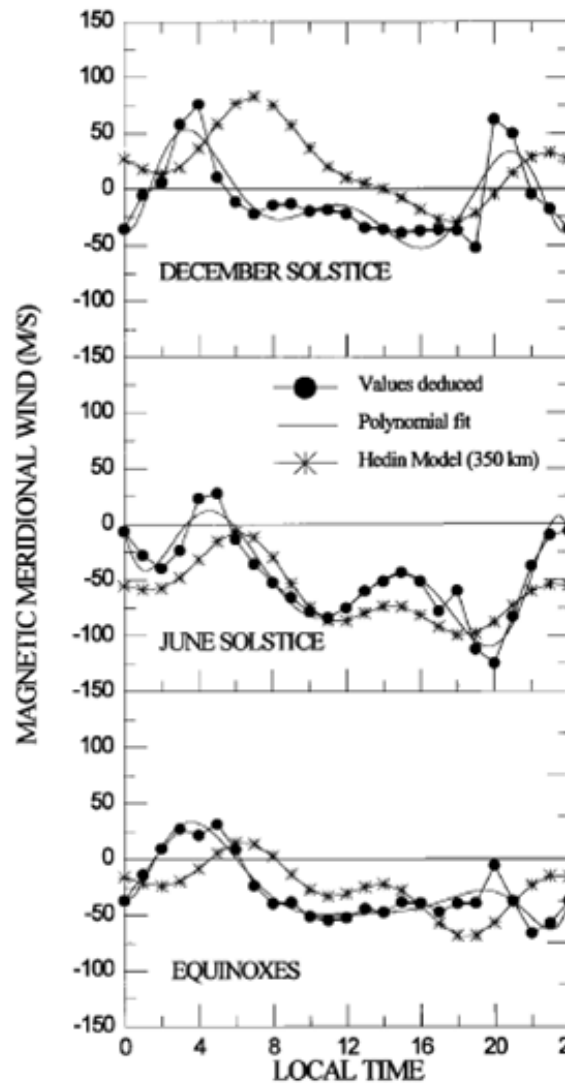


Valores positivos para o norte.

Fonte: [Medeiros et al. \(1997\)](#)

Dos gráficos é possível notar uma grande variabilidade nas previsões e nas próprias medidas do vento neutro meridional nos diferentes períodos do ano. Mas como é de

Figura 3.8 - Perfis de vento neutro meridional do modelo SERVO para baixa atividade solar (LSA).

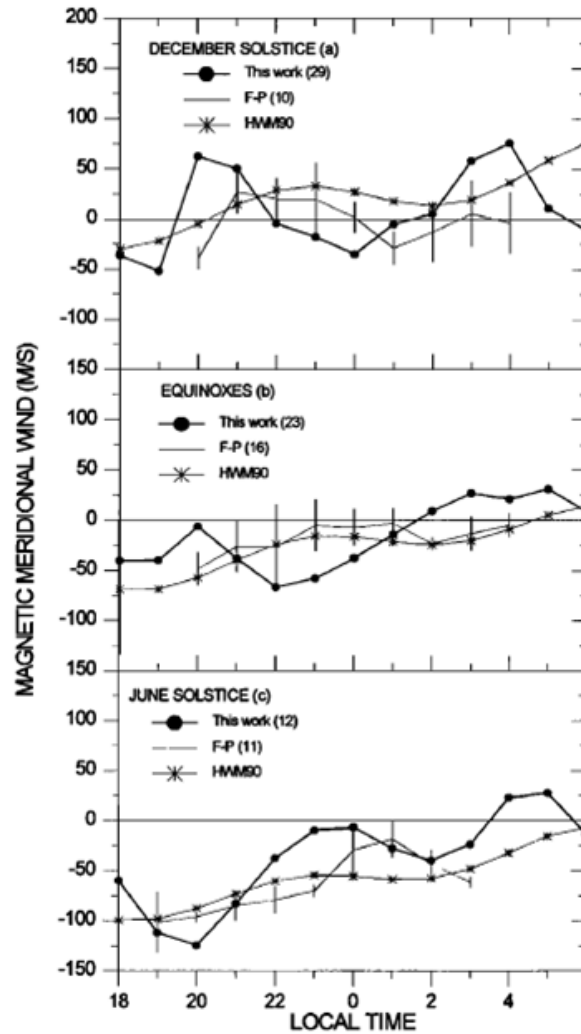


Valores positivos para o norte.

Fonte: Medeiros et al. (1997)

se esperar durante o solstício de verão do hemisfério sul, a tendência é ter-se um vento meridional orientado para o norte. Durante o solstício de inverno do hemisfério sul essa tendência passa a ser um vento em sua maioria orientado para o sul. Durante os equinócios ocorre bastante alternância entre estas direções dos ventos. O modelo HWM90 (chamado de “Hedin model” nas figuras) apresentou períodos com boa concordância com o modelo Servo e discordância maior apenas no solstício de Dezembro (das 04 às 16 LT pelo menos). Porém, a partir da última figura é possível constatar que o modelo HWM90 demonstrou estar apresentando resultados

Figura 3.9 - Comparativo dos perfis de vento neutro meridional do modelo SERVO com predições do HWM90 e com observações com instrumento Fabry-Perot.



Valores positivos para o norte.

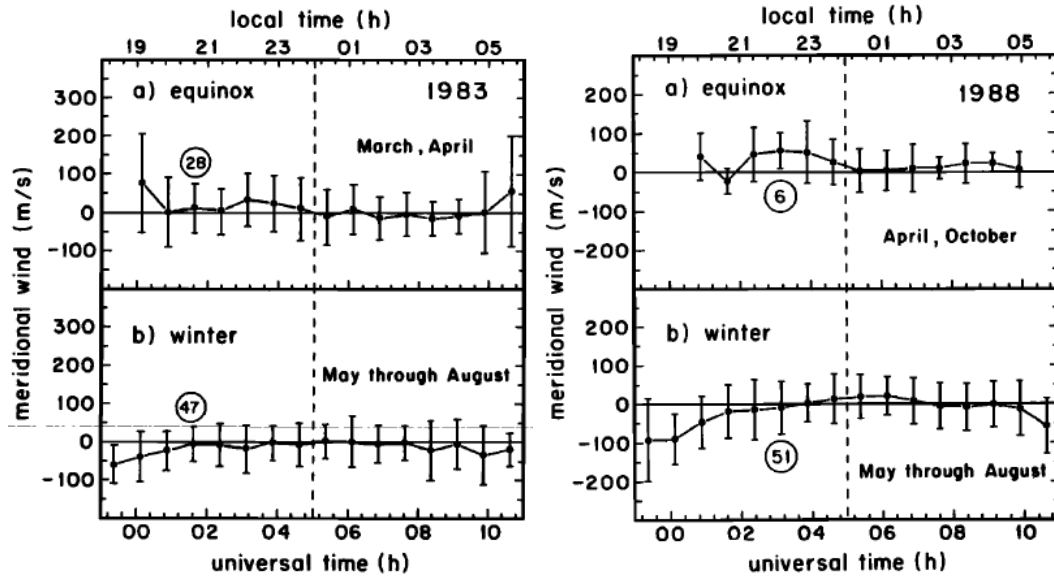
Fonte: Medeiros et al. (1997)

mais próximos do real (neste caso as medidas FPI) do que as predições do modelo SERVO.

No trabalho de Biondi et al. (1990a) foi utilizado o interferômetro Fabry-Perot (FPI) para medir os ventos neutros meridionais e zonais em períodos com níveis de fluxo solar moderados e baixa atividade magnética. Tais observações foram conduzidas na estação de Arequipa, Peru ($16,5^{\circ}$ S, $71,5^{\circ}$ O) entre os meses de março a agosto de 1983 (baixa atividade solar - LSA) e de abril a outubro de 1988 (alta atividade solar - HSA). Parte dos resultados deste estudo, com as médias sazonais de cada

um destes períodos, são mostrados nas Figuras 3.10 (ventos meridionais médios) e 3.11 (ventos zonais médios). Na Figura 3.10 os valores positivos correspondem a vento meridional para o norte. Já na Figura 3.11 os valores positivos correspondem a vento para leste. Em ambas as figuras o gráfico da esquerda é para o ano de 1983, o da direita é para ano de 1988 e o eixo do tempo vai das 18 às 06 LT (pois para a longitude de Arequipa $LT \approx UT - 5$). Em todos os gráficos apresentados, os números dentro dos círculos indicam quantas noites de medidas foram utilizadas na média e as barras de erro indicam o desvio padrão ($1\sigma_{sd}$) nas variações das medidas de dia a dia.

Figura 3.10 - Ventos neutros meridionais médios obtidos através do instrumento Fabry-Perot para os anos de 1983 (LSA) e 1988 (HSA) na região de Arequipa, Peru.

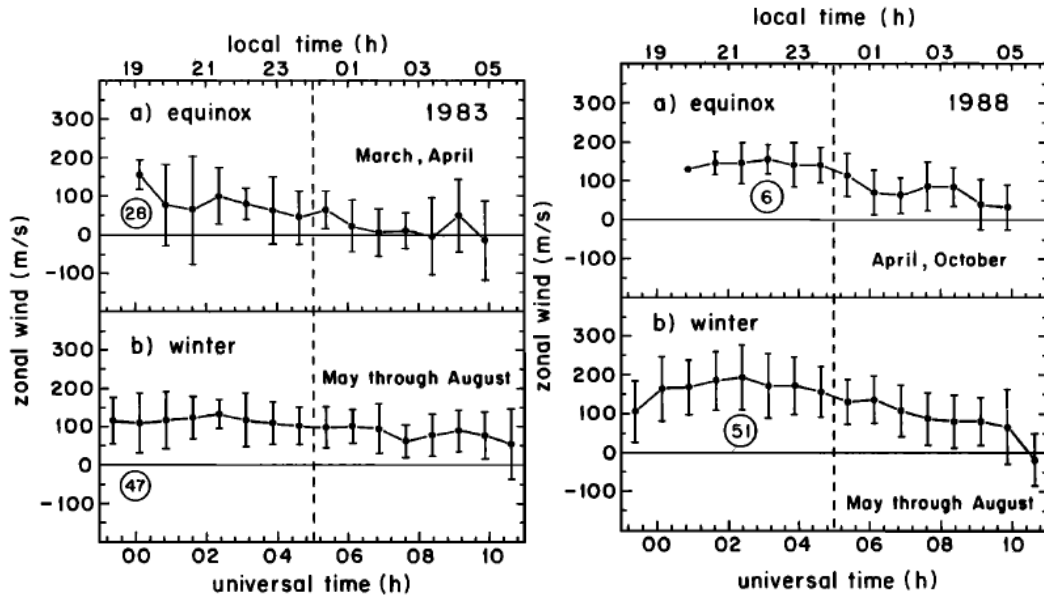


O valores positivos são para o norte. $LT \approx UT - 5$.

Fonte: Biondi et al. (1990a)

Outro trabalho muito importante para mostrar a climatologia dos ventos foi feito por Meriwether et al. (2011) com dados do interferômetro Fabry-Perot (FPI) na região de Cajazeiras ($6,9^\circ$ S, $38,6^\circ$ O) no Brasil. Os resultados são referentes ao período que vai de outubro de 2009 a setembro de 2010 (período de baixa atividade solar, com fluxo solar variando de ~ 68 a ~ 82 sfu [$10^{-22} \frac{W}{m^2 Hz}$] e Ap com valor típico de ~ 5). Para o estudo foram utilizados dados de 159 noites distribuídas no período (apenas os meses de março de 2010 e junho de 2010 não possuíam dados por causa de uma falha no equipamento). Da análise dos dados de dia a dia os autores afirmam que o

Figura 3.11 - Ventos neutros zonais médios obtidos através do instrumento Fabry-Perot para os anos de 1983 (LSA) e 1988 (HSA) na região de Arequipa, Peru.



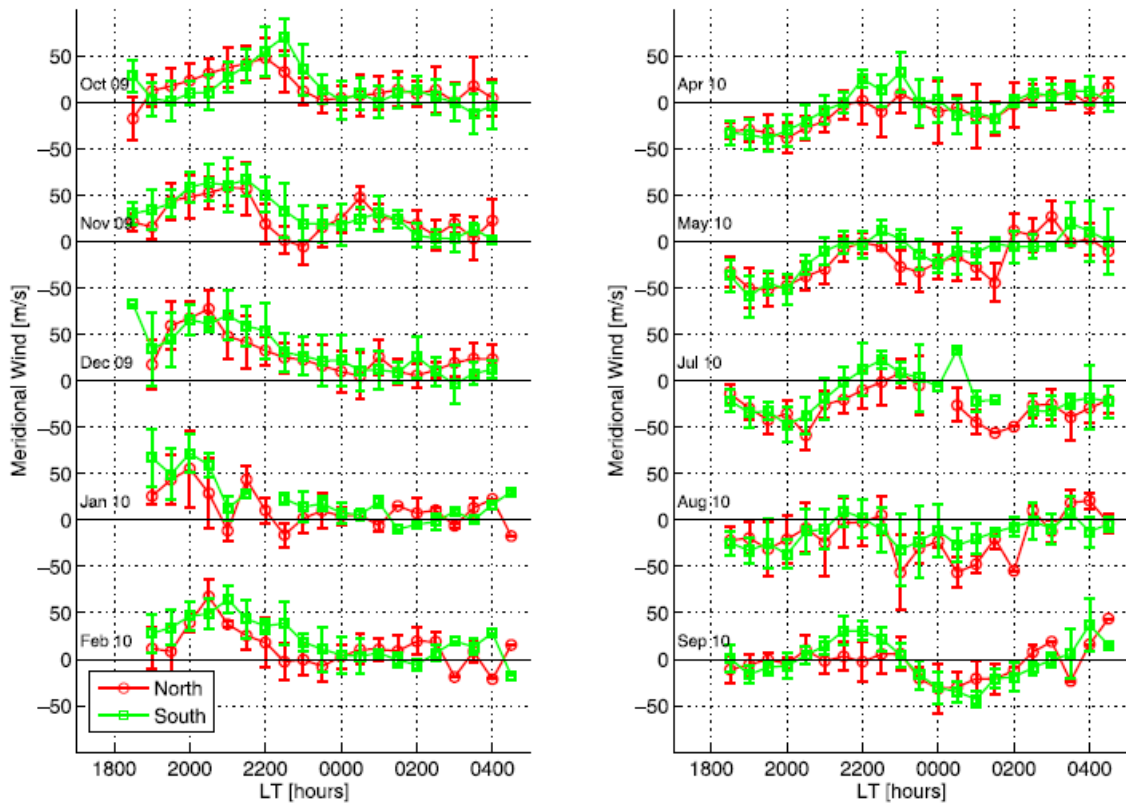
Os valores positivos são para o leste. $LT \approx UT - 5$.

Fonte: Biondi et al. (1990a)

erro dos ventos horizontais com este instrumento variam de 5-10 m/s. A Figura 3.12 mostra médias mensais do vento neutro meridional para as direções de visada norte (linha vermelha) e sul (linha verde). Valores positivos representam vento em direção ao equador (ou para o norte) e valores negativos são ventos para o polo sul.

Da análise da Figura 3.12, de outubro de 2009 a fevereiro de 2010 enquanto avançava-se para o solstício de dezembro (verão), e durante esta estação, o vento era para o norte durante o início da noite. Em dezembro o vento meridional atinge sua amplitude máxima de ~ 65 m/s sendo menor antes e depois deste período. O horário local deste máximo também é mais cedo durante o solstício de dezembro (2000 LT) se comparado com meses próximos das condições de equinócio (2200 LT em outubro, e 2100 LT em fevereiro). Próximo do amanhecer este vento é sempre próximo de 0 m/s e a redução que ocorre durante as horas da noite (do vento para o equador, após o pico) é vista primeiro na direção norte do que na direção sul, com exceção do período próximo do solstício de inverno. A Figura 3.13 mostra as médias mensais do vento neutro zonal durante o período de outubro de 2009 a setembro de 2010 para as direções de visada leste (linha azul) e oeste (linha rosa). Valores positivos representam vento para leste.

Figura 3.12 - Perfis noturnos médios do vento neutro meridional através de observações com FPI em Cajazeiras.

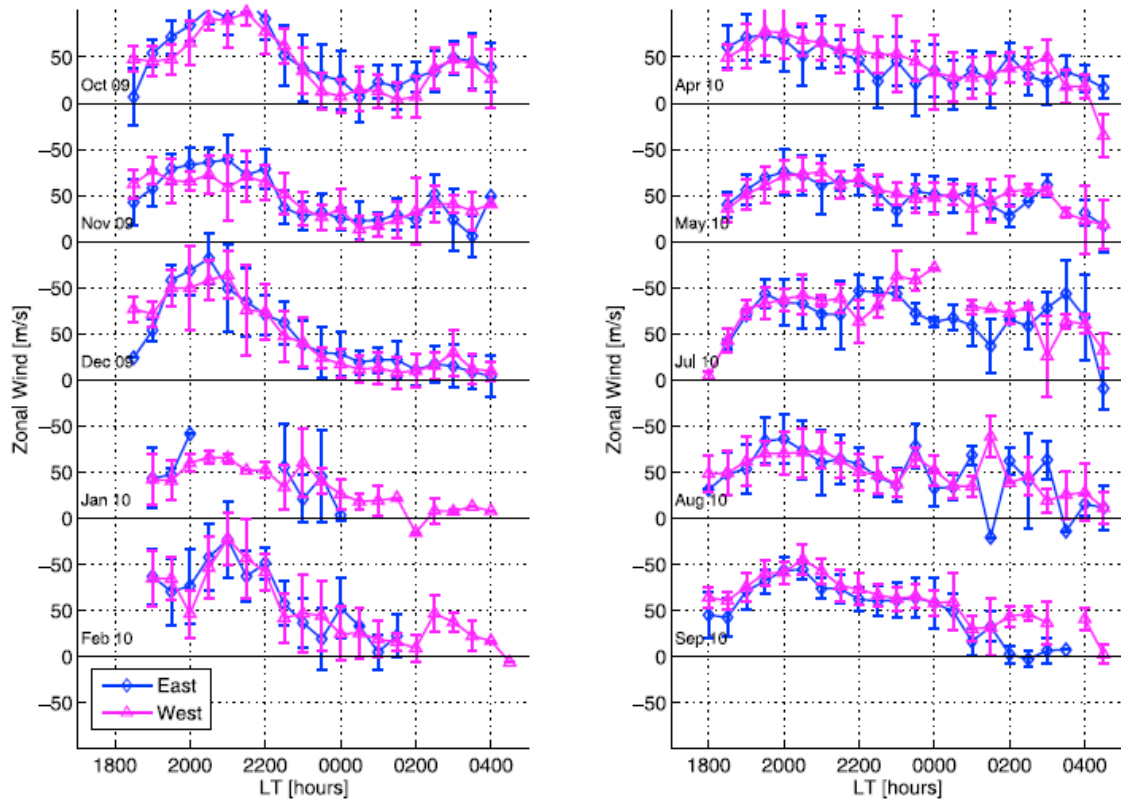


Valores positivos para o norte. As curvas vermelhas são para visada na direção sul e as verdes são para o norte.

Fonte: Meriwether et al. (2011)

Da análise dos ventos zonais noturnos constata-se um aumento do vento no início da noite de ~ 0 m/s para $\sim 80 - 100$ m/s seguido por um decréscimo deste vento de $\sim 10-25$ m/s após as 2300 LT. De forma interessante, o vento volta a crescer nas horas pré-amanhecer (0200 às 0400 LT) nos meses de outubro e novembro (e possivelmente também nos meses de dezembro e fevereiro). Para os meses de abril a setembro, o comportamento do vento zonal com tempo local inicia da mesma forma mas é mais persistente, decrescendo do seu pico de 75-100 m/s para velocidade de 25-50 m/s nas horas de 0200 a 0400 LT. A velocidade zonal dos íons reportada por Fejer et al. (2005) para mínimo solar se mostra muito parecida e também apresenta um aumento para ~ 50 m/s nas hora pré-amanhecer. Também é observada da análise das direções da medida que não parece haver nenhuma diferença na fase entre as medidas tomadas na direção leste com aquelas na direção oeste. Todos estes resultados do trabalho de

Figura 3.13 - Perfis noturnos médios do vento neutro zonal através de observações com FPI em Cajazeiras.



Valores positivos para leste. As curvas azuis são para visada na direção leste e as rosas são para o oeste.

Fonte: Meriwether et al. (2011)

Meriwether et al. (2011) são consistentes com resultados mais recentes de Meriwether et al. (2013), Fisher et al. (2015), Makela et al. (2013).

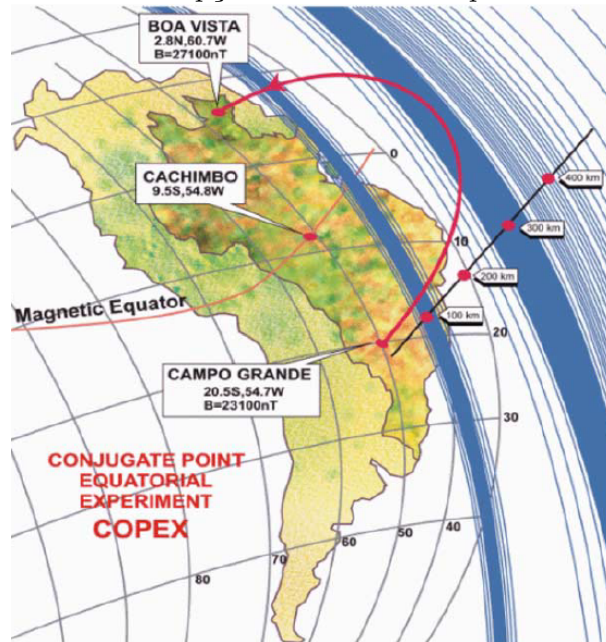
Outros trabalhos que apresentam resultados de observação de ventos termosféricos e que poderiam ser incluídos na relação apresentada aqui por estarem de pleno acordo são os estudos de Biondi et al. (1990b) e de Martinis et al. (2001).

4 INSTRUMENTAÇÃO E COLETA DE DADOS

4.1 Campanha COPEX

A campanha *Conjugate Point Equatorial EXperiment* (COPEX) (ABDU et al., 2009; BATISTA et al., 2008; SOBRAL et al., 2009) foi conduzida de outubro a dezembro do ano de 2002 por pesquisadores do INPE em parceria com pesquisadores de diversas instituições e tinha o intuito de estudar a ionosfera com dados do equador geomagnético e dois pontos magneticamente conjugados. O principal objetivo da campanha era investigar irregularidades do plasma equatorial do tipo *Spread-F* ou bolhas. Durante a campanha foram feitas medidas simultâneas de Digisondas, de imageadores e de receptores GPS nas regiões de Cachimbo ($9,8^{\circ}$ S e $54,8^{\circ}$ O, correspondente ao equador magnético), de Boa Vista ($2,8^{\circ}$ N e $60,7^{\circ}$ O) e de Campo Grande ($20,5^{\circ}$ S e $54,7^{\circ}$ O). A Figura 4.1 mostra uma ilustração da configuração durante a campanha COPEX.

Figura 4.1 - Concepção artística da campanha COPEX.

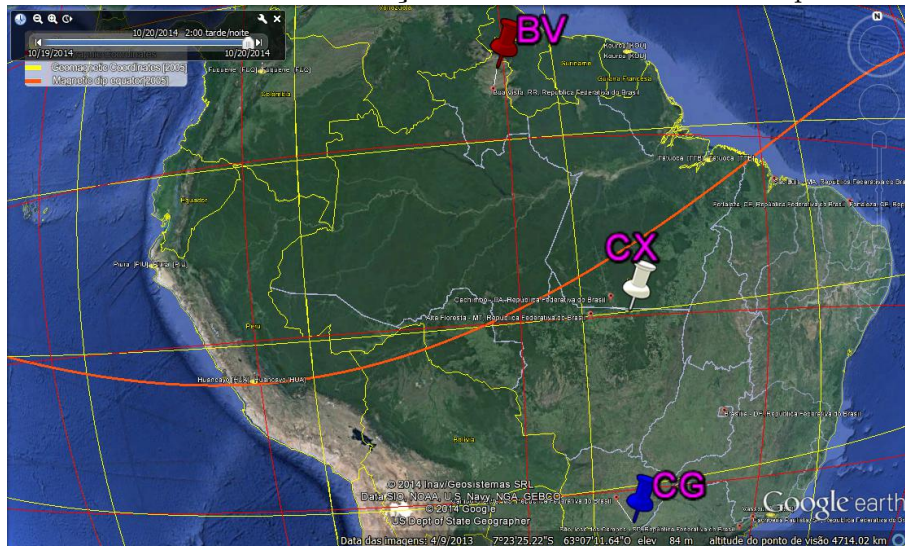


Fonte: Abdu et al. (2009)

A Figura 4.2 mostra o correspondente posicionamento das estações de coleta de dados no mapa do aplicativo *Google Earth* na altitude da ionosfera (300 km). Na figura é possível ver ainda as coordenadas geográficas (linhas vermelhas), as coordenadas

geomagnéticas (em amarelo) e o traçado do equador magnético (linha mais grossa na cor laranja).

Figura 4.2 - Posicionamento das estações de coleta de dados da campanha COPEX.



Fonte: <https://www.google.com/earth/>

Vale salientar ainda que as estações conjugadas BV e CG ficam em uma região intermediária entre o equador e as cristas da EIA que se situam por volta da inclinação 30° a 36° . As coordenadas das estações da COPEX são sumarizadas na Tabela 4.1:

Tabela 4.1 - Tabela com coordenadas das estações da Campanha COPEX

Fonte: produção do Autor.

	Boa Vista (BV)	Cachimbo (CX)	Campo Grande (CG)
Latitude (graus)	$2,8^\circ$ N	$9,5^\circ$ S	$20,5^\circ$ S
Longitude (graus)	$60,7^\circ$ O	$54,8^\circ$ O	$54,7^\circ$ O
Inclinação Magnética	22°	$-4,2^\circ$	$-22,3^\circ$
Declinação Magnética	-14°	$-16,7^\circ$	$-15,1^\circ$
Latitude Magnética ¹	$11,7^\circ$ N	$1,91^\circ$ S	$11,56^\circ$ S
Longitude Magnética ¹	$13,3^\circ$ L	$15,98^\circ$ L	$13,72^\circ$ L
Intensidade de $\vec{B}$ (350 km)	24.707 nT	20.837 nT	19.708 nT

¹calculado através do *APEX Coordinate Conversion Utility* disponível para download em http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/geom_util/apex.shtml

Durante a campanha COPEX objetivou-se colocar três estações situadas ao longo de um mesmo meridiano magnético (ou seja, duas magneticamente conjugadas e a terceira no equador magnético correspondente). Porém devido a problemas logísticos e técnicos as estações apenas aproximam a condição imposta. Além deste fato, por se tratar de um período longo, a posição da linha do terminadouro com relação ao meridiano magnético também variou. Estas variações devem ser levadas em consideração na análise dos dados. A Figura 4.3 mostra o posicionamento das estações da COPEX e a evolução da linha do terminadouro durante a campanha. No mapa, a linha magenta representa o equador magnético e os pontos assinalados com asteriscos são as estações da COPEX. Os círculos correspondem a diferentes estações das américas. As siglas BV, CX e CG representam as estações da campanha (Boa Vista, Cachimbo e Campo Grande, respectivamente, conforme a Seção 4.1) e as demais são: Arecibo (ARB), Millstone Hill (MHJ), Jicamarca (JIC), Arequipa (ARQ), Cachoeira Paulista (CPA), Cajazeiras (CJA), Cariri (CRI), Fortaleza (FLZ) e São Luís (SLZ). Pela imagem, é possível observar que o melhor alinhamento da linha do terminadouro com o meridiano magnético que passa por Cachimbo (linha perpendicular ao equador magnético) ocorre no final da campanha, ou seja, em dezembro de 2002. Este período próximo do solstício de verão do hemisfério sul é conhecido por apresentar maior intensidade no fenômeno PRE de acordo com observações (ABDU et al., 1981b; ABDU et al., 1981a) e isto está em acordo com a teoria (ver Subseção 2.1.3). Já no período inicial da campanha este alinhamento da linha do terminadouro com o meridiano magnético não é muito bom e as estações conjugadas entram no anoitecer em tempos distintos, tornando mais lento o desenvolvimento do PRE.

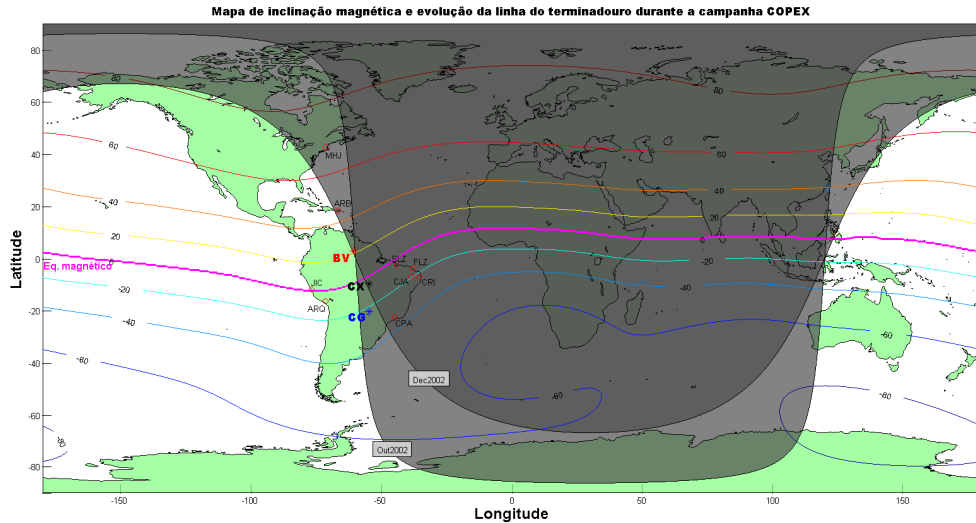
A campanha foi bastante exitosa e continua fornecendo uma base de dados importante para estudos ionosféricos. No presente trabalho, os dados da campanha COPEX foram usados para implementar e também avaliar o modelo de ventos neutros proposto. Na Subseção 4.1.1 é mostrada uma análise do horário do PRE nas estações da COPEX.

4.1.1 Diferenças de horário do PRE nas estações da campanha COPEX

Comparando as observações feitas nas estações da campanha COPEX foi possível observar que há uma diferença de horário (em LT) do PRE das estações da COPEX e também do PRE de cada estação com relação ao horário do pôr do Sol naquela estação na altitude de 300 km (Calculadora NOAA)². As diferenças entre o PRE das estações da COPEX são explicadas basicamente pela posição geográfica das estações.

²Disponível em <http://www.esrl.noaa.gov/gmd/grad/solcalc/calcdetails.html>

Figura 4.3 - Posicionamento das estações da COPEX e a evolução da linha do terminadouro durante a campanha.



Fonte: produção do Autor.

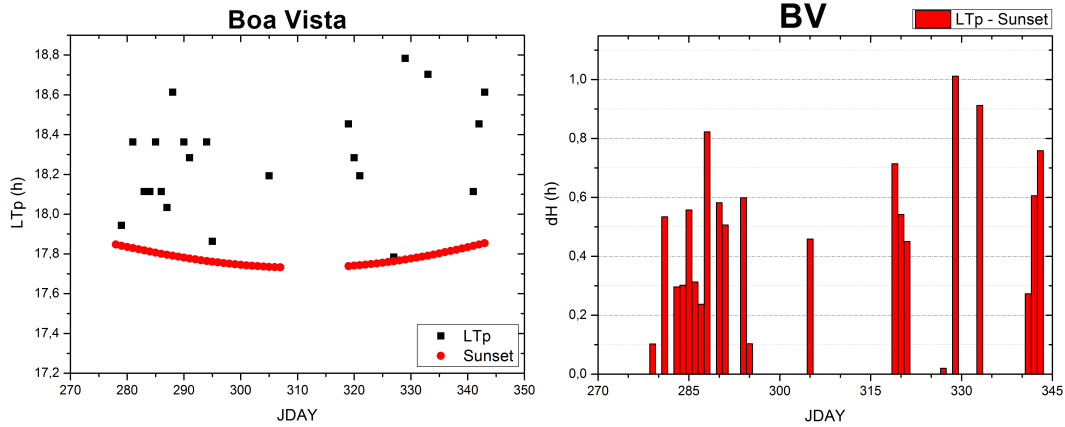
Em hora universal esta diferença do PREp entre as estações não é muito significativa (e inexistiria caso as estações compartilhassem perfeitamente a mesma linha de campo geomagnético) mas em hora local ela é da ordem de ~ 30 min, conforme pode ser constatado graficamente nas Figuras das derivas verticais observadas, que serão apresentadas na [Seção 6.1](#).

Os gráficos das Figuras 4.4 a 4.6 ilustram a diferença de horário entre o pôr do sol na estação e o pico prerreversão identificado. Foram escolhidos para esta análise somente dias com dados de Digissonda bastante claros (sem *Spread-F*) próximo das horas do anoitecer e mais calmos da COPEX (com $K_p \leq 4$ pelo menos dentro do intervalo das 1500 às 2100 LT), uma vez que toda a campanha foi realizada em período de alta atividade solar. Desta forma, obteve-se uma redução mais confiável dos ionogramas, evitando que efeitos de dínamo perturbado (menos frequente por se tratar de um processo relativamente lento) e de campos elétricos de penetração pudessem estar presentes. O fluxo solar em 10.7 cm durante o período da análise variou de 130 a 185 sfu.

Na estação BV foram analisados 22 dias de um total de 55 disponíveis. A média obtida para a diferença dH entre o horário real do pôr do Sol e o pico prerreversão

(PREp) foi de 0,49 h (com desvio padrão de 0,26 e variância 0,07). A mediana é de 0,52 h (aproximadamente 31 minutos).

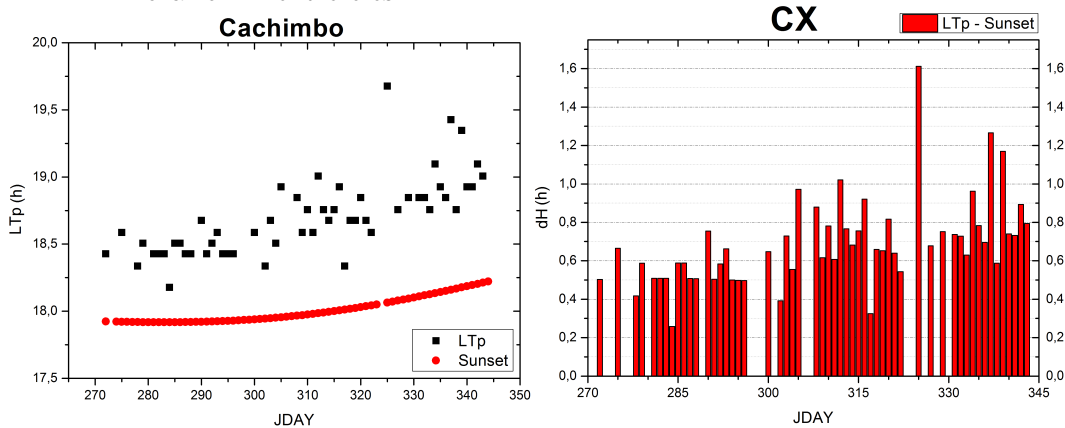
Figura 4.4 - Horário do pôr do Sol e do PREp na estação de Boa Vista e diferença de horário LT entre eles.



Fonte: produção do Autor.

Na estação equatorial CX foram analisados 55 dias de um total de 71 disponíveis. A média obtida para a diferença dH entre o horário real do pôr do Sol e o pico prerreversão (PREp) foi de 0,69 h (com desvio padrão de 0,23 e variância 0,05). A mediana é de 0,66 h (aproximadamente 39 minutos e meio).

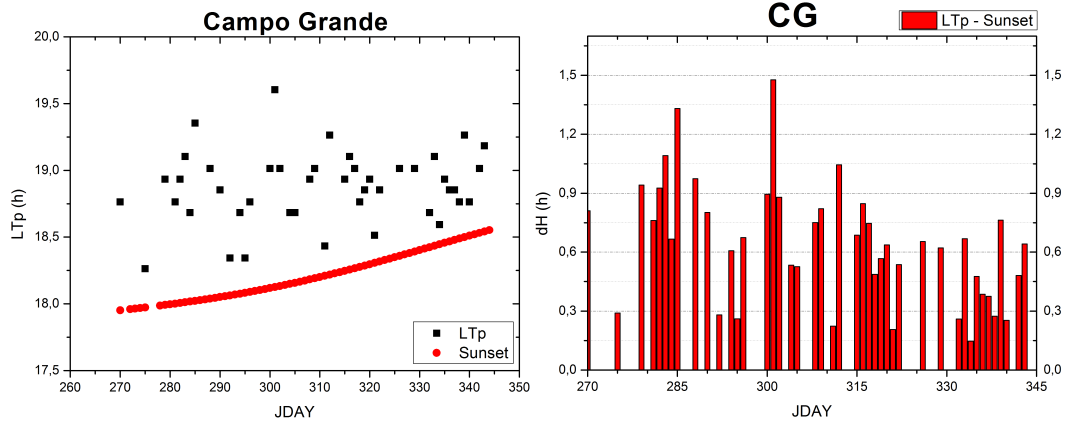
Figura 4.5 - Horário do pôr do Sol e do PREp na estação de Cachimbo e a diferença de horário LT entre eles.



Fonte: produção do Autor.

Na estação CG foram analisados 44 dias de um total de 72 disponíveis. A média obtida para a diferença dH entre o horário real do pôr do Sol e o pico prerreversão (PREp) foi de 0,64 h (com desvio padrão de 0,30 e variância 0,09). A mediana é de 0,65 h (aproximadamente 39 minutos).

Figura 4.6 - Horário do pôr do Sol e PREp na estação de Campo Grande e a diferença de horário LT entre eles.

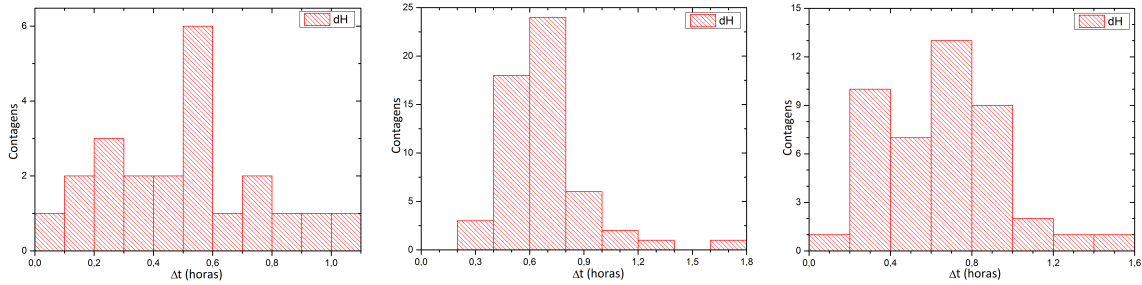


Fonte: produção do Autor.

Os histogramas mostrando as contagens acumuladas de cada diferença de horário encontradas e referente às estações da campanha COPEX são mostrados na [Figura 4.7](#). Conforme afirmado anteriormente nas estatísticas apresentadas, as estações CX e CG apresentam uma diferença dH entre o horário do pôr do Sol e o pico prerreversão (PREp) bastante parecidos (~ 39 min) ao passo que na estação de BV este dH é menor (~ 31 min). Provavelmente a explicação para esta diferença está no fato da estação de BV se encontrar, geograficamente, mais a oeste 6° que as outras estações. Porém como as três estações estão praticamente sobre o mesmo meridiano magnético, BV percebe o início do PRE em LT antes do que as outras estações. Assim, em torno do horário em que a estação de BV entrar no anoitecer ocorrerá o pico do PRE nas estações. Além do mais é preciso lembrar que parte das diferenças também podem estar ligadas ao fato da estatística em BV ser pior do que nas outras estações porque houve um menor período de aquisição de dados.

Nota-se destes dados que existe um atraso entre o horário do pôr do Sol e a média de horário de ocorrência do PREp na estação. Este atraso é de um pouco mais do que meia hora, tempo necessário para que a intensificação do campo elétrico zonal possa se estabelecer e amplificar a deriva vertical. Mas esta diferença nem sempre é

Figura 4.7 - Histograma mostrando as diferenças de horário ($LT_p - Sunset$) encontradas nas estações da COPEX.



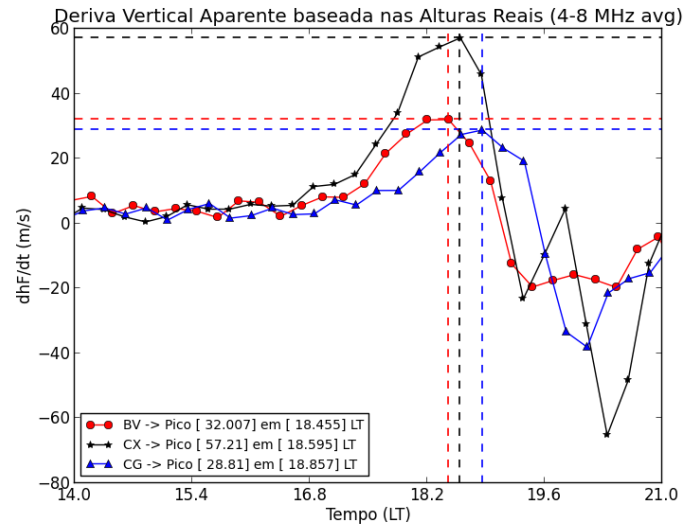
Da esquerda para a direita os histogramas são referentes às estações de BV, CX e CG, respectivamente.

Fonte: produção do Autor.

tão clara.

Disso, é fácil perceber que o PREp também não ocorrerá simultaneamente em LT nas estações equatorial e conjugadas. O tempo é bastante próximo um do outro como é possível perceber na Figura 4.8. Em BV o PREp ocorre mais cedo do que nas outras estações, depois ocorre o fenômeno em CX e por último em CG.

Figura 4.8 - Derivas verticais no horário do pico prerreversão para um dia típico do início da COPEX (285).



Fonte: produção do Autor.

Na modelagem foi necessário introduzir uma correção para que esta diferença de horários fosse reproduzida, isto porque o modelo considerava as três estações exatamente no mesmo meridiano magnético e suas saídas não produziam nenhuma diferença de horário entre os picos da estação. Era uma condição idealizada. Com a correção foi levado em conta que há uma diferença em longitude entre as estações e esta diferença, transformada em horas, foi levada em consideração no processo de adaptação do código. Assim, no geral, o PREp em BV ocorre mais cedo do que CX e o PREp de CG ocorre um pouco mais tarde do que em CX. Esta diferença em horário pode ser observada nos gráficos da deriva vertical obtidas através dos ionogramas e apresentadas na [Seção 6.1](#).

4.2 O Modelo de Scherliess e Fejer (SF)

O modelo de [Scherliess e Fejer \(1999\)](#), aqui chamado simplesmente de SF, é um modelo climatológico da deriva vertical da região F baseado em medidas do radar de espalhamento incoerente de Jicamarca e do equipamento *Ion Drift meter* a bordo do satélite *Atmospheric Explorer E*. O modelo descreve as variações diurnas e sazonais da deriva vertical para as diferentes longitudes e condições de fluxo solar. Este modelo será usado para construir o perfil de deriva vertical em substituição à deriva aparente (nos horários em que esta não representa bem a deriva vertical do plasma - ver [Subseção 4.3.1](#)).

4.3 Digissondas

O sondador ionosférico Digissonda³ é, essencialmente, um radar pulsado no qual as frequências de estudo podem ser variadas de 1 a 40 MHz, de acordo com o interesse científico ([UMass..., 2011](#); [REINISCH, 1986](#); [REINISCH et al., 1989](#); [REINISCH et al., 2005](#)). A altura da camada de estudo é determinada pelo tempo de atraso do eco recebido com relação ao pulso enviado, supondo que este viaja à velocidade da luz. Como a frequência da onda eletromagnética tem uma relação direta com a densidade eletrônica na região em que ela é refletida, é possível, através da emissão de pulsos subsequentes na faixa de frequências citada, obter a porção inferior do perfil vertical de densidade do plasma ionosférico. Para determinar o ângulo de incidência, a DPS incorpora os princípios básicos da interferometria ([REINISCH, 1986](#)).

Sete parâmetros observáveis podem ser medidos diretamente, e de forma simultânea, dos sinais refletidos na ionosfera. São eles: frequência; o alcance (ou altura no caso de medida vertical); a amplitude; a fase da onda; o desvio Doppler e o espalhamento; o

³*Digisonde*® *Portable Sounder* ou simplesmente DPS.

ângulo de chegada e a polarização da onda. O ionograma é o resultado, em forma de gráfico, de inúmeras medidas sequenciais das amplitudes do sinal com a frequência e com a altura de reflexão do sinal. Num ionograma típico como da [Figura 4.9](#), cinco dimensões são mostradas por vez. A abscissa representa a frequência, a ordenada representa a altura de reflexão. Já a amplitude do sinal é representada pela intensidade (ou pixels) da curva, o desvio Doppler pela cor da curva e a polarização pelo gradiente de cores (as cores “frias” - escalas de azul-verde-cinza - mostram a polarização do modo extraordinário, e as cores “quentes” - escalas de vermelho-amarelo-branco - mostram a polarização ordinária). A resolução em altura das Digisondas modernas está em 2,5 km ([REINISCH, B. W., 2009](#)).

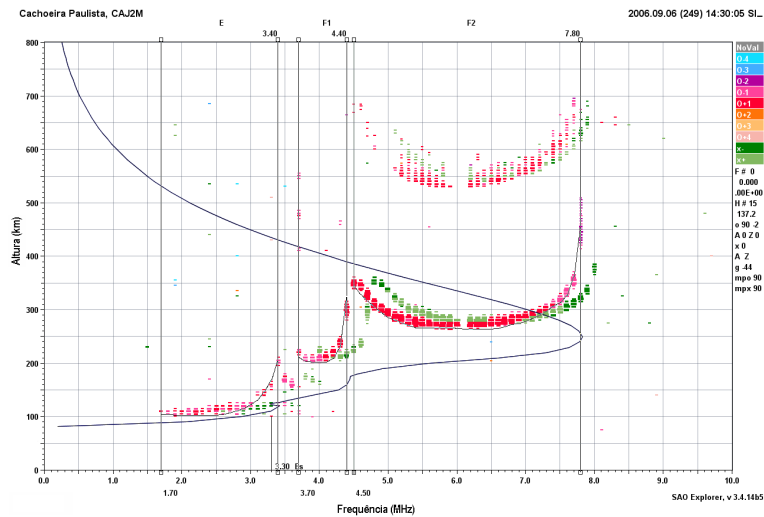


Figura 4.9 - Exemplo de ionograma.

Fonte: produção do Autor.

A linha sólida preta do gráfico anterior é calculada através de um modelo intrínseco da DPS, o ARTIST ([REINISCH et al., 2005](#); [REINISCH et al., 1991](#); [REINISCH et al., 1988](#)), que calcula o perfil da ionosfera a partir das medições e já converte a altura virtual em altura real. A parte acima do pico de densidade da camada F2 é uma extrapolação que busca se aproximar do perfil real, pois a ionossonda só obtém informações até o pico NmF2. Os sinais emitidos acima da frequência limite, correspondente ao pico, atravessam toda a ionosfera e não são refletidos. Os dados das Digisondas das estações da campanha COPEX (BV, CX e CG) foram utilizadas no presente trabalho para construir o perfil da deriva vertical de plasma de acordo com a metodologia discutida na próxima seção, e outros parâmetros serviram como

entrada direta no modelo *Neutral Wind Model* (NWM), que será explicado em mais detalhe na metodologia.

4.3.1 Cálculo das derivas utilizando altura real da Digissonda

O cálculo das derivas verticais de plasma utilizadas no presente trabalho baseiam-se em

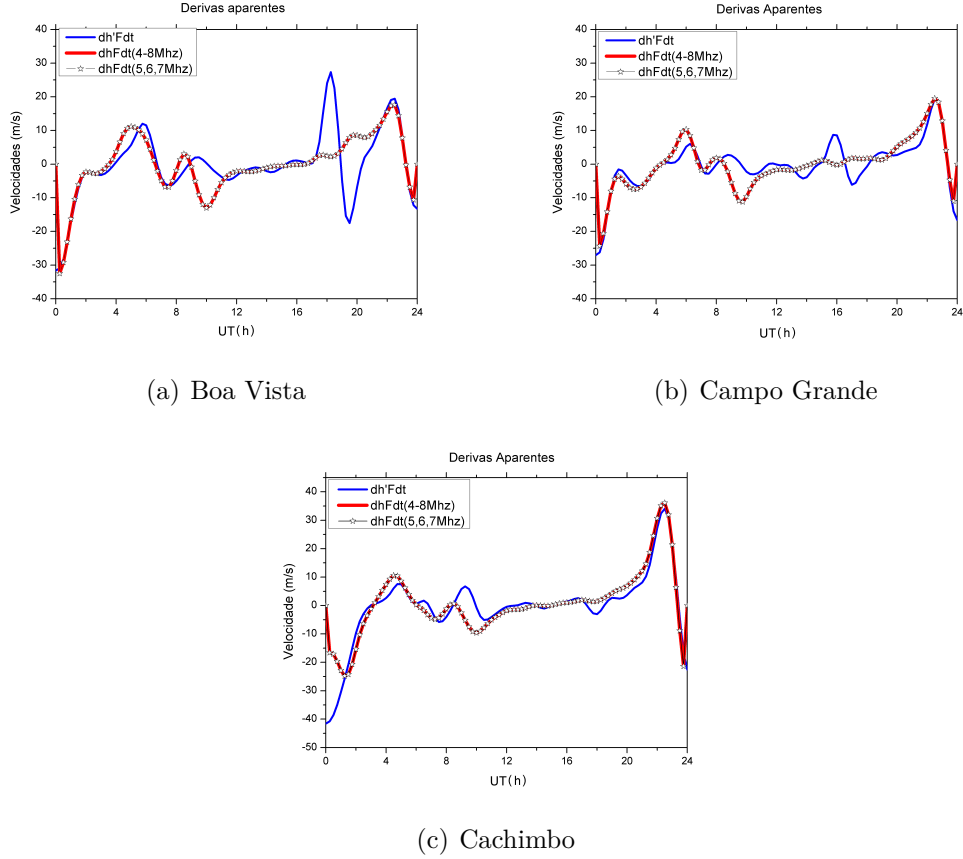
$$V_z = \frac{d\overline{hF}_{(4-8 \text{ MHz})}}{dt}, \quad (4.1)$$

onde o parâmetro de Digissonda hF representa a altura real da camada F ionosférica para uma determinada frequência e $\overline{hF}_{(4-8 \text{ MHz})}$ representa a média destas altitudes para as frequências de 4 a 8 MHz (nove frequências no total, com passo de 0,5 MHz).

Tal forma de calcular a deriva vertical negligencia as contribuições devidas a perda de ionização e é uma boa aproximação quando as camadas ionosféricas estão em altitudes bastante elevadas. De acordo com trabalhos bastante conceituados como o de [Bittencourt e Abdu \(1981\)](#) e mais recentes como de [Medeiros et al. \(1997\)](#), quando a camada F está acima de 300 km de altitude esta condição é satisfeita e a deriva vertical calculada através da variação de hF é bastante precisa. Assim, no horário do PRE, a [Equação 4.1](#) pode ser considerada uma boa aproximação para o cálculo da deriva vertical de interesse no trabalho. Toma-se o cuidado de tomar frequências nem tão baixas, que corresponderiam à região E ionosférica, nem frequências muito elevadas cujas alturas estivessem próximas do pico de ionização. Para justificar a escolha da faixa de frequências deste trabalho, a [Figura 4.10](#) mostra um comparativo de três derivas verticais aparentes ao longo do dia, sendo a curva azul baseada na altura virtual da camada e as outras duas curvas (vermelha e preta) baseadas na média das alturas reais para a faixa de frequências especificada. A faixa de frequências escolhida no trabalho (4 a 8 MHz com passo de 0,5 MHz) mostrou boa concordância com a deriva aparente feita para as frequências de 5, 6 e 7 MHz, que é utilizada em boa parte dos trabalhos conhecidos (inclusive os citados acima).

Mas, como este cálculo da deriva só é válido em horários especiais, nos demais horários foi necessário utilizar o modelo empírico de [Scherliess e Fejer \(1999\)](#) para calcular a deriva vertical. A [Figura 4.11](#) compara as derivas aparentes (com $h'F$ e hF) com os resultados do modelo (chamado aqui de SFVD). As curvas CVD mesclam a deriva calculada a partir de $\frac{d\overline{hF}}{dt}$ nos horários próximos do pico prerreversão da deriva vertical com os resultados do modelo de [Scherliess e Fejer \(1999\)](#) nos demais horários. Na metodologia deste trabalho foram utilizados os perfis suavizados (para eliminar possíveis flutuações na deriva aparente da Digissonda nos horários em torno

Figura 4.10 - Comparativo das derivas aparentes para as estações da COPEX.

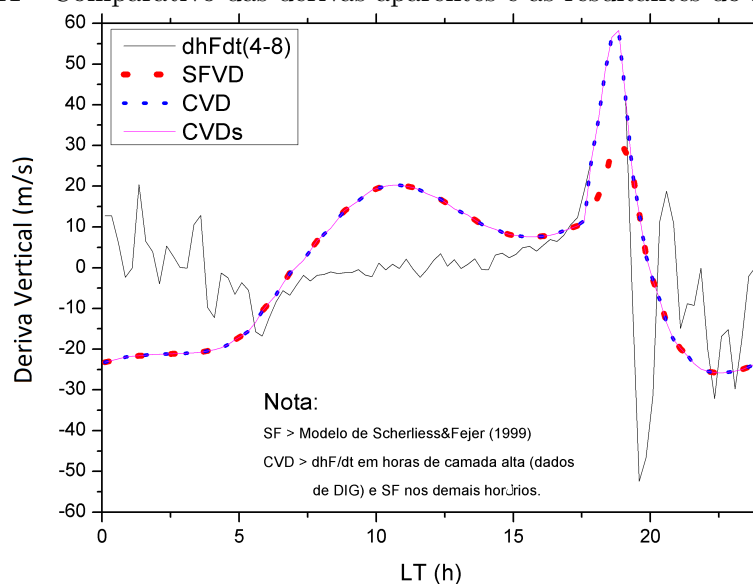


Fonte: produção do Autor.

do PREp) e mesclando SF e $d\overline{hF}/dt$ (CVDs).

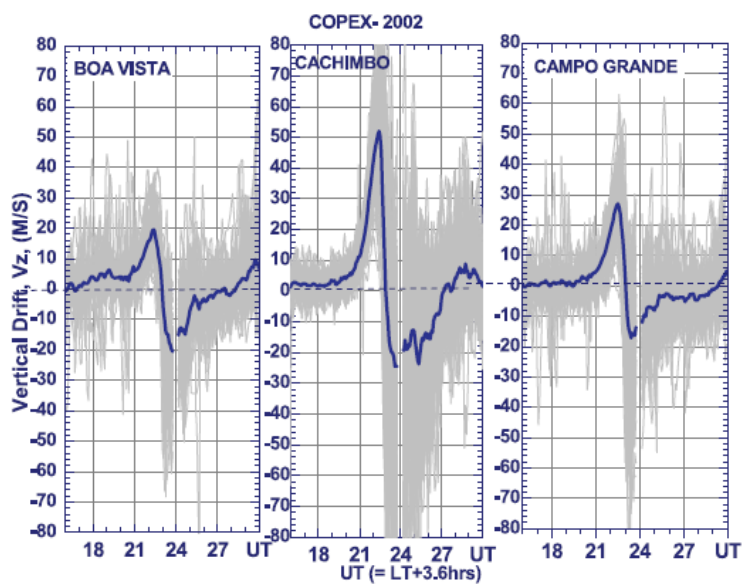
Um dos objetivos das comparações será constatar diferença nos picos nas estações magneticamente conjugadas tal como feito em [Abdu et al. \(2009\)](#) (ver [Figura 4.12](#)). Dos dados é possível perceber que o pico de Cachimbo é sempre superior ao das outras estações. Isto é natural pois como Cachimbo está situada no equador magnético a deriva vertical devida a $\vec{E} \times \vec{B}$ é máxima pois, como o campo geomagnético é horizontal, não há componente meridional. Já com relação ao picos das estações conjugadas há uma grande variabilidade porém, na média, o pico de Campo Grande ficou mais elevado do que o de Boa Vista. Isto se justifica pois, como a COPEX ocorre na transição do equinócio para o solstício de verão no hemisfério sul, o ponto subsolar move-se para uma latitude mais elevada e acarreta, na maior parte dos casos, um vento transequatorial dirigido para o norte.

Figura 4.11 - Comparativo das derivas aparentes e as resultantes do modelo SF.



Fonte: produção do Autor.

Figura 4.12 - Deriva vertical média obtida para as três estações da COPEX via dhF/dt .



Fonte: Abdu et al. (2009)

5 METODOLOGIA

O objetivo deste trabalho de Doutorado é o estudo das características da ionosfera da região brasileira utilizando-se de modelagem ionosférica e de dados de Digisondas da campanha COPEX de 2002. É importante conhecer bem a eletrodinâmica da ionosfera brasileira pois trata-se de uma região bastante especial, situada dentro da abrangência da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS) e em território de baixa latitude que pode ser severamente afetado por irregularidades ionosféricas e bolhas de plasma. Tais irregularidades prejudicam as comunicações transionosféricas e a propagação de sinais de GPS.

Na primeira etapa do trabalho obteve-se a velocidade dos íons, necessárias nas equações dos ventos neutros zonal (Equação 5.6) e meridional (Equação 5.5), a partir dos perfis de densidade das Digisondas (ver Seção 4.3). Utilizou-se o cálculo da deriva vertical através das média das alturas reais do sinal recebido pela Digissonda (válida somente para altitudes da camada superiores a 300 km) e inseriu-se nas equações dos ventos por meio das expressões das derivas do plasma. Este método de cálculo das derivas verticais baseado na altura real da camada F ionosférica já é consagrado pelo uso em diversos trabalhos científicos (BITTENCOURT; ABDU, 1981; ABDU et al., 1981b) e foi melhor discutido na Subseção 4.3.1. O foco do estudo é para o período em que ocorre o aumento prerreversão da deriva vertical (PRE) pois neste horário a condição anterior é satisfeita. Como conta-se apenas com a deriva vertical do plasma, e sabe-se que esta é reflexo do campo elétrico zonal, foi necessário utilizar ainda uma fórmula para calcular o campo elétrico vertical, que será o responsável principal pela deriva zonal. As componentes zonal V_ϕ e meridional V_θ da deriva calculadas a partir das equações 5.9 e 5.10, respectivamente, foram utilizados como entrada no código. Todas as equações são mostradas na seção abaixo.

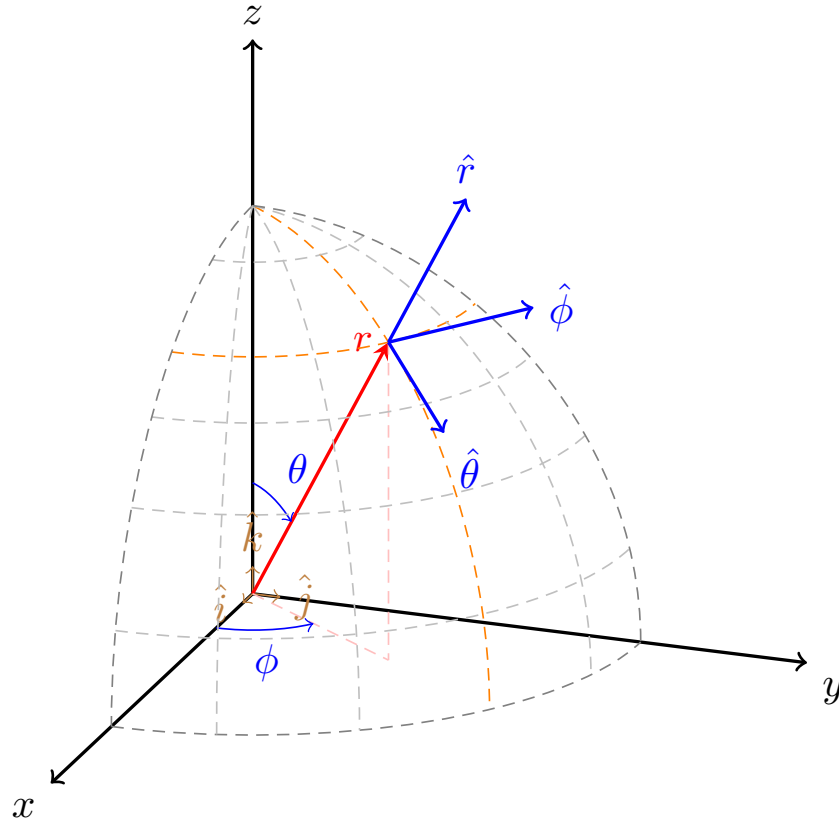
De posse dos perfis de velocidade vertical dos íons foi desenvolvido um código para resolver as equações do vento meridional e zonal de forma iterativa (descrição abaixo).

5.1 Sistemas de coordenadas

O sistema de coordenadas esférico mostrado na Figura 5.1 é o geográfico convencional fixo no centro da terra em rotação. Em coordenadas cartesianas o eixo x aponta, radialmente, para o meridiano 0 (de Greenwich), z representa o Norte geográfico (é o eixo de rotação da Terra, tendo a mesma orientação do vetor $\vec{\Omega}$) e y é transversal a ambos e forma, juntamente com o eixo x , o plano equatorial. Os vetores da base formam um sistema ortogonal ($\hat{k} = \hat{i} \times \hat{j}$).

Para os cálculos ionosféricos é mais interessante adotar o sistema esférico (r, θ, ϕ) também fixo no centro da Terra em rotação no qual ϕ representa o azimuth ou longitude (a partir do meridiano de Greenwich, é positivo para Leste e é dado em graus), θ representa a colatitude (ângulo contado a partir do eixo Norte e dado em graus) e r representa a distância radial (positiva para cima e dada em quilômetros). Os ventos calculado neste trabalho estão neste sistema de coordenadas.

Figura 5.1 - Sistema de coordenadas adotado no trabalho.



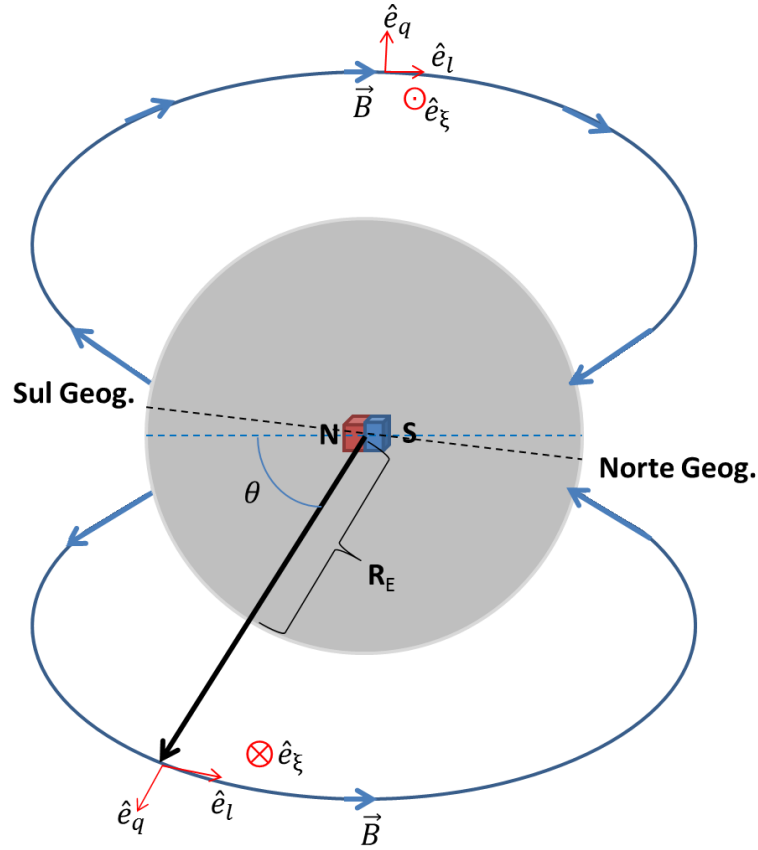
Fonte: produção do Autor.

As derivas eletromagnéticas resultantes do modelo serão calculadas em um sistema cartesiano fixo num ponto distante do centro da Terra (com r maior que o raio terrestre R_E) no qual X aponta para o Sul, Y aponta para o Leste e Z aponta para cima. Este sistema é redefinido em cada ponto de forma que as direções do sistema esférico anterior sejam equivalentes às componentes (X, Y, Z) . Assim, em cada ponto, as componentes em X serão equivalentes às componentes em θ , as componentes Y serão equivalentes às componentes em ϕ e as componentes Z serão equivalentes às

componentes em r .

Para o cálculo das variáveis de condutividades integradas, está-se interessado na eletrodinâmica seguindo as linhas de campo geomagnético. Para tanto, usa-se um sistema de coordenadas de dipolo centrado (l, q, ξ) - que dista ligeiramente do geográfico - no qual, $\hat{e}_l$ aponta na direção do campo geomagnético $\vec{B}$ ($\hat{e}_l \equiv \hat{B}$), $\hat{e}_q$ está no plano meridional magnético e aponta verticalmente para cima, transverso a $\vec{B}$, e $\hat{e}_\xi \equiv \hat{e}_l \times \hat{e}_q$ aponta na direção longitudinal (positivo para o leste). Este sistema cilíndrico de dipolo centrado e inclinado é ilustrado na Figura 5.2.

Figura 5.2 - Sistema de dipolo centrado (l, q, ξ) .



Fonte: produção do Autor.

Para estabelecer facilmente as relações entre os diferentes sistemas e não desviar dos objetivos principais, faz-se todo este desenvolvimento em um apêndice especial (Apêndice A).

5.2 O Modelo NWM

5.2.1 Equação das componentes zonal e meridional dos ventos neutros

O modelo de ventos utilizado no presente trabalho é baseado nas equações do vento neutro (uma para cada componente), que surgem a partir da equação do movimento (segunda Lei de Newton). Em sua forma vetorial geral a equação do movimento é:

$$D\vec{U} + 2\vec{\Omega} \times \vec{U} + \frac{1}{\rho}\nabla p - \frac{1}{\rho}\nabla(\mu\nabla \cdot \vec{U}) - \nu_{ni}(\vec{V} - \vec{U}) = \vec{g} \quad (5.1)$$

onde $\vec{U}$ representa o vento neutro, $\vec{\Omega}$ é o vetor de rotação da Terra (tendo Ω a dimensão de velocidade angular), $\vec{V}$ representa a velocidade dos íons (ou deriva), p é a pressão atmosférica, ν_{ni} é a frequência de colisão de partículas neutras com íons, ρ é a densidade de massa da atmosfera, μ é a viscosidade, $\vec{g}$ é a aceleração da gravidade, e D é a derivada substantiva ou temporal total (operador diferencial)

$$D \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla, \quad (5.2)$$

sendo t o tempo. O primeiro termo da [Equação 5.1](#) representa a aceleração, o segundo termo representa a contribuição da força de Coriolis, o terceiro representa a contribuição do gradiente de pressão, o quarto representa a contribuição da força devida à viscosidade do fluido e o quinto representa a contribuição devida ao arraste iônico.

Assume-se que a atmosfera só permite movimentos horizontais pois na vertical o gradiente de pressão e a gravidade tendem a se anular mutuamente (equilíbrio hidrostático) e, de maneira geral, as componentes horizontais têm ordem de grandeza bastante superior às verticais. Além disso, considera-se a atmosfera meridionalmente estratificada de forma que as concentrações de partículas (íons ou neutras), a pressão p e a densidade ρ independem de latitude. Segundo [Heelis et al. \(1974\)](#), esta aproximação é razoável principalmente para regiões de baixas latitudes. Como a atmosfera é considerada homogênea em latitude e longitude, é sensato supor também o termo de viscosidade como sendo uma constante, pelo menos para pequenos deslocamentos. Desta forma, o termo da viscosidade será $-\frac{\mu}{\rho}\nabla^2\vec{U}$ e a [Equação 5.1](#), cujos termos representam a aceleração do fluido, passará a ser

$$\frac{\partial\vec{U}}{\partial t} + (\vec{U} \cdot \nabla)\vec{U} + 2\vec{\Omega} \times \vec{U} + \frac{1}{\rho}\nabla p - \frac{\mu}{\rho}\nabla^2\vec{U} - \nu_{ni}(\vec{V} - \vec{U}) = \vec{g}. \quad (5.3)$$

As componentes vertical, meridional/latitudinal e zonal/longitudinal desta [Equação 5.3](#) são, respectivamente:

$$-2\Omega \sin \theta U_\phi + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} - \frac{N_i \nu_{in}}{N_n} V_r = g, \quad (5.4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U_\theta}{\partial t} + \frac{U_\theta}{r} \frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} - \frac{\mu \cos \theta}{\rho r^3 \sin \theta} \frac{\partial U_\theta}{\partial \theta} + \frac{U_\phi}{r \sin \theta} \frac{\partial U_\theta}{\partial \phi} - \frac{\mu}{\rho r^2} \frac{\partial U_\theta}{\partial r} - \frac{\mu}{\rho r} \frac{\partial^2 U_\theta}{\partial r^2} \\ - \frac{\mu}{\rho r^3} \frac{\partial^2 U_\theta}{\partial \theta^2} - \frac{\mu}{\rho r \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 U_\theta}{\partial \phi^2} + \frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \theta} - 2\Omega \cos \theta U_\phi \\ - \frac{N_i \nu_{in}}{N_n} (V_\theta - U_\theta) = 0, \end{aligned} \quad (5.5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U_\phi}{\partial t} + \frac{U_\theta}{r} \frac{\partial U_\phi}{\partial \theta} + \frac{U_\phi}{r \sin \theta} \frac{\partial U_\phi}{\partial \phi} - \frac{\mu}{\rho r} \frac{\partial^2 U_\phi}{\partial r^2} - \frac{\mu}{\rho r^2} \frac{\partial U_\phi}{\partial r} - \frac{\mu}{\rho r^3} \frac{\partial^2 U_\phi}{\partial \theta^2} \\ - \frac{\mu \cos \theta}{\rho r^3 \sin \theta} \frac{\partial U_\phi}{\partial \theta} - \frac{\mu}{\rho r \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 U_\phi}{\partial \phi^2} + \frac{1}{\rho r \sin \theta} \frac{\partial p}{\partial \phi} \\ + 2\Omega \cos \theta U_\theta - \frac{N_i \nu_{in}}{N_n} (V_\phi - U_\phi) = 0. \end{aligned} \quad (5.6)$$

Nestas θ é a colatitude, N_i é a densidade dos íons e N_n a densidade neutra. Estas equações foram resolvidas iterativamente (pois são acopladas) até convergirem e retornarem os perfis de vento neutro. As suas componentes zonal e meridional representam equações diferenciais parciais (EDP's) de segunda ordem e não-lineares e cujas soluções podem ser buscadas utilizando métodos numéricos. Por se tratarem de equações parabólicas utiliza-se a discretização de Crank-Nicolson.

Nos termos envolvendo a viscosidade, as derivadas em relação a θ e ϕ são pequenas se comparadas com as derivadas em relação a r e, por este motivo (especialmente se multiplicadas pelo fator $\frac{1}{r^k}$), podem ser negligenciadas. Pode-se considerar ainda que as variações longitudinais podem ser tratadas como variações temporais¹. Portanto, as [Equação 5.6](#) e [Equação 5.5](#) ficam, respectivamente:

¹da definição de Ω tem-se que $\partial \phi = \Omega \partial t$.

$$\frac{\partial U_\theta}{\partial t} + \frac{U_\phi}{r\Omega \sin \theta} \frac{\partial U_\theta}{\partial t} - \frac{\mu}{\rho r^2} \frac{\partial U_\theta}{\partial r} - \frac{\mu}{\rho r} \frac{\partial^2 U_\theta}{\partial r^2} + \frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \theta} - 2\Omega \cos \theta U_\phi - \frac{N_i \nu_{in}}{N_n} (V_\theta - U_\theta) = 0, \quad (5.7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial U_\phi}{\partial t} + \frac{U_\phi}{r\Omega \sin \theta} \frac{\partial U_\phi}{\partial t} - \frac{\mu}{\rho r} \frac{\partial^2 U_\phi}{\partial r^2} - \frac{\mu}{\rho r^2} \frac{\partial U_\phi}{\partial r} + 2\Omega \cos \theta U_\theta \\ + \frac{1}{\rho r \sin \theta} \frac{\partial p}{\partial \phi} - \frac{N_i \nu_{in}}{N_n} (V_\phi - U_\phi) = 0. \end{aligned} \quad (5.8)$$

As expressões das velocidades dos íons, V_r , V_ϕ e V_θ , podem ser obtidas do eletromagnetismo considerando o estado estacionário e utilizando-se de algebrismos. Suas expressões são:

$$V_\phi = \frac{1}{\left(1 + \frac{\omega_i^2}{\nu_{in}^2}\right)} \left\{ U_\phi + \frac{\omega_i}{\nu_{in}} U_\theta \sin I + \frac{\omega_i}{\nu_{in}} \frac{E_\phi}{B} - \frac{\omega_i^2}{\nu_{in}^2} \frac{E_r}{B} \cos I - \frac{\omega_i \cos I}{\nu_{in}} V_D \right\}, \quad (5.9)$$

$$\begin{aligned} V_\theta = \frac{1}{\left(1 + \frac{\omega_i^2}{\nu_{in}^2}\right)} \left\{ -\frac{\omega_i}{\nu_{in}} U_\phi \sin I + \left(1 + \frac{\omega_i^2}{\nu_{in}^2} \cos^2 I\right) U_\theta - \frac{\omega_i^2}{\nu_{in}^2} \frac{E_\phi}{B} \sin I \right. \\ \left. + \frac{\omega_i^3}{\nu_{in}^3} \frac{E_r}{B} \sin I \cos I + \frac{\omega_i^2 \sin I \cos I}{\nu_{in}^2} V_D \right\}, \end{aligned} \quad (5.10)$$

$$\begin{aligned} V_r = \frac{1}{\left(1 + \frac{\omega_i^2}{\nu_{in}^2}\right)} \left\{ \frac{\omega_i}{\nu_{in}} U_\phi \cos I + \frac{\omega_i^2}{\nu_{in}^2} U_\theta \sin I \cos I + \frac{\omega_i^2}{\nu_{in}^2} \frac{E_\phi}{B} \cos I \right. \\ \left. + \frac{\omega_i}{\nu_{in}} \left(1 + \frac{\omega_i^2}{\nu_{in}^2} \sin^2 I\right) \frac{E_r}{B} + \left(1 + \frac{\omega_i^2}{\nu_{in}^2} \sin^2 I\right) V_D \right\}, \end{aligned} \quad (5.11)$$

onde V_ϕ é a componente zonal da velocidade dos íons, V_θ a componente meridional, V_r a componente vertical, $V_D \equiv \frac{-1}{N_i m_i \nu_{in}} \left[\frac{\partial p_i}{\partial r} + N_i m_i g \right]$ é a velocidade de difusão, ω_i é a frequência iônica de cíclotron, I é o ângulo de inclinação magnética, E_ϕ

é a intensidade da componente zonal do campo elétrico, E_r é a intensidade da componente vertical do campo elétrico, B é a intensidade do campo geomagnético, ν_{in} é a frequência de colisão de íons com partículas neutras, m_i é a massa do íon e N_i a concentração de íons.

Tais equações podem ser usadas nas Equações 5.7 e 5.8 caso não se tenha as derivas de plasma medidas diretamente de instrumento. Caso tenha-se apenas a deriva vertical de plasma, é possível obter o campo elétrico zonal E_ϕ , mas necessita-se conhecer ainda o campo elétrico vertical E_r . No entanto, para não incorrer em erros deve-se ter o cuidado de selecionar casos em que se tenha boa confiança nos dados da deriva vertical. Para a abordagem feita neste trabalho, a partir de dados de Digissonda conforme discutido em Subseção 4.3.1, tal confiabilidade é atingida nos horários próximos do anoitecer. O campo elétrico vertical pode ser calculado, no equador, através da relação:

$$E_r = E_\phi \frac{\int \sigma_H ds}{\int \sigma_P ds} - \frac{\int \sigma_P U_\phi B ds}{\int \sigma_P ds}, \quad (5.12)$$

onde ds representa o segmento de arco no qual foi feita a integração das condutividades σ (CARRASCO, 2005; RICHMOND, 1973; FORBES, 1981) (ver Apêndice B). Estes campos elétricos podem ser mapeados do equador para as outras latitudes via linhas de campo. Desta forma, tem-se um conjunto completo de equações para resolver o sistema.

Em uma primeira tentativa de obter essas derivas a partir dos dados de Digissonda, utilizou-se o modelo complementar (descrito em detalhe em Apêndice C) baseado na equação da continuidade para os íons na vertical e que permite, através da Equação 5.11, que seja calculado o campo elétrico zonal a ser utilizado para calcular as velocidades nas equações 5.9 e 5.10. Tendo-se estas velocidades (V_ϕ e V_θ) pôde-se realimentar as equações do modelo de ventos em Equação 5.6 e Equação 5.5. No início do processo estas velocidades foram definidas como nulas (condições iniciais).

5.2.1.1 Discretização e linearização das equações

Todas as variáveis das equações podem ser representadas como funções de espaço e tempo. Toma-se todas elas na forma Z_m^n em que n representa o passo no tempo e m o passo na coordenada espacial conforme mostrado na Figura 5.3 abaixo. Esta grade é tomada em cada passo de latitude ou longitude (de acordo com a equação do vento a ser resolvida), sendo o eixo das ordenadas o passo em altura.

Pelo método das diferenças finitas as derivadas espaciais e temporais assumem a forma abaixo:

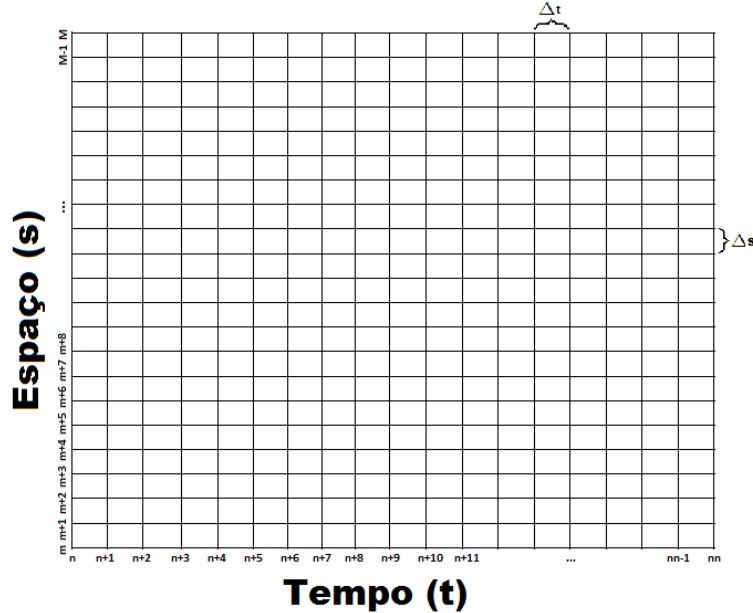
$$\frac{\partial Z_m^n}{\partial t} = \frac{Z_m^{n+1} - Z_m^n}{\Delta t} + \epsilon_1, \quad (5.13)$$

$$\frac{\partial Z_m^n}{\partial s} = \frac{Z_{m+1}^n - Z_{m-1}^n}{2\Delta s} + \epsilon_2, \quad (5.14)$$

$$\frac{\partial^2 Z_m^n}{\partial s^2} = \frac{Z_{m+1}^n - 2Z_m^n + Z_{m-1}^n}{\Delta s^2} + \epsilon_3, \quad (5.15)$$

onde Z representa uma variável arbitrária dependente do tempo ($t = n\Delta t$) e de uma coordenada espacial ($s = m\Delta s$), Δt é um incremento temporal, Δs é o incremento espacial e ϵ_k representam os erros de truncamento. A Equação 5.13 utiliza o método da diferença avançada e as Equações 5.14 e 5.15 utilizam o método da diferença centrada. Os erros ϵ_k para estas são, respectivamente, $\epsilon_1 = -\frac{\Delta t}{2} \frac{\partial^2 Z}{\partial t^2}$, $\epsilon_2 = -\frac{\Delta s^2}{6} \frac{\partial^3 Z}{\partial s^3}$ e $\epsilon_3 = -\frac{\Delta s^2}{12} \frac{\partial^3 Z}{\partial s^3}$. No presente trabalho estes erros são desprezados por serem pequenos.

Figura 5.3 - Grade para resolução das equações dos ventos U .



Nas Equações 5.8 e 5.7 é possível identificar-se a seguinte forma geral:

$$\left(1 + \frac{U_\phi}{r\Omega \sin \theta}\right) \frac{\partial U}{\partial t} = aU + b\frac{\partial U}{\partial r} + c\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + d, \quad (5.16)$$

onde a , b , c , e d são funções de posição e tempo. Essa é uma Equação Diferencial Parcial (EDP) do tipo parabólica. O método numérico de Crank-Nicolson pode ser usado para resolvê-la. Pretende-se achar a solução para U_ϕ e U_θ para as diferentes posições e no instante $t + \Delta t$. No método de Crank-Nicolson faz-se a média da EDP do tipo parabólica para o tempo n e $n + 1$ e compara-se o resultado com a relação:

$$\mathbb{A}Z_{m+1}^{n+1} + \mathbb{B}Z_m^{n+1} + \mathbb{C}Z_{m-1}^{n+1} = \mathbb{R}. \quad (5.17)$$

Disto, pode-se reconhecer os coeficientes $\mathbb{A}$, $\mathbb{B}$, $\mathbb{C}$ e $\mathbb{R}$. Os três primeiros representam uma matriz tridiagonal.

Discretiza-se a componente da [Equação 5.7](#) (com as Equações [5.13](#), [5.14](#) e [5.15](#)) e assumem-se os índices n para o tempo, m para a altura, sendo a longitude fixa. Assim, para a componente meridional do vento neutro, tem-se:

$$\begin{aligned} &\left(1 + \frac{U_\phi^{m,n}}{r\Omega \sin \theta}\right) \frac{U_\theta^{m,n+1} - U_\theta^{m,n}}{\Delta t} - \frac{\mu}{\rho r^2} \frac{U_\theta^{m+1,n} - U_\theta^{m-1,n}}{2\Delta r} \\ &\quad - \frac{\mu}{\rho r} \frac{U_\theta^{m+1,n} - 2U_\theta^{m,n} + U_\theta^{m-1,n}}{\Delta r^2} + \frac{1}{\rho r} \frac{\Delta p}{\Delta \theta} \\ &\quad - 2\Omega \cos \theta U_\phi^{m,n} - \frac{N_i \nu_{in}}{N_n} \left(V_\theta^{m,n} - U_\theta^{m,n} \right) = 0. \end{aligned} \quad (5.18)$$

Fazendo a média desta equação para n e $n + 1$, obtém-se:

$$\begin{aligned} &\left(1 + \frac{U_\phi^{m,n}}{r\Omega \sin \theta}\right) \frac{U_\theta^{m,n+1} - U_\theta^{m,n}}{\Delta t} - \frac{\mu}{2\rho r^2} \left(\frac{U_\theta^{m+1,n+1} - U_\theta^{m-1,n+1}}{2\Delta r} + \frac{U_\theta^{m+1,n} - U_\theta^{m-1,n}}{2\Delta r} \right) \\ &\quad - \frac{\mu}{2\rho r} \left(\frac{U_\theta^{m+1,n+1} - 2U_\theta^{m,n+1} + U_\theta^{m-1,n+1}}{\Delta r^2} + \frac{U_\theta^{m+1,n} - 2U_\theta^{m,n} + U_\theta^{m-1,n}}{\Delta r^2} \right) \\ &\quad + \frac{N_i \nu_{in}}{2N_n} \left(U_\theta^{m,n+1} + U_\theta^{m,n} \right) - \left(2\Omega \cos \theta U_\phi^{m,n} - \frac{1}{\rho r} \frac{\Delta p}{\Delta \theta} + \frac{N_i \nu_{in}}{N_n} V_\theta^{m,n} \right) = 0. \end{aligned} \quad (5.19)$$

Comparando com [Equação 5.17](#) e organizando convenientemente obtém-se os coeficientes:

$$\mathbb{A}_M = -\frac{\mu}{4\rho r^2 \Delta r} + \frac{\mu}{2\rho r \Delta r^2}, \quad (5.20)$$

$$\mathbb{B}_M = \frac{1}{\Delta t} + \frac{U_\phi^{m,n}}{r\Omega \sin \theta \Delta t} + \frac{\mu}{2\rho r \Delta r^2} - \frac{N_i \nu_{in}}{2N_n}, \quad (5.21)$$

$$\mathbb{C}_M = \frac{\mu}{4\rho r^2 \Delta r} - \frac{\mu}{2\rho r \Delta r^2}, \quad (5.22)$$

$$\begin{aligned} \mathbb{R}_M = & \left(\frac{\mu}{4\rho r^2 \Delta r} + \frac{\mu}{2\rho r \Delta r^2} \right) U_\theta^{m+1,n} + \left(\frac{1}{\Delta t} + \frac{U_\phi^{m,n}}{r\Omega \sin \theta \Delta t} - \frac{\mu}{\rho r \Delta r^2} + \frac{N_i \nu_{in}}{2N_n} \right) U_\theta^{m,n} \\ & + \left(\frac{\mu}{2\rho r \Delta r^2} - \frac{\mu}{4\rho r^2 \Delta r} \right) U_\theta^{m-1,n} + \left(2\Omega \cos \theta U_\phi^{m,n} - \frac{1}{\rho r} \frac{\Delta p}{\Delta \theta} + \frac{N_i \nu_{in}}{N_n} V_\theta^{m,n} \right). \end{aligned} \quad (5.23)$$

Procedendo de forma similar com a componente zonal U_ϕ , tem-se:

$$\begin{aligned} & \left(1 + \frac{U_\phi^{m,n}}{r\Omega \sin \theta} \right) \frac{U_\phi^{m,n+1} - U_\phi^{m,n}}{\Delta t} - \frac{\mu}{\rho r} \frac{U_\phi^{m+1,n} - 2U_\phi^{m,n} + U_\phi^{m-1,n}}{\Delta r^2} \\ & - \frac{\mu}{\rho r^2} \frac{U_\phi^{m+1,n} - U_\phi^{m-1,n}}{2\Delta r} + \frac{1}{\rho r \sin \theta} \frac{\Delta p}{\Delta \phi} + 2\Omega \cos \theta U_\theta^{m,n} \\ & - \frac{N_i \nu_{in}}{N_n} \left(V_\phi^{m,n} - U_\phi^{m,n} \right) = 0. \end{aligned} \quad (5.24)$$

Esta é a forma discretizada da [Equação 5.8](#) onde assumiu-se os índices n para o tempo, m para a altura, sendo agora a latitude fixa. Fazendo a média desta equação para os instantes n e $n+1$, obtém-se:

$$\begin{aligned} & \left(1 + \frac{U_\phi^{m,n}}{r\Omega \sin \theta} \right) \frac{U_\phi^{m,n+1} - U_\phi^{m,n}}{\Delta t} - \frac{\mu}{2\rho r} \left(\frac{U_\phi^{m+1,n+1} - 2U_\phi^{m,n+1} + U_\phi^{m-1,n+1}}{\Delta r^2} \right. \\ & \left. + \frac{U_\phi^{m+1,n} - 2U_\phi^{m,n} + U_\phi^{m-1,n}}{\Delta r^2} \right) - \frac{\mu}{2\rho r^2} \left(\frac{U_\phi^{m+1,n+1} - U_\phi^{m-1,n+1}}{2\Delta r} + \frac{U_\phi^{m+1,n} - U_\phi^{m-1,n}}{2\Delta r} \right) \\ & + \frac{1}{\rho r \sin \theta} \frac{\Delta p}{\Delta \phi} + 2\Omega \cos \theta U_\theta^{m,n} + \frac{N_i \nu_{in}}{2N_n} \left(U_\phi^{m,n+1} + U_\phi^{m,n} \right) - \frac{N_i \nu_{in}}{N_n} V_\phi^{m,n} = 0. \end{aligned} \quad (5.25)$$

Os coeficientes obtidos (na comparação com Equação 5.17) são:

$$\mathbb{A}_{\mathbb{Z}} = -\frac{\mu}{2\rho r \Delta r^2} - \frac{\mu}{4\rho r^2 \Delta r} \quad (5.26)$$

$$\mathbb{B}_{\mathbb{Z}} = \frac{1}{\Delta t} + \frac{U_{\phi}^{m,n}}{r\Omega \sin \theta \Delta t} + \frac{\mu}{\rho r \Delta r^2} + \frac{N_i \nu_{in}}{2N_n} \quad (5.27)$$

$$\mathbb{C}_{\mathbb{Z}} = \frac{\mu}{4\rho r^2 \Delta r} - \frac{\mu}{2\rho r \Delta r^2} \quad (5.28)$$

$$\begin{aligned} \mathbb{R}_{\mathbb{Z}} = & \left(\frac{\mu}{2\rho r \Delta r^2} + \frac{\mu}{4\rho r^2 \Delta r} \right) U_{\phi}^{m+1,n} + \left(\frac{1}{\Delta t} + \frac{U_{\phi}^{m,n}}{r\Omega \sin \theta \Delta t} + \frac{\mu}{\rho r \Delta r^2} - \frac{N_i \nu_{in}}{2N_n} \right) U_{\phi}^{m,n} \\ & + \left(\frac{\mu}{2\rho r \Delta r^2} - \frac{\mu}{4\rho r^2 \Delta r} \right) U_{\phi}^{m-1,n} - \frac{1}{\rho r \sin \theta} \frac{\Delta p}{\Delta \phi} - 2\Omega \cos \theta U_{\theta}^{m,n} + \frac{N_i \nu_{in}}{N_n} V_{\phi}^{m,n}. \end{aligned} \quad (5.29)$$

No método de Crank-Nicolson para que haja convergência a seguinte condição deve ser satisfeita:

$$0 < \frac{\Delta t}{(\Delta s)^2} \leq \frac{1}{2}. \quad (5.30)$$

No trabalho, Δt será dado em minutos e Δs será dado em quilômetros. Usam-se os dados de Digissonda da campanha COPEX (ABDU et al., 2009; BATISTA et al., 2008; SOBRAL et al., 2009) em que há perfis a cada cinco minutos. Desta forma, pôde-se tomar $\Delta t = 5$ min e $\Delta r = 3$ km. O sistema convergirá e terá um erro da ordem de $\Theta[(\Delta t)^2 + (\Delta r)^2]$ (CARRASCO, 2005). Foi utilizada uma grade com 167 pontos na direção vertical ($M = 167$) e 288 pontos para o tempo ($nn = 288$). Para as variações horizontais adota-se um mínimo de uma medida a cada 5 graus. Consequentemente, tem-se:

$$\begin{cases} r = 200 + (m - 1)\Delta r, & m = 1..M & [\text{em km}] \\ t = (n - 1)\Delta t, & n = 1..nn & [\text{em min}] \end{cases} \quad (5.31)$$

Para $n = 1$ tem-se as condições iniciais ($t = 0$). As condições de contorno precisam

ser especificadas em $m = 1$ e $m = M$. Considera-se, a princípio, $U_m^1 = 0 \forall m$ e $\partial U_{m=2}^{n+1}/\partial r = \partial U_{m=M-1}^{n+1}/\partial r = 0 \forall n$. Assim tem-se que:

$$\frac{U_{m=3}^{n+1} - U_{m=1}^{n+1}}{2\Delta r} = 0 \quad \implies \quad U_{m=1}^{n+1} = U_{m=3}^{n+1}, \text{ e} \quad (5.32)$$

$$\frac{U_{m=M}^{n+1} - U_{m=M-2}^{n+1}}{2\Delta r} = 0 \quad \implies \quad U_{m=M}^{n+1} = U_{m=M-2}^{n+1}. \quad (5.33)$$

Expande-se agora a Equação 5.17, na forma $A_m^{n+1}U_{m+1}^{n+1} + B_m^{n+1}U_m^{n+1} + C_m^{n+1}U_{m-1}^{n+1} = R_m^n$, de $m = 2..M - 1$ e obtém-se o sistema da equações 5.34:

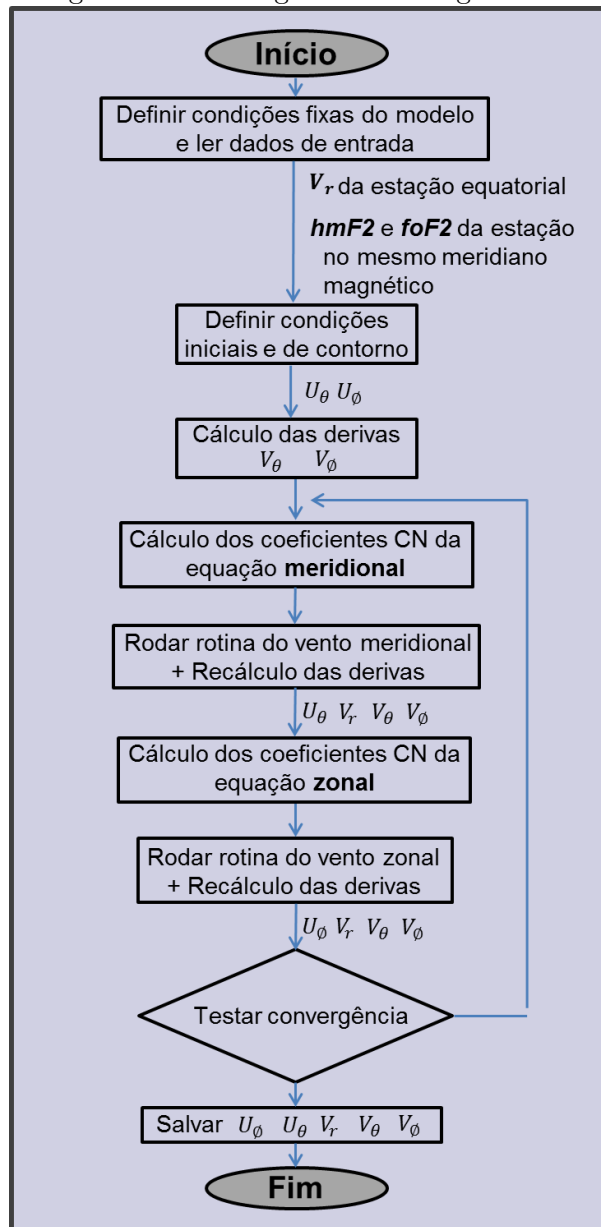
$$\left\{ \begin{array}{l} m = 2 : A_{m=2}^{n+1}U_{m=3}^{n+1} + B_{m=2}^{n+1}U_{m=2}^{n+1} + C_{m=2}^{n+1}U_1^{n+1} = R_{m=2}^n \\ m = 3 : A_{m=3}^{n+1}U_{m=4}^{n+1} + B_{m=3}^{n+1}U_{m=3}^{n+1} + C_{m=3}^{n+1}U_{m=2}^{n+1} = R_{m=3}^n \\ m = 4 : A_{m=4}^{n+1}U_{m=5}^{n+1} + B_{m=4}^{n+1}U_{m=4}^{n+1} + C_{m=4}^{n+1}U_{m=3}^{n+1} = R_{m=4}^n \\ m = 5 : A_{m=5}^{n+1}U_{m=6}^{n+1} + B_{m=5}^{n+1}U_{m=5}^{n+1} + C_{m=5}^{n+1}U_{m=4}^{n+1} = R_{m=5}^n \\ m = 6 : A_{m=6}^{n+1}U_{m=7}^{n+1} + B_{m=6}^{n+1}U_{m=6}^{n+1} + C_{m=6}^{n+1}U_{m=5}^{n+1} = R_{m=6}^n \\ \vdots \\ m = 162 : A_{m=162}^{n+1}U_{m=163}^{n+1} + B_{m=162}^{n+1}U_{m=162}^{n+1} + C_{m=162}^{n+1}U_{m=161}^{n+1} = R_{m=162}^n \\ m = 163 : A_{m=163}^{n+1}U_{m=164}^{n+1} + B_{m=163}^{n+1}U_{m=163}^{n+1} + C_{m=163}^{n+1}U_{m=162}^{n+1} = R_{m=163}^n \\ m = 164 : A_{m=164}^{n+1}U_{m=165}^{n+1} + B_{m=164}^{n+1}U_{m=164}^{n+1} + C_{m=164}^{n+1}U_{m=163}^{n+1} = R_{m=164}^n \\ m = 165 : A_{m=165}^{n+1}U_{m=166}^{n+1} + B_{m=165}^{n+1}U_{m=165}^{n+1} + C_{m=165}^{n+1}U_{m=164}^{n+1} = R_{m=165}^n \\ m = 166 : A_{m=166}^{n+1}U_{m=167}^{n+1} + B_{m=166}^{n+1}U_{m=166}^{n+1} + C_{m=166}^{n+1}U_{m=165}^{n+1} = R_{m=166}^n \end{array} \right. \quad (5.34)$$

Esta última equação pode ser escrita na forma matricial e será reconhecida como sendo um sistema tridiagonal. Este sistema resultante pode ser resolvido utilizando a rotina **tridag** do *Numerical Recipes* (PRESS, 2007; PRESS et al., 1992).

Desta forma, obtém-se as componentes meridional e zonal de interesse. Precisa-

se fazer diversas iterações para que o modelo convirja para o valor esperado em que a diferença do resultado de uma iteração para a outra seja muito pequena. O fluxograma abaixo sumariza a rotina:

Figura 5.4 - Fluxograma do código NWM.



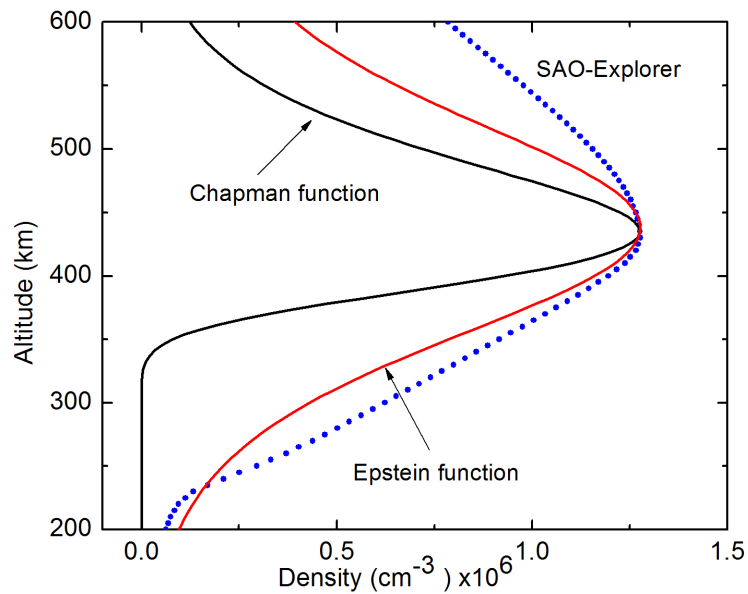
A sigla CN refere-se ao método de Crank-Nicolson.

Fonte: produção do Autor.

Para a modelagem foram testados diferentes perfis de densidade eletrônica. No trabalho adota-se o perfil de Epstein que é calculado a partir de $foF2$ e de $hmF2$ e

que produz resultado muito bom sendo bastante próximo do perfil calculado pelo modelo ARTIST do SAO Explorer (REINISCH; HUANG, 1982). A comparação dos perfis é mostrada na Figura 5.5. O código principal do modelo NWM foi escrito em FORTRAN 77 e todas as rotinas secundárias foram feitas em Python.

Figura 5.5 - Comparação dos perfis de densidade eletrônica derivados dos ionogramas (SAO Explorer) e obtidos com as funções de Chapman e Epstein.



Fonte: de autoria do Dr. Alexander Carrasco.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A primeira parte do trabalho consistiu na redução dos dados da campanha COPEX e preparação destes dados para serem usados no modelo do ventos neutros, NWM. O principal resultado desta fase foram as derivas aparentes calculadas para todos os dias da campanha COPEX. Estas derivas aparentes foram calculadas de acordo com a [Subseção 4.3.1](#) e analisadas no horário do aumento prerreversão da deriva vertical (PRE) durante toda a campanha. Dos resultados das derivas nota-se a tendência de BV com pico do PRE (PREp) maior do que o PREp de CG no início da campanha e PREp em BV menor do que PREp de CG do meio para o final da COPEX conforme esperado.

Como não foi possível contar com medidas da deriva vertical em todas as horas do dia nas localidades durante o período do estudo (contava-se apenas com as derivas aparentes), foi necessário passar o foco das análises aos horários próximos ao anoitecer. Para utilização no modelo NWM foi utilizado um perfil de deriva vertical misto, que substitui a deriva aparente quando esta não satisfaz a condição de altitude mínima. Logo, nos horários em torno do pico do PRE (PREp) o valor de $d\overline{hF}/dt$ foi utilizado e, nos demais horários, foi usado o resultado do modelo de [Scherliess e Fejer \(1999\)](#), discutido em mais detalhes na [Seção 4.2](#). Os resultados das derivas aparentes observadas, próximas do horário do PREp e para os dias escolhidos, serão mostrados na [Seção 6.1](#).

Além disso, desta análise inicial do banco de dados foi possível identificar alguns pontos importantes de interesse no estudo. Devido ao fato das estações da campanha COPEX não pertencerem exatamente à mesma linha de campo geomagnético (explicação detalhada na [Seção 4.1](#)), o fenômeno do PRE não ocorre exatamente no mesmo horário universal (UT) nas três estações. Estes resultados foram melhor discutidos na [Subseção 4.1.1](#). Idealmente, se as estações estivessem posicionadas de acordo com a imposição da COPEX (uma estação no equador magnético e as outras duas conjugadas magneticamente) esperar-se-ia o PREp ocorrendo exatamente na mesma hora universal nas três localidades. Evidentemente, se a análise do PREp for feita em hora local, haverá diferença nestes horários decorrentes das diferenças em longitude das estações.

As intensidades do fenômeno do PRE têm relação com o alinhamento entre a linha do terminadouro e o meridiano magnético que passa pela estação equatorial (CX) ([ABDU et al., 1981b](#); [BATISTA et al., 1986](#)) (conforme [Subseção 2.1.3](#)), e não serão mais discutidas nos resultados da presente tese.

Conforme a [Seção 5.2](#), o modelo NWM resolve as equações do movimento para as componentes meridional ([Equação 5.7](#)) e zonal ([Equação 5.8](#)) dos ventos neutros de forma iterativa e utiliza como entrada as alturas e frequências de pico da camada F (f_oF2 e $hmF2$) das estações da campanha COPEX, os parâmetros solares e neutros, as coordenadas e as derivas verticais correspondentes de cada período. Os resultados do modelo são mostrados na [Seção 6.1](#).

Uma vez obtidos os resultados do modelo NWM, faz-se a comparação destes perfis de ventos neutros com resultados do modelo de ventos neutros horizontais (HWM). Também é feita uma validação do modelo através do cálculo das derivas de plasma ([Equações 5.10](#), [5.9](#) e [5.11](#)) decorrentes destes ventos, que podem ser comparadas com as derivas observadas para o mesmo período e local. Estes resultados são mostrados na [Subseção 6.1.1](#).

Por fim é feita ainda uma análise das contribuições dos diferentes termos (eletromagnético, difusivo e dependente dos ventos neutros) presentes no cálculo das derivas ([Subseção 6.1.2](#)) e dos comportamentos médios dos ventos e derivas calculadas durante a campanha COPEX ([Subseção 6.1.3](#)).

6.1 Resultados do modelo NWM

Utilizando estes dados de Digissonda[®] das estações da COPEX foi possível, então, rodar o modelo para todos os dias da campanha, calcular as componentes dos ventos e as derivas decorrentes destes ventos. Todos os resultados do modelo NWM foram calculados para a altitude de 350 km e são mostrados nas subseções a seguir.

6.1.1 Cálculo dos ventos neutros e comparações

Foram escolhidos alguns dias da campanha para serem apresentados aqui na tese. Foram buscados perfis demonstrativos da campanha, distribuídos nas suas diferentes fases (início, meio e fim), e que fossem os mais calmos dentre todos (baixo $\sum K_p$). Os dias 284, 285 e 286 (11-13 de outubro) selecionados são dias típicos do início da campanha e os dias 305, 320 e 340 (1º de novembro, 16 de novembro e 6 de dezembro, respectivamente) selecionados encontram-se do meio para o fim da campanha. As Figuras mostrando as derivas verticais observadas, de forma simultânea nas estações da campanha COPEX, durante os dias escolhidos, são mostradas nas [Subseções 6.1.1.1 a 6.1.1.6](#). Destas observações, os dias 284, 285 e 286 parecem apresentar um vento transequatorial Sul (VTES), ou mesmo nenhum vento transequatorial, no horário do PRE, ao passo que os dias 305, 320 e 340 mostram a

inversão da tendência do vento transequatorial, que agora parece ser dirigido para o Norte (VTEN) próximo do horário do PREp. Esta impressão de que há vento transequatorial agindo no plasma nestes períodos pode ser sustentada observando os perfis de deriva vertical das estações conjugadas. Como se tratam de velocidades, caso tenham-se magnitudes diferentes de V_z nas estações conjugadas, aquela que tiver maior valor provavelmente conseguirá elevar mais a camada e muito possivelmente transferir plasma para o hemisfério oposto. Assim, analisando os gráficos das derivas verticais observadas próximas do PREp é possível inferir se realmente há vento transequatorial.

A simulação dos ventos, feita com o modelo NWM para cada um destes dias, é mostrada a seguir. Serão analisados um a um estes casos e ficará evidente dos dados apresentados que este vento aparente dos gráficos das derivas verticais nem sempre ficará evidenciado nos demais dados (observações ou simulações).

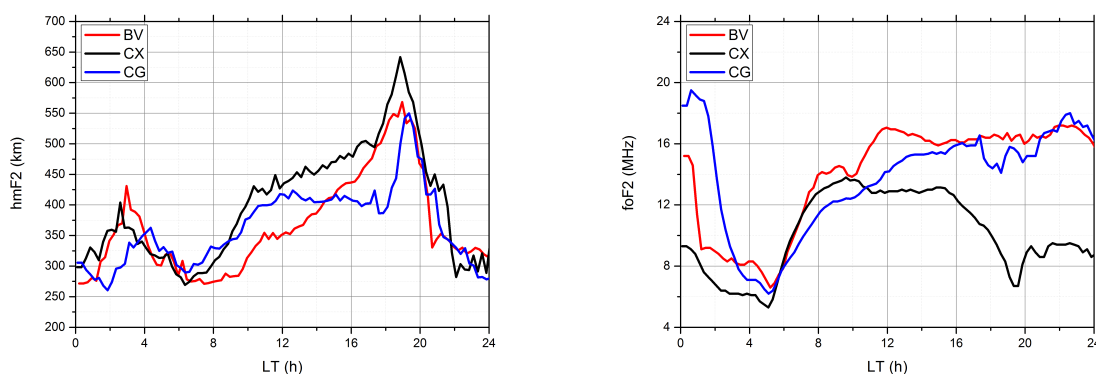
6.1.1.1 Dia 284 - 11 de outubro

O dia 284 é um dos primeiros dias com dados simultâneos da campanha e apresenta-se bastante calmo, com $\sum K_p = 11$. Para este dia as observações de Digisonda utilizadas como entrada no modelo ($hmF2$ à esquerda e $foF2$ à direita) são mostradas na [Figura 6.1](#). As curvas em vermelho serão sempre referentes à estação de Boa Vista (BV), mais ao norte; as curvas em preto corresponderão à estação equatorial de Cachimbo (CX) e as curvas em azul à estação de Campo Grande (CG), mais ao sul.

Os gráficos da altura de pico da camada F2 ($hmF2$) e da frequência crítica da camada F2 ($foF2$) são reflexo dos processos agindo sobre a camada de ionização ao longo do dia. As alturas $hmF2$ da camada ionizada respondem primordialmente à deriva de plasma $\vec{E} \times \vec{B}$ ao longo do dia, sendo para cima durante o dia e para baixo durante a noite. Com exceção da estação equatorial, na qual o campo geomagnético é paralelo à superfície, ventos neutros meridionais também podem interferir na altitude da camada pois possuem componente na direção vertical. Próximo das 19 LT nota-se uma forte subida da camada, a qual está ligada ao aumento prerreversão (PRE) da deriva vertical do plasma. Em relação ao horário dos máximos de $hmF2$, ele ocorre primeiro na estação CX (e com maior intensidade), sendo sucedido pelas estações BV e CG, nesta ordem. Com relação às frequências $foF2$, e consequentemente as densidades¹, percebe-se que estas vão crescendo a partir do nascer do Sol e

¹A densidade eletrônica do plasma está relacionada a frequência pela relação $N[m^{-3}] = 1,24 \times 10^{10}(f[MHz])^2$. Se a frequência for $foF2$, a densidade será a máxima da camada F2 ($NmF2$).

Figura 6.1 - Parâmetros de entrada no modelo para o dia 284.



As curvas em vermelho são referentes à estação de Boa Vista (BV); as curvas em preto referem-se à estação equatorial de Cachimbo (CX) e as curvas em azul referem-se à estação de Campo Grande (CG). O gráfico de $hmF2$ é mostrado à esquerda e o gráfico de $foF2$ é mostrado à direita.

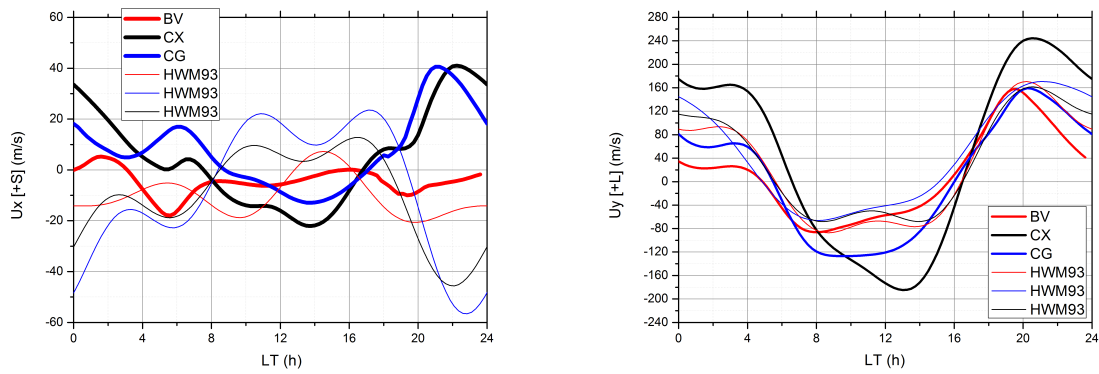
Fonte: produção do Autor.

se estabilizam ao longo do dia. Logo após o pôr do Sol a ionização primária decresce rapidamente na estação equatorial (CX) devido aos processos de perda química e diminuição da produção, aliados aos processos de transporte que são intensificados no horário de ocorrência do PRE. Nas estações conjugadas (BV e CG) a diminuição da densidade é menos acentuada que na região equatorial. O fenômeno do PRE faz com que a camada de ionização seja drasticamente elevada e contribui para que a porção ionizada aumente e atinja um máximo próximo da meia-noite. Duas razões fundamentais explicam o aumento da quantidade de ionização nas primeiras horas da noite e sua manutenção: 1) O fato da ionização ser transportada para altitude maior faz com que diminuam os processos de perda; 2) Os processos dinâmicos do PRE e o dínamo da região F favorecem as colisões de partículas bastante energéticas com neutras da atmosfera (especialmente com átomos de oxigênio) favorecendo as ionizações secundárias. No decorrer da noite, especialmente das 00 às 05 LT, a taxa de ionização volta a cair atingindo seu valor mínimo um pouco antes do amanhecer local. Ao longo de quase todo o dia a estação equatorial CX também registra as menores densidades, se comparadas com as estações conjugadas, e a razão para isto é a presença da Anomalia Equatorial da Ionização (EIA).

Nas figuras 6.2 e 6.3 são mostrados os resultados da simulação dos ventos neutros. Na Figura 6.2, o painel da esquerda mostra o vento meridional (positivo para o sul)

e o da direita mostra o vento zonal (positivo para o leste), ambos em coordenadas geográficas. Os ventos calculados pelo modelo NWM foram comparados com os ventos fornecidos pelo HWM93, um dos mais utilizados na literatura. As linhas grossas representam os resultados do modelo NWM e as linhas mais finas as simulações do HWM93 para o mesmo período.

Figura 6.2 - Ventos neutros calculados para o dia 284 da COPEX e comparação com HWM93.



U_x representa a componente meridional (+S) e U_y a componente zonal (+L). As linhas grossas representam os resultados do modelo NWM e as linhas mais finas as simulações do HWM93 para o mesmo período.

Fonte: produção do Autor.

Da análise dos ventos meridionais nota-se que nas estações de CG e CX os ventos são bastante parecidos enquanto o vento de BV, localizado no outro hemisfério geográfico, difere bastante, especialmente à noite. Ao longo do dia o vento neutro meridional do NWM para BV é majoritariamente para o norte, sendo voltado para o sul somente do período que vai de aproximadamente 00 às 03 LT. O valor máximo da amplitude de U_x em BV é encontrado próximo das 05 LT, sendo ~ 20 m/s para o norte. Nas estações de CX e CG o vento U_x do modelo NWM é dirigido para o norte no período aproximado das 08 às 17 LT, sendo contrário nos demais horários. Além disso, próximo das 22 LT os ventos meridionais de CG e CX mostram um pico no vento dirigido para o sul (~ 40 m/s). Já com relação aos ventos neutros zonais U_y , percebe-se que eles apresentam um comportamento bastante similar nas três estações, sendo para leste durante a noite e dirigido para oeste durante o dia. As magnitudes de U_y , no entanto, podem diferir muito de uma estação para a outra de

acordo com o modelo NWM. Os maiores valores para o vento zonal são registrados para a estação de CX (atingindo um máximo de ~ 180 m/s para o oeste próximo do meio-dia, e ~ 250 m/s para o leste próximo da 19 LT). De acordo com estes resultados a estação de BV apresenta as menores amplitudes de vento zonal ao longo do dia, registrando algo em torno de 20 m/s das 00 às 04 LT, ~ -80 m/s das 08 às 14 LT e um pico de ~ 160 m/s às 19 LT.

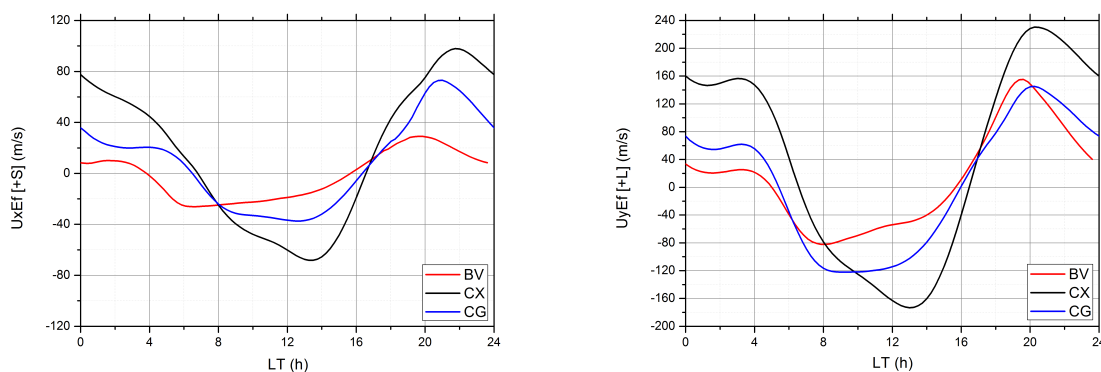
Da comparação do resultados do NWM com o HWM93 percebe-se que os modelos mostram bastante diferenças e estas diferenças são mais acentuadas para o vento meridional do que o zonal. Os resultados para os ventos meridionais de BV do NWM e do HWM93 se aproximam mais do que para as outras duas estações. Já para CX e CG os resultados de U_x de ambos os modelos estão praticamente invertidos (há bastante confiança nos resultados do modelo NWM com relação aos sinais). Com relação aos ventos zonais, os modelos se mostraram mais consistentes, mostrando, qualitativamente, as mesmas orientações/comportamentos ao longo do dia e horários de inversão muito próximos. As diferenças a destacar em U_y são as amplitudes que, na média, diferem em cerca de 45 m/s (chegando a ser de até ~ 120 m/s na estação CX no horário das 13 LT) e as diferenças de uma estação para a outra. Os resultados do HWM mostram pouca diferença nos ventos zonais de uma estação para a outra ao passo que o NWM mostra grandes diferenças entre as estações (tendo CX sempre amplitudes maiores que nas outras estações). Inúmeros trabalhos tem mostrado deficiências do HWM (SOUZA et al., 2000; SOBRAL et al., 2009; LIU et al., 2006; LARSEN; FESEN, 2009, e.g.) e é sabido que o modelo apresenta bastantes discrepâncias quando utilizado na região brasileira (SOUZA, 1997). Logo, para avaliar apropriadamente o modelo NWM é necessário comparar seus resultados com observações e avaliar as derivas resultantes destes ventos.

Comparando os resultados do NWM com observações mostradas na Seção 3.3, especialmente àquelas relacionadas ao instrumento FPI (MERIWETHER et al., 2011; BIONDI et al., 1990a; BIONDI et al., 1990b), percebe-se que os resultados do NWM para U_x mostram discordância para grande parte dos períodos noturnos. Já para o vento neutro zonal U_y as comparações do NWM com resultados da Seção 3.3 mostram concordância boa das direções do vento ao longo do dia, mostrando vento para oeste durante a maior parte do dia e vento para leste à noite, embora os horários de inversão destes ventos não concordem perfeitamente. Além do mais, as amplitudes do vento zonal mostradas pelo NWM, especialmente para CX, são muito superiores às observadas nos trabalhos de Liu et al. (2006), Meriwether et al. (2011), Biondi et al. (1990a). Com relação a diferenças do vento U_y entre as estações não há dados

suficientes para a análise completa, mas não se espera muita diferença para latitudes diferentes.

Na [Figura 6.3](#), U_{xEf} representa a componente meridional efetiva (positiva para sul) e U_{yEf} a componente zonal magnética, perpendicular ao plano meridional magnético (positiva para o leste). Estas componentes são essenciais para entender a real distribuição que o plasma ionosférico apresenta em decorrência dos ventos neutros geográficos. As partículas carregadas na ação da força magnética têm seu movimento aprisionado pelo campo geomagnético. Na direção do campo $\vec{B}$ os íons são livres para se movimentarem e, portanto, U_{xEf} será responsável por transportar, sem atenuação, a ionização em direção ao equador (elevando conseqüentemente sua altitude) ou em direção ao polo magnético (baixando, neste caso, a altitude da ionização e levando-a a uma região de maior perda de ionização). Se U_{xEf} em direção ao equador for forte o suficiente poderá transferir ionização de um hemisfério ao outro (vento transequatorial). Já U_{yEf} desempenhará papel importante na formação dos dínamos das regiões E e F ionosféricas e também influencia no fenômeno de superrotação da atmosfera ([PACHECO et al., 2011](#); [RISHBETH, 1972](#)). As expressões da [Equação 3.1](#) e da [Equação 3.2](#) mostram como é feito o cálculo das componentes meridional e zonal “efetivas” do vento, respectivamente.

Figura 6.3 - Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 284 da COPEX.



U_{xEf} representa a componente meridional efetiva (+S) e U_{yEf} a componente zonal “efetiva”, perpendicular ao plano meridional magnético (+L).

Fonte: produção do Autor.

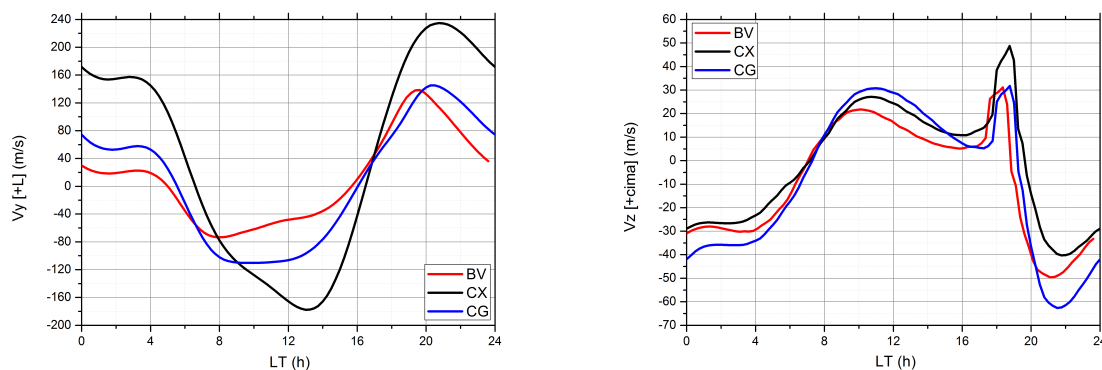
Da [Figura 6.3](#) nota-se que os ventos meridionais efetivos diferem bastante do vento

meridional geográfico e isto se deve a grande contribuição dada pelo vento zonal geográfico (Equação 3.1). Para analisar o efeito do vento efetivo meridional observa-se as direções dos ventos nas estações para um determinado horário, tentando identificar, com base na Figura 2.4, que tipo de vento está atuando meridionalmente. Após, busca-se verificar se as alturas $hmF2$ e as frequências $foF2$ para o horário escolhido são condizentes para este padrão de vento. Dos resultados de U_{xEf} apresentados no gráfico constata-se que das 17 até 04 LT todas as estações apresentam velocidade para sul, indicando a presença de vento transequatorial sul (VTES). Observando-se o gráfico de $hmF2$ (Figura 6.1) por volta das 17 LT percebe-se que as alturas de pico da camada F2 nas estações é consistente com o vento transequatorial sul, pois este tem o efeito de elevar a ionosfera no hemisfério norte (BV) e a baixar no hemisfério sul (CG). Além disso, no hemisfério de vento meridional efetivo ascendente (BV) a densidade é ligeiramente superior à densidade do hemisfério de vento descendente (CG) nas horas subsequentes ao vento. Isto pode ser facilmente constatado no gráfico de $foF2$ por volta das 18 LT. É preciso lembrar que no presente trabalho as comparações devem ser feitas, preferencialmente, próximo das horas do anoitecer pois é o único horário no qual se conta com medidas da deriva vertical que foi utilizada no modelo NWM. Nos demais horários, foram utilizados para V_z os resultados do modelo semi-empírico de Scherliess e Fejer (1999) (ver Seção 4.2 e Subseção 4.3.1).

De posse dos ventos neutros do modelo NWM é possível calcular novas derivas e verificar se os ventos são adequados para reproduzir as derivas verticais observadas. Na Figura 6.4 são apresentadas estas derivas calculadas com os ventos obtidos pelo modelo NWM. O Painel com V_y (à esquerda) representa a componente zonal (positiva para o leste) e o painel da direita V_z representa a componente vertical (positiva para cima).

A Figura 6.5 mostra a deriva vertical observada nas estações da campanha COPEX para este mesmo dia, tendo a estação BV uma velocidade levemente acima daquela registrada em CG (~ 4 m/s). Comparando-se esta última com o painel da direita da Figura 6.4, nota-se bastante semelhança entre os perfis de V_z de cada estação, especialmente nos horários do PREp. Em ambas as figuras da deriva vertical também é possível constatar que a ionosfera apresenta derivas bastante simétricas com relação ao equador o que é de se esperar para este período de equinócio. No entanto, analisando com cuidado o pico das derivas nas estações conjugadas percebe-se que em BV seu valor foi um pouco maior do que em CG, tanto nos dados observados quanto nos cálculos via modelo. Isso leva a crer que realmente existia próximo desse horário um fraco vento transequatorial dirigido para o sul. Além disso, conforme observado

Figura 6.4 - Derivas calculadas para o dia 284 da COPEX.

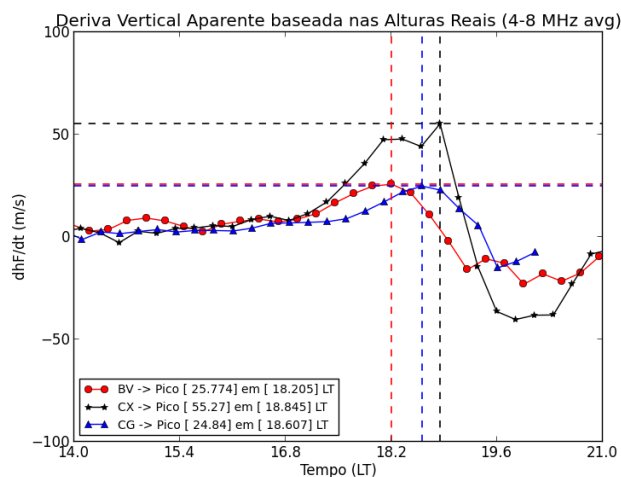


V_y representa a componente zonal (+L) e V_z a componente vertical (+cima).

Fonte: produção do Autor.

nos dados de entrada (tanto derivas quanto nas alturas $hmF2$) o horário do pico calculado pelo NWM em BV também ocorre mais cedo do que em CG. Com relação à deriva zonal V_y é normal esperar que seu comportamento seja muito parecido com o do vento zonal, o que de fato acontece. Logo, próximo do horário do PREp parece haver consistência no vento efetivo calculado pelo NWM.

Figura 6.5 - Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 284 da COPEX.

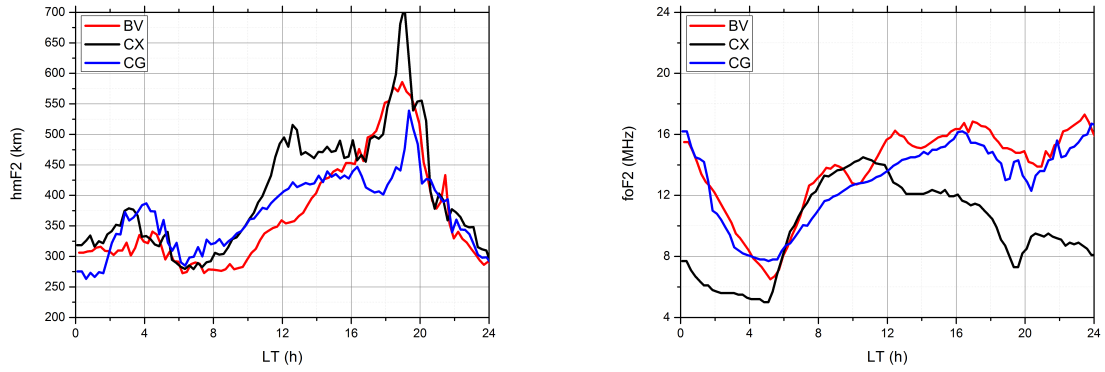


Fonte: produção do Autor.

6.1.1.2 Dia 285 - 12 de outubro

O segundo dia escolhido, dia 285, também apresenta-se bastante calmo, com $\Sigma K_p = 12+$ e parece mostrar um fraco vento transequatorial para o sul (VTES) de acordo com as derivas observadas. Para este dia as entradas utilizadas ($hmF2$ à esquerda e $foF2$ à direita) são mostradas na Figura 6.6. A curva em vermelho é referente à estação de Boa Vista (BV); a curva em preto refere-se à estação equatorial de Cachimbo (CX) e a curva em azul refere-se à estação de Campo Grande (CG).

Figura 6.6 - Parâmetros de entrada no modelo para o dia 285.



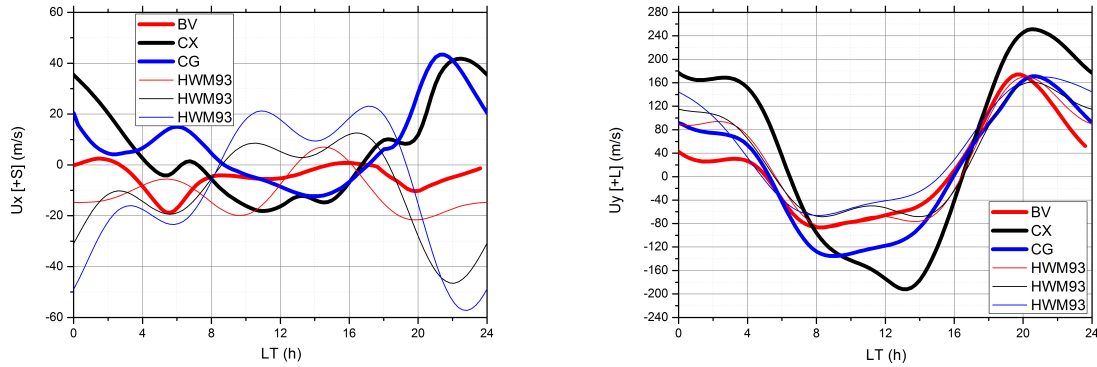
Legenda igual a da Figura 6.1.

Fonte: produção do Autor.

Os ventos neutros calculados pelo NWM para este dia, e comparações com o HWM93, são mostrados nas figuras 6.7 e 6.8. Na Figura 6.7, o painel da esquerda mostra o vento meridional (positivo para o sul) e o da direita mostra o vento zonal (positivo para o leste). As linhas grossas representam os resultados do modelo NWM e as linhas mais finas as simulações do HWM93 para o mesmo período. Nota-se bastante diferença entre as simulações, principalmente para a componente meridional. Os resultados dos modelos NWM e HWM93 para este dia não diferem significativamente dos resultados do dia anterior (284) e portanto não serão discutidos novamente. Na Figura 6.8 são mostradas as componentes meridional efetiva (U_{xEf}) e normal ao plano meridional magnético (U_{yEf}) da mesma forma que para o dia anterior.

Para este dia os ventos efetivos também são muito similares aos do dia anterior

Figura 6.7 - Ventos neutros calculados para o dia 285 da COPEX e comparação com HWM93.



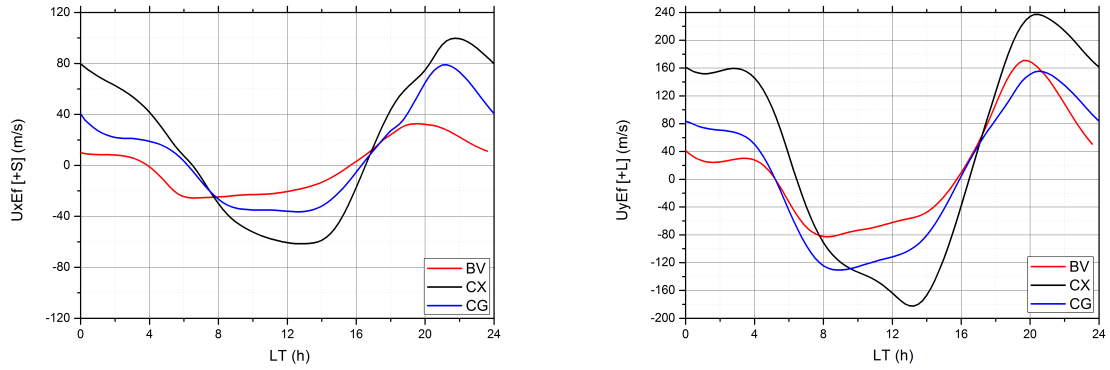
U_x representa a componente meridional (+S) e U_y a componente zonal (+L). As linhas grossas representam os resultados do modelo NWM e as linhas mais finas as simulações do HWM93 para o mesmo período.

Fonte: produção do Autor.

(284). No vento meridional efetivo percebe-se que na estação BV entre 16 às 04 LT o vento é dirigido para sul tendo um máximo de quase 40 m/s por volta das 20 LT. Nos demais horários o vento efetivo de BV é para o norte e é um pouco superior a 20 m/s das 06 às 14 LT. Esta estação, que fica no hemisfério norte geográfico, apresenta amplitudes do vento meridional bem menores do que os ventos em CX e CG. As estações CX e CG apresentam horários de inversão do vento meridional praticamente iguais entre si. Das 06 às 16 LT, aproximadamente, os ventos meridionais efetivos nestas duas estações são dirigidos para norte, sendo dirigidos para sul nos demais horários. Por volta das 21 LT CX apresenta um máximo de ~ 100 m/s e CG um máximo de ~ 80 m/s. Mais uma vez, dos resultados do vento efetivo, próximo das 19 LT pode-se concluir que existe um VTES, o que pode ser confirmado nos dados das alturas $hmF2$. Isto leva a crer que os ventos calculados para este dia pelo NWM são representativos da configuração observada. Nos demais horários esta maneira de analisar não se mostra tão clara.

As derivas zonal e vertical decorrentes dos ventos calculados pelo NWM são mostradas na Figura 6.9. O Painel com V_y (à esquerda) representa a componente zonal (positiva para o leste) e o painel da direita V_z representa a componente vertical (positiva para cima).

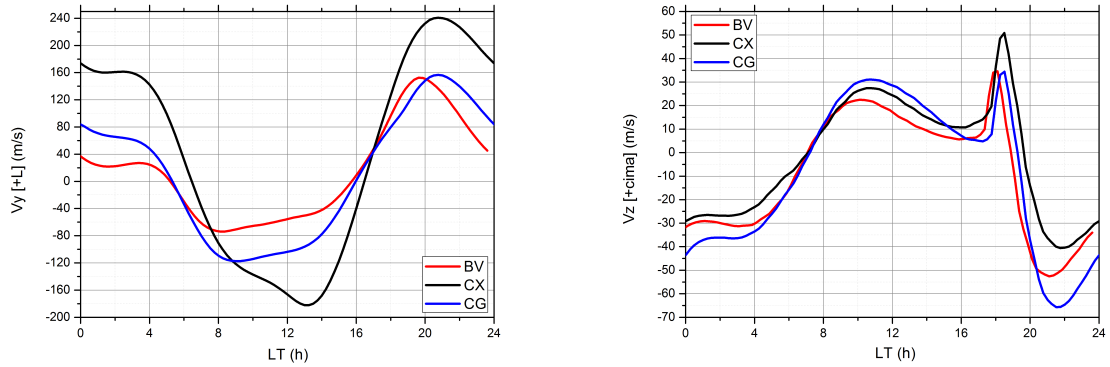
Figura 6.8 - Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 285 da COPEX.



U_{xEf} representa a componente meridional efetiva (+S) e U_{yEf} a componente zonal “efetiva”, perpendicular ao plano meridional magnético (+L).

Fonte: produção do Autor.

Figura 6.9 - Derivas calculadas para o dia 285 da COPEX.

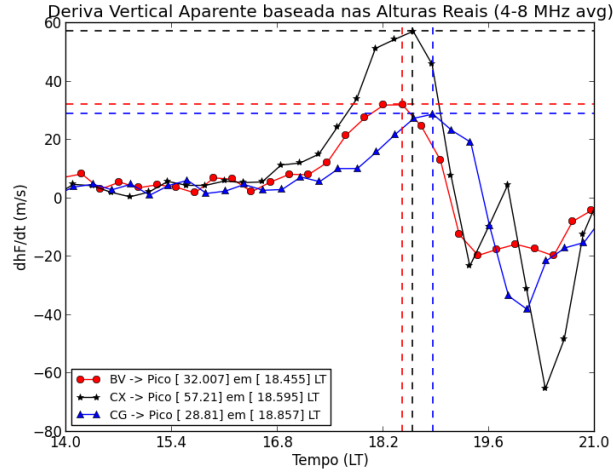


V_y representa a componente zonal (+L) e V_z a componente vertical (+cima).

Fonte: produção do Autor.

Comparando a deriva vertical da [Figura 6.9](#) com a deriva observada para este mesmo dia ([Figura 6.10](#)) é possível notar bastante semelhança nos perfis o que nos permite confiar nos cálculos de ventos efetuados. Tanto nos resultados modelados pelo NWM quanto nos valores de V_z derivados dos ionogramas, o pico de BV é um pouco superior ao de CG, confirmando que próximo do horário do PREp há um VTES agindo.

Figura 6.10 - Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 285 da COPEX.

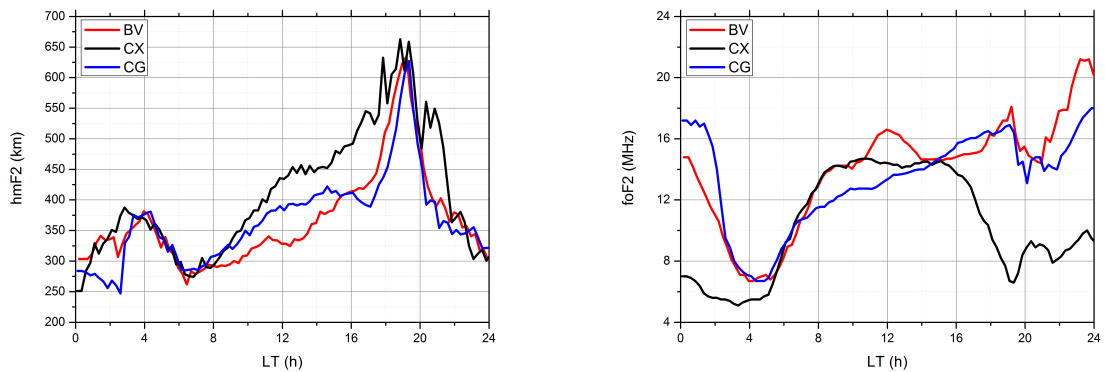


Fonte: produção do Autor.

6.1.1.3 Dia 286 - 13 de outubro

O dia 286, com $\sum K_p = 11$, representa o segundo dia mais calmo da campanha com baixa atividade magnética. As entradas utilizadas para este dia ($hmF2$ à esquerda e $foF2$ à direita) são mostradas na Figura 6.11. A curva em vermelho é referente à estação de Boa Vista (BV); a curva em preto refere-se à estação equatorial de Cachimbo (CX) e a curva em azul refere-se à estação de Campo Grande (CG).

Figura 6.11 - Parâmetros de entrada no modelo para o dia 286.

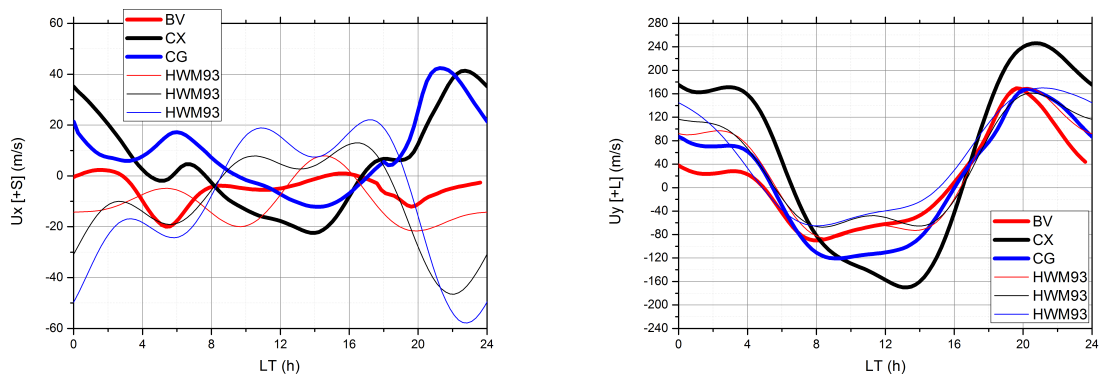


Legenda igual a da Figura 6.1.

Fonte: produção do Autor.

Os ventos neutros calculados para este dia são mostrados nas figuras 6.12 e 6.13. Na primeira, o painel da esquerda mostra o vento meridional (positivo para o sul) e o da direita mostra o vento zonal (positivo para o leste), ambas contendo também os resultados do HWM93. Na segunda é mostrado o cálculo das componentes efetiva (U_{xEf} - positiva para sul) e a componente normal ao plano meridional magnético (U_{yEf} - positiva para o leste).

Figura 6.12 - Ventos neutros calculados para o dia 286 da COPEX e comparação com HWM93.



U_x representa a componente meridional (+S) e U_y a componente zonal (+L). As linhas grossas representam os resultados do modelo NWM e as linhas mais finas as simulações do HWM93 para o mesmo período.

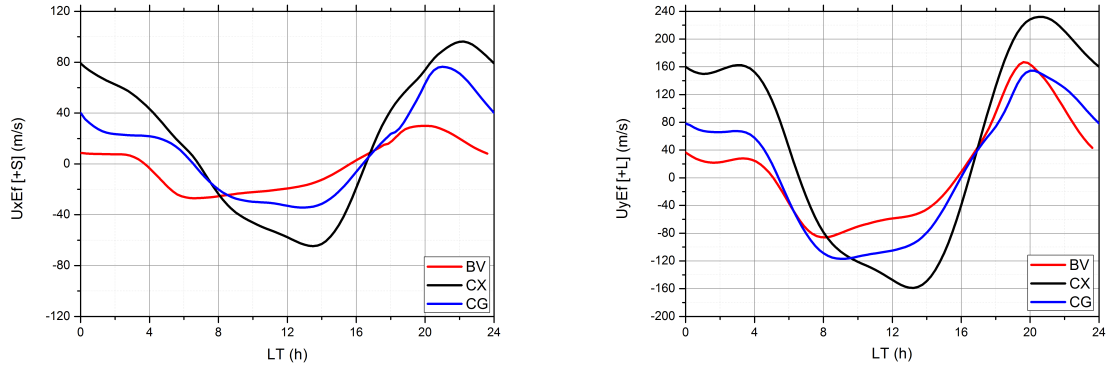
Fonte: produção do Autor.

Da análise das figuras 6.12 e 6.13, nota-se bastante diferença entre as simulações porém, assim como para os dias 284 e 285 recém apresentados, os resultados diferem pouco e não serão discutidos novamente em muitos detalhes.

De acordo com a Figura 6.14, neste dia, assim como nos dois anteriores, existe a evidência de um fraco (quase inexistente) vento transequatorial sul (VTES) característico desta época do ano, próxima do equinócio e em transição para o solstício de verão no hemisfério sul.

Comparando-se esta deriva observada com a deriva calculada através do modelo NWM (Figura 6.15) percebe-se bastante semelhança entre os perfis. Tal fato nos leva a confiar nos perfis de vento calculados para o dia.

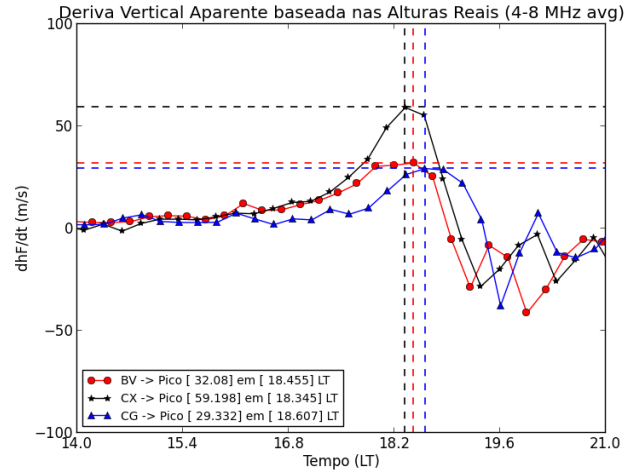
Figura 6.13 - Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 286 da COPEX.



U_{xEf} representa a componente meridional efetiva (+S) e U_{yEf} a componente zonal “efetiva”, perpendicular ao plano meridional magnético (+L).

Fonte: produção do Autor.

Figura 6.14 - Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 286 da COPEX.

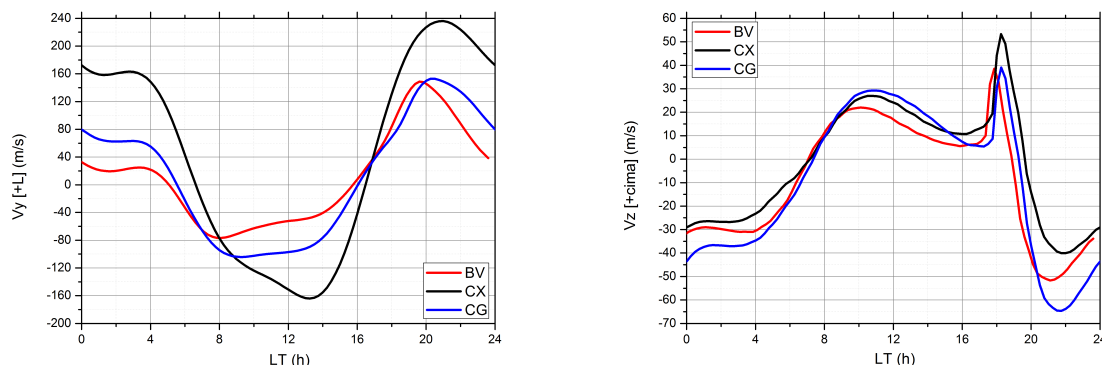


Fonte: produção do Autor.

6.1.1.4 Dia 305 - 1° de novembro

O dia 305, com $\sum K_p = 15-$, está próximo do meio da campanha e já parece mostrar a transição do vento transequatorial que, na média, era para o sul antes e próximo do equinócio de setembro e agora passa a ser dirigido para o norte conforme aproxima-se do solstício de dezembro (verão do hemisfério sul). O dia 305 e os dias

Figura 6.15 - Derivas calculadas para o dia 286 da COPEX.



V_y representa a componente zonal (+L) e V_z a componente vertical (+cima).

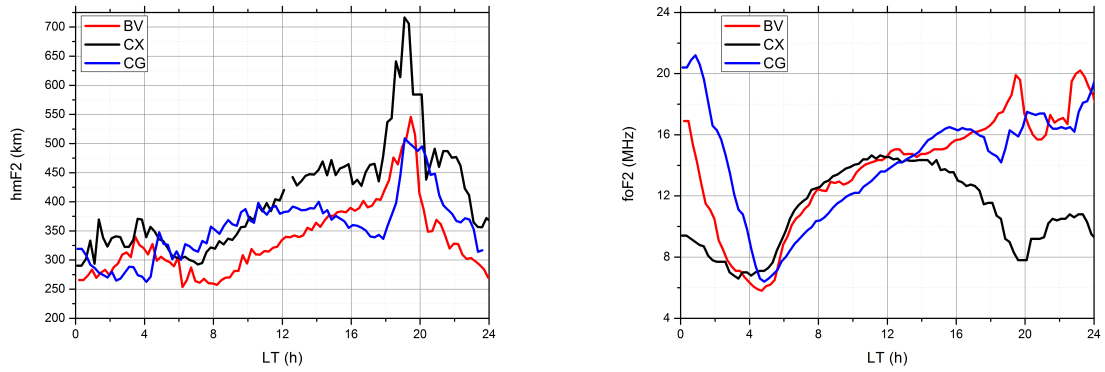
Fonte: produção do Autor.

posteriores todos mostram essa tendência para o vento transequatorial se analisadas as derivas observadas. Como neste período do ano o hemisfério mais iluminado é o hemisfério sul é natural que o efeito fonte seja desbalanceado e que, devido ao aquecimento desigual dos hemisférios, surja um VTEN que acarretará uma transferência de plasma do hemisfério sul para o norte. Assim vê-se, em geral, uma deriva vertical mais intensa em Campo Grande do que em Boa Vista (será mostrado na Figura 6.20 abaixo). Para o dia 305 as entradas utilizadas são mostradas na Figura 6.16. A curva em vermelho é referente à estação de Boa Vista (BV); a curva em preto refere-se à estação equatorial de Cachimbo (CX) e a curva em azul refere-se à estação de Campo Grande (CG). O painel à esquerda desta mostra as curvas de $hmF2$ e, à direita, são mostradas as curvas de $foF2$.

Os ventos neutros calculados para este dia são mostrados na Figura 6.17. Nesta, o painel da esquerda mostra o vento meridional (positivo para o sul) e o da direita mostra o vento zonal (positivo para o leste). As linhas grossas representam os resultados do modelo NWM e as linhas mais finas as simulações do HWM93 para o mesmo período.

Nota-se dos gráficos bastante diferença entre as simulações do HWM93 e os cálculos do NWM e para as estações de CG e CX os dois resultados até parecem invertidos em alguns períodos. O perfil dos ventos meridionais nas estações mudou um pouco com relação aos perfis encontrados para os primeiros dias com dados simultâneos da COPEX, dias 284 a 286. O vento meridional de BV agora é dirigido para o sul

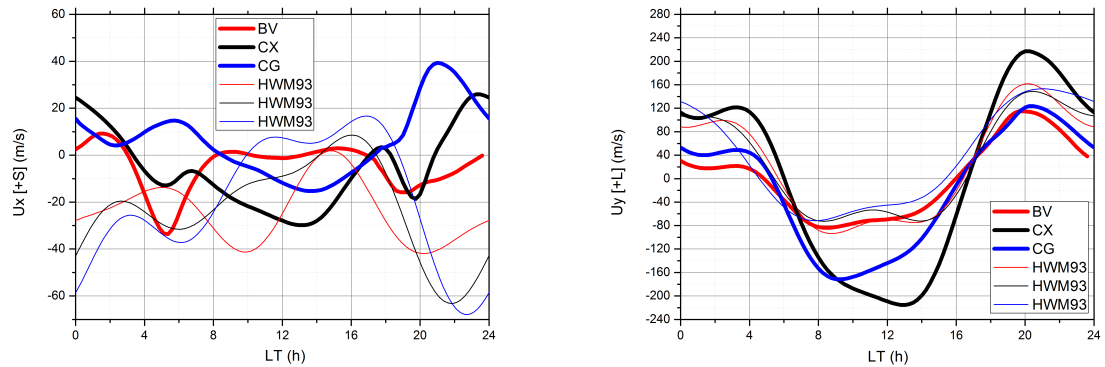
Figura 6.16 - Parâmetros de entrada no modelo para o dia 305.



Legenda igual a da Figura 6.1.

Fonte: produção do Autor.

Figura 6.17 - Ventos neutros calculados para o dia 305 da COPEX e comparação com HWM93.



U_x representa a componente meridional (+S) e U_y a componente zonal (+L). As linhas grossas representam os resultados do modelo NWM e as linhas mais finas as simulações do HWM93 para o mesmo período.

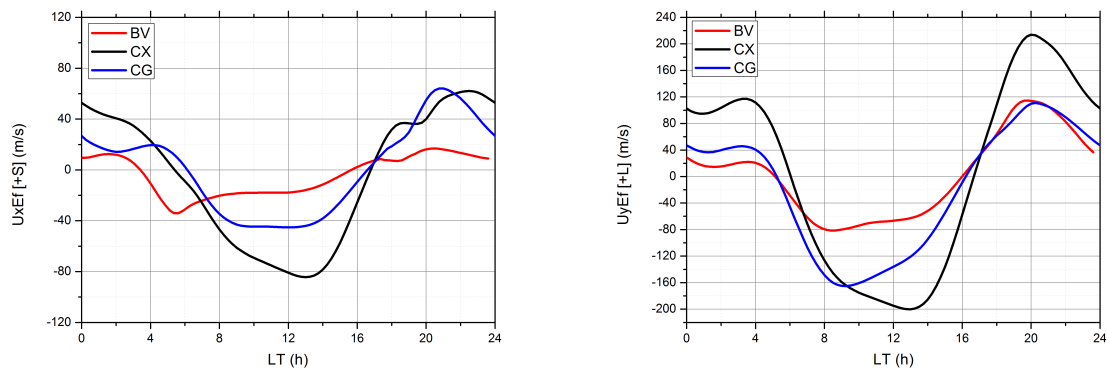
Fonte: produção do Autor.

somente das 00 às 03 LT, sendo para o norte das 03 às 08 LT e das 17 às 24 LT, e sendo aproximadamente igual a zero das 08 às 17 LT. O vento meridional de CG é dirigido para sul das 17 às 08 LT, sendo dirigido para o norte nos demais horários, e apresentando um máximo de ~ 40 m/s em torno das 21 LT. Na estação de CX, o vento é mais variável mas se mostra dirigido para sul aproximadamente das 21 às 03

LT e em torno das 18, sendo dirigido para o norte nos demais horários. Com relação ao vento zonal do NWM, este se mostra muito parecido com os ventos dos dias apresentados anteriormente e apresentando diferenças significativas em amplitude de uma estação para a outra. Já os resultados do HWM parecem concordar com a velocidade zonal de BV, que é para leste durante a noite e para oeste no período do dia. Das 00 às 05 LT, o vento U_y em BV é de ~ 20 m/s, passando para ~ -80 m/s das 05 às 17 LT e atingindo um pico de ~ 120 m/s por volta das 20 LT. Nas outras estações os valores de U_y são maiores, mas os horários de inversão das velocidades não diferem muito de uma estação para a outra.

O resultado do cálculo das componentes meridional efetiva e normal ao plano meridional magnético pode ser visto na Figura 6.18, sendo U_{xEf} a componente meridional efetiva (positiva para o sul) e U_{yEf} a componente zonal “efetiva”, perpendicular ao plano meridional magnético (positiva para o leste).

Figura 6.18 - Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 305 da COPEX.



U_{xEf} representa a componente meridional efetiva (+S) e U_{yEf} a componente zonal “efetiva”, perpendicular ao plano meridional magnético (+L).

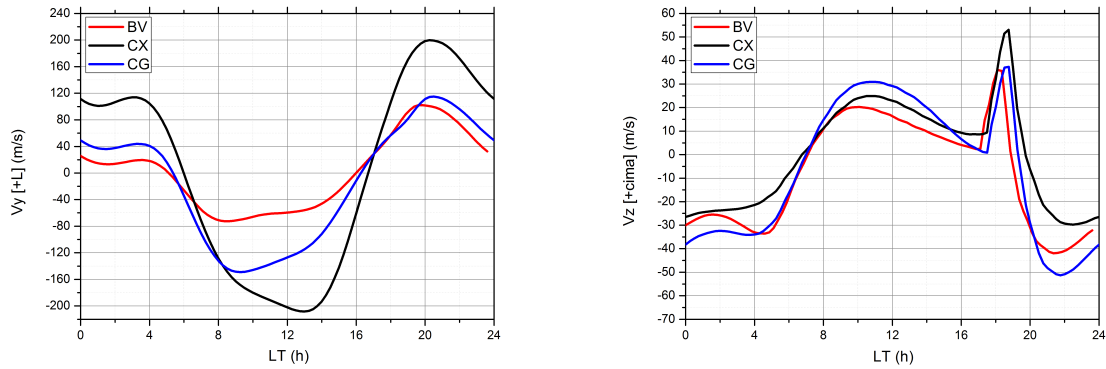
Fonte: produção do Autor.

Neste dia percebe-se que os ventos efetivos diferem bastante daqueles calculados para os dias 284, 285 e 286 da campanha. De acordo com a análise do gráfico, pelas 1940 LT, horário aproximado do pico do PRE nas estações, os ventos meridionais efetivos nas três estações mostram-se para o sul, o que indicaria que existe um vento transequatorial para o sul (VTES) neste horário. Este resultado está de acordo com a variação de altura $hmF2$ nas estações para este mesmo horário, mas contradiz o

aparente VTEN ao se analisar os gráficos das derivas V_z , tanto a observada quanto a calculada (que é mostrada na Figura 6.19) .

As derivas calculadas através do modelo NWM são mostradas na Figura 6.19. O Painel com V_y (à esquerda) representa a componente zonal (positiva para o leste) e o painel da direita V_z representa a componente vertical (positiva para cima).

Figura 6.19 - Derivas calculadas para o dia 305 da COPEX.

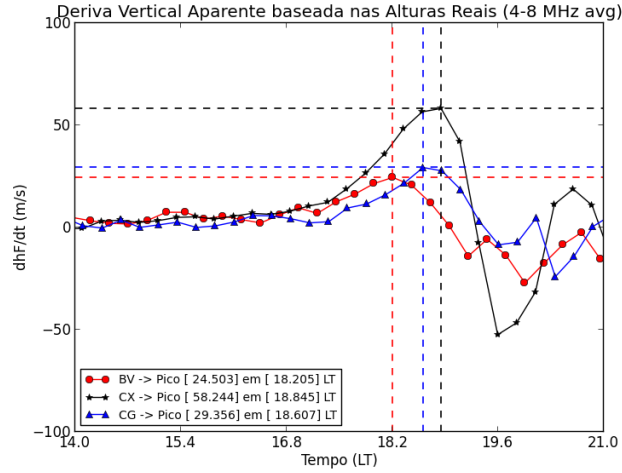


V_y representa a componente zonal (+L) e V_z a componente vertical (+cima).

Fonte: produção do Autor.

O padrão de V_y , bem como as suas amplitudes, são muito semelhantes aos ventos zonais como é de se esperar. Comparando a deriva vertical V_z com a deriva observada para este mesmo dia (Figura 6.20) é possível notar bastante semelhança nos perfis. Nos gráficos, tanto o observado quanto o calculado, é possível observar que o pico das derivas verticais ocorre, em hora local, primeiro em BV e depois seguido de CX e CG. Na deriva calculada diretamente dos dados de Digissonda, o pico de CG ocorre antes do pico de CX, resultado contrário ao encontrado no V_z calculado a partir dos ventos do NWM. A intensidade do pico também é um pouco maior em CG do que em BV em ambos os gráficos sugerindo a presença do vento transequatorial dirigido para o norte (VTEN). Esta conclusão conflita com a análise dos ventos efetivos e dos dados de $hmF2$ e $foF2$ do dia. Isto leva a crer que há algum problema com os cálculos ou que a análise das derivas V_z e dos parâmetros de entrada não sejam tão lineares quanto supostas (o mesmo ocorreu para o dia 286).

Figura 6.20 - Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 305 da COPEX.



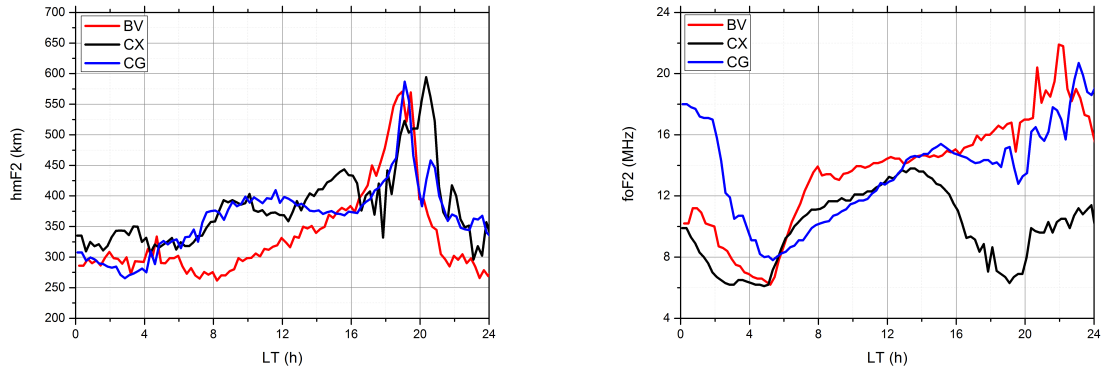
Fonte: produção do Autor.

6.1.1.5 Dia 320 - 16 de novembro

O dia 320 apresenta $\sum K_p = 12+$ e está situado do meio para o final da campanha COPEX. Para este dia as entradas utilizadas ($hmF2$ à esquerda e $foF2$ à direita) são mostradas na Figura 6.21. A curva em vermelho é referente à estação de Boa Vista (BV); a curva em preto refere-se à estação equatorial de Cachimbo (CX) e a curva em azul refere-se à estação de Campo Grande (CG).

Os ventos neutros calculados para este dia são mostrados nas figuras 6.22 e 6.23. Na Figura 6.22, o painel da esquerda mostra o vento meridional (positivo para o sul) e o da direita mostra o vento zonal (positivo para o leste). As linhas grossas representam os resultados do modelo NWM e as linhas mais finas as simulações do HWM93 para o mesmo período. Novamente, nota-se bastante diferença entre as simulações do NWM e os resultados do HWM e os ventos meridionais calculados mudaram bastante em relação aos dos dias anteriores. Em BV a velocidade U_x é para o norte do período aproximado das 17 às 23 LT e das 03 às 08 LT, sendo para o sul e com valores baixos não maiores do que 20 m/s nos demais períodos. Em CG o vento U_x é dirigido para o norte das 08 às 17 LT e para o sul nos demais horários, sendo praticamente nulo das 02 às 03 LT e apresentando um pico de aproximadamente 40 m/s às 21 LT. Este vento para o norte em CG tem valor máximo de ~ -20 m/s às 13 LT. Em CX os valores de U_x indicam vento para o sul das 22 às 03 LT (com máximo de ~ 20 m/s por volta das 22 LT), e vento para o norte nos demais horários

Figura 6.21 - Parâmetros de entrada no modelo para o dia 320.



Legenda igual a da Figura 6.1.

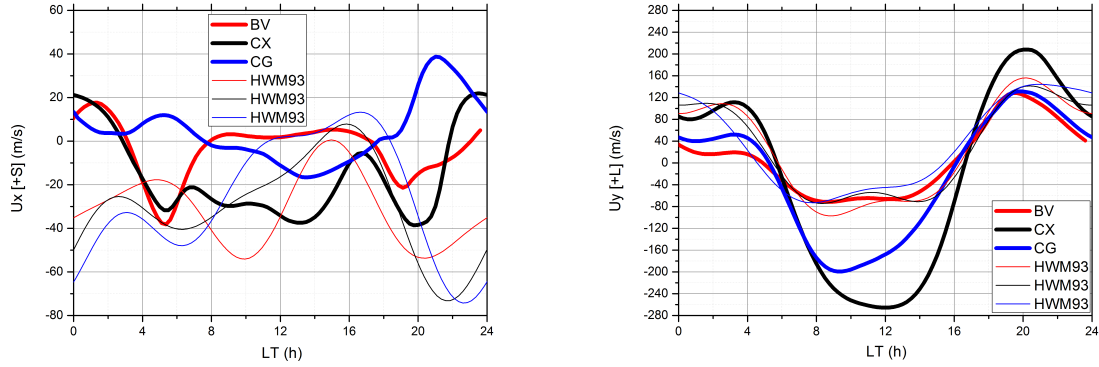
Fonte: produção do Autor.

(com máximo de ~ -40 m/s às 20 LT). Os ventos zonais U_y mostram, no geral, velocidades para leste à noite e para o oeste na maior parte do dia. Porém, seus valores entre as estações divergem bastante, especialmente por volta das 07 LT às 16 LT em CX e CG. Nestes resultados, a estação de CX apresenta ventos U_y muito superiores ao das outras estações durante quase todos os horários. Já a estação de BV apresenta vento zonal muito parecido com os ventos calculados pelo HWM.

Na Figura 6.23 é mostrado o cálculo de U_{xEf} (positivo para o sul) e de U_{yEf} (positivo para o leste). Analisando os gráficos com os ventos efetivos nos horários do PRE nas estações constata-se a presença de um vento meridional dirigido para o sul, após as 17 LT, nas três estações. Porém a magnitude deste vento para sul é mais intensa em CG (atingindo ~ 60 m/s às 21 LT). Em BV e CX os ventos são de praticamente 20 m/s até as 21 LT. Este padrão de vento meridional explica bem as variações de altura mostradas na Figura 6.21 por volta das 17 LT. Por volta das 19 LT o gráfico de $hmF2$ sugere a presença de um vento convergente para o equador, visto que as alturas de BV e CG são grandes e inclusive maiores do que altura em CX naquele instante. Nos horários posteriores $hmF2$ volta a ser maior em CX. O aumento de densidade em CX observada nas horas seguintes ao PREp, também indica que houve este vento convergente. Para este mesmo período o vento zonal “efetivo” mostra-se direcionado para leste nas três estações, sendo o valor em CX (~ 210 m/s bastante superior ao vento nas estações BV e CG (~ 120 m/s em ambas).

Na Figura 6.24 são apresentadas as derivas efetiva V_y (à esquerda) e vertical V_z

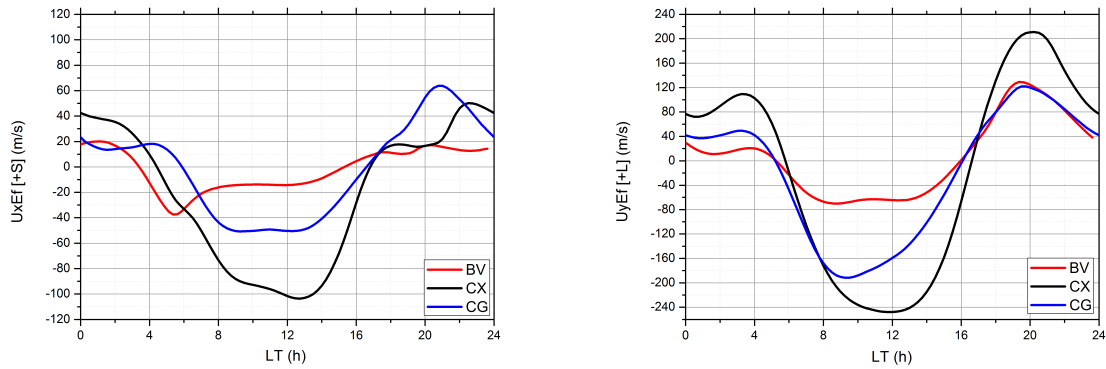
Figura 6.22 - Ventos neutros calculados para o dia 320 da COPEX e comparação com HWM93.



U_x representa a componente meridional (+S) e U_y a componente zonal (+L). As linhas grossas representam os resultados do modelo NWM e as linhas mais finas as simulações do HWM93 para o mesmo período.

Fonte: produção do Autor.

Figura 6.23 - Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 320 da COPEX.



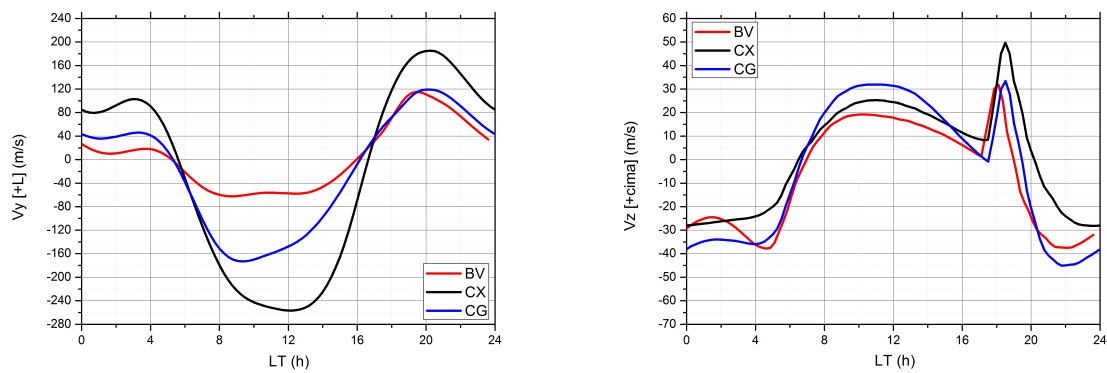
U_{xEf} representa a componente meridional efetiva (+S) e U_{yEf} a componente zonal “efetiva”, perpendicular ao plano meridional magnético (+L).

Fonte: produção do Autor.

(à direita) calculadas com os ventos obtidos pelo modelo NWM. Comparando esta deriva vertical calculada com a deriva vertical observada (Figura 6.25) para este dia, no horário do PREp, é possível notar bastante semelhança nos perfis, que mostram uma deriva bem mais intensa em CG do que em BV, fazendo acreditar que houvesse

um vento transequatorial norte (VTEN) neste período. Porém, de acordo com as análises do vento efetivo, que indicou vento para o sul nas estações (VTES), e dos parâmetros $hmF2$ e $foF2$, que indicaram VTES seguido de vento para o equador, não é possível afirmar com exatidão o que está acontecendo no caso e nem permite afirmar se o cálculo de ventos efetuado foi satisfatório. Mais análises precisam ser feitas para elucidar este caso.

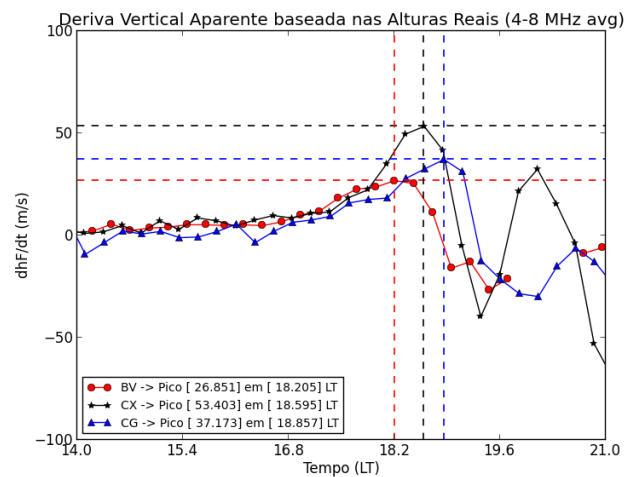
Figura 6.24 - Derivas calculadas para o dia 320 da COPEX.



V_y representa a componente zonal (+L) e V_z a componente vertical (+cima).

Fonte: produção do Autor.

Figura 6.25 - Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 320 da COPEX.

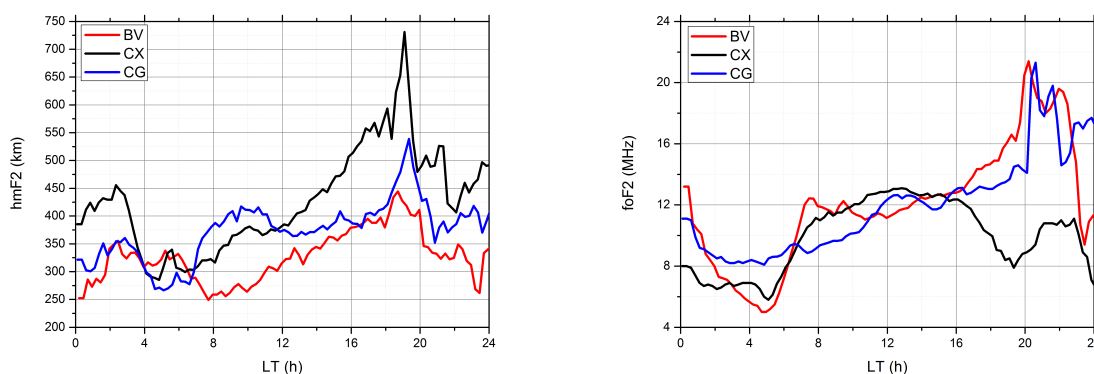


Fonte: produção do Autor.

6.1.1.6 Dia 340 - 6 de dezembro

O dia 340 apresenta $\Sigma K_p = 17+$ e está praticamente no final da campanha COPEX. Para este dia as entradas utilizadas, $hmF2$ e $foF2$, são mostradas na Figura 6.26. As curvas em vermelho referem-se à estação de Boa Vista (BV); as curvas em preto referem-se à estação equatorial de Cachimbo (CX) e as curvas em azul referem-se à estação de Campo Grande (CG).

Figura 6.26 - Parâmetros de entrada no modelo para o dia 340.



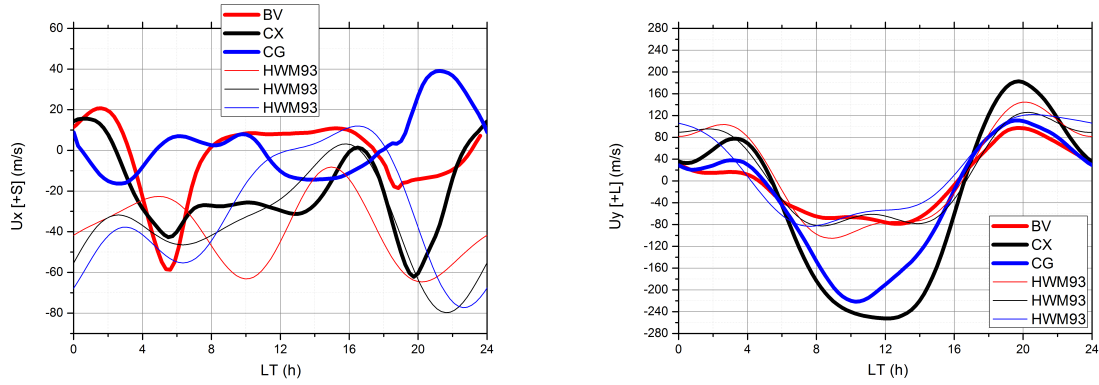
Legenda igual a da Figura 6.1.

Fonte: produção do Autor.

Os ventos neutros calculados para este dia são mostrados nas figuras 6.27 e 6.28. Na Figura 6.27, o painel da esquerda mostra o vento meridional (positivo para o sul) e o da direita mostra o vento zonal (positivo para o leste). As linhas grossas representam os resultados do modelo NWM e as linhas mais finas as simulações do HWM93 para o mesmo período. Mais uma vez nota-se bastante diferença entre as simulações do vento meridional U_x do NWM e as do HWM. No entanto, o vento zonal U_y , assim como em outros dos dias apresentados, teve concordância boa com o HWM, mostrando valores relativamente próximos dos ventos para todas as horas e em todas as estações, exceto das 08 às 16 LT nas estações de CG e CX que apresentaram amplitudes muito maiores. Em conformidade com observações de ventos disponíveis na literatura, os ventos zonais também estão dirigidos para o leste durante a noite e para o oeste na maior parte do dia.

Na Figura 6.28 é mostrado o cálculo das componentes meridional efetiva e normal ao

Figura 6.27 - Ventos neutros calculados para o dia 340 da COPEX e comparação com HWM93.



U_x representa a componente meridional (+S) e U_y a componente zonal (+L). As linhas grossas representam os resultados do modelo NWM e as linhas mais finas as simulações do HWM93 para o mesmo período.

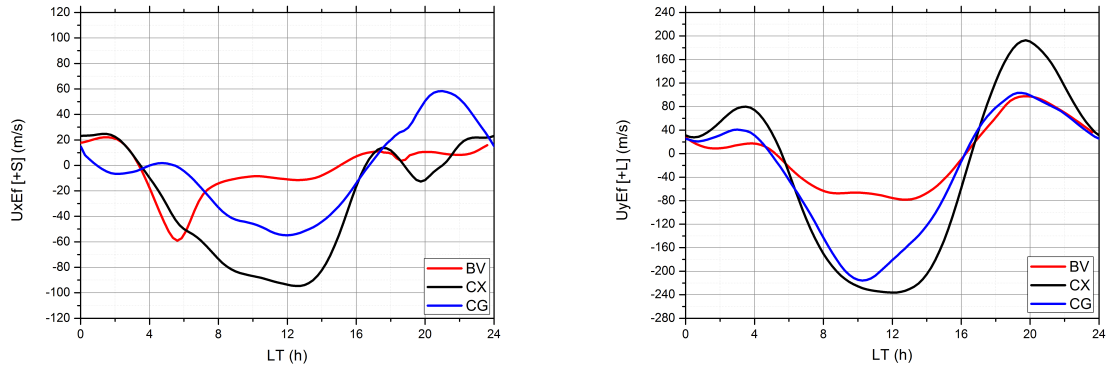
Fonte: produção do Autor.

plano meridional magnético. Nesta, U_{xEf} representa a componente meridional efetiva e U_{yEf} a componente perpendicular ao plano meridional. Da análise destes ventos no horário próximo ao PREp, pelo menos pra BV e CG (que mostram ventos dirigidos para o sul), parece haver um vento transequatorial sul (VTES). Estranhamente, a estação de CX mostra um vento norte que seria incompatível com o VTES apontado. Da análise dos parâmetros de entrada, de BV e CG, da Figura 6.26, parece haver um VTEN e que a amplitude da velocidade deste ventos é maior em CG. Este vento maior em CG do que em BV também é apontado na Figura 6.30 abaixo, com dados da deriva vertical observada, e na deriva vertical calculada no trabalho (resultado mostrado na Figura 6.29). Logo, dos indícios que se tem parece existir um VTEN embora não seja evidente nos dados de U_{xEf} . Este parece ser mais um caso em que estudos mais aprofundado são necessários.

Na Figura 6.29 são apresentadas estas derivas zonal V_y (à esquerda) e vertical V_z (à direita) calculadas com os ventos obtidos pelo modelo NWM. Comparando esta deriva vertical com a deriva observada para este mesmo dia (Figura 6.30) é possível notar bastante semelhança nos perfis, sendo os ventos em CG maiores do que em BV e coincidindo os horários do pico do PRE em cada estação.

Da análise geral das informações deste dia conclui-se que o cálculo dos ventos efe-

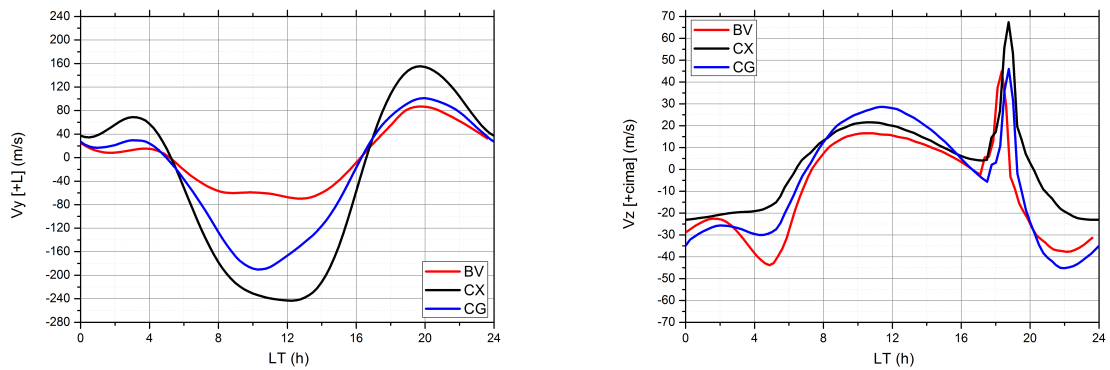
Figura 6.28 - Ventos neutros magnéticos calculados para o dia 340 da COPEX.



U_{xEf} representa a componente meridional efetiva (+S) e U_{yEf} a componente zonal “efetiva”, perpendicular ao plano meridional magnético (+L).

Fonte: produção do Autor.

Figura 6.29 - Derivas calculadas para o dia 340 da COPEX.



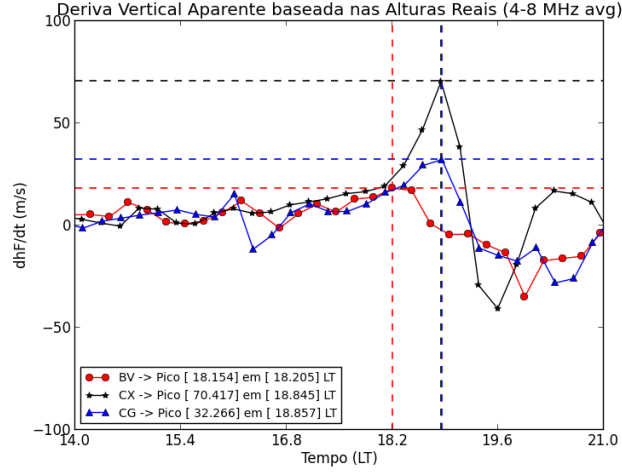
V_y representa a componente zonal (+L) e V_z a componente vertical (+cima).

Fonte: produção do Autor.

tuado é razoável mas que apresenta falhas a serem investigadas.

Embora as análises feitas qualitativamente observando as alturas das camadas e as derivas verticais nos pontos conjugados nem sempre estejam de acordo com os resultados obtidos para os ventos modelados, é importante salientar que estas análises são apenas aproximadas, para dar uma ideia de qual é o comportamento da ionosfera. Análise mais profunda só é possível através de modelos que levem em

Figura 6.30 - Derivas verticais observada no horário do PRE para o dias 340 da COPEX.



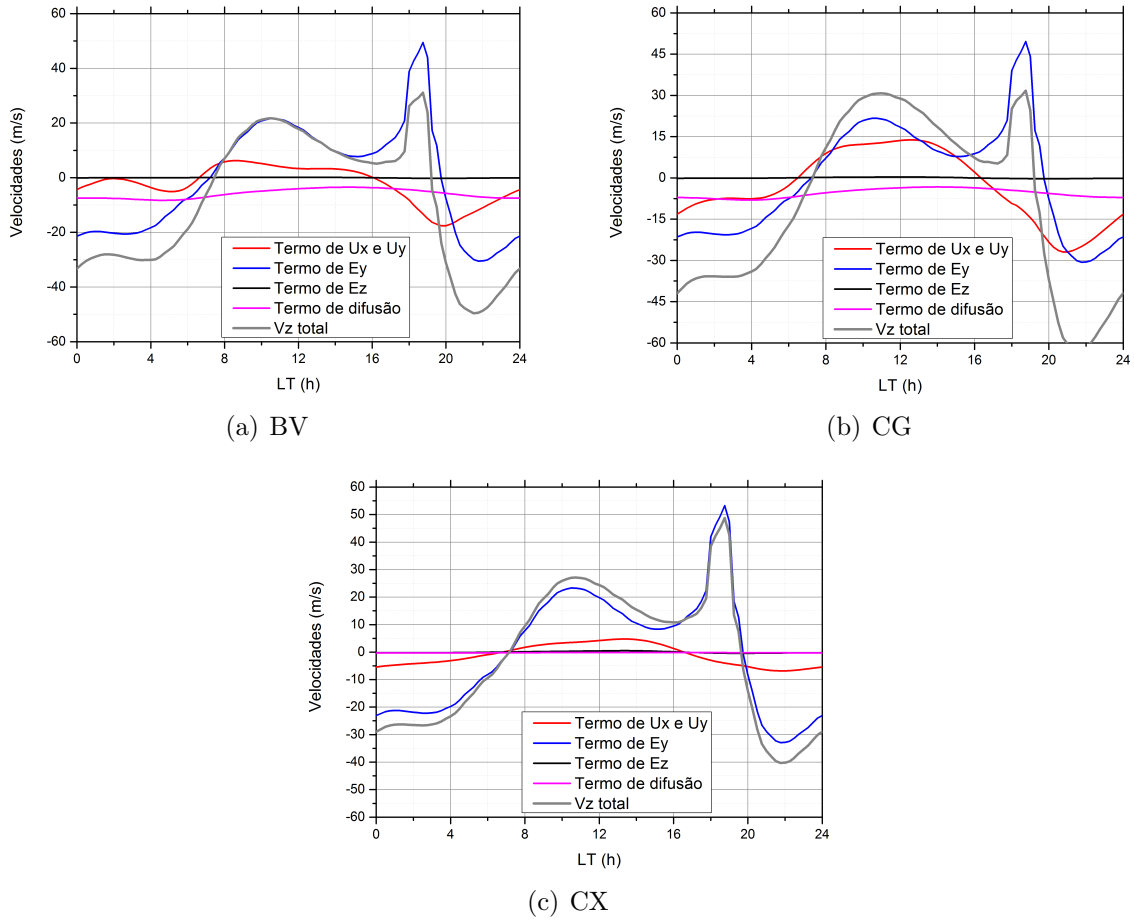
Fonte: produção do Autor.

consideração todos os fenômenos físicos que influenciam os parâmetros analisados, tais como produção e perda químicas, difusão, transporte, etc. Porém, esta análise não será objeto do presente estudo.

6.1.2 Componentes da deriva vertical

Através da modelagem e do procedimento de validação do modelo foi necessário calcular as derivas verticais decorrentes dos ventos neutros de saída. Analisando as componentes deste cálculo do V_z pode-se compreender melhor a própria deriva vertical do plasma. Quatro componentes estão presentes na equação da deriva vertical (ver Equação 5.11), as quais são mostradas na Figura 6.31). A componente mais significativa para a deriva vertical de plasma total V_z (V_r nas equações), curva cinza, é a componente eletromagnética (devida ao campo elétrico zonal, E_y ou E_ϕ nas equações). Este termo é mostrado pelas curvas em azul na Figura 6.31. O campo elétrico vertical E_z (E_r nas equações) pode ser desprezado por possuir contribuição praticamente nula. As curvas na cor rosa da figura representam a contribuição do termo de difusão para o V_z total. Este termo praticamente não apresenta diferença entre as estações conjugadas, mesmo em dias diferentes do mostrado na imagem. A contribuição devida aos ventos neutros U_x e U_y é representada pelas curvas em vermelho na figura. Todas estas contribuições não variam muito de um dia para o outro e por isso somente o resultado de um dia será mostrado aqui. As contribuições da deriva vertical para o dia 284, escolhido ao acaso, são mostrados na Figura 6.31.

Figura 6.31 - Contribuições da deriva vertical (284).



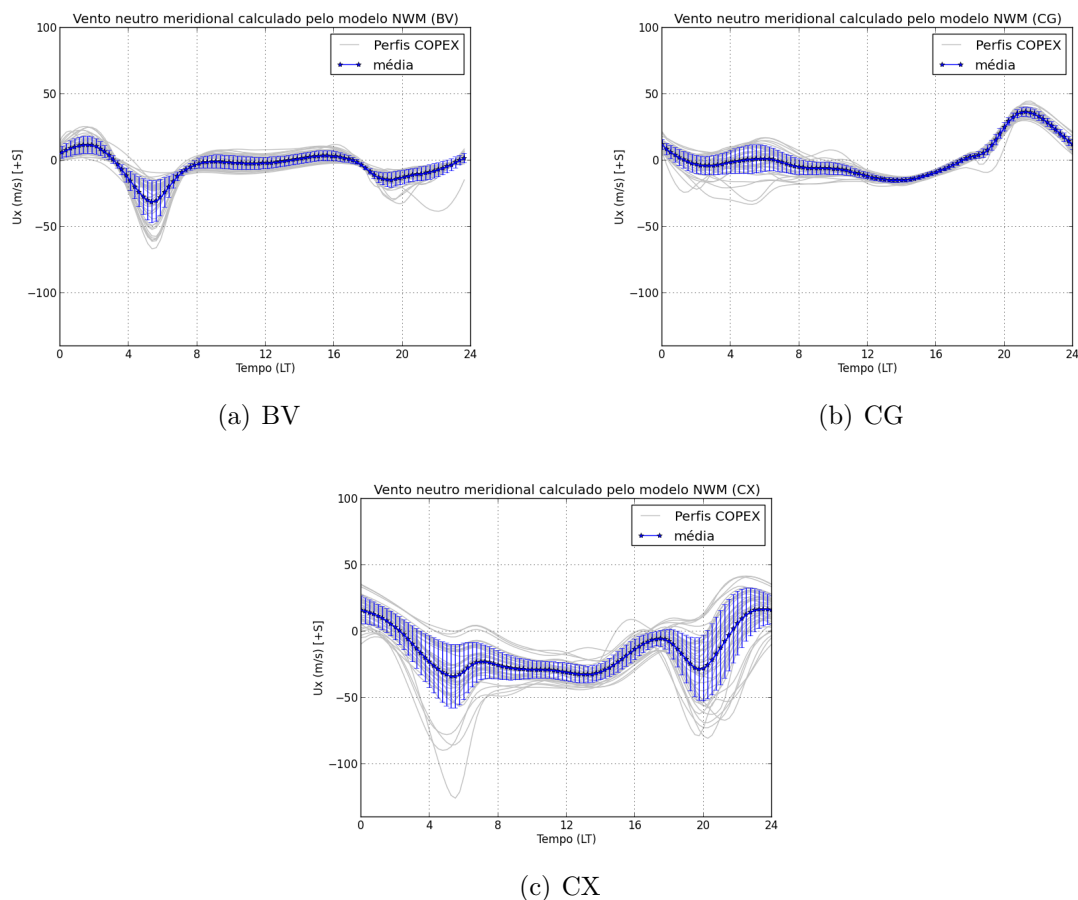
Fonte: produção do Autor.

Da análise dos dados é possível concluir que os termos que podem contribuir para a diferença do comportamento dos picos de prerreversão nas estações conjugadas são os termos devidos aos ventos neutros U_x e U_y (principalmente) e também o termo de difusão. Neste último f_oF2 tem, indiretamente, papel importante para causar a assimetria dos picos pois afeta a densidade de plasma. Quanto maior a frequência/densidade mais negativo será o termo de difusão e consequentemente menor será a deriva vertical V_z . Porém, como o campo elétrico zonal é o mesmo para todas as estações da configuração, o termo de U_x e U_y é o decisivo para as diferença entre os picos das estações conjugadas. Na estação equatorial CX o termo de difusão é nulo.

6.1.3 Comportamentos médios durante a campanha

Uma vez que foram processados os dados de todos os dias da campanha COPEX, foi possível calcular também as médias dos diferentes parâmetros no período. A Figura 6.32 mostra os ventos meridionais médios da campanha COPEX (linhas azuis) nas diferentes estações. As linhas cinzas são os dados dos dias utilizados nas médias.

Figura 6.32 - Ventos meridionais médios da campanha COPEX nas diferentes estações.

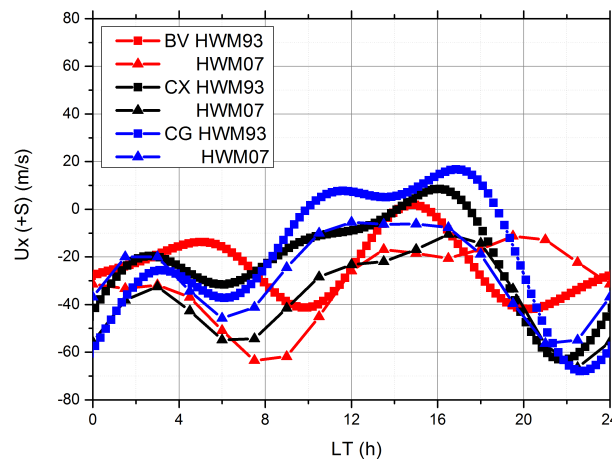


Fonte: produção do Autor.

Embora as curvas de cada estação sejam bastante distintas percebe-se uma tendência comportamental de U_x médio. À meia noite o vento em todas as estações está orientado para o sul, mas à medida que se entra na madrugada a magnitude do vento meridional vai diminuindo até inverter-se para o norte. O vento seguirá orientado para norte durante quase todo dia em BV (sendo próximo de zero das 08

às 16 LT). Nas estações do hemisfério sul geográfico, CX e CG, o vento meridional volta a se inverter próximo do final da tarde e apresentará um pico para o sul das 20 às 00 LT. Comparando estes resultados do NWM com observações do instrumento FPI (resultados de Meriwether et al. (2011)) e resultados do modelo SERVO Medeiros et al. (1997), ambos para baixa atividade solar e apresentados na Seção 3.3, nota-se algumas semelhanças importantes. Próximo das 04 LT todos os resultados mencionados mostram ventos para o norte assim como próximo das 22 LT. Os resultados do instrumento FPI no trabalho de Medeiros et al. (1997) mostram ainda vento dirigido para o sul das 00 às 03 LT em acordo com os resultados do NWM. Comparando ainda estes perfis de vento neutro meridional do NWM com resultados típicos do modelo *Horizontal Wind Model*, versões 93 e 07 (Figura 6.33), durante a campanha COPEX, percebe-se que os modelos HWM93 e HWM07 parecem estar consistentes entre eles mas diferem muito do modelo NWM especialmente com relação às orientações dos ventos. Em alguns momentos tais resultados parecem estar fora de fase.

Figura 6.33 - Ventos meridionais representativos do período da COPEX (calculados pelo modelo HWM num dia típico).

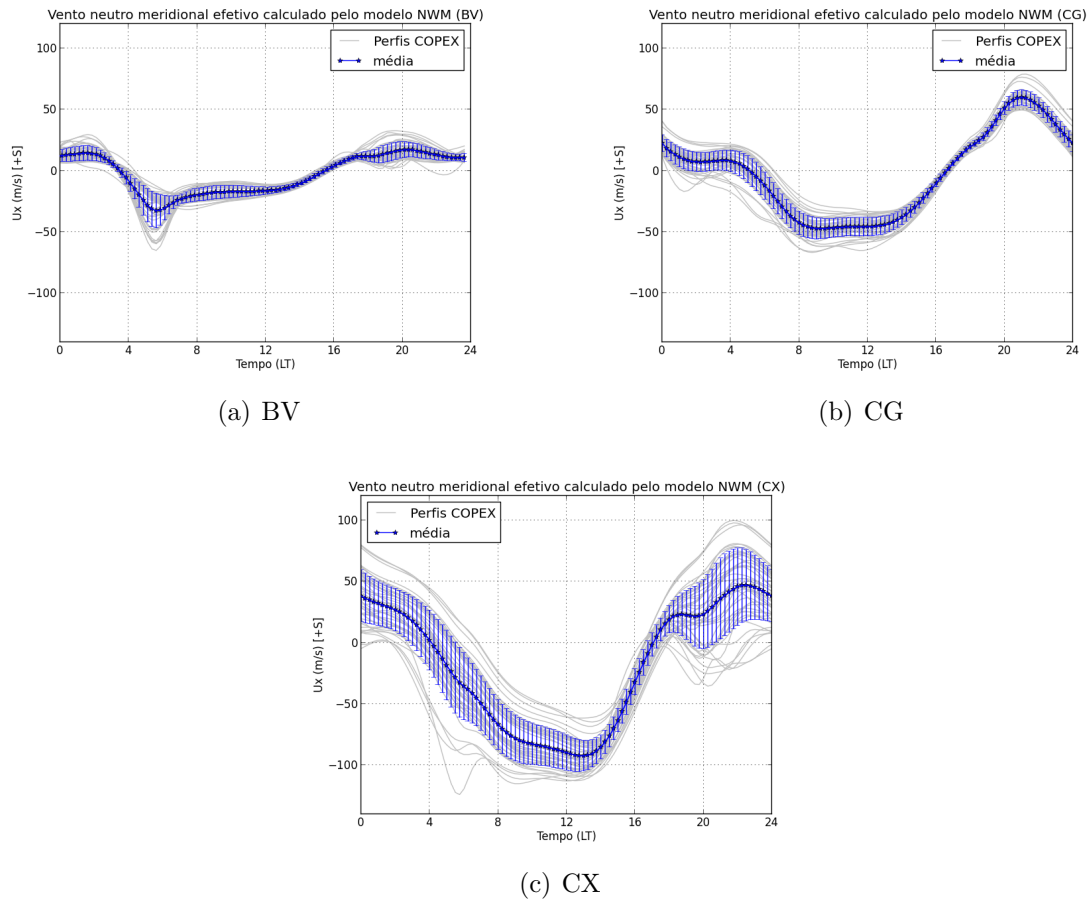


Fonte: produção do Autor.

Os ventos meridionais efetivos médios da campanha COPEX são apresentados na Figura 6.34. Estes ventos efetivos meridionais serão comparados, na sequência do texto, com as variações de altura das estações conjugadas. Para fazer tal comparação foi preciso definir índices de assimetria entre as estações conjugadas magneticamente

(figuras 6.35 e 6.36) e computar o vento meridional efetivo líquido definido como a média dos ventos meridionais efetivos das três estações do presente estudo (quadro inferior da Figura 6.37). Esta é uma metodologia própria, embasada nas publicações de Batista et al. (2011) e de Abdu et al. (2009), para analisar o comportamento do vento meridional efetivo baseando-se nas variações destes índices.

Figura 6.34 - Ventos meridionais médios efetivos da campanha COPEX nas diferentes estações.

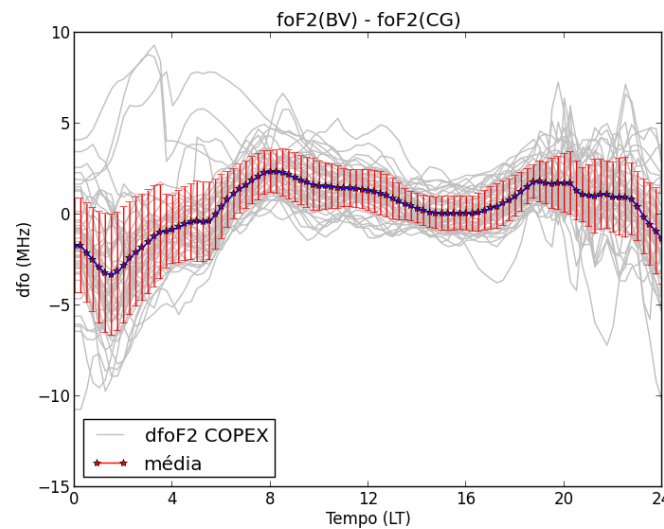


Fonte: produção do Autor.

O índice de assimetria da frequência, e consequentemente da densidade eletrônica, é definido como sendo a diferença entre as frequências ordinárias de pico da camada F2 entre as estações de Boa Vista e Campo Grande [$df_oF2 \equiv foF2(BV) - foF2(CG)$]. O cálculo diário deste índice é mostrado na Figura 6.35 (curvas cinzas). A média deste índice durante a campanha COPEX é representado pela curva central azul, sendo as barras em vermelho os desvios padrão correspondentes. Valores diferentes

de zero para este índice indicam que há diferença entre as estações conjugadas. Caso $dfoF2$ seja positivo, isto nos indica que a densidade de BV é superior à densidade de CG, e vice-versa. Tais diferenças podem ser atribuídas a diferentes taxas de produção nas estações, a diferentes taxas de perda de ionização, ao processo de difusão e/ou a ventos inter-hemisféricos transferindo plasma de um para o outro. Este índice não deve ser analisado de forma independente pois é difícil separar os efeitos mencionados anteriormente sem saber como a ionosfera está variando em altura (Figura 6.36) e qual é a estação do ano em questão.

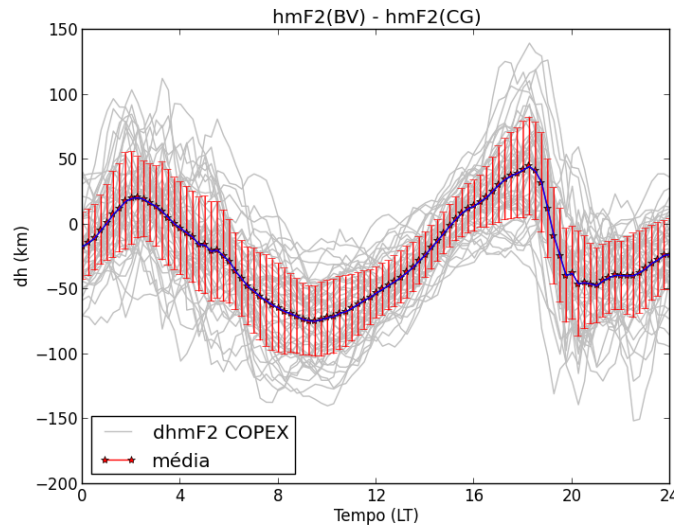
Figura 6.35 - Índice de assimetria da frequência/densidade $[foF2(BV) - foF2(CG)]$ e média durante a campanha COPEX.



Fonte: produção do Autor.

A Figura 6.36 mostra o índice de assimetria da altitude (definido como a diferença entre as alturas de pico da camada F2 entre as estações de Boa Vista e Campo Grande, $dhmF2 \equiv hmF2(BV) - hmF2(CG)$). Os valores de dia a dia são representados pelas curvas cinzas e a média durante a campanha COPEX é representada pela curva azul (cujos desvios padrão são as barras em vermelho). Este índice indica qual dos hemisférios magnéticos apresenta a ionização em altitude superior. Caso $dhmF2$ seja positivo, a camada F de BV está em altitude superior à camada F da estação CG indicando, muito provavelmente, que houve nas horas imediatamente anteriores um vento transequatorial sul, e vice-versa (ver explicação detalhada em Subseção 2.1.1).

Figura 6.36 - Índice de assimetria da altitude $[hmF2(BV) - hmF2(CG)]$ e média durante a campanha COPEX.



Fonte: produção do Autor.

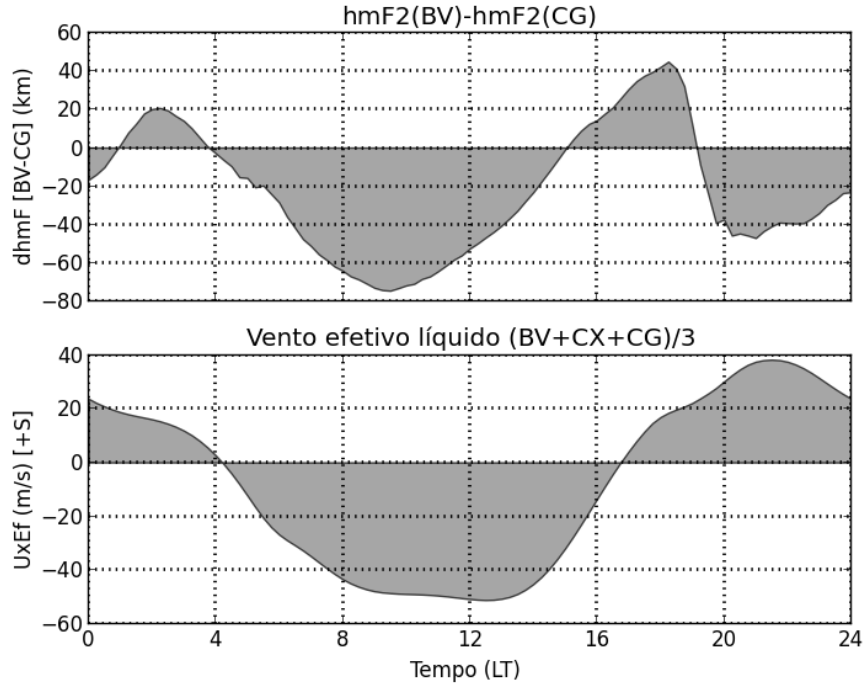
Este índice de assimetria da altitude será comparado com o vento meridional efetivo líquido da campanha, definido como sendo o valor médio das médias das três estações da COPEX. Esta comparação é mostrada na [Figura 6.37](#).

Desta comparação é possível perceber que o vento efetivo meridional médio da COPEX se mostra consistente com o índice de assimetria de altitude, mostrado no painel superior, em quase todos os horários. O vento efetivo líquido mostra a existência de um vento transequatorial para o sul do período que vai de aproximadamente 17 até 04 LT, com pico de quase 40 m/s próximo das 22 LT, e vento transequatorial dirigido para o norte nos demais horários mantendo magnitude de aproximadamente 50 m/s da 08 às 14 LT. O índice médio de assimetria da altitude ($dhmF$ na figura) também indica a presença de um vento transequatorial norte pelo menos das 04 às 15 LT e vento transequatorial sul imediatamente antes das 04 LT e das 17 às 19 LT em total acordo com os resultados do vento efetivo líquido (painel inferior da [Figura 6.37](#)). Nos demais períodos os resultados divergem.

A [Figura 6.38](#) mostra os resultados do NWM para os ventos zonais médios (U_y) da campanha COPEX nas diferentes estações.

Estes perfis parecem estar de acordo com observações de U_y apresentadas na [Seção 3.3](#) pelo menos no que concerne às orientações dos ventos que são no sentido leste durante a noite e no sentido oeste na maior parte do dia. As inversões dos ven-

Figura 6.37 - Comparativo do índice médio de assimetria da altitude [$hmF2(BV) - hmF2(CG)$] com o vento meridional efetivo líquido das estações da campanha COPEX $[BV + CX + CG]/3$ calculado através do modelo MWN.

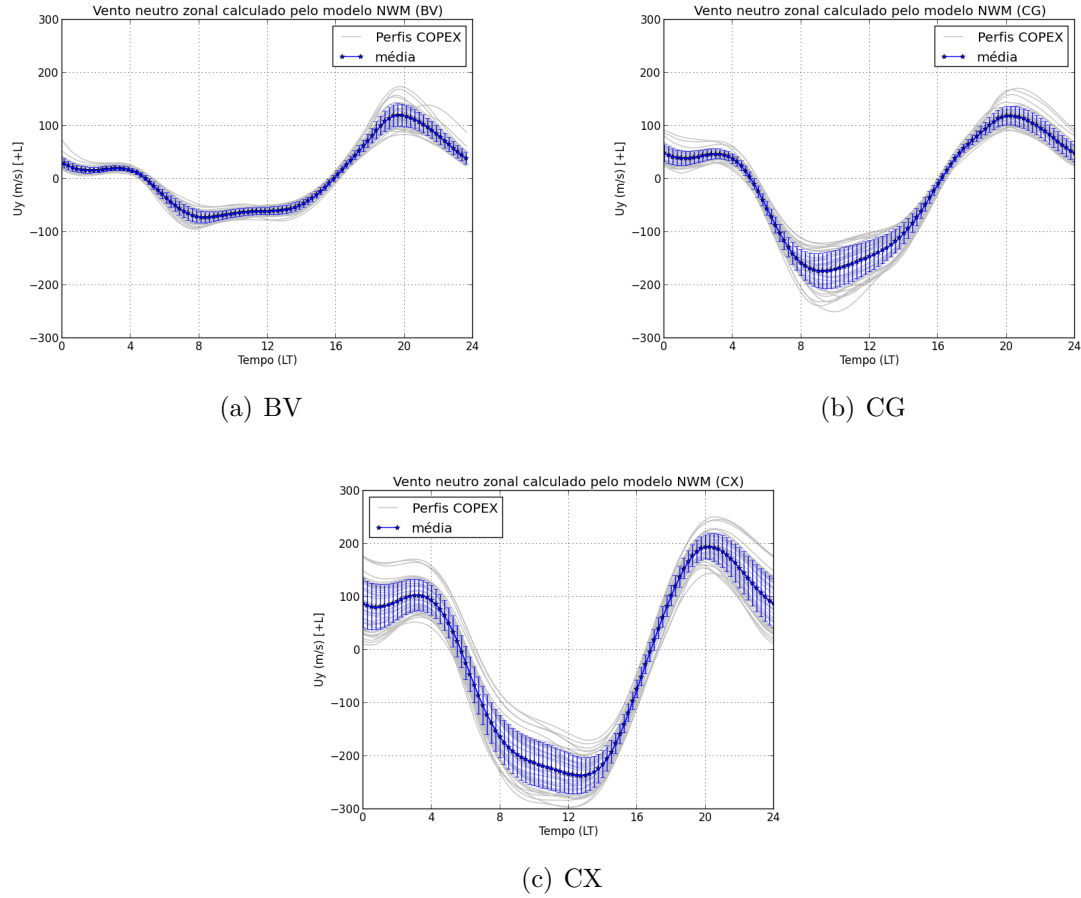


Fonte: produção do Autor.

tos zonais, em todas as estações, ocorrem às 05 LT e às 16 LT, aproximadamente. Outra conclusão, baseada nos resultados médios do NWM, é que as intensidades desses ventos zonais são maiores na estação de CX, seguido pelas estações CG e BV, nesta ordem, exceto nas horas próximas das inversões, nas quais os valores do U_y nas três estações é muito próximo. Este resultado não era esperado quando da proposição do trabalho e os motivos para tais comportamentos ainda necessitam investigação. A Figura 6.39 mostra, para fins de comparação, os ventos zonais típicos do período da COPEX simulados pelo modelo HWM, versões 93 e 07.

O padrão geral dos ventos zonais, sendo para o leste durante a noite e para o oeste durante o dia, está em acordo nos modelos. As magnitudes, no entanto, diferem bastante. À noite na estação de BV os ventos médios calculados pelo NWM, sempre excluindo os valores próximos da hora das inversões (que obviamente serão nulas), variam de ~ 25 até ~ 120 m/s ao passo que os modelos HWM93 e HWM07 mostram variação de ~ 20 até ~ 170 m/s. Para BV, e à noite, o HWM07 mostrou resultados mais próximos dos resultados do NWM do que o modelo HWM93. Na estação de

Figura 6.38 - Ventos zonais médios da campanha COPEX nas diferentes estações.

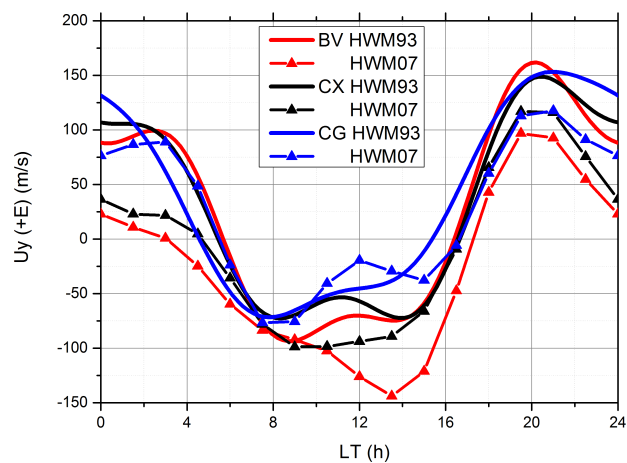


Fonte: produção do Autor.

CX, à noite, os ventos médios calculados pelo NWM variam de ~ 100 até ~ 200 m/s ao passo que os modelos HWM mostram variação de ~ 30 até ~ 150 m/s. O HWM93 apresenta resultados mais próximos do NWM do que o HWM07 neste caso. Em CG, ainda à noite, os ventos médios calculados pelo NWM variam de ~ 50 até ~ 110 m/s ao passo que os modelos HWM mostram variação de ~ 60 até ~ 150 m/s. Para CG, e à noite, HWM07 apresenta resultados mais próximos do NWM do que o HWM93. Do período das 08 às 15 LT, em BV o NWM tem valores de ~ -80 m/s (~ -75 m/s o HWM93 e ~ -130 m/s o HWM07), em CX o NWM tem valores de ~ -230 m/s (~ -75 m/s o HWM93 e ~ -90 m/s o HWM07) e em CG o NWM tem valores de ~ -150 m/s (~ -50 m/s o HWM93 e ~ -40 m/s o HWM07).

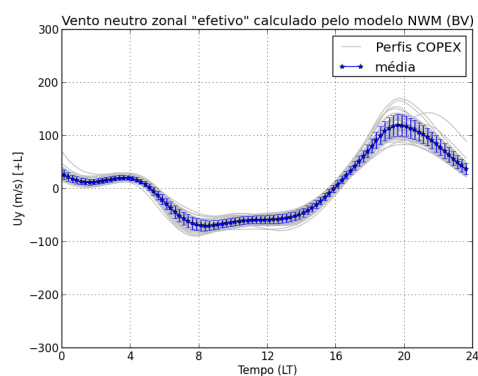
A Figura 6.40 mostra os ventos zonais magnéticos médios da campanha COPEX nas diferentes estações.

Figura 6.39 - Ventos zonais representativos do período da COPEX (calculados pelo modelo HWM num dia típico).

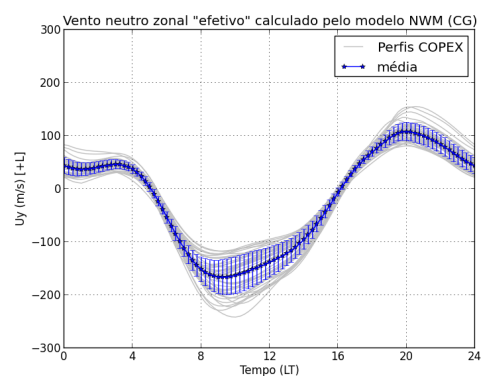


Fonte: produção do Autor.

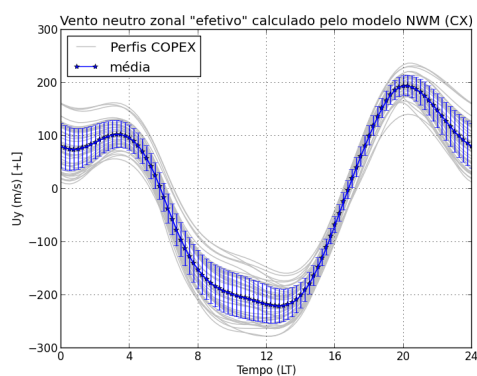
Figura 6.40 - Ventos zonais médios “efetivos” da campanha COPEX nas diferentes estações.



(a) BV



(b) CG



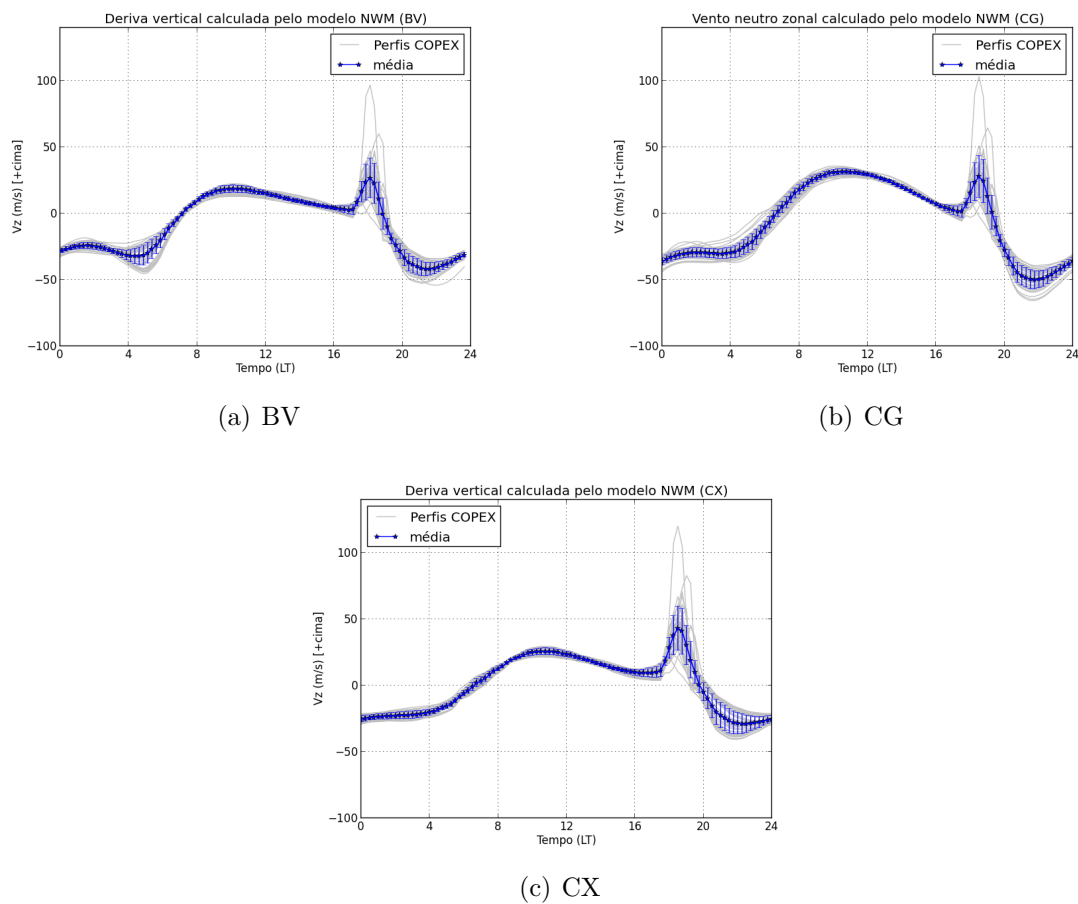
(c) CX

Fonte: produção do Autor.

Os resultados dos ventos zonais “efetivos”, ou perpendiculares ao plano magnético, não diferem muito do vento zonal geográfico até porque a contribuição do vento meridional (na [Equação 3.2](#)), percentualmente, é pouco significativa. Estes ventos, no geral, estão de acordo com as observação de ventos apresentadas no trabalho.

As derivas verticais médias calculadas usando os ventos fornecidos pelo modelo NWM para a COPEX são mostradas na [Figura 6.41](#).

Figura 6.41 - Derivas verticais médias calculadas para a COPEX.



Fonte: produção do Autor.

Estas derivas são consistentes com as observações do presente estudo, tal como na [Figura 4.12](#), mostrando que na média o pico da deriva em CG (27,8 m/s) foi um pouco maior do que o pico de V_z de BV (26,7 m/s) e indicando com isso que no geral houve vento transequatorial para o norte. Isto é característico para período da campanha COPEX, desenvolvida de outubro a dezembro de 2002, pois neste período o ponto subsolar se desloca para latitude maior no hemisfério sul. Com relação ao

horário do PREp, os resultados médio também estão de acordo com as observações, que na média da campanha COPEX, mostram o pico do PRE ocorrendo mais cedo em BV, seguido por CX e depois CG (tudo em LT).

7 SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Neste trabalho foi analisado o comportamento dos ventos neutros termosférico sobre a região brasileira a partir de um modelo numérico que utiliza dados obtidos durante a campanha de experimentos em pontos conjugados magneticamente (COPEX) como parâmetros de entrada. Os ventos neutros horizontais são de extrema importância para a eletrodinâmica do plasma ionosférico. Para desenvolver o estudo foi criado um modelo de vento neutro obtido por solução numérica das equações diferenciais para as componentes zonal e meridional dos ventos termosféricos. No modelo são utilizados como parâmetros de entrada as derivas verticais de plasma, a altura da camada F2 e a densidade de plasma obtidos por meio de observações sincronizadas de três Digisondas[®] instaladas nas localidades de Boa Vista (2,8° N, 60,7° O), Cachimbo (9,8° S e 54,8° O) e Campo Grande (20,5° S, 54,7° O). Estas três estações estão situadas praticamente sobre um mesmo meridiano magnético, sendo Cachimbo (CX) a estação equatorial e as outras duas, Campo Grande (CG) e Boa Vista (BV), as estações magneticamente conjugadas.

No estudo foram utilizados os dados de todas as sondagens do período da COPEX em que os dados tenham sido coletados simultaneamente nas três estações. A campanha COPEX foi realizada entre os meses de outubro a dezembro de 2002, período de alta atividade solar (HSA). Foram eliminados deste banco de dados dias muito perturbados ou que impossibilitassem a redução adequada dos ionogramas. Os dados remanescentes foram processados e o modelo foi rodado para todos eles. Para estudos de caso nesta tese, escolheu-se os seis dias mais calmos (magneticamente), baseados nos índices Kp e Dst , distribuídos ao longo do período da campanha. Por não haver medidas das velocidades dos íons durante a campanha COPEX, utilizou-se uma forma alternativa de obter a deriva vertical do plasma, necessária na modelagem, e neste caso passou-se o foco das análises somente aos horários próximos do anoitecer, em que ocorre o aumento prerreversão da deriva vertical de plasma (PRE). A partir das alturas reais de reflexão do sinal da Digisonda[®] correspondentes às frequências de 4 a 8 MHz (9 frequências no total e passo de 0,5 MHz) foram calculadas as derivas aparentes (de acordo com $\frac{dhF}{dt}$, onde $\overline{hF}$ é a média das alturas recém mencionadas). Esta deriva aparente só representa bem a deriva vertical V_z nos horários próximos do anoitecer, quando a camada ionosférica costuma estar em altitudes maiores que 300 km (isso é satisfeito especialmente durante períodos de alta atividade solar como foi a COPEX). Para completar o perfil horário de V_z , nos demais horários foram utilizados resultados de um modelo semi-empírico de deriva vertical do plasma, o modelo de Scherliess e Fejer (1999).

As observações nas localidades do estudo mostraram que existem assimetrias de amplitude e de horário na deriva vertical de plasma, nas alturas da camada F e nas densidades do plasma entre as estações, em especial nas conjugadas. No estudo buscou-se simular estas condições observadas através da aplicação dos ventos neutros calculados pelo modelo criado, denominado *Neutral Wind Model* (NWM). De maneira a avaliar os resultados numéricos do NWM, suas saídas são comparadas com os resultados do modelo semi-empírico global de ventos horizontais, o *Horizontal Wind Model* (HWM), e a partir destas saídas do NWM são calculadas novas derivas de plasma via solução da equação de movimento dos íons em estado estacionário. Estas derivas resultantes são usadas para avaliar a eletrodinâmica do plasma sobre as estações ionosféricas utilizadas e também são comparadas com aquelas observadas nas estações.

Os resultados apresentados na tese contemplam uma vasta gama de análise relacionadas a ventos neutros horizontais, deriva vertical de plasma em pontos magneticamente conjugados, horário e intensidade do pico prerreversão da deriva vertical (PREp), comparações com modelo de ventos e dados observacionais e comportamentos médios dos ventos e derivas.

Da análise inicial do banco de dados e a partir dos perfis horários da deriva vertical construídos para cada um dos dias do estudo, observou-se que o fenômeno do PRE não ocorre exatamente no mesmo horário universal (UT) nas três estações e isto se deve ao fato de que as estações da campanha COPEX não pertencem exatamente ao mesmo meridiano magnético. O horário de ocorrência do PREp, em hora local, mostrou diferenças nas três estações utilizadas decorrentes das diferenças em suas longitudes. Os resultados mostram, ainda, que as estações CX e CG apresentam uma diferença entre o horário do pôr do Sol e o pico prerreversão (PREp) bastante parecidos (~ 39 min) ao passo que na estação de BV esta diferença é menor (~ 31 min). A explicação para esta diferença está, provavelmente, no fato de que a estação de BV se encontra, geograficamente, mais a oeste que as outras estações e percebe, portanto, o início do PRE em LT anterior ao das outras estações. Assim, em torno do horário em que a estação de BV entrar no anoitecer ocorrerá o pico do PRE nas estações. Outro fator que pode estar contribuindo para estas diferenças é o fato da estatística em BV ser pior do que nas outras estações porque houve um menor período de aquisição de dados. Com relação aos horários do PREp, constatou-se que, no geral, ele costuma ocorrer na seguinte ordem: primeiro BV, depois em CX e por último em CG.

Conforme a teoria, as intensidades do fenômeno do PRE têm relação direta com o alinhamento entre a linha do terminadouro e o meridiano magnético que passa pela estação equatorial (CX). Das observações foi encontrado que o PREp de Cachimbo é sempre superior ao das outras estações e isto ocorre porque Cachimbo está situada no equador magnético onde a deriva vertical é máxima. A estação de BV apresentou PREp maior do que o PREp de CG no início da campanha (do final de outubro até meados de novembro) e PREp menor do que PREp de CG do meio para o final da COPEX (meados de novembro até início de dezembro). Isto se justifica pois, como a COPEX ocorre na transição do equinócio para o solstício de verão no hemisfério sul, o ponto subsolar move-se para uma latitude mais elevada.

Na sequência do trabalho foram analisados com maior profundidade os resultados do modelo NWM para seis dias escolhidos. Analisou-se para estes dias (284, 285, 286, 305, 320 e 340) as componente U_x e U_y dos ventos neutros e suas comparações com o modelo HWM, os ventos efetivos U_{xEf} e U_{yEf} e suas relações com as medidas de $hmF2$ e f_oF2 e as derivas calculadas com os ventos U_x e U_y do NWM (devidamente comparadas com as derivas observadas).

Da análise dos ventos meridionais nota-se que nas estações de CG e CX os ventos são bastante parecidos entre si enquanto em BV, localizado no outro hemisfério geográfico, mostrou um comportamento diferente. Os ventos meridionais efetivos diferem bastante do vento meridional geográfico e isto se deve à grande contribuição dada pelo vento zonal geográfico em virtude da alta declinação magnética da região brasileira. Os ventos meridionais efetivos são, ainda, muito parecidos entre si nos três dias do início da campanha COPEX mas diferem nos demais dias (os quais estão mais distribuídos ao longo do período da COPEX). Comparando os resultados do NWM com medidas de ventos publicadas por [Meriwether et al. \(2011\)](#) e [Biondi et al. \(1990a\)](#) percebe-se que os resultados do NWM para U_x mostram discordância para a grande parte dos períodos noturnos. Convém salientar que não há medidas de ventos para as mesmas localidades e condições geofísicas equivalente àquelas da campanha COPEX.

Com relação aos ventos neutros zonais U_y , percebe-se que eles apresentam um comportamento bastante similar nas três estações, sendo para leste durante a noite e dirigido para oeste durante o dia. As magnitudes de U_y , no entanto, podem diferir muito de uma estação para a outra de acordo com o modelo NWM. Em relação à comparação com o HWM, U_y tem mostrado valores relativamente próximos dos ventos do HWM em muitos horários, mas das 08 às 16 LT as estações de CG e

CX costumam apresentar amplitudes muito maiores. Para o vento neutro zonal, ainda, as comparações do NWM com medidas de ventos publicadas por [Liu et al. \(2006\)](#) e [Meriwether et al. \(2011\)](#) mostram concordância boa das direções do vento ao longo do dia, mostrando vento para o oeste durante a maior parte do dia e vento para o leste à noite, embora os horários de inversão destes ventos não concordem perfeitamente. Além do mais, as amplitudes do vento zonal mostradas pelo NWM, especialmente para CX, são muito superiores às observadas nos trabalhos apresentados.

Da análise dos resultados das derivas observa-se que, em geral, no horário do PRE, a deriva vertical baseada nos ventos do NWM está em consonância com a deriva vertical observada dando, desta forma, credibilidade aos ventos calculados pelo modelo. O padrão da deriva zonal V_y calculada, bem como as suas amplitudes, são muito semelhantes aos ventos zonais como é de se esperar. O fato destas velocidades serem bastante parecidas se deve ao fato de que o movimento dos íons, nesta direção, é resultado do arraste pela atmosfera neutra.

Da análise geral das informações dos dias escolhidos concluiu-se que o cálculo dos ventos efetuado é razoável.

Em seguida foi feita uma análise da contribuição dos diferentes termos no cálculo de V_z que mostrou que os termos que podem contribuir para a diferença do comportamento dos picos de prerreversão nas estações conjugadas são os termos devidos aos ventos neutros U_x e U_y (principalmente) e também o termo de difusão. O termo de U_x e U_y é o decisivo para as diferenças entre os picos das estações conjugadas.

Ao final do trabalho foi feito, ainda, um estudo do comportamento médio dos ventos, derivas e índices de assimetria (entre as estações conjugadas da COPEX) durante a campanha. Primeiro foram analisados os ventos meridionais médios da campanha COPEX nas diferentes estações e suas comparações com duas versões do HWM. Embora as curvas de cada estação sejam distintas, observam-se similaridades em alguns horários. Da comparação destes resultados do NWM com resultados de [Meriwether et al. \(2011\)](#) e [Medeiros et al. \(1997\)](#) notam-se poucas semelhanças. A comparação do perfil de vento neutro meridional do NWM com resultados típicos do modelo *Horizontal Wind Model*, versões 93 e 07, durante a campanha COPEX, mostra que os modelos HWM93 e HWM07 parecem estar consistentes entre eles mas diferem muito do modelo NWM, especialmente com relação às orientações dos ventos. Em alguns momentos tais resultados parecem estar fora de fase.

A segunda parte da análise dos comportamentos médios foi feita com os ventos meridionais médios efetivos da campanha COPEX nas diferentes estações, índices de assimetria da frequência/densidade $[foF2(BV) - foF2(CG)]$ e da altitude $[hmF2(BV) - hmF2(CG)]$, índice médio de assimetria da altitude $[hmF2(BV) - hmF2(CG)]$ e com o vento meridional efetivo líquido das estações da campanha COPEX $([U_{xEf}(BV) + U_{xEf}(CX) + U_{xEf}(CG)]/3)$ calculado através do modelo NWM. Desta análise e comparativos feitos é possível perceber que o vento efetivo meridional médio da COPEX se mostra consistente com o índice de assimetria de altura em quase todos os horários. O vento efetivo líquido está de acordo com os resultados do índice de assimetria de altitude para a maior parte dos horários, divergindo principalmente das 19 às 01 LT.

A terceira parte da análise dos comportamentos médios foi feita com os ventos zonais médios da campanha COPEX nas diferentes estações e comparações com observações e resultados de versões do HWM. Desta análise percebe-se que os perfis parecem estar de acordo com observações de U_y pelo menos no que concerne às orientações dos ventos que são no sentido leste durante a noite e no sentido oeste na maior parte do dia. As inversões dos ventos zonais, em todas as estações, ocorrem às 05 LT e às 16 LT, aproximadamente. Outra conclusão, baseada nos resultados médios do NWM, é que as intensidades desses ventos zonais são maiores na estação de CX, seguido pelas estações CG e BV, nesta ordem, exceto nas horas próximas das inversões, nas quais os valores do U_y nas três estações é muito próximo um do outro. A comparação de U_y do NWM com os resultados do HWM mostra que o padrão geral dos ventos zonais, sendo para leste durante a noite e para oeste durante o dia, está em acordo nos modelos. As magnitudes, no entanto, diferem bastante. Os resultados dos ventos zonais “efetivos”, ou perpendiculares ao plano magnético, não diferem muito do vento zonal geográfico porque a contribuição do vento meridional, percentualmente, é pouco significativa.

A quarta e última parte da análise dos comportamentos médios foi feita com as derivas verticais médias calculadas para a COPEX. As derivas calculadas pelo NWM se mostraram consistentes com as observações do presente estudo, mostrando que na média o pico da deriva em CG (27,8 m/s) foi um pouco maior do que o pico de BV (26,7 m/s), indicando com isso que, no geral, houve vento transequatorial para o norte (VTEN). Com relação ao horário do PREp, os resultados médios também estão de acordo com as observações, que na média da campanha COPEX, mostram o pico do PRE, em LT, ocorrendo mais cedo em BV, seguido por CX e depois CG.

Da análise geral dos resultados conclui-se que é possível, em geral, confiar nos cálculos de ventos efetuados mas que determinadas falhas precisam de mais investigação. Fica também evidente da análise dos resultados apresentados no trabalho que o vento aparente deduzido a partir dos gráficos das derivas verticais, cujas diferença de PREp entre as estações conjugadas parecem indicar ventos transequatoriais, nem sempre ficam evidenciados nos demais dados (observações ou simulações), e.g. $hmF2$, $foF2$, ventos efetivos do NWM, índices de assimetria, etc.

O modelo proposto neste trabalho oferece vantagens para estudos durante a campanha COPEX pois permite avaliar o efeito das atividades solar e magnética nos ventos, uma vez que tais efeitos estão indiretamente embutidos nas medidas de Digissonda. Os resultados obtidos neste trabalho representam uma importante contribuição para uma melhor compreensão das variações diurnas das estruturas da ionosfera e poderão vir a ser uma ferramenta útil nos esforços futuros em clima espacial e ajudar a preencher a lacuna em termos do conhecimento que existe a respeito do comportamento dos ventos neutros sobre a região brasileira.

Finalmente, como linhas de pesquisa para trabalhos futuros sugere-se o aprimoramento do modelo nos aspectos em que ele deixou a desejar e utilização para outras localidades, onde se possa contar com medidas de derivas ou campos elétricos, especialmente para comparar com medidas de ventos tomadas simultaneamente na região. Os esforços do INPE para instalar instrumentos FPI em BV e CG, onde atualmente já estão em operação Digissondas permanentes, permitirão uma comparação direta dos resultados do modelo com medidas *in loco*. A utilização do modelo para períodos perturbados também deverá fornecer valiosos resultados em relação aos ventos neutros. Pode-se utilizar também os resultados de ventos do NWM para tentar simular as condições da ionosfera através de outros modelos, como por exemplo o SUPIM.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; BITTENCOURT, J. A. Some characteristics of spread F at the magnetic equatorial station Fortaleza. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 6836–6842, ago. 1981a. [51](#)
- ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; REINISCH, B. W.; SOUZA, J. R. de; SOBRAL, J. H. A.; PEDERSEN, T. R.; MEDEIROS, A. F.; SCHUCH, N. J.; PAULA, E. R. de; GROVES, K. M. Conjugate Point Equatorial Experiment (COPEX) campaign in Brazil: electrodynamics highlights on spreadF development conditions and day-to-day variability. **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 114, n. A4, p. 4308, abr. 2009. Disponível em: <http://dx.doi.org/10.1029/2008JA013749>. [49](#), [59](#), [60](#), [71](#), [105](#), [153](#)
- ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; SOBRAL, J. H. A. A new aspect of magnetic declination control of equatorial spread F and F region dynamo. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 14897, out. 1992. [22](#)
- ABDU, M. A.; BITTENCOURT, J. A.; BATISTA, I. S. Magnetic declination control of the equatorial F region dynamo electric field development and spread F. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 11443–11446, dez. 1981b. [17](#), [51](#), [61](#), [75](#)
- ABDU, M. A.; SOBRAL, J. H. A.; BATISTA, I. S. Equatorial Spread F statistics in the American longitudes: some problems relevant to ESF description in the IRI scheme. **Advances in Space Research**, v. 25, p. 113–124, 2000. [22](#)
- ABDU, M. A.; SOBRAL, J. H. A.; BATISTA, I. S.; RIOS, V. H.; MEDINA, C. Equatorial spread-F occurrence statistics in the American longitudes: diurnal, seasonal and solar cycle variations. **Advances in Space Research**, v. 22, p. 851–854, 1998. [22](#)
- AKASOFU, S.; CHAPMAN, S. **Solar-terrestrial physics**. Oxford: Oxford University Press, 1972. [7](#)
- ALKEN, P.; MAUS, S.; EMMERT, J.; DROB, D. P. Improved horizontal wind model HWM07 enables estimation of equatorial ionospheric electric fields from satellite magnetic measurements. **Geophysical Research Letters**, v. 351, p. L11105, jun. 2008. [32](#)

ANDERSON, D. N. A theoretical study of the ionospheric F region Equatorial anomaly-I. Theory. **Planetary and Space Science**, v. 21, p. 409–419, mar. 1973a. [11](#)

_____. A theoretical study of the ionospheric F region Equatorial anomaly-II. Results in the American and Asian sectors. **Planetary and Space Science**, Pergamon Press, Irlanda, v. 21, p. 421–442, mar. 1973b. [11](#)

BANKS, P.; KOCKARTS, G. **Aeronomy**: part A. London: Academic Press, 1973. [7](#)

BARTH, C. A.; ROTTMAN, G. J.; TOBISKA, W. K.; WHITE, O. R. Comparison of 10.7 cm radio flux with SME solar Lyman alpha flux. **Geophysical Research Letters**, v. 17, p. 571–574, abr. 1990. [30](#)

BATISTA, I.; DIOGO, E.; SOUZA, J.; ABDU, M.; BAILEY, G. Equatorial ionization anomaly: the role of thermospheric winds and the effects of the geomagnetic field secular variation. In: ABDU, M.; DORA, P. (Ed.). **Aeronomy of the Earth's atmosphere and ionosphere**. Netherlands: IAGA Special Sopron Book Series, Springer, 2011. p. 317–328. [16](#), [29](#), [30](#), [105](#)

BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; BITTENCOURT, J. A. Equatorial F region vertical plasma drifts - Seasonal and longitudinal asymmetries in the American sector. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, p. 12055–12064, nov. 1986. [17](#), [22](#), [75](#)

BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; CARRASCO, A. J.; REINISCH, B. W.; PAULA, E. R. de; SCHUCH, N. J.; BERTONI, F. Equatorial spread F and sporadic E-layer connections during the Brazilian Conjugate Point Equatorial Experiment (COPEX). **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 70, p. 1133–1143, jun. 2008. [49](#), [71](#)

BILITZA, D. International Reference Ionosphere 2000. **Radio Science**, v. 36, n. 2, p. 261–275, 2001. [10](#)

BILITZA, D.; RAWER, K.; BOSSY, L.; KUTIEV, I.; OYAMA, K.-I.; LEITINGER, R.; KAZIMIROVSKY, E. **International reference ionosphere 1990**. Greenbelt, Maryland, nov. 1990. [10](#)

BIONDI, M. A.; MERIWETHER JR., J. W.; FEJER, B. G.; GONZALEZ, S. A. Seasonal variations in the equatorial thermospheric wind measured at Arequipa, Peru. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. A8, p. 12243–12250, ago.

1990a. ISSN 2156-2202. Disponível em:

<<http://dx.doi.org/10.1029/JA095iA08p12243>>. 43, 44, 45, 80, 115

BIONDI, M. A.; MERIWETHER JR., J. W.; SAHAI, Y.; TAKAHASHI, H. Thermospheric neutral winds at low latitudes during the September-October 1986 Sundial campaign - Optical interferometer results. **Annales Geophysicae**, v. 8, p. 409–417, jun. 1990b. 47, 80

BITTENCOURT, J. A. **Fundamentals of plasma physics**. New York: Springer-Verlag, 2004. Third Edition. 7

BITTENCOURT, J. A.; ABDU, M. A. A theoretical comparison between apparent and real vertical ionization drift velocities in the equatorial F region. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 2451–2454, abr. 1981. 58, 61

CARRASCO, A. J. **O pico pré-inversão na deriva vertical de plasma e a camada E esporádica**. 154 p. Tese (Tese de doutorado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005-07-05 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.18.14.19>>. 7, 67, 71, 154

COSTA, J. E. R.; DENARDINI, C. M. **Em que escala os efeitos do clima espacial afetam a sociedade?** 2011. Disponível em: <<http://www2.inpe.br/climaespacial/workshop2011usuarios/files/embraceUsu2011Efeitos.pdf>>. Acesso em: 16 de dezembro de 2014. 24

DALGARNO, A.; SMITH, F. J. The thermal conductivity and viscosity of atomic oxygen. **Planetary and Space Science**, v. 9, p. 1, jan. 1962. 30

DENARDINI, C. M. **Desenvolvimento de um sistema de correção de fase para o radar ionosférico de São Luís do Maranhão**. 137 p. Dissertação (Dissertação de mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1999-03 1999. Disponível em: <<http://mtc-m05.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/deise/1999/09.09.16.34/doc/>>. 7

DICKINSON, R. E.; RIDLEY, E. C.; ROBLE, R. G. A three-dimensional general circulation model of the thermosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 86, p. 1499–1512, mar. 1981. 33

_____. Thermospheric general circulation with coupled dynamics and composition. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, p. 205–219, jan. 1984. 33

FARLEY, D. T.; BONELLI, E.; FEJER, B. G.; LARSEN, M. F. The prereversal enhancement of the zonal electric field in the equatorial ionosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 91, p. 13723–13728, dez. 1986. 20

FEJER, B. G.; GONZALEZ, S. A.; PAULA, E. R. de; WOODMAN, R. F. Average vertical and zonal F region plasma drifts over Jicamarca. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 13901, ago. 1991. 16

FEJER, B. G.; PAULA, E. R. de; BATISTA, I. S.; BONELLI, E.; WOODMAN, R. F. Equatorial F region vertical plasma drifts during solar maxima. **Journal of Geophysical Research**, v. 94, p. 12049–12054, set. 1989. 16

FEJER, B. G.; PAULA, E. R. de; SCHERLIESS, L.; BATISTA, I. S. Incoherent scatter radar, ionosonde, and satellite measurements of equatorial F region vertical plasma drifts in the evening sector. **Geophysical Research Letters**, v. 23, p. 1733–1736, 1996. 16

FEJER, B. G.; SOUZA, J. R.; SANTOS, A. S.; PEREIRA, A. E. C. Climatology of F region zonal plasma drifts over Jicamarca. **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 110, n. A12, dez. 2005. ISSN 2156-2202. A12310. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2005JA011324>>. 46

FISHER, D. J.; MAKELA, J. J.; MERIWETHER, J. W.; BURITI, R. A.; BENKHALDOUN, Z.; KAAB, M.; LAGHERYEB, A. Climatologies of nighttime thermospheric winds and temperatures from Fabry-Perot interferometer measurements: from solar minimum to solar maximum. **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 120, p. 6679–6693, ago. 2015. 47

FORBES, J. M. The equatorial electrojet. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 19, n. 3, p. 469–504, ago. 1981. 67

GONZALEZ, W. D.; JOSELYN, J.; KAMIDE, Y.; KROHEL, H. W.; ROSTOKER, G.; TSURUTANI, B. T.; VASYLIUNAS, V. M. What is a magnetic storm? **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. A4, p. 5771–5792, abr. 1994. 23

HAERENDEL, G.; ECCLES, J. V.; CAKIR, S. Theory for modeling the equatorial evening ionosphere and the origin of the shear in the horizontal plasma flow. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, p. 1209–1223, fev. 1992. 4, 152

HARGREAVES, J. K. **The solar-terrestrial environment**: an introduction to geospace - the science of the upper atmosphere, ionosphere and magnetosphere. New York: Cambridge University Press, 1992. 7

HEALY, S. **GPS radio occultation**. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2009. DA lecture. Disponível em: <http://www.ecmwf.int/newsevents/training/meteorological_presentations/pdf/DA/GPSRO.pdf>. 14

HEDIN, A. E. A revised thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data - MSIS-83. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, p. 10170–10188, dez. 1983. 30

_____. MSIS-86 thermospheric model. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. A5, p. 4649–4662, maio 1987. 30

_____. Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, n. A2, p. 1159–1172, fev. 1991a. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/90JA02125>>. 30

HEDIN, A. E.; BIONDI, M. A.; BURNSIDE, R. G.; HERNANDEZ, G.; JOHNSON, R. M.; KILLEEN, T. L.; MAZAUDIER, C.; MERIWETHER, J. W.; SALAH, J. E.; SICA, R. J.; SMITH, R. W.; SPENCER, N. W.; WICKWAR, V. B.; VIRDI, T. S. Revised global model of thermosphere winds using satellite and ground-based observations. **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 96, n. A5, p. 7657–7688, maio 1991b. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/91JA00251>>. 32

HEDIN, A. E.; FLEMING, E. L.; MANSON, A. H.; SCHMIDLIN, F. J.; AVERY, S. K.; CLARK, R. R.; FRANKE, S. J.; FRASER, G. J.; TSUDA, T.; VIAL, F.; VINCENT, R. A. Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 58, p. 1421–1447, set. 1996. 32

HEDIN, A. E.; SPENCER, N. W.; KILLEEN, T. L. Empirical global model of upper thermosphere winds based on atmosphere and dynamics explorer satellite data. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, p. 9959–9978, set. 1988. 32

HEELIS, R.; KENDALL, P.; MOFFETT, R.; WINDLE, D.; RISHBETH, H. Electrical coupling of the E- and F-regions and its effect on F-region drifts and winds. **Planetary and Space Science**, v. 22, p. 743, 1974. 64

IMMEL, T. J.; SAGAWA, E.; ENGLAND, S. L.; HENDERSON, S. B.; HAGAN, M. E.; MENDE, S. B.; FREY, H. U.; SWENSON, C. M.; PAXTON, L. J. Control of equatorial ionospheric morphology by atmospheric tides. **Geophysical Research Letters**, v. 33, p. 15108, ago. 2006. 31

KELLEY, M. C. **The Earth's ionosphere**: plasma physics and eletrodynamics. Cornel University, Ithaca, NY: Elsevier, 2008. Second Edition. 19, 20, 22, 29

KELLEY, M. C.; WONG, V. K.; APONTE, N.; COKER, C.; MANNUCCI, A.; KOMJATHY, A. Comparison of COSMIC occultation-based electron density profiles and TIP observations with Arecibo incoherent scatter radar data. **Radio Science**, v. 44, 2009. 20

KIRCHHOFF, V. W. J. H. **Introdução à geofísica espacial**. São Paulo: INPE, 2001. 7

KOGA, D.; SOBRAL, J. H. A.; GONZALEZ, W. D.; ARRUDA, D. C. S.; ABDU, M. A.; CASTILHO, V. M. de; MASCARENHAS, M.; GONZALEZ, A. C.; TSURUTANI, B. T.; DENARDINI, C. M.; ZAMLUTTI, C. J. Electrodynamic coupling processes between the magnetosphere and the equatorial ionosphere during a 5-day HILDCAA event. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 73, p. 148–155, jan. 2011. 25

LARSEN, M. F.; FESEN, C. G. Accuracy issues of the existing thermospheric wind models: can we rely on them in seeking solutions to wind-driven problems? **Annales Geophysicae**, v. 27, p. 2277–2284, jun. 2009. 33, 35, 80

LIN, C. H.; HSIAO, C. C.; LIU, J. Y.; LIU, C. H. Longitudinal structure of the equatorial ionosphere: time evolution of the four-peaked EIA structure. **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 112, n. A12, dez. 2007a. ISSN 2156-2202. A12305. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1029/2007JA012455>>. 31

LIN, C. H.; LIU, J. Y.; FANG, T. W.; CHANG, P. Y.; TSAI, H. F.; CHEN, C. H.; HSIAO, C. C. Motions of the equatorial ionization anomaly crests imaged by FORMOSAT-3/COSMIC. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 19, out. 2007b. ISSN 1944-8007. L19101. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030741>>. 14, 31

LIN, C. H.; WANG, W.; HAGAN, M. E.; HSIAO, C. C.; IMMEL, T. J.; HSU, M. L.; LIU, J. Y.; PAXTON, L. J.; FANG, T. W.; LIU, C. H. Plausible effect of

- atmospheric tides on the equatorial ionosphere observed by the FORMOSAT-3/COSMIC: three-dimensional electron density structures. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 11, jun. 2007c. ISSN 1944-8007. L11112. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2007GL029265>>. 31
- LIU, H.; LÜHR, H.; WATANABE, S.; KÖHLER, W.; HENIZE, V.; VISSER, P. Zonal winds in the equatorial upper thermosphere: decomposing the solar flux, geomagnetic activity, and seasonal dependencies. **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 111, n. A10, p. A07307, jul. 2006. 30, 33, 37, 38, 39, 40, 80, 116
- MACDOUGALL, J. W.; ABDU, M. A.; JAYACHANDRAN, P. T.; CECILE, J.-F.; BATISTA, I. S. Presunrise spread F at Fortaleza. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 23415–23426, out. 1998. 17
- MAKELA, J. J.; FISHER, D. J.; MERIWETHER, J. W.; BURITI, R. A.; MEDEIROS, A. F. Near-continual ground-based nighttime observations of thermospheric neutral winds and temperatures over equatorial Brazil from 2009 to 2012. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 103, p. 94–102, out. 2013. 47
- MARTINIS, C.; MERIWETHER, J.; NICIEJEWSKI, R.; BIONDI, M.; FESEN, C.; MENDILLO, M. Zonal neutral winds at equatorial and low latitudes. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 63, n. 14, p. 1559–1569, set. 2001. 47
- MEDEIROS, R. T. de; ABDU, M. A.; BATISTA, I. S. Thermospheric meridional wind at low latitude from measurements of F layer peak height. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. A7, p. 14531–14540, jul. 1997. 36, 40, 41, 42, 43, 58, 104, 116
- MERIWETHER, J. W.; MAKELA, J. J.; FISHER, D. J.; BURITI, R. A.; MEDEIROS, A. F.; AKMAEV, R. A.; FULLER-ROWELL, T. J.; WU, F. Comparisons of thermospheric wind and temperature measurements in equatorial Brazil to Whole Atmosphere Model Predictions. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 103, p. 103–112, out. 2013. 47
- MERIWETHER, J. W.; MAKELA, J. J.; HUANG, Y.; FISHER, D. J.; BURITI, R. A.; MEDEIROS, A. F.; TAKAHASHI, H. Climatology of the nighttime equatorial thermospheric winds and temperatures over Brazil near solar minimum.

Journal of Geophysical Research (Space Physics), v. 116, p. A04322, abr. 2011. 44, 46, 47, 80, 104, 115, 116

METEOROLOGY EDUCATION AND TRAINING. **FORMOSAT-3/COSMIC course**. Boulder, CO: UCAR, 2009. Disponível em: <<http://www.meted.ucar.edu/COSMIC/>>. Acesso em: 15 julho 2009. 14

MILLER, K. L.; HEDIN, A. E.; WILKINSON, P. J.; TORR, D. G.; RICHARDS, P. G. Neutral winds derived from IRI parameters and from the HWM87 wind model for the SUNDIAL campaign of September, 1986. **Advances in Space Research**, v. 10, n. 8, p. 99–102, 1990. 33

MUELLA, M. T. d. A. H. **Ventos termosféricos meridionais inferidos por meio de sondagens ionosféricas**. 215 p. Dissertação (Dissertação de mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2004-08-03 2004. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/09.27.15.02>>. 7, 36

NOAA. **NOAA space weather scales**. abr. 2011. Disponível em: <<http://www.swpc.noaa.gov/sites/default/files/images/NOAAscales.pdf>>. Acesso em: 16 de dezembro de 2014. 24

NOGUEIRA, P. A. B. **Estudo da anomalia de ionização equatorial e dos ventos termosféricos meridionais durante períodos calmos e perturbados na região de baixas latitudes brasileira**. 146 p. Dissertação (Dissertação de mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009-04-07 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/03.13.18.22>>. xxv, 35

PACHECO, E. E.; HEELIS, R. A.; SU, S.-Y. Superrotation of the ionosphere and quiet time zonal ion drifts at low and middle latitudes observed by Republic of China Satellite-1 (ROCSAT-1). **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 116, n. A15, p. A11329, nov. 2011. 81

PICONE, J. M.; HEDIN, A. E. The NRLMSISE-00 Empirical Atmospheric Model and Contributions of Ionized and Hot Oxygen to Orbital Drag. **AGU Fall Meeting Abstracts**, p. A2, dez. 2001. 30

PICONE, J. M.; HEDIN, A. E.; DROB, D. P.; AIKIN, A. C. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: statistical comparisons and scientific issues. **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 107, p. 1468, dez. 2002. 30

PRESS, W. **Numerical recipes**: the art of scientific computing. Cambridge University Press, 2007. ISBN 9780521880688. Disponível em: <<http://books.google.com.br/books?id=DyykEZo4fwUC>>. 72, 154

PRESS, W.; VETTERLING, W.; TEUKOLSKY, S.; FLANNERY, B. **Numerical recipes**: example book (fortran). Cambridge University Press, 1992. (The Art of Scientific Computing). ISBN 9780521437219. Disponível em: <<http://books.google.com.br/books?id=ruR6ds7RIpEC>>. 72, 154

RAM, S. T.; SU, S.-Y.; LIU, C. H. FORMOSAT-3/COSMIC observations of seasonal and longitudinal variations of equatorial ionization anomaly and its interhemispheric asymmetry during the solar minimum period. **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 114, n. A13, p. A06311, jun. 2009. 14, 15, 31

REES, D.; FULLER-ROWELL, T. J. A theoretical thermosphere model for CIRA. **Advances in Space Research**, v. 7, p. 185–197, 1987. 32

_____. The CIRA theoretical thermosphere model. **Advances in Space Research**, v. 8, p. 27–106, 1988. 32

REINISCH, B. W. The Digisonde 256 system and ionospheric research. In: HAGGARD, R. (Ed.). **Ionospheric station inf. bulletin**. Austrália: URSI INAG, 1986. v. 48. 56

REINISCH, B. W. **Digisonde Portable Sounder 4D: an HF radar system for ionospheric research and monitoring**: Technical manual - operation and maintenance. Massachusetts: LDI Intellectual, jan. 2009. Version 1.2.6. Disponível em: <http://digisonde.com/pdfs/Digisonde4DManual_LDI-web1-2-6.pdf>. Acesso em: 10 de junho de 2016. 57

REINISCH, B. W.; BIBL, K.; KITROSSER, D. F.; SALES, G. S.; TANG, J. S.; ZHANG, Z. M.; BULLETT, T. W.; RALLS, J. A. The Digisonde 256 ionospheric sounder. In: LIU, C. H. (Ed.). **World ionosphere/thermosphere study, WITS Handbook**. Urbana, Illinois: ICSU Scientific Committee on Solar-Terrestrial Physics (SCOSTEP), 1989. v. 2, p. 350–382. Cap. 3. 56

REINISCH, B. W.; GAMACHE, R. R.; HUANG, X.; MCNAMARA, L. F. Real time electron density profiles from ionograms. **Advances in Space Research**, v. 8, p. 63–72, 1988. 57

- REINISCH, B. W.; GAMACHE, R. R.; MCNAMARA, L. F.; BULLETT, T. Statistical studies of the N(h) profile of the ionosphere using automatically scaled digital ionograms. **Advances in Space Research**, v. 11, p. 81–87, 1991. [57](#)
- REINISCH, B. W.; HUANG, X. Automatic calculation of electron density profiles from digital ionograms. I - Automatic O and X trace identification for topside ionograms. **Radio Science**, v. 17, p. 421–434, abr. 1982. [74](#)
- REINISCH, B. W.; HUANG, X.; GALKIN, I. A.; PAZNUKHOV, V.; KOZLOV, A. Recent advances in real-time analysis of ionograms and ionospheric drift measurements with Digisondes. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 67, p. 1054–1062, ago. 2005. [56](#), [57](#)
- RICHARDS, P. C.; FENNELLY, J. A.; TORR, D. G. EUVAC: a solar EUV flux model for aeronomic calculations. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. A5, p. 8981–8992, maio 1994. [154](#)
- RICHMOND, A. D. Equatorial electrojet-I. Development of a model including winds and instabilities. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 35, p. 1083–1103, jun. 1973. [67](#)
- RICHMOND, A. D.; RIDLEY, E. C.; ROBLE, R. G. A thermosphere/ionosphere general circulation model with coupled electrodynamics. **Geophysical Research Letters**, v. 19, p. 601–604, mar. 1992. [33](#)
- RISHBETH, H. Polarization fields produced by winds in the equatorial F-region. **Planetary and Space Science**, v. 19, p. 357–369, mar. 1971a. [18](#), [21](#)
- _____. The F-layer dynamo. **Planetary and Space Science**, v. 19, p. 263–267, fev. 1971b. [17](#)
- _____. Superrotation of the upper atmosphere. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 10, p. 799–819, 1972. [81](#)
- _____. Dynamics of the equatorial F-region. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 39, p. 1159–1168, out. 1977. [13](#)
- RISHBETH, H.; GANGULY, S.; WALKER, J. C. G. Field-aligned and field-perpendicular velocities in the ionospheric F2-layer. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 40, n. 7, p. 767–784, jul. 1978. [35](#), [36](#)
- RISHBETH, H.; GARIOTT, O. G. **Introduction to ionospheric physics**. New York: Academic Press, 1969. 331p. [8](#)

ROBLE, R. G.; RIDLEY, E. C. An auroral model for the NCAR thermospheric general circulation model (TGCM). **Annales Geophysicae**, v. 5, p. 369–382, dez. 1987a. 33

_____. A thermosphere-ionosphere-mesosphere-electrodynamics general circulation model (time-GCM): equinox solar cycle minimum simulations (30–500 km).

Geophysical Research Letters, v. 21, p. 417–420, mar. 1994. 33

ROBLE, R. G.; RIDLEY, E. C.; DICKINSON, R. E. On the global mean structure of the thermosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 8745–8758, ago. 1987b. 33

ROBLE, R. G.; RIDLEY, E. C.; RICHMOND, A. D.; DICKINSON, R. E. A coupled thermosphere/ionosphere general circulation model. **Geophysical Research Letters**, v. 15, p. 1325–1328, nov. 1988. 33

SAGAWA, E.; IMMEL, T. J.; FREY, H. U.; MENDE, S. B. Longitudinal structure of the equatorial anomaly in the nighttime ionosphere observed by IMAGE/FUV. **Journal of Geophysical Research**, v. 110, n. A11302, 2005. 31

SANTOS, P. M. T. d. **Estudo das derivas zonais das irregularidades de plasma ionosférico na região brasileira**. 117 p. Dissertação (Dissertação de mestrado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2000-05 2000. Disponível em:
<<http://urlib.net/sid.inpe.br/deise/2001/08.03.12.40>>. 7

SCHERLIESS, L.; FEJER, B. G. Radar and satellite global equatorial F region vertical drift model. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. A4, p. 6829–6842, abr. 1999. xxi, 56, 58, 75, 82, 113

SCHUNK, R. W. **Solar-terrestrial energy program**: handbook of ionospheric models. Boulder, CO: Center for Atmospheric and Space Sciences, 1996. 7

SCHUNK, R. W.; NAGY, A. F. **Ionospheres**: physics, plasma physics, and chemistry. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. (Cambridge atmospheric and space science series). 535p. ISBN 9780521632379. Disponível em:
<<http://books.google.com.br/books?id=sBpaHlSxkF4C>>. 7, 30

SOBRAL, J. H. A.; ABDU, M. A.; GONZALEZ, W. D.; GONZALEZ, A. C.; TSURUTANI, B. T.; SILVA, R. R. L. da; BARBOSA, I. G.; ARRUDA, D. C. S.; DENARDINI, C. M.; ZAMLUTTI, C. J.; GUARNIERI, F. Equatorial ionospheric

responses to high-intensity long-duration auroral electrojet activity (HILDCAA). **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 111, p. 7, jul. 2006. 25

SOBRAL, J. H. A.; ABDU, M. A.; PEDERSEN, T. R.; CASTILHO, V. M.; ARRUDA, D. C. S.; MUELLA, M. T. A. H.; BATISTA, I. S.; MASCARENHAS, M.; PAULA, E. R. de; KINTNER, P. M.; KHERANI, E. A.; MEDEIROS, A. F.; BURITI, R. A.; TAKAHASHI, H.; SCHUCH, N. J.; DENARDINI, C. M.; ZAMLUTTI, C. J.; PIMENTA, A. A.; SOUZA, J. R. de; BERTONI, F. C. P. Ionospheric zonal velocities at conjugate points over Brazil during the COPEX campaign: experimental observations and theoretical validations. **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 114, n. A4, p. A04309, abr. 2009. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2008JA013896>>. 33, 49, 71, 80, 153

SOUZA, J. R.; ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; BAILEY, G. J. Determination of vertical plasma drift and meridional wind using the Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model and ionospheric data at equatorial and low latitudes in Brazil: summer solar minimum and maximum conditions. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 12813–12822, jun. 2000. 80

SOUZA, J. R. d. **Modelagem ionosférica em baixas latitudes no Brasil**. 182 p. Tese de doutorado em Geofísica Espacial — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997. 7, 33, 80

SYNDERGAARD, S. Introduction to GPS radio occultation. In: FORMOSAT-3/COSMIC SCIENCE SUMMER CAMP, 2005, Taipei, Taiwan. **Electronic Proceedings...** Boulder: UCAR, 2009. Disponível em: <http://www.cosmic.ucar.edu/groupAct/references/gps_intro.pdf>. Acesso em: 15 de junho de 2009. 14

TITHERIDGE, J. E. Winds in the ionosphere - a review. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 57, p. 1681–1714, dez. 1995. 35

TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, W. D.; GUARNIERI, F.; KAMIDE, Y.; ZHOU, X.; ARBALLO, J. K. Are high-intensity long-duration continuous AE activity (HILDCAA) events substorm expansion events? **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 66, p. 167–176, jan. 2004. 25

UMass... **Background to ionospheric sounding**. Massachusetts: ULCAR, 2011. Disponível em: <<http://ulcar.uml.edu/DPS.htm>>. Acesso em: 24 novembro 2014. 56

WAKAI, N.; OHYAMA, H.; KOIZUMI, T. **Manual of ionogram scaling**. 3. ed. Japan: Ministry of Posts and Telecommunications, out. 1987. 132 p. [7](#)

WAN, W.; XIONG, J.; REN, Z.; LIU, L.; ZHANG, M.-L.; DING, F.; NING, B.; ZHAO, B.; YUE, X. Correlation between the ionospheric WN4 signature and the upper atmospheric DE3 tide. **Journal of Geophysical Research (Space Physics)**, v. 115, n. A11, p. 11303, nov. 2010. [31](#)

WOHLWEND, C. S. **Modeling the electrodynamics of the low-latitude ionosphere**. 202 p. Tese (Phd Thesis) — Utah State University, 2008. [152](#)

APÊNDICE A - Sistemas de coordenadas

O trabalho adotou o sistema de coordenadas geográfico convencional, esférico e fixo no centro da terra em rotação, conforme a [Figura 5.1](#). Para os cálculos ionosféricos, no entanto, é mais interessante adotar o sistema esférico (r, θ, ϕ) . No cálculo das condutividades integradas interessa a dinâmica seguindo as linhas de campo geomagnético e, portanto, deve-se usar o sistema de coordenadas de dipolo centrado (l, q, ξ) - que dista ligeiramente do geográfico (ver [Figura 5.2](#)). Tais sistemas possuem as seguintes características:

- z representa o eixo de rotação da Terra (norte geográfico);
- x aponta radialmente para o meridiano de Greenwich ou 0;
- y é transverso a ambos x e z ($\hat{k} \equiv \hat{i} \times \hat{j}$).
- ϕ representa o azimuth ou longitude¹;
- θ representa a colatitude²;
- r representa a distância radial (positiva para cima e dada em quilômetros).
- $\hat{e}_l$ aponta na direção do campo geomagnético $\vec{B}$ ($\hat{e}_l \equiv \hat{B}$);
- $\hat{e}_q$ está no plano meridional magnético e aponta verticalmente para cima, transverso a $\vec{B}$;
- $\hat{e}_\xi \equiv \hat{e}_l \times \hat{e}_q$ aponta na direção longitudinal (positivo para o leste).

O sistema esférico (r, θ, ϕ) está relacionado ao sistema cartesiano (x, y, z) através das Equações em [A.1](#):

$$\begin{cases} x = r \sin \theta \cos \phi \\ y = r \sin \theta \sin \phi \\ z = r \cos \theta \end{cases} \quad (\text{A.1})$$

¹ $\phi \in [0, 360^\circ)$ contado a partir do eixo x

² $\theta \in [0, 180^\circ)$ contado a partir do eixo z

O sistema de dipolo centrado (l, q, ξ) está relacionado ao sistema esférico (r, θ, ϕ) através das Equações em A.2:

$$\begin{cases} l = \frac{R_E^2 \cos \theta}{r^2} \\ q = \frac{r}{R_E \sin^2 \theta} \\ \xi = \phi \end{cases} \quad . \quad (\text{A.2})$$

As bases destes sistemas são ortogonais entre si tal como descrito abaixo:

$$\begin{cases} \hat{k} = \hat{i} \times \hat{j} \\ \hat{\phi} = \hat{r} \times \hat{\theta} \\ \hat{e}_\xi = \hat{e}_l \times \hat{e}_q \end{cases} \quad . \quad (\text{A.3})$$

Para poder estabelecer facilmente o elo entre os diferentes sistemas de coordenadas adotados necessita-se agora determinar os fatores de escala de cada um deles e utilizar relações matemáticas amplamente conhecidas. Pela definição, o fator de escala é:

$$h_i \equiv \sqrt{\sum_j \left(\frac{\partial x_j}{\partial y_i} \right)^2}.$$

Desta forma, para o sistema de dipolo tem-se:

$$h_l = \sqrt{\left(\frac{\partial x}{\partial l} \right)^2 + \left(\frac{\partial y}{\partial l} \right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial l} \right)^2}, \quad (\text{A.4})$$

$$h_q = \sqrt{\left(\frac{\partial x}{\partial q} \right)^2 + \left(\frac{\partial y}{\partial q} \right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial q} \right)^2}, \quad (\text{A.5})$$

$$h_\xi = \sqrt{\left(\frac{\partial x}{\partial \xi}\right)^2 + \left(\frac{\partial y}{\partial \xi}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial \xi}\right)^2}. \quad (\text{A.6})$$

Para o sistema de coordenadas esférico (r, θ, ϕ) , utilizado na maior parte deste trabalho, lembra-se que os fatores de escala são $h_r = 1$, $h_\theta = r$ e $h_\phi = r \sin \theta$. Nas coordenadas cartesianas, em que $x = r \sin \theta \cos \phi$, $y = r \sin \theta \sin \phi$ e $z = r \cos \theta$, têm-se os triviais $h_x = 1$, $h_y = 1$ e $h_z = 1$.

De posse destes fatores de escala, pode-se escrever de forma generalizada algumas características do sistema de coordenadas e as principais operações vetoriais de interesse:

$$d\vec{r} \equiv \sum_j \hat{e}_j h_j dx_j = h_1 dx_1 \vec{e}_1 + h_2 dx_2 \vec{e}_2 + h_3 dx_3 \vec{e}_3; \quad (\text{A.7})$$

(diferencial linear)

$$d\vec{S} = h_2 h_3 dx_2 dx_3 \vec{e}_1 + h_1 h_3 dx_1 dx_3 \vec{e}_2 + h_1 h_2 dx_1 dx_2 \vec{e}_3; \quad (\text{A.8})$$

(diferencial de superfície)

$$J = h_1 h_2 h_3; \quad (\text{A.9})$$

(Jacobiano)

$$dV = J dx_1 dx_2 dx_3; \quad (\text{A.10})$$

(diferencial de volume)

$$\nabla \phi \equiv \sum_j \hat{e}_j \frac{1}{h_j} \frac{\partial \phi}{\partial x_j} = \frac{1}{h_1} \frac{\partial \phi}{\partial x_1} \hat{e}_1 + \frac{1}{h_2} \frac{\partial \phi}{\partial x_2} \hat{e}_2 + \frac{1}{h_3} \frac{\partial \phi}{\partial x_3} \hat{e}_3; \quad (\text{A.11})$$

(Gradiente)

$$\nabla \cdot \vec{A} = \frac{1}{J} \left[\frac{\partial(h_2 h_3 A_1)}{\partial x_1} + \frac{\partial(h_1 h_3 A_2)}{\partial x_2} + \frac{\partial(h_1 h_2 A_3)}{\partial x_3} \right]; \quad (\text{A.12})$$

(Divergente)

$$\nabla \times \vec{A} \equiv \epsilon_{ijk} \frac{\partial A_k}{\partial x_j} = \frac{1}{J} \begin{vmatrix} h_1 \hat{e}_1 & h_2 \hat{e}_2 & h_3 \hat{e}_3 \\ \partial/\partial x_1 & \partial/\partial x_2 & \partial/\partial x_3 \\ h_1 A_1 & h_2 A_2 & h_3 A_3 \end{vmatrix}; \quad (\text{A.13})$$

(Rotacional)

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{J} \left[\frac{\partial}{\partial x_1} \left(\frac{h_2 h_3}{h_1} \frac{\partial \phi}{\partial x_1} \right) + \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{h_1 h_3}{h_2} \frac{\partial \phi}{\partial x_2} \right) + \frac{\partial}{\partial x_3} \left(\frac{h_1 h_2}{h_3} \frac{\partial \phi}{\partial x_3} \right) \right]; \quad (\text{A.14})$$

(Laplaciano)

$$dr^2 \equiv \sum_j h_j^2 dx_j^2 = h_1^2 dx_1^2 + h_2^2 dx_2^2 + h_3^2 dx_3^2. \quad (\text{A.15})$$

No sistema do dipolo o vetor de indução magnética será dado pela [Equação A.16](#):

$$\vec{B} = \underbrace{\left(\frac{\mu_0 m}{4\pi} \right) \frac{2 \cos \theta}{r^3}}_{\equiv B_r} \hat{r} + \underbrace{\left(\frac{\mu_0 m}{4\pi} \right) \frac{\sin \theta}{r^3}}_{\equiv B_\theta} \hat{\theta}, \quad (\text{A.16})$$

onde θ é a colatitude³, μ_0 é a permeabilidade magnética no vácuo, r é a distância até a linha de campo e $\vec{m}$ é o momento de dipolo magnético da Terra cujo módulo está relacionado na [Equação A.17](#):

$$\frac{\mu_0 m}{4\pi} = B_E R_E^3, \quad (\text{A.17})$$

onde R_E é o raio terrestre médio e B_E é a intensidade do campo geomagnético equatorial de superfície. A magnitude do campo geomagnético é dada da seguinte forma:

³ $\lambda \equiv 90 - \theta$ é a latitude correspondente

$$B = \sqrt{B_r^2 + B_\theta^2} = \sqrt{\left(\frac{\mu_0 m}{4\pi} \cdot \frac{2 \cos \theta}{r^3}\right)^2 + \left(\frac{\mu_0 m}{4\pi} \cdot \frac{\sin \theta}{r^3}\right)^2},$$

e assim:

$$B = \left(\frac{\mu_0 m}{4\pi r^3}\right) \sqrt{4 \cos^2 \theta + \sin^2 \theta} = \left(\frac{\mu_0 m}{4\pi r^3}\right) \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}. \quad (\text{A.18})$$

Da definição de $\hat{e}_l$ e relacionando o campo geomagnético $\vec{B}$ da [Equação A.16](#) com o seu módulo na [Equação A.18](#) tem-se:

$$\hat{e}_l = \frac{\vec{B}}{B} = \frac{2 \cos \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{r} + \frac{\sin \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{\theta}, \quad (\text{A.19})$$

O vetor $\hat{e}_q$ será definido como $\hat{e}_q \equiv \beta \hat{r} + \gamma \hat{\theta}$ e de maneira que obtenha-se uma base ortogonal. Exige-se que $\beta^2 + \gamma^2 = 1$ e assim:

$$\frac{2 \cos \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \beta + \frac{\sin \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \gamma.$$

Usando que $\beta = \frac{-\sin \theta}{2 \cos \theta} \gamma$, obtém-se a expressão $\frac{\sin^2 \theta}{4 \cos^2 \theta} \gamma^2 + \gamma^2 = 1$, e consequentemente:

$$\gamma = \pm \frac{2 \cos \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \rightarrow \ominus;$$

$$\beta = \pm \frac{\sin \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \rightarrow \oplus.$$

Escolhe-se os sinais apropriados de forma que $\hat{e}_q$ seja positivo para cima. Assim, obtém-se a [Equação A.20](#):

$$\hat{e}_q = \frac{\sin \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{r} - \frac{2 \cos \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{\theta}. \quad (\text{A.20})$$

De posse destes vetores $\hat{e}_l$ e $\hat{e}_q$ procura-se agora encontrar os vetores $\hat{r}$ e $\hat{\theta}$ no novo sistema de coordenadas. Assim, da [Equação A.19](#) tem-se que:

$$\hat{r} = \left[\hat{e}_l - \frac{\sin \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{\theta} \right] \cdot \left[\frac{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{2 \cos \theta} \right],$$

e

$$\hat{r} = \frac{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{2 \cos \theta} \hat{e}_l - \frac{\sin \theta}{2 \cos \theta} \hat{\theta}. \quad (\text{A.21})$$

Similarmente, da [Equação A.20](#) obtém-se:

$$\hat{\theta} = \left[\frac{\sin \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{r} - \hat{e}_q \right] \cdot \left[\frac{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{2 \cos \theta} \right],$$

e então

$$\hat{\theta} = \frac{\sin \theta}{2 \cos \theta} \hat{r} - \frac{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{2 \cos \theta} \hat{e}_q. \quad (\text{A.22})$$

Substituindo a [Equação A.22](#) na [Equação A.21](#) tem-se:

$$\begin{aligned} \hat{r} &= \frac{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{2 \cos \theta} \hat{e}_l - \frac{\sin \theta}{2 \cos \theta} \left[\frac{\sin \theta}{2 \cos \theta} \hat{r} - \frac{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{2 \cos \theta} \hat{e}_q \right], \\ \hat{r} + \frac{\sin^2 \theta}{4 \cos^2 \theta} \hat{r} &= \frac{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{2 \cos \theta} \hat{e}_l + \sin \theta \frac{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{4 \cos^2 \theta} \hat{e}_q, \\ \hat{r} &= \left[\frac{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{2 \cos \theta} \hat{e}_l + \sin \theta \frac{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{4 \cos^2 \theta} \hat{e}_q \right] \underbrace{\left[\frac{4 \cos^2 \theta}{4 \cos^2 \theta + \sin^2 \theta} \right]}_{=(1+3 \cos^3 \theta)}. \end{aligned}$$

$$\hat{r} = \frac{2 \cos \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{\sin \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_q. \quad (\text{A.23})$$

Substituindo a [Equação A.23](#) na [Equação A.22](#), obtém-se:

$$\begin{aligned}
\hat{\theta} &= \frac{\sin \theta}{2 \cos \theta} \left[\frac{2 \cos \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{\sin \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_q \right] \\
&\quad - \frac{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{2 \cos \theta} \hat{e}_q = \frac{\sin \theta}{2 \cos \theta} \hat{e}_l + \left[\frac{1}{2 \cos \theta} \right. \\
&\quad \left. \frac{\sin^2 \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} - \frac{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{2 \cos \theta} \right] \hat{e}_q, \\
\hat{\theta} &= \frac{\sin \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_l - \frac{2 \cos \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_q. \tag{A.24}
\end{aligned}$$

No novo sistema $\hat{\phi}$ será:

$$\begin{aligned}
\hat{\phi} \equiv \hat{r} \times \hat{\theta} &= \begin{vmatrix} \hat{e}_l & \hat{e}_q & \hat{e}_\xi \\ \frac{-2 \cos \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} & \frac{\sin \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} & 0 \\ \frac{\sin \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} & \frac{-2 \cos \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} & 0 \end{vmatrix}, \\
\hat{\phi} &= \left[\frac{-4 \cos^2 \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)} + \frac{-\sin^2 \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)} \right] \hat{e}_\xi,
\end{aligned}$$

Logo, tem-se:

$$\hat{\phi} = -\hat{e}_\xi. \tag{A.25}$$

Lembrando da regra da cadeia da [Equação A.26](#),

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial S}{\partial l} = \frac{\partial S}{\partial r} \frac{\partial r}{\partial l} + \frac{\partial S}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial l} + \frac{\partial S}{\partial \phi} \frac{\partial \phi}{\partial l} \\ \frac{\partial S}{\partial q} = \frac{\partial S}{\partial r} \frac{\partial r}{\partial q} + \frac{\partial S}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial q} + \frac{\partial S}{\partial \phi} \frac{\partial \phi}{\partial q} \\ \frac{\partial S}{\partial \xi} = \frac{\partial S}{\partial r} \frac{\partial r}{\partial \xi} + \frac{\partial S}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial \xi} + \frac{\partial S}{\partial \phi} \frac{\partial \phi}{\partial \xi} \\ S \rightarrow x, y, z. \end{array} \right. \quad (\text{A.26})$$

e da representação cartesiana do sistema esférico na forma da [Equação A.1](#), pode-se calcular os fatores de escala da transformação para o sistema de dipolo centrado. Assim usando a [Equação A.26](#) e a [Equação A.1](#) as derivadas necessárias serão:

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial x}{\partial l} = (\sin \theta \cos \phi) \frac{\partial r}{\partial l} + (r \cos \theta \cos \phi) \frac{\partial \theta}{\partial l} + (-r \sin \theta \sin \phi) \frac{\partial \phi}{\partial l} \xrightarrow{0 \text{ conf. A.37a}} \\ \frac{\partial y}{\partial l} = (\sin \theta \sin \phi) \frac{\partial r}{\partial q} + (r \cos \theta \sin \phi) \frac{\partial \theta}{\partial q} + (r \sin \theta \cos \phi) \frac{\partial \phi}{\partial q} \xrightarrow{0 \text{ conf. A.37b}} \\ \frac{\partial z}{\partial l} = (\cos \theta) \frac{\partial r}{\partial \xi} + (-r \sin \theta) \frac{\partial \theta}{\partial \xi} + (0) \frac{\partial \phi}{\partial \xi} \\ \text{(Em relação a } l \text{).} \end{array} \right. \quad (\text{A.27})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial x}{\partial q} = (\sin \theta \cos \phi) \frac{\partial r}{\partial q} + (r \cos \theta \cos \phi) \frac{\partial \theta}{\partial q} + (-r \sin \theta \sin \phi) \frac{\partial \phi}{\partial q} \xrightarrow{0 \text{ conf. A.37b}} \\ \frac{\partial y}{\partial q} = (\sin \theta \sin \phi) \frac{\partial r}{\partial q} + (r \cos \theta \sin \phi) \frac{\partial \theta}{\partial q} + (r \sin \theta \cos \phi) \frac{\partial \phi}{\partial q} \xrightarrow{0 \text{ conf. A.37b}} \\ \frac{\partial z}{\partial q} = (\cos \theta) \frac{\partial r}{\partial q} + (-r \sin \theta) \frac{\partial \theta}{\partial q} + (0) \frac{\partial \phi}{\partial q} \xrightarrow{0 \text{ conf. A.37b}} \\ \text{(Em relação a } q \text{).} \end{array} \right. \quad (\text{A.28})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial x}{\partial \xi} = (\sin \theta \cos \phi) \frac{\partial r}{\partial \xi} \xrightarrow{0 \text{ conf. A.35c}} + (r \cos \theta \cos \phi) \frac{\partial \theta}{\partial \xi} \xrightarrow{0 \text{ conf. A.36c}} + (-r \sin \theta \sin \phi) \frac{\partial \phi}{\partial \xi} \\ \frac{\partial y}{\partial \xi} = (\sin \theta \sin \phi) \frac{\partial r}{\partial \xi} \xrightarrow{0 \text{ conf. A.35c}} + (r \cos \theta \sin \phi) \frac{\partial \theta}{\partial \xi} \xrightarrow{0 \text{ conf. A.36c}} + (r \sin \theta \cos \phi) \frac{\partial \phi}{\partial \xi} \\ \frac{\partial z}{\partial \xi} = (\cos \theta) \frac{\partial r}{\partial \xi} \xrightarrow{0 \text{ conf. A.35c}} + (-r \sin \theta) \frac{\partial \theta}{\partial \xi} \xrightarrow{0 \text{ conf. A.36c}} + (0) \frac{\partial \phi}{\partial \xi} \\ \text{(Em relação a } \xi \text{).} \end{array} \right. \quad (\text{A.29})$$

Porém para encontrar as derivadas em relação ao novo sistema de coordenadas não é possível fazê-lo de forma explícita. Por isso, utiliza-se um método de cálculo do inverso do Jacobiano da transformação de coordenadas esféricas para o novo sistema. Desta forma, as derivadas de interesse aparecerão de forma indireta. O Jacobiano J desta transformação e seu inverso (J^{-1}) são:

$$J \equiv \frac{\partial(l, q, \xi)}{\partial(r, \theta, \phi)} = \underbrace{\begin{vmatrix} \frac{\partial l}{\partial r} & \frac{\partial l}{\partial \theta} & \frac{\partial l}{\partial \phi} \\ \frac{\partial q}{\partial r} & \frac{\partial q}{\partial \theta} & \frac{\partial q}{\partial \phi} \\ \frac{\partial \xi}{\partial r} & \frac{\partial \xi}{\partial \theta} & \frac{\partial \xi}{\partial \phi} \end{vmatrix}}_{\equiv \mathbb{K}}, \quad (\text{A.30})$$

$$J^{-1} = \begin{vmatrix} \frac{\partial r}{\partial l} & \frac{\partial r}{\partial q} & \frac{\partial r}{\partial \xi} \\ \frac{\partial \theta}{\partial l} & \frac{\partial \theta}{\partial q} & \frac{\partial \theta}{\partial \xi} \\ \frac{\partial \phi}{\partial l} & \frac{\partial \phi}{\partial q} & \frac{\partial \phi}{\partial \xi} \end{vmatrix}. \quad (\text{A.31})$$

Desenvolvendo a [Equação A.30](#) tem-se

$$J = \begin{vmatrix} \frac{-2R_E^2 \cos \theta}{r^3} & \frac{-R_E^2 \sin \theta}{r^2} & 0 \\ \frac{1}{R_E^2 \sin^2 \theta} & \frac{-2r \cos \theta}{R_E \sin^3 \theta} & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix},$$

$$J = \frac{4r R_E^2 \cos^2 \theta}{r^3 R_E \sin^3 \theta} + \frac{R_E^2 \sin \theta}{r^2 R_E \sin^2 \theta},$$

$$J = \frac{4r R_E \cos^2 \theta + r R_E (1 - \cos^2 \theta)}{r^3 \sin^3 \theta},$$

$$J = \frac{R_E (1 + 3 \cos^2 \theta)}{r^2 \sin^3 \theta}. \quad (\text{A.32})$$

A matriz inversa de $\mathbb{K}$ é definida como a razão de sua matriz adjunta dividida pelo

seu determinante. Assim tem-se:

$$\mathbb{K}^{-1} = \frac{adj(\mathbb{K})}{J}. \quad (\text{A.33})$$

Através da utilização da regra de Cramer, a matriz adjunta de $\mathbb{K}$ será:

$$adj(\mathbb{K}) = \begin{bmatrix} + \begin{vmatrix} \frac{-2r \cos \theta}{R_E \sin^3 \theta} & 0 \\ 0 & 1 \end{vmatrix} & - \begin{vmatrix} \frac{1}{R_E \sin^2 \theta} & 0 \\ 0 & 1 \end{vmatrix} & + \begin{vmatrix} \frac{1}{R_E \sin^2 \theta} & \frac{-2r \cos \theta}{R_E \sin^3 \theta} \\ 0 & 0 \end{vmatrix} \\ - \begin{vmatrix} \frac{-R_E^2 \sin^2 \theta}{r^2} & 0 \\ 0 & 1 \end{vmatrix} & + \begin{vmatrix} \frac{-2R_E^2 \cos \theta}{r^3} & 0 \\ 0 & 1 \end{vmatrix} & - \begin{vmatrix} \frac{-2R_E^2 \cos \theta}{r^3} & \frac{-R_E \sin \theta}{r^2} \\ 0 & 0 \end{vmatrix} \\ + \begin{vmatrix} \frac{-R_E^2 \sin \theta}{r^2} & 0 \\ \frac{-2r \cos \theta}{R_E \sin^3 \theta} & 0 \end{vmatrix} & - \begin{vmatrix} \frac{-2R_E^2 \cos \theta}{r^3} & 0 \\ \frac{1}{R_E \sin^2 \theta} & 0 \end{vmatrix} & + \begin{vmatrix} \frac{-2R_E^2 \cos \theta}{r^3} & \frac{-R_E^2 \sin \theta}{r^2} \\ \frac{1}{R_E \sin^2 \theta} & \frac{-2r \cos \theta}{R_E \sin^3 \theta} \end{vmatrix} \end{bmatrix}^T,$$

$$adj(\mathbb{K}) = \begin{bmatrix} \frac{-2r \cos \theta}{R_E \sin^3 \theta} & \frac{-1}{R_E \sin^2 \theta} & 0 \\ \frac{R_E^2 \sin \theta}{r^2} & \frac{-2R_E^2 \cos \theta}{r^3} & 0 \\ 0 & 0 & \underbrace{\left(\frac{4rR_E^2 \cos^2 \theta}{r^3 R_E \sin^3 \theta} + \frac{R_E^2 \sin \theta}{r^2 R_E \sin^2 \theta} \right)}_{= \frac{4R_E \cos^2 \theta}{r^2 \sin^3 \theta} + \frac{R_E (1 - \cos^2 \theta)}{r^2 \sin^3 \theta} = \frac{R_E + 3R_E \cos^2 \theta}{r^2 \sin^3 \theta} = J} \end{bmatrix}^T.$$

Logo, a partir das Equações A.33 e A.32, obtém-se:

$$\mathbb{K}^{-1} = \begin{bmatrix} \frac{-2r \cos \theta}{R_E \sin^3 \theta} \frac{1}{J} & \frac{-1}{R_E \sin^2 \theta} \frac{1}{J} & 0 \\ \frac{R_E^2 \sin \theta}{r^2} \frac{1}{J} & \frac{-2R_E^2 \cos \theta}{r^3} \frac{1}{J} & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}. \quad (\text{A.34})$$

E assim consegue-se identificar as derivadas buscadas (da comparação dos termos de $\mathbb{K}^{-1}$ na [Equação A.34](#) e dos termos da matriz dentro do determinante de J^{-1} na [Equação A.31](#)):

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial r}{\partial l} = \frac{-2r \cos \theta}{R_E \sin^3 \theta} \left(\frac{r^2 \sin^3 \theta}{R_E(1 + 3 \cos^2 \theta)} \right) = \frac{-2r^3 \cos \theta}{R_E(1 + 3 \cos^2 \theta)} \end{array} \right. \quad (\text{A.35a})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial r}{\partial q} = \frac{R_E^2 \sin \theta}{r^2} \left(\frac{r^2 \sin^3 \theta}{R_E(1 + 3 \cos^2 \theta)} \right) = \frac{R_E \sin^4 \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} \end{array} \right. \quad (\text{A.35b})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial r}{\partial \xi} = 0 \end{array} \right. \quad (\text{A.35c})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \theta}{\partial l} = \frac{-1}{R_E \sin^2 \theta} \left(\frac{r^2 \sin^3 \theta}{R_E(1 + 3 \cos^2 \theta)} \right) = \frac{-r^2 \sin \theta}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} \end{array} \right. \quad (\text{A.36a})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \theta}{\partial q} = \frac{-2R_E^2 \cos \theta}{r^3} \left(\frac{r^2 \sin^3 \theta}{R_E(1 + 3 \cos^2 \theta)} \right) = \frac{-2R_E \sin^3 \theta \cos \theta}{r(1 + 3 \cos^2 \theta)} \end{array} \right. \quad (\text{A.36b})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \theta}{\partial \xi} = 0 \end{array} \right. \quad (\text{A.36c})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \phi}{\partial l} = 0 \end{array} \right. \quad (\text{A.37a})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \phi}{\partial q} = 0 \end{array} \right. \quad (\text{A.37b})$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \phi}{\partial \xi} = 1 \end{array} \right. \quad (\text{A.37c})$$

Levando os resultados destas nove derivadas (da [Equação A.35a](#) a [Equação A.37c](#)) no conjunto de equações [A.27](#), [A.28](#) e [A.29](#), tem-se:

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial x}{\partial l} &= \sin \theta \cos \phi \left(\frac{-2r^3 \cos \theta}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} \right) + r \cos \theta \cos \phi \\ &\left(\frac{-r^2 \sin \theta}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} \right) = -\frac{2r^3 \sin \theta \cos \theta \cos \phi}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} \\ &- \frac{r^3 \sin \theta \cos \theta \cos \phi}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} = -\frac{3r^3 \sin \theta \cos \theta \cos \phi}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} \\ \frac{\partial y}{\partial l} &= \frac{-2r^3 \sin \theta \cos \theta \sin \phi}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} - \frac{r^3 \sin \theta \cos \theta \sin \phi}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} \\ &= -\frac{3r^3 \sin \theta \cos \theta \sin \phi}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} \\ \frac{\partial z}{\partial l} &= -\frac{2r^3 \cos^2 \theta}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} + \frac{r^3 \sin^2 \theta}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} \\ &= \frac{r^3(1 - 3 \cos^2 \theta)}{R_E^2(1 + 3 \cos^2 \theta)} \end{aligned} \right. \quad \begin{aligned} & \text{(A.38a)} \\ & \text{(A.38b)} \\ & \text{(A.38c)} \end{aligned}$$

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial x}{\partial q} &= \sin \theta \cos \phi \left(\frac{R_E \sin^4 \theta}{1 + 3 \cos^2 \theta} \right) + r \cos \theta \cos \phi \\ &\left(\frac{-2R_E \sin^3 \theta \cos \theta}{r(1 + 3 \cos^2 \theta)} \right) = \frac{R_E \sin^5 \theta \cos \phi}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} - \\ &\frac{2R_E \sin^3 \theta \cos^2 \theta \cos \phi}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} = \frac{R_E \sin^3 \theta \cos \phi}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} - \\ &\frac{R_E \sin^3 \theta \cos^2 \theta \cos \phi}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} - \frac{2R_E \sin^3 \theta \cos^2 \theta \cos \phi}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} \\ &= \frac{R_E \sin^3 \theta \cos \phi(1 - 3 \cos^2 \theta)}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} \\ \frac{\partial y}{\partial q} &= \frac{R_E \sin^5 \theta \sin \phi}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} - \frac{2R_E \sin^3 \theta \cos^2 \theta \sin \phi}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} \\ &= \frac{R_E \sin^3 \theta \sin \phi(1 - 3 \cos^2 \theta)}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} \\ \frac{\partial z}{\partial q} &= \frac{R_E \sin^4 \theta \cos \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} + \frac{2R_E \sin^4 \theta \cos \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} \\ &= \frac{3R_E \sin^4 \theta \cos \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)} \end{aligned} \right. \quad \begin{aligned} & \text{(A.39a)} \\ & \text{(A.39b)} \\ & \text{(A.39c)} \end{aligned}$$

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial x}{\partial \xi} &= -r \sin \theta \sin \phi \\ \frac{\partial y}{\partial \xi} &= r \sin \theta \cos \phi \\ \frac{\partial z}{\partial \xi} &= 0 \end{aligned} \right. \quad \begin{aligned} & \text{(A.40a)} \\ & \text{(A.40b)} \\ & \text{(A.40c)} \end{aligned}$$

Agora pode-se usar os resultados da Equação A.38a a Equação A.40c nos respectivos fatores de escala (Equação A.4, Equação A.5 e Equação A.6). Assim, tem-se:

$$\begin{aligned}
h_l &= \sqrt{\left(\frac{-3r^3 \sin \theta \cos \theta \cos \phi}{R_E^2(1+3 \cos^2 \theta)}\right)^2 + \left(\frac{-3r^3 \sin \theta \cos \theta \sin \phi}{R_E^2(1+3 \cos^2 \theta)}\right)^2 +} \\
&\quad \sqrt{\left(\frac{r^3(1-3 \cos^2 \theta)}{R_E^2(1+3 \cos^2 \theta)}\right)^2} = \sqrt{\frac{9r^6 \sin^2 \theta \cos^2 \theta (\sin^2 \phi + \cos^2 \phi)}{R_E^4(1+3 \cos^2 \theta)^2} +} \\
&\quad \sqrt{\frac{r^6(1-3 \cos^2 \theta)^2}{R_E^4(1+3 \cos^2 \theta)^2}} = \sqrt{\frac{r^6[9 \cos^2 \theta - 9 \cos^4 \theta + (1-6 \cos^2 \theta + 9 \cos^4 \theta)]}{R_E^4(1+3 \cos^2 \theta)^2}} \\
&= \sqrt{\frac{r^6(1+3 \cos^2 \theta)}{R_E^4(1+3 \cos^2 \theta)^2}}, \\
h_l &= \frac{r^3}{R_E^2(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}}, \tag{A.41}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
h_q &= \sqrt{\left(\frac{R_E \sin^3 \theta \cos \phi (1-3 \cos^2 \theta)}{1+3 \cos^2 \theta}\right)^2 + \left(\frac{R_E \sin^3 \theta \sin \phi (1-3 \cos^2 \theta)}{1+3 \cos^2 \theta}\right)^2 +} \\
&\quad \sqrt{\left(\frac{3R_E \sin^4 \theta \cos \theta}{1+3 \cos^2 \theta}\right)^2} = \sqrt{\frac{R_E^2 \sin^6 \theta (1-3 \cos^2 \theta)^2 (\sin^2 \phi + \cos^2 \phi)}{(1+3 \cos^2 \theta)^2} +} \\
&\quad \sqrt{\frac{9R_E^2 \sin^6 \theta (1-\cos^2 \theta) \cos^2 \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^2}} = R_E \sin^3 \theta \sqrt{\frac{(1-3 \cos^2 \theta)^2 + 9 \cos^2 \theta - 9 \cos^4 \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^2}} \\
&= R_E \sin^3 \theta \sqrt{\frac{1-6 \cos^2 \theta + 9 \cos^2 \theta + 9 \cos^4 \theta - 9 \cos^4 \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^2}}, \\
h_q &= \frac{R_E \sin^3 \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}}, \tag{A.42}
\end{aligned}$$

$$h_\xi = \sqrt{(-r \sin \theta \sin \phi)^2 + (r \sin \theta \cos \phi)^2},$$

$$h_\xi = r \sin \theta. \tag{A.43}$$

No novo sistema de coordenadas, os elementos de arco, de superfície e de volume serão (a partir da Equação A.7, Equação A.8 e Equação A.10):

$$d\vec{r} = \frac{r^3 dl}{R_E^2(1+3\cos\theta)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{R_E \sin^3\theta dq}{(1+3\cos\theta)^{1/2}} \hat{e}_q + r \sin\theta d\xi \hat{e}_\xi \quad (\text{A.44})$$

$$\begin{aligned} d\vec{S} = & \underbrace{\frac{R_E r \sin^4\theta}{(1+3\cos\theta)^{1/2}} dq d\xi \hat{e}_l}_{h_q \cdot h_\xi} + \underbrace{\frac{r^4 \sin\theta}{R_E^2(1+3\cos\theta)^{1/2}} dl d\xi \hat{e}_q}_{h_l \cdot h_\xi} \\ & + \underbrace{\frac{r^3 \sin^3\theta}{R_E(1+3\cos\theta)} dl dq \hat{e}_\xi}_{h_l \cdot h_q} \end{aligned} \quad (\text{A.45})$$

$$dV = \frac{r^4 \sin^4\theta}{R_E(1+3\cos\theta)} dl dq d\xi. \quad (\text{A.46})$$

APÊNDICE B - Cálculo das condutividades integradas no sistema do dipolo centrado

Há situações em que é interessante analisar a eletrodinâmica ionosférica quase que de maneira macroscópica, mas não pode-se esquecer que os elétrons têm mobilidade bastante elevada ao longo das linhas de campo geomagnético e que estas, tidas como boas condutoras¹, ligam as regiões E e F ionosféricas. Neste contexto, a integração das condutividades da ionosfera² ao longo das linhas de campo geomagnético³ resulta em parâmetros que tem grande relevância na compreensão da eletrodinâmica da porção ionizada da Terra. Porém, para fazer tais integrações necessita-se utilizar o sistema de coordenadas de dipolo centrado (l, q, ξ) [Ver [Apêndice A](#)] e as equações para as condutividades ([Equação 2.4](#), [Equação 2.5](#), [Equação 2.6](#)) nas integrais de linha. Da mesma forma, utiliza-se o diferencial de caminho, dl , σ_0 , σ_P , σ_H e todas as demais variáveis envolvidas no novo sistema de coordenadas, inclusive o vetor gravitacional. Lembrando que $\vec{g} \equiv \frac{g_0 R_E^2 \hat{r}}{r^2}$ e da forma do vetor $\hat{r}$ no novo sistema tem-se:

$$\vec{g} = \frac{g_0 R_E^2}{r^2} \left[\overbrace{\frac{2 \cos \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{\sin \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_q}^{\hat{r} \text{ de A.23}} \right], \quad (\text{B.1})$$

O mesmo procedimento é feito para o campo geomagnético da [Equação A.16](#):

$$\begin{aligned} \vec{B} = & \left(\frac{\mu_0 m}{4\pi} \right) \frac{2 \cos \theta}{r^3} \left[\overbrace{\frac{2 \cos \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{\sin \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_q}^{\hat{r} \text{ de A.23}} \right] \\ & + \left(\frac{\mu_0 m}{4\pi} \right) \frac{\sin \theta}{r^3} \left[\overbrace{\frac{\sin \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_l - \frac{2 \cos \theta}{(1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_q}^{\hat{\theta} \text{ de A.24}} \right]. \end{aligned}$$

Reorganizando e tomando $\frac{\mu_0 m}{4\pi} = B_E R_E^3$ (conforme a [Equação A.17](#)) tem-se:

¹podem ser consideradas equipotenciais

²sabidamente anisotrópica conforme [Capítulo 2](#)

³também denominadas “Tubos de fluxo” por muitos autores

$$\begin{aligned}
\vec{B} &= \left[\frac{4B_E R_E^3 \cos^2 \theta}{r^3 (1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} + \frac{B_E R_E^3 \sin^2 \theta}{r^3 (1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \right] \hat{e}_l + \\
&\quad \left[\frac{2B_E R_E^3 \sin \theta \cos \theta}{r^3 (1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} - \frac{2B_E R_E^3 \sin \theta \cos \theta}{r^3 (1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \right] \hat{e}_q \\
&= \frac{4B_E R_E^3}{r^3} \left[\frac{4 \cos^2 \theta + (1 - \cos^2 \theta)}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_l \right], \\
\vec{B} &= \frac{B_E R_E^3 (1 + 3 \cos^2 \theta)^{1/2}}{r^3} \hat{e}_l
\end{aligned} \tag{B.2}$$

Lembra-se agora da equação diferencial para o dipolo magnético,

$$r \frac{d\theta}{dr} = \frac{B_\theta}{B_r} = \frac{\tan \theta}{2}, \tag{B.3}$$

cuja solução é apresentada na forma da [Equação B.4](#):

$$r = R_0 \sin^2 \theta, \tag{B.4}$$

onde $R_0 \equiv R_E L$ (sendo L o parâmetro de McIlWain, que localiza as linhas de campo geomagnético). Lembrando da definição da latitude ($\lambda \equiv 90 - \theta$) tem-se:

$$r = R_E L \cos^2 \lambda = R_E L (1 - \sin^2 \lambda). \tag{B.5}$$

Definindo a quantidade $\zeta \equiv \sin^2 \lambda$ e substituindo-a na [Equação B.5](#) obtém-se:

$$r = R_E L (1 - \zeta^2). \tag{B.6}$$

Substituindo esta expressão [\(B.6\)](#) e fazendo as demais trocas para ζ^2 nas Equações de $\vec{g}$ ([Equação B.1](#)) e de $\vec{B}$ ([Equação B.2](#)) obtém-se:

$$\vec{g} = \frac{g_0 R_E^2}{R_E^2 L (1 - \zeta^2)^2} \left[\frac{2 \sin \lambda}{(1 + 3 \sin^2 \lambda)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{\cos \lambda}{(1 + 3 \sin^2 \lambda)^{1/2}} \hat{e}_q \right],$$

$$\vec{g} = \frac{g_0}{L^2(1-\zeta^2)^2} \left[\frac{2\zeta}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{(1-\zeta^2)^{1/2}}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \hat{e}_q \right], \quad (\text{B.7})$$

$$\vec{B} = \frac{B_E R_E^3 (1+3\sin^2 \lambda)^{1/2}}{R_E^3 L^3 (1-\sin^2 \lambda)^3} \hat{e}_l,$$

$$\vec{B} = \frac{B_E (1+3\zeta^2)^{1/2}}{L^3 (1-\zeta^2)^3} \hat{e}_l. \quad (\text{B.8})$$

Adota-se o mesmo procedimento para os outros vetores de interesses como $\vec{U} = (\overset{0}{U_r}, U_\theta, U_\phi)$, $\vec{E} = (E_r, \overset{0}{E_\theta}, E_\phi)$. De forma genérica tem-se:

$$\vec{A} = A_r \hat{r} + A_\theta \hat{\theta} + A_\phi \hat{\phi}.$$

Separando nas componentes terá-se:

1° Termo (Radial):

$$\begin{aligned} A_r \hat{r} &= A_r \left[\overbrace{\frac{2 \cos \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{\sin \theta}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_q}^{\hat{r} \text{ de A.23}} \right] \\ &= A_r \left[\frac{2 \sin \lambda}{(1+3 \sin^2 \lambda)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{\cos \lambda}{(1+3 \sin^2 \lambda)^{1/2}} \hat{e}_q \right] \\ &= A_r \left[\frac{2\zeta}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{(1-\zeta^2)^{1/2}}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \hat{e}_q \right]. \end{aligned}$$

2° Termo (Meridional):

$$\begin{aligned}
A_\theta \hat{\theta} &= A_\theta \left[\overbrace{\frac{\sin \theta}{(1+3\cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_l - \frac{2\cos \theta}{(1+3\cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_q}^{\hat{\theta} \text{ de A.24}} \right] \\
&= A_\theta \left[\frac{\cos \lambda}{(1+3\sin^2 \lambda)^{1/2}} \hat{e}_l - \frac{2\sin \lambda}{(1+3\sin^2 \lambda)^{1/2}} \hat{e}_q \right] \\
&= A_\theta \left[\frac{(1-\zeta^2)^{1/2}}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \hat{e}_l - \frac{2\zeta}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \hat{e}_q \right].
\end{aligned}$$

3° Termo (Azimutal):

$$A_\phi \hat{\phi} = A_\phi (-\hat{e}_\xi).$$

Juntando os três termos do vetor genérico $\vec{A}$ terá-se:

$$\begin{aligned}
\vec{A} &= \left[\underbrace{\frac{2A_r\zeta}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} + \frac{A_\theta(1-\zeta^2)^{1/2}}{(1+3\zeta^2)^{1/2}}}_{\equiv A_l} \right] \hat{e}_l + \\
&\quad \left[\underbrace{\frac{A_r(1-\zeta^2)^{1/2}}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} - \frac{2A_\theta\zeta}{(1+3\zeta^2)^{1/2}}}_{\equiv A_q} \right] \hat{e}_q \\
&\quad + \underbrace{[-A_\phi]}_{\equiv A_\xi} \hat{e}_\xi.
\end{aligned} \tag{B.9}$$

Então utilizando este pode-se escrever as componentes do vento neutro e do campo elétrico no novo sistema:

$$\begin{cases} U_l &= U_\theta \frac{(1-\zeta^2)^{1/2}}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \\ U_q &= \frac{-2U_\theta \zeta}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \\ U_\xi &= -U_\phi \end{cases} \quad (\text{B.10})$$

$$\begin{cases} E_l &= \frac{2E_r \zeta}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} + \frac{E_\theta^0 (1-\zeta^2)^{1/2}}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} = \frac{2E_r \zeta}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \\ E_q &= \frac{E_r (1-\zeta^2)^{1/2}}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} + \frac{-2E_\theta^0 \zeta}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} = \frac{E_r (1-\zeta^2)^{1/2}}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \\ E_\xi &= -E_\phi \end{cases} \quad (\text{B.11})$$

O elemento de arco no sistema de dipolo (Equação A.44) reescrito no novo sistema com a utilização de $R_0 \equiv R_E L$ e r (e consequentemente ζ , R_E e L da Equação B.6) fica:

$$\begin{aligned} d\vec{r} &= \frac{R_0^3 \sin^6 \theta \, dl}{R_E^2 (1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{R_E \sin^3 \theta \, dq}{(1+3 \cos^2 \theta)^{1/2}} \hat{e}_q + R_0 \sin^3 \theta \, d\zeta \, \hat{e}_\xi \\ &= \frac{R_0^3 \cos^6 \lambda \, dl}{R_E^2 (1+3 \sin^2 \lambda)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{R_E \cos^3 \lambda \, dq}{(1+3 \sin^2 \lambda)^{1/2}} \hat{e}_q + R_0 \cos^3 \lambda \, d\zeta \, \hat{e}_\xi \\ &= \frac{R_0^3 (1-\zeta^2)^3 \, dl}{R_E^2 (1+3\zeta^2)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{R_E (1-\zeta^2)^{3/2} \, dq}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \hat{e}_q + R_0 (1-\zeta^2)^{3/2} \, d\zeta \, \hat{e}_\xi, \end{aligned}$$

$$d\vec{r} = \frac{R_E L^3 (1-\zeta^2)^3 \, dl}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \hat{e}_l + \frac{R_E (1-\zeta^2)^{3/2} \, dq}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} \hat{e}_q + R_E L (1-\zeta^2)^{3/2} \, d\zeta \, \hat{e}_\xi. \quad (\text{B.12})$$

Por fim calcula-se as condutividades integradas ao longo das linhas do campo geomagnético. Para fazer isso utilizam-se as expressões das condutividades paralela, Pedersen e Hall, a componente $\hat{e}_l$ de $d\vec{r}$, que é paralela a $\vec{B}$. Dessa forma a condutividade Pedersen integrada será:

$$\Sigma_P = \int \sigma_P \frac{R_E L^3 (1-\zeta^2)^3}{(1+3\zeta^2)^{1/2}} dl. \quad (\text{B.13})$$

Já a condutividade Hall integrada será:

$$\Sigma_H = \int \sigma_H \frac{R_E L^3 (1 - \zeta^2)^3}{(1 + 3\zeta^2)^{1/2}} d\zeta. \quad (\text{B.14})$$

Mas da Equação A.2 e da definição de λ e ζ terá-se que:

$$l = \frac{R_E^2 \sin \lambda}{[R_E L (1 - \zeta^2)]^2} = \frac{\zeta}{L^2 (1 - \zeta^2)^2}.$$

Derivando l em relação a ζ tem-se:

$$dl = \frac{1}{L^2} \left[\frac{4\zeta^2}{L^2 (1 - \zeta^2)^3} + \frac{1}{(1 - \zeta^2)^2} \right] d\zeta. \quad (\text{B.15})$$

Substituindo a Equação B.15 na Equação B.13 e na Equação B.14 obtém-se:

$$\begin{aligned} \Sigma_P &= \int \sigma_P \frac{R_E L^3 (1 - \zeta^2)^3}{(1 + 3\zeta^2)^{1/2}} \frac{1}{L^2} \left[\frac{4\zeta^2}{L^2 (1 - \zeta^2)^3} + \frac{1}{(1 - \zeta^2)^2} \right] d\zeta \\ &= \int \sigma_P \frac{R_E L (1 - \zeta^2)^3}{(1 + 3\zeta^2)^{1/2}} \frac{1}{L^2} \left[\frac{4\zeta^2 + (1 - \zeta^2)}{(1 - \zeta^2)^3} \right] d\zeta, \\ \Sigma_P &= \int \sigma_P R_E L (1 - \zeta^2)^{1/2} d\zeta. \end{aligned} \quad (\text{B.16})$$

$$\begin{aligned} \Sigma_H &= \int \sigma_H \frac{R_E L^3 (1 - \zeta^2)^3}{(1 + 3\zeta^2)^{1/2}} \left[\frac{1 + 3\zeta^2}{(1 - \zeta^2)^3} \right] d\zeta, \\ \Sigma_H &= \int \sigma_H R_E L^3 (1 + 3\zeta^2)^{1/2} d\zeta. \end{aligned} \quad (\text{B.17})$$

As Expressões B.16 e B.17, tal e qual como encontradas nos trabalhos de (HAERENDEL et al., 1992; WOHLWEND, 2008) e outros, precisam ser integradas de $\zeta_S^m(L)$ até $\zeta_N^m(L)$.

APÊNDICE C - Modelo auxiliar da deriva vertical do plasma

Como parte da metodologia inicial do trabalho de doutorado foi desenvolvido um modelo auxiliar para a obtenção de $\vec{V}$, necessário para solução das equações do movimento, baseado na equação da continuidade da [Equação C.1](#):

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} = Q(r, \chi) - P(r, t) - \nabla \cdot (N_i \vec{V}), \quad (\text{C.1})$$

onde t representa o tempo, N_i representa a densidade de íons, $Q(r, \chi)$ é a taxa de produção de fotoionização para cada constituinte dependente da altura z e do ângulo zenital solar χ (dada pela [Equação 2.1](#)), P é o termo de perda de ionização ($P \approx \beta(r, t)N_i$ onde $\beta(r, t)$ é a taxa de perda de ionização devido aos constituintes neutros N_2 e O_2) e $\vec{V}$ é a velocidade dos íons. Na ionosfera o plasma o plasma satisfaz a condição de neutralidade macroscópica e portanto $N_i = N_e$. A taxa de perda é $\beta(r, t) \equiv k_1[N_2] + k_2[O_2]$, onde k_1 é a taxa de reação da equação química $O^+ + N_2 \Rightarrow NO^+ + N$ e k_2 é a taxa de reação da equação química $O^+ + O_2 \Rightarrow O_2^+ + O$.

Desenvolvendo o último termo da [Equação C.1](#) (de difusão) obtém-se a [Equação C.2](#):

$$\begin{aligned} \frac{\partial N_i}{\partial t} = & Q(r, \chi) - \beta(r, t)N_i - \left(N_i \frac{\partial V_{ix}}{\partial x} + V_{ix} \frac{\partial N_i}{\partial x} \right) \\ & - \left(N_i \frac{\partial V_{iy}}{\partial y} + V_{iy} \frac{\partial N_i}{\partial y} \right) - \left(N_i \frac{\partial V_{iz}}{\partial z} + V_{iz} \frac{\partial N_i}{\partial z} \right), \end{aligned} \quad (\text{C.2})$$

Considera-se nesta equação apenas as derivadas em relação à vertical e negligencia-se as contribuições zonal e meridional. Assim redefinindo $V_{iz} \equiv V$ (deriva vertical do plasma) e $N_i \equiv N$ obterá-se a [Equação C.3](#):

$$\frac{\partial N}{\partial t} = Q - \beta N - \left(N \frac{\partial V}{\partial r} + V \frac{\partial N}{\partial r} \right). \quad (\text{C.3})$$

No projeto N , $\frac{\partial N}{\partial t}$ e $\frac{\partial N}{\partial r}$ são obtidos a partir de dados de Digissonda durante a campanha COPEX de 2002 ([ABDU et al., 2009](#); [SOBRAL et al., 2009](#)). Foram desconsideradas as contribuições meridional e zonal das derivas de plasma. O termo de produção (o primeiro do lado direito da equação da continuidade [C.1](#)) foi calculado em conformidade com a [Equação 2.1](#) para 37 comprimentos de onda (λ_j) conforme

o modelo EUVAC (RICHARDS et al., 1994) e (CARRASCO, 2005, pg. 92). Φ_∞ representa o fluxo de radiação no topo da atmosfera para cada um dos comprimentos de onda considerados, l representa cada um dos constituintes atmosféricos considerados relevantes para a produção de ionização (foram considerados O^+ , majoritário, NO^+ , O_2^+ e N_2^+), $\delta_{il}(\lambda_j)$ é a seção transversal de ionização do constituinte do tipo l (valores tabelados) com densidade N_l , $\mathcal{C}(\chi)$ é a função de Chapman dependente do ângulo zenital solar χ (ela pode ser aproximada pela Equação 2.2), $\delta_{am}(\lambda_j)$ é a seção transversal de absorção na banda λ_j (valores tabelados) do elemento m de densidade N_m e altura de escala H_m ($H_m \equiv K_B T / mg$, onde K_B corresponde à constante de Boltzmann, T à temperatura, m à massa e g à aceleração da gravidade). Os somatórios em j são para todas as faixas do espectro solar e os somatórios em m são para todas as espécies ionizáveis.

As concentrações dos constituintes considerados (N_2 , O_2 , e O) e os parâmetros da atmosfera neutra, tal como temperatura e pressão, foram obtidas através do modelo empírico NRLMSISE. A concentração de NO foi calculada da mesma forma como feita tese de Carrasco (2005).

Dessa forma a Equação C.3 é reconhecida como uma Equação Diferencial Ordinária (EDO) de primeira ordem que pode ser resolvida pelo método Runge-Kutta de quarta ordem [conforme *Numerical Recipes* (PRESS, 2007; PRESS et al., 1992)]. No modelo a equação está escrita da seguinte forma:

$$\frac{d(NV)}{dz} = \underbrace{Q + \beta N + \frac{\partial N}{\partial t}}_{\equiv R}. \quad (C.4)$$

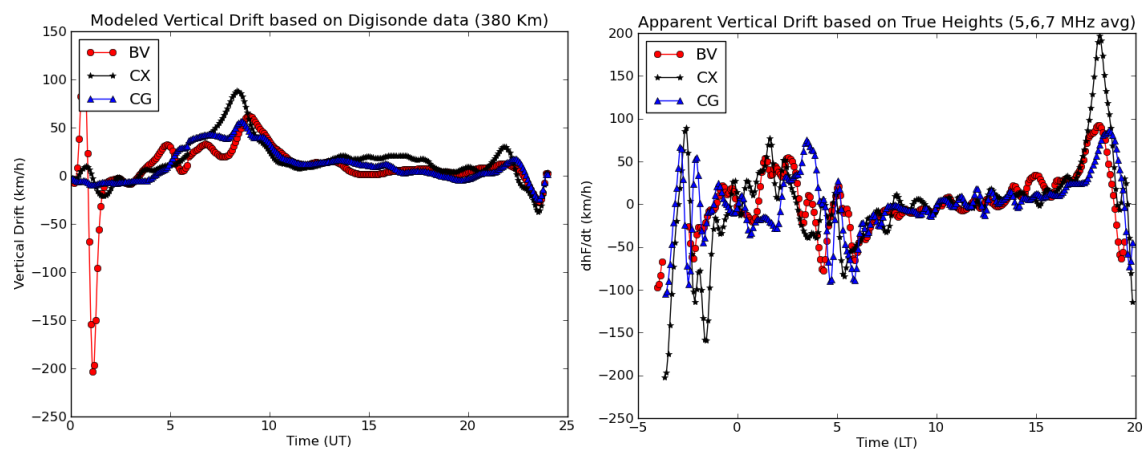
Tomando $\Theta \equiv d(NV)$ (diferencial ou valor infinitesimal de densidade multiplicado pela velocidade), pela Equação C.4, então $\Theta = dz R$. Logo, V_{iz} de interesse será:

$$V_{iz} \approx \frac{\Theta}{N} = \frac{dz R}{N}. \quad (C.5)$$

O modelo não apresentou bons resultados para a deriva vertical divergindo especialmente em torno do meio-dia e início da tarde. O erro pode estar sendo ocasionado pela inadequação das entradas, especialmente àquelas relacionadas ao termo de produção de ionização, que podem estar super ou subestimando efeitos dos diferentes modelos empíricos relacionados mas deve ser devido, principalmente, aos termos desconsiderados na equação da continuidade. Exemplos de perfis obtidos com o modelo

são mostrados nas figuras C.1 e C.2 abaixo. A primeira mostra uma comparação da deriva vertical modelada e do valor esperado através de dhF/dt (deriva aparente do plasma). No horário que a camada de ionização está suficientemente alta para ter os processos de perda quase nulos (e.g. acima dos 300 km), dhF/dt se torna uma boa aproximação da deriva vertical e, em geral, esta condição é satisfeita nas horas que sucedem o anoitecer, que é também quando ocorre o pico da deriva vertical, um efeito interessante na física da ionosfera. Portanto, seria de esperar valores semelhantes entre o modelo e as curvas da deriva aparente neste período. Porém o modelo está subestimando estes valores, reproduzindo com certa fidelidade somente o comportamento (comparação qualitativa) após as 16 horas UT, ou seja, as derivadas ou tangentes às curvas (do modelo e de dhF/dt) se assemelham nas estações das 16-24UT.

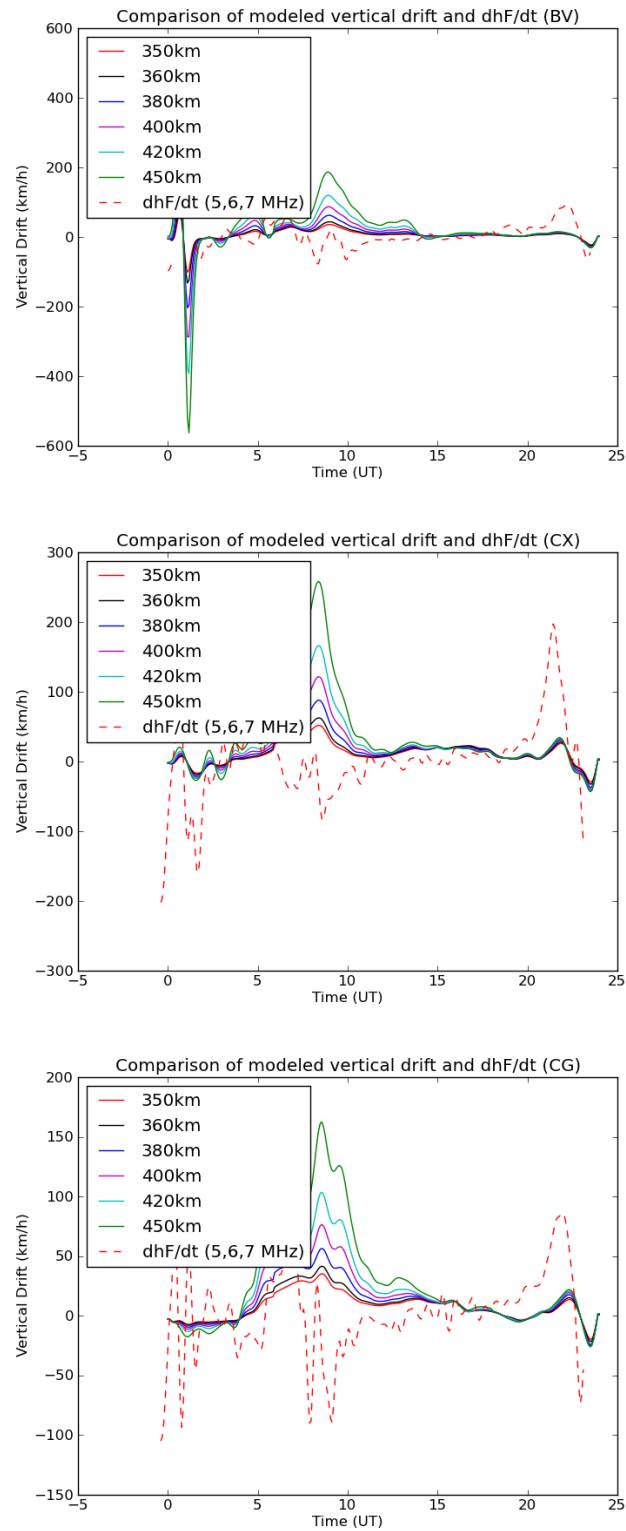
Figura C.1 - Deriva vertical obtida a partir dos dados de Digisonda em 380 km de altitude nas estações de Boa Vista, Cachimbo e Campo Grande.



À esquerda estão os resultados modelados com a técnica descrita e à direita os derivados diretamente a partir das alturas reais da camada para as frequências de 4, 5 e 6 Mhz (hF médio).

Fonte: produção do Autor.

Figura C.2 - Deriva vertical obtida a partir dos dados modelada em varias altitudes de 300-700 km nas três estações da campanha COPEX.



Da esquerda para a direita as figuras se referem a Boa Vista, Cachimbo e Campo Grande, respectivamente. A curva tracejada vermelha representa dhF/dt correspondente.

Fonte: produção do Autor.

ÍNDICE

- Aeronomia, 5
- Alta atividade solar, 16, 41, 43, 52
- Anomalia de Appleton, *ver* Anomalia Equatorial da Ionização
- Anomalia Equatorial da Ionização, 11, 14, 29, 31
- Arraste iônico, 17, 27, 30, 116
- Baixa atividade solar, 16, 41, 43, 44
- Baixo fluxo solar, 39
- C/NOFS, 14
- Campo elétrico de penetração, 22
- Campo elétrico de polarização, 20, 21
- Campo elétrico interplanetário, 22
- Campo elétrico vertical, 15, 18, 20
- Campo elétrico zonal, 11, 15, 18, 35
- Campo Magnético Interplanetário, 35
- Campo magnético interplanetário, 22
- CEI, *ver* Campo elétrico interplanetário
- CHAMP, 14, 33, 36
- Chapman, função de, 8, 74, 154
- CMI, *ver* Campo magnético interplanetário
- Condutividade, 18, 147–152
- Cowling, 19
- Hall, 9, 10, 147, 151
- Integradas, 147, 151, 152
- Paralela, 9, 147, 151
- Pedersen, 9, 10, 147, 151
- Tensor condutividade, 8, 11
- Conteúdo eletrônico total, 27, 31
- COPEX, xi, xiii, 10, 49–57, 75, 76, 90, 103, 105, 107, 109, 111, 153
- Corrente Sq, 18
- Crank-Nicolson, 65, 69, 71
- Dínamos, 31
- Dínamo da região E, 19
- Dínamo da região F, 19, 20
- Declinação magnética, 17, 27, 28, 31, 33
- Derivas de plasma, 15–17, 20, 31, 34, 76, 77, 153
- Deriva aparente, 58, 59, 75, 155
- Deriva vertical, 7, 9, 11, 12, 15, 16, 20, 31, 35, 36, 54, 56, 58, 59, 75–77, 82, 84, 85, 88, 90, 93, 96, 99, 101–102, 111, 153
- Deriva zonal, 16, 21, 85, 93
- Diferenças finitas, 68
- Difusão, 11, 29, 34–36, 76, 102, 106
- Digisonda[®], 33, 35, 36, 56, 58, 76
- Discretização, 65, 67–72
- EEJ, *ver* Eletrojato equatorial
- EIA, *ver* Anomalia Equatorial da Ionização
- Eletrodinâmica da região F, 21
- Eletrojato equatorial, 31
- Epstein, função de, 73, 74
- Equação da continuidade, 153
- Estratosfera, 5
- EUVAC, 154
- Exosfera, 5
- F3/C, 14
- Fabry-Perot, 32, 36, 39, 43, 80, 104
- FPI, *ver* Fabry-Perot
- Heterosfera, 5
- Homosfera, 5
- HWM, 32–33, 36, 42, 76, 79, 84, 94, 104, 108
- Horizontal Wind Model*, *ver* HWM
- Inclinação magnética, 8, 11, 28, 35
- Índice de assimetria
- da altitude, 29, 104, 106, 107

da densidade, 29, 105
da frequência, 105
Índices de atividade solar e magnética
AE, 22, 24
Dst, 22, 23
F10.7, 34
K, *K_p*, 23, 35
Interferômetro ótico de Fabry-Perot,
ver Fabry-Perot
Ionograma, 57, 74
Ionosfera, xi, xiii, 5–25
Acoplamento das regiões E e F, 11,
17–22, 31, 147
Perda de ionização, 12, 29, 36, 106,
153
Produção de ionização, 5, 27, 36,
106, 153, 154
Região D, 6
Região E, 6, 17, 20
Região F, 7, 17, 27, 105
IRI, 10, 33
ISR, 32
Incoherent Scatter Radar, *ver* ISR
Métodos numéricos, 67, 72, 154
Marés atmosféricas, 29, 31, 32
McIlWain, parâmetro de, 148
Mesosfera, 5
Mobilidade eletrônica, 147
Modelagem, 31–36, 56, 73, 153–155
Modelagem semi-empírica, xi, xiii
Modelo de Scherliess e Fejer, 56, 58, 75
NCAR - TGCM, 32
NRLMSISE-00, 10, 30, 154
NWM, 58, 75–112
Neutral Wind Model, *ver* NWM
Ondas planetárias, 31
Pico prerreversão, 9, 11, 16, 17, 51–56,
58, 75, 77, 82, 92, 95, 96, 99,
102, 111
PREp, *ver* Pico prerreversão
Rádio Ocultação GPS, 14
RO GPS, *ver* Rádio Ocultação GPS
Runge-Kutta, 154
SERVO, 36, 41, 43, 104
Superrotação, 81
TEC, *ver* Conteúdo eletrônico total
Termosfera, xi, xiii, 5, 34, 47
TIE-GCM, 33, 39
TIME-GCM, 33
Troposfera, 5
Ventos neutros, xi, xiii, 7, 12, 27–47,
76–101, 150
Vento efetivo, 27, 81, 95, 107, 109
Vento efetivo líquido, 29, 105, 107
Vento meridional, 44, 45, 76, 77,
84, 90, 94, 98, 101–103
Vento transequatorial, 12, 14, 29,
59, 77, 106, 118
VTEN, 59, 77, 89, 93, 97, 99, 117
VTES, 76, 82, 84–86, 88, 89, 92,
97, 99, 106, 107
Vento zonal, 37, 43, 46, 76, 79, 84,
90, 92, 94, 98, 101, 102, 107

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

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

Manuais Técnicos (MAN)

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

Notas Técnico-Científicas (NTC)

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

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

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

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

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

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

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

Programas de Computador (PDC)

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

Pré-publicações (PRE)

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