

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/11.12.14.13-TDI

EFEITOS DO CAMPO ELÉTRICO E DO VENTO NEUTRO SOBRE A IONOSFERA EQUATORIAL E DE BAIXAS LATITUDES DURANTE PERÍODOS GEOMAGNETICAMENTE CALMOS E PERTURBADOS

Manuel Alejandro Bravo Sepulveda

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Inez Staciarini Batista, e Jonas Rodrigues de Souza, aprovada em 01 de dezembro de 2015.

 $\label{eq:url} \begin{tabular}{ll} $\tt URL$ do documento original: \\ &< http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3KJEHCH> \\ \end{tabular}$

INPE São José dos Campos 2015

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@sid.inpe.br

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

Presidente:

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

Membros:

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

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

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

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dra Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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)



sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/11.12.14.13-TDI

EFEITOS DO CAMPO ELÉTRICO E DO VENTO NEUTRO SOBRE A IONOSFERA EQUATORIAL E DE BAIXAS LATITUDES DURANTE PERÍODOS GEOMAGNETICAMENTE CALMOS E PERTURBADOS

Manuel Alejandro Bravo Sepulveda

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Inez Staciarini Batista, e Jonas Rodrigues de Souza, aprovada em 01 de dezembro de 2015.

 $\label{eq:url} \begin{tabular}{ll} $\tt URL$ do documento original: \\ &< http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3KJEHCH> \\ \end{tabular}$

INPE São José dos Campos 2015 Sepulveda, Manuel Alejandro Bravo.

Se63e

Efeitos do campo elétrico e do vento neutro sobre a ionosfera equatorial e de baixas latitudes durante períodos geomagneticamente calmos e perturbados / Manuel Alejandro Bravo Sepulveda. – São José dos Campos : INPE, 2015.

 $xxxii + 186 \ p. \ ; \ (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/11.12.14.13-TDI)$

Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciência do Ambiente Solar Terrestre.) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientadores : Drs. Inez Staciarini Batista, e Jonas Rodrigues de Souza.

1. Ionosfera. 2. Modelo SUPIM. 3. Tempestade geomagnética. 4. Campo elétrico perturbado. 5. Vento neutro perturbado. I.Título.

 $CDU\ 523.4\text{-}853$



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): Manuel Alejandro Bravo Sepulveda

Título: "EFEITOS DO CAMPO ELÉTRICO E DO VENTO NEUTRO SOBRE A IONOSFERA

EQUATORIAL E DE BAIXAS LATITUDES DURANTE PERÍODOS

GEOMAGNETICAMENTE CALMOS E PERTURBADOS"

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

Geofisica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre

| Dra. | Inez Staciarini Batista | IngStaciam Bethal |
|------|--|--|
| | | Presidente / Orientador(a) / INPE / \$JCampos - SP |
| Dr. | Jonas Rodrigues de Souza | I-R-1-S-1 |
| | | Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP |
| Dr. | Mangalathayil Ali Abdu | THALO |
| | | Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP |
| Dr. | José Augusto Bittencourt | Bitterreourt |
| | | Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP |
| Dr. | Alberto José Foppiano Bachmann | allet topping |
| | | Convidado(a) / Univ. de Concepción / Chile - CL |
| Dr. | Marcio Tadeu de Assis Honorato Muella | Maello |
| | | Convigado(a) / UNIVAP / São José dos Campos - SP |

Este trabalho foi aprovado por:

- () maioria simples
- (X) unanimidade

| "Cuando" | se le po | one cora q | zón a las ue desvie | cosas no el objeti | o hay vo". | suerte ni | mala sueri | te |
|----------|----------|---------------|------------------------|-----------------------|---------------|-------------|--------------|----|
| | | | | | | 03 de Seten | nbro de 2014 | Į |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |

A minha avó Inés Mena, porque sem ela nada disto seria possível.

AGRADECIMENTOS

Agradeço por toda a vida a minha avó Inés que sempre acreditou em mim e me apoiou para eu conseguir todos meus objetivos acadêmicos.

Agradeço à Dra. Inez Staciarini Batista e ao Dr. Jonas Rodrigues de Souza pela orientação e incentivo em cada parte deste trabalho.

Aos membros da Banca examinadora, Dr. Magalathayil Abdu, José Augusto Bittencourt, Dr. Alberto Foppiano e Dr. Márcio Muella pelas sugestões e críticas que ajudaram a complementar esta Tese.

À CAPES e ao CNPq pelas bolsas de estudos concedidas; ao INPE e ao governo brasileiro, por fornecer a possibilidade de ingressar ao programa de Doutorado em Geofísica Espacial.

À Maria Goreti pelo auxílio em redução de dado de digisonda e ao Percy Condor do Radio Observatório de Jicamarca pelo fornecimento de dados usados.

Ao pastor Genival Teixeira e à igreja Adventista que me receberam muito bem na minha chegada ao Brasil sem eu ser devoto dessa religião.

Aos meus professores do Chile, Carlos, Alberto e Elías pelo apoio e ajuda para vir estudar no Brasil.

Aos meus amigos Siomel, Ronald, Ramón, Sintique, Arian, Ricardo Y., Regia, Jonah, Claudia V., David P., Julio, Jonas, Paulo, Rodrigo A., Daiki, Larissa, Soraia, Jenny M., Suzana, Fabiola, Mauricio, Manilo, Ricardo P., Pablo, Daniela, Germán F., Francisco, Germán R., Rodrigo S., Manuel, Ana, Lucas, Jenny C., Sergio, Saulo, Alejandro, Orduy, Claudia G., Marcio, Joiner, Anderson, Gustavo, Carlos, Célia, Vinicius, Daniel, Valeria, Natalia, Omar, Marcos, Paola, Leona, Miguel, Gleice, Freddy, Carlos A., Shirley, Roy, Roberval e todo o grupo de hispanofalantes que direta ou indiretamente fizeram mais fácil minha vida em Brasil.

A toda minha família esperando no Chile para eu voltar, e em especial a minha namorada Natasha a qual foi minha inspiração brasileira.

RESUMO

Os eventos de tempestades geomagnéticas produzem perturbações na eletrodinâmica, dinâmica e química da atmosfera. A modelagem é uma ótima ferramenta para entender estes fenômenos, os quais afetam as comunicações e a navegação. Esta Tese pretende modelar os efeitos das tempestades geomagnéticas na ionosfera de regiões equatoriais e baixas latitudes. Para isto, usa-se o Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model no INPE (SUPIM-INPE), no qual são feitos experimentos numéricos com diferentes modelos de campos elétricos (derivas) e de ventos perturbados. Os resultados obtidos são comparados com os valores observados pelas digisondas de Jicamarca, São Luís, Fortaleza, Tucuman, Cachoeira Paulista, Concepción e Ascencion Island. Inicialmente o modelo é avaliado para períodos geomagneticamente calmos. Como parâmetros de entrada de SUPIM são usados o fluxo solar ionizante fornecido por dois modelos (EUVAC e SOLAR2000), o vento neutro fornecido pelo modelo HWM93, a deriva vertical fornecida por dois modelos (S-F e F08), a deriva medida pelo radar de espalhamento incoerente de Jicamarca (JRI), a deriva deduzida a partir de magnetômetros (ΔH) e a deriva deduzida a partir da taxa de variação temporal da altura da região-F (dh'F/dt). Assim, escolhem-se os parâmetros com os quais se consegue reproduzir melhor as observações e obtêm-se algumas considerações prévias para quando modelar os dias geomagneticamente perturbados. Para a simulação durante os dias de tempestades geomagnéticas, trabalha-se com dois eventos para os quais existem medições de JRI (17-18/04/2002 e 9-10/11/2004)e dois eventos onde não existem medições de JRI (29/10/2003 e 7-8/10/2004). Para separar os efeitos do campo elétrico dos do vento neutro, trabalha-se primeiramente com as estações equatoriais e depois com as estações de baixas latitudes. Adiciona-se às simulações com as derivas usadas anteriormente, os resultados obtidos das simulações com a deriva deduzida a partir do campo elétrico interplanetário e com as medidas do radar JULIA. Os resultados são consistentes com as observações quando se usam os diferentes tipos de deriva e isso possibilita estabelecer uma hierarquia entre elas. Quando não existem medições de JRI pode-se usar a deriva deduzida a partir de magnetômetros ou a deriva medida pelo radar JULIA e, na falta destas, pode-se utilizar a deriva deduzida a partir de campo elétrico interplanetário. Após a escolha do campo elétrico perturbado adequado para a região equatorial trabalha-se com as estações de baixas latitudes, onde tenta-se introduzir o efeito de um vento neutro perturbado que permita reproduzir as observações. Depois de simular diferentes configurações de ventos perturbados para Cachoeira Paulista durante a tempestade do 29/10/2003, conclui-se que uma perturbação em forma de onda viajante propagando-se de Norte para Sul consegue simular satisfatoriamente as variações das observações de foF2 e hmF2. Esta mesma configuração de vento perturbado serviu para simular os parâmetros ionosféricos de outros locais do setor brasileiro (São Luís e Fortaleza).

Palavras-chave: Ionosfera. Modelagem. Modelo SUPIM. Tempestade geomagnética. Campo elétrico perturbado. Vento neutro perturbado.

EFFECTS OF ELECTRIC FIELD AND NEUTRAL WIND ON THE EQUATORIAL AND LOW LATITUDE IONOSPHERE DURING GEOMAGNETICALLY QUIET AND DISTURBED PERIODS.

ABSTRACT

Geomagnetic storm events produce disturbances in electrodynamics, dynamics and chemistry of the atmosphere. Modeling is a good tool to understand these phenomena that affect telecommunications and navigation systems. This Thesis aims to model the effects of geomagnetic storms on the equatorial and low latitude ionosphere. Use is made of the Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model version available at INPE (SUPIM-INPE), to run numerical experiments with different models of electric fields (drifts) and of disturbed winds. The results are compared with observations made with digisondes at Jicamarca, São Luís, Fortaleza, Tucuman, Cachoeira Paulista, Concepción and Ascension Island. The SUPIM-INPE model is first evaluated for quiet geomagnetic conditions. The input parameters used by SUPIM-INPE are the ionizing solar flux provided by two models (EUVAC and SOLAR2000), the neutral wind provided by HWM93 model, the vertical drift provided by two models (SF and F08), the drift measured by the Jicamarca incoherent scattering radar (JRI), the drift deduced from magnetometers (ΔH) and the drift calculated from the time derivative of the F-region height (dh'F/dt). This evaluation allows choosing the parameters with which the observations can be better reproduced. Also, it permits some preliminary considerations for the modeling of disturbed geomagnetic days to be defined. Simulations for geomagnetic storms are made for two events with/without JRI measurements (17-18/04/2002 and 9-10/11/2004)/(29/10/2003 and 7-8/10/2004). In order to separate the effects of the electric field from the neutral wind, the simulations for the equatorial stations are performed before the low-latitude ones. In addition, simulations with drift deduced from the interplanetary electric field and those measured by JULIA radar are also analyzed. The simulations results are found to be consistent with observations in such a way that a hierarchy among the different types of drifts used can be established. When no JRI measurements are available, the drifts deduced from magnetometers or the drift measured by the JULIA radar can be used, and in their absence, even the drift inferred from interplanetary electric field is good enough for this purposes. After using different configurations of disturbed winds over Cachoeira Paulista during the storm of 29/10/2003, it is concluded that a traveling wavelike disturbance propagating from North to South can satisfactorily reproduce foF2 and hmF2 observations. This same configuration of disturbed wind seems to be appropriated to simulate the ionospheric parameters for other Brazilian stations (São Luís and Fortaleza).

Keywords: Ionosphere. Modeling. SUPIM Model. Geomagnetic storms. Disturbed electric field. Disturbed neutral wind.

LISTA DE FIGURAS

| | | Pág. |
|------|---|------|
| 2.1 | Exemplo de variação do campo magnético terrestre mostrando as fases | |
| | de uma tempestade geomagnética | . 5 |
| 2.2 | Esquema da relação tempestade-subtempestade em termos dos índices | |
| | Dst e AE e da componente vertical do campo IMF, Bz | . 6 |
| 2.3 | Esquema da magnetosfera no plano equatorial explicando o efeito do | |
| | campo elétrico de penetração | . 8 |
| 2.4 | Resposta da ionosfera do setor brasileiro devido a um campo elétrico de | |
| | penetração durante a tempestade do dia 5-6/11/2001 | . 9 |
| 2.5 | TEC medido durante a tempestade do dia $4 e 6/11/2001 \dots$ | . 10 |
| 2.6 | Esquema idealizado da circulação durante períodos geomagneticamente | |
| | perturbados | . 11 |
| 2.7 | Padrão de circulação média meridional da termosfera durante as estações | |
| | do ano e diferentes condiciones de atividade magnética | . 12 |
| 2.8 | Simulação da perturbação de uma onda de gravidade no vento com di- | |
| | reção para o equador em 30^o e 50^o de latitude magnética para várias | |
| | altitudes | . 13 |
| 2.9 | Distribuição em latitude e altitude da perturbação de uma onda de gra- | |
| | vidade depois de 2 horas desde o início da subtempestade | . 14 |
| 2.10 | Esquema que mostra o mecanismo da geração do dínamo perturbado $$. | . 17 |
| 2.11 | Esquema do efeito da Super Fonte de Plasma, explicando sua intensifi- | |
| | cação em médias latitudes | . 18 |
| 2.12 | Mecanismo da geração da Super Fonte de Plasma | . 19 |
| 2.13 | Simulações de vetores de fluxo do plasma baixo diferentes condições mos- | |
| | trando a Super Fonte de Plasma | . 21 |
| 3.1 | Exemplo de deriva vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ deduzida a partir de IEF para o dia | |
| | de tempestade 9-10/11/2004 | . 25 |
| 3.2 | Exemplo de modelo de vento perturbado para 350 km de altura | . 27 |
| 3.3 | Esquema dos parâmetros usados na rede neural para obter ΔH | . 29 |
| 3.4 | Localização geográfica das estações utilizadas e suas inclinações magnética | s 31 |
| 3.5 | Índices AE e D st e variação de $B_z,\ V_{SW}$ e IEF para a tempestade de | |
| | 17-18/04/2002 | . 34 |
| 3.6 | Índices AE e D st e variação de B_z, V_{SW} e IEF para a tempestade de | |
| | 7-10/11/2004 | . 35 |

| 3.7 | Indices AE e Dst e variação de B_z , V_{SW} e IEF para a tempestade de $29/10/2003$ | 37 |
|------|---|----|
| 5.1 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 16/04/2002 para JI comparando o fluxo solar ionizante | 53 |
| 5.2 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 01/06/2002 para JI comparando o fluxo solar ionizante | 54 |
| 5.3 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 11/12/2001 para JI comparando o fluxo solar ionizante | 55 |
| 5.4 | Deriva $\mathbf{E}\times\mathbf{B}$ e simulações de fo F2 e hm F2 para Huancayo, Peru, com- | |
| | parada com dados observados em LT | 56 |
| 5.5 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 16/04/2002 para JI comparando modelos de deriva | 58 |
| 5.6 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 01/06/2002 para JI comparando modelos de deriva | 59 |
| 5.7 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 11/10/2003 para JI comparando modelos de deriva | 60 |
| 5.8 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 11/12/2001 para JI comparando modelos de deriva | 61 |
| 5.9 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 16/04/2002 para SL comparando modelos de deriva | 63 |
| 5.10 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 11/10/2003 para SL comprando modelos de deriva | 64 |
| 5.11 | Deriva ΔH^* de JI para os dias calmos 16/04/2002 e 01/06/2002 | 65 |
| 5.12 | Deriva ΔH^* de JI para os dias calmos 11/10/2003 e 11/12/2001 | 66 |
| 5.13 | Simulações de fo F2 e hm F2 usando a deriva ΔH^* durante o dia | |
| | 16/04/2002 para JI | 68 |
| 5.14 | Simulações de fo F2 e hm F2 usando a deriva ΔH^* durante o dia | |
| | 01/06/2002 para JI | 69 |
| 5.15 | Simulações de fo F2 e hm F2 usando a deriva ΔH^* durante o dia | |
| | 11/10/2003 para JI | 70 |
| 5.16 | Simulações de fo F2 e hm F2 usando a deriva ΔH^* durante o dia | |
| | 11/12/2001 para JI | 71 |
| 5.17 | Simulações de foF2 e hmF2 com e sem vento HWM93 durante o dia | |
| | 16/04/2002 para JI | 72 |
| 5.18 | Simulações de foF2 e hmF2 com e sem vento HWM93 durante o dia | |
| | 01/06/2002 para JI | 73 |
| 5.19 | Simulações de foF2 e hmF2 com e sem vento HWM93 durante o dia | |
| | 11/10/2003 para JI | 74 |

| 5.20 | Simulações de foF2 e hmF2 com e sem vento HWM93 durante o dia | |
|------|--|-----|
| | 11/12/2001 para JI | 75 |
| 5.21 | Simulações de foF2 e hmF2 com e sem vento HWM93 durante o dia | |
| | 16/04/2002 para SL | 76 |
| 5.22 | Simulações de foF2 e hmF2 com e sem vento HWM93 durante o dia | |
| | 11/10/2003 para SL | 77 |
| 5.23 | Distribuição latitudinal dos ventos HWM93 representativos para o setor | |
| | de JI durante o dia $16/04/2002$ | 79 |
| 5.24 | Distribuição latitudinal dos ventos HWM93 representativos para o setor | |
| | de SL durante o dia $16/04/2002$ | 80 |
| 5.25 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 01/06/2002 para FZ | 81 |
| 5.26 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 11/10/2003 para FZ | 82 |
| 5.27 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 11/04/2002 para CP | 84 |
| 5.28 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 01/06/2002 para CP | 85 |
| 5.29 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 11/10/2003 para CP | 86 |
| 5.30 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 11/10/2003 para TU | 88 |
| 5.31 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 11/10/2003 para CO | 89 |
| 5.32 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 16/04/2002 para AI | 91 |
| 5.33 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 01/06/2002 para AI | 92 |
| 5.34 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 11/10/2003 para AI | 93 |
| 5.35 | Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo | |
| | 11/12/2001 para AI | 94 |
| 6.1 | Simulações de foF2 e hmF2 durante os dias de tempestade 17-18/04/2002 | |
| | para JI comparando derivas | 98 |
| 6.2 | Derivas deduzidas a partir de IEF durante o dia de tempestade | 50 |
| | 17/04/2002 para JI | 101 |
| 6.3 | Simulações de foF2 e hmF2 usando as derivas deduzidas a partir de IEF | - |
| | durante o dia de tempestade 17/04/2002 para JI | 103 |

| 0.4 | Deriva deduzida a partir de IEF com modelo F-5 durante o dia de tem- | |
|------|--|-----|
| | pestade $17/04/2002$ para JI | 104 |
| 6.5 | Simulações de foF2 e hmF2 usando as derivas deduzidas a partir de JRI | |
| | e de IEF durante o dia de tempestade $17/04/2002$ para SL | 106 |
| 6.6 | Deriva ΔH^* durante o dia de tempestade $17/04/2002$ para JI | 107 |
| 6.7 | Simulações de fo F2 e hm F2 usando deriva $\Delta {\rm H}^*$ durante o dia de tem- | |
| | pestade 17/04/2002 para JI | 108 |
| 6.8 | Simulações de fo F2 e hm F2 durante os dias de tempestade 09-10/11/2004 | |
| | para JI comparando modelos de deriva | 110 |
| 6.9 | Deriva deduzida a partir de IEF durante o dia de tempestade $09/11/2004$ | |
| | para JI | 112 |
| 6.10 | Simulações de fof2 e hmF2 usando as derivas deduzidas a partir de IEF | |
| | durante o dia de tempestade 09/11/2004 para JI | 113 |
| 6.11 | Simulações de fo F2 e hm F2 usando as derivas deduzidas a partir de JRI $$ | |
| | e de IEF durante o dia de tempestade 09/11/2004 para SL | 114 |
| 6.12 | Deriva ΔH^* durante o dia de tempestade 09/11/2004 para JI $\ \ldots \ \ldots$ | 116 |
| 6.13 | Simulações de fo F2 e hm F2 usando a deriva ΔH^* durante o dia de tem- | |
| | pestade 09/11/2004 para JI \dots | 117 |
| 6.14 | Simulações de foF2 e hmF2 usando as derivas deduzidas a partir de IEF | |
| | durante o dia de tempestade 29/10/2003 para JI | 119 |
| 6.15 | Simulações de foF2 e hmF2 usando as derivas deduzidas a partir de IEF | |
| | durante o dia de tempestade 29/10/2003 para SL | 120 |
| 6.16 | Simulações de fo F2 e hm F2 durante o dia de tempestade $29/10/2003$ | |
| | para SL, FZ e CP | 122 |
| | Deriva ΔH^* durante o dia de tempestade 29/10/2003 para JI | 123 |
| 6.18 | Simulações de fo F2 e hm F2 usando deriva ΔH^* durante o dia de tem- | |
| | pestade 29/10/2003 para JI | 124 |
| 6.19 | Deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ medida pelo satélite ROCSAT-1 durante o dia de tempes- | |
| | tade $29/10/2003$ | 125 |
| 6.20 | Simulações de foF2 e hmF2 usando uma deriva modificada a partir de | |
| | IEF1 durante o dia de tempestade $29/10/2003$ para SL | |
| | Derivas ΔH^* durante os dias de tempestade 7-8/11/2004 para JI | 128 |
| 6.22 | Simulações de fo F2 e hm F2 usando a deriva ΔH^* durante os dias de | |
| | tempestade 7-8/11/2004 para JI | 129 |
| 6.23 | Simulações de foF2 e hmF2 usando as derivas deduzidas a partir de IEF | |
| | durante o dia de tempestade 07/11/2004 para JI | |
| | Deriva JRJ* durante o dia de tempestade 07/11/2004 para JI | 131 |
| 6.25 | Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva JRJ* durante o dia de tem- | |
| | pestade 07/11/2004 para JI | 132 |

| 7.1 | Simulações de for 2 e hmr 2 usando a deriva IEF1 e o vento HWM93 | 196 |
|-------------|--|-------|
| 7.2 | durante o dia de tempestade 29/10/2003 para CP | 130 |
| 1.4 | a cada 2 horas durante o dia 29/10/2003 | 120 |
| 7.3 | Simulações de foF2 e hmF2 para CP, usando a deriva IEF1 e um vento | 130 |
| 1.0 | perturbado construído subtraindo 200 m/s ao vento HWM93 desde as | |
| | 09:30 UT até o final do dia e outro subtraindo 200 m/s só na faixa de | |
| | tempo entre 09:30-12:15 UT | 130 |
| 7.4 | Distribuição ao longo do meridiano magnético de um vento perturbado | 100 |
| | composto por dois ventos de magnitude do vento de HWM93 \pm 200 m/s | |
| | e com direções contrárias convergindo sobre CP | 140 |
| 7.5 | Simulações de foF2 e hmF2 para CP, usando a deriva IEF1 e um vento | |
| | perturbado convergente, como o da Figura 7.4, entre as 09:00-12:25 UT | |
| | e só entre as 09:00-09:45 UT | 142 |
| 7.6 | Simulações de foF2 e hmF2 para CP, usando a deriva IEF1 e um vento | |
| | perturbado composto pelos dois ventos propostos anteriormente | 143 |
| 7.7 | Distribuição ao longo do meridiano magnético do vento perturbado entre | |
| | as 07-15 UT, considerado a perturbação como uma onda viajante que se | |
| | propaga de Norte para o Sul | 145 |
| 7.8 | Simulações de foF2 e hmF2 para CP, usando a deriva IEF1 e um vento | |
| | perturbado em forma de onda viajante mostrado na Figura 7.7 | 146 |
| 7.9 | Melhores resultados de foF2 e hmF2 obtidos usando um vento perturbado | |
| | em forma de onda que se propaga a $\sim 50 \text{ m/s}$ | . 147 |
| 7.10 | Parâmetros foF2 e altura para as diferentes estações da Tabela 3.1 du- | |
| | rante o dia de tempestade $29/10/2003$ | 149 |
| 7.11 | Distribuição ao longo do meridiano magnético da onda viajante que se | |
| | propaga de Norte para o Sul com uma velocidade de 200 m/s entre as | |
| 7 10 | 07-15 UT | . 151 |
| 7.12 | Simulações de foF2 e hmF2 para CP, usando a deriva IEF1 e um vento | |
| | perturbado em forma de onda viajante que se propaga a 200 m/s mos- | 150 |
| 7 1 9 | trada na Figura 7.11 | . 152 |
| 1.13 | Perturbações do vento como um trem de ondas viajantes vistas sobre | 150 |
| 711 | cada estação | . 153 |
| 1.14 | perturbado em forna de um trem de ondas viajantes que se propaga para | |
| | o Sul | 15/ |
| | U U U I I I I I I I I I I I I I I I I I | . IUT |

| Simulações de for 2 e hm r 2 para r Z, usando a deriva IEF1 e um vento | |
|--|---|
| perturbado em forna de um trem de ondas viajantes que se propaga para | |
| o Sul | 155 |
| | |
| | |
| | 156 |
| | 100 |
| | |
| | 155 |
| | 197 |
| | |
| | |
| - ' ' | 158 |
| | |
| $11/10/2003 \text{ e } 29/10/2003 \dots \dots$ | 160 |
| Diferentes tempestades geomagnéticas com uma mesma estrutura de foF2 | |
| sobre a estação de CP | 161 |
| Localização geográfica das digisondas utilizadas e suas declinações mag- | |
| néticas | 183 |
| | |
| Resultados das simulações da foF2 e hmF2 comparados com as observa- | |
| ções no setor de alta declinação (setor brasileiro) | 185 |
| Resultados das simulações da foF2 e hmF2 comparados com as observa- | |
| ções no setor de baixa declinação | 186 |
| | perturbado em forna de um trem de ondas viajantes que se propaga para o Sul |

LISTA DE TABELAS

| | |] | Pág. |
|-----|--|---|------|
| 2.1 | Classificações das tempestades geomagnéticas | | 5 |
| 3.1 | Informação das estações de digisonda/ionossonda usadas | | 30 |
| 3.2 | Dias geomagneticamente calmos simulados | | 32 |
| 3.3 | Dias de tempestades simulados | | 32 |
| 4.1 | Resumo de alguns modelos ionosféricos | | 40 |

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ACE – Satélite Advanced Composition Explorer

AE – Índice de Eletrojato Auroral AE-E – Satélite Atmosphere Explorer E

AI – Estação ionosférica de Ascencion Island

Ap – Índice magnético planetário CEJ – Contra-Eletrojato equatorial CHAMP – Challenging Minisatellite Payload

CME – Coronal Mass Ejection

CO – Estação ionosférica de Concepción, Chile
 CP – Estação de Cachoeira Paulista, Brasil
 CTIM – Coupled Thermospheric Ionosphere Model

dh'F/dt – Variação da altura da camada-F com o tempo. Calcula-se a partir

da média das frequências 4, 5 e 6 MHz observadas nos ionogramas

Dst – Índice Disturbance storm time

EEJ – Eletrojato Equatorial

EEJ(storm) – Índice de eletrojato equatorial de tempo de tempestade

EIA – Anomalia de Ionização Equatorial

ESRO-4 – European Space Research Organisation satellite 4

EUV – Ultravioleta extremo

EUVAC - Solar EUV flux model for Aeronomic Calculations

 $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ — Deriva eletromagnética

F08 – Dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ fornecidos pelo modelo de Fejer et al. (2008)

foF2 – Frequência critica da camada-F2

F-S – Dados de deriva **E** × **B** para condições perturbadas fornecidos pelo

modelo de Fejer e Scherliess (1997)

FAIM – Fully Analytic Ionosphere Model

FLIP – Field Line Interhemispheric Plasma Model

FUV – Ultravioleta longínquo

FZ – Estação ionosférica de Fortaleza, Brasil

GPS – Global Position System

GSM – Geocentric Solar Magnetospheric GTIM – Global Theoretical Ionosphere Model

h'F – Altura virtual da camada-F

HEUVAC - High resolution solar EUV proxy model

HF – Alta Frequência

HILDCAA – High-Intensity Long-Duration Continuous AE Activity

HWM – Horizontal Wind Model

IAGA – International Association of Geomagnetism and Aeronomy

ICED – Ionospheric Conductivity and Electron Density

IDM – Ion Drift Meter

IEC – Integrated Electron Content

IEF – Interlanetary Electric Field; dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ deduzidos

de campo elétrico interplanetário.

IEF1 — Dados deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ deduzidos de IEF seguindo o modelo de

Kelley e Retterer (2008)

IEF2 — Dados deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ deduzidos de IEF por superposição direta

IGRF11 – International Geomagnetic Reference Field 2011

IMF – Interlanetary Magnetic Field

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

ION – Dados de digisonda IR – Infravermelho

IRI – International Reference Ionosphere
 JI – Estação ionosférica de Jicamarca, Peru

JRO – Jicamarca Radar Observatório

JRI — Dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ medidos pelo radar de espalhamento

incoerente de Jicamarca

JRJ — Dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ medidos pelo radar JULIA de Jicamarca

JRJ* – Dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ composta por JRJ, dh'F/dt e F08 JULIA – Jicamarca Unattended Long-term Investigations of the

Ionosphere and Atmosphere

Kp – Índice magnético planetário
 KW – Estação ionosférica de Kwajalein

LEO – Low Earth Orbits

LION – Low-latitude Ionospheric Model

LT – Local Time

MSIS – Mass Spectrometer-Incoherent Scatter

MSISE – Mass Spectrometer-Incoherent Scatter Extended

NRLMSISE - Naval Research Laboratory Mass Spectrometer-Incoherent

Scatter Extended

OGO-6 – Orbiting Geophysical Observatory 6 PS – Estação ionosférica de Port Stanley RA – Estação ionosférica de Ramey

ROCSAT - Republic of China Satellite

S-F – Dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ fornecidos pelo modelo de

Scherliess e Fejer (1999)

SAC-C – Satélite de Aplicaciones Científicas C SAMI2 – Sami2 is Another Model of the Ionosphere

SL – Estação de São Luís, Brasil

SLIM – Semi-Empirical Low Latitude Ionospheric Model SOHO – Satélite Solar and Heliospheric Observatory

SOLAR2000 – Modelo empírico de irradiância solar

SUPIM – Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model

SUPIM-INPE – Modelo SUPIM modificado para INPE SWEPAM – Solar Wind Electron Proton Alpha Monitor

TAD – Traveling Atmospheric Disturbance TDIM – Time-Dependent Ionosphere Model

TEC – Conteúdo Eletrônico Total

TID - Travelling Ionospheric Disturbance

TIEGCM – Thermosphere-Ionosphere-Electrodynamics General Circulation

Model

TIGCM – Thermosphere-Ionosphere General Circulation Model

TU – Estação ionosférica de Tucumán, Argentina

UT – Tempo Universal UV – Ultravioleta VIS – Visível

 ΔH – Dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ deduzida de magnetômetros

 ΔH^* – Dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ composta por ΔH , dh'F/dt e F08

LISTA DE SÍMBOLOS

A – Área da seção transversal do tubo de fluxo magnético

B – Vetor campo magnético

 B_{ln} , C_{ln} – Coeficientes harmônicos esféricos dependentes do tempo \mathbf{B}_{ln} , \mathbf{C}_{ln} – Vetores harmônicos esféricos rotacional e solenoidal

 \mathbf{B}_{ln}^* , \mathbf{C}_{ln}^* – Vetores harmônicos esféricos conjugados rotacional e solenoidal \mathbf{B}_z , $\mathbf{B}\mathbf{z}$ – Componente do campo magnético interplanetário perpendicular à

eclíptica

Ch – Função de Chapman

D – Declinação magnética/coeficiente de difusão

 D_p – Coeficiente de difusão do plasma

E – Vetor campo elétrico

E_P – Campo elétrico em direção dos polos

erf – Função Error

F – Aquecimento friccional

g – Aceleração devido à gravidade

h – Altura

H – Altura de escala / componente horizontal del campo magnético

H – Componente horizontal do campo geomagnético

 H_{max} – Altura do pico de densidade eletrônica

 H_P — Altura de escala do plasma I — Inclinação magnética

 $egin{array}{lll} {\bf J_H} & - & {
m Corrente\ de\ Hall} \\ {\bf J_P} & - & {
m Corrente\ de\ Pedersen} \end{array}$

k – Constante de Boltzmann/taxa de reação
 L – Taxa de perda do íon por unidade de volume

m – Massa

n – Densidade do i-ésimo constituinte neutro

N – Densidade do plasma

 N_{max} – Pico de densidade eletrônica

p – Coordenada dipolar paralela ao campo magnético
 P – Taxa de produção do íon por unidade de volume

q – Coordenada dipolar perpendicular ao campo magnético

 $egin{array}{lll} Q & - & {
m Taxa \ de \ aquecimento} \\ r & - & {
m Altura \ geocêntrica} \\ R_E & - & {
m Raio \ da \ Terra} \\ \end{array}$

 R_{eq} — Distância radial equatorial da linha de campo magnético s — Comprimento de arco da linha de campo magnético

t – Tempo

T – Período de onda

 T_e – Temperatura do elétron

 T_i — Temperatura do íon

U – Velocidade do vento neutro

co-rotação

 $egin{array}{lll} \mathbf{V_N} & & - & ext{Velocidade do vento para Norte} \\ \mathbf{V_S} & & - & ext{Velocidade do vento para Sul} \\ \mathbf{V_{sw}} & & - & ext{Velocidade do vento solar} \\ \end{array}$

 $\mathbf{V}_{\mathbf{W}}$ – Velocidade do vento para Oeste

 \mathbf{V}^{\parallel} — Componente da velocidade paralela ao campo magnético \mathbf{V}^{\perp} — Componente da velocidade perpendicular ao campo

magnético

 V_{eq}^{\perp} — Magnitude da componente da velocidade perpendicular

ao campo magnético no equador

 \mathbf{V}^{ϕ} — Componente zonal da velocidade

 V_{eq}^{ϕ} — Magnitude da componente zonal da velocidade no equador

x – Razão entre a altura geocêntrica e a altura de escala

Z – Componente vertical del campo magnético

 α — Comprimento de onda — Coeficiente de perda linear

 $\beta_i, \, \beta_{ij}^*, \, \beta_{ik}^*$ — Coeficientes de difusão térmicos

 $\Delta_{ij}, \dot{\Delta}_{ik}, R_{ijk}, R_{ikj}$ – Fatores de correção para os coeficientes de difusão

 ΔT — Duração da perturbação em Bz durante uma tempestade intensa

 θ – Colatitude

 κ — Condutividade térmica λ — Comprimento de onda

u — Frequência de colisões efetiva

 σ — Seção transversal de foto
ionização/fotoabsorção do

constituinte neutro

 ϕ – Longitude

Φ – Intensidade de radiação do fluxo solar EUV

 χ – Ângulo zenital solar

SUMÁRIO

| $\underline{\mathbf{P}}_{\mathbf{z}}$ | ág. |
|--|-----|
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 2 TEMPESTADES GEOMAGNÉTICAS E SEUS EFEITOS NA | |
| IONOSFERA | 3 |
| 2.1 Introdução | 3 |
| 2.2 Tempestade Geomagnética | 3 |
| 2.3 Campo elétrico de penetração | 7 |
| 2.4 Aquecimento Auroral e ventos perturbados | 11 |
| 2.5 Propagação de ondas | 12 |
| 2.6 Alteração da taxa $[N_2]/[O]$ do gás neutro | 15 |
| 2.7 Dínamo perturbado | 16 |
| 2.8 Super Fonte de Plasma | 16 |
| 3 METODOLOGIA E DADOS EXPERIMENTAIS UTILIZADOS | 23 |
| 3.1 Introdução | 23 |
| 3.2 Metodologia | 23 |
| 3.3 Dados Utilizados e Apresentação de Tempestades Escolhidas | 27 |
| 3.3.1 Tempestade geomagnética de 17-18 de Abril de 2002 | 32 |
| 3.3.2 Tempestade geomagnética de 7-10 de Novembro de 2004 | 33 |
| 3.3.3 Tempestade geomagnética de 29 de Outubro de 2003 | 33 |
| 4 MODELAGEM DA IONOSFERA E O MODELO SUPIM-INPE | 39 |
| 4.1 Introdução | 39 |
| 4.2 O modelo SUPIM-INPE | 41 |
| 4.2.1 Sistema de equações do SUPIM | 42 |
| 4.2.1.1 Equação da continuidade | 42 |
| 4.2.1.2 Equação do movimento | 44 |
| 4.2.1.3 Equação do Equilíbrio de Energia | 45 |
| 4.2.2 Solução das equações no SUPIM $\ \ldots \ \ldots \ \ldots \ \ldots \ \ldots$ | 46 |
| 4.2.3 Modelos de Fluxo Solar usados \dots | 48 |
| 4.2.3.1 O modelo EUVAC | 48 |
| 4.2.3.2 O modelo SOLAR2000 | 48 |
| 4.2.4 Modelos de Deriva Vertical usados | 49 |

| 4.2.4 | .1 O modelo de Scherliess e Fejer (1999) | 49 |
|-------|--|-----|
| 4.2.4 | .2 O modelo de Fejer et al. (2008) | 49 |
| 4.2.5 | O modelo de Vento HWM93 | 49 |
| 4.2.6 | O modelo de Composição Atmosférica NRLMSISE-00 | 50 |
| 5 F | RESULTADOS: Avaliação do Modelo SUPIM-INPE para Perío- | |
| d | os Geomagneticamente Calmos | 51 |
| 5.1 | Introdução | 51 |
| 5.2 | Avaliação dos Modelos de Fluxo Solar Ionizante EUVAC e SOLAR 2000 $% \left(1\right) =\left(1\right) \left(1\right) +\left(1\right) \left(1\right) \left(1\right) +\left(1\right) \left(1\right) \left($ | 52 |
| 5.3 | Avaliação dos Modelos de Deriva Vertical S-F, F08, $\Delta {\rm H~e~dh'}{\rm F/dt}~$ | 57 |
| 5.4 | Avaliação dos ventos neutros sobre o setor equatorial $\ \ldots \ \ldots \ \ldots$ | 69 |
| 5.5 | Avaliação do modelo para estações de baixas latitudes | 78 |
| 5.5.1 | Fortaleza | 81 |
| 5.5.2 | Cachoeira Paulista | 83 |
| 5.5.3 | Tucuman | 87 |
| 5.5.4 | Concepción | 88 |
| 5.5.5 | Ascencion Island | 90 |
| 5.6 | Resumo | 90 |
| 6 F | RESULTADOS: Simulações com campo elétrico perturbado | 97 |
| 6.1 | Introdução | 97 |
| 6.2 | Simulações de tempestades com deriva medida JRI \dots | 97 |
| 6.2.1 | Simulações da tempestade geomagnética de 17 de Abril de 2002 | 97 |
| 6.2.2 | Simulações da tempestade geomagnética de 9-10 de Novembro de 2004 | 109 |
| 6.3 | Simulações de tempestades sem deriva medida pelo JRI | 118 |
| 6.3.1 | Simulações da tempestade geomagnética de 29 de Outubro de 2003 $$ | 118 |
| 6.3.2 | Simulações da tempestade geomagnética de 7-8 de Novembro de 2004 . | 127 |
| 6.4 | Resumo | 133 |
| 7 F | RESULTADOS: Simulações com vento neutro perturbado | 135 |
| 7.1 | Introdução | 135 |
| 7.2 | Simulações com vento perturbado para o setor brasileiro | 135 |
| 7.3 | Resumo | 162 |
| 8 C | CONCLUSÕES | 165 |

| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 169 |
|--|-----|
| ANEXO A - Resultados preliminares apresentados na IAGA2013 | |
| The XIIth Scientific Assembly | 183 |

1 INTRODUÇÃO

Eventos solares geram perturbações geomagnéticas na Terra modificando a dinâmica, a eletrodinâmica e a química da atmosfera. Especificamente, estes eventos afetam o sistema de correntes elétricas, a circulação dos ventos e a temperatura e composição dos componentes neutros, gerando um período de tempo com condições anormais, ou período de condições geomagneticamente perturbadas.

O conjunto de mudanças produzido pela tempestade geomagnética na ionosfera é conhecido como tempestade ionosférica. Se a densidade eletrônica diminui ou aumenta, elas recebem a denominação de tempestade ionosférica negativa ou tempestade ionosférica positiva, respectivamente. Na tempestade ionosférica negativa, o pico da densidade eletrônica (N_{max}) e o conteúdo eletrônico total (TEC) diminuem abaixo do nível normal, causando problemas nas radiocomunicações, principalmente na faixa HF. Nas tempestades ionosféricas positivas, o N_{max} e o TEC são maiores do que o nível normal, produzindo problemas nas comunicações e navegação por satélite.

Dependendo da fase e hora local (dia, noite, tarde ou manhã) da perturbação, a tempestade ionosférica pode apresentar comportamentos anormais como: a ionosfera equatorial pode sofrer um grande incremento ou decrescimento em altura; o efeito fonte de ionização de plasma pode ser intensificado, com picos atingindo latitudes subtropicais; pode intensificar ou inibir a anomalia de ionização equatorial (EIA); reverter a direção do eletrojato equatorial (EEJ) gerando o que se chama de contraeletrojato equatorial (CEJ); o desenvolvimento de bolhas de plasma/espalhamento (spread-F) pode ser inibido ou incrementado; pode alterar as correntes de dínamo atmosférico devido aos ventos perturbados; aumentar a ocorrência de camadas esporádicas, entre outros efeitos (ABDU, 2005).

Muitos trabalhos têm tentado modelar estes comportamentos anômalos da ionosfera, alguns com bons resultados (PAULA, 1986; BATISTA et al., 1991; FEJER; SCHERLIESS, 1997; TORRES PINCHEIRA, 1998; RICHMOND et al., 2003; LIN et al., 2005; MARUYAMA et al., 2005; BATISTA et al., 2006; BALAN et al., 2009; BALAN et al., 2010; RETTERER; KELLEY, 2010; NOGUEIRA et al., 2011; LU et al., 2012). A dificuldade é que existem diversos parâmetros perturbados que não são totalmente conhecidos, porém são imprescindíveis para que se faça uma modelagem precisa dos efeitos das perturbações magnéticas na ionosfera.

A modelagem ionosférica é uma ótima ferramenta para entender os fenômenos físicos e químicos que acontecem durante estes períodos de condições geomagneticamente perturbadas. Este entendimento é importante devido a que estes fenômenos afetam diretamente os sistemas de comunicações e navegação.

Esta Tese tenta simular a ionosfera equatorial e de baixas latitudes magnéticas durante algumas tempestades geomagnéticas e compara com observações existentes. Para isto, usa-se um modelo ionosférico no qual se modificam os parâmetros de entrada de campo elétrico e de ventos neutros, pois são estes os parâmetros que mais afetam a ionosfera destas latitudes.

No Capítulo 2 faz-se uma revisão bibliográfica sobre as tempestades geomagnéticas e seus efeitos na ionosfera terrestre.

A metodologia e os dados experimentais que vão ser utilizados para nossa modelagem da ionosfera durante períodos geomagneticamente perturbados, são apresentados no Capítulo 3. No Capítulo 4 apresenta-se a teoria utilizada para o desenvolvimento da modelagem ionosférica e os modelos que vão ser usados para descrever os diversos parâmetros de entrada.

Primeiramente, nos resultados avaliaremos nosso modelo ionosférico simulando dias geomagneticamente calmos para todas as estações ionosféricas utilizadas, as quais serão apresentadas no Capítulo 5.

Para as simulações de dias geomagneticamente perturbados, os resultados dividem-se em modificações do campo elétrico, apresentados no Capítulo 6, onde só consideram-se estações ionosféricas equatoriais; e em modificações dos ventos neutros, apresentados no Capítulo 7, onde consideram-se as estações ionosféricas restantes.

Finalmente, as discussões e conclusões finais deste trabalho serão apresentadas no Capítulo 8.

2 TEMPESTADES GEOMAGNÉTICAS E SEUS EFEITOS NA IONOSFERA

2.1 Introdução

Quando eventos solares, tais como erupções solares e ejeções de massa coronal alcançam a Terra, ocorrem mudanças drásticas no campo geomagnético chamadas tempestades geomagnéticas. Estas geram mudanças no sistema atmosfera-ionosfera em todo o planeta. Os principais responsáveis por estas mudanças são as modificações no campo elétrico zonal, na intensidade e direção dos ventos neutros, e na composição e temperatura do gás neutro.

As modificações do campo elétrico zonal, por exemplo, podem ocorrer por dois fatores: a penetração direta dos campos elétricos da magnetosfera às latitudes equatoriais e baixas latitudes; e o dínamo perturbado, o qual surge das mudanças na circulação geral termosférica.

As modificações do vento neutro ocorrem em decorrência do aquecimento da termosfera nas regiões aurorais e expansão dos gases nas altas latitudes. Estes ventos têm direção oposta aos ventos produzidos pelo aquecimento solar durante o dia e magnitude que dependerá da intensidade da tempestade.

As modificações da composição do gás neutro ocorrem devido à alteração da circulação atmosférica produzida pelo aquecimento auroral que se inicia com a elevação do gás para maiores altitudes em altas latitudes, criando uma célula de circulação que se fecha em médias/baixas latitudes alterando a composição dos constituintes atmosféricos neutros, principalmente a taxa entre a concentração dos constituintes moleculares e a concentração dos constituintes atômicos do gás. Por exemplo, a alteração na taxa entre a concentração de nitrogênio molecular e a concentração de oxigênio atômico, $[N_2]/[O]$, afeta diretamente a ionosfera.

A seguir descreve-se mais detalhadamente as tempestades geomagnéticas e seus efeitos na ionosfera.

2.2 Tempestade Geomagnética

De acordo com a definição exposta em Gonzalez et al. (1994) "uma tempestade geomagnética pode ser definida como um intervalo de tempo quando um campo elétrico de convecção interplanetária suficientemente intenso e de longa duração leva, através de uma energização substancial no sistema magnetosfera-ionosfera, a uma forte corrente de anel intensificada o suficiente para exceder algum limite fundamental para a quantificação do índice Dst durante o período da tempestade".

Uma tempestade geomagnética geralmente começa com uma compressão das linhas de campo geomagnético, causada pelo vento solar o qual, durante estes eventos, possui alta concentração de partículas energéticas (10⁶ - 10⁷ m⁻³) e alta velocidade (900 - 1000 km/s). Isto produz um aumento rápido na intensidade do campo magnético, o qual é chamado *início súbito da tempestade* (KIRCHHOFF, 1991). Mas este não é requisito suficiente nem necessário para a ocorrência ou desenvolvimento de uma tempestade geomagnética (GONZALEZ et al., 1994).

O período quando a intensidade do campo magnético é maior constitui a fase inicial da tempestade. Na sequência tem-se a fase principal da tempestade, caracterizada por um decréscimo da intensidade do campo magnético devido ao aumento das correntes elétricas do sistema da corrente de anel, seguido pela fase de recuperação da tempestade, onde o campo começa a voltar às condições normais. Um exemplo de uma tempestade geomagnética registrada no magnetômetro da estação de São José dos Campos durante Março de 2015 é mostrado na Figura 2.1.

Pode-se ver o início súbito da tempestade na componente-H do campo magnético, a qual alcançou aproximadamente 40 nT. A fase principal dessa tempestade durou algumas horas, enquanto que a fase de recuperação estendeu-se por aproximadamente uma semana.

Segundo a intensidade do índice Dst, as tempestades podem ser classificadas como fracas, moderadas, fortes, severas e extremas (LOEWE; PROLSS, 1997). As faixas de magnitudes de *Dst* variam um pouco de um autor para outro. Alguns, como em Gonzalez et al. (1994) também fornecem informação sobre a intensidade do campo magnético interplanetário (IMF) e duração da tempestade. Na Tabela 2.1 mostramse as classificações feitas por Loewe e Prolss (1997) (acima) e por Gonzalez et al. (1994) (abaixo).

Em geral, a relação entre a intensidade do IMF (B_z) e sua duração (ΔT) em função da intensidade da tempestade (Dst) não há sido encontrada. Mas, empiricamente foi mostrado que para o intervalo de 1978-1979 (GONZALEZ; TSURUTANI, 1987) as tempestades intensas com um pico de Dst \leq -100 nT são causadas por valores de B_z \geq -10 nT e uma duração maior a 3 horas. Também que as tempestades moderadas com um -100 nT < pico de Dst \leq -50 nT estão associadas com valores de B_z \geq -5 nT e Δ T \geq 2 horas. O limiar para tempestades fracas é equivalente às típicas

Rede EMBRACE de Magnetômetros

Geomagnetic Components HDZ - São José dos Campos - (03/16/2015 - 03/20/2015)

100 nT

0 nT

0 nT

-100 nT

-200 nT

-300 nT

-400 nT

-400

Figura 2.1 - Exemplo de variação do campo magnético terrestre durante uma tempestade geomagnética, composta por uma fase inicial (I, cor amarelo), fase principal (P, cor vermelho) e fase de recuperação (R, cor verde).

Fonte: Adaptada de http://www2.inpe.br/climaespacial/portal/

Tabela 2.1 - Classificações das tempestades geomagnéticas.

| Classe | Intervalo Dst [nT] |
|----------|--------------------|
| Fraca | -30 a -50 |
| Moderada | -50 a -100 |
| Forte | -100 a -200 |
| Severa | -200 a -350 |
| Extrema | <-350 |

| Classe | Dst [nT] | B_z [nT] | $\Delta T [hrs]$ |
|----------|----------|------------|------------------|
| Fraca | -30 | -3 | 1 |
| Moderada | -50 | -5 | 2 |
| Intensa | -100 | -10 | 3 |

Fonte: Loewe e Prolss (1997), Gonzalez et al. (1994)

subtempestades (GONZALEZ et al., 1994).

Pode-se entender a relação entre uma tempestade e uma subtempestade com ajuda da Figura 2.2, onde ilustra-se a componente B_z do IMF e os índices AE e Dst para condições de subtempestade, HILDCAAs (High Intensity, Long Duration, Continuous AE Activity) e tempestades intensas.

RELAÇÃO TEMPESTADE - SUBTEMPESTADE

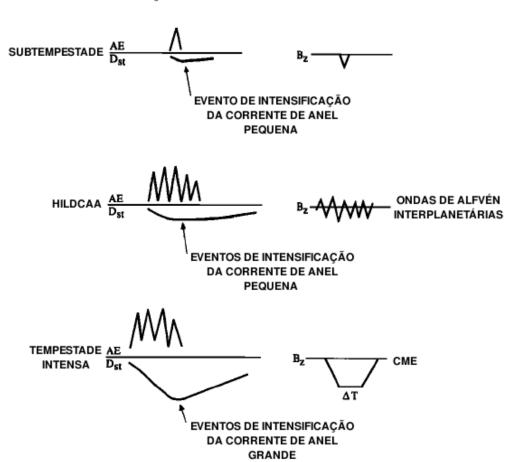


Figura 2.2 - Esquema da relação tempestade-subtempestade em termos dos índices Dst e AE, e da componente vertical do IMF (Bz).

Fonte: Gonzalez et al. (1994).

Pode ser visto que, para uma subtempestade, existe só uma pequena perturbação de B_z de \sim -3 nT e \sim 1 hora de duração (como indica a Tabela 2.1), pois o campo elétrico de convecção associado é relativamente pequeno e, igualmente pequena a contribuição ao Dst da corrente de anel. Este comportamento em B_z e no índice AE

acontece repetidamente durante eventos de HILDCAA, o qual corresponde a um trem de ondas de Alfvén interplanetárias (TSURUTANI; GONZALEZ, 1987). Durante tempestades intensas, a perturbação em B_z tem maior amplitude e duração; isto é comumente observado durante eventos intensos de CMEs (GONZALEZ et al., 1994).

Estudos de tempestades geomagnéticas superintensas (Dst \leq -250 nT) durante o ciclo solar 23 (ECHER et al., 2008) mostram que elas são causadas pelos campos intensos e de duração suficientemente extensa das nuvens magnéticas e/ou interplanetary sheaths.

Durante tempestades geomagnéticas, o processo básico de transferência de energia na magnetosfera é a conversão de energia mecânica a partir do fluxo do vento solar em energia magnética armazenada na cauda magnetosférica, a qual reconverte-se em energia térmica na plasma sheet, partículas aurorais, corrente de anel e aquecimento Joule da ionosfera. A eficiência desta transferência de energia é da ordem de 10 % durante tempestades magnéticas intensas (GONZALEZ et al., 1989).

2.3 Campo elétrico de penetração

Considerando que existe um campo elétrico magnetosférico estacionário, a plasmasfera responde mediante uma separação das cargas (parte esquerda da Figura 2.3), gerando um campo elétrico de polarização que cancela o campo magnetosférico, isto é, uma blindagem na região chamada *camada de Alfvén*.

Como o campo elétrico magnetosférico depende de $-\mathbf{V_{sw}} \times \mathbf{B}$ (sendo $\mathbf{V_{sw}}$ a velocidade do vento solar e \mathbf{B} o campo magnético interplanetário), durante eventos solares a intensidade do vento solar varia, fazendo com que o campo magnetosférico aumente ou diminua rapidamente. Isto produz, temporariamente, um desequilíbrio das cargas resultando um *campo elétrico de penetração* na ionosfera que afeta principalmente as regiões equatoriais e de baixas latitudes. No estado transitório dentro da plasmasfera, quando o campo elétrico externo desaparece, como mostrado na parte direita da Figura 2.3, esta perturbação será para oeste no lado do dia e para leste no lado da noite da Terra. Este efeito é também chamado *overshielding* (KELLEY, 2009).

Dependendo das mudanças na orientação do campo magnético interplanetário, B_z , podem ocorrer condições de undershielding e overshielding. Quando B_z se inverte para sul, produz-se um incremento no campo de convecção amanhecer-entardecer inadequado para a eficácia da blindagem da magnetosfera interior gerando uma

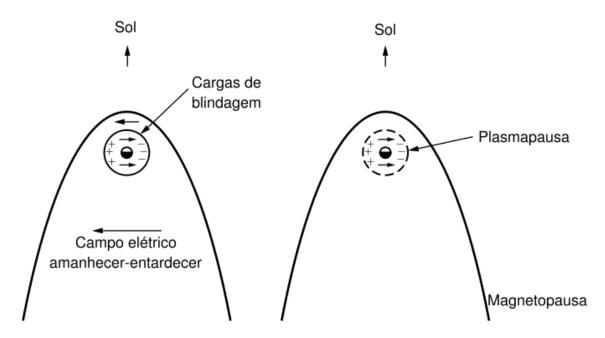


Figura 2.3 - Esquema no plano equatorial que mostra que um rápido decréscimo da convecção magnetosférica pode criar mudanças do campo elétrico dentro da plasmasfera.

Fonte: Kelley (2009).

condição undershielding. Nesta condição o campo elétrico de penetração está em fase com o campo elétrico do dínamo em condições quietas. Quando B_z se inverte para norte, a convecção dentro da magnetosfera tem direção contrária (entardeceramanhecer), fazendo com que exista uma condição de overshielding. Nesta condição o campo elétrico de penetração está em fase oposta ao campo elétrico do dínamo em condições quietas (WOLF et al., 2013).

Numa condição de undershielding, o campo elétrico zonal na ionosfera equatorial do lado diurno da Terra pode ser drasticamente alterado, provocando aumento da deriva eletromagnética $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$. A anomalia de ionização equatorial (EIA), ou anomalia de Appleton, expande-se até latitudes maiores e o eletrojato equatorial (EEJ) intensifica-se. No lado de noite, o efeito é oposto com uma possível inibição da EIA. No setor de entardecer pode ser observado um campo elétrico para Leste, aumentando a ocorrência de fenômenos como spread-F (ABDU, 2005).

Como mencionado em Abdu (2005), tais efeitos podem ser observados na ionosfera durante a tempestade de 6 de Novembro de 2001. A Figura 2.4 do trabalho de Tsurutani et al. (2004) mostra a resposta da ionosfera do setor brasileiro nas estações

de São Luís e Fortaleza, perto da meia noite, comparada com a intensidade de corrente EEJ medida no setor do Pacífico, perto do meio dia, durante o choque do vento solar na magnetosfera às 01:50 UT indicado com a letra 'S'.

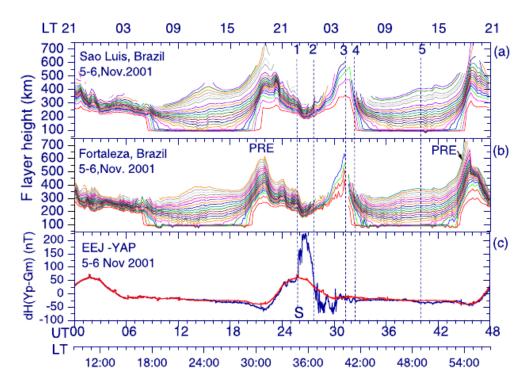


Figura 2.4 - Alturas da camada-F para frequências de plasma maiores que 1 MHz, em intervalos de 0.5 MHz, no setor brasileiro nas estações de São Luís (gráfico a) e Fortaleza (gráfico b) para o dia 05-06 de Novembro de 2001. A intensidade da corrente de EEJ medida em Yap (setor do Pacífico) é mostrada no gráfico c. O choque do vento solar na magnetosfera às 01:50 UT é indicado com a letra 'S'.

Fonte: Tsurutani et al. (2004).

A intensificação do EEJ observada entre as linhas pontilhadas 1 e 2 da Figura 2.4 mostra um forte campo elétrico para Leste (do lado de dia) que produz um decréscimo significativo das alturas da camada-F do setor brasileiro (do lado de noite), indicando um campo elétrico para Oeste de ~ 2 mV/m. Mas do lado do dia (Figura 2.5) o evento produz um grande incremento do TEC (gráfico b) em comparação com 2 dias antes (gráfico a), além de uma expansão de EIA para maiores latitudes ($\pm 50^{\circ}$ de latitude magnética), e uma inibição de EIA perto da meia noite (TSURUTANI et al., 2004).

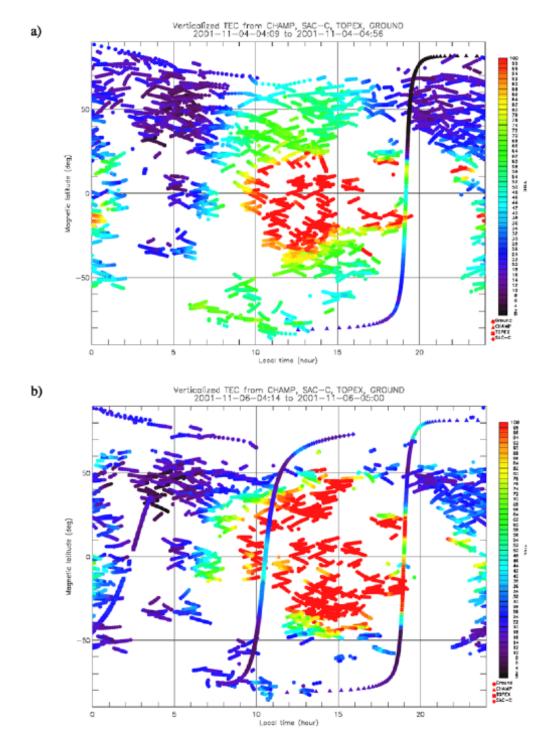


Figura 2.5 - TEC medido em ~ 100 estações terrestres para o dia 4 de Novembro entre as 04:09-04:56 UT (gráfico a), e para o dia 6 de Novembro entre as 04:14-05:00 UT (gráfico b). O TEC medido por vários satélites (CHAMP, SAC-C e TOPEX) é também mostrado na mesma escala de intensidade.

Fonte: Tsurutani et al. (2004).

2.4 Aquecimento Auroral e ventos perturbados

Durante tempestades, a entrada de energia nos polos produz aquecimento auroral devido ao aquecimento Joule pela intensa corrente do eletrojato auroral e pela alta frequência de colisões, produto da precipitação de partículas energéticas chegando a estas regiões nestes períodos. O eletrojato pode dissipar até $0.5~\rm W/m^2$ na camada-E durante fortes perturbações, e a precipitação de partículas adiciona outra parte. Para comparação, o fluxo de energia solar EUV em condições normais é aproximadamente $0.5~\rm mW/m^2$ em $120~\rm km$ (HARGREAVES, 1992).

Este aquecimento gera a expansão do sistema Ionosfera-Termosfera de altas latitudes, acelerando as partículas e gerando ventos e ondas que se espalham globalmente, gerando uma circulação de períodos perturbados, como mostra na Figura 2.6.

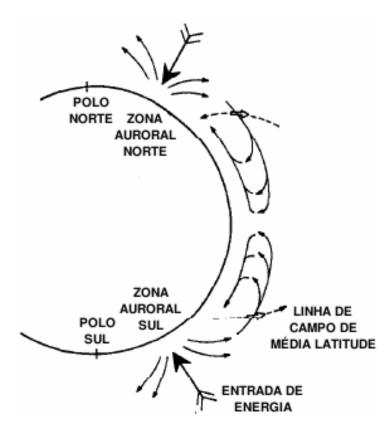


Figura 2.6 - Esquema idealizado da circulação de períodos perturbados. As flechas brancas representam a subida dos íons pelas linhas de campo devido ao arraste pelos ventos. O retorno da circulação em direção aos polos, abaixo de 150 km, é só especulativo.

Fonte: Rishbeth (1975).

O vento em direção ao equador produzido pelo aquecimento auroral afeta a camada-F2 da ionosfera. As partículas neutras arrastam aos íons, que devido à sua característica elétrica, só viajam através das linhas de campo magnético, fazendo subir a camada a alturas maiores.

Na realidade, a alteração do padrão de circulação dos ventos é considerável comparada com as condições quietas e não é tão simétrico com respeito ao equador, podendo variar dependendo do período do ano (equinócio ou solstício). Cálculos mostram esta variabilidade na Figura 2.7 para distintas condições.

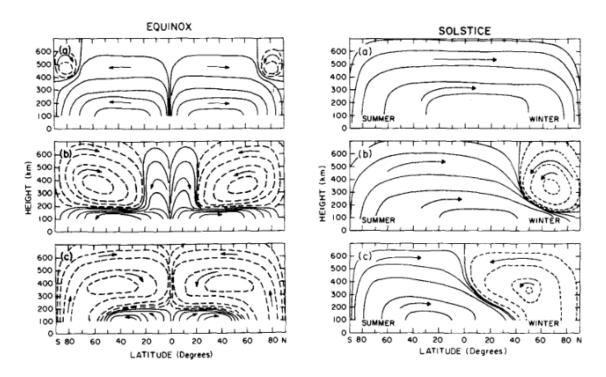


Figura 2.7 - Padrão de circulação média meridional da termosfera, para equinócio (esquerda) e solstício (direita) em a) condições quietas, b) nível médio de atividade (10^{11} J/s) e c) subtempestade geomagnética (10^{12} J/s).

Fonte: Roble (1977).

2.5 Propagação de ondas

Os ventos neutros perturbados e o aquecimento da termosfera nas altas latitudes geram ondas de gravidade chamadas perturbações ionosféricas viajantes (TIDs) ou perturbações atmosféricas viajantes (TADs) que se propagam de alta a baixas latitudes (ABDU et al., 2007).

Uma simulação de uma onda de grande escala produzida por uma subtempestade é mostrada na Figura 2.8. O modelo é aplicado para as latitudes magnéticas de 30° e 50°. A perturbação pode ser descrita como uma onda de gravidade produzida em 125 km de altitude na zona auroral que se propaga para o equador com velocidade de 750 m/s na alta termosfera; consideravelmente mais rápida que o vento perturbado.

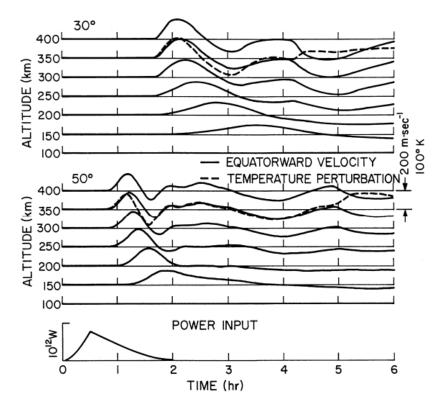


Figura 2.8 - Simulação da perturbação de uma onda de gravidade no vento com direção para o equador em 30° e 50° de latitude magnética para várias altitudes. A curva tracejada representa a perturbação na temperatura a uma altitude de 350 km. O gráfico inferior mostra a entrada de energia no oval auroral devido as correntes e partículas injetadas da magnetosfera.

Fonte: Richmond e Matsushita (1975).

A entrada impulsiva de energia, conforme mostrada na parte inferior da figura, gera um espectro de onda que se propaga em todas as direções. A simulação mostra que ondas de baixa frequência podem ser encontradas nas altas altitudes longe da fonte e em baixas altitudes perto da fonte, enquanto que ondas de alta frequência podem ser encontradas nas altas altitudes só perto da fonte. Pode ser visto na Figura 2.8 que as perturbações de vento e temperatura simuladas estão em fase até as 4.2 horas

para a latitude de 30° e até as 4.9 horas para os 50°. Estes tempos correspondem à chegada da perturbação originada no hemisfério oposto a estas latitudes, gerando uma desfasagem entre as perturbações do vento e da temperatura (RICHMOND; LU, 2000).

A Figura 2.9 mostra como as perturbações dos ventos e temperatura variam com a altitude e a latitude após 2 horas, no final da subtempestade. Em ambas as Figuras observa-se que a amplitude da perturbação do vento em direção ao equador é de aproximadamente 200 m/s. Os períodos de onda aparentes da primeira perturbação do vento com direção ao equador variam de, aproximadamente, 1 hora na latitude de 50°, 2 horas em 30° e talvez umas 5 horas no hemisfério oposto na latitude de -30° (RICHMOND; MATSUSHITA, 1975).

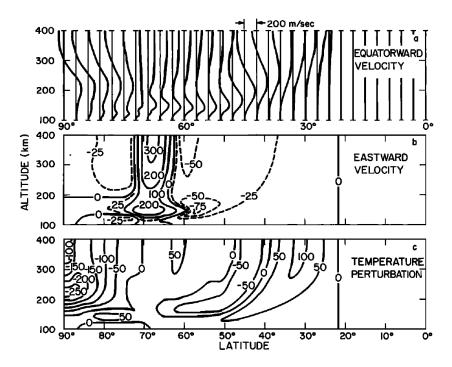


Figura 2.9 - Distribuição em latitude e altitude da perturbação de uma onda de gravidade depois de 2 horas desde o início da subtempestade. (a) para os perfis de velocidade do vento neutro com direção para o equador a cada 3° de latitude, (b) para a velocidade do vento para Leste e (c) para a perturbação de temperatura.

Fonte: Richmond e Matsushita (1975).

Estudos estatísticos de TIDs de grande escala, durante tempestades geomagnéticas, em mapas de TEC sobre a Europa, mostraram que em média são caraterizadas com

comprimentos de ondas médios de 2000 km, períodos médios de 59 min e velocidades de fase médias de 684 m/s (BORRIES et al., 2009).

2.6 Alteração da taxa $[N_2]/[O]$ do gás neutro

Na termosfera a taxa $[N_2]/[O]$ do gás neutro decresce com a altura. Durante tempestades, devido à expansão térmica da alta atmosfera nas altas latitudes, o fluxo de ar transporta os constituintes moleculares para maiores altitudes, contribuindo para a elevação da taxa $[N_2]/[O]$ em altitudes da região F. Esta alteração na composição da atmosfera neutra é transportada de altas latitudes para médias latitudes em poucas horas pelo vento dirigido para o equador e por TIDs.

Tais alterações na composição neutra durante tempestades foram observadas pelos satélites OGO-6 (TAEUSCH et al., 1971) e ESRO-4 (PROLSS; ZAHN, 1974), indicando concentrações incrementadas de N_2 em altas e médias latitudes, e menores mudanças nas concentrações de O, fazendo que a taxa $[N_2]/[O]$ seja aumentada. O incremento na taxa $[N_2]/[O]$ leva a um decréscimo na densidade do plasma ionosférico (RISHBETH, 1975; PROLSS, 1977). Isto ocorre devido à perda eletrônica na região-F que envolve reações do tipo:

$$O^+ + N_2 \longrightarrow N_2^+ + O \tag{2.1}$$

onde a taxa de perda $k[N_2][O^+]$ pode ser incrementada porque $[N_2]$ cresce ou k cresce. Algumas medidas de laboratório têm sugerido que k aumenta com a temperatura (RATCLIFFE, 1972).

Em baixas latitudes, a suposta tendência do vento a descer (mostrado na Figura 2.6) produz o efeito inverso: o ar com baixa concentração molecular desce para baixas altitudes, tendo assim, menos perda de íons por recombinação, porém um incremento da densidade eletrônica (RICHMOND; LU, 2000).

O trabalho de modelagem ionosférica de TORRES PINCHEIRA (1998) observou que as fases negativas de densidade eletrônica, durante tempestades, são produzidas principalmente por incremento da taxa $[N_2]/[O]$ em latitudes altas (Ilha Rei Jorge) e parcialmente em latitudes médias (Concepción). Testes diminuindo [O] e incrementando $[N_2]$ não tinham os mesmos resultados; foF2 era mais sensível ao incremento de [O] devido as diferenças nos tempos de reações de cada um.

2.7 Dínamo perturbado

Devido aos ventos para o equador produzidos pelo aquecimento Joule, durante períodos geomagneticamente perturbados, tem-se uma alteração no sistema de dínamo atmosférico, que recebe o nome de dínamo perturbado (BLANC; RICHMOND, 1980). Este dínamo perturbado pode ser entendido utilizando a Figura 2.10. Se chamamos V_S e V_N os ventos dirigidos para o equador produzidos pelo aquecimento auroral, em virtude da ação da força de Coriolis gerarão movimentos na direção zonal para Oeste nas latitudes médias. A velocidade deste movimento $(V_{\mathbf{W}})$, em combinação com a componente vertical do campo magnético (B, para baixo no hemisfério norte e para cima no hemisfério sul), produz uma corrente Pedersen $(\mathbf{J_P})$ na direção do equador. Esta corrente tende a carregar positivamente a ionosfera no equador até o momento em que um campo elétrico de polarização resultante $(\mathbf{E}_{\mathbf{P}})$ em direção aos polos seja estabelecido. Este campo elétrico, perpendicular ao campo magnético, produz uma corrente Hall $(\mathbf{J_H})$ que tem máxima intensidade nas latitudes médias, e que nos terminadouros resulta em dois laços de correntes, estabelecendo um campo elétrico anoitecer-amanhecer no setor equatorial. Este campo elétrico produzido tem polaridade oposta ao do dínamo de condições quietas (ABDU et al., 2006).

2.8 Super Fonte de Plasma

A ionosfera de baixa latitude é caraterizada pela Anomalia de Appleton ou Anomalia de Ionização Equatorial (EIA), a qual é produzida pelo efeito fonte de plasma no equador. Kelley et al. (2004) sugerem que durante fortes eventos de penetração do campo elétrico, este efeito fonte poderia ser amplificado gerando um efeito de super fonte de plasma.

Como consequência, as cristas da EIA seriam fortemente intensificadas alcançando maiores altitudes e chegando a latitudes médias, como se mostra na Figura 2.11.

Estes efeitos de expansão da EIA em direção dos polos, foi mostrado pela primeira vez no trabalho de Abdu (1997). Também foram observados por Tsurutani et al. (2004) e por Mannucci et al. (2005) nas supertempestades de Outubro 2003. Dados de conteúdo eletrônico total (TEC), obtidos de GPS, mostraram incrementos de até 250% enquanto que dados de conteúdo eletrônico integrado (IEC) do satélite CHAMP, a 400 km de altitude, durante o dia 30 mostraram que o incremento foi de quase 900% em latitudes médias.

Uma explicação do mecanismo de como atua esta super fonte de plasma durante

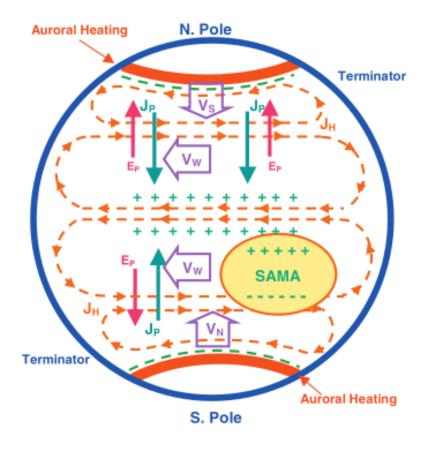


Figura 2.10 - Esquema que mostra o mecanismo da geração do dínamo perturbado.

Fonte: Abdu et al. (2006).

tempestades ionosféricas positivas é proposto por Balan et al. (2010) e Balan et al. (2011a). O vento neutro efetivo para o arraste das partículas carregadas é chamado de vento meridional magnético. Durante períodos geomagneticamente perturbados, consideraremos este vento de velocidade U da forma da Figura 2.12, para um caso típico (linha contínua) e para um caso extremo (linha tracejada).

O máximo de magnitude do vento U varia segundo a intensidade da tempestade que, para este caso, corresponde a 100 m/s. O vento com direção para o equador eleva o plasma ao longo da linha de campo magnético com uma velocidade $U\cos I$, onde I é a inclinação da linha de campo magnético, como se mostra à direita da Figura 2.12 (linha vermelha). Esta velocidade aumenta com a altitude onde a perda química é reduzida, acumulando plasma. Assim, o pico da ionosfera é elevado por uma porção de altura Δh , tal como mostra a linha azul da direita da Figura 2.12, a

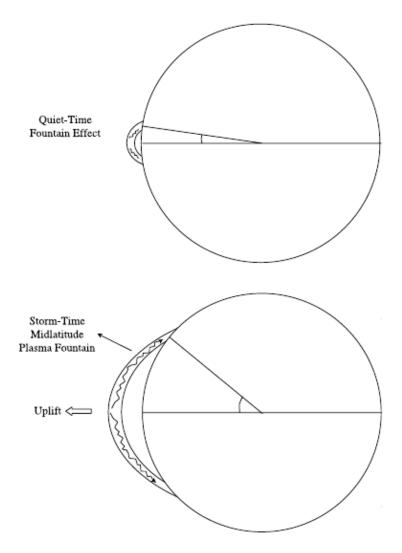


Figura 2.11 - Esquema do efeito da super fonte, explicando sua intensificação em médias latitudes. O efeito fonte normal (acima), o efeito intensificado durante tempestades (abaixo).

Fonte: Tsurutani et al. (2004).

qual é proporcional a (BALAN et al., 2010):

$$\Delta h \approx \frac{H}{D} U \cos I \sin I \tag{2.2}$$

onde H é a altura de escala e D é o coeficiente de difusão. Esta subida pode ser máxima em $\pm 45^{\circ}$ de inclinação, como é mostrado na curva 1 do quadro central da Figura 2.12, devido ao termo cos I sin I.

Por outro lado, o plasma que se encontra em altas altitudes sofre difusão ao longo

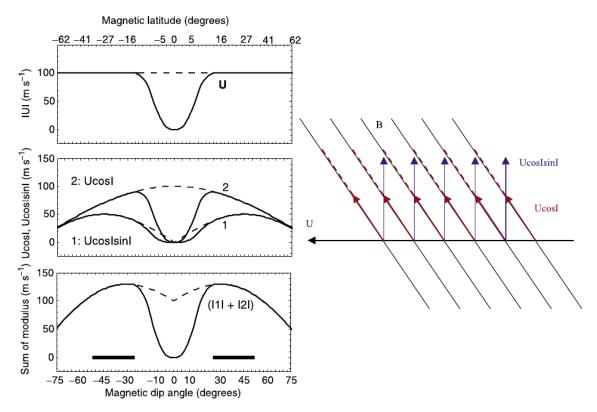


Figura 2.12 - (Esquerda) Variação latitudinal da magnitude (acima), componentes 1: $U\cos I\sin I$ e 2: $U\cos I$ (centro), e soma dos módulos das duas componentes (abaixo) da velocidade do vento neutro meridional magnético para o equador ${\bf U}$, no caso típico (linha contínua) e no caso extremo (linha tracejada) durante uma tempestade. As barras horizontais representam os intervalos de latitude dos possíveis centros de tempestades ionosféricas positivas. (Direita) Esquema ilustrativo dos efeitos mecânicos do vento neutro.

Fonte: Balan et al. (2011a).

das linhas de campo magnético com uma velocidade:

$$V^{\parallel} = -\frac{D_p}{N} \left(\frac{dN}{dh} + \frac{N}{H_p} \right) \sin I \tag{2.3}$$

onde D_p é o coeficiente de difusão, N é a densidade e H_p é a altura de escala do plasma.

O efeito do vento dirigido para o equador ao longo das linhas de campo, com velocidade $U\cos I$, será reduzir ou anular esta velocidade de difusão, fazendo com que os vetores de fluxo sejam dirigidos para o equador, fazendo acumular-se o plasma. Este efeito é máximo em baixas latitudes, tal como se apresenta na curva 2 do quadro central da Figura 2.12.

A soma dos mecanismos das curvas 1 e 2 dos ventos (quadro inferior da Figura 2.12) faz com que o plasma se acumule centrado em $\pm 30^{\circ}$ de inclinação, que em conjunto com o efeito do campo elétrico de penetração e que também desloca as cristas de EIA a aproximadamente $\pm 35^{\circ}$ de latitude, gerariam uma Super fonte de Plasma e seriam a principal causa das tempestades ionosféricas positivas.

Quando o vento para o equador e o campo elétrico de penetração atuam juntos, o centro da tempestade positiva dependerá da força de cada um, ficando dentro de uma faixa de latitudes, como mostra a barra horizontal no quadro inferior da Figura 2.12.

Os efeitos da super fonte de plasma podem ser entendidos facilmente observando as simulações do trabalho do (BALAN et al., 2010). Na Figura 2.13, podem ser vistos os vetores do fluxo do plasma no equador no meio-dia, para três casos simulados. O primeiro quadro (acima esquerda) mostra a simulação de um efeito fonte normal, considerando uma deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ sem vento. O segundo quadro (acima direita) mostra a simulação de uma super fonte gerada por uma deriva perturbada sem vento. E o terceiro quadro (abaixo) mostra a simulação de uma super fonte gerada pelo efeito combinado de uma deriva perturbada e um vento com origem nos polos e que tem direção para o equador.

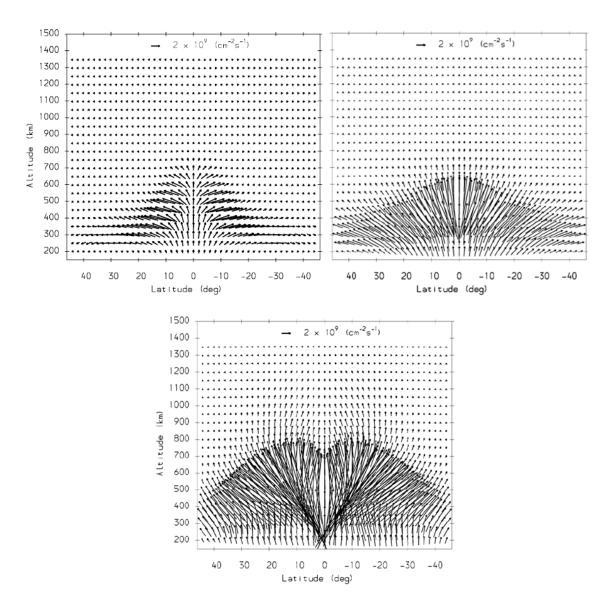


Figura 2.13 - Vetores do fluxo do plasma para o meio-dia simulados com uma deriva vertical calma sem vento (quadro superior esquerdo), com uma deriva perturbada sem vento (quadro superior direito) e uma deriva perturbada e um vento com direção para o equador (quadro inferior).

Fonte: Balan et al. (2010).

3 METODOLOGIA E DADOS EXPERIMENTAIS UTILIZADOS

3.1 Introdução

Neste capítulo apresenta-se a metodologia e os dados experimentais usados para conseguir o nosso principal objetivo: a simulação da ionosfera equatorial e de baixas latitudes durante períodos geomagneticamente perturbados.

Para isto, trabalha-se com o modelo Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model SUPIM (BAILEY; SELLEK, 1990; BAILEY et al., 1993; BAILEY; BALAN, 1996); o qual tem algumas modificações para baixas latitudes no setor brasileiro feitas por pesquisadores do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE (SOUZA et al., 2000a; SOUZA et al., 2000b; SOUZA et al., 2010; SOUZA et al., 2013). Por este motivo chamaremos este modelo como SUPIM-INPE e será descrito na Seção 4.2.

O modelo precisa de parâmetros de entrada tais como o fluxo solar, composição neutra, vento neutro e campo elétrico zonal ou deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$. Considera-se como fluxo solar de entrada os dados fornecidos pelos modelos EUVAC (RICHARDS et al., 1994) e SOLAR2000 (TOBISKA et al., 2000). Para a composição neutra (densidades e temperatura dos constituintes neutros atmosféricos) considera-se os resultados fornecidos pelo modelo NRLMSISE-00 (PICONE et al., 2002). Para os valores de velocidade do vento neutro usa-se os fornecidos pelo modelo Horizontal Wind Model 1993 HWM93 (HEDIN et al., 1996). E para a deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ utiliza-se os dados medidos pelo radar de espalhamento incoerente do Radio Observatório de Jicamarca, Peru (JRO), e os resultados fornecidos pelos modelos Scherliess e Fejer (1999) e Fejer et al. (2008). Estes modelos mencionados serão explicados detalhadamente no Capítulo 4. Também foi usado uma combinação de modelos alternativos de derivas que são descritos a seguir.

3.2 Metodologia

O procedimento utilizado consta das seguintes partes:

• Avaliação do modelo para dias geomagneticamente calmos:

Todo modelo necessita ser avaliado para conhecer seu comportamento e ter um certo grau de confiança na hora da modelagem. Para avaliar nosso modelo SUPIM-INPE, procede-se à simulação da ionosfera durante dias geomagneticamente calmos para obter resultados referenciais, ou seja, a ionosfera de fundo (ionosfera calma) de cada estação ionosférica antes de

iniciar a tempestade.

Primeiramente, simula-se a ionosfera de estações equatoriais, com o fim de tentar apreciar o efeito líquido do campo elétrico separado do efeito do vento neutro na ionosfera, já que a deriva vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ teria seu maior efeito no equador magnético e os ventos neutros teriam maior importância em baixas e médias latitudes. Fazem-se simulações para quando considera-se a deriva vertical medida em Jicamarca e também quando considera-se os dados fornecidos por cada um dos modelos de deriva vertical.

Também fazem-se simulações com modelos alternativos de deriva, como as derivas deduzidas a partir de magnetômetros e da variação da altura da camada-F no tempo, dh'F/dt.

Depois fazem-se as simulações para as estações de baixas latitudes e os resultados são comparados com observações, para ver o comportamento do vento neutro nestas latitudes.

As conclusões obtidas nesta parte servirá para explicar horários de possíveis discordâncias que possam se repetir na ionosfera de fundo quando se simula durante períodos geomagneticamente perturbados.

ullet Simulações de dias de tempestades com deriva $\mathbf{E} imes \mathbf{B}$ do radar JRI conhecida:

Como existem alguns períodos de tempestade onde se tem dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ medida, procede-se a trabalhar primeiramente com estes períodos para assim comparar com outros possíveis modelos alternativos de deriva. Novamente se prioriza modelar as estações equatoriais, onde a deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ tem maior influência e a mesma pode ser mapeada para outras latitudes. Como já é sabido, não se tem dados de vento medidos e os modelos de vento termosférico existentes ainda são pobres.

Fazem-se simulações com a deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ medida em Jicamarca e comparam-se com os resultados obtidos quando usa-se uma deriva vertical deduzida dos dados de campo elétrico interplanetário (IEF). Esta deriva é construída tal como foi feito em Kelley e Retterer (2008) e Retterer e Kelley (2010), isto é, uma adição do campo elétrico zonal durante condições quietas (obtido dos modelos de deriva), e os dados de IEF, considerando uma eficiência de 10% quando a componente B_z do campo magnético interplanetário (IMF) aponta para o Sul e de 3% quando este aponta para o Norte. Um exemplo desta deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ deduzida de IEF é mostrada

na Figura 3.1. Pode-se ver que existe uma boa correlação entre a deriva medida em Jicamarca (linha vermelha) e a deriva deduzida de IEF (linha verde).

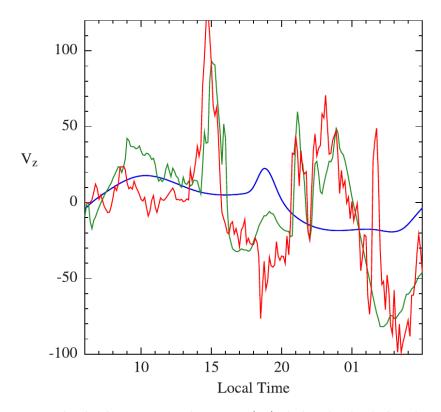


Figura 3.1 - Exemplo de deriva vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ (V_z) deduzida de dados do IEF para o dia de tempestade 09-10/11/2004. A linha vermelha corresponde à velocidade medida no equador (JRI), a linha azul é a velocidade no período calmo (modelo Scherliess e Fejer (1999)) e a linha verde é a deduzida com base em observações do IEF.

Fonte: Kelley e Retterer (2008).

Por outro lado, considerando que não existem dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ medidos em outra estações equatoriais, além das medidas de Jicamarca, e baseando-se na suposição que o campo elétrico de penetração durante uma tempestade é o responsável por produzir uma perturbação na variação do campo elétrico equatorial, desenvolveu-se um método para deduzir derivas verticais para outras estações equatoriais a partir das observações feitas pelo JRI. O método consiste em remover a perturbação utilizando a variação calma diurna de Jicamarca, e posteriormente adicioná-la à variação calma diurna da outra estação. Convém salientar que este método tem

algumas limitações, porque os processos que ocorrem durante perturbações magnéticas são dependentes da hora local.

Os resultados usando outros modelos alternativos de deriva vertical existentes, como derivas deduzidas de magnetômetros e dh'F/dt, serão também comparados com as observações.

ullet Simulações de dias de tempestades sem deriva $\mathbf{E} imes \mathbf{B}$ do radar JRI conhecida:

Estende-se o trabalho para outros períodos de tempestade geomagnéticas, para os quais não se tem dados de deriva vertical medida. Como deriva de entrada para simular estes períodos utilizam-se as derivas deduzidas a partir do IEF, derivas deduzidas de dados de magnetômetros, derivas dh'F/dt e derivas do radar JULIA medidas em JRO.

• Simulações com vento neutro perturbado:

Após a análise completa dos efeitos do campo elétrico zonal para o setor equatorial, procede-se a trabalhar com as estações de baixas latitudes durante os períodos de tempestade simulados anteriormente para o equador. Isto nos leva a tentar definir um modelo de vento perturbado que explique o comportamento dos dados ionosféricos observados nestas estações.

Anteriormente para as simulações tinha-se utilizado um modelo de vento perturbado (mostrado no anexo A) similar ao sugerido e usado em Balan et al. (2009) e Balan et al. (2010), o qual é caraterizado por ventos convergindo no equador magnético, ou seja, sendo nulo no equador e que alcança uma magnitude de aproximadamente 100 m/s em latitudes médias, como mostra a curva número 3 do exemplo da Figura 3.2.

Uma ideia similar a esta vai ser usada, mas convergindo sobre outra latitude, especificamente sobre a estação de Cachoeira Paulista, com o fim de acumular plasma sobre esta estação e tentar reproduzir as estruturas observadas.

Mediante uma série de testes com diferentes configurações de ventos perturbados se tentará conseguir os melhores resultados em relação aos dados observados. Finalmente, considera-se um vento em forma de onda propagando-se de Norte para Sul.

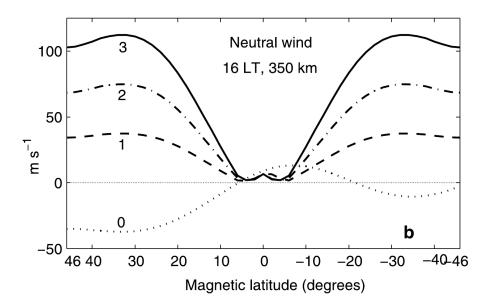


Figura 3.2 - Exemplo de modelo de vento perturbado para 350 km de altura. Uma curva similar à curva 3 é uma das usadas neste trabalho.

Fonte: Balan et al. (2009).

3.3 Dados Utilizados e Apresentação de Tempestades Escolhidas

Os dados utilizados neste trabalho são:

- a) JRI: Dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ do Radar de espalhamento incoerente de JRO.
- b) \mathbf{JRJ} : Dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ medidos pelo radar de espalhamento coerente JULIA de JRO.
- c) $\Delta \mathbf{H}$: Dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ deduzidos a partir de magnetômetros.
- d) IEF: Dados de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ deduzidos de campo elétrico interplanetário.
- e) **ION**: Dados obtidos de ionogramas, tais como frequência crítica (foF2) e altura do pico (hmF2) da camada-F2.

Os dados de (a), (b) e (c) são obtidos da base de dados do Rádio Observatório de Jicamarca (http://jro.igp.gob.pe/madrigal/).

Os dados de (a) correspondem a uma média ao longo do intervalo de 218-577 km de altitude, cobrindo 360 km na região-F e com uma resolução temporal de 5 minutos.

Os dados de (b) correspondem a uma média para 150 km de altitude (num intervalo de 140-170 km); estudos mostraram que as variações observadas nestes dados concordam com os valores médios de JRI medidos para a região-F (CHAU; WOODMAN, 2004).

Os dados de (c) são deduzidos da diferença entre as componentes horizontais do campo magnético registrado por um magnetômetro situado no equador magnético (Jicamarca: 11.92° S, 78.87° O) e outro situado em baixa latitude (Piura: 5.18° S, 80.64° O), o que fornece uma medida direta da corrente do eletrojato equatorial e a magnitude da velocidade de deriva vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ (ANDERSON et al., 2002). A essa diferença durante períodos de tempestade, alguns autores chamam de *índice de eletrojato equatorial de tempo de tempestade* EEJ(storm) (exemplo Balan et al. (2010)). Ela representa a variação dos campos elétricos no eletrojato devido às variações na corrente de anel.

O procedimento para a obtenção da deriva a partir de magnetômetros, é através da técnica de redes neurais, usando como parâmetros de entrada o ano, dia, fluxo solar F10.7, F10.7A, índice diário Ap, índice Kp, Δ H e hora local, conforme mostrados no esquema da Figura 3.3 (ANDERSON et al., 2004; ANDERSON et al., 2006).

Com respeito à disponibilidade temporal, os dados de (b) existem entre 07-18 LT, enquanto que os dados de (c) são confiáveis apenas entre 07-17 LT. Para completar estes dados, durante as horas do pico pre-reversão e depois do por do sol (18-23 LT) utiliza-se a variação da altura da base da camada-F (h'F) no tempo, isto é, dh'F/dt, como deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ (ABDU et al., 1981). Este parâmetro é calculado a partir da média das alturas nas frequências 4, 5 e 6 MHz obtidas dos ionogramas quando a camada se encontra igual ou superior a 300 km de altura, tal como se recomenda em Bittencourt e Abdu (1981). Isto porque abaixo desta altura as velocidades inferidas poderiam ser incorretas devido a processos de recombinação.

Os dados de (d) são valores médios de cada 5 minutos obtidos do OMNIdata (http://omniweb.gsfc.nasa.gov/), onde são calculados segundo a seguinte equação:

$$IEF(mV/m) = -V_{sw}(km/s) * B_z(nT; GSM) * 10^{-3}$$
 (3.1)

onde V_{sw} é a velocidade do vento solar em km/s, B_z é a componente norte do campo magnético interplanetário em unidades de nT e em coordenadas GSM (Geocentric Solar Magnetospheric). Estes dados são obtidos pelos satélites ACE, Wind e Geotail.

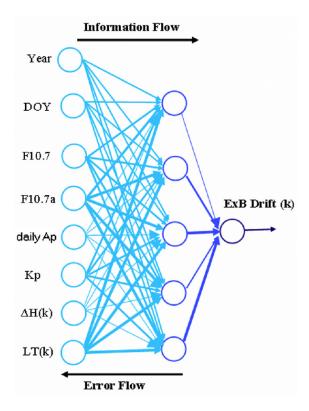


Figura 3.3 - Esquema dos parâmetros usados na rede neural para a obtenção da deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ a partir de magnetômetros.

Fonte: Anderson et al. (2006).

Quando não existem os dados de velocidade do vento solar, mas existem dados de B_z , como no caso da tempestade geomagnética de 29 de Outubro de 2003 onde os instrumentos saturaram (SKOUG et al., 2004), calcula-se a IEF considerando um vento médio entre 800-1200 km/s, segundo a intensidade da tempestade e dos últimos dados de velocidade registrados. Os dados de B_z nestes casos são obtidos do satélite ACE (STONE et al., 1998) do site http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/level2/lvl2DATA_MAG-SWEPAM.html/ com uma resolução de 64 segundos.

Para calcular o atraso entre as observações do satélite ACE e da estação equatorial, considera-se, como primeira aproximação, a relação:

onde a distância viajada é 141.600 km (KELLEY; DAO, 2009).

Os dados de (e) são obtidos das bases de dados do grupo de Ionosfera do INPE e de Lowell DIDBase http://ulcar.uml.edu/DIDBase/, e reduzidos pela interface SAO EXPLORER. Trabalha-se com estações equatoriais e de baixas latitudes magnéticas, especificamente com as estações listadas na Tabela 3.1 e na Figura 3.4.

Tabela 3.1 - Informação das estações de digisonda/ionossonda usadas. As coordenadas magnéticas foram obtidas para uma altitude de 300 km no ano 2003.

| Estação | Latitude | Longitude | Latitude | Declinação | DIP |
|------------------------|-----------------|-----------------|------------------|------------------|------------------|
| | geográfica | geográfica | magnética | | |
| * Ramey (RA) | 18.5° | 292.0° | 27.59° | -11.44° | 46.27° |
| Jicamarca (JI) | -12.0° | 283.2° | 0.35° | -0.01° | 0.70° |
| São Luís (SL) | -2.5° | 315.8° | -1.36° | -19.56° | -2.71° |
| Fortaleza (FZ) | -3.8° | 322.0° | -6.08° | -20.28° | -12.02° |
| Tucuman (TU) | -26.9° | 294.6° | -13.88° | -3.78° | -26.30° |
| Cachoeira Paulista(CP) | -22.7° | 315.0° | -18.10° | -19.11° | -33.17° |
| Concepción (CO) | -36.8° | 287.0° | -21.18° | 6.82° | -37.78° |
| Ascension Island (AI) | -7.9° | 346.0° | -21.37° | -16.04° | -38.05° |
| * Port Stanley (PS) | -51.6° | 302.1° | -31.36° | 3.58° | -50.63° |

Fonte: http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html

Ao reduzir os dados de digisonda, distingue-se quando os dados estão duvidosos devido ao espalhamento spread-F e quando observa-se uma camada-F3 nos ionogramas, o que ajuda a indicar horários de incerteza dos dados observados.

Os dias geomagneticamente calmos, que se usam para a primeira parte do trabalho, a avaliação do modelo, e que representam os equinócios e os solstícios durante o ano, são listados na Tabela 3.2. Os dias calmos escolhidos devem ter índice Kp≤3. Só dois dos dias calmos correspondem a alguns dias antes dos eventos de tempestades escolhidos para esse estudo, um para cada equinócio. Não se encontrou dados para os dias calmos dos outros eventos. Adicionou-se mais dois dias calmos onde existem medições de deriva do radar de espalhamento incoerente de Jicamarca (JRI) e que fossem representativos dos solstícios, de forma que tenhamos uma visualização completa para o ano.

A estações e o dia marcados com asteriscos nas respectivas Tabelas 3.1 e 3.2, isto é, RA, PS, e o dia 29/09/2003, são usados só como referência e não vão ser simulados.

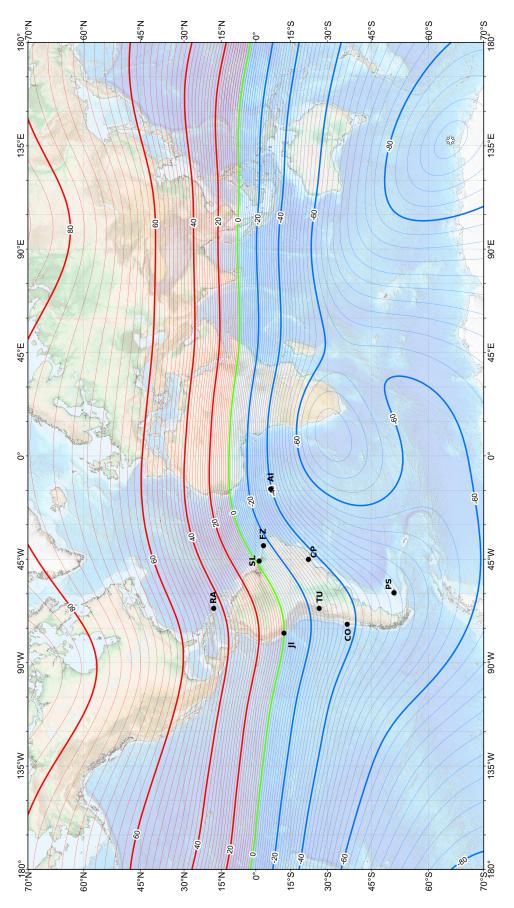


Figura 3.4 - Localização geográfica das estações da Tabela 3.1 e suas inclinações magnéticas (curvas) segundo o ${\rm US/UK}$ World Magnetic Model para o ano 2010.

Fonte: Adaptada de http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/

Tabela 3.2 - Dias geomagneticamente calmos simulados.

| Estação do ano | Data | Fluxo solar ajustado | Índice Ap |
|-----------------------|------------|----------------------|-----------|
| | | $[\mathrm{W/m^2Hz}]$ | |
| Equinócio outono | 16/04/2002 | 197.2 | 7 |
| Solstício inverno | 01/06/2002 | 187.0 | 4 |
| Equinócio primavera | 11/10/2003 | 105.4 | 2 |
| Solstício verão | 11/12/2001 | 213.9 | 4 |
| * Equinócio primavera | 29/09/2003 | 135.6 | 4 |

Fonte: http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/, http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/

Os dias de períodos de tempestades geomagnéticas que vão ser simulados são listados na Tabela 3.3. A seguir detalham-se as características de cada um dos eventos.

Tabela 3.3 - Dias de tempestades simulados.

| Data | Fluxo solar ajustado | Índice Ap | Mínimo Dst |
|------------|----------------------|-----------|------------|
| | $[\mathrm{W/m^2Hz}]$ | | [nT] |
| 17/04/2002 | 195.0 | 62 | |
| 18/04/2002 | 189.8 | 63 | -127 |
| 29/10/2003 | 275.4 | 204 | -151 |
| 07/11/2004 | 127.2 | 50 | |
| 08/11/2004 | 131.7 | 140 | -374 |
| 09/11/2004 | 138.1 | 119 | -214 |
| 10/11/2004 | 102.6 | 161 | -263 |

Fonte: http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/, http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/

3.3.1 Tempestade geomagnética de 17-18 de Abril de 2002

No dia 15 de Abril de 2002, às 05:00 UT, uma erupção solar de classe M e uma ejeção de massa coronal (CME) foram observadas pelo satélite SOHO. As medições terrestres mantêm-se em condições quietas até a chegada da tempestade geomagnética no dia 17 de Abril. A chegada da nuvem magnética na localização do satélite ACE é demonstrada pela abrupta mudança de Bz para o sul ao redor das 11:00 UT (Figura 3.5). Uma segunda erupção é observada às 08:45 UT do mesmo dia, e uma terceira erupção de raios X ocorre às 04:12 UT do 21 de Abril (GONCHARENKO et al., 2005).

A Figura 3.5 apresenta os parâmetros que representam as condições interplanetárias e geomagnéticas antes e durante a tempestade. Estes parâmetros são o índice de eletrojato auroral AE, a componente norte/sul do campo magnético interplanetário Bz, a velocidade do vento solar V_{SW} , o campo elétrico interplanetário IEF (que é calculado segundo a equação 3.1) e o índice Dst.

O primeiro mínimo do índice Dst alcançou um valor de -106 nT às 18:00 UT do dia 17 de Abril. Depois, durante a fase de recuperação, o Dst diminui novamente até -127 nT às 08:00 UT no dia 18 de Abril. Posteriores mínimos do Dst ocorrem nos dias 19 e 20 de Abril. A classificação desta tempestade geomagnética é considerada como moderada.

3.3.2 Tempestade geomagnética de 7-10 de Novembro de 2004

Uma série de erupções acompanhadas de CMEs são observadas dias antes do dia 7 de Novembro de 2004. A passagem de uma forte CME pela Terra gera a super tempestade geomagnética do 7-8 de Novembro, começando com o início súbito às 03:00 UT do 7 de Novembro. Nesse mesmo dia, às 15:42 UT outro flare acompanhado de CMEs é observado. Esta CME chegou à Terra, produzindo uma tempestade geomagnética cujo início súbito é registrado no dia 9 de Novembro, às 18:42 UT. Nos dias 8-10 de Novembro mais erupções foram observadas no sol (PANASENKO; CHERNOGOR, 2007).

Na Figura 3.6 apresentam-se os parâmetros que mostram as condições interplanetárias e geomagnéticas durante o período 06-12 de Novembro.

Entre os vários autores que estudaram esta tempestade podemos citar Kelley e Retterer (2008), Balan et al. (2009), Kelley e Dao (2009), Balan et al. (2010), Kelley e Dao (2009), Retterer e Kelley (2010), Balan et al. (2011b), entre outros.

3.3.3 Tempestade geomagnética de 29 de Outubro de 2003

Uma das erupções solares mais intensas do ciclo solar 23 ocorreu no dia 28 de Outubro de 2003, às 11:10 UT, classificada como X17. No dia 29 de Outubro, às 20:49 UT, outra erupção intensa, de classe X10 ocorreu.

CMEs foram observadas em direção à Terra, desabilitando e saturando temporariamente alguns instrumentos espaciais (SKOUG et al., 2004). A primeira CME encontra a Terra às 06:11 UT do dia 29 do outubro, aproximadamente 19 horas depois, produzindo a primeira das 3 tempestades geomagnéticas, evento conhecido como

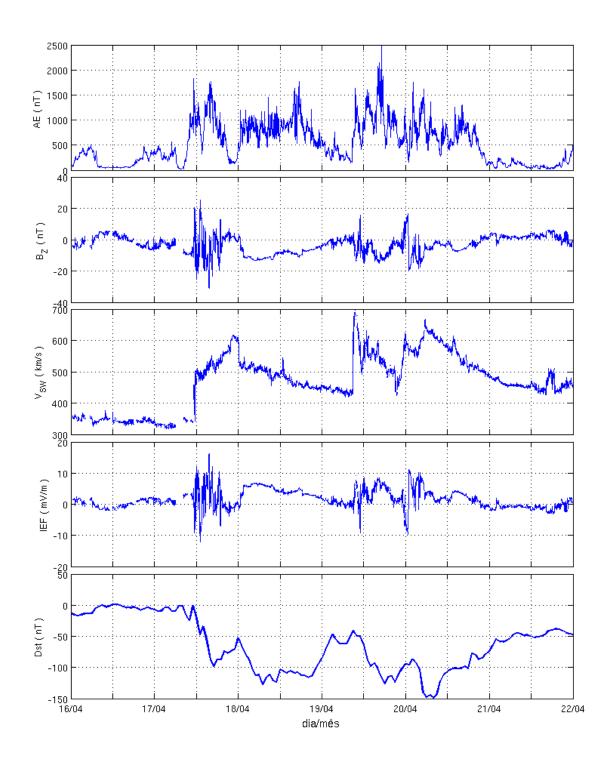


Figura 3.5 - O índice de eletrojato auroral (AE), a componente vertical do IMF (Bz), a velocidade do vento solar (V_{SW}) , o campo elétrico interplanetário (IEF) e o índice Dst para o período do 16-21 de Abril de 2002.

Fonte: http://omniweb.gsfc.nasa.gov/

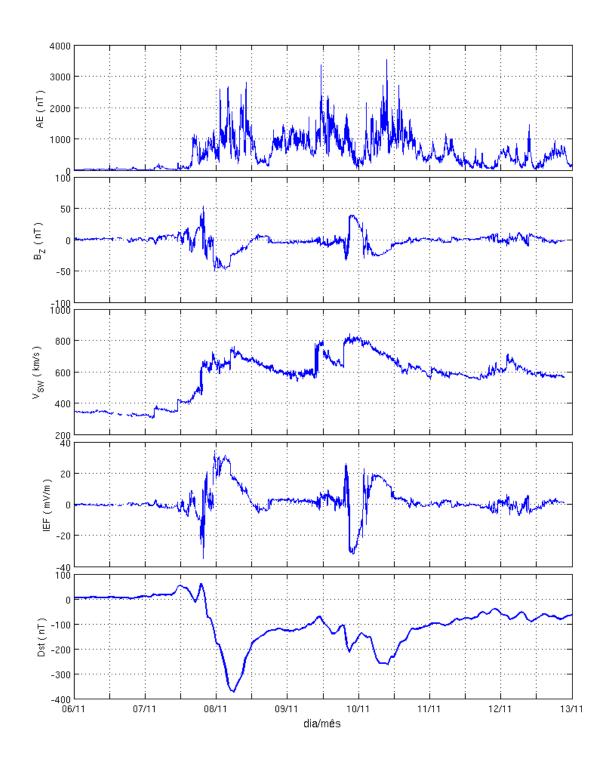


Figura 3.6 - O índice de eletrojato auroral (AE), a componente vertical do IMF (Bz), a velocidade do vento solar (V_{SW}) , o campo elétrico interplanetário (IEF) e o índice Dst para o período do 06-12 de Novembro de 2004.

Fonte: http://omniweb.gsfc.nasa.gov/

Halloween Storms. A segunda CME encontra a Terra as 16:00 UT do dia 30 de Outubro (BATISTA et al., 2006).

Na Figura 3.7 apresentam-se os parâmetros interplanetários e geomagnéticos que mostram as condições durante a tempestade. Como alguns instrumentos saturaram durante este período (por exemplo o Solar Wind Electron Proton Alpha Monitor (SWEPAM) do satélite ACE que mede a velocidade do vento solar (SKOUG et al., 2004), entre outros), porém alguns parâmetros não puderam ser medidos, nem calculados por OMNIdata. Neste caso, se usaram os dados medidos de B_z fornecidos diretamente do satélite ACE (linha verde da Figura 3.7), para depois calcular o IEF. O atraso observado entre estas duas fontes de dados, OMNIdata (linha azul) e o satélite ACE (linha verde) é de 40 minutos.

O índice Dst alcançou valores mínimos de -222 nT às 09:00 UT e -405 nT às 23:31 UT no dia 29 de Outubro, e de -456 nT às 22:29 UT no dia 30 de Outubro.

Alguns exemplos de trabalhos que tem estudado este evento são Lin et al. (2005), Mannucci et al. (2005), Batista et al. (2006), Foppiano et al. (2006), Abdu et al. (2007), Balan et al. (2011b), Batista et al. (2012), entre outros.

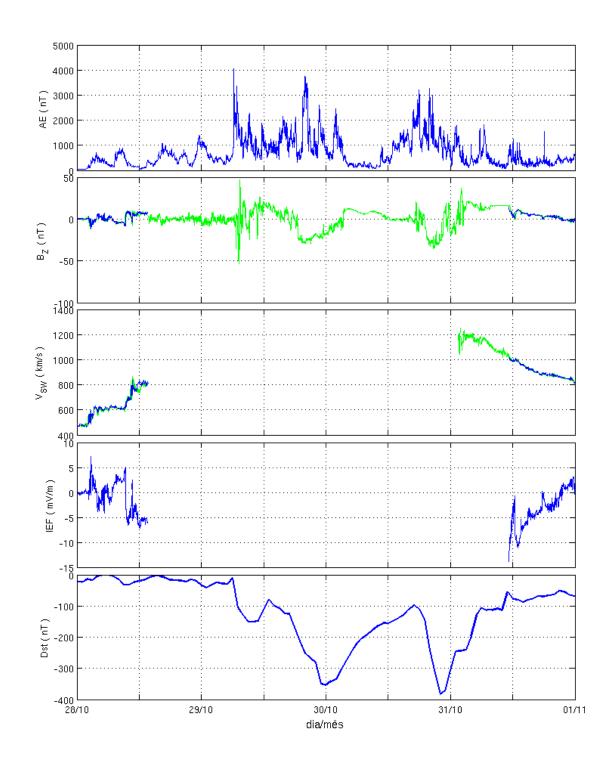


Figura 3.7 - O índice de eletrojato auroral (AE), a componente vertical do IMF (Bz), a velocidade do vento solar (V_{SW}) , o campo elétrico interplanetário (IEF) e o índice Dst para o período do 28-31 de Outubro de 2003. A linha azul corresponde aos dados fornecidos pela OMNIdata e a linha verde aos dados medidos pelo satélite ACE.

Fonte: http://omniweb.gsfc.nasa.gov/, http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/level2/lvl2DATA_MAG-SWEPAM.html/

4 MODELAGEM DA IONOSFERA E O MODELO SUPIM-INPE

4.1 Introdução

A modelagem numérica é uma importante ferramenta para o nosso entendimento dos processos físicos e químicos da alta atmosfera. Existem modelos empíricos, os quais são baseados nas observações de dados registrados dos instrumentos; modelos teóricos, que calculam os parâmetros através da solução das equações básicas da física; e modelos semi-empíricos, os quais são construídos da combinação dos modelos teórico e empírico.

Entre os modelos ionosféricos empíricos e semi-empíricos mais conhecidos temos: o International Reference Ionosphere Model (IRI), o Semi-Empirical low Latitude Ionospheric Model (SLIM), o Bent Model, o Ionospheric Conductivity and Electron Density (ICED), o Penn State Model, o Fully Analytic Ionosphere Model (FAIM) e o Hybrid Model.

No caso dos modelos teóricos, uma revisão destes modelos mais usados pode-se ver em Schunk (1996) e em Anderson et al. (1998). Em geral, os modelos teóricos tratam a ionosfera global em três partes: baixa latitude, média latitude e alta latitude. Exemplos destes modelos são mostrados na Tabela 4.1 junto com suas respetivas referências e íons que utilizam.

Os modelos para baixas-médias latitudes (GTIM, FLIP, SUPIM, SAMI2, LION) usam a mesma geometria básica: modelar o plasma ao longo de um tubo de fluxo magnético de um hemisfério a outro; os modelos de latitudes médias-altas (GTIM, TDIM) tipicamente têm limite superior $\lesssim 1000$ km, onde devem considerar condições de contorno adicionais, como fluxo de partículas e fluxo de calor, que são geralmente não compatíveis com o transporte inter-hemisférico. Na parte para altas latitudes tem-se que adicionar efeitos magnetosféricos, tais como efeitos de precipitação auroral e campo elétrico magnetosférico (HUBA et al., 2000). Todos estes modelos precisam de modelos atmosféricos empíricos de composição, deriva eletromagnética e ventos neutros, ou de dados observados como parâmetros de entrada.

Por outro lado, também existem os modelos globais (TIGCM, CTIM) que resolvem as equações da atmosfera neutra para determinar sua composição e dinâmica, e autoconsistentemente acoplam esta solução à dinâmica ionosférica. Existem também modelos mais específicos para irregularidades no plasma, tais como spread-F e bolhas de plasma.

Tabela 4.1 - Resumo de alguns modelos ionosféricos.

| Sigla e nome | Referência | Íons utilizados |
|--|-----------------------------|---|
| Modelos para Baixa-Média Latitude | | |
| GTIM: Global Theoretical Ionosphere Model | Anderson et al. (1996) | O^+ |
| FLIP: Field Line Interhemispheric Plasma Model | Richards e Torr (1996) | O^+, H^+, He^+, N^+ |
| SUPIM: Sheffield University Plasmasphere-Ionosphere Model | Bailey e Balan (1996) | $O^+, H^+, He^+, N_2^+, O_2^+, NO^+$ |
| SAMI2: Sami2 is Another Model of the Ionosphere | Huba et al. (2000) | $O^+, H^+, He^+, N^+, N_2^+, O_2^+, NO^+$ |
| LION: Low-latitude Ionospheric Model | Bittencourt et al. (2007) | $O^+, N^+, N_2^+, O_2^+, NO^+$ |
| Modelos para Média e Alta Latitude | | |
| GTIM: Global Theoretical Ionosphere Model | Decker et al. (1994) | O^+ |
| TDIM: Time-Dependent Ionosphere Model | Schunk e Sojka (1996) | $O^+, He^+, N^+, N_2^+, O_2^+, NO^+$ |
| Modelos Globais | | |
| TIGCM: Thermosphere-Ionosphere General Circulation Model | Roble (1996) | $O^+, N^+, N_2^+, O_2^+, NO^+$ |
| CTIM: Coupled Thermosphere- Ionosphere Model | Fuller-Rowell et al. (1996) | $O^+, H^+, N^+, N_2^+, O_2^+, NO^+$ |

Fonte: Adaptada de Huba et al. (2000).

Os modelos ionosféricos teóricos mais precisos são aqueles que resolvem o sistema de equações composto pelas equações da continuidade, do movimento, e do equilíbrio de energia. Algumas vezes, como os sistemas de equações são não-lineares, são necessárias técnicas numéricas especiais para a solução.

Neste capítulo apresentam-se os modelos usados neste trabalho, isto é, o modelo ionosférico SUPIM-INPE e os modelos que fornecem seus parâmetros de entrada (EUVAC, SOLAR2000, HWM93, NRLMSISE-00 e os modelos de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$).

4.2 O modelo SUPIM-INPE

Sheffield University Plasmasphere Ionosphere Model, SUPIM (BAILEY; SELLEK, 1990; BAILEY et al., 1993; BAILEY; BALAN, 1996), é um modelo que descreve a distribuição de ionização na ionosfera e plasmasfera de médias e baixas latitudes da Terra. O modelo resolve as equações dependentes do tempo da continuidade, movimento e energia ao longo das linhas de campo magnético, fornecendo dados de concentração, velocidade e temperatura para os íons $(O^+, H^+, He^+ N_2^+, NO^+ e O_2^+)$ e elétrons. O modelo SUPIM-INPE, ou seja, SUPIM no INPE é apenas uma versão do próprio SUPIM modificada para incluir a região E, o íon N^+ e a atualização de alguns parâmetros de entrada. A mudança mais importante para ter uma boa representação da região E é a troca do conjunto de reações químicas, em que foi adotado as reações do modelo SAMI2 (Souza, 2015, comunicação privada).

Para a solução das equações o SUPIM-INPE considera o campo magnético como um dipolo excêntrico, isto é, um campo dipolar com eixo inclinado e deslocado com relação ao eixo da Terra, o qual é definido pelos 8 primeiros termos não-nulos da expansão em harmônicos esféricos do potencial escalar magnético do modelo International Geomagnetic Reference Field (IGRF11).

O modelo SUPIM considera processos químicos e físicos, tais como:

- produção de íons devido à radiação solar EUV,
- produção e perda de íons devido a reações químicas,
- difusão ambipolar e térmica,
- colisões íon-íon e íon-partícula neutra,
- ventos termosféricos,
- \bullet deriva eletromagnética $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$,
- condução térmica,
- aquecimento fotoelétrico,
- aquecimento friccional,
- e outros mecanismos de aquecimentos e esfriamento locais.

Assim, o modelo SUPIM pode fornecer resultados das variações temporais e espacial da ionosfera e plasmasfera.

As equações desenvolvidas matematicamente neste modelo, correspondem à mesma teoria da modelagem ionosférica de outros modelos publicados (PAULA, 1986; MILLWARD et al., 1996; HUBA et al., 2000; BITTENCOURT et al., 2007).

4.2.1 Sistema de equações do SUPIM

As equações dependentes do tempo, conforme mencionado anteriormente, são resolvidas ao longo das linhas do campo magnético e compõem-se da equação da continuidade, equação do movimento e equação do equilíbrio de energia, as quais são descritas nas subseções seguintes.

4.2.1.1 Equação da continuidade

A equação da continuidade para o i-ésimo íon é

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} + \nabla \cdot (N_i \mathbf{V_i}) = P_i - L_i \tag{4.1}$$

onde N_i é a concentração do íon, t é o tempo, $\mathbf{V_i}$ é a velocidade do íon, P_i é a taxa de produção do íon, L_i é a taxa de perda do íon.

Devido à natureza das partículas e sua relação com o campo magnético terrestre, é conveniente decompor a velocidade nas componentes paralela e perpendicular ao campo magnético, isto é, $\mathbf{V_i} = \mathbf{V_i^{\parallel}} + \mathbf{V_i^{em}}$, onde $\mathbf{V_i^{\parallel}}$ é a velocidade paralela ao campo e $\mathbf{V_i^{em}}$ é a soma da velocidade de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ e a velocidade de co-rotação (PAULA, 1986; BAILEY; SELLEK, 1990; BAILEY; BALAN, 1996; MILLWARD et al., 1996; SOUZA, 1997; BITTENCOURT et al., 2007). Com esta descomposição, a equação da continuidade fica como:

$$\frac{\partial N_i}{\partial t} + \nabla \cdot (N_i \mathbf{V_i^{\parallel}}) + \nabla \cdot (N_i \mathbf{V_i^{em}}) = P_i - L_i. \tag{4.2}$$

Além disso, sabendo que $\nabla \cdot (N_i \mathbf{V_i^{em}}) = \mathbf{V_i^{em}} \cdot \nabla N_i + N_i \nabla \cdot \mathbf{V_i^{em}}$ e que a derivada total é $\frac{dN_i}{dt} = \frac{\partial N_i}{\partial t} + \mathbf{V_i^{em}} \cdot \nabla N_i$, a equação 4.2 pode ser escrita como:

$$\frac{dN_i}{dt} + \nabla \cdot (N_i \mathbf{V_i^{\parallel}}) + N_i \nabla \cdot \mathbf{V_i^{em}} = P_i - L_i. \tag{4.3}$$

Usando a geometria de uma linha de campo magnético dipolar, cujo eixo de dipolo seja centrado e alinhado com o eixo de rotação da Terra, chega-se que o segundo

termo da equação 4.3 pode ser escrito como:

$$\nabla \cdot (N_i \mathbf{V}_i^{\parallel}) = \frac{1}{A} \frac{\partial (A N_i V_i^{\parallel})}{\partial s} \qquad \text{com} \qquad A = \frac{r^3}{(1 + 3\cos^2\theta)^{1/2}}$$
(4.4)

onde A é a área da seção transversal do tubo de fluxo magnético e s é o comprimento de arco da linha de campo magnético. Assim a equação 4.3 fica

$$\frac{dN_i}{dt} + \frac{1}{A} \frac{\partial (AN_i V_i^{\parallel})}{\partial s} = P_i - L_i - N_i \nabla \cdot \mathbf{V_i^{em}}.$$
 (4.5)

Para determinar o termo $\nabla \cdot \mathbf{V_i^{em}}$, deve-se considerar que $\mathbf{V_i^{em}}$ tem uma componente meridional $\mathbf{V_i^{\perp}}$ (positiva movendo-se para fora do tubo de fluxo) e uma componente zonal $\mathbf{V_i^{\phi}}$, de maneira que,

$$\mathbf{V_i^{em}} = \mathbf{V_i^{\perp}} + \mathbf{V_i^{\phi}} \tag{4.6}$$

cujas magnitudes são dadas por (BAILEY; BALAN, 1996):

$$|\mathbf{V}_{\mathbf{i}}^{\perp}| = V_{eq}^{\perp} \frac{\sin^3 \theta}{\sqrt{1 + 3\cos^2 \theta}} \tag{4.7}$$

$$|\mathbf{V}_{\mathbf{i}}^{\phi}| = V_{eq}^{\phi} \sin^3 \theta \tag{4.8}$$

com V_{eq}^{\perp} e V_{eq}^{ϕ} os valores equatoriais para as velocidades. Na verdade, o modelo SUPIM, considera $V_{eq}^{\phi}=0$.

Desta forma, calculando o divergente, obtém-se que:

$$\nabla \cdot \mathbf{V_i^{em}} = \frac{6V_{eq}^{\perp} \sin^2 \theta (1 + \cos^2 \theta)}{R_{eq} (1 + 3\cos^2 \theta)^2}$$
(4.9)

sendo R_{eq} a distância radial equatorial da linha de campo magnético.

A seguir, se descreverão os termos de produção e de perda dos íons.

- Taxa de Produção

A taxa de produção, P_i , do i-ésimo íon, por fotoionização do i-ésimo constituinte neutro, é dada por:

$$P_{i} = \sum_{\lambda} \Phi(\lambda) \sigma_{i}(\lambda) n_{i} \exp \left(-\sum_{j} \sigma_{j}(\lambda) n_{j} H_{j} C h_{j}(\chi) \right)$$
(4.10)

onde $\sum\limits_{\lambda}$ é o somatório sobre as faixas de comprimentos de onda da radiação ionizante,

 $\Phi(\lambda)$ a intensidade de radiação do fluxo solar EUV, $\sigma_i(\lambda)$ a seção transversal de fotoionização do i-ésimo constituinte neutro, n_i a concentração do i-ésimo constituinte neutro, \sum_j o somatório sobre os constituintes neutros, $\sigma_j(\lambda)$ a seção transversal de fotoabsorção do j-ésimo constituinte neutro, n_j a concentração do j-ésimo constituinte neutro, H_j a altura de escala do j-ésimo constituinte neutro, $Ch_j(\chi)$ a função de Chapman do j-ésimo constituinte neutro, a qual, segundo a aproximação de Smith e Smith (1972), é dada por:

$$Ch(x,\chi) \approx \left(\frac{\pi}{2}x\right)^{1/2} e^{y^2} erfc(y)$$
 para $\chi \leq 90^{\circ} (4.11)$ $Ch(x,\chi) \approx (2\pi x)^{1/2} \left[(\sin\chi)^{1/2} e^{x(1-\sin\chi)} - \frac{1}{2} e^{y^2} erfc(y) \right]$ para $\chi > 90^{\circ} (4.12)$

onde x é a razão entre a altura geocêntrica r e a altura de escala $H\left(x=\frac{r}{H}=\frac{R_E+h}{H}\right)$, χ é o ângulo zenital solar, $y=\left(\frac{1}{2}x\right)^{1/2}|\cos\chi|$, e erfc(y)=1-erf(y) é a função erro complementar.

- Taxa de Perda

A taxa de perda L é dada por (BANKS; KOCKARTS, 1973):

$$L_i = \beta_i N_i \tag{4.13}$$

onde β_i é o coeficiente de perda iônica, o qual é determinado através das reações químicas ocorridas na ionosfera. As perdas dependem das reações com N_2 , NO, O_2 e O.

4.2.1.2 Equação do movimento

SUPIM faz duas formulações de equações do movimento para os íons. Uma primeira formulação (equação 4.14) que inclui os termos de difusão térmica, derivada por Quegan et al. (1981), que é usada para os 3 íons atômicos dominantes na ionosfera ($i=O^+$, H^+ , He^+) e os elétrons, e uma segunda formulação (equação 4.15) que não inclui os termos de difusão térmica e é usada para os 3 íons moleculares ($i=N_2^+$, O_2^+ , NO^+).

$$0 = -g \sin I - \frac{kT_i}{m_i N_i} \frac{\partial N_i}{\partial s} - \frac{kT_e}{m_i N_e} \frac{\partial N_e}{\partial s} - \frac{k}{m_i} \frac{\partial (T_e + T_i)}{\partial s}$$

$$- \frac{k}{m_i} \left(\beta_i \frac{\partial T_i}{\partial s} - \beta_{ij}^* \frac{\partial T_j}{\partial s} - \beta_{ik}^* \frac{\partial T_k}{\partial s} \right) - \left[\nu_{ij} (1 - \Delta_{ij}) - R_{ijk} + R_{ikj} \right] (V_i^{\parallel} - V_j^{\parallel})$$

$$- \left[\nu_{ik} (1 - \Delta_{ik}) - R_{ikj} + R_{ijk} \right] (V_i^{\parallel} - V_k^{\parallel}) - \sum_m \nu_{im} (V_i^{\parallel} - V_m^{\parallel})$$

$$- \sum_n \nu_{in} (V_i^{\parallel} - U_\theta \cos D \cos I + U_\phi \sin D \cos I)$$

$$(4.14)$$

$$0 = -g \sin I - \frac{kT_i}{m_i N_i} \frac{\partial N_i}{\partial s} - \frac{kT_e}{m_i N_e} \frac{\partial N_e}{\partial s} - \frac{k}{m_i} \frac{\partial (T_e + T_i)}{\partial s} - \sum_m \nu_{im} (V_i^{\parallel} - V_m^{\parallel}) - \sum_n \nu_{in} (V_i^{\parallel} - U_{\theta} \cos D \cos I + U_{\phi} \sin D \cos I). (4.15)$$

Nas expressões acima g é a aceleração devido à gravidade, I o ângulo de inclinação magnética, D o ângulo de declinação magnética, k é a constante de Boltzmann, m_i a massa do íon, T_i a temperatura do íon, T_e a temperatura do elétron, N_e a concentração do elétron, ν_{im} a frequência de colisão efetiva entre o i-ésimo íon e o m-ésimo íon molecular, ν_{in} a frequência de colisão efetiva entre o i-ésimo íon e a n-ésima partícula neutra, U_θ a componente meridional da velocidade do vento neutro e U_ϕ a componente zonal da velocidade do vento neutro. β_i , β_{ij}^* e β_{ik}^* são coeficientes de difusão térmicos e as quantidades Δ_{ij} , Δ_{ik} , R_{ijk} e R_{ikj} são seus fatores de correção.

4.2.1.3 Equação do Equilíbrio de Energia

A equação do equilíbrio de energia do plasma é dada por:

$$\frac{3}{2}kN_i\frac{dT_i}{dt} = Q_i - kN_iT_i\nabla \cdot \mathbf{V_i} + \nabla \cdot (\kappa_i\nabla T_i) + F_{in}$$
(4.16)

com

$$\frac{dT_i}{dt} = \frac{\partial T_i}{\partial t} + \mathbf{V^{em}} \cdot \nabla T_i \tag{4.17}$$

onde Q_i é a taxa de aquecimento, κ_i a condutividade térmica e F_{in} é o aquecimento friccional dado por:

$$F_{in} = \sum_{n} \frac{m_{i} m_{n}}{m_{i} + m_{n}} \nu_{in} N_{i} \left[(V_{i}^{\parallel} - U_{\theta} \cos D \cos I + U_{\phi} \sin D \cos I)^{2} + (V^{\perp} - U_{\theta} \sin D \sin I + U_{\phi} \cos D \sin I)^{2} + (V^{\phi})^{2} \right]$$
(4.18)

onde \sum_{n} é o somatório sobre os constituintes neutros e m_n a massa do n-ésimo constituinte neutro. O aquecimento friccional devido ao movimento relativo entre elétrons e neutros, F_{en} , não é incluído porque é desprezível comparado com os outros termos da equação.

4.2.2 Solução das equações no SUPIM

As equações da continuidade, do movimento e do equilíbrio de energia são resolvidas numericamente ao longo das linhas de campo magnético do hemisfério Norte ao hemisfério Sul, fornecendo uma cobertura de 24 horas para uma faixa específica de altitude e latitude.

As distribuições de concentrações de íons ao longo do tubo de fluxo magnético são calculadas começando ao meio dia LT, com distribuições de concentrações obtidas a partir de condições iniciais do equilíbrio químico,

$$N_i = \frac{P_i}{\beta_i} \tag{4.19}$$

e as temperaturas dos íons e elétrons obtidas da condição

$$Q_i = 0. (4.20)$$

Como o modelo SUPIM efetua seus cálculos ao longo de um campo geomagnético dipolar, para facilitar os cálculos, faz-se uma transformação das coordenadas esférico-polares (r, θ, ϕ) para coordenadas dipolares (p, q, ϕ) (KENDALL, 1962), as quais definem as direções perpendicular e paralela às linhas de campo. Este sistema é definido por:

$$p = \frac{r}{R_E \sin^2 \theta} \tag{4.21}$$

$$q = \frac{R_E^2 \cos \theta}{r^2} \tag{4.22}$$

onde R_E é o raio da Terra, e $r = R_{eq} \sin^2 \theta$.

Com esta transformação de coordenadas pode-se escrever a diferencial ao longo das linhas de campo $\partial/\partial s$ como (BAILEY; SELLEK, 1990):

$$\frac{\partial}{\partial s} = -\frac{(1 + 3\cos^2\theta)^{1/2}}{R_E} \left(\frac{R_E}{r}\right)^3 \frac{\partial}{\partial q} = \eta \frac{\partial}{\partial q}.$$
 (4.23)

A equação da continuidade fica:

$$\frac{dN_i}{dt} = P - \gamma N_i - \eta^2 \frac{\partial}{\partial q} \left(\frac{N_i V_i^{\parallel}}{\eta} \right) \tag{4.24}$$

com

$$\gamma = \beta + \nabla \cdot \mathbf{V_i^{em}}. \tag{4.25}$$

A equação do movimento se transforma em:

$$N_i V_i^{\parallel} = -\eta R_i \frac{\partial N_i}{\partial q} - S_i N_i \tag{4.26}$$

onde, para os 3 í
ons atômicos dominantes (O^+, H^+, He^+), R_i e S_i ficam

$$R_{i} = \frac{\frac{k}{m_{i}} \left(T_{i} + T_{e} \frac{N_{i}}{N_{e}} \right)}{\left[\nu_{ij} (1 - \Delta_{ij}) + \nu_{ik} (1 - \Delta_{ik}) + \sum_{m} \nu_{im} + \sum_{n} \nu_{in} \right]}$$
(4.27)

$$S_{i} = \left[g \sin I + \frac{kT_{e}}{m_{i}N_{e}} \sum_{j \neq i} \frac{\partial N_{j}}{\partial s} + \frac{k}{m_{i}} \frac{\partial (T_{e} + T_{i})}{\partial s} + \frac{k}{m_{i}} \left(\beta_{i} \frac{\partial T_{i}}{\partial s} - \beta_{ij}^{*} \frac{\partial T_{j}}{\partial s} - \beta_{ik}^{*} \frac{\partial T_{k}}{\partial s}\right) - \left[\nu_{ij}(1 - \Delta_{ij}) - R_{ijk} + R_{ikj}\right] V_{j}^{\parallel} - \left[\nu_{ik}(1 - \Delta_{ik}) - R_{ikj} + R_{ijk}\right] V_{k}^{\parallel} - \sum_{m} \nu_{im} V_{m}^{\parallel} - \sum_{n} \nu_{in} (U_{\theta} \cos D \cos I + U_{\phi} \sin D \cos I)\right] / \left[\nu_{ij}(1 - \Delta_{ij}) + \nu_{ik}(1 - \Delta_{ik}) + \sum_{m} \nu_{im} + \sum_{n} \nu_{in}\right]$$

$$(4.28)$$

e para os 3 íon moleculares $(N_2^+,\,O_2^+,\,NO^+)$,

$$R_i = \frac{\frac{k}{m_i} \left(T_i + T_e \frac{N_i}{N_e} \right)}{\sum\limits_{j \neq i} \nu_{ij} + \sum\limits_{n} \nu_{in}}$$
(4.29)

$$S_{i} = \left[g \sin I + \frac{kT_{e}}{m_{i}N_{e}} \sum_{j \neq i} \frac{\partial N_{j}}{\partial s} + \frac{k}{m_{i}} \frac{\partial (T_{e} + T_{i})}{\partial s} - \sum_{j \neq i} \nu_{ij} V_{j}^{\parallel} - \sum_{n} \nu_{in} (U_{\theta} \cos D \cos I + U_{\phi} \sin D \cos I)\right] / \left[\sum_{j \neq i} \nu_{ij} + \sum_{n} \nu_{in}\right] . (4.30)$$

Por último, a equação do equilíbrio de energia é dada por:

$$\frac{3}{2}kN_{i}\left(\frac{dT_{i}}{dt} + V_{i}^{\parallel}\eta\frac{\partial T_{i}}{\partial q}\right) = Q_{i} - kN_{i}T_{i}\left[\eta^{2}\frac{\partial}{\partial q}\left(\frac{V_{i}^{\parallel}}{\eta}\right) + \nabla\cdot\mathbf{V^{em}}\right] + \eta^{2}\frac{\partial}{\partial q}\left(\kappa_{i}\frac{\partial T_{i}}{\partial q}\right) + F_{in}$$
(4.31)

4.2.3 Modelos de Fluxo Solar usados

A seguir apresentam-se 2 modelos de fluxo solar EUV que podem ser usados como entrada no SUPIM.

4.2.3.1 O modelo EUVAC

EUVAC (RICHARDS et al., 1994) é um modelo de fluxo solar EUV para cálculos aeronômicos. Ele fornece fluxos em 37 grupos de comprimentos de onda do espectro solar EUV (intervalo de 5-105 nm), baseados no índice F10.7 cm, em sua média de 81 dias, e na variação de fluxo solar medido pelo satélite Atmosfere Explorer E (AE-E) entre os anos 1976-1980. O modelo EUVAC concorda com observações de foguetes e com a variação de Lyman- α medida entre 1982 e 1988 (RICHARDS et al., 1994).

O modelo é adequado para calcular as taxas de ionização em aeronomia, mas não tem uma boa resolução para modelos de fluxo de fotoelétrons. Além disso, EUVAC não pode produzir fotoeléctrons com energia maior que 250 eV porque não inclui radiação solar com comprimento de onda inferior a 5 nm, a qual também é importante para a fotoquímica da região-E da ionosfera. Para melhorar a resolução deste modelo, existe uma nova versão chamada HEUVAC (RICHARDS et al., 2006), mas esta não será usada neste trabalho.

4.2.3.2 O modelo SOLAR2000

O modelo SOLAR2000 (TOBISKA et al., 2000) é um modelo empírico de irradiância solar que fornece o espectro de radiação solar para aplicações históricas, ou seja, no passado, também na atualidade e no futuro (previsões).

O espectro solar tem resolução de 1 nm, de comprimentos de onda desde o raio X até o infravermelho distante (FUV, UV, VIS, IR), isto é um intervalo entre 1-1000000 nm. Tem uma resolução temporal diurna disponível a partir de 14 de Fevereiro de 1947.

4.2.4 Modelos de Deriva Vertical usados

A seguir apresentam-se os 2 modelos de deriva eletromagnética $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ que foram usados como entrada no SUPIM para períodos geomagneticamente quietos.

4.2.4.1 O modelo de Scherliess e Fejer (1999)

O modelo de Scherliess e Fejer (1999) é um modelo global empírico de derivas verticais da região-F equatorial (deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$) durante condições quietas. Este modelo foi construído baseado na combinação das medições do radar incoerente de Jicamarca e as observações do instrumento Ion Drift Meter (IDM) a bordo do satélite Atmosphere Explorer E (AE-E).

4.2.4.2 O modelo de Fejer et al. (2008)

O modelo de Fejer et al. (2008) é um modelo empírico de deriva vertical de plasma da região F equatorial em condições também calmas ($Kp \leq 3$). Foi desenvolvido com base em 5 anos de medições a bordo do satélite ROCSAT-1, desde Maio de 1999 a Julho de 2004.

O modelo descreve a dependência das derivas verticais com o tempo local, com as estações do ano, e com a longitude para uma altitude de 600 km, durante condições de fluxo solar moderado e alto.

4.2.5 O modelo de Vento HWM93

O modelo empírico Horizontal Wind Model HWM, fornece dados de velocidade dos ventos termosféricos neutros. As componentes zonal e meridional da velocidade do vento neutro são calculadas usando uma série de harmônicos esféricos ajustados às observações dos satélites Atmosphere Explorer E e o Dynamical Explorer 2.

Sua primeira versão, HWM87, (HEDIN et al., 1988) calculava ventos acima de 200 km de altitude. Logo, com a incorporação de dados de radar de espalhamento incoerente e de interferômetros óticos Fabry-Perot, a versão HWM90 (HEDIN et al., 1991) foi modificada para fornecer ventos a partir de 100 km de altitude. A versão HWM93 (HEDIN et al., 1996), incorpora dados de radares meteóricos (75-100 km), dados de foguetes e radiossonda (20-100 km) e gradientes de ventos derivados a partir de CIRA-86 e MSISE-90 (0-120 km), fazendo com que o limite inferior de altitude estenda-se até a superfície da Terra.

Existem versões mais atualizadas como HWM07 (DROB et al., 2008), a qual inclui on-

das planetárias, marés migratórias e modulações sazonais, além de dois componentes, um para condições geomagneticamente calmas e outro para condições perturbadas (Disturbance Wind Model, DWM07 (EMMERT et al., 2008)). Também existe uma última versão HWM14 (DROB et al., 2015) a qual incorpora dados dos interferômetros Fabry-Perot de 630 nm medidos no equador e nos polos, e dados do satélite GOCE.

Como Souza et al. (2013) explica, umas das limitações do HWM07 é que não depende da atividade solar, o índice F10.7 é ignorado. Durante o dia a atividade solar não tem efeito significativo nos ventos termosféricos, mas durante a noite o efeito é bastante significativo (BIONDI et al., 1999; EMMERT et al., 2003). Meriwether et al. (2011) e Makela et al. (2013) encontraram discordâncias entre ventos zonais no equador observados e do modelo HWM07 durante as horas da noite. Outros autores como Souza et al. (2013) e Huba et al. (2010) usando HWM07 para cálculos ionosféricos obtiverem resultados insatisfatórios em comparação com HWM93. Isto porque o HWM93 inclui uma parametrização na forma de coeficiente polinomial dependente de F10.7, em contraste com HWM07 e HWM14. Por este motivo, neste trabalho se usará o modelo HWM93 para o vento neutro de entrada no SUPIM.

4.2.6 O modelo de Composição Atmosférica NRLMSISE-00

O modelo NRLMSISE-00 (PICONE et al., 2002) é uma atualização do modelo atmosférico empírico Mass Spectrometer-Incoherent Scatter MSIS-86 (HEDIN, 1987) e sua versão estendida MSISE-90 (HEDIN, 1991) feita pelo Naval Research Laboratory (NRL). NRLMSISE-00 se entende desde a superfície até a base da exosfera, fornecendo perfis de temperatura, densidade de He, O, N_2 , O_2 , Ar, H, N em equilíbrio térmico, densidade de massa total, e densidade numérica da componente de oxigênio anômalo de alta altitude que não está em equilíbrio térmico.

Para o seu desenvolvimento o modelo incluiu dados de densidade de massa total a partir de acelerômetros de satélites e de determinação de órbitas, temperaturas medidas por radar de espalhamento incoerente entre os anos 1981-1997, e densidade de oxigênio molecular $[O_2]$ obtida da Solar Maximum Mission.

5 RESULTADOS: Avaliação do Modelo SUPIM-INPE para Períodos Geomagneticamente Calmos

5.1 Introdução

Neste capítulo apresenta-se a resposta do modelo SUPIM-INPE para os dias de condições geomagneticamente calmas. Vários testes são feitos com diferentes parâmetros de entrada com a finalidade de determinar aqueles que produzem os melhores resultados com relação aos valores observados. Para isto, comparam-se as respostas do modelo quando se usa o fluxo solar ionizante fornecido por EUVAC e por SOLAR2000, quando se usa a velocidade de deriva vertical fornecida pelo modelo Scherliess e Fejer (1999) (S-F), pelo modelo Fejer et al. (2008) (F08), obtida a partir de dados de magnetômetros (Δ H) e da variação da altura da camada-F no tempo (dh'F/dt). Também comparam-se simulações com vento neutro (HWM93) e simulações com vento nulo com a finalidade de dimensionar seu efeito na ionosfera em cada estação.

Como descrito anteriormente, para separar os efeitos do campo elétrico e do vento neutro apresenta-se primeiramente as simulações das estações equatoriais (JI e SL), onde o campo elétrico teria maior influência na ionosfera. Em seguida, apresentam-se as simulações das estações que não são equatoriais, isto é, FZ, CP, TU, CO e AI, onde o vento neutro tem uma maior importância no comportamento da ionosfera. No final deste Capítulo, apresenta-se um resumo das conclusões obtidas da análise das simulações dos dias geomagneticamente calmos, e que serão úteis para a simulação durante períodos geomagneticamente perturbados.

É importante destacar que para melhorar os resultados, esta última versão do SUPIM-INPE utiliza também como entrada a deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ do dia anterior ao dia que se quer simular. Os resultados do SUPIM, por considerar condição cíclica ou fechada entre 0 e 24 horas, eram incoerentes nas primeiras horas do dia como consequência de efeitos não-lineares decorrentes de variações do ambiente em horas anteriores, ou seja, variações nas últimas horas do dia anterior. Isso foi superado alterando o código do modelo para que sua execução seja efetuada para dois dias seguidos. Neste trabalho, os resultados para o primeiro dia são descartados, apesar de que a parte inconsistente está apenas nas primeiras horas.

5.2 Avaliação dos Modelos de Fluxo Solar Ionizante EUVAC e SOLAR2000

As simulações de foF2 e hmF2 para JI são feitas usando a deriva medida pelo JRI e o vento neutro do modelo HWM93. Para comparar a resposta dos modelos de fluxo solar ionizante, EUVAC e SOLAR2000, se fazem simulações considerando cada um deles. As Figuras 5.1, 5.2, e 5.3 mostram estas simulações para três dos dias geomagneticamente calmos apresentados na Tabela 3.2. Estes dias são 16/04/2002 (Ap=7), 01/06/2002 (Ap=4) e 11/12/2001 (Ap=4). Para o dia 11/10/2003 também listado na Tabela 3.2, não existem medições de JRI, motivo pelo qual não é mostrado nesta seção.

Em todas as Figuras das simulações apresenta-se, no quadro superior, o índice Dst e o índice Kp em hora universal UT. Nos 3 quadros inferiores, em ordem de cima para baixo, mostram-se: as derivas verticais $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ utilizadas na simulação, as simulações e observações do foF2 em MHz e do hmF2 em km.

Nestes casos as derivas utilizadas são as medidas pelo JRI (curva vermelha). A simulação usando EUVAC é representada pela curva azul e a usando SOLAR2000 pela curva verde. Estas simulações são comparadas com as observações extraídas dos ionogramas (círculos). Destacam-se com círculos de cor magenta quando os dados são duvidosos devido ao espalhamento spread-F e com círculos sólidos pretos quando observa-se uma camada-F3. Isso deve ser levado em consideração na análise das nossas simulações.

Os dados de deriva JRI às vezes apresentam alguns pontos fora da curva, tais como os observados após às 15 UT na Figura 5.1, entre 05-12 UT na Figura 5.2 e entre 13-15 UT na Figura 5.3. Estes dados são obtidos pelo radar e não foi feito nenhum ajuste para eliminar tais pontos. No entanto, observa-se que eles não geram alterações nas simulações de foF2 e hmF2 pelo que se pode concluir que não afetaram os resultados.

Comparando as simulações utilizando os diferentes fluxos solares pode-se ver diferenças apenas no parâmetro foF2 (tal como era esperado), sendo sempre foF2 maior quando se usa SOLAR2000 que quando se usa EUVAC. Particularmente no dia 16/04/2002 (Figura 5.1) durante as horas da noite e no nascer do sol, 04-13 UT (23-08 LT), as diferenças entre as simulações de ambos os modelos são insignificantes. Fora destes horários as simulações de foF2 diferem em aproximadamente 0.5 MHz. Estas mesmas observações se repetem para as simulações de foF2 do dia 01/06/2002 (Figura 5.2). Por outro lado, para o dia 11/12/2001 (Figura 5.3), as diferenças entre

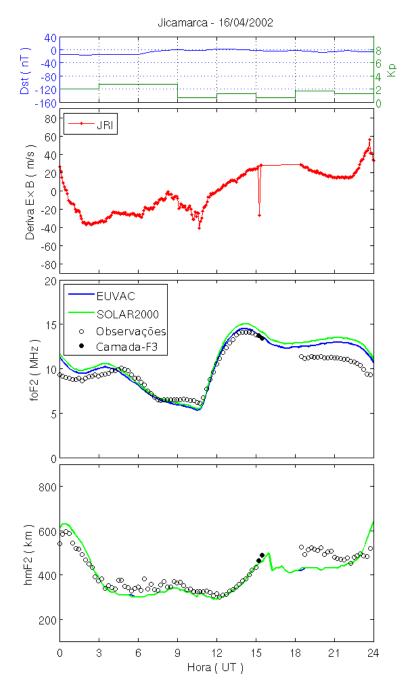


Figura 5.1 - Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo 16/04/2002 para JI (LT=UT-5) usando a deriva JRI e o fluxo solar ionizante EUVAC (curva azul) e SOLAR2000 (curva verde) comparadas com os parâmetros observados na digisonda.

as simulações de foF2 de ambos os modelos poderiam ser consideradas insignificantes durante as horas da noite, entre 01-07 UT, mas durante as horas do dia, alcançam até aproximadamente 1 MHz.

Conforme explicado por Valentim (2015), os horários mais importantes para fazer as

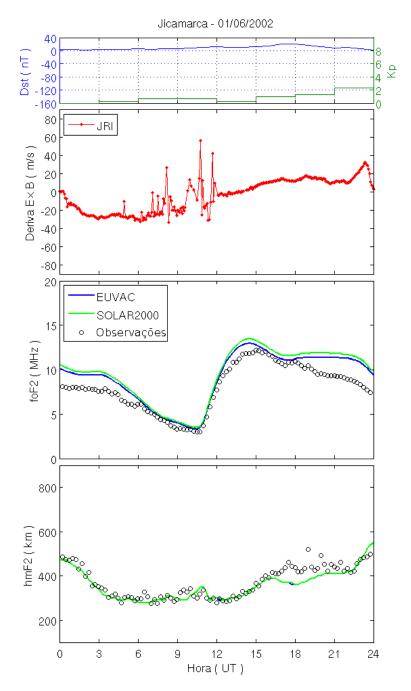


Figura 5.2 - Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo 01/06/2002 para JI usando a deriva JRI e o fluxo solar ionizante EUVAC (curva azul) e SOLAR2000 (curva verde) comparadas com os parâmetros observados na digisonda.

comparações são logo após o nascer do sol, pois neste período os efeitos dinâmicos são baixos. Como foi mencionado anteriormente, nestes horários, entre as horas 11-13 UT (06-08 LT) nos dias 16/04/2002 e 01/06/2002 e entre as 10-12 UT (05-07 LT) no dia 11/12/2001, não existem diferenças significativas entre as simulações dos dois

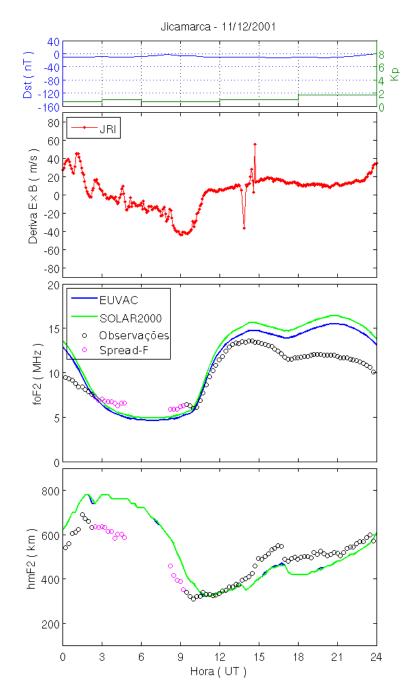


Figura 5.3 - Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo 11/12/2001 para JI usando a deriva JRI e o fluxo solar ionizante EUVAC (curva azul) e SOLAR2000 (curva verde) comparadas com os parâmetros observados na digisonda.

modelos de fluxo solar. Após esses horários, as simulações com o modelo EUVAC são as que se ajustam melhor às observações.

Apesar deste melhor ajuste às observações obtido usando o modelo EUVAC, existem algumas discordâncias entre simulações e observações. A principal discordância, em

todos os casos, é vista nas horas durante a tarde. Depois das 16 UT (11 LT) as diferenças entre as observações e as simulações podem alcançar até 3 MHz em foF2 e 100 km em hmF2. Este problema na simulação nestes horários foi observado e explicado por Souza (1997) para a estação de Huancayo (12°S, 75°O), Peru. A Figura 5.4 mostra estas simulações de hmF2 e foF2 com SUPIM para esta estação.

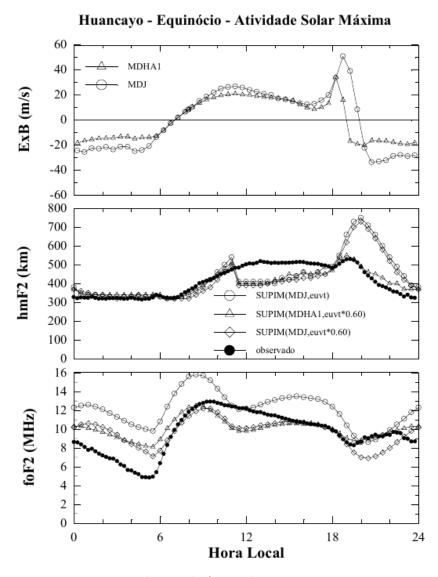


Figura 5.4 - Deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ e simulações de foF2 e hmF2 para Huancayo, Peru, comparada com dados observados em LT. Os valores observados (círculos pretos) são uma média representativa de equinócio durante atividade solar máxima.

Fonte: Souza (1997).

Em Huancayo, que fica muito próximo a JI, as simulações com SUPIM usando di-

ferentes parâmetros de entrada (curvas com círculos, triângulos e losangos brancos) mostram uma diminuição em hmF2 depois das 11 LT, discordando dos dados observados (círculos pretos). Souza (1997) explica que esta discordância acontece devido ao processo da formação da camada-F3 nestas horas. Esta camada é formada devido ao produto do efeito combinado da deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ e os ventos termosféricos nos lugares em torno do equador magnético (BALAN; BAILEY, 1995). Uma camada-F3 pode ser observada nos ionogramas do dia 16/04/2002, minutos antes de onde é vista a discordância, tal como indicam os círculos sólidos pretos da Figura 5.1.

A formação da camada-F3 durante as horas da tarde poderia produzir algumas diferenças entre os valores observados e as simulações, as quais devem-se considerar quando sejam simulados os dias de tempestade. Ainda, durante as tempestades geomagnéticas existem deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ e vento perturbados, os quais poderiam gerar camadas-F3 em horários distintos daqueles em que elas são habitualmente observadas.

As simulações durante as demais horas reproduzem bem as observações, com exceção das horas da noite do dia 11/12/2001, entre 00-10 UT, onde as simulações de hmF2 foram maiores que as observações. Por algum motivo, o modelo SUPIM-INPE não conseguiu responder bem a estes altos valores de deriva durante a noite.

É importante mencionar que também foram feitas simulações para comparar os modelos de fluxo solar para outras estações como SL, FZ e CP, mas os resultados sempre foram os mesmos: as simulações de foF2 eram maiores usando o modelo SOLAR2000 do que usando o modelo EUVAC. Como os melhores resultados em comparação às observações foram obtidos quando usou-se o fluxo solar ionizante EUVAC, em todas as simulações seguintes este será usado como fluxo solar padrão.

5.3 Avaliação dos Modelos de Deriva Vertical S-F, F08, ΔH e dh'F/dt

Usando EUVAC como fluxo solar ionizante e HWM93 como o vento neutro, foram comparadas as simulações feitas com diferentes modelos de derivas verticais $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$. As Figuras 5.5, 5.6, 5.7 e 5.8 mostram estas simulações para JI durante os quatro dias calmos selecionados. A linha verde corresponde às simulações usando a deriva S-F, a linha azul às simulações usando a deriva F08 e a linha vermelha às simulações usando a deriva medida pelo JRI.

Ao comparar as derivas verticais de ambos os modelos, S-F e F08, podem ser vistas algumas diferenças, principalmente durante os horários da noite. Para o dia

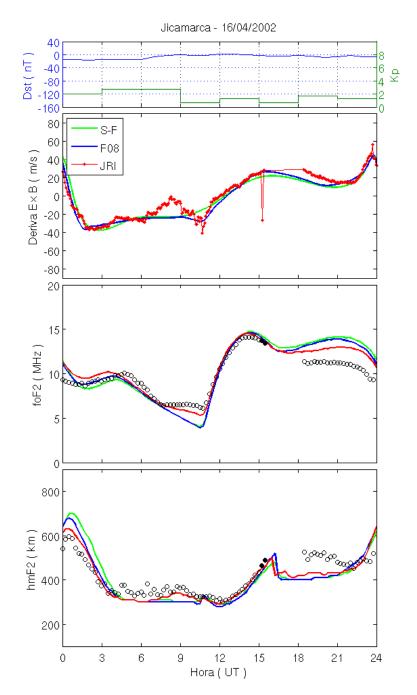


Figura 5.5 - Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo 16/04/2002 para JI usando a deriva JRI (curva vermelha), a deriva S-F (curva verde) e a deriva F08 (curva azul) comparadas com os parâmetros observados na digisonda.

16/04/2002 (Figura 5.5), pequenas diferenças entre as derivas dos modelos nas horas do amanhecer (10-12 UT) não produzem diferenças nas simulações. De fato, as simulações são quase iguais durante o dia todo. Por outro lado, durante as horas da noite, as oscilações da deriva de JRI fazem que esta seja a que melhor se aproxima

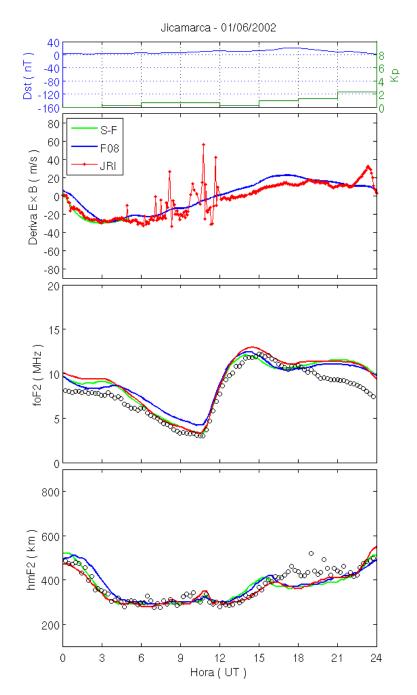


Figura 5.6 - Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo 01/06/2002 para JI usando a deriva JRI (curva vermelha), a deriva S-F (curva verde) e a deriva F08 (curva azul) comparadas com os parâmetros observados na digisonda.

dos valores observados de foF2 e hmF2.

Para o dia 01/06/2002 (Figura 5.6), entre as derivas S-F e F08 só existem diferenças entre 00-04 UT, mas isto é suficiente para que se produzam algumas diferenças entre as simulações, gerando até algumas diferenças pequenas durante o dia. A deriva S-F,

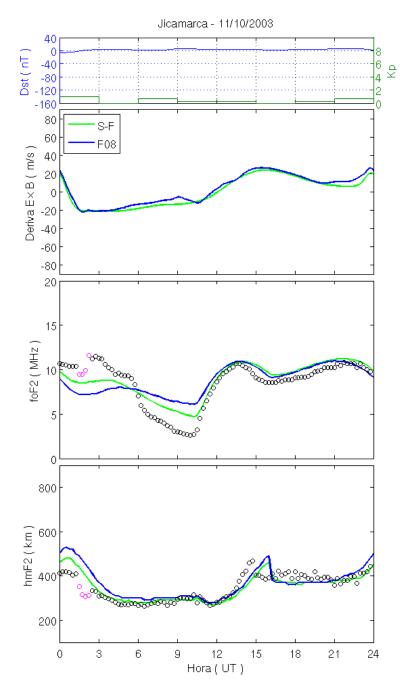


Figura 5.7 - Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo 11/10/2003 para JI usando a deriva S-F (curva verde) e a deriva F08 (curva azul) comparadas com os parâmetros observados na digisonda.

durante as horas da noite, aproxima-se bastante da deriva de JRI gerando resultados similares nas simulações.

No dia 11/10/2003 (Figura 5.7) as derivas dos modelos diferem durante os horários que precedem o amanhecer e do pico pre-reversão, acarretando diferenças nas

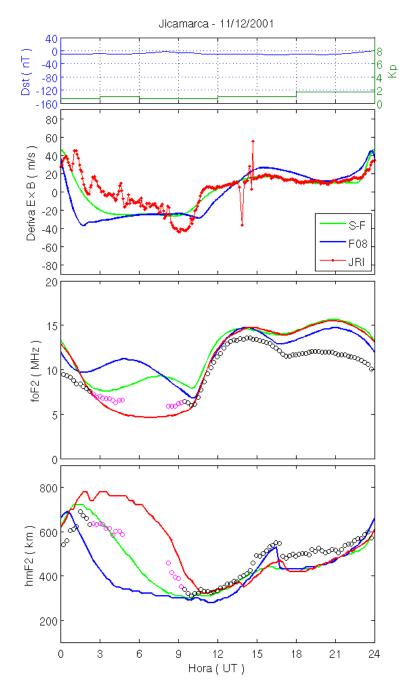


Figura 5.8 - Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo 11/12/2001 para JI usando a deriva JRI (curva vermelha), a deriva S-F (curva verde) e a deriva F08 (curva azul) comparadas com os parâmetros observados na digisonda.

simulações nestas horas. Pode-se ver que pequenas diferenças nas derivas às vezes produzem grandes diferenças nas simulações, como é o caso para foF2. Ainda que a deriva S-F não reproduza exatamente as observações do foF2 durante a noite, esta deriva parece ser a que melhor reproduz as observações para este dia.

No dia 11/12/2001 (Figura 5.8) existem diferenças entre os modelos de deriva durante quase o dia todo. Durante as horas do dia S-F é similar à deriva de JRI, mas durante as horas da noite as oscilações da deriva de JRI não são reproduzidas por nenhum dos modelos. As simulações também mostram estas discrepâncias durante as horas da noite.

As análises para os dias calmos parecem mostrar que o modelo S-F seria o que melhor representaria a deriva vertical de JI. Vamos analisar agora o que acontece com os resultados do modelo ao usar as derivas de SL. Para os dias calmos selecionados, para SL só se tem dados para os dias 16/04/2002 e 11/10/2003. Nas Figuras 5.9 e 5.10 se apresentam as simulações para SL durante estes dias usando as derivas S-F e F08. Deve-se lembrar que, para esta estação, não temos deriva medida por radar de espalhamento incoerente para comparar.

Pode-se ver que para SL, novamente as maiores diferenças entre os modelos de deriva são nos horários da noite. Para o dia 16/04/2002 (Figura 5.9), devido a estas diferenças da noite, as simulações com a deriva S-F são as que melhor se ajustam às observações. No dia 11/10/2003 (Figura 5.10) também existem diferenças nas horas do pico pre-reversão entre as derivas dos modelos, mas novamente a deriva que melhor representa as observações é a deriva S-F.

Comparando os resultados de ambas as estações, Jicamarca e São Luís, as diferenças entre as derivas dos modelos (S-F e F08) são menores para JI e maiores para SL, alcançando discrepâncias de até 20-30 m/s entre elas. Estas maiores diferenças para SL, produzem diferenças nas simulações de até 4 MHz em foF2 e até 150 km em hmF2. A explicação para as discrepâncias entre os valores das derivas fornecidas pelos modelos, obviamente está na origem dos próprios modelos, conforme discutido na Seção 4.2.4.

Em geral, as derivas dos modelos são semelhantes à deriva medida pelo JRI durante as horas do dia e diferem um pouco durante as horas da noite. Portanto, em dias de condições quietas e que não existam derivas medidas, é confiável usar as derivas $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ fornecidas por estes modelos como deriva de entrada no modelo SUPIM-INPE.

Considerando a resposta das simulações com ambos os modelos de deriva, a deriva fornecida pelo modelo S-F foi a que melhor reproduziu as observações de JI e SL, ainda que se esperasse que o modelo F08 fosse melhor, pois é construído com uma base de dados mais atualizada onde estão incluídos os anos trabalhados nesta tese.

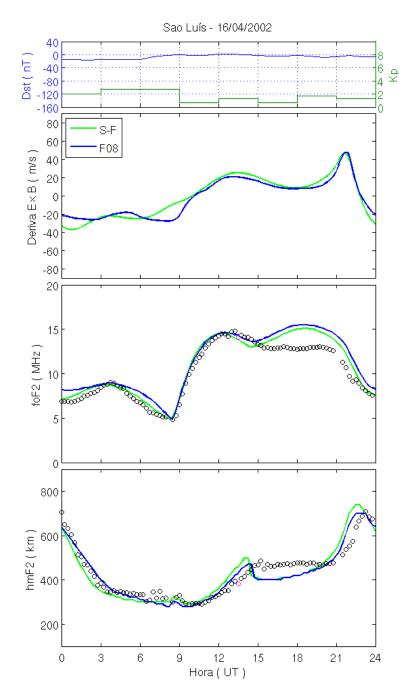


Figura 5.9 - Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo 16/04/2002 para SL (LT=UT-3) usando a deriva S-F (curva verde) e a deriva F08 (curva azul) comparadas com os parâmetros observados na digisonda.

Para os 4 dias calmos escolhidos existem dados de derivas deduzidas a partir de magnetômetros (ΔH) para o setor de JI. Como relatado na Seção 3.3, esta deriva deve ser utilizada apenas entre 07-17 LT. Para os demais horários completa-se com dh'F/dt e com dados de deriva S-F, que foi o modelo que melhor respondeu anteriormente. Às novas derivas assim obtidas chamaremos ΔH^* , apresentadas nas

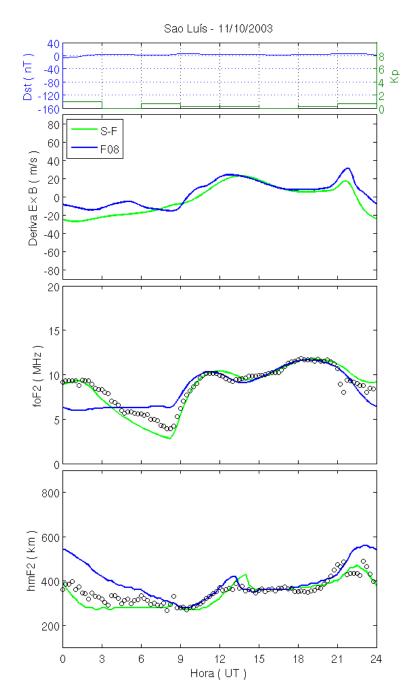


Figura 5.10 - Simulações de foF2 e hmF2 durante o dia geomagneticamente calmo 11/10/2003 para SL usando a deriva S-F (curva verde) e a deriva F08 (curva azul) comparadas com os parâmetros observados na digisonda.

Figuras 5.11 e 5.12.

Estas figuras estão em hora local (LT) pois é dessa forma que a deriva vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ entra no modelo SUPIM. Porém as simulações sempre estão em UT, para posteriormente ver os efeitos simultâneos das tempestades geomagnéticas nas estações.

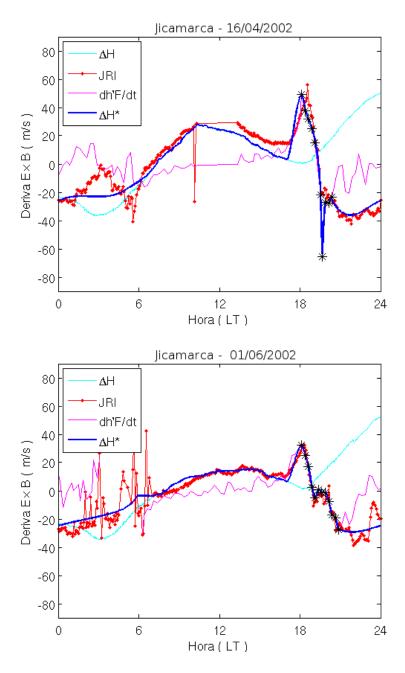


Figura 5.11 - Deriva ΔH^* (curva azul escuro) construída com as derivas S-F, ΔH (curva azul claro) e dh'F/dt (curva magenta) para JI dos dias calmos 16/04/2002 (acima) e 01/06/2002 (abaixo). Para comparar se apresenta a deriva de JRI (curva vermelha).

Nas Figuras 5.11 e 5.12 pode-se ver que ΔH^* (curva azul escuro) é composta de 3 partes: antes das 07 LT e depois das 23 LT corresponde à deriva do modelo S-F, entre 07-17 LT é formada por dados deduzidos a partir de dados de magnetômetros (curva azul claro), e nas horas do pico pre-reversão e depois do por do sol (18-23 LT) corresponde a dados de dh'F/dt (curva magenta), quando os valores são provenientes

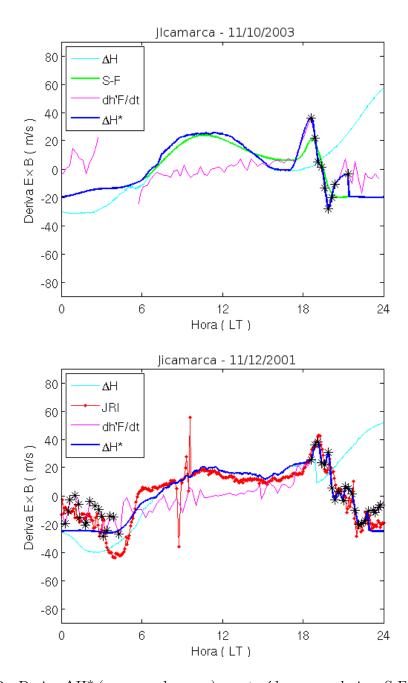


Figura 5.12 - Deriva ΔH^* (curva azul escuro) construída com as derivas S-F (curva verde), ΔH (curva azul claro) e dh'F/dt (curva magenta) para JI dos dias calmos 11/10/2003 (acima) e 11/12/2001 (abaixo). Para comparar se apresenta a deriva de JRI (curva vermelha).

de uma altura maior ou igual a 300 km (asteriscos pretos). Para fins de comparação se apresenta a deriva de JRI (curva vermelha); no caso do dia 11/10/2003 (gráfico superior da Figura 5.12), para o qual não existe deriva de JRI, se mostra a deriva S-F (curva verde).

Pode-se ver que durante as horas do dia e depois do por do sol, a deriva construída ΔH^* aproxima-se bastante aos valores medidos de JRI. Para as horas da noite valem os mesmos comentários anteriores, pois corresponde à deriva do modelo S-F.

Observando os dados de ΔH (curva azul claro), pode-se ver que fora do horário 07-17 LT não há coerência com as derivas medidas, reforçando que não se pode utilizar estes valores, tal como é recomendado.

Para o dia 11/12/2001 (gráfico inferior da Figura 5.12) existem dados de dh'F/dt com alturas maiores que 300 km fora do horário usado (entre 00-05 LT) que poderiam ser utilizados. Por outro lado, dados de dh'F/dt que não superaram os 300 km de altitude (curva magenta), entre 21-24 UT no dia 01/06/2002 (gráfico inferior da Figura 5.11), apesar de distanciar-se da deriva JRI, a curva tende a acompanhar as mesmas variações observadas. Isto nos faz pensar que poderia ser conveniente obter uma deriva para as horas da noite segundo o método mostrado em Subbarao e Murthy (1983) e Nogueira et al. (2011). Eles calculam a deriva noturna subtraindo o efeito da recombinação (βH) a partir dos dados dh'F/dt quando suas altitudes não superam a altitude de 300 km. Tal critério poderia fornecer uma melhor deriva nessas horas para os dias geomagneticamente calmos, mas esta abordagem não será usada neste trabalho.

Fazem-se as simulações de foF2 e hmF2 dos dias geomagneticamente calmos com estas derivas construídas ΔH^* , usando como fluxo solar o modelo EUVAC e como vento neutro o modelo HWM93. Estas simulações são apresentadas nas Figuras 5.13, 5.14, 5.15 e 5.16, e comparadas com as simulações com as derivas de JRI, e no caso do dia 11/10/2003, com as simulações com a deriva S-F.

Observa-se que por estarem os resultados apresentados em UT, as derivas apresentam, nas primeiras horas (00-03 UT), algumas oscilações que correspondem a dh'F/dt do dia anterior.

Em geral, as simulações resultantes usando a deriva ΔH^* são semelhantes às simulações obtidas usando a deriva de JRI e, no caso do dia 11/10/2003, semelhantes às simulações usando a deriva S-F.

Interessante seria ter simulado com dados deduzidos a partir de magnetômetros para a estação de SL, mas os dados para este setor não estavam disponíveis.

Assim, pode-se concluir que a deriva composta ΔH^* constitui uma deriva bastante confiável para poder usar quando não existem dados de deriva medidos pelo JRI e,

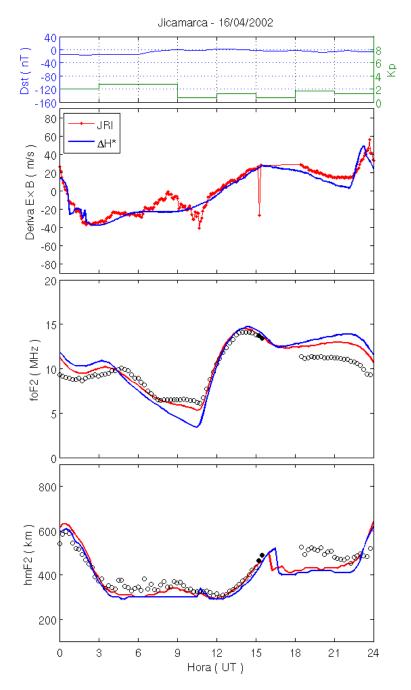


Figura 5.13 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva ΔH^* (curva azul) comparadas com as simulações usando a deriva de JRI (curva vermelha) durante o dia 16/04/2002 para JI.

posteriormente quando forem simulados os períodos geomagneticamente perturbados. Na ausência também destas medições, para períodos geomagneticamente calmos, pode ser usada as derivas fornecidas pelos modelos S-F e F08.

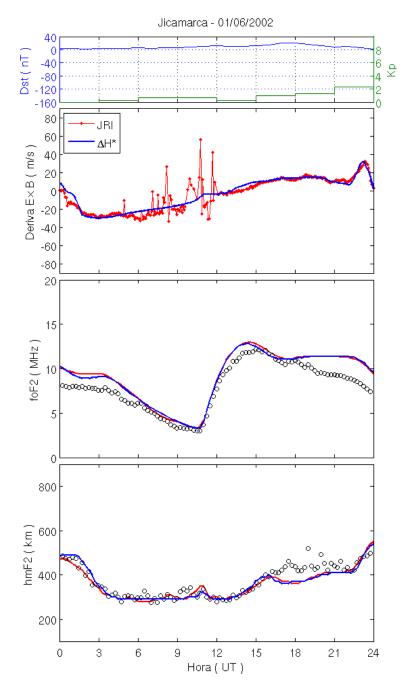


Figura 5.14 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva ΔH^* (curva azul) comparadas com as simulações usando a deriva de JRI (curva vermelha) durante o dia 01/06/2002 para JI.

5.4 Avaliação dos ventos neutros sobre o setor equatorial

Como foi mencionado na Seção 4.2.5, alguns autores obtiverem resultados insatisfatórios quando usaram atualizações mais recentes do HWM93, além de que estas atualizações não incluem a dependência com o fluxo solar. Por este motivo só se usa

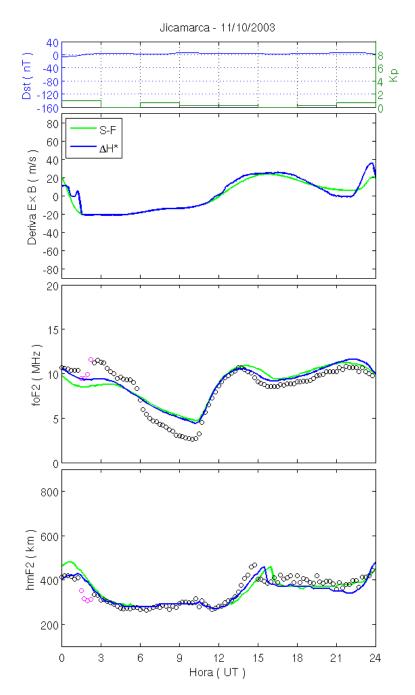


Figura 5.15 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva ΔH^* (curva azul) comparadas com as simulações usando a deriva S-F (curva verde) durante o dia 11/10/2003 para JI.

o vento fornecido pelo modelo HWM93 no SUPIM. Os resultados usando o HWM93 serão comparados com resultados obtidos usando um vento nulo, para assim ver o efeito que o vento produz a cada hora nos parâmetros foF2 e hmF2. Nas Figuras 5.17, 5.18, 5.19, 5.20, 5.21 e 5.22, comparam-se as simulações dos dias calmos selecionados quando incluído e não incluído o efeito do vento HWM93 nas estações de

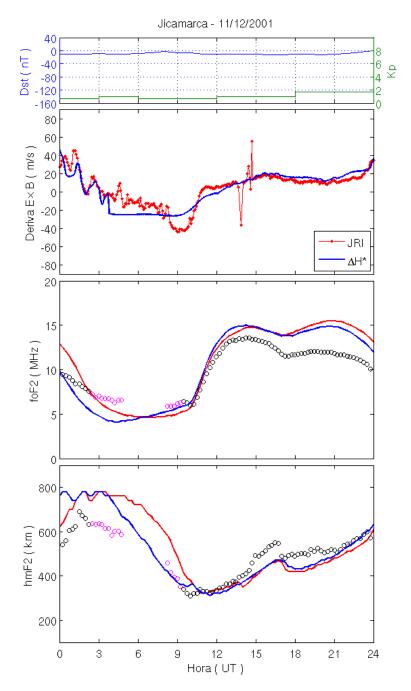


Figura 5.16 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva ΔH^* (curva azul) comparadas com as simulações usando a deriva de JRI (curva vermelha) durante o dia 11/12/2001 para JI.

JI e SL.

Para as simulações usou-se o fluxo solar EUVAC e as derivas de JRI (curva vermelha), com exceção do dia 11/10/2002 para JI e das simulações para SL, onde utiliza-se a deriva S-F (curva verde). As simulações sem considerar o vento são re-

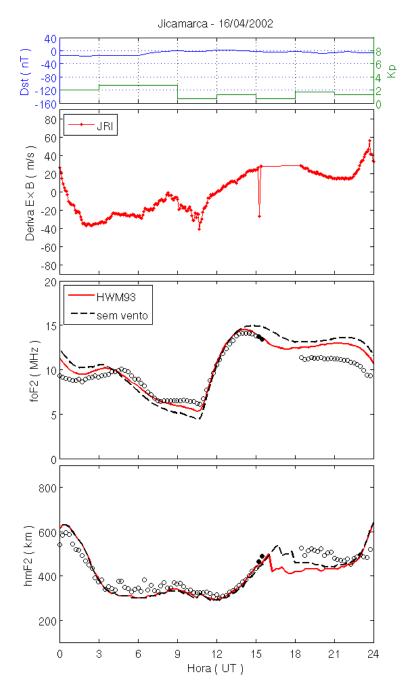


Figura 5.17 - Simulações de foF2 e hmF2 sem considerar o efeito do vento (curva preta tracejada) comparada com as simulações com HWM93 (curva vermelha) durante o dia 16/04/2002 para JI.

presentadas pela curva preta tracejada.

Como é esperado, pode-se ver que as diferenças maiores entre as simulações com vento e sem vento são mais percebidas no parâmetro foF2 do que em hmF2, devido ao fato que, sobre estações equatoriais, as linhas de campo magnético são quase

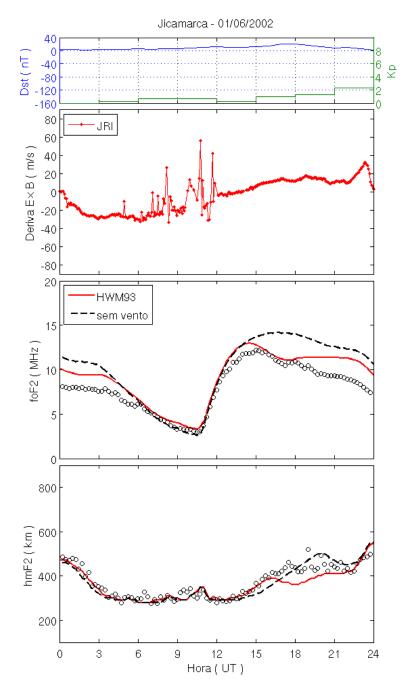


Figura 5.18 - Simulações de foF2 e hmF2 sem considerar o efeito do vento (curva preta tracejada) comparada com as simulações com HWM93 (curva vermelha) durante o dia 01/06/2002 para JI.

horizontais, por isso o arraste neutro não produz variações na altura da camada-F. É importante destacar que, coerentemente, os resultados revelam una exceção para isso durante os horários de formação da camada-F3. Na verdade o efeito que se pode observar nas simulações de hmF2 é que a descida produzida devido à formação da camada-F3, é retardada em 1-2 horas quando não existe vento.

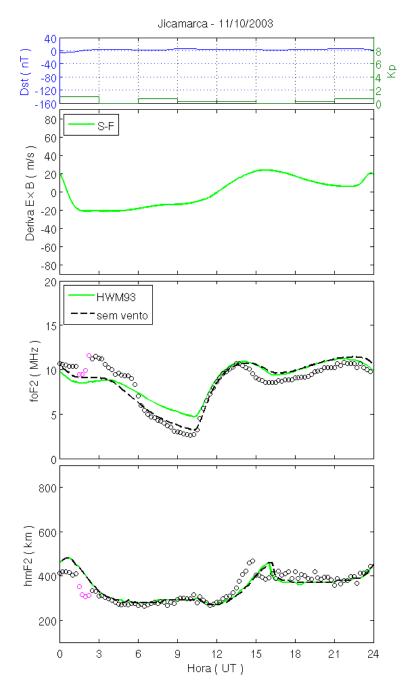


Figura 5.19 - Simulações de foF2 e hmF2 sem considerar o efeito do vento (curva preta tracejada) comparada com as simulações com HWM93 (curva verde) durante o dia 11/10/2003 para JI.

É interessante notar que, em alguns casos, a simulação com vento nulo se aproxima mais das observações que a simulação com HWM93 (ver Figura 5.19).

Comparando ambas as estações, os efeitos do vento no foF2 são maiores para JI que para SL. Para quase todos os casos e em ambas as estações, as simulações do foF2

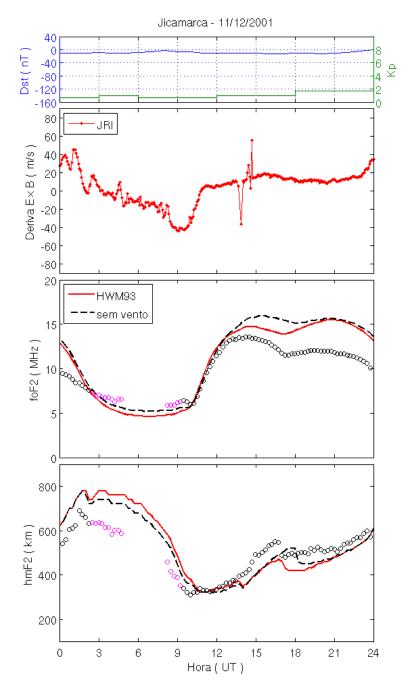


Figura 5.20 - Simulações de foF2 e hmF2 sem considerar o efeito do vento (curva preta tracejada) comparada com as simulações com HWM93 (curva vermelha) durante o dia 11/12/2001 para JI.

com vento nulo, em comparação com as simulações com vento HWM93, têm valores maiores durante as horas do dia e menores durante a noite, exceto as noites dos dias 01/06/2002 (Figura 5.18) e 11/12/2001 (Figura 5.20), onde as simulações de foF2 com vento nulo são maiores que com HWM93.

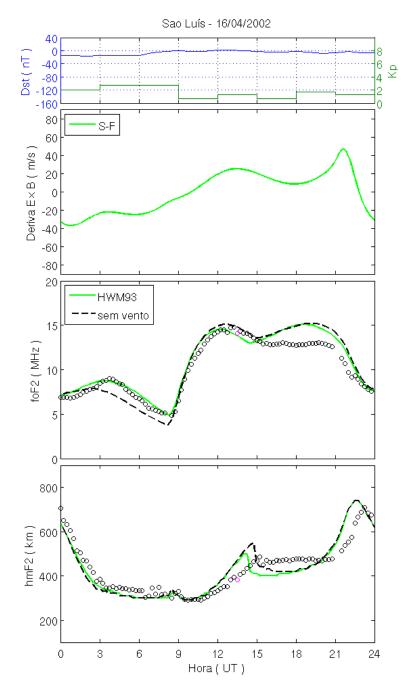


Figura 5.21 - Simulações de fo F2 e hm
F2 sem considerar o efeito do vento (curva preta tracejada) comparada com as simulações com HWM93 (curva verde) durante o dia 16/04/2002 para SL.

Assim, de forma simplificada, pode-se deduzir que o efeito do vento HWM93 durante as horas do dia deslocaria íons do equador, e durante a noite transportaria íons para o equador.

A distribuição latitudinal dos ventos neutros fornecidos pelo modelo HWM93 para

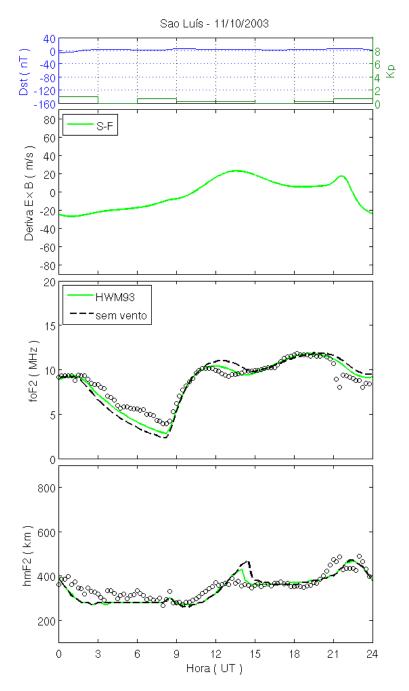


Figura 5.22 - Simulações de fo
F2 e hm F2 sem considerar o efeito do vento (curva preta tracejada) comparada com as simulações com HWM93 (curva verde) durante o dia 11/10/2003 para SL.

os setores de JI e SL, durante o dia geomagneticamente calmo 16/04/2002, é apresentada nas Figuras 5.23 e 5.24 respectivamente. Trata-se da resultante da contribuição dos ventos ao longo do campo magnético, também conhecido como vento

efetivo (V_{ef}) , o qual está definido como:

$$V_{ef} = (U_{\theta} \cos D - U_{\phi} \sin D) \cos I \tag{5.1}$$

onde U_{θ} corresponde ao vento meridional geográfico, U_{ϕ} é o vento zonal geográfico, D é a declinação magnética e I é a inclinação magnética.

Cada quadro das Figuras 5.23 e 5.24 mostra o vento a cada 2 horas desde 00 até 22 UT entre as alturas de 100 e 1000 km. Os valores positivos (cores quentes) indicam ventos com direção para o Norte, enquanto os valores negativos (cores frias) ventos com direção para o Sul. As curvas brancas para o setor de JI representam as linhas de campo magnético correspondentes a pontos de intersecções a 300 km de altitude sobre CO, TU e JI, enquanto que para o setor de SL correspondem a CP, FZ e SL.

Pode-se ver na Figura 5.23 que a uma altitude de 300 km sobre JI, entre as 14 e 00 UT (09 e 19 LT), o vento sempre tem direção para o Sul coincidindo com os horários quando a simulação com HWM93 é mais baixa que a simulação sem vento (Figura 5.17). Por outro lado, a Figura 5.24 mostra que sobre SL nestas horas, entre 12 e 20 UT (09 e 17 LT), o vento tem magnitude perto de zero, o que gera poucas diferenças ao comparar as simulações com HWM93 e sem vento (Figura 5.21).

Em termos gerais, nas Figuras 5.23 e 5.24 observa-se que as variações diurnas das distribuições do vento HWM93 ao longo do meridiano magnético para o setor de JI e o setor de SL são muito diferentes. Isto nos diz que ambos os setores têm uma dinâmica distinta, a qual é devida as diferenças na latitude geográfica e na declinação magnética.

5.5 Avaliação do modelo para estações de baixas latitudes

A seguir, apresentam-se as simulações de foF2 e hmF2 dos dias geomagneticamente calmos para as estações de baixas latitudes, Fortaleza (FZ), Cachoeira Paulista (CP), Tucuman (TU), Concepción (CO) e Ascension Island (AI).

Em cada uma das Figuras seguintes (5.25 a 5.35) o resultado das simulação usando a deriva S-F e o vento HWM93 será representado pela curva verde, as simulações usando a deriva F08 e o vento HWM93 pela curva azul e as simulações usando a deriva S-F e sem vento pela curva preta tracejada. As simulações usando a deriva F08 e sem vento não serão mostradas pois deveria ter os mesmos efeitos relativos que existem entre a curva verde e a curva preta tracejada. Em todos os casos usa-se como fluxo solar ionizante o modelo EUVAC.

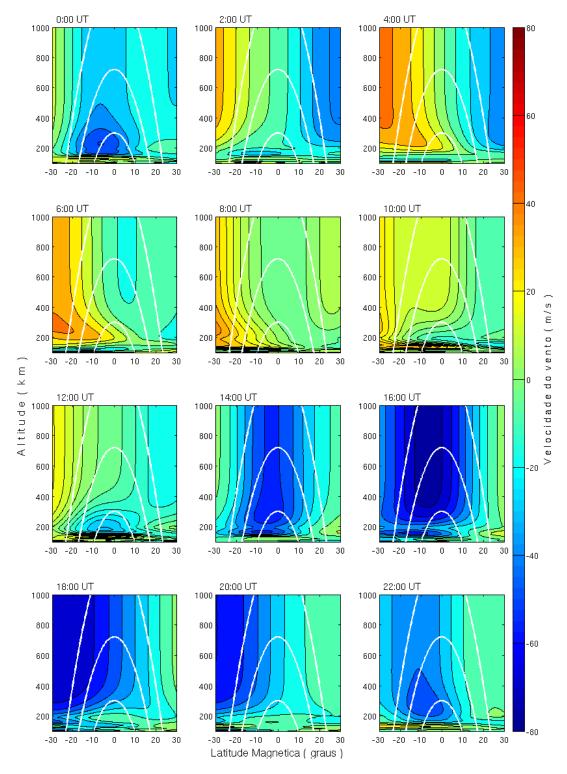


Figura 5.23 - Distribuição latitudinal magnética do vento efetivo de HWM93 representativos para o setor de JI durante o dia 16/04/2002. Os valores positivos significam vento com direção para o Norte. As curvas brancas representam as linhas de campo magnético que interceptam as latitudes de CO, TU e JI a 300 km de altitude.

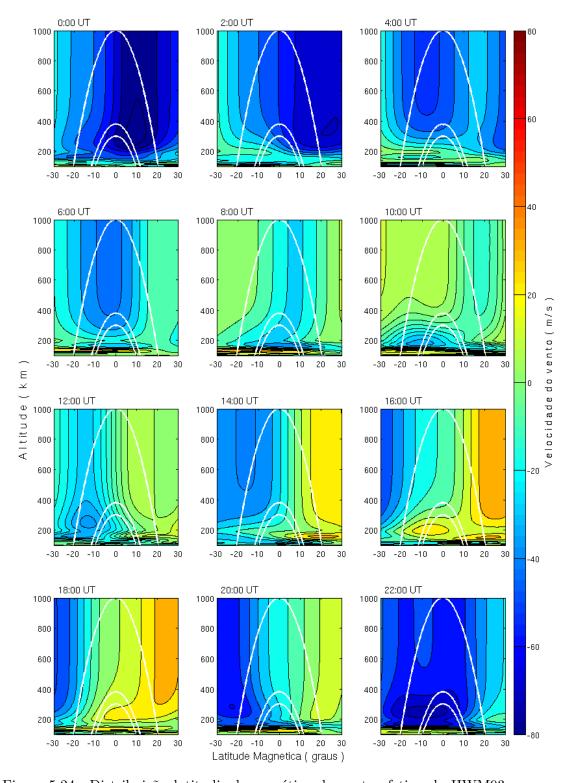


Figura 5.24 - Distribuição latitudinal magnética do vento efetivo de HWM93 representativos para o setor de SL durante o dia 16/04/2002. Os valores positivos significam vento com direção para o Norte. As curvas brancas representam as linhas de campo magnético que interceptam as latitudes de CP, FZ e SL a 300 km de altitude.

5.5.1 Fortaleza

Para Fortaleza existem dados medidos pela digisonda para os dias calmos 01/06/2002 e 11/10/2003. As simulações de foF2 e hmF2 para estes dias são apresentadas nas Figuras 5.25 e 5.26, respectivamente.

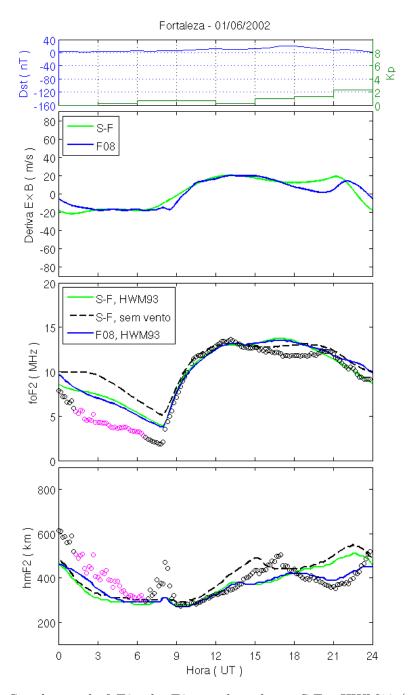


Figura 5.25 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F e HWM93 (curva verde), usando a deriva F08 e HWM93 (curva azul) e usando a deriva S-F sem vento (curva preta tracejada) do dia calmo 01/06/2002 para FZ (LT=UT-3).

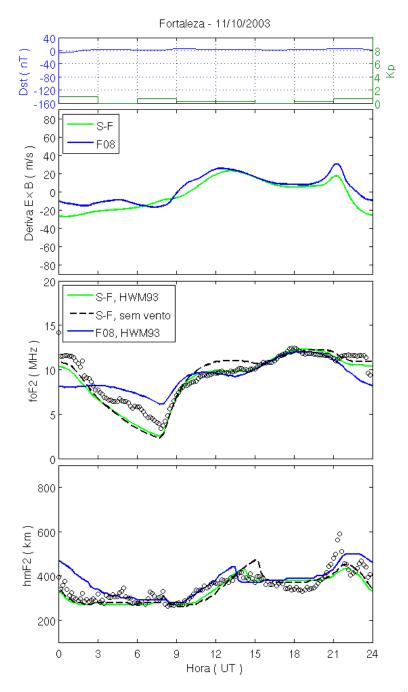


Figura 5.26 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F e HWM93 (curva verde), usando a deriva F08 e HWM93 (curva azul) e usando a deriva S-F sem vento (curva preta tracejada) do dia calmo 11/10/2003 para FZ.

Observando as derivas das figuras, pode-se ver que as diferenças mais significativas, entre as mesmas, ocorrem nos horários do pico pre-reversão e da noite. Em relação às discrepâncias próximas ao pico pre-reversão, no 11/10/2003 os modelos de deriva divergem apenas na intensidade do pico, sendo maior F08 que S-F, enquanto que no dia 01/06/2002 divergem também no horário em que produz o pico. O horário

do pico na deriva F08 em 11/10/2003 apresenta-se com um retardo de 1-1,5 horas com respeito ao horário que ocorre na deriva S-F e nas derivas F08 e S-F do dia 11/10/2003. Dessa forma o horário do pico pre-reversão de F08 concorda com o exposto em Abdu et al. (1981), que no inverno o horário do pico pre-reversão para a estação de FZ ocorre 1.5 horas depois que nas outras estações do ano.

Para o dia 01/06/2002, as diferenças entre as derivas não geram diferenças nas simulações do foF2, mas geram em hmF2 na hora do pico pre-reversão. Se compararmos com as observações, as simulações de foF2 durante a noite se afastam 2-3 MHz acima das observações, enquanto que durante as horas do dia as diferenças são menores. Por outro lado nas simulações de hmF2 as diferenças no horário do pico entre as derivas fazem com que as simulações com a deriva F08 aproximem-se mais das observações do que aquelas com a deriva S-F.

Para o dia 11/10/2003, as simulações de foF2 e hmF2 com a deriva S-F são as que apresentam as melhores aproximações com relação às observações, apesar de que nenhuma delas simula o pico acentuado em hmF2 após as 21 UT.

Quando se comparam as simulações usando HWM93 e as sem vento, pode-se ver que existem maiores diferenças para o dia 01/06/2002 que para o dia 11/10/2003. Durante as horas da noite do dia 01/06/2002, a simulação de foF2 com HWM93 é menor que a sem vento, o efeito é semelhante ao observado em JI para a mesma data.

Nas simulações de hmF2, onde o vento deveria ter efeitos maiores que nas estações equatoriais, observam-se diferenças principalmente entre 12-16 UT (09-13 LT), as mesmas horas que se apresentavam em JI e SL. Isto revela que sobre FZ, apesar de possuir uma inclinação magnética de $\sim 12^{\circ}$, o vento exerce pouco controle sobre hmF2, dependendo do horário.

5.5.2 Cachoeira Paulista

Para a estação de Cachoeira Paulista existem dados medidos pela digisonda para os dias calmos 16/04/2002, 01/06/2002 e 11/10/2003. As simulações do foF2 e hmF2 destes dias são apresentadas nas Figuras 5.27, 5.28 e 5.29.

Pode-se ver em todos os casos que as diferenças existentes entre os modelos de deriva só geram diferenças nas simulações de foF2, mas não geram mudanças nas simulações de hmF2. As diferenças nas simulações de foF2 correspondem aos horários do pico pre-reversão (para os 3 dias) e durante a noite (para o dia 11/10/2003).

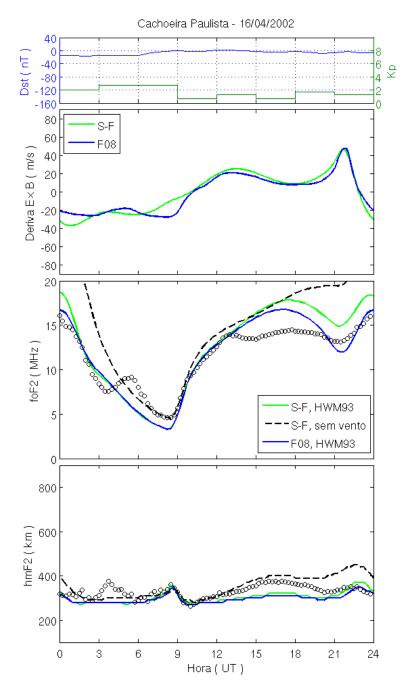


Figura 5.27 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F e HWM93 (curva verde), usando a deriva F08 e HWM93 (curva azul) e usando a deriva S-F sem vento (curva preta tracejada) do dia calmo 16/04/2002 para CP (LT=UT-3).

Com respeito às observações, ambas as derivas não reproduzem muito bem os dados medidos pela digisonda. Nos dias 16/04/2002 e 01/06/02 as simulações com F08 e S-F apresentam discordâncias similares entre 13-20 UT (10-17 LT): as simulações do foF2 são até 3 MHz maiores que as observações, enquanto as simulações do hmF2 são menores que as observações em até 80 km. Para o dia 11/10/2003, os modelos

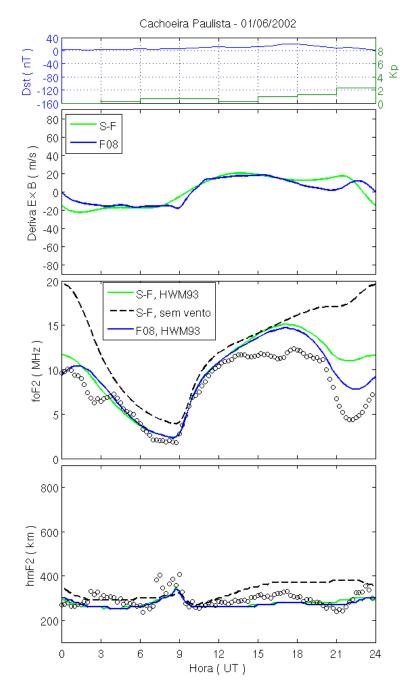


Figura 5.28 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F e HWM93 (curva verde), usando a deriva F08 e HWM93 (curva azul) e usando a deriva S-F sem vento (curva preta tracejada) do dia calmo 01/06/2002 para CP.

de deriva reproduzem bem as observações nestas horas.

Durante o horário do pico pre-reversão, as simulações com a deriva F08 são as que mais se aproximam das observações para todos os dias. Para o dia 01/06/2002, observa-se novamente um deslocamento no horário do pico pre-reversão entre as

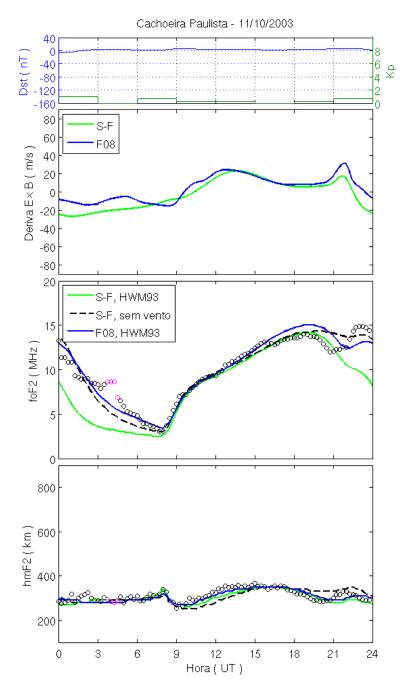


Figura 5.29 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F e HWM93 (curva verde), usando a deriva F08 e HWM93 (curva azul) e usando a deriva S-F sem vento (curva preta tracejada) do dia calmo 11/10/2003 para CP.

derivas, o que concorda com o observado para FZ, onde a deriva F08 seria a deriva mais correta, nestas horas, para a estação de inverno (ABDU et al., 1981). No dia 11/10/2003, a diferença em amplitude do pico pre-reversão das derivas com valores mais baixos para S-F, faz que as simulações de foF2 com tal deriva não responda bem durante as horas da noite.

Em resumo, as simulações com a deriva F08 são as que melhor reproduziram as observações dos dias calmos para CP.

Se observamos as derivas das Figuras 5.21 (SL) e 5.27 (CP) para o dia 16/04/2002, as derivas das Figuras 5.25 (FZ) e 5.28 (CP) para o dia 01/06/2002 e, as derivas das Figuras 5.22 (SL), 5.26 (FZ) e 5.29 (CP) para o dia 11/10/2003, consegue-se ver que as derivas das estações de SL, FZ e CP são praticamente as mesmas para cada data, pois o SUPIM usa a deriva da região equatorial para um setor de longitude, e SL, FZ e CP estão localizadas em um mesmo setor de longitude.

Observando as simulações com e sem vento, pode-se ver que HWM93 tem efeito significativo nos dias 16/04/2002 e 01/06/2002. Durante quase o dia todo as simulações sem vento são maiores, em concentração eletrônica e na altura da camada, do que as simulações com o vento HWM93. Isto porque o vento esta agindo no sentido de diminuir a altura da camada. Na condição sem vento a camada permanece em altitudes maiores, onde a perda por recombinação é menor e, portanto, a densidade eletrônica permanece mais elevada.

Na Figura 5.24, pode ser visto que o vento HWM93 para CP a 300 km de altura no dia 16/04/2002, sempre tem direção para o Sul, com exceção das 08 e 10 UT. Isso desloca a camada para altitudes menores e diminui a concentração eletrônica, concordando com a Figura 5.27. Por outro lado, o vento HWM93 para o dia 11/10/2003 (figura não mostrada) é negativo entre 20-00 UT e de baixa intensidade durante as outras horas, por isso o vento quase não apresenta seus efeitos durante o dia, tal como é observado na Figura 5.29.

5.5.3 Tucuman

Para a estação de Tucuman há observações apenas para o dia 11/10/2003. As simulações do foF2 e hmF2 para este dia estão mostradas na Figura 5.30.

Pode-se ver na Figura 5.30 que as derivas produzem diferenças significativas nas simulações de foF2 durante a noite, onde as simulações com a deriva S-F são as que mais se aproximam dos valores observados. Para o resto dos horários e para hmF2, as simulações com ambas derivas são semelhantes.

Considerando as simulações com e sem vento HWM93, pode ser visto que um vento entre as 02-14 UT com direção para o Norte eleva a camada, levando a altitudes onde a perda por recombinação é menor, porém aumenta a densidade eletrônica, como é visto nas horas antes e após o amanhecer da simulação de foF2.

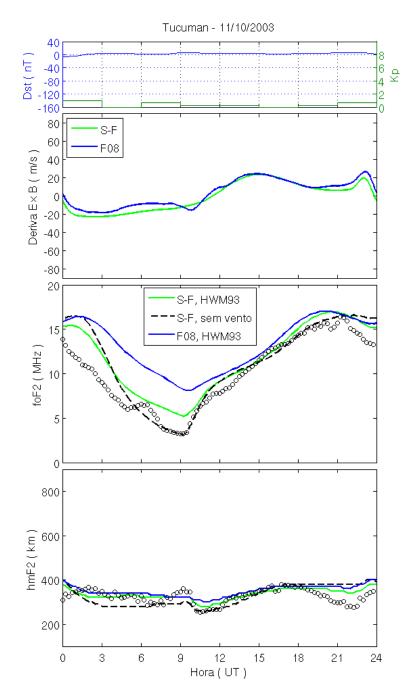


Figura 5.30 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F e HWM93 (curva verde), usando a deriva F08 e HWM93 (curva azul) e usando a deriva S-F sem vento (curva preta tracejada) do dia calmo 11/10/2003 para TU (LT \simeq UT-4.5).

5.5.4 Concepción

Para a estação de Concepción também só se tem medições de ionossonda para o dia calmo 11/10/2003. As simulações de foF2 e hmF2 para este dia são apresentadas na Figura 5.31. Para a estação de CO temos apenas os valores de foF2, por isso não foi

possível fazer a comparação entre as simulações de hmF2 e as observações.

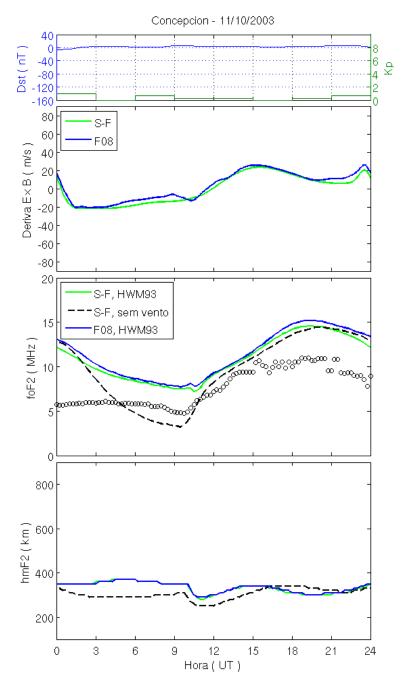


Figura 5.31 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F e HWM93 (curva verde), usando a deriva F08 e HWM93 (curva azul) e usando a deriva S-F sem vento (curva preta tracejada) do dia calmo 11/10/2003 para CO (LT=UT-5).

Pode ser visto nas simulações de foF2 que a resposta a ambos os modelos de deriva é semelhante, mas nenhum consegue reproduzir as observações. Os valores simulados são muito superiores chegando a superestimar as observações em até 5 MHz em

alguns horários.

Ao comparar as simulações com HWM93 e sem vento, nota-se que durante o dia nesta latitude a maior parte do tempo o vento tem direção para o Norte. Nas simulações de hmF2 pode ser visto que, entre 00-16 UT, o vento para Norte eleva a camada, o que leva a alturas onde existe menos perda por recombinação, aumentando a densidade eletrônica. Esta estação esta fortemente influenciada pelos ventos, os quais podem ser os responsáveis das discrepâncias entre simulações de foF2 e as observações.

5.5.5 Ascencion Island

Para a estação de Ascencion Island existem observações por digisonda para os 4 dias calmos selecionados. Apresentam-se as simulações de foF2 e hmF2 destes dias nas Figuras 5.32, 5.33, 5.34 e 5.35.

Pode-se ver em todos os casos que, apesar das diferenças existentes nos modelos de deriva, os resultados das simulações são muito similares entre si.

As simulações de foF2 não reproduzem muito bem as observações principalmente à noite. Nos dias 16/04/2002 e 01/06/2002 as simulações de foF2 são maiores que as observações entre 12-18 UT e menores durante a noite e no horário do pico prereversão, exceto que para o dia 01/06/2002, à noite os resultados estão bons. Para o dia 11/10/2003 as simulações estão um pouco melhor, sendo só menores que as observações durante o horário do pico de pre-reversão e no começo da noite. No dia 11/12/2001 as simulações estão até 5 MHz afastadas dos valores observados.

Em relação às simulações de hmF2, elas aproximam-se melhor das observações do que as simulações de foF2. Mas, observa-se que as simulações de hmF2 com vento nulo parecem aproximar-se ainda mais das observações em alguns horários, como é o caso dos dias 16/04/2002, 01/06/2002 e 11/12/2001. Isto pode significar que o modelo de vento HWM93 não está sendo adequado para esta estação.

5.6 Resumo

Depois de toda esta avaliação do modelo SUPIM-INPE e de seus parâmetros de entrada, pode-se obter algumas conclusões, as quais devem-se considerar na posterior simulação dos períodos geomagneticamente perturbados, principalmente no que diz respeito à representação da ionosfera de fundo. Elas se resumem nos seguintes pontos:

a) As simulações usando o fluxo solar ionizante fornecido pelo modelo

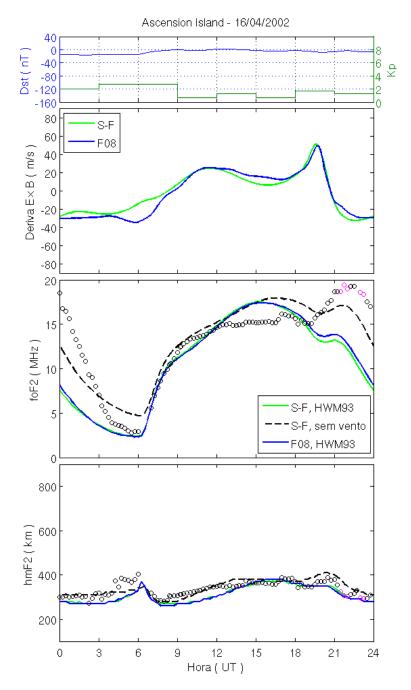


Figura 5.32 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F e HWM93 (curva verde), usando a deriva F08 e HWM93 (curva azul) e usando a deriva S-F sem vento (curva preta tracejada) do dia calmo 16/04/2002 para AI (LT=UT-1).

EUVAC ajustam-se melhor aos valores observados do que quando se usa o fluxo solar fornecido pelo modelo SOLAR2000, motivo pelo qual nos seguintes capítulos apenas o modelo EUVAC será usado.

b) Diferenças entre a deriva de JRI e a deriva dos modelos S-F e F08 geralmente não produzem efeitos significativos nas simulações de foF2 e hmF2

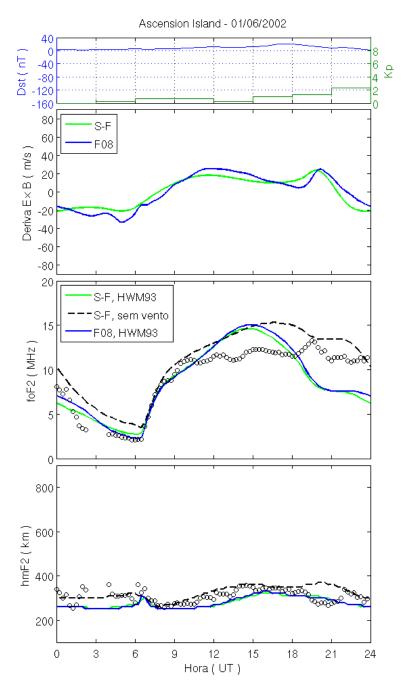


Figura 5.33 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F e HWM93 (curva verde), usando a deriva F08 e HWM93 (curva azul) e usando a deriva S-F sem vento (curva preta tracejada) do dia calmo 01/06/2002 para AI.

em JI durante as horas do dia, com exceção de alguns casos durante a noite. Por outro lado, comparando ambos os modelos de deriva e considerando todas as estações durante períodos geomagneticamente calmos, as simulações com o modelo S-F reproduzem melhor as observações que o modelo F08, com exceção das simulações das estações do setor brasileiro

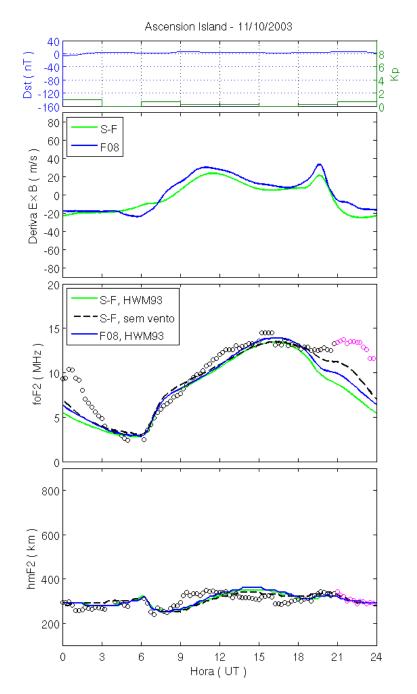


Figura 5.34 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F e HWM93 (curva verde), usando a deriva F08 e HWM93 (curva azul) e usando a deriva S-F sem vento (curva preta tracejada) do dia calmo 11/10/2003 para AI.

(FZ e CP) no inverno, em que, durante o horário do pico pre-reversão a deriva F08 é mais consistente com os valores de dh'F/dt de FZ (ABDU et al., 1981).

c) A deriva construída ΔH^* com dados ΔH , dh'F/dt e S-F é bastante confiável, pois ao comparar as simulações com a deriva JRI se obtiveram resul-

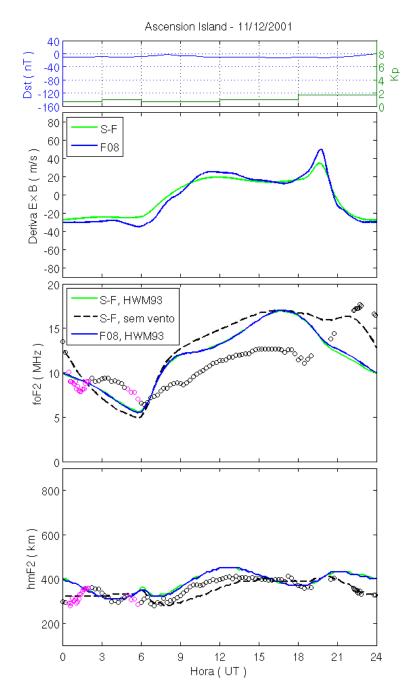


Figura 5.35 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F e HWM93 (curva verde), usando a deriva F08 e HWM93 (curva azul) e usando a deriva S-F sem vento (curva preta tracejada) do dia calmo 11/12/2001 para AI.

tados semelhantes.

d) Algumas das discordâncias em hmF2 e foF2 observadas entre 11-18 LT poderiam ser produto dos processos de formação da camada-F3. No caso de períodos geomagneticamente perturbados tais discordâncias poderiam acontecer em outros horários onde esta camada possa ocorrer.

- e) Dependendo do horário e da estação, o vento HWM93 às vezes parece ser adequado, mas outras vezes, produz resultados muito diferentes das observações.
- f) Existem diferenças significativas entre as distribuições do vento HWM93 ao longo do meridiano magnético para o setor de JI e para o setor de SL, motivo pelo qual existe uma dinâmica diferente para as duas localidades. Isto ocorre devido a diferenças de latitude geográfica e declinação magnética dos setores.

6 RESULTADOS: Simulações com campo elétrico perturbado.

6.1 Introdução

De posse de nossa avaliação do modelo SUPIM-INPE, pode-se proceder à modelagem dos períodos geomagneticamente perturbados. Neste capítulo apresentam-se os resultados destas simulações, usando diferentes modelos de derivas $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ para eventos de tempestades geomagnéticas.

Como mencionado antes, infelizmente não existem dados de derivas medida pelo radar de espalhamento incoerente de Jicamarca (JRI) para todos os eventos de tempestades, por este motivo é importante achar derivas substitutas para nossa modelagem. Com este objetivo, na Seção 6.2, comparam-se as simulações usando deriva medida pelo JRI com as simulações usando outros modelos de deriva, durante dois eventos de tempestade onde existem medições. Desta maneira, estes modelos de deriva serão avaliados e validados de forma que a metodologia possa ser utilizada para obter a deriva durante eventos onde não existe deriva medida do JRI. As simulações para estes eventos sem dados de JRI serão apresentadas na Seção 6.3.

Também, como referência, em cada uma das figuras são mostradas as simulações com ambos os modelos de deriva calma, S-F e F08, pois as comparações para escolher a deriva que representa melhor os dias calmos não foram conclusivas e dependem de certas circunstâncias, como por exemplo o ponto (b) da Seção 5.6.

6.2 Simulações de tempestades com deriva medida JRI

Os eventos de tempestades para os quais existe deriva medida pelo JRI que serão simulados correspondem à tempestade geomagnética de 17 de Abril de 2002 e os dias 9 e 10 da tempestade geomagnética de 7-10 de Novembro de 2004. Os dias 7 e 8 desta tempestade não têm deriva medida pelo JRI por isso serão considerados na Seção 6.3.

6.2.1 Simulações da tempestade geomagnética de 17 de Abril de 2002

Para a tempestade de 17 de Abril de 2002 existem dados de deriva medida pelo JRI desde o dia 16 até o dia 18 às 13:25 UT. Para simular os dias de tempestade, completa-se o dia 18, depois das 13:25 UT, com dados de deriva F08. As simulações de foF2 e hmF2 para os dias 17 e 18 usando a deriva do JRI, para a própria estação JI, são mostradas na Figura 6.1.

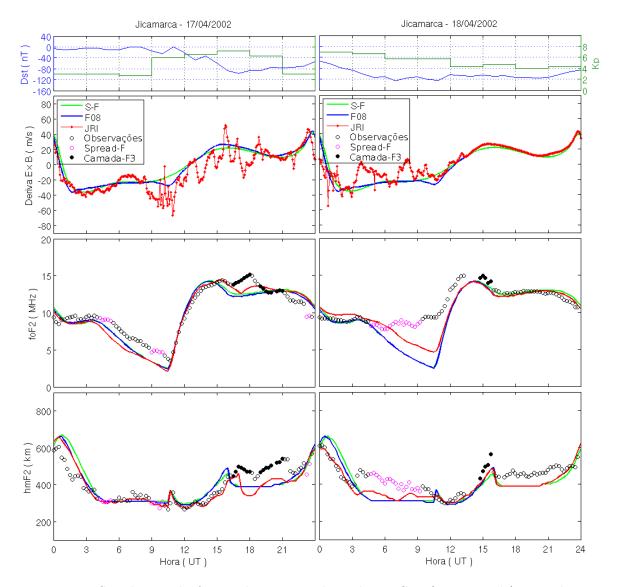


Figura 6.1 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva S-F (curva verde), usando a deriva F08 (curva azul) e a deriva medida pelo JRI (curva vermelha) durante os dias de tempestade 17 (esquerda) e 18 (direita) de Abril de 2002 para JI.

As figuras seguem a mesma estrutura do capítulo anterior. No quadro superior apresenta-se o índice Dst (linha azul) e Kp (linha verde), seguidos por 3 quadros inferiores que apresentam as derivas usadas, as simulações de foF2 e as simulações de hmF2 usando essas derivas. A curva verde corresponde à deriva quieta S-F, a curva azul à deriva F08, a curva vermelha à deriva medida pelo JRI. As observações nos ionogramas estão representadas por círculos; os círculos magenta correspondem a observações duvidosas devido à presença de spread-F e os círculos sólidos pretos denotam a presença de camada-F3.

Na Figura 6.1 pode-se ver que, depois do início da tempestade, entre 10-20 UT, o

campo elétrico oscila bastante, subindo e descendo com respeito aos valores quietos. No entanto, as simulações de foF2 não são muito afetadas por estas oscilações, sendo muito próximas à simulação com deriva quieta. Por outro lado, para as simulações de hmF2 observam-se mudanças devidas a estas oscilações.

Ao comparar as simulações de foF2 e hmF2 com as observações, pode-se ver bastante coerência entre as curvas durante o dia 17. Nos horários antes do amanhecer deste dia, as simulações comportam-se de maneira similar para as três derivas, o que é esperado, pois este é um período quieto, antes do início da tempestade.

Da mesma forma, entre 11-16 UT as simulações reproduzem muito bem as observações de foF2 e hmF2. Durante a tarde, entre 17-22 UT, existem algumas diferenças entre as simulações e as observações, as quais, conforme as considerações feitas no capítulo anterior, poderiam dever-se a processos da formação de camadas-F3 (ponto (d) da Seção 5.6). Os círculos sólidos pretos na Figura 6.1 confirmam a existência de camadas-F3 observadas nos ionogramas. Apesar destas diferenças a curva da simulação de hmF2 acompanha muito bem as oscilações das observações.

Durante as horas do pico pre-reversão e depois do por do sol, especificamente entre 22-07 UT para foF2 e 22-03 UT para hmF2, as simulações voltam a reproduzir muito bem as observações.

Para o dia 18 as observações de foF2 não mostram o mínimo característico antes do amanhecer, mantendo-se quase constante durante a noite (ao redor dos 9 MHz), o que não foi reproduzido pela simulação. Por outro lado, as observações de hmF2, entre 03-10 UT, mostram valores mais altos que os normais, junto com espalhamento spread-F observados nos ionogramas (círculos magenta). Isto poderia ser efeito do dínamo perturbado, gerado horas depois do começo da tempestade. As perturbações do campo elétrico produzidas pelo dínamo perturbado poderiam causar a subida da camada a alturas onde a perda eletrônica por recombinação é menor, fazendo com que foF2 permaneça elevado. Apesar de termos usado a deriva observada de JRI, o modelo não foi capaz de reproduzir este comportamento observado nos ionogramas. Uma vez que o campo elétrico observado não explica o aumento dos foF2 e hmF2, provavelmente o vento também devesse ser alterado para se conseguir melhores resultados. As alterações no vento serão feitas apenas no Capítulo 7.

Já nas horas do dia, durante a fase de recuperação da tempestade, os resultados simulados de foF2 e hmF2 aproximam-se às observações, comportando-se como se as condições estivessem calmas.

Em resumo, o modelo SUPIM-INPE respondeu bem para JI quando se usa a deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ medida pelo JRI durante a tempestade do dia 17/04/2002, com maiores discordâncias nos horários de formação de camadas-F3 e durante as horas antes de nascer do sol do dia seguinte, 18/04/2002, onde as condições de vento neutro estariam perturbadas.

Modelos alternativos de deriva para condições geomagneticamente perturbadas, tais como deriva deduzida a partir do campo elétrico interplanetário (IEF), derivas deduzidas a partir de medições de magnetômetro (ΔH), e derivas deduzidas da variação da altura da camada F no tempo (dh'F/dt) serão apresentadas a seguir.

Deriva deduzida a partir de IEF

Para o dia 17 de Abril, para o qual tem-se dados de deriva do JRI durante todo o dia, deduz-se uma deriva a partir dos dados do IEF seguindo o método de Kelley e Retterer (2008), como foi explicado na Seção 3.2. À deriva seguindo este método chamaremos IEF1. Coloca-se IEF1 desde o início da tempestade (11 UT) e, supondo a ausência de deriva JRI, completa-se com a deriva S-F as horas antes do início da tempestade, isto porque esta deriva é a usada na construção de IEF1. A deriva resultante IEF1 para o dia 17/04/2002 para JI é apresentada no gráfico superior da Figura 6.2.

No gráfico, comparam-se a deriva medida pelo JRI (curva vermelha), o IEF dividido por 10 (curva contínua azul), e a deriva deduzida a partir do IEF seguindo o método de Kelley e Retterer (2008), IEF1 (curva preta) em horário LT.

Neste caso, e para as outras tempestades seguintes, encontrou-se um retardo de 15 minutos entre os dados de IEF e os medidos JRI, o qual concorda com o valor obtido em Kelley e Dao (2009), que sugerem um retardo entre 10-25 min, e que corresponderia ao atraso do vento solar pelo arco de choque e a transferência dos campos à cauda geomagnética.

Pode-se ver que as oscilações da deriva IEF1 são coerentes com as oscilações das medidas pelo JRI durante as horas do dia, mas estas oscilações têm amplitude aproximadamente de 30 m/s acima dos valores medidos. Aparentemente a adição da deriva de períodos calmos, que faz parte da metodologia do Kelley e Retterer (2008), elevou demasiadamente os valores de IEF1.

Por este motivo, procede-se a mudar o método colocando a variação do IEF sem adicionar a componente quieta da deriva, mas sempre considerando a eficiência de

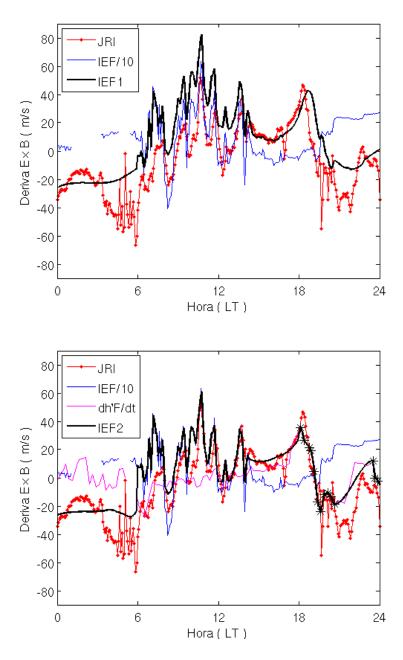


Figura 6.2 - Comparação entre a deriva medida pelo JRI (curva vermelha) e as derivas deduzidas a partir de IEF (curva preta), seguindo o método IEF1 (acima) e o método IEF2 (abaixo) para JI durante o dia de tempestade 17/04/2002. Ambos os métodos são explicados no texto.

10% quando Bz aponta para o Sul e 3% para quando aponta para o Norte. A variação da deriva IEF é colocada entre 11-20 UT. Os horários antes do início da tempestade e algumas horas antes do pico pre-reversão são completadas com a deriva quieta F08. Durante as horas do pico de pre-reversão e depois do por do sol completa-se com a deriva deduzida de dh'F/dt quando a altura é superior a 300 km. À deriva

usando este método chamaremos IEF2 e os resultados são apresentados no gráfico inferior da Figura 6.2.

Por outro lado, é importante mencionar que a eficiência de 10% que utilizamos, baseada no trabalho de Kelley e Retterer (2008), não é muito bem estabelecida. Por exemplo em Huang et al. (2010) esta eficiência pode variar entre 5% e 10%.

O gráfico inferior da Figura 6.2 mostra também dh'F/dt (curva magenta), onde destacam-se os valores considerados para IEF2, isto é, quando a altura é igual ou superior a 300 km (asteriscos pretos). Note-se que para dias geomagneticamente perturbados dh'F/dt pode ser usada em um intervalo de horário estendido, e não apenas entre 18-23 LT, como era o critério considerado para os dias calmos.

Quando se usa o método de IEF2, os picos da deriva ficam mais próximos aos da deriva medida pelo JRI, com exceção do primeiro pico depois do início da tempestade, entre 06-08 LT, o qual ficou bem maior que na deriva do JRI, e quase igual que em IEF1. Os valores da deriva partir de dh'F/dt para alturas maiores que 300 km mostram uma excelente coerência com as medições. O principal problema é quando se tem que completar vácuos de dados, como por exemplo entre 21-23 LT, onde fez-se uma interpolação cúbica.

As simulações de foF2 e hmF2 usando as derivas IEF1 e IEF2 para JI são apresentadas na Figura 6.3.

Comparando as simulações usando a deriva de ambos os métodos e as simulações usando a deriva do JRI, observam-se algumas diferenças. Durante as horas da noite não existem diferenças significativas entre as simulações de foF2 e hmF2 de cada uma das derivas, pois as 3 derivas (JRI, IEF1 e IEF2) representam condições calmas. Para foF2, entre 11-14 UT, também não existem diferenças nas simulações. Mas, entre as 14-21 UT, IEF1 produz uma descida em foF2 discordando dos resultados da simulação com JRI e com os dados observados. Por outro lado, esta descida é pequena quando se usa IEF2, ficando mais próxima dos resultados com a simulação de JRI e das observações.

No caso de hmF2, durante a fase principal da tempestade, IEF1 e IEF2 produzem valores um pouco altos com respeito às simulações com JRI e as observações. Um pico muito grande centrado às 16 UT, que discorda das observações, é gerado por IEF1 devido aos altos picos da deriva nesta hora. Este pico é bastante menor quando se usa IEF2, ajustando-se mais às observações e à simulação com JRI.

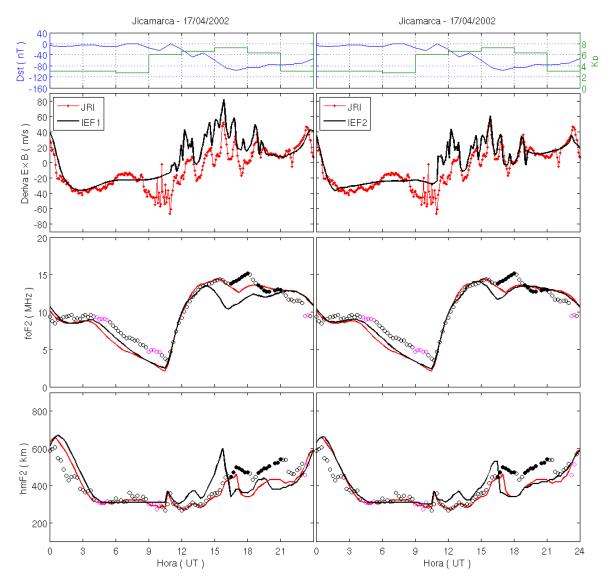


Figura 6.3 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva deduzida a partir de IEF (curva preta) com o método IEF1 (esquerda) e com o método IEF2 (direita) para Jicamarca durante o dia de tempestade 17/04/2002.

Os valores superestimados da deriva do modelo de Kelley e Retterer (IEF1) podem ser devidos à possível presença do dínamo ionosférico perturbado, obviamente devido ao vento neutro perturbado, o qual não está sendo considerado. Este dínamo perturbado poderia ajudar a diminuir estes valores de deriva. Em Retterer e Kelley (2010) obtém-se a deriva IEF1 considerando um modelo de deriva para condições perturbadas que inclui os efeitos do dínamo perturbado (FEJER; SCHERLIESS, 1997). Este modelo para condições perturbadas (F-S), é um modelo empírico basado nas medições de deriva de JRI, e correlacionado e parametrizado pelo índice AE. A deriva usando o modelo F-S para o dia de tempestade 17/04/2002, é mostrada na

Figura 6.4.

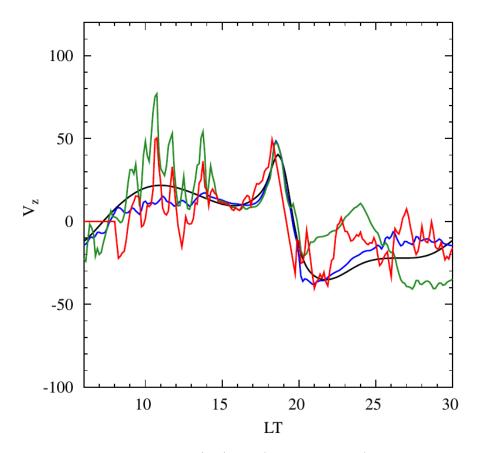


Figura 6.4 - Deriva para JI do dia 17/04/2002 (curva vermelha) comparada com outros modelos de deriva: o modelo para condições quietas S-F (curva preta), o modelo S-F mais o modelo para condições perturbadas F-S (curva azul), e o modelo S-F mais o modelo F-S mais o modelo de Kelley para campo elétrico de penetração (curva verde).

Fonte: Retterer e Kelley (2010).

Pode-se ver ainda que os picos da deriva (curva verde) com este modelo de condições perturbadas F-S são levemente menores que a deriva IEF1 (curva preta) do gráfico superior da Figura 6.2, eles continuam sendo muito altos em comparação com a deriva JRI.

Assim, podemos concluir que para o evento do 17/04/2002, a deriva deduzida a partir do IEF seria uma boa deriva substituta para JI, sendo o método IEF2 o mais eficiente.

Deriva deduzida para São Luís

Como não existem medições de deriva de radar para São Luís, calcula-se uma deriva subtraindo a variação calma (deriva F08) dos dados medidos pelo JRI durante a tempestade, e o resíduo resultante adiciona-se à variação calma de SL. Esta técnica baseia-se na suposição que é o campo elétrico de penetração da tempestade geomagnética que produz as oscilações na deriva equatorial e que o mesmo não sofra variação longitudinal significativa entre JI e SL. É importante ressaltar que tal metodologia possui limitações, pois os fenômenos associados à penetração de campos elétricos durante perturbações magnéticas são dependentes da hora local. A diferença em hora local entre Jicamarca e São Luís é de 2 horas. Tal diferença pode inviabilizar a aplicação do método em horários em torno ao pico de pre-reversão. As simulações usando esta deriva, da mesma forma que usando a deriva deduzida a partir do IEF com os métodos IEF1 e IEF2 para a estação de SL, são apresentadas na Figura 6.5.

Nos resultados das simulações, pode-se ver que a deriva deduzida para SL a partir dos dados do JRI (curva vermelha) reproduz bem as observações. As simulações de foF2 discordam nas horas da noite, mas estas discordâncias também são observadas quando se usa a deriva dos modelos calmos. Para as simulações de hmF2, uma diferença significativa é observada no horário do pico pre-reversão, entre 21-24 UT, onde a simulação apresenta valores mais altos (por até 150 km) que as observações. Pode ser que esta diferença tenha sido causada pela utilização da deriva de pré-reversão de Jicamarca. Conforme já mencionado anteriormente, este é um horário em que esta metodologia pode falhar.

Com respeito às derivas deduzidas a partir do IEF, novamente o método IEF2 mostra resultados mais próximos às observações que o método IEF1. Para foF2, nas horas da noite ambos os métodos mostram as mesmas discrepâncias em relação às observações que as obtidas quando se usa a deriva JRI, mas os modelos de deriva quieta seriam os responsáveis por estas diferenças. Durante as horas da tarde, as simulações com IEF1 produzem valores menores que com IEF2, afastando-se das observações.

Para hmF2, durante a fase principal da tempestade, a simulação com IEF1 apresenta 3 picos, que discordam das observações, enquanto IEF2 apresenta só 1 pico, o qual também não é observado. No horário do pico pre-reversão, a deriva do método IEF2 apresenta melhor resultado. O baixo pico na deriva, produzido por dh'F/dt, faz com que a simulação de hmF2 ajuste-se muito bem às observações, em contraste com a deriva deduzida a partir do JRI e pelo método IEF1.

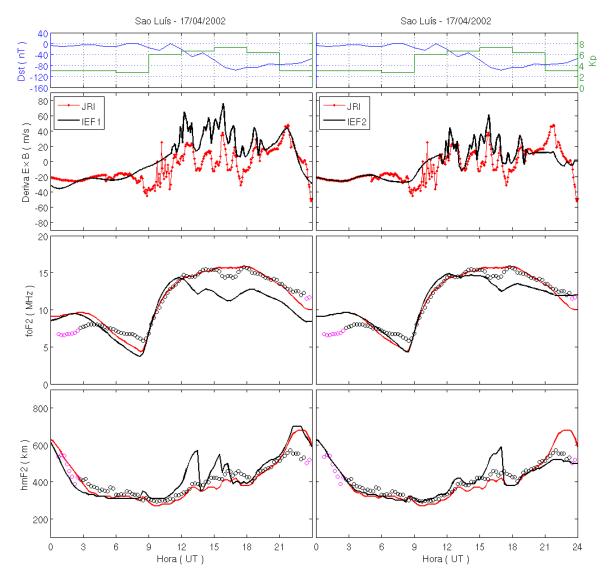


Figura 6.5 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva deduzida a partir de dados JRI (curva vermelha) e usando a deriva deduzida a partir de IEF (curva preta) com o método IEF1 (esquerda) e com o método IEF2 (direita) para São Luís durante o dia de tempestade 17/04/2002.

Em resumo, o método de deduzir uma deriva para SL a partir dos dados do JRI produziu bons resultados durante o evento do 17/04/2002, com exceção das horas do pico pre-reversão. Porém, o método IEF2, associado à deriva obtida a partir de dh'F/dt, mostrou-se eficiente também. Dessa forma, se não se tem medidas do JRI, uma boa aproximação para a deriva em SL é a deduzida a partir do IEF com o método IEF2.

Deriva deduzida a partir de medições de magnetômetros

Para a tempestade de 17/04/2002 existem derivas deduzidas a partir de medições de magnetômetros (Δ H) para JI. Com estes dados, juntamente com dh'F/dt e F08 constroe-se a deriva Δ H*, tal como foi feito na Seção 5.3, só que agora para períodos perturbados; dh'F/dt é considerado sempre que a altitude seja maior que 300 km. A deriva Δ H* construída para este dia de tempestade é apresentada na Figura 6.6.

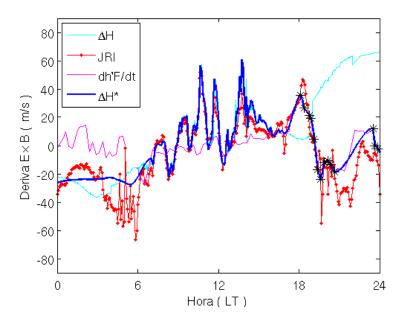


Figura 6.6 - Comparação entre a deriva JRI (curva vermelha) e a deriva ΔH^* (curva azul escuro), construída com deriva deduzida a partir de medidas de magnetômetros (curva azul claro), dados de dh'F/dt (curva magenta) e valores do modelo F08 para JI durante o dia de tempestade 17/04/2002.

Na Figura 6.6 observa-se que a deriva ΔH^* ajusta-se bastante bem à deriva medida pelo JRI, sobretudo durante as horas do dia e do pico pre-reversão. Isto deve-se à boa correlação entre ΔH e JRI durante 07-17 LT e aos dados dh'F/dt nas horas do pico, tal como foi visto nas simulações dos dias calmos.

As simulações de fo F2 e hm
F2 para JI usando a deriva ΔH^* durante o dia de tempestade
 17/04/2002são apresentadas na Figura 6.7.

Como é esperado, as simulações usando a deriva ΔH^* comportam-se de maneira similar a quando se usa a deriva medida pelo JRI. Pode-se ver que as diferenças nas derivas durante a noite não geram diferenças significativas nas simulações.

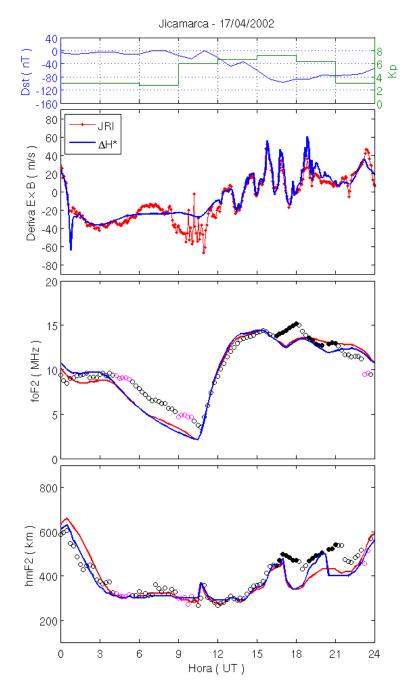


Figura 6.7 - Simulações de fo F2 e hm
F2 usando a deriva ΔH^* (curva azul) para JI durante o dia de tempe
stade 17/04/2002.

Interessante seria construir a deriva ΔH^* para SL com dados deduzidos a partir de magnetômetros de sua longitude e com dados de dh'F/dt, mas estes dados de magnetômetros não estão disponíveis para os eventos analisados.

Outro método seria deduzir a deriva para SL a partir dos dados de ΔH de JI da mesma forma que se fez na seção anterior, isto é, subtraindo a deriva calma de JI e

adicionar o resíduo à deriva calma de SL, colocando dh'F/dt nas horas do pico prereversão. Mas devido às similaridades das derivas ΔH^* e JRI, os resultados seriam quase os mesmos aos obtidos nas simulações com a deriva para SL deduzida de dados JRI (curva vermelha da Figura 6.5).

Assim, de todos os resultados obtidos, conclui-se que a deriva ΔH^* é a melhor deriva substituta de JRI para a tempestade do dia 17/04/2002.

6.2.2 Simulações da tempestade geomagnética de 9-10 de Novembro de 2004

Como falou-se anteriormente, para a tempestade geomagnética de 7-10 de Novembro de 2004 existem medições de deriva JRI para os dias 9 e 10. As simulações de foF2 e hmF2 para JI usando a deriva medida pelo JRI durante estes dias são apresentadas na Figura 6.8. Como existem medições do JRI somente a partir das 12 UT do dia 9, completa-se os horários sem dados com a deriva quieta F08.

Em alguns horários as simulações com a deriva JRI são relativamente boas quando comparam-se com as observações durante os 2 dias. No dia 9, antes das 12 UT, as discordâncias entre simulações e observações, em foF2 e hmF2, devem-se a que se considera uma deriva quieta onde deveria ter uma deriva perturbada, pois os dias anteriores eram perturbados.

Durante as horas do dia (do dia 9), a simulação de foF2 acompanha as oscilações das observações, mas com amplitude menor. Por outro lado, a simulação de hmF2 ajusta-se bem às observações nestas horas, portanto, pode-se supor que os altos valores de foF2 devem ser produto dos efeitos de ventos neutros perturbados.

O grande pico na deriva, ao redor das 20 UT, produz uma forte subida da camada, junto com formação de camadas-F3 (círculos sólidos pretos), a qual foi reproduzida de forma excelente pela simulação.

Durante os horários do pico pre-reversão, o qual foi fortemente inibido nesta noite, a simulação de foF2 produz amplitudes menores que as observações, da mesma forma que antes do grande pico das 20 UT. No entanto, a simulação de hmF2 nestas horas é coerente com as observações.

No dia 10 existe um período de ausência de observações na digisonda, entre 04-13 UT. A simulação de foF2 durante estas horas mostra valores decrescentes até o amanhecer, alcançando valores muito baixos. Por outro lado, a simulação de hmF2

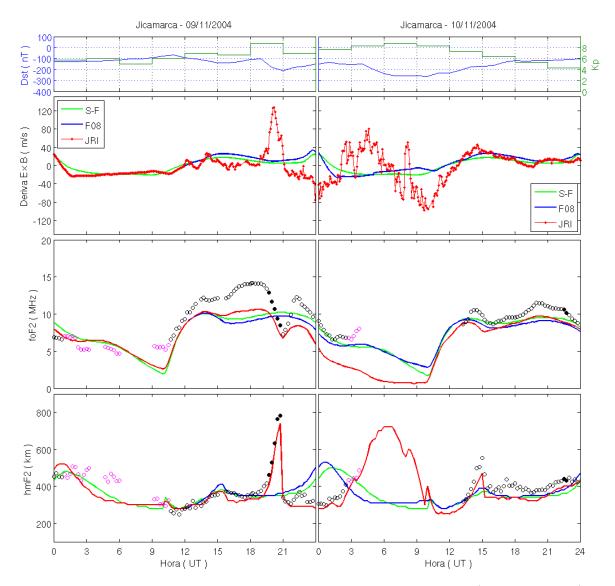


Figura 6.8 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva medida JRI (curva vermelha) durante os dias de tempestade 9 (esquerda) e 10 (direita) de Novembro de 2004 para Jicamarca.

mostra valores crescentes até às 06 UT, e depois decrescentes até o amanhecer, seguindo a forma da deriva. Apesar da falta de dados, este comportamento parece ser consistente com as observações, pois os últimos dados observados apresentam uma tendência de subida da camada.

Para as horas do dia (do dia 10), as simulações de foF2 e hmF2 ficam próximas das observações, aproximando-se também das simulações que usam deriva de períodos quietos.

Em resumo, o modelo SUPIM-INPE respondeu adequadamente simulando os pa-

râmetros foF2 e hmF2 para JI quando se usa a deriva medida pelo JRI durante a tempestade de 9-10 de Novembro de 2004. Durante as horas do dia, foF2 simulado apresenta uma amplitude menor com respeito às observações, possivelmente devido a ventos perturbados, e pela ausência de medidas de deriva na madrugada do dia 9 e do dia anterior.

Deriva deduzida a partir de IEF

Tal como foi deduzida a deriva para a tempestade do 17/04/2002, obtém-se a deriva a partir do IEF com os métodos IEF1 e IEF2 para o dia 9 de Novembro. Como as condições perturbadas já existiam anteriormente, devido a outra tempestade, coloca-se a deriva IEF desde as 00 LT. A Figura 6.9 mostra estas derivas, seguindo o método de Kelley, IEF1 (superior) e seguindo o método de superposição direta, IEF2 (inferior) para JI durante o dia 09/11/2004.

Comparando as derivas dos dois métodos com a deriva medida pelo JRI, novamente pode-se ver que, durante as horas do dia, a deriva IEF1 é superestimada com respeito à deriva JRI; a deriva IEF2 é menor que IEF1, aproximando-se mais da deriva JRI. O pico de deriva às 15 LT (20 UT) fica levemente menor com IEF2 que com IEF1, mas ambos são menores, aproximadamente em 20-30 m/s, que o pico em JRI.

Durante as horas do pico pre-reversão, nenhum dos modelos de IEF conseguiu reproduzir as medições pelo JRI. O método IEF1 produz um pico (gerado por adicionar a deriva quieta) que é oposto à descida nas medições. Por outro lado, nestas horas para IEF2 não existem dados de dh'F/dt para alturas superiores a 300 km para completar a deriva. Retterer e Kelley (2010) sugerem que esta descida observada nos dados do JRI é um pico pre-reversão para baixo, produzido por um contra-eletrojato equatorial (CEJ). Pode-se ver que dh'F/dt obtido de altitudes menores que 300 km (curva magenta), ainda que não são coincidentes com JRI, parecem mostrar as mesmas oscilações.

Durante a noite, depois do horário do pico pre-reversão, IEF2 coincide com os dados dh'F/dt de alturas superiores a 300 km (asteriscos pretos), por isso, não foi necessário incluí-los na deriva.

A deriva com o método IEF1 deveria ser a mesma obtida de Kelley e Retterer (2008) apresentada na Figura 3.1 (curva verde), mas existem algumas pequenas diferenças entre elas. Isto pode ser devido à origem dos dados de IEF, pois eles trabalham diretamente com os dados fornecidos pelo satélite ACE para fazer os cálculos de

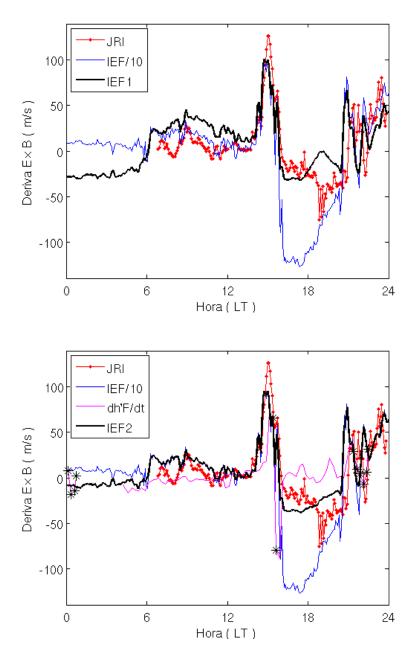


Figura 6.9 - Comparação entre a deriva medida pelo JRI (curva vermelha) e as derivas deduzidas a partir do IEF (curva preta), seguindo o método IEF1 (acima) e o método IEF2 (abaixo) para JI durante o dia de tempestade 09/11/2004.

IEF, enquanto que nós trabalhamos com o IEF já calculado e disponibilizado em http://omniweb.gsfc.nasa.gov/.

As simulações de foF2 e hmF2 usando as derivas deduzidas a partir do IEF, mostradas anteriormente, são apresentadas na Figura 6.10.

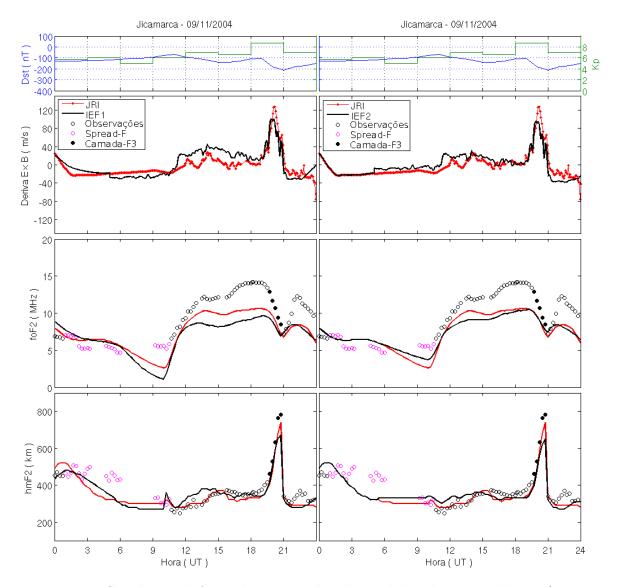


Figura 6.10 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva deduzida a partir do IEF (curva preta), com o método IEF1 (esquerda) e com o método IEF2 (direita) para Jicamarca durante o dia de tempestade 09/11/2004.

Os resultados obtidos mostram coerência entre as simulações e as observações de hmF2. Comparando as simulações pelos dois métodos de IEF, as diferenças são pequenas, sendo as simulações com IEF2, em geral, as mais próximas às simulações com a deriva pelo JRI. Porém, IEF2 mostra as mesmas deficiências das simulações com JRI: menor amplitude de foF2 durante o dia e discordâncias durante as horas da noite e do pico pre-reversão com respeito às observações. No horário do grande pico das 20 UT, a amplitude da simulação de hmF2 usando IEF2 é quase idêntica à amplitude usando IEF1, sendo que ambas subestimaram a elevação da camada.

Para efeitos práticos, durante a tempestade do 09/11/2004, as simulações usando a

deriva deduzida a partir do IEF com o método IEF2 produziu melhores resultados do que com IEF1, da mesma forma que para o evento anterior.

Deriva deduzida para São Luís

Da mesma forma que para o evento anterior, obtém-se a deriva para SL deduzida dos dados de deriva do JRI e a deriva deduzida a partir do IEF com os métodos IEF1 e IEF2. As simulações para SL com estas derivas são mostradas na Figura 6.11.

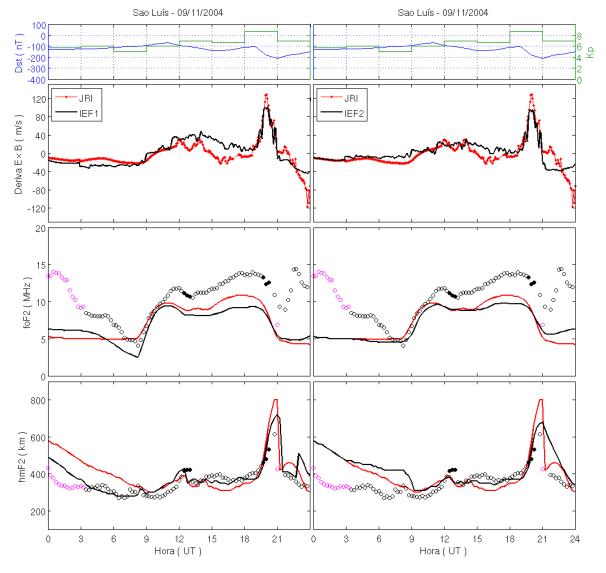


Figura 6.11 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva deduzida a partir de IEF (curva preta), com o método IEF1 (esquerda) e com o método IEF2 (direita), e usando a deriva deduzida a partir dos dados do JRI para São Luís (curva vermelha) durante o dia de tempestade 09/11/2004.

Pode-se ver que durante as horas da noite existem grandes discordâncias entre as simulações utilizando os vários modelos de derivas e as observações, tanto para foF2 como para hmF2. Isto deve-se a que as condições do dia anterior estavam perturbadas, e portanto, a deriva quieta utilizada para estes períodos não está adequada.

Durante as horas do dia, antes do pico pre-reversão, as simulações para hmF2 são um pouco mais coerentes com as observações. As simulações de foF2 são menores que as observações, similarmente ao que ocorreu com as simulações para JI, mas as curvas seguem as oscilações das observações. A simulação de foF2 usando IEF1 é menor que usando IEF2, e a simulação usando IEF2 é levemente menor que usando JRI, aproximando-se às observações mais que com IEF1.

Para as simulações de hmF2, a coerência entre simulações e observações não é muito boa nas primeiras horas do dia. Mas, durante o pico da deriva às 20 UT, as simulações mostram uma subida da camada bastante simular às observações; as simulações com a deriva JRI mostram valores superestimados com respeito às observações, mas com os modelos deduzidos de IEF a amplitude do pico em hmF2 é menor ficando mais próximo às observações.

Durante os horários de ocorrência do pico pre-reversão, nenhum modelo de deriva conseguiu simular corretamente as observações de foF2 e hmF2.

Em resumo, durante o dia de tempestade 09/11/2004, as simulações para SL com as derivas deduzidas a partir de JRI e IEF não produzem bons resultados durante a noite e nos horários do pico pre-reversão, mas são coerentes durante o dia, portanto é necessário investigar uma deriva mais representativa dos horários noturnos. É relevante destacar que, para JI, não foi encontrado tais discrepâncias, porém, a deriva era confiável.

Deriva deduzida a partir de medições de magnetômetros

Durante esta tempestade existem dados de deriva deduzidos de magnetômetros, com os quais constroe-se a deriva ΔH^* , a qual é apresentada na Figura 6.12.

A Figura mostra que, durante o dia, há uma excelente correlação entre a deriva obtida a partir de ΔH e a deriva obtida a partir do JRI. Os valores de deriva obtidos a partir de dh'F/dt quando a altura é maior que 300 km (asteriscos pretos), depois das 21 LT, coincidem com as medições do JRI. A falha de dados entre 17-21 LT é completada com uma interpolação cúbica, mas esta não mostra proximidade com as derivas obtidas pelo JRI. Pode ser observado que existe um valor de dh'F/dt

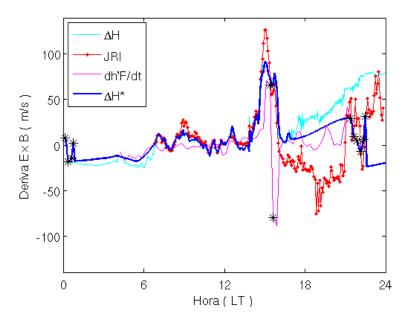


Figura 6.12 - Comparação entre a deriva do JRI (curva vermelha) e a deriva ΔH^* (curva azul escuro), construída com dados de deriva deduzida a partir de medidas de magnetômetros (curva azul claro), dh'F/dt (curva magenta) e dados do modelo F08 para JI durante o dia de tempestade 09/11/2004.

correspondente a uma altura superior a 300 km, perto das 16 LT, o qual não é considerado para a construção de ΔH^* , isto devido a que neste horário é priorizado o ΔH .

Observa-se que as curvas de ΔH e dh'F/dt parecem ter certa coerência, entre as 04-07 LT, período de tempo que não está dentro do critério para usar ΔH . Talvez, durante condições perturbadas, ΔH poderia ser usado para um período de tempo mais estendido. Por outro lado, dh'F/dt nestas horas não é uma deriva sólida, pode ser só um efeito aparente devido ao amanhecer. Esta aparente coerência entre ΔH e dh'F/dt não é observada depois das 17 LT.

Na Figura 6.13 apresentam-se as simulações de foF2 e hmF2 com a deriva ΔH^* para JI durante o dia 09/11/2004. Pode-se ver que as simulações de hmF2 durante as horas da noite melhoraram com respeito às observações, devido aos valores da deriva fornecidos por dh'F/dt depois do horário de pico pre-reversão do dia anterior. As simulações de foF2 e hmF2 com ΔH^* são coerentes durante o dia, respondendo de maneira similar a quando se usa a deriva JRI. Por este motivo, deduzir uma deriva para SL a partir de dados ΔH de JI, produziria os mesmos resultados que a deriva para SL deduzida de dados de JRI. Por tanto esta simulação não será testada.

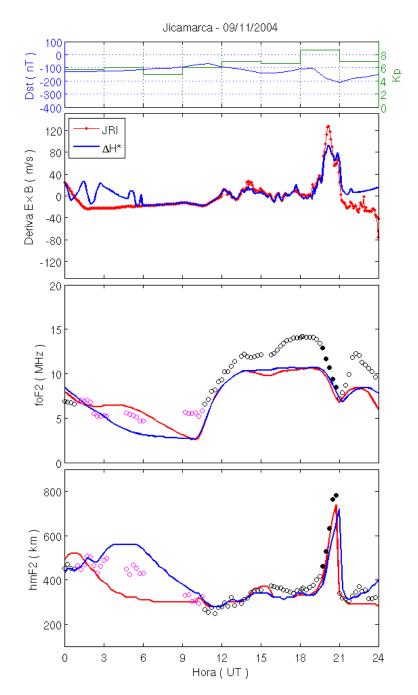


Figura 6.13 - Simulações de fo F2 e hm
F2 usando a deriva ΔH^* para Jicamarca durante o dia de tempe
stade 09/11/2004.

Assim, novamente comparando os resultados obtidos com todas as derivas alternativas usadas, a deriva ΔH^* resultou ser a melhor deriva substituta para JI no caso de não haver medições de deriva pelo JRI.

6.3 Simulações de tempestades sem deriva medida pelo JRI

Nesta seção, realizam-se as simulações para eventos para os quais não existe deriva medida pelo JRI. Para as simulações serão utilizadas outras derivas deduzidas de modelos alternativos, como foi feito na seção anterior. Assim, procede-se a trabalhar com o evento do 29 de Outubro de 2003 e com os dias 7 e 8 da tempestade de 7-10 de Novembro do 2004.

6.3.1 Simulações da tempestade geomagnética de 29 de Outubro de 2003

Obtém-se a deriva deduzida a partir dos dados do IEF para JI com os métodos IEF1 e IEF2 para o dia de tempestade 29/10/2003. Como não existem dados de velocidade do vento solar, devido à saturação dos instrumentos, mas tem-se dados de IMF do satélite ACE, calcula-se IEF usando uma velocidade de vento solar médio de 1000 km/s, tal como foi mencionado na Seção 3.3. As simulações de foF2 e hmF2 com estas derivas são apresentadas na Figura 6.14.

Em geral, as simulações resultantes com estas derivas são relativamente boas quando comparadas com as observações. Pode ser observado nas derivas verticais deduzidas a partir de IEF (quadro superior da Figura 6.14) que existe uma brusca descida perto das 06 UT e uma brusca subida às 18:30 UT, as quais são produzidas pelo campo elétrico de penetração. Porém foF2 responde em sentido oposto.

Ao comparar ambos os métodos de deriva, as simulações com IEF1 são mais coerentes com as observações, em contraste com os casos anteriores. Durante as horas da noite, antes da tempestade, as simulações com o método IEF2 são favorecidas por usar a deriva quieta F08 em lugar de S-F como é o critério para IEF1. No começo da tempestade, a forte variabilidade de IEF, produz, com o método IEF1, valores muito baixos de foF2 e um pico em hmF2 no amanhecer, os quais coincidem com as observações. Com a deriva do método IEF2 estas características não são bem reproduzidas.

Durante o dia, as simulações com IEF1 seguem sendo melhor. Em foF2 ambos os métodos comportam-se de maneira similar, mas em hmF2 as observações são melhor representadas pela simulação com IEF1. Nas observações de foF2 existem algumas oscilações que podem ser devidas a ventos perturbados. Elas serão analisadas no capítulo seguinte.

O alto valor de deriva, depois das 18 UT, presente em ambos os métodos, produz 2 picos nas simulações de hmF2, os quais são observados nos dados de digisonda

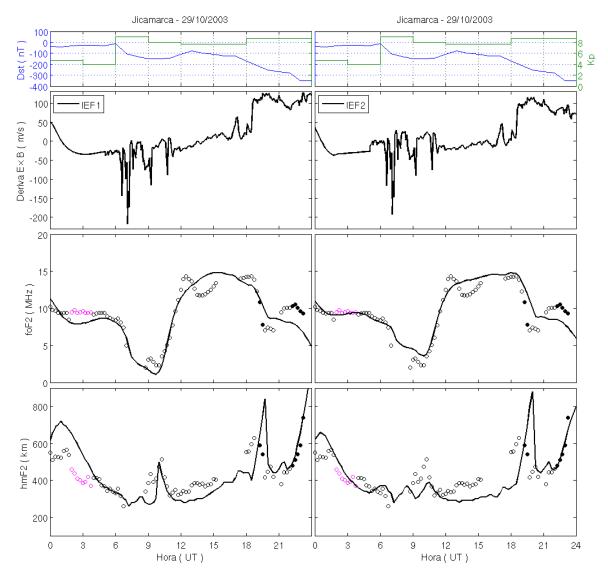


Figura 6.14 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva deduzida a partir do IEF (curva preta), com os métodos IEF1 (esquerda) e IEF2 (direita) para Jicamarca durante o dia de tempestade 29/10/2003.

gerando camadas-F3 (círculos sólidos pretos), mas com uma amplitude menor. Pode ser que a deriva realmente não seja tão alta nestas horas, pois os método não incluem os efeitos do dínamo perturbado. Nestas horas também existem discordâncias entre as simulações de foF2 e as observações.

A seguir, deduz-se as derivas a partir de IEF para SL com os métodos IEF1 e IEF2. As simulações de foF2 e hmF2 usando estas derivas são apresentadas na Figura 6.15.

Pode-se ver que, para SL, as simulações com IEF comportam-se de forma similar que para JI. As simulações usando a deriva com o método IEF1 são melhores com

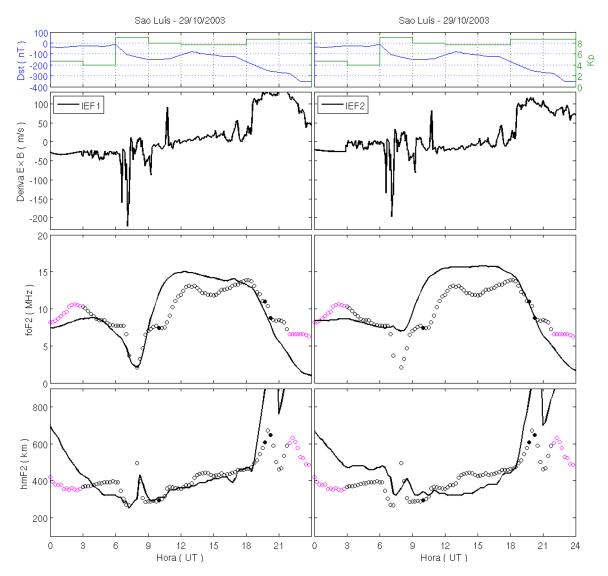


Figura 6.15 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva deduzida a partir do IEF (curva preta), com os métodos IEF1 (esquerda) e IEF2 (direita) para São Luís durante o dia de tempestade 29/10/2003.

respeito às observações que com IEF2. Antes do início da tempestade os modelos de deriva quieta não conseguem reproduzir as observações. Isto pode ser devido a que, antes do início da tempestade (antes das 06 UT), as condições geomagnéticas já se encontram perturbadas ($Kp \ge 4$).

No começo da tempestade, entre as 06-09 UT, as observações mostram as mesmas caraterísticas de JI para estas horas: uma forte diminuição de foF2 e uma subida da camada em hmF2 antes do amanhecer, as quais foram reproduzidos só pela deriva com o método IEF1. A deriva IEF2 não mostra a diminuição de foF2 pois a camada não baixou o suficiente e, portanto, as perdas por recombinação foram menores.

Durante o dia, as simulações de foF2 e hmF2 com o método IEF1 reproduzem melhor as observações do que com IEF2, mas nenhuma consegue reproduzir as oscilações observadas em foF2, as quais podem ser atribuídas a outros efeitos dinâmicos.

No horário do grande pico na deriva, depois das 18 UT, novamente as simulações produzem 2 picos em hmF2, mas com amplitude muito mais elevada que as observações, fazendo com que o modelo SUPIM-INPE não responda bem nestas horas.

As simulações com o método IEF1 obtidas para SL durante as horas do começo da tempestade são consistentes com as simulações obtidas em Batista et al. (2006). Estas simulações, também feitas com o SUPIM, podem ser vistas na Figura 6.16.

Para as simulações em Batista et al. (2006), os autores consideram uma perturbação na deriva quieta do modelo S-F, que consiste num decréscimo de pouco menos de -120 m/s entre as 07-08 UT, tal como mostra-se no quadro superior da Figura 6.16. Esta perturbação negativa seria equivalente à deriva negativa de IEF1 nessas horas (gráfico da esquerda da Figura 6.15). As simulações de foF2 de ambas derivas reproduzem bem a forte descida das observações, mas não a oscilação seguinte, em torno das 10 UT.

Anteriormente, fez-se um teste com a deriva de Batista et al. (2006), adicionando um pico positivo, de mesma amplitude do negativo, centrado às 10 UT, simulando uma condição de overshielding depois de uma undershielding (ver Figura A.2 do Anexo A). O propósito deste teste foi tentar reproduzir a segunda oscilação de foF2 às 10 UT. As simulações obtidas mostraram alguma melhora em foF2, reproduzindo essa segunda oscilação, mas esta gerou grandes discordâncias em hmF2. É mais provável que esta oscilação deve-se a outros efeitos dinâmicos, os quais serão investigados no Capítulo 7.

Para o dia 29/10/2003 existem dados de deriva deduzida a partir de medidas de magnetômetros com os quais constroe-se a deriva ΔH^* . Esta deriva é apresentada na Figura 6.17.

Pode-se ver que os fortes picos de deriva em ΔH às 12 LT (17 UT) e depois das 13 LT (18 UT) coincidem em horário e amplitude com os observados nas derivas deduzidas a partir do IEF. O pico depois das 13 LT, neste caso vai ser atenuado às 18 LT devido aos dados dh'F/dt (asteriscos pretos). Os asteriscos das \sim 05:30 LT poderia ser um efeito aparente e não deriva, devido que ocorre durante o amanhecer do dia.

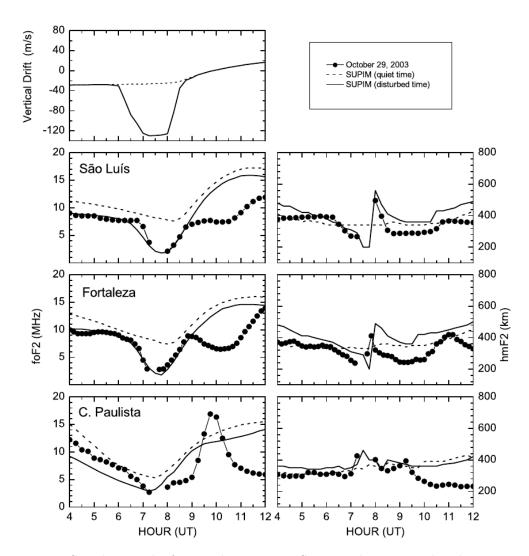


Figura 6.16 - Simulações de foF2 e hmF2 com SUPIM durante o dia de tempestade 29/10/2003 para SL, FZ e CP. As curvas tracejadas representam os valores de referência para um dia quieto, as curvas contínuas representam as simulações e os pontos pretos os valores observados.

Fonte: Batista et al. (2006).

Observa-se que nas horas da noite, ΔH apresenta um mínimo às 02 LT (07 UT) o qual poderia perfeitamente ser o mesmo observado na penetração de IEF e o usado em Batista et al. (2006), mas este não foi incluído devido às restrições de horário para o uso de ΔH . Novamente se vê que, durante condições perturbadas, ΔH poderia ser usado em horários diferentes daqueles convencionados, ou seja, antes das 07 LT, mas para ΔH serão considerados os mesmos intervalos usados anteriormente.

As simulações de foF2 e hmF2 para JI usando a deriva construída ΔH^* da Figura 6.17, são apresentadas na Figura 6.18.

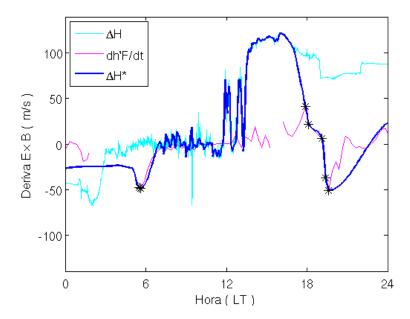


Figura 6.17 - Deriva ΔH^* (curva azul escuro) construída com dados de deriva deduzida a partir de medidas de magnetômetros (curva azul claro), dh'F/dt (curva magenta) e dados do modelo F08 para JI durante o dia de tempestade 29/10/2003.

Nas simulações pode-se ver alguns resultados similares àqueles encontrados quando se usou a deriva deduzida a partir do IEF para JI. Nas horas da noite, a inclusão de dh'F/dt não gerou efeito em foF2, mas sim em hmF2, produzindo as mesmas oscilações observadas, mas com amplitude maior.

Como a deriva ΔH^* não apresenta o mínimo das 06-07 UT, observado em IEF, as simulações não reproduziram a diminuição da altura da camada por volta de 06 UT e, portanto, foF2 permaneceu mais alto que as observações. Estas características poderiam ter sido conseguidas considerando para ΔH^* o mínimo de ΔH das 02 LT.

Durante o dia, as simulações de foF2 e hmF2 comportam-se como quando usouse a deriva IEF1. No horário do pico depois das 18 UT, as simulações de hmF2 mostraram o primeiro pico das observações (19 UT), mas anularam o segundo pico observado (23 UT). Pode ser que o grande pico da deriva, entre 18-24 UT, observado em Δ H e nas derivas deduzidas a partir de IEF fosse o correto, pois são coerentes entre si e originam os dois picos observados em hmF2, em contraste com dh'F/dt(de Δ H*) que anula o segundo pico.

Existem medições de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ do satélite ROCSAT-1 para este dia de tempestade apresentadas em Lin et al. (2005). As medições, em intervalos de 97 min,

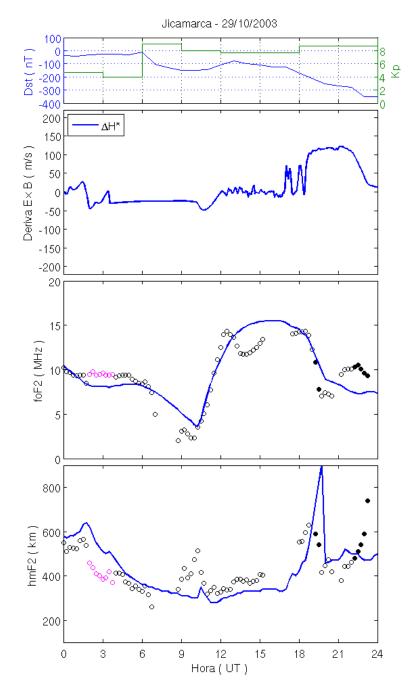


Figura 6.18 - Simulações de fo F2 e hm
F2 usando a deriva ΔH^* (curva azul) para Jicamarca durante o dia de tempesta
de 29/10/2003.

são feitas a uma altitude de 600 km, as quais, usando uma relação de dependência com R (distancia geocêntrica do apex da linha de campo magnético), são mapeadas para uma altitude de 300 km (região-F) no equador magnético, e para a longitude geográfica de 70°O (Jicamarca, 76.8°O). Estas medições são mostradas na Figura 6.19

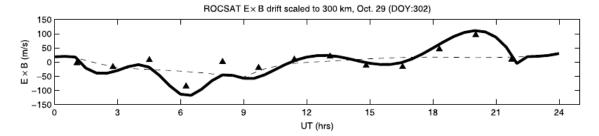


Figura 6.19 - Medições de deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ no equador magnético mapeados para uma altura de 300 km e 70°O de longitude geográfica. A linha tracejada corresponde à deriva do dia anterior à tempestade, os triângulos correspondem às medições derivadas do satélite ROCSAT-1, e a linha contínua à soma da linha tracejada e da interpolação spline-cubic dos triângulos.

Fonte: Lin et al. (2005).

Comparando os valores de deriva do satélite ROCSAT-1 (triângulos pretos) com os valores da deriva IEF1 e ΔH^* , podemos achar coerências em alguns horários. Por exemplo, o mínimo de -100 m/s apresentado pela deriva do ROCSAT-1 às 06-07 UT, concorda com os mínimos na deriva IEF1 e na deriva de Batista et al. (2006) nestas horas; também, o máximo de 100 m/s apresentado pela deriva do ROCSAT-1 às 20 UT, concorda com os máximos nas derivas IEF1 e ΔH^* nestas horas. As derivas entre este mínimo e o máximo têm valores entre -50 e 50 m/s, sendo consistentes com a deriva IEF1.

O valor da deriva do ROCSAT-1 das 22 UT discorda da deriva IEF1, mas seria consistente com a deriva ΔH^* , isto nos ajuda a entender as diferenças entre estas derivas, nestas horas.

A linha contínua da Figura 6.19 corresponde à soma da deriva quieta do dia anterior da tempestade do modelo TIEGCM (linha tracejada) e da interpolação spline-cubic dos dados medidos pelo ROCSAT-1 (triângulos). Mas, ainda que as medições (triângulos) sejam coerentes com as outras derivas, a linha contínua não é a adequada, pois as oscilações das derivas em períodos perturbados caraterizam-se por serem bruscas e não suavizadas.

A fim de conseguir melhores resultados durante as horas da tarde para SL, altera-se o critério para determinar a deriva. Considera-se que apenas durante os primeiros instantes de B_z negativo, a penetração de campo elétrico perturbado é eficiente. Portanto, a ionosfera é afetada somente durante curtos períodos de tempo quando muda o sinal da componente do campo magnético B_z .

Como o modelo que melhor respondeu às observações foi IEF1, usa-se este até a hora do grande pico, seguido por um pico menor na deriva o qual considera só 5% de eficiência de IEF, imediatamente completa-se com dados de dh'F/dt para as horas do pico pre-reversão quando, excepcionalmente, as alturas são maiores que 290 km. Esta nova deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$, modificada a partir de IEF1, e as simulações resultantes, são apresentadas na Figura 6.20.

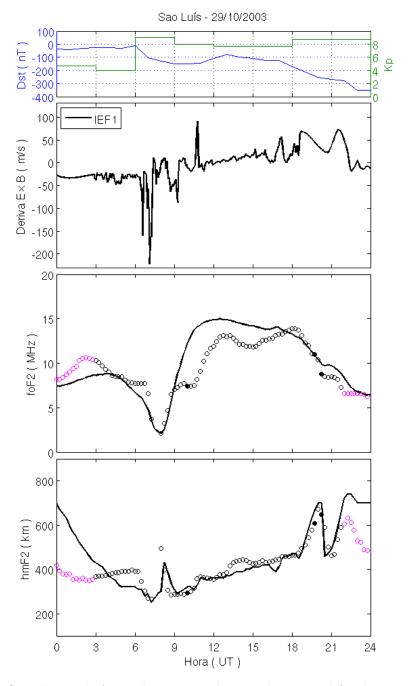


Figura 6.20 - Simulações de fo F2 e hm
F2 usando uma deriva modificada a partir da deriva IEF1 (curva preta) para SL durante o dia de tempe
stade 29/10/2003.

Na Figura 6.20 pode ser visto que as simulações depois das 18 UT melhoram notavelmente se compararmos com as simulações da Figura 6.15. Depois deste horário, as simulações de foF2 concordam bem com as observações, e as simulações de hmF2 reproduzem os dois picos dos dados observados.

Em resumo, o dia de tempestade 29/10/2003 foi bem reproduzido nas simulações quando usou-se a deriva deduzida a partir de IEF, com método IEF1; a deriva dh'F/dt forneceu informação importante nas horas do pico pre-reversão; e ΔH^* poderia ser melhorada nas horas da noite. Assim, para esta tempestade, onde não se tinha derivas medidas pelo JRI, estas foram boas alternativas para as simulações.

6.3.2 Simulações da tempestade geomagnética de 7-8 de Novembro de 2004

Para os dias 7 e 8 de Novembro de 2004 constroem-se as derivas ΔH^* a partir dos dados deduzidos de medidas de magnetômetros como tem-se feito antes. Estas derivas são apresentadas na Figura 6.21.

Pode-se ver que a deriva do dia 7 (quadro superior da Figura 6.21) apresenta oscilações durante o dia, produto do começo da tempestade. Durante as horas do pico pre-reversão e da noite do dia 7 para o dia 8 a deriva dh'F/dt pôde ser utilizada pois os valores de altura eram superiores a 300 km, o mesmo ocorrendo durante as horas do pico pre-reversão do dia 8. As simulações com estas derivas são mostradas na Figura 6.22.

Durante o dia 7 faltam observações no intervalo 01-07 UT, por isso não é possível saber se o modelo quieto ajusta-se bem às observações antes do começo da tempestade. Durante as horas da tarde e do pico pre-reversão, as observações de foF2 sempre são maiores que as simulações, tal como ocorreu em outros dias de tempestade. As simulações de hmF2 reproduzem bem o comportamento das observações, com exceção das horas do pico pre-reversão, onde os valores simulados são maiores que os observados.

Durante o dia 8, as oscilações da deriva nos horários antes do amanhecer, produzidas pelos dados dh'F/dt, não mostram coerência entre simulações e observações de foF2 e hmF2. Durante as horas do dia, também existem discordâncias entre simulações e observações, indicando que o ΔH está bastante subestimado. Comunicação pessoal com o responsável pelos dados de ΔH do JRO (Percy Condor), indica que os dados de ΔH acham-se subestimados no dia de tempestade 08/11/2004 pois o nível de

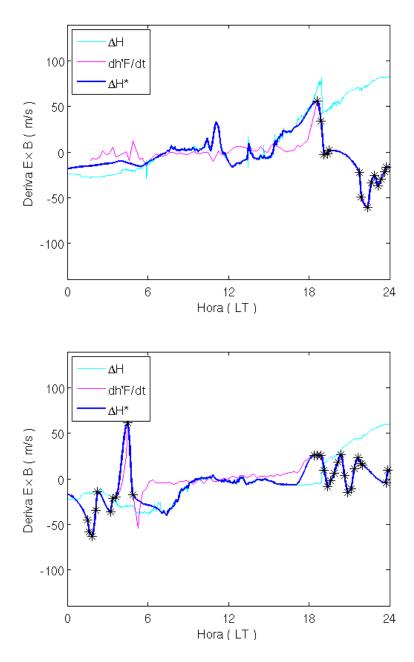


Figura 6.21 - Derivas ΔH^* (curva azul escuro) construídas com dados de deriva deduzida a partir de medidas de magnetômetros (curva azul claro), dh'F/dt (curva magenta) e dados do modelo F08 para JI durante os dias de tempestade 7 (acima) e 8 (abaixo) de Novembro de 2004.

referência (03-07 UT) está mais negativo do que o normal. Estes valores geram deriva estimada menor que zero. Ele sugere corrigir os valores aumentando este nível para um valor mais real, uns 25 m/s aproximadamente (simulação não feita). Por outro lado, nestas horas são esperados estes baixos valores de referência de ΔH , isto devido à polaridade do campo elétrico de penetração (ver Figura 3.6).

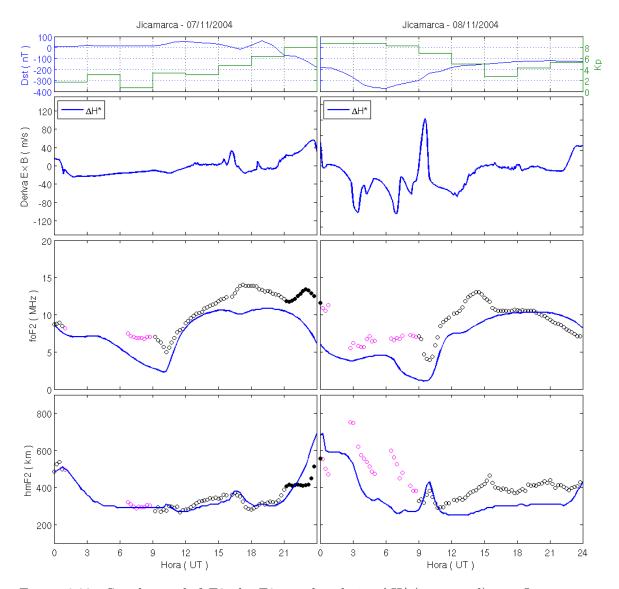


Figura 6.22 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva ΔH^* (curva azul) para Jicamarca durante os dias de tempestade 7 (esquerda) e 8 (direita) de Novembro de 2004.

Para comparar com estes resultados, obtém-se as derivas deduzidas do IEF com os métodos IEF1 e IEF2 para JI durante o dia de tempestade 07/11/2004. As simulações com estas derivas são apresentadas na Figura 6.23. Pode-se ver que as oscilações das derivas deduzidas do IEF parecem ser coerentes com as oscilações de ΔH^* (quadro superior da Figura 6.21). Se comparamos os resultados dos métodos IEF1 e IEF2, não existem muitas diferenças. O primeiro pico da deriva, perto das 16 UT, gera um decréscimo na simulação de foF2, o qual é maior em IEF1 que em IEF2, mas ele é oposto às observações, as quais apresentam um acréscimo nessas horas. Para as simulações de hmF2, ele gera um pico muito destacado quando se usa o método IEF1, e mais suave com IEF2, este último mais próximo às observa-

ções. Nas horas do pico pre-reversão, ambos os métodos geram simulações de grande amplitude, discordando das observações.

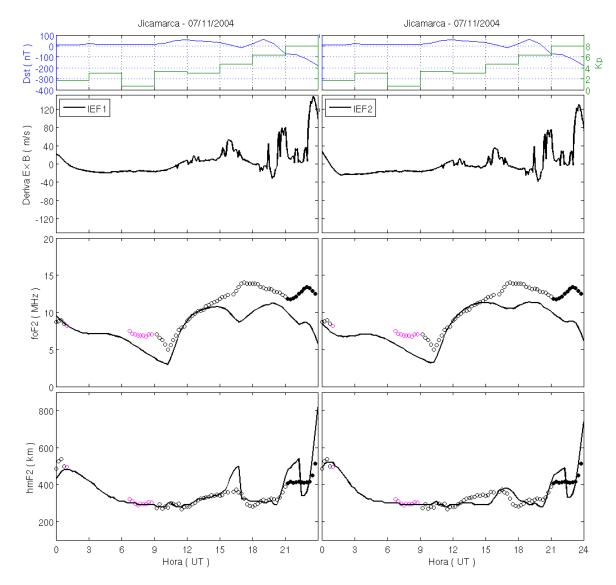


Figura 6.23 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva deduzida do IEF (curva preta), com os métodos IEF1 (esquerda) e IEF2 (direita) para JI durante o dia de tempestade 07/11/2004.

Em certo grau, as simulações com a deriva deduzida com o método IEF2 foram similares a quando se usou a deriva ΔH^* .

Existem medições de deriva feitas pelo radar JULIA do JRO para o dia 7 de Novembro. Como a disponibilidade temporal destes dados é de 07-16 LT, completa-se com o modelo F08 antes das 07 LT e com dados de dh'F/dt nas horas do pico pre-

reversão e depois do por do sol. A esta deriva construída, e representada na Figura 6.24, chamaremos JRJ*. Note-se que o vácuo de dados que existe entre 16-18 LT foi completado com deriva do modelo F08.

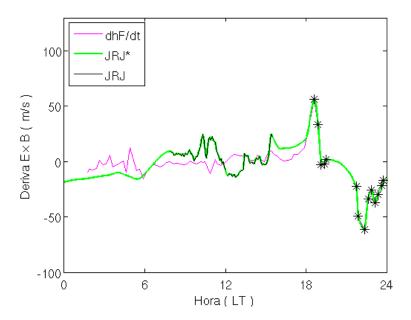


Figura 6.24 - Deriva JRJ* (curva verde) construída com dados deriva medida com o radar JULIA, dh'F/dt (curva magenta) e dados do modelo F08 para JI durante o dia de tempestade 07/11/2004.

Pode-se ver que as oscilações de JRJ* entre 07-16 LT são coerentes com as oscilações observadas na deriva deduzida de medidas de magnetômetros (gráfico superior na Figura 6.21) e com as oscilações de IEF (Figura 6.23), sugerindo que as simulações deveriam ser similares. As simulações com esta deriva JRJ* são apresentadas na Figura 6.25. As simulações em hmF2 melhoraram, reproduzindo quase perfeitamente as observações, produto da mudança no intervalo 16-18 LT (21-23 UT), e evitando assim, os altos valores de deriva Δ H e IEF nestas horas. Ao utilizar a deriva F08, a qual tem uma variação que acompanha a curva dh'F/dt (curva magenta), consegue-se reproduzir as observações de hmF2. No entanto as simulações de foF2 ficaram muito similares àquelas com Δ H* e IEF, e não simularam adequadamente as observações.

Assim, pode-se concluir, para o dia 07/11/2004, que as derivas JRJ* e Δ H* são as mais adequadas para substituir JRI, quando não tem-se medições JRI, sobretudo durante as horas do dia. As derivas dh'F/dt são ótimas durante as horas do pico

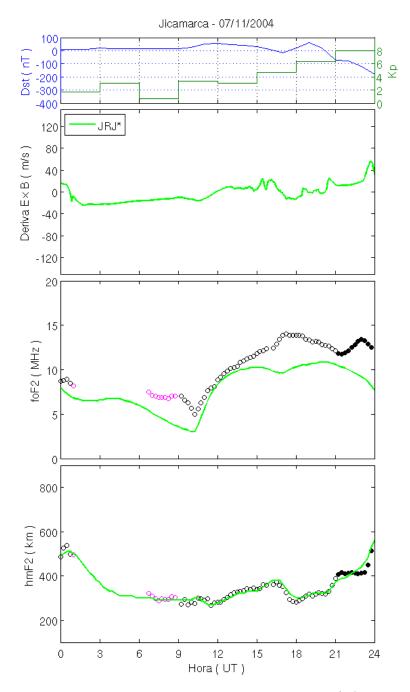


Figura 6.25 - Simulações de foF2 e hmF2 usando a deriva JRJ* (curva verde) para JI durante o dia de tempestade 07/11/2004.

pre-reversão, mas durante as horas da noite têm pouca confiabilidade, como foi o caso do dia 8. A deriva deduzida com IEF1 também é um boa substituta quando não se tem medições, mas em menor medida que as outras duas.

6.4 Resumo

Tem-se conseguido bons resultados nas simulações de foF2 e hmF2 usando os diferentes modelos de derivas $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$. Existe boa correlação entre alguns modelos de deriva e a deriva medida pelo JRI. As melhores derivas substitutas para eventos onde não existem deriva medida pelo JRI são ΔH^* e JRJ*, deixando como deriva secundária a deriva deduzida do IEF.

Durante períodos geomagneticamente perturbados, ΔH poderia ser usado por um período mais extenso que 07-17 LT, pois observou-se várias vezes a coerência deles com a deriva JRI fora destas horas, sobretudo antes das 07 LT, tal como podo ser visto nas Figuras 6.12 e 6.17.

Nas horas do pico pre-reversão a deriva dh'F/dt, obtida em alturas acima de 300 km, é a que melhor descreve o comportamento da ionosfera. Durante períodos geomagneticamente perturbados, dh'F/dt poderia ser usada em outros horários e não estar limitada a horários do pico pre-reversão e depois do pôr do sol, sempre e quando a altura é igual ou superior a 300 km (ABDU et al., 1981), exceto para o horário do nascer do sol, onde poderia estar superposta a efeitos aparentes de elevação da camada.

Entre os métodos de construção da deriva deduzida a partir do IEF, em alguns casos IEF1 é melhor e em outros IEF2, mas é IEF1 o que tem sentido físico em sua construção. Por outro lado, o que pode excluir a necessidade dos efeitos do dínamo ionosférico, como é o caso IEF2, seja os eventos com rápido desenvolvimento do dínamo perturbado, o qual anula os efeitos do dínamo normal.

O método em que a deriva do JRI foi utilizada para deduzir a deriva para outra estação, parece ser bastante coerente, com exceção das horas do pico pre-reversão, onde é melhor completar com dados de dh'F/dt.

Em geral, as simulações com SUPIM-INPE foram bastante coerentes quando usou-se as diferentes derivas para estações equatoriais durante períodos geomagneticamente perturbados, é preciso agora testar com os ventos perturbados.

7 RESULTADOS: Simulações com vento neutro perturbado

7.1 Introdução

Neste Capítulo serão apresentadas as simulações de foF2 e hmF2 considerando um vento neutro perturbado. Os efeitos do vento neutro são mais efetivos fora de latitudes equatoriais. Por este motivo primeiramente analisaremos os efeitos em uma estação de baixa latitude. Especificamente será estudada a estação de CP durante a tempestade do dia 29/10/2003.

Como dito anteriormente, para as simulações usa-se o fluxo solar ionizante do modelo EUVAC, enquanto que para a deriva vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ será usado o modelo de deriva que melhor reproduziu as observações das estações equatoriais (IEF1, veja Capítulo 6).

Cada Figura das simulações de foF2 e hmF2 com vento perturbado vai ter como referência as simulações usando a deriva vertical escolhida e o vento neutro fornecido pelo modelo HWM93.

7.2 Simulações com vento perturbado para o setor brasileiro

Apresenta-se a simulação de referência para a estação de CP na Figura 7.1. São usados o vento neutro HWM93 e a deriva vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ obtida segundo o modelo de Kelley (IEF1) utilizada para SL e modificada durante as horas da tarde para obter melhores resultados (Figura 6.20). Para comparar, também são mostradas as simulações com a deriva S-F (curva verde) e a deriva F08 (curva azul), ambas usando o vento neutro HWM93.

Ao comparar as três curvas, observa-se um comportamento similar entre elas, o que indica que as oscilações da deriva vertical IEF1 não afetam as simulações sobre CP, com exceção de depois das 19 UT onde estão presentes os dois grandes picos da deriva IEF1. Além disso, as observações de foF2 e hmF2 apresentam um comportamento bastante diferente da simulação, que nos indica que suas variações devem-se, principalmente, a ventos neutros perturbados.

Nos dados observados de CP, na Figura 7.1, as características que mais se destacam são um pico em foF2 centrado em torno de 10 UT, seguido por uma diminuição acentuada até às 12 UT, e uma descida rápida da camada depois das 09:15 UT observada nos dados de hmF2. Batista et al. (2006) simularam este evento (mostrado no quadro inferior da Figura 6.16), mas não conseguiram reproduzir estas características

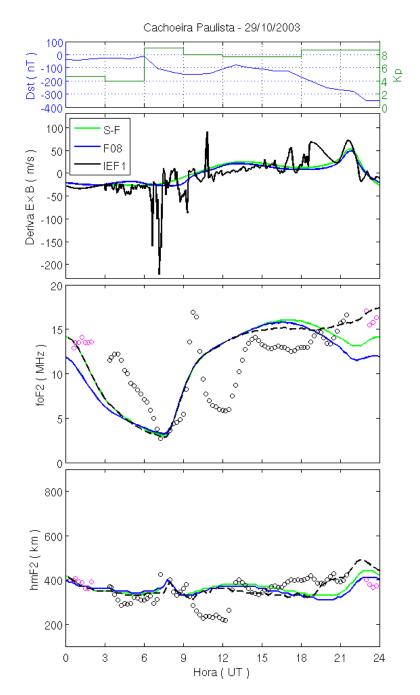


Figura 7.1 - Simulações de foF2 e hmF2 para CP usando a deriva IEF1 modificada (curva tracejada preta), usando a deriva S-F (curva verde) e usando a deriva F08 (curva azul) durante o dia de tempestade 29/10/2003. Em todos os casos o vento neutro é fornecido pelo modelo HWM93.

nas observações de CP. Eles sugeriram que um vento meridional transequatorial perturbado, que inverte do Norte para o Sul e depois para o Norte novamente, durante um curto intervalo de tempo, poderia ser o responsável.

Para analisar a influência do vento HWM93 nestas simulações, apresenta-se na Fi-

gura 7.2, a distribuição latitudinal do vento neutro HWM93 ao longo do meridiano magnético de CP durante este dia de tempestade.

Como pode ser visto, para CP (linha de campo magnético mais externa), a uma altitude de ~ 300 km, a variabilidade diurna do vento neutro não tem valores maiores (menores) que 50 m/s (-50 m/s). Serão necessários ventos com intensidades maiores que estes valores para conseguir modificar a ionosfera nestas latitudes.

Simulações com um tipo de vento perturbado similar ao proposto por Balan et al. (2009) e Balan et al. (2010) (mostrado na Figura 3.2) foram feitas anteriormente para apresentar na IAGA2013 The XIIth Scientific Assembly. Estas simulações são mostradas no Anexo A ¹. O vento perturbado que foi considerado é um vento meridional magnético que tinha uma magnitude de 100 m/s em baixas e médias latitudes com direção para equador e era nulo no equador magnético (Figura A.2). A magnitude de 100 m/s sobre CP quase não gerou efeitos significativo, como pode ser visto na Figura A.3, produzindo só uma pequena subida da camada, mas que foi oposta ao comportamento observado em hmF2, isto devido ao fato que o vento sobre CP tinha direção para o Norte.

Já sabendo que a configuração proposta por Balan et al. (2009), Balan et al. (2010) não é adequada para o evento analisado, uma primeira tentativa para construir um vento perturbando foi supor um vento meridional magnético para o Sul depois das 09:30 UT, devido ao comportamento observado nos valores de hmF2 após este horário. A preocupação inicial era reproduzir as horas do começo da tempestade deixando o resto do período para testes posteriores.

Vale a pena mencionar que foram feitos testes modificando as componentes do vento, tanto paralela como perpendicular ao campo magnético, mas, conforme esperado, só se observaram efeitos significativos devido às mudanças na componente paralela, ou seja, mudanças no vento efetivo.

Foram feitos testes com magnitudes fixas de 100, 150, 200 e 300 m/s subtraídas dos valores do vento neutro do modelo HWM93, com a finalidade de conservar a forma da distribuição dos ventos com a altura e latitude. Ao simular com o SUPIM-INPE usando estes ventos perturbados, a magnitude do vento com a qual as simulações melhor reproduziram as observações de hmF2 foi quando subtrai-se 200 m/s. As simulações com este vento perturbado são mostradas na Figura 7.3 (curva vermelha).

 $^{^1\}mathrm{S}\tilde{\mathrm{a}}\mathrm{o}$ apresentadas no Anexo pois nelas usou-se outros critérios e outros parâmetros de entrada para o modelo SUPIM.

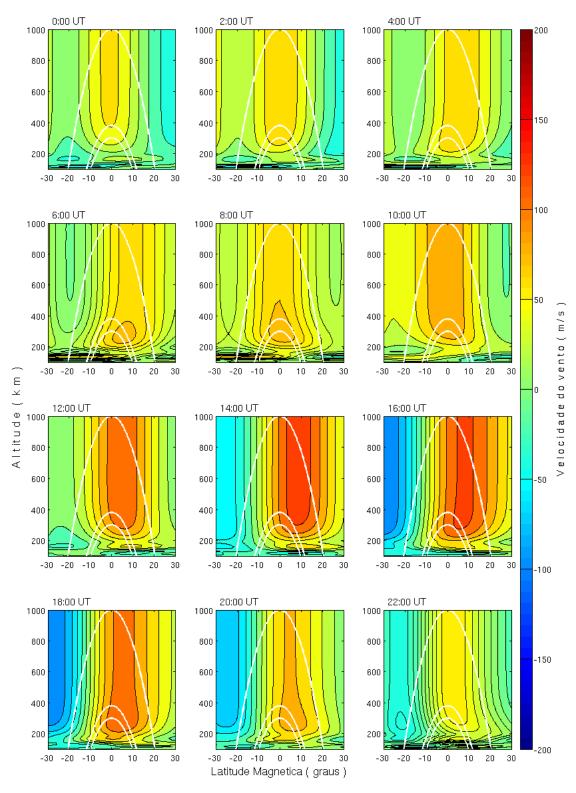


Figura 7.2 - Distribuição ao longo do meridiano magnético de CP do vento HWM93 a cada 2 horas durante o dia 29/10/2003. Os valores positivos significam vento com direção para o Norte. As curvas brancas representam as linhas de campo magnético que interceptam as latitudes de CP, FZ e SL a 300 km de altitude.

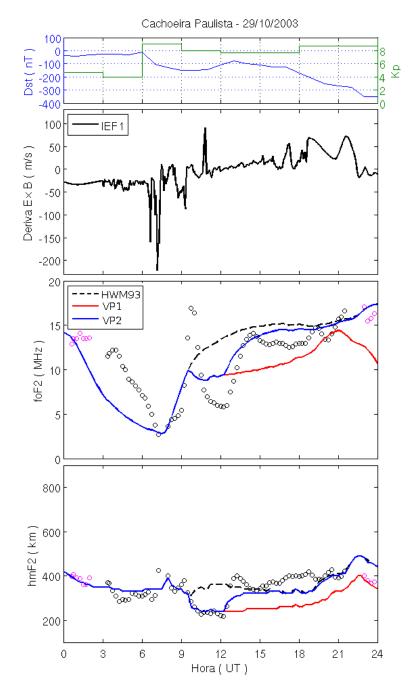


Figura 7.3 - Simulações de foF2 e hmF2 para CP, usando a deriva IEF1 e um vento perturbado construído subtraindo 200 m/s ao vento HWM93 desde as 09:30 UT até o final do dia (VP1, curva vermelha) e outro subtraindo 200 m/s só na faixa de tempo entre 09:30-12:15 UT (VP2, curva azul).

Pode-se ver que a curva vermelha consegue reproduzir muito bem as observações de hmF2 até as 12:15 UT. Depois dessa hora a altura fica muito baixa em comparação com as observações. A seguir fez-se um teste com esse vento perturbado somente no intervalo de tempo de 09:30-12:15 UT. Esta simulação é representada com a curva

azul na Figura 7.3. Apesar dos resultados terem ficado mais próximos dos observados, pode-se notar que este vento perturbado também não consegue reproduzir as observações de hmF2 depois das 12:15.

Observando as simulações de foF2 na Figura 7.3, nota-se que seus valores decrescem, aproximando-se mais das observações, isto devido ao fato que a camada baixa às altitudes onde a perda por recombinação é maior. Por outro lado, ainda é preciso reproduzir o pico de foF2 observado às 10 UT. A próxima tentativa é construir um vento convergente perturbado sobre CP, como o mostrado na Figura 7.4.

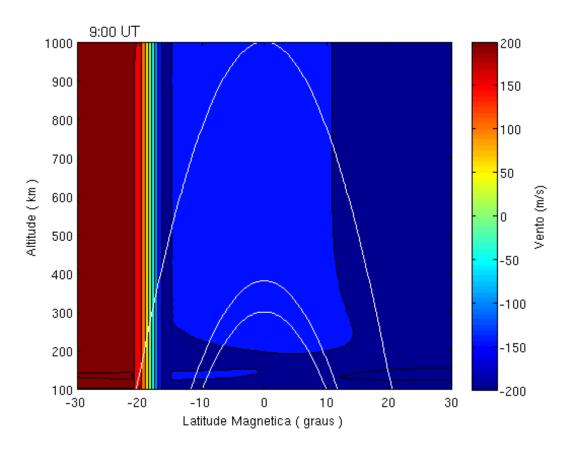


Figura 7.4 - Distribuição ao longo do meridiano magnético de um vento perturbado composto por dois ventos de magnitude do vento de HWM93 \pm 200 m/s e com direções contrárias convergindo sobre CP. As curvas brancas representam as linhas de campo magnético que interceptam as latitudes de CP, FZ e SL a 300 km de altitude.

O vento perturbado da Figura 7.4 mostra dois ventos meridionais magnéticos com direção oposta e convergindo a uma altitude de 300 km sobre CP. Este vento seria similar ao proposto em Balan et al. (2009), mas com o ponto de convergência fora

do equador e com magnitude maior (HWM93 \pm 200 m/s). A região de transição destes dois ventos foi suavizado com uma sinusoidal.

Provavelmente este vento não poderia ser real em todas as altitudes, em termos de circulação, mas para nosso estudo nos delimitaremos ao que acontece na faixa perto dos 300 km de altitude. As simulações de foF2 e hmF2 com este vento perturbado são apresentadas na Figura 7.5.

Na Figura pode ser visto que se o vento perturbado atua entre 09:00-12:15 UT (curva vermelha), as simulações de foF2 mostram uma acumulação de densidade eletrônica sobre CP que excede os valores observados. No entanto, se o vento atua apenas entre 09:00-09:45 UT (curva azul) as simulações de foF2 aproximam-se mais das observações.

Também se fizeram testes colocando um vento perturbado convergindo sobre CP, mas com um vento para o Norte que tinha a mesma magnitude de HWM93 e o outro para o Sul com magnitude como anteriormente considerada (HWM93-200 m/s). As simulações obtidas com este vento gerou os mesmos resultados mostrados na Figura 7.5, o que demostra que a perturbação para o Norte não é necessária pois o vento HWM93 nessas horas já tem esta direção.

Por outro lado, as simulações de hmF2 com estes ventos perturbados não reproduzem bem as observações. Um efeito combinado dos ventos perturbados usados para as simulações das Figuras 7.3 e 7.5 foi testado para tentar melhorar os resultados para foF2 e hmF2. Para isto foram feitas simulações considerando um vento perturbado convergindo sobre CP entre as horas 09:00-09:45 UT e um vento com direção para o Sul com magnitude HWM93-200 m/s entre as 10:00-12:15 UT. Os resultados podem ser observados na Figura 7.6.

Pode ser visto que os resultados obtidos nas simulações da Figura 7.6 no intervalo de tempo entre 09:00-12:25 UT aproximam-se bastante bem das observações de foF2 e hmF2. Mas, para que este vento perturbado construído seja mais real deveríamos considerar que existe uma propagação desta pertubação. O vento perturbado da Figura 7.4 poderia representar uma região de convergência que vem viajando do Norte para o Sul e passando sobre CP entre as 09:00-12:15 UT. Assim, ao passar nestas horas, primeiro se teria a região de convergência e em seguida o vento para o Sul.

Para que a propagação da perturbação, a qual é gerada pelo aquecimento auroral

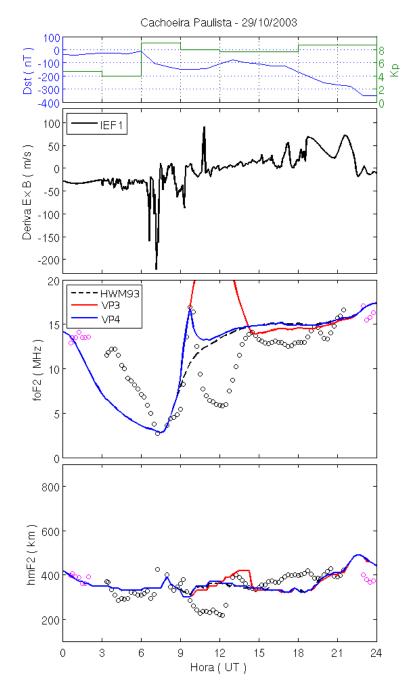


Figura 7.5 - Simulações de foF2 e hmF2 para CP, usando a deriva IEF1 e um vento perturbado convergente, como o da Figura 7.4, entre as 09:00-12:25 UT (VP3, curva vermelha) e só entre as 09:00-09:45 UT (VP4, curva azul).

na regiões polares (aproximadamente $\pm 70^{\circ}$ de latitude magnética), possa chegar sobre CP em menos de 3 horas (tempo entre o início acentuado da tempestade e a perturbação observada em foF2), ela deveria ter uma velocidade maior que 957 m/s se sua origem fosse ao Norte, ou maior que 672 m/s se sua origem fosse ao Sul, valores que são muito mais altos que a magnitude de ~ 200 m/s que se está

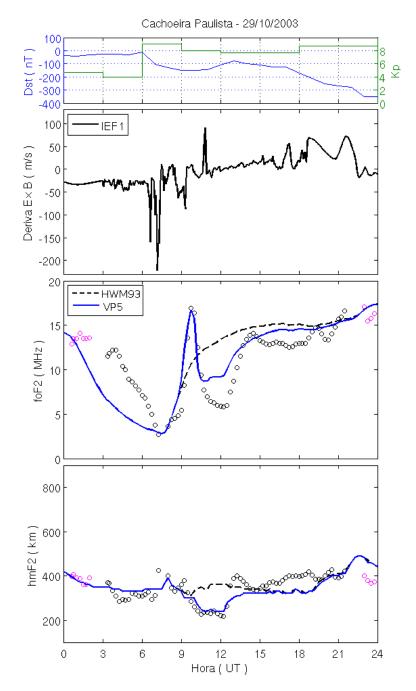


Figura 7.6 - Simulações de foF2 e hmF2 para CP, usando a deriva IEF1 e um vento perturbado composto pelos dois ventos propostos anteriormente: um vento convergindo sobre CP entre as 09:00-09:45 UT e um para o Sul entre as 10:00-12:15 UT (VP5, curva azul).

usando (considerando que a velocidade de deslocamento da estrutura do vento é igual a sua magnitude). Então poderíamos pensar que é um vento ainda de maior magnitude que vai perdendo velocidade à medida que vai avançando e que chegaria em CP com ~ 200 m/s de magnitude, ou que poderia ser uma onda viajante que tem

uma velocidade de propagação diferente da velocidade do vento perturbado. Porém, existe uma incerteza na definição do início da tempestade, pois 9 horas antes da perturbação na ionosfera de CP o índice Dst possui um valor de -34 nT.

Também observa-se na Figura 7.6 que, depois das 12:15 UT, ainda que o vento volte a ter os valores de HWM93, ele não é suficiente para fazer a camada voltar às condições normais. As observações de hmF2 parecem mostrar que existe um vento nestas horas com direção para o norte que elevaria a camada, como dito em Batista et al. (2006). Isto nos reforça à ideia de uma perturbação atmosférica viajante em forma de onda (TADs), tal como a apresentada no trabalho de Richmond e Matsushita (1975) e mostrada na Figuras 2.8 e 2.9 do Capítulo 2. Na Figura 2.8 pode ser observado que esta onda tem uma amplitude de ~200 m/s e que é seguida de uma perturbação com sinal oposto, similar ao que parece ocorrer no presente evento.

Consideraremos que temos uma pertubação em forma de onda de amplitude dada por HWM93-200 m/s que se propaga ao longo do meridiano magnético com direção de Norte para o Sul, com uma velocidade de propagação de aproximadamente 200 m/s. Por outro lado, da Figura 7.6 pode ser visto que entre 9:45-12:15 UT os valores observados de hmF2 estão abaixo que a simulação com HWM93, e apresentam um comportamento de meio período de onda, o que indica que o período da onda é de 5 horas. Podemos calcular o comprimento da onda mediante a relação:

$$V = \frac{\lambda}{T} \tag{7.1}$$

onde a V é a velocidade de propagação, λ é o comprimento da onda e T é o período. Isto nos resulta em um comprimento de onda de 30.7° magnéticos.

Assim, com estes parâmetros, seria possível supor um vento perturbado em forma de onda viajando ao longo do meridiano magnético de CP durante o intervalo de tempo entre as 07-15 UT como se apresenta na Figura 7.7.

Pode-se observar que sobre CP a perturbação negativa do vento começa a passar pouco antes das 10 UT, terminando às \sim 12 UT quando começa a passar a perturbação positiva do vento que atua até às \sim 15 UT. As simulações de foF2 e hmF2 com esta perturbação de vento são apresentadas na Figura 7.8.

As simulações resultantes são satisfatórias para as observações de foF2 e de hmF2 no período de 09-15 UT. O pico de foF2 centrado nas 10 UT foi reproduzido, mas

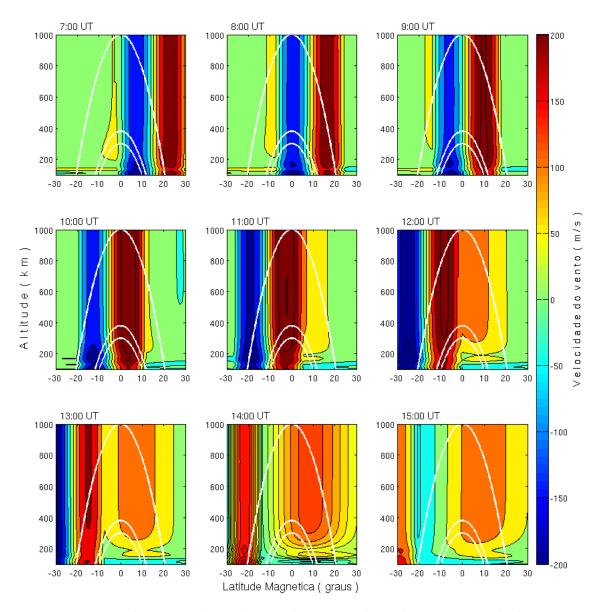


Figura 7.7 - Distribuição ao longo do meridiano magnético do vento perturbado entre as 07-15 UT, considerado a perturbação como uma onda viajante que se propaga de Norte para o Sul. As curvas brancas representam as linhas de campo magnético que interceptam as latitudes de CP, FZ e SL a 300 km de altitude.

com uma amplitude menor; o achatamento da camada entre 10-12 UT observado em hmF2 e a diminuição do foF2 neste horário foram simulados, embora foF2 simulado não diminua tanto quanto o observado; e a subida da camada perto das 13 UT também foi simulada mas com uma pequena desfasagem e com maior amplitudes que as observações.

Para tentar conseguir uma maior amplitude no pico de foF2 das 10 UT, se fizeram muitos testes com distintas configurações para a onda. Melhores resultados foram

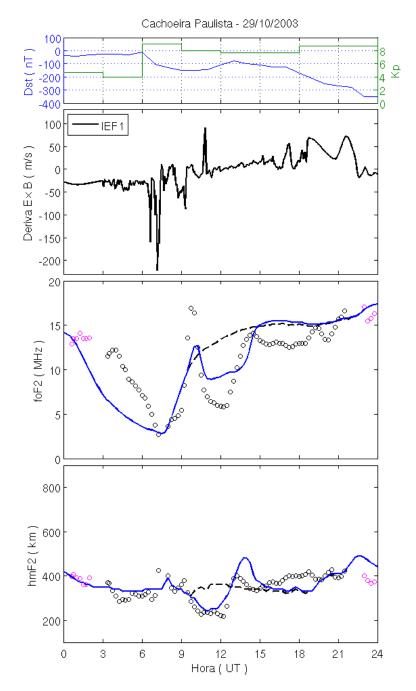


Figura 7.8 - Simulações de foF2 e hmF2 para CP, usando a deriva IEF1 e um vento perturbado em forma de onda viajante mostrado na Figura 7.7 (curva azul).

obtidos quando a velocidade de propagação é diminuída. Neste caso a região de convergência dos ventos permanece mais tempo sobre a estação de CP, acumulando mais densidade eletrônica. O resultado dessa simulação é mostrado na Figura 7.9.

Estas simulações correspondem a uma onda das mesmas caraterísticas mencionadas anteriormente, mas com uma velocidade de propagação de ~ 50 m/s ($\sim 1.62^{\circ}$ magné-

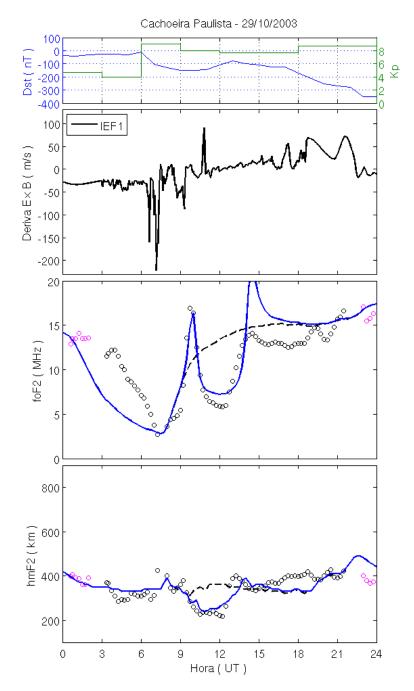


Figura 7.9 - Melhores resultados de fo F2 e hm
F2 obtidos usando um vento perturbado em forma de onda que se propaga
a ${\sim}50~\rm{m/s}.$

ticos por hora). Pode ser visto na figura que o pico de foF2 centrado nas 10 UT foi suficientemente grande para reproduzir perfeitamente as observações. A diminuição de foF2 às 12 UT também ficou muito próxima às observações.

Para validar uma velocidade de propagação da onda é preciso identificar a perturbação viajando através dos parâmetros medidos, como por exemplo, pelas digison-

das/ionossonda das estações. A Figura 7.10 mostra a variação diurna das observações de foF2 e hmF2 das estações apresentadas na Tabela 3.1 durante o dia da tempestade 29/10/2003. Para comparação, às observações do dia 29/10/2003 (círculos) foram superpostos dados de um dia quieto (linha verde), o qual corresponde ao dia 11/10/2003 (Ap=2) para todas as estações com exceção de RA, onde não existiam medições e usou-se o dia quieto 29/09/2003 (Ap=4). Para a estação de CO não se tem dados de hmF2, mas colocou-se para comparar dados de altura virtual da camada, h'F.

Analisando a Figura 7.10, algumas estruturas são similares em várias estações. Por exemplo, o pico em foF2 às 10 UT e a posterior diminuição e aumento de foF2 em CP parecem ocorrer simultaneamente em TU. Da mesma forma, a diminuição acentuada de hmF2 entre as 10-12 UT, seguida por uma elevação da camada também parecem ser simultânea para as duas estações. Convém ressaltar que as duas estações estão separadas por $\sim 20^{\circ}$ em longitude e por apenas $\sim 4^{\circ}$ em latitude.

Pode ainda ser visto que CO e AI também mostram um pico em foF2 entre 09-10 UT, mas de uma amplitude menor que os de CP e TU, enquanto as observações de hmF2 não mostram claras semelhanças.

Tanto para TU como para CP as observações mostram que existe um vento com direção para o Norte entre 08-10 UT, o qual eleva a camada. Este vento para o Norte não poderia vir na frente da onda que vem do Norte para o Sul, pois o primeiro pico da onda deve ser na mesma direção da propagação, neste caso, vento negativo. Pode ser provável que sua origem seja do Sul, mas, na estação de PS, que está mais ao Sul que CP e TU, não se observa nenhum registro de um vento perturbado proveniente dessa origem. Por outro lado, nestes horários em CP poderiam estar superpostos os efeitos aparentes de elevação da camada devido ao nascer do sol.

Quando observamos as estações de SL e FZ, elas também parecem ter efeitos simultâneos nas observações de foF2 e hmF2 entre as 09-12 UT. Isto se deve à proximidade destas duas estações, separadas por apenas ~ 1.3 graus de latitude geográfica e ~ 4.7 graus de latitude magnética.

Considerando que as similaridades de SL e FZ são as mesmas de CP e TU deslocadas, por exemplo, o pico de foF2 de FZ das 12 UT (linha vermelha tracejada) é o mesmo que o pico das \sim 14 UT em CP e TU (linha azul tracejada), e o pico em hmF2 de FZ das 11 UT (linha vermelha tracejada) é o mesmo que das \sim 13 UT em CP e TU (linha azul tracejada) então o defasagem entre as estações é de aproximadamente 2

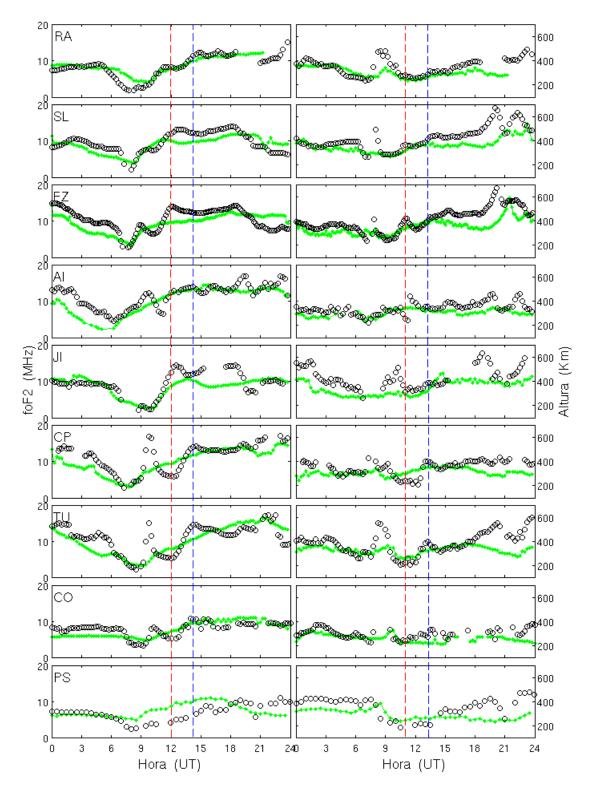


Figura 7.10 - Parâmetros fo F2 (esquerda) e altura (direita) para as diferentes estações da Tabela 3.1 durante o dia de tempesta de 29/10/2003. As linhas verdes representa os valores medidos num dia quieto e os círculos os valores para o dia de tempesta de.

horas. Por outro lado, a diferença entre a latitudes magnéticas entre FZ e CP é de 12°, isto nos dá uma velocidade de propagação de aproximadamente 195 m/s (6° magnéticos por hora), o qual é muito perto dos 200 m/s que se supôs inicialmente.

Prosseguindo com os testes das amplitudes da onda viajante que gera a perturbação no vento e na ionosfera, aumenta-se a amplitude da primeira oscilação da pertubação para o Sul para 300 m/s (HWM93-300 m/s) e diminui-se a amplitude do pico seguinte para 100 m/s (HWM93+100 m/s). Isto é consistente com a relação entre os picos observada na Figura 2.8. Além disso, como teste numérico, considera-se que existe um vento de amplitude HWM93+200 m/s aparecendo entre as 08:30-10:30 UT e convergindo com a onda que vem do Norte. Também se reduz um pouco o comprimento de onda a 24°, para eliminar a desfasagem do segundo pico da onda perto das 13 UT. Desta forma, o vento perturbado com estas considerações seria como está apresentado na Figura 7.11.

Na figura pode-se ver que a perturbação de vento para o Norte aparece a partir das 09 UT convergindo com a onda dirigida para o Sul, e que a magnitude do segundo pico da onda proveniente do Norte é mais fraca que a usada anteriormente. As simulações de foF2 e hmF2 com esta configuração de vento perturbado são apresentadas na Figura 7.12.

Pode ser visto na Figura 7.12, que os resultados de pouco antes das 09 UT e depois das 12 UT melhoraram em relação à Figura 7.8, apresentando amplitudes muito próximas às observações de hmF2. Observa-se que depois das 15 UT as observações de foF2 e hmF2 parecem oscilantes, indicando que o vento seguiria comportando-se em forma onda.

Um vento em forma de onda com mais oscilações sobre CP, FZ e SL poderia ser representado pelas curvas que são mostradas na Figura 7.13. No quadro superior se apresenta o vento sobre as estações quando as amplitudes da onda são subtraídas dos valores do vento HWM93, tal como vinha sendo usado anteriormente, e no quadro inferior apresenta-se o vento como uma onda pura. Desta forma, as simulações de foF2 e hmF2 com estes tipos de vento perturbado para as estações de CP, FZ e SL são apresentadas nas Figuras 7.14, 7.15 e 7.16, respectivamente. Em cada uma delas, a curva azul corresponde às simulações usando o vento perturbado do quadro de cima (vento que considera o HWM93), e a curva vermelha corresponde às simulações usando o vento perturbado do quadro de baixo (vento sem influência do HWM93).

Para a estação de CP, a curva vermelha foi a configuração de vento que melhor re-

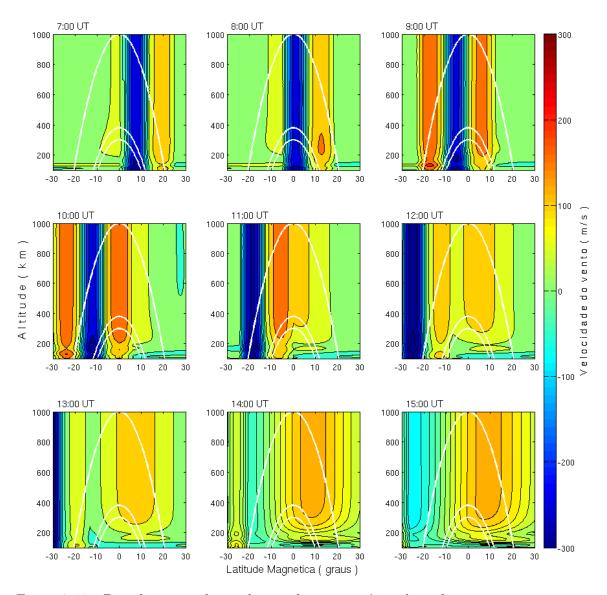


Figura 7.11 - Distribuição ao longo do meridiano magnético da onda viajante que se propaga de Norte para o Sul com uma velocidade de 200 m/s entre as 07-15 UT. As curvas brancas representam as linhas de campo magnético que interceptam as latitudes de CP, FZ e SL a 300 km de altitude.

produziu os valores de hmF2 até as 18 UT. Para foF2, as simulações superestimaram as observações a partir das 11 UT. A curva azul ficou mais baixa que as observações em hmF2 entre 15-19 UT, mas as simulações de foF2 nesses horários ficaram mais próximas das observações que a curva vermelha. Para a estação de FZ a curva azul, foi a que reproduziu melhor as observações de foF2 e hmF2 embora os valores de hmF2 tenham ficado muito acima das observações após às 16 UT. Para a estação de SL novamente a curva azul, foi a que reproduziu um pouco melhor as observações. Mas para esta estação não se conseguiu a oscilação de foF2 perto das 09-11

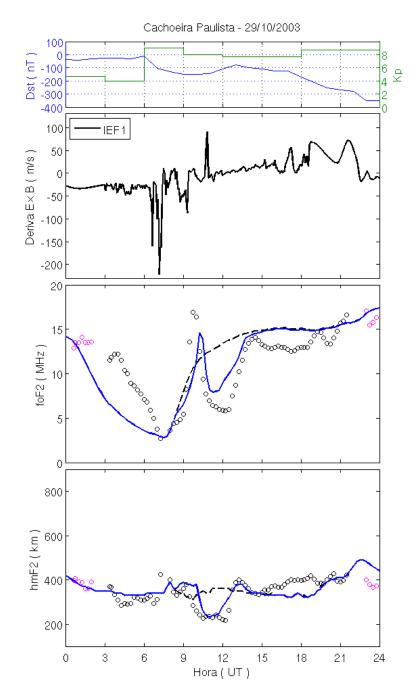


Figura 7.12 - Simulações de foF2 e hmF2 para CP, usando a deriva IEF1 e um vento perturbado em forma de onda viajante que se propaga a 200 m/s mostrada na Figura 7.11 (curva azul).

UT. Pode ser que o vento poderia estar um pouco defasado. Na verdade, para SL a simulação representada pela curva azul ficou muito próxima da simulação usando HWM93 (curva tracejada), ou seja, os efeitos da perturbação foram desprezíveis.

Percebendo a defasagem entre os picos de foF2 calculados e observados sobre SL

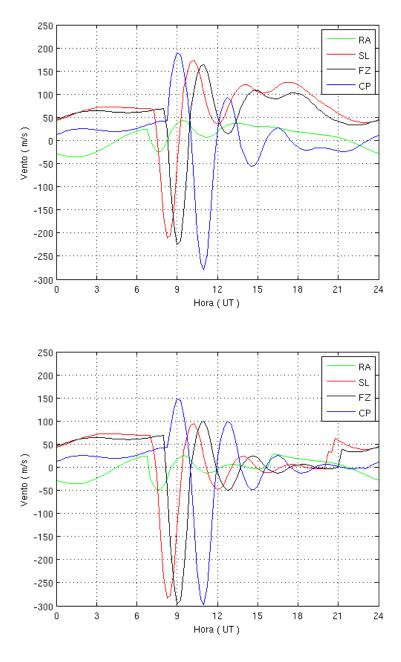


Figura 7.13 - Perturbações do vento como um trem de ondas viajantes vistas sobre cada estação. Acima, considerando amplitudes de 300, 100, 50, 25, 12.5 e 6.25 m/s subtraídas aos valores do vento neutro HWM93; abaixo considerando ventos com só estas amplitudes.

decidiu-se usar o mesmo vento de FZ, o qual é deslocado de 1 hora em relação ao de SL (ver Figura 7.13). Os resultados obtidos para SL com este vento são mostrados na Figura 7.17.

Pode-se ver que estes resultados para SL reproduzem melhor as observações de foF2,

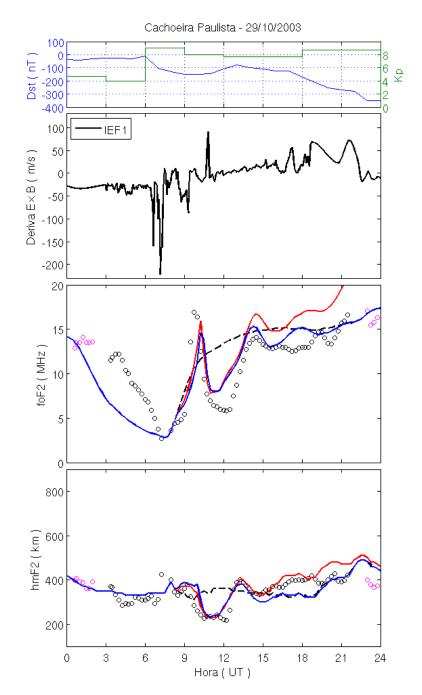


Figura 7.14 - Simulações de foF2 e hmF2 para CP, usando a deriva IEF1 e um vento perturbado em forna de um trem de ondas viajantes que se propaga para o Sul com amplitudes superpostas ao vento HWM93 (curva azul) e sem superpor (curva vermelha).

no que se refere à oscilação das 09-11 UT, mas as simulações de hmF2 nestas horas se afastaram mais das observações. A melhoria em foF2 pode ser explicada devido a que, para a propagação das perturbações do vento, deve-se considerar coordenadas geográficas e não magnéticas como foi feito até aqui. Na Figura 3.4 e Tabela 3.1

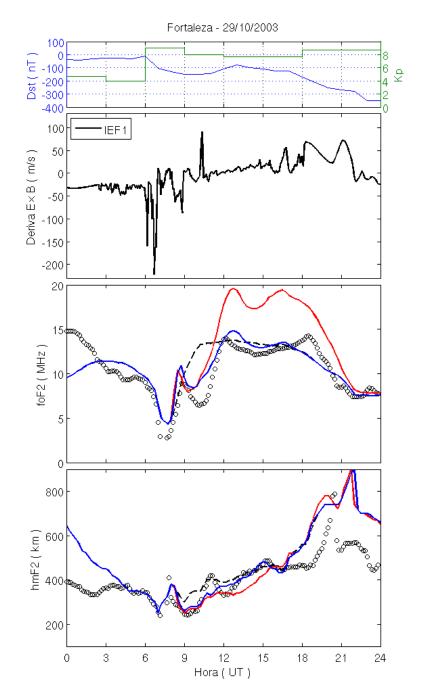


Figura 7.15 - Simulações de foF2 e hmF2 para FZ, usando a deriva IEF1 e um vento perturbado em forna de um trem de ondas viajantes que se propaga para o Sul com amplitudes superpostas ao vento HWM93 (curva azul) e sem superpor (curva vermelha).

pode ser visto que as estações FZ e SL estão quase na mesma latitude geográfica, portanto, os efeitos do vento seriam quase simultâneos. Isto também é coerente com o observado na Figura 7.10, onde a simultaneidade das estruturas de foF2 observadas em SL e FZ, são produzidas devido a efeitos de vento.

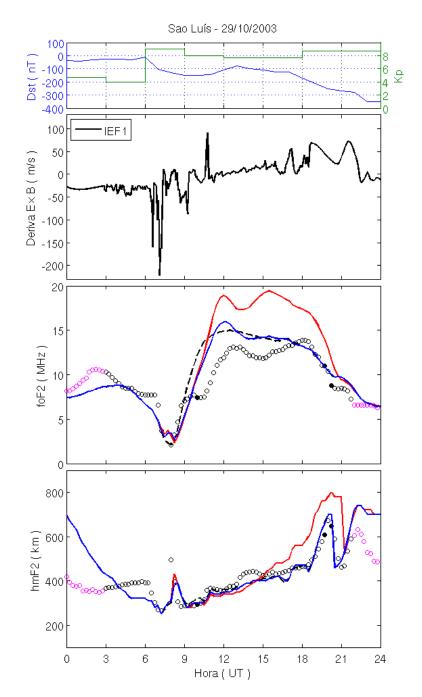


Figura 7.16 - Simulações de foF2 e hmF2 para SL, usando a deriva IEF1 e um vento perturbado em forna de um trem de ondas viajantes que se propaga para o Sul com amplitudes superpostas ao vento HWM93 (curva azul) e sem superpor (curva vermelha).

Assim, os parâmetros ionosféricos do setor brasileiro (SL, FZ e CP) foram reproduzidos relativamente bem com a configuração de vento perturbado em forma de onda. A densidade eletrônica ao longo do meridiano magnético para este setor é mostrada na Figura 7.18.

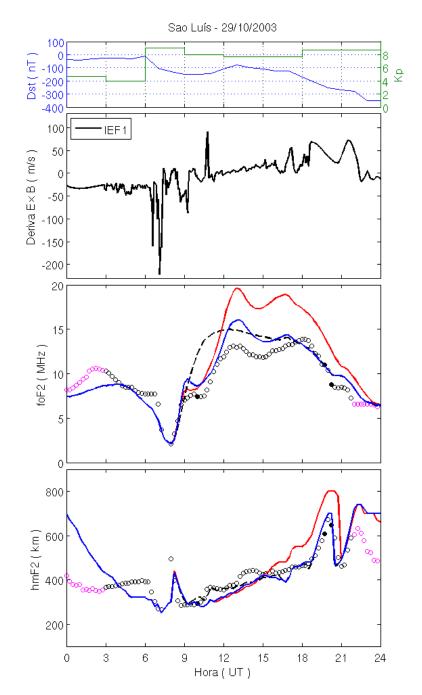


Figura 7.17 - Simulações de foF2 e hmF2 para SL, usando a deriva IEF1 e um vento perturbado em forna de um trem de ondas viajantes que se propaga para o Sul com amplitudes superpostas ao vento HWM93 (curva azul) e sem superpor (curva vermelha).

Observa-se na Figura 7.18 que existe um pico que aparece às 09 UT perto de FZ na altitude da camada-F. Este pico se desloca para o Sul, alcançando 1 hora depois (10 UT) a latitude de CP, e 3 horas depois (12 UT), a latitude magnética de -30°. Com o passar das horas, de 12 UT a 16 UT, pode-se observar que o perfil de densidade

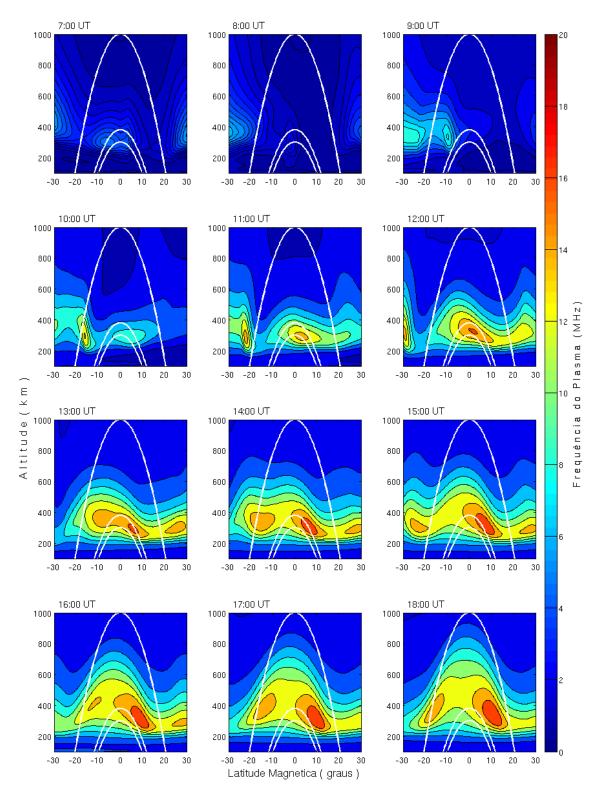


Figura 7.18 - Distribuição de densidade eletrônica ao longo do meridiano magnético sobre CP afetada por um vento perturbado em forma de onda durante o dia de tempestade 29/10/2003. As curvas brancas representam as linhas de campo magnético que interceptam as latitudes de CP, FZ e SL a 300 km de altitude.

eletrônica apresenta 3 picos no intervalo entre -30° e 30° de latitude magnética, ao invés dos 2 picos característicos da anomalia de ionização equatorial (EIA). Esses 3 picos vão variando no tempo conforme a onda de vento perturbado avança. A partir das 17 UT, o perfil de EIA é semelhante ao normal, devido aos baixos valores de amplitudes dos ventos perturbados nessas horas.

Podemos comparar estes perfis de densidade eletrônica (Figura 7.18) com os mapas de conteúdo eletrônico total (TEC), do trabalho de Batista et al. (2006), para o setor brasileiro durante esta tempestade. Na Figura 7.19 se apresenta a variação no tempo do TEC, entre as 07-11 UT, correspondente aos dias 11/10/2003 (esquerda) e 29/10/2003 (direita). A linha diagonal preta, nos quadros da Figura 7.19, representa aproximadamente a linha de campo magnético, ou seja, um meridiano magnético passando sobre CP, onde se há considerado uma declinação de $\sim 19^{\circ}$.

Pode ser visto que os valores de TEC das 07-08 UT do dia 29/10/03 (direita) estão próximos daqueles do dia de referência (esquerda), o que é coerente ao observado no primeiro e segundo quadro da Figura 7.18. De fato esse horário corresponde a quando ocorre o mínimo valor de TEC do dia, entre 04-05 LT (BATISTA et al., 2006). Na hora seguinte, entre 08-09 UT, no dia de tempestade se observa um incremento de TEC, com relação ao dia de referência, perto de FZ e SL. Por outro lado, as amplitudes sobre CP são similares às do dia calmo nesse horário. Isto poderia corresponder à aparição do pico que se observa perto de FZ e SL no terceiro quadro da Figura 7.18. O incremento de TEC do quadro das 09-10 UT da Figura 7.19 seria equivalente ao quadro das 10 UT Figura 7.18, pois eles apresentam um forte pico sobre CP. Uma hora depois, este pico não está mais presente sobre a estação CP (10-11 UT) e nem nas 11 UT das simulações.

Assim, podemos concluir que as simulações da ionosfera do setor brasileiro com o vento perturbado em forma de onda são coerentes com as observações de TEC durante a tempestade do dia 29/10/2003. Especificamente, esta configuração de vento parece ser a responsável pelas estruturas apresentadas em CP e nas outras estações. Ainda que só se tenha simulado o caso da tempestade do dia 29/10/2003, se observaram estes mesmos tipos de estruturas durante outras tempestades geomagnéticas, tal como se mostra na Figura 7.20, para as tempestades dos dias 31/03/2001 e 24/11/2001 (BATISTA et al., 2012). Possivelmente essa mesma metodologia poderia ser usada para simular estes outros eventos no setor brasileiro. A perturbação em forma de onda deveria ter diferentes amplitudes, períodos e velocidades de propagação para cada um dos diferentes eventos.

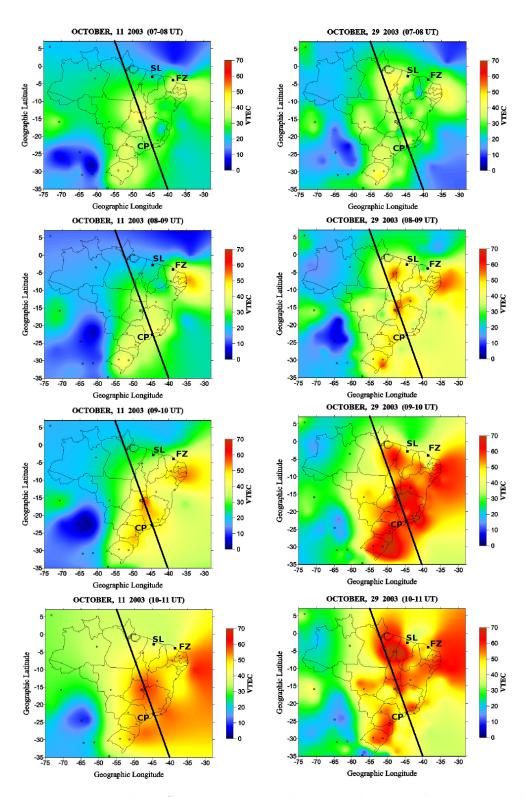


Figura 7.19 - Variação do TEC entre 07-11 UT sobre o setor brasileiro durante o dia calmo 11/10/2003 (esquerda) e o dia de tempestade 29/10/2003 (direita).

Fonte: Adaptada de Batista et al. (2006).

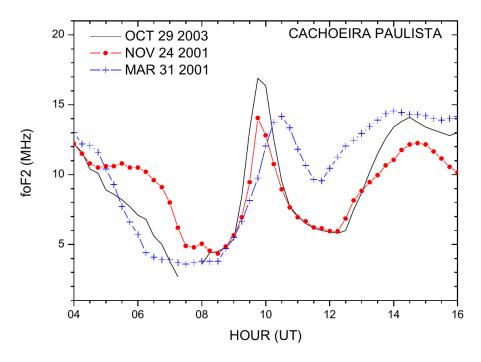


Figura 7.20 - Diferentes tempestades geomagnéticas com uma mesma estrutura de foF2 sobre a estação de CP.

Fonte: Batista et al. (2012).

Um dos problemas com a velocidade de propagação da onda, é que 200 m/s é um valor baixo considerando que ela se propaga a partir do hemisfério Norte. Por outro lado, poderia ser o caso de que a elevação da camada observada em RA entre as 08-10 UT (quadro superior direito da Figura 7.10) seja produzida pela mesma perturbação do vento que gera o achatamento da camada em CP perto das 10 UT, pois um vento com direção para o Sul no hemisfério Norte elevaria a camada, e no hemisfério Sul abaixaria. Se isto fosse real, forneceria uma velocidade de propagação desta perturbação de aproximadamente de 744 m/s, a qual seria mais de 3 vezes maior do que a usada neste trabalho. Assim com esta velocidade, a onda de vento perturbado para a estação de RA (curva verde da Figura 7.13), deveria aparecer com todas suas oscilações, tal como se apresenta para as outras estações. As simulações com esta velocidade não foram feitas.

Estudos de perturbações em mapas de TEC no setor europeu (BORRIES et al., 2009) calcularam que durante a tempestade do dia 29/10/2003 a velocidade de propagação do TIDs é de aproximadamente 976 ± 201 m/s com um período de 56 ± 11 min. Esta velocidade é quase 5 vezes maior que a usada. Isto nos leva a pensar que talvez a velocidade de propagação da onda vai diminuindo à medida que avança em latitude,

o que sugere também a Figura 2.8 de Richmond e Matsushita (1975).

Por outro lado, para melhorar este trabalho, deveria-se considerar que as TADs são ondas de gravidade cujos ventos perturbados são transversais à direção de propagação da onda (direção meridional geográfica), pois aqui se modifica o vento efetivo, o qual esta baseado nas componentes meridional e zonal do vento e a inclinação magnética (Equação 5.1). Além disso deveria-se considerar que no equador e baixas latitudes poderiam produzir-se efeitos de superposição de ondas, devido a que se originam ondas em ambos os polos magnéticos.

Simulações numéricas com densidades medidas derivadas dos acelerômetros dos satélites (GRACE, CHAMP e SETA) confirmaram que as velocidades de propagação das TADs aumentam a partir da termosfera inferior à termosfera superior e maior atenuação das TADs ocorre durante o dia e em níveis mais elevados de atividade solar (BRUINSMA; FORBES, 2010), o qual também poderia ser considerado para futuros estudos.

7.3 Resumo

Foram feitos diferentes testes de simulações com vento perturbado para a estação de CP durante o evento do dia 29/10/2003, com o objetivo de reproduzir as observações de foF2 e hmF2.

Um vento convergindo sobre CP num intervalo de tempo e, em seguida, dirigido para o Sul, com uma amplitude de 200 m/s, reproduziu satisfatoriamente as observações durante as primeiras horas da tempestade. Para conservar a distribuição dos ventos em altura e latitude o vento perturbado foi adicionado aos valores do vento HWM93. As oscilações observadas nos dados e as considerações de que existe uma continuidade da pertubação sugerem que a perturbação do vento se movimenta de Norte para Sul como uma onda. Analisando os efeitos dos ventos em foF2 e hmF2 das diferentes estações do setor brasileiro (CP, FZ e SL), conclui-se que a velocidade de propagação da onda é de aproximadamente 200 m/s.

Os resultados obtidos conseguem reproduzir razoavelmente as observações do setor brasileiro e são coerentes com o TEC medido para este mesmo dia de tempestade (29/10/2003).

No entanto observou-se inconsistência entre o valor de velocidade usado neste trabalho ~ 200 m/s e o da literatura, a qual é quase 5 vezes maior. Além disso, considerando que a perturbação e propaga com velocidade constante desde 70° Norte

e atinge CP em 3 horas, a velocidade de propagação deveria ser ~ 957 m/s. Uma hipótese para explicar tal discrepância, seria que a onda vai perdendo velocidade à medida que se propaga, explicando assim, os maiores valores de velocidade obtidos mais ao Norte.

Assim, esta configuração de vento perturbado em forma de onda parece ser a responsável pelas estruturas observadas em CP durante esta e outras tempestades. Estas perturbações atmosféricas viajantes (TADs) deveriam ter diferentes amplitudes, períodos e velocidades de propagação para cada um dos diferentes eventos.

8 CONCLUSÕES

Diferentes modelos de campo elétrico zonal (deriva vertical) e ventos são utilizados para modelar seus efeitos na ionosfera de regiões equatoriais e de baixas latitudes durante períodos geomagneticamente calmos e perturbados.

Primeiramente foi importante avaliar o modelo SUPIM-INPE durante períodos calmos, para analisar e escolher os parâmetros que melhor reproduziam as observações. No caso da entrada do fluxo solar ionizante, para a estação de JI, as simulações de foF2 e hmF2 usando os valores fornecidos pelo modelo EUVAC se ajustaram melhor às observações do que usando os valores fornecidos pelo modelo SOLAR2000.

Em relação à deriva vertical, ainda que se simule com a deriva medida pelo JRI, existem algumas discordâncias em hmF2 e foF2 durante as 11-18 LT, sobretudo sob condições favoráveis à formação da camada-F3. Como o processo de formação da camada-F3 depende dos ventos, tal discordância pode ser atribuída aos ventos. Um dos modelos de deriva considerados neste trabalho (ΔH^*) foi construído a partir de observações de ΔH , dh'F/dt e S-F. Esta deriva foi considerada bastante confiável, principalmente, durante as horas do dia e depois do pôr do sol. Ao comparar as simulações usando tais derivas com aquelas usando a deriva JRI, foram obtidos resultados semelhantes.

Diferenças entre a deriva de JRI e a deriva dos modelos S-F e F08 geralmente não produzem diferenças significativas nas simulações de foF2 e hmF2 em JI durante as horas do dia, com exceção de alguns casos durante a noite. Por outro lado, comparando ambos os modelos de deriva e considerando todas as estações durante períodos geomagneticamente calmos, as simulações com o modelo S-F reproduzem melhor as observações que o modelo F08, com exceção das simulações das estações do setor brasileiro (FZ e CP) no inverno, em que, durante o horário do pico pre-reversão a deriva F08 é mais consistente com os valores de dh'F/dt de FZ (ABDU et al., 1981).

Observações nas simulações com e sem vento HWM93 nas diferentes estações durante período calmos, mostram que este vento parece ser adequado em alguns casos, mas em outros produz resultados que se afastam das observações. Entre as distribuições do vento HWM93 ao longo do meridiano magnético para o setor de JI e para o setor de SL existem diferenças significativas, indicando uma dinâmica própria para cada setor, isto devido a suas diferenças em latitude geográfica e em declinação magnética.

Em uma segunda parte simulou-se os períodos geomagneticamente perturbados. Para isso se trabalhou com dois eventos para os quais existem medições de JRI (17-18/04/2002 e 9-10/11/2004) e dois eventos para os quais não existem medições de JRI, isto com o propósito de identificar alguma deriva substituta para JRI, pois poucas vezes existem tais medições durante períodos de tempestades. Inicialmente, trabalha-se com as estações equatoriais, que são menos afetadas pelo vento, para assim garantir uma boa deriva vertical.

O modelo SUPIM-INPE reproduziu bem as observações para a estação de JI, usando a deriva JRI e também usando a deriva ΔH^* . Especificamente se conclui que, durante períodos geomagneticamente perturbados, a deriva ΔH pode ser usada por um período mais extenso que 07-17 LT (período recomendado), pois observou-se coerência com JRI fora destas horas, sobretudo antes das 07 LT. No caso de dh'F/dt, esta poderia ser usada em outros horários e não estar limitada a horários do pico pre-reversão e depois do pôr do sol, sempre e quando a altura é igual ou superior a 300 km (ABDU et al., 1981), exceto para o horário do nascer do sol.

Para a estação de SL, como não existem medições de radar, obteve-se uma deriva a partir das medições de JRI, isto é, subtrai-se a deriva calma (modelo, correspondente a JI) da deriva perturbada, e adiciona-se a deriva calma correspondente a SL. Isto, sobre a base de que, durante períodos geomagneticamente perturbados, o campo elétrico de penetração é o responsável pelas variações anormais da deriva vertical. As simulações com esta deriva resultou bastante coerente com exceção das horas do pico pre-reversão, onde poderia ter sido melhor se tivesse sido completada com dados dh'F/dt.

Outro modelo de deriva utilizado foi o deduzido a partir do campo elétrico interplanetário (IEF) e que foi calculado com 2 métodos. Um dos métodos era o proposto por Kelley e Retterer (2008), chamado IEF1, onde era adicionada a perturbação deduzida a partir de IEF à deriva calma, e o outro, chamado IEF2, onde era usada a perturbação deduzida a partir de IEF diretamente. Quanto à resposta das simulações com estas derivas, em alguns casos IEF1 foi melhor e em outros foi IEF2. Uma possível explicação para a não necessidade de adicionar os efeitos do dínamo calmo à deriva IEF2 poderia ser dada em termos de que, em tais eventos, ocorreria também o desenvolvimento de um dínamo perturbado que anularia os efeitos do dínamo normal.

Além destes, outro modelo de deriva foi usado correspondente ao obtido das medições do radar JULIA do JRO. Como a disponibilidade destes dados é de 07-16

LT, completam-se as horas do dia com deriva com dh'F/dt e F08, constituindo a chamada deriva JRJ*. Ainda que esta deriva corresponda a uma média para 150 km de altitude, ela se correlaciona muito bem com os valores de deriva para a região-F, de forma que os bons resultados obtidos nas simulações foram comparáveis com os obtidos usando a deriva ΔH^* .

Assim, para períodos perturbados podemos estabelecer uma certa hierarquia entre as derivas usadas, seguindo a ordem de coerência com respeito às simulações usando a deriva JRI. Por exemplo, quando não existem medições de JRI se pode usar confiavelmente as derivas ΔH^* ou JRJ*, e na ausência deste tipo de medições, pode-se usar a deriva deduzida a partir de IEF. A vantagem que tem esta última deriva mencionada é que a disponibilidade de medições no tempo é contínua e maior que as outras derivas.

Finalmente, após a escolha de uma deriva adequada para a região equatorial, tentouse introduzir o efeito de um vento perturbado que permita reproduzir as observações de baixas latitudes. Para isto, trabalhou-se com a tempestade durante o dia 29/10/2003 e as observações do setor brasileiro (CP, FZ e SL). Fizeram-se diferentes testes de simulações com ventos perturbados primeiramente para a estação de CP. Para conservar a distribuição dos ventos em altura e latitude a amplitude foi adicionada aos valores do vento HWM93.

A configuração de vento que conseguiu reproduzir apenas parcialmente as observações de foF2 e hmF2, foi um vento convergindo sobre CP, durante um curto intervalo de tempo, e seguido de um vento para o Sul com uma amplitude de 200 m/s. Oscilações nas observações, e o deslocamento das mesmas, sugerem que a perturbação do vento se movimenta de Norte para Sul como uma onda. Além disso, observando os efeitos dos ventos nas observações de foF2 e hmF2 das diferentes estações do setor brasileiro, conclui-se que a velocidade de propagação da onda é de aproximadamente 200 m/s.

Os resultados obtidos com este vento perturbado em forma de onda, conseguem reproduzir razoavelmente as observações do setor brasileiro, sendo coerentes com os mapas de TEC medido sobre Brasil para este mesmo dia de tempestade (29/10/2003). Observou-se que estas perturbações de vento, realmente se propagam avançando em latitude geográfica.

Discordâncias foram encontradas entre o valor de velocidade de propagação usado neste trabalho (~ 200 m/s), aquele considerando que a onda vem com velocidade

constante dos 70° Norte (\sim 957 m/s) e o da literatura, (976 \pm 201 m/s), sugerem que a onda poderia ir perdendo velocidade à medida que se propaga.

Ainda assim, esta configuração de vento perturbado em forma de onda parece ser a responsável pelas estruturas observadas em CP durante esta e outras tempestades. Estas perturbações atmosféricas viajantes (TADs) deveriam ter diferentes amplitudes, períodos e velocidades de propagação para cada um dos diferentes eventos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDU, M. Major phenomena of the equatorial ionosphere-thermosphere system under disturbed conditions. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 59, n. 13, p. 1505–1519, 1997. ISSN 1364-6826. The Ninth International Symposium on Equatorial Aeronomy. 16
- ABDU, M. A. Equatorial ionosphere—thermosphere system: Electrodynamics and irregularities. **Advances in Space Research**, v. 35, n. 5, p. 771–787, 2005. ISSN 0273-1177. 1, 8
- ABDU, M. A.; BATISTA, I. S.; BITTENCOURT, J. A. Some characteristics of spread F at the magnetic equatorial station Fortaleza. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 86, n. A8, p. 6836–6842, ago. 1981. ISSN 2156-2202. 00094. 28, 83, 86, 93, 133, 165, 166
- ABDU, M. A.; MARUYAMA, T.; BATISTA, I. S.; SAITO, S.; NAKAMURA, M. Ionospheric responses to the October 2003 superstorm: Longitude/local time effects over equatorial low and middle latitudes. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, n. A10306, 2007. ISSN 0148-0227. 12, 36
- ABDU, M. A.; SOUZA, J. R. de; SOBRAL, J. H. A.; BATISTA, I. S. Magnetic storm associated disturbance dynamo effects in the low and equatorial latitude ionosphere. In: TSURUTANI, B.; McPherron, R.; GONZALEZ, W.; LU, G.; SOBRAL, J. H. A.; GOPALSWAMY, N. (Ed.). **Geophysical Monograph Series**. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 2006. v. 167, p. 283–304. ISBN 978-0-87590-432-0. 16, 17
- ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; CHAU, J.; VELIZ, O. Daytime vertical E×B drift velocities inferred from ground-based magnetometer observations at low latitudes. **Space Weather**, v. 2, n. 11, p. S11001, nov. 2004. ISSN 1542-7390. 00108. 28
- ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; CHAU, J. L.; YUMOTO, K. Global, low-latitude, vertical E×B drift velocities inferred from daytime magnetometer observations.

 Space Weather, v. 4, n. 8, p. S08003, ago. 2006. ISSN 1542-7390. 00043. 28, 29
- ANDERSON, D.; ANGHEL, A.; YUMOTO, K.; ISHITSUKA, M.; KUDEKI, E. Estimating daytime vertical E×B drift velocities in the equatorial F-region using ground-based magnetometer observations. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 12, p. 37–1, jun. 2002. ISSN 1944-8007. 00144. 28

- ANDERSON, D. N.; BUONSANTO, M. J.; CODRESCU, M.; DECKER, D.; FESEN, C. G.; FULLER-ROWELL, T. J.; REINISCH, B. W.; RICHARDS, P. G.; ROBLE, R. G.; SCHUNK, R. W.; SOJKA, J. J. Intercomparison of physical models and observations of the ionosphere. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 103, n. A2, p. 2179–2192, 1998. ISSN 2156-2202. 39
- ANDERSON, D. N.; DECKER, D. T.; VALLADARES, C. E. Global Theoretical Ionospheric Model (GTIM). In: SCHUNK, R. W. (Ed.). Solar-terrestrial energy program: handbook of ionospheric models. Utah State Univ., Logan, Utah: Center for Atmospheric and Space Sciences, 1996. p. 133–152. 40
- BAILEY, G. J.; BALAN, N. A Low-Latitude Ionosphere-Plasmasphere Model. In: SCHUNK, R. W. (Ed.). **Solar-terrestrial energy program:** handbook of ionospheric models. Utah State Univ., Logan, Utah: Center for Atmospheric and Space Sciences, 1996. p. 173–206. 23, 40, 41, 42, 43
- BAILEY, G. J.; SELLEK, R. A mathematical model of the earth's plasmasphere and its application in a study of He^+ at L=3. **Annales Geophysicae**, v. 8, p. 171–189, 1990. ISSN 0992-7689. 23, 41, 42, 46
- BAILEY, G. J.; SELLEK, R.; RIPPETH, Y. A modelling study of the equatorial topside ionosphere. **Annales Geophysicae**, v. 11, p. 263–272, abr. 1993. ISSN 0992-7689. 00091. 23, 41
- BALAN, N.; BAILEY, G. J. Equatorial plasma fountain and its effects: Possibility of an additional layer. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 100, n. A11, p. 21421–21432, nov. 1995. ISSN 2156-2202. 00195. 57
- BALAN, N.; SHIOKAWA, K.; OTSUKA, Y.; WATANABE, S.; BAILEY, G. J. Super plasma fountain and equatorial ionization anomaly during penetration electric field. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 114, n. A3, 2009. ISSN 2156-2202. 1, 26, 27, 33, 137, 140, 185, 186
- BALAN, N.; SHIOKAWA, K.; OTSUKA, Y.; KIKUCHI, T.; Vijaya Lekshmi, D.; KAWAMURA, S.; YAMAMOTO, M.; BAILEY, G. J. A physical mechanism of positive ionospheric storms at low latitudes and midlatitudes. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 115, n. A2, 2010. ISSN 2156-2202. 1, 17, 18, 20, 21, 26, 28, 33, 137, 185
- BALAN, N.; YAMAMOTO, M.; LIU, J. Y.; OTSUKA, Y.; LIU, H.; LUHR, H. New aspects of thermospheric and ionospheric storms revealed by CHAMP.

Journal of Geophysical Research: Space Physics, v. 116, n. A7, 2011a. ISSN 2156-2202. 17, 19

BALAN, N.; YAMAMOTO, M.; SREEJA, V.; RAVINDRAN, S.; BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; LYNN, K. J. W.; KIKUCHI, T.; OTSUKA, Y.; SHOKAWA, K.; ALEX, S. A statistical study of the response of the dayside equatorial F2 layer to the main phase of intense geomagnetic storms as an indicator of penetration electric field. **Journal of Applied Geophysics**, v. 116, p. A06312, Mar. 2011b. ISSN 0926-9851. 33, 36

BANKS, P. M.; KOCKARTS, G. **Aeronomy**. [S.l.]: Academic Press Inc.,U.S., 1973. ISBN 0120778017. 44

BATISTA, I.; ABDU, M.; NOGUEIRA, P. A.; PAES, R.; SOUZA, J. de; REINISCH, B.; RIOS, V. Early morning enhancement in ionospheric electron density during intense magnetic storms. **Advances in Space Research**, v. 49, n. 11, p. 1544–1552, jun. 2012. ISSN 0273-1177. 36, 159, 161

BATISTA, I. S.; ABDU, M. A.; SOUZA, J. R.; BERTONI, F.; MATSUOKA, M. T.; CAMARGO, P. O.; BAILEY, G. J. Unusual early morning development of the equatorial anomaly in the Brazilian sector during the Halloween magnetic storm. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 111, n. A5, 2006. ISSN 2156-2202. 1, 36, 121, 122, 125, 135, 144, 159, 160, 184

BATISTA, I. S.; PAULA, E. R. de; ABDU, M. A.; TRIVEDI, N. B.; GREENSPAN, M. E. Ionospheric effects of the March 13, 1989, magnetic storm at low and equatorial latitudes. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 96, n. A8, p. 13943–13952, 1991. ISSN 2156-2202. 1

BIONDI, M. A.; SAZYKIN, S. Y.; FEJER, B. G.; MERIWETHER, J. W.; FESEN, C. G. Equatorial and low latitude thermospheric winds: Measured quiet time variations with season and solar flux from 1980 to 1990. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. A8, p. 17091, 1999. ISSN 0148-0227. 50

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: Space Physics**, v. 86, n. A4, p. 2451–2454, abr. 1981. ISSN 2156-2202. 00144. 28

BITTENCOURT, J. A.; PILLAT, V. G.; FAGUNDES, P. R.; SAHAI, Y.; PIMENTA, A. A. LION: A dynamic computer model for the low-latitude

ionosphere. **Ann. Geophys.**, v. 25, n. 11, p. 2371–2392, nov. 2007. ISSN 1432-0576. 00008. 40, 42

BLANC, M.; RICHMOND, A. The ionospheric disturbance dynamo. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 85, n. A4, p. 1669–1686, 1980. ISSN 2156-2202. 16

BORRIES, C.; JAKOWSKI, N.; WILKEN, V. Storm induced large scale TIDs observed in GPS derived TEC. **Annales Geophysicae**, v. 27, p. 1605–1612, abr. 2009. ISSN 0992-7689. 15, 161

BRUINSMA, S. L.; FORBES, J. M. Large-scale traveling atmospheric disturbances (LSTADs) in the thermosphere inferred from CHAMP, GRACE, and SETA accelerometer data. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 72, n. 13, p. 1057–1066, 2010. ISSN 1364-6826. 162

CHAU, J. L.; WOODMAN, R. F. Daytime vertical and zonal velocities from 150-km echoes: Their relevance to F-region dynamics. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 17, p. L17801, set. 2004. ISSN 1944-8007. 00055. 28

DECKER, D. T.; VALLADARES, C. E.; SHEEHAN, R.; BASU, S.; ANDERSON, D. N.; HEELIS, R. A. Modeling daytime F layer patches over Sondrestrom. **Radio Science**, v. 29, n. 1, p. 249–268, 1994. ISSN 1944-799X. 40

DROB, D. P.; EMMERT, J. T.; CROWLEY, G.; PICONE, J. M.; SHEPHERD, G. G.; SKINNER, W.; HAYS, P.; NICIEJEWSKI, R. J.; LARSEN, M.; SHE, C. Y.; MERIWETHER, J. W.; HERNANDEZ, G.; JARVIS, M. J.; SIPLER, D. P.; TEPLEY, C. A.; O'Brien, M. S.; BOWMAN, J. R.; WU, Q.; MURAYAMA, Y.; KAWAMURA, S.; REID, I. M.; VINCENT, R. A. An empirical model of the Earth's horizontal wind fields: HWM07. **Journal of Geophysical Research:**Space Physics, v. 113, n. A12, 2008. ISSN 2156-2202. 49

DROB, D. P.; EMMERT, J. T.; MERIWETHER, J. W.; MAKELA, J. J.; DOORNBOS, E.; CONDE, M.; HERNANDEZ, G.; NOTO, J.; ZAWDIE, K. A.; MCDONALD, S. E.; HUBA, J. D.; KLENZING, J. H. An update to the Horizontal Wind Model (HWM): The quiet time thermosphere. **Earth and Space Science**, p. 2014EA000089, jul. 2015. ISSN 2333-5084. 50

ECHER, E.; GONZALEZ, W. D.; TSURUTANI, B. T. Interplanetary conditions leading to superintense geomagnetic storms (Dst ≤ -250 nT) during solar cycle 23. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 6, p. L06S03, mar. 2008. ISSN 1944-8007. 7

EMMERT, J. T.; DROB, D. P.; SHEPHERD, G. G.; HERNANDEZ, G.; JARVIS, M. J.; MERIWETHER, J. W.; NICIEJEWSKI, R. J.; SIPLER, D. P.; TEPLEY, C. A. DWM07 global empirical model of upper thermospheric storm-induced disturbance winds. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 113, n. A11, p. A11319, nov. 2008. ISSN 2156-2202. 50

EMMERT, J. T.; FEJER, B. G.; SIPLER, D. P. Climatology and latitudinal gradients of quiet time thermospheric neutral winds over Millstone Hill from Fabry-Perot interferometer measurements. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 108, n. A5, p. 1196, maio 2003. ISSN 2156-2202. 50

FEJER, B. G.; JENSEN, J. W.; SU, S.-Y. Quiet time equatorial F region vertical plasma drift model derived from ROCSAT-1 observations. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 113, n. A5, 2008. ISSN 2156-2202. xxiii, xxx, 23, 49, 51

FEJER, B. G.; SCHERLIESS, L. Empirical models of storm time equatorial zonal electric fields. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 102, n. A11, p. 24047–24056, nov. 1997. ISSN 2156-2202. xxiii, 1, 103

FOPPIANO, A. J.; MOSERT, M. M.; OVALLE, E. M.; ARAUJO, J. Variaciones diarias de caracteristicas ionosfericas sobre San Martin, Peninsula Antartica y Concepcion, Chile, durante los intervalos perturbados de Octubre/Noviembre 2003. In: SIMPOSIO LATINOAMERICANO SOBRE INVESTIGACIONES ANTARTICAS, 2., Y REUNION CHILENA DE INVESTIGACION ANTARTICA, 6., 2006, Concepcion. Libro de Resumenes. Punta Arenas-Chile: INACH, 2006. 36

FULLER-ROWELL, T. J.; REES, D.; QUEGAN, S.; MOFFETT, R. J.; CRODESCU, M. V.; MILLWARD, G. H. A Coupled Thermosphere-Ionosphere Model (CTIM). In: SCHUNK, R. W. (Ed.). **Solar-terrestrial energy program:** handbook of ionospheric models. Utah State Univ., Logan, Utah: Center for Atmospheric and Space Sciences, 1996. p. 217–238. 40

GONCHARENKO, L. P.; SALAH, J. E.; EYKEN, A. van; HOWELLS, V.; THAYER, J. P.; TARAN, V. I.; SHPYNEV, B.; ZHOU, Q.; CHAU, J. Observations of the April 2002 geomagnetic storm by the global network of incoherent scatter radars. **Ann. Geophys.**, v. 23, n. 1, p. 163–181, jan. 2005. ISSN 1432-0576. 32

GONZALEZ, W. D.; JOSELYN, J. A.; KAMIDE, Y.; KROEHL, H. W.; ROSTOKER, G.; TSURUTANI, B. T.; VASYLIUNAS, V. M. What is a geomagnetic storm? **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 99, n. A4, p. 5771–5792, abr. 1994. ISSN 2156-2202. 01008. 3, 4, 5, 6, 7

GONZALEZ, W. D.; TSURUTANI, B. T. Criteria of interplanetary parameters causing intense magnetic storms (Dst < â100 nT). **Planetary and Space** Science, v. 35, n. 9, p. 1101–1109, set. 1987. ISSN 0032-0633. 4

GONZALEZ, W. D.; TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, A. L. C.; SMITH, E. J.; TANG, F.; AKASOFU, S.-I. Solar wind-magnetosphere coupling during intense magnetic storms (1978-1979). **Journal of Geophysical Research**, v. 94, n. A7, p. 8835, 1989. ISSN 0148-0227. 7

HARGREAVES, J. K. **The solar-terrestrial environment:** an introduction to geospace - the science of the terrestrial upper atmosphere, ionosphere, and magnetosphere. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. ISBN 9780521427371. 11

HEDIN, A. E. MSIS-86 Thermospheric Model. **Journal of Geophysical** Research: Space Physics, v. 92, n. A5, p. 4649–4662, 1987. ISSN 2156-2202. 50

_____. Extension of the MSIS Thermosphere Model into the middle and lower atmosphere. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 96, n. A2, p. 1159–1172, fev. 1991. ISSN 2156-2202. 50

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, 1991. ISSN 2156-2202. 49

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. ISSN 1364-6826. 23, 49

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: Space Physics**, v. 93, n. A9, p. 9959–9978, 1988. ISSN 2156-2202. 49
- HUANG, C.-S.; RICH, F. J.; BURKE, W. J. Storm time electric fields in the equatorial ionosphere observed near the dusk meridian. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 115, n. A8, p. n/a–n/a, 2010. ISSN 2156-2202. A08313. 102
- HUBA, J. D.; JOYCE, G.; FEDDER, J. A. Sami2 is Another Model of the Ionosphere (SAMI2): A new low-latitude ionosphere model. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 105, n. A10, p. 23035–23053, 2000. ISSN 2156-2202. 39, 40, 42
- HUBA, J. D.; JOYCE, G.; KRALL, J.; SIEFRING, C. L.; BERNHARDT, P. A. Self-consistent modeling of equatorial dawn density depletions with SAMI3. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 3, p. L03104, fev. 2010. ISSN 1944-8007. 50
- KELLEY, M. C. **The earth's ionosphere:** plasma physics & electrodynamics. [S.l.]: Academic Press, 2009. ISBN 9780080916576. 7, 8
- KELLEY, M. C.; DAO, E. On the local time dependence of the penetration of solar wind-induced electric fields to the magnetic equator. **Ann. Geophys.**, v. 27, n. 8, p. 3027–3030, ago. 2009. ISSN 1432-0576. 29, 33, 100
- KELLEY, M. C.; RETTERER, J. First successful prediction of a convective equatorial ionospheric storm using solar wind parameters. **Space Weather**, v. 6, n. 8, p. S08003, ago. 2008. ISSN 1542-7390. xxiv, 24, 25, 33, 100, 102, 111, 166
- KELLEY, M. C.; VLASOV, M. N.; FOSTER, J. C.; COSTER, A. J. A quantitative explanation for the phenomenon known as storm-enhanced density. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 19, 2004. ISSN 1944-8007. 16
- KENDALL, P. Geomagnetic control of diffusion in the F2-region of the ionosphere—I The form of the diffusion operator. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 24, n. 9, p. 805–811, set. 1962. ISSN 0021-9169. 46
- KIRCHHOFF, V. W. J. H. **Introducao a geofisica espacial**. [S.l.]: Nova Stella/EDUSP/FAPESP, 1991. ISBN 9788572330015. 4
- LIN, C. H.; RICHMOND, A. D.; HEELIS, R. A.; BAILEY, G. J.; LU, G.; LIU, J. Y.; YEH, H. C.; SU, S.-Y. Theoretical study of the low- and midlatitude

ionospheric electron density enhancement during the October 2003 superstorm: Relative importance of the neutral wind and the electric field. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 110, n. A12, 2005. ISSN 2156-2202. 1, 36, 123, 125, 184

LOEWE, C. A.; PROLSS, G. W. Classification and mean behavior of magnetic storms. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 102, n. A7, p. 14209–14213, 1997. ISSN 2156-2202. 4, 5

LU, G.; GONCHARENKO, L.; NICOLLS, M. J.; MAUTE, A.; COSTER, A.; PAXTON, L. J. Ionospheric and thermospheric variations associated with prompt penetration electric fields. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 117, n. A8, 2012. ISSN 2156-2202. 1

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. ISSN 1364-6826. 50

MANNUCCI, A. J.; TSURUTANI, B. T.; IIJIMA, B. A.; KOMJATHY, A.; SAITO, A.; GONZALEZ, W. D.; GUARNIERI, F. L.; KOZYRA, J. U.; SKOUG, R. Dayside global ionospheric response to the major interplanetary events of October 29–30, 2003 Halloween Storms. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 12, 2005. ISSN 1944-8007. 16, 36

MARUYAMA, N.; RICHMOND, A. D.; FULLER-ROWELL, T. J.; CODRESCU, M. V.; SAZYKIN, S.; TOFFOLETTO, F. R.; SPIRO, R. W.; MILLWARD, G. H. Interaction between direct penetration and disturbance dynamo electric fields in the storm-time equatorial ionosphere. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 17, p. L17105, set. 2005. ISSN 1944-8007. 1

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, n. A4, p. A04322, abr. 2011. ISSN 2156-2202. 50

MILLWARD, G. H.; MOFFETT, R. J.; QUEGAN, S.; FULLER-ROWELL, T. J. A Coupled Thermosphere-Ionosphere-Plasmasphere Model (CTIP). In: SCHUNK, R. W. (Ed.). Solar-terrestrial energy program: handbook of ionospheric

models. Utah State Univ., Logan, Utah: Center for Atmospheric and Space Sciences, 1996. p. 173–206. 42

NOGUEIRA, P.; ABDU, M.; BATISTA, I.; SIQUEIRA, P. de. Equatorial ionization anomaly and thermospheric meridional winds during two major storms over Brazilian low latitudes. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 73, n. 11–12, p. 1535–1543, jul. 2011. ISSN 1364-6826. 1, 67

PANASENKO, S. V.; CHERNOGOR, L. F. Event of the November 7–10, 2004, magnetic storm in the lower ionosphere. **Geomagnetism and Aeronomy**, v. 47, n. 5, p. 608–620, 2007. ISSN 0016-7932. 00007. 33

PAULA, E. R. Resposta da Região F ionosférica às tempestades magnéticas em baixas latitudes no Brasil. 1986. 205 p. (INPE-4106-TDL/259). Tese (Doutorado em Ciência Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Sao Jose dos Campos, 1986. Disponível em: http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.26.21.49.49. Acesso em: 30 nov. 2015. 1, 42

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, n. A12, p. SIA 15–1–SIA 15–16, 2002. ISSN 2156-2202. 00990. 23, 50

PROLSS, G. W. Seasonal variations of atmospheric-ionospheric disturbances. **Journal of Geophysical Research**, v. 82, n. 10, p. 1635–1640, abr. 1977. ISSN 01480227. 15

PROLSS, G. W.; ZAHN, U. von. Esro 4 Gas Analyzer results 2. Direct measurements of changes in the neutral composition during an ionospheric storm. **Journal of Geophysical Research**, v. 79, n. 16, p. 2535–2539, 1974. ISSN 2156-2202. 15

QUEGAN, S.; BAILEY, G.; MOFFETT, R. Diffusion coefficients for three major ions in the topside ionosphere. **Planetary and Space Science**, v. 29, n. 8, p. 851–867, ago. 1981. ISSN 0032-0633. 44

RATCLIFFE, J. A. An introduction to the ionosphere and magnetosphere. [S.l.]: CUP Archive, 1972. ISBN 9780521083416. 15

RETTERER, J. M.; KELLEY, M. C. Solar wind drivers for low-latitude ionosphere models during geomagnetic storms. **Journal of Atmospheric and**

Solar-Terrestrial Physics, v. 72, n. 4, p. 344–349, mar. 2010. ISSN 1364-6826. 00006. 1, 24, 33, 103, 104, 111

RICHARDS, P. G.; FENNELLY, J. A.; TORR, D. G. EUVAC: A solar EUV Flux Model for aeronomic calculations. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 99, n. A5, p. 8981–8992, maio 1994. ISSN 2156-2202. 00540. 23, 48

RICHARDS, P. G.; TORR, D. G. The Field Line Intermispheric Plasma Model. In: SCHUNK, R. W. (Ed.). **Solar-terrestrial energy program:** handbook of ionospheric models. Utah State Univ., Logan, Utah: Center for Atmospheric and Space Sciences, 1996. p. 207–216. 40

RICHARDS, P. G.; WOODS, T. N.; PETERSON, W. K. HEUVAC: A new high resolution solar EUV proxy model. **Advances in Space Research**, v. 37, n. 2, p. 315–322, 2006. ISSN 0273-1177. 48

RICHMOND, A.; LU, G. Upper-atmospheric effects of magnetic storms: a brief tutorial. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 62, n. 12, p. 1115–1127, ago. 2000. ISSN 13646826. 14, 15

RICHMOND, A. D.; MATSUSHITA, S. Thermospheric response to a magnetic substorm. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, n. 19, p. 2839–2850, 1975. ISSN 2156-2202. 13, 14, 144, 162

RICHMOND, A. D.; PEYMIRAT, C.; ROBLE, R. G. Long-lasting disturbances in the equatorial ionospheric electric field simulated with a coupled magnetosphere-ionosphere-thermosphere model. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 108, n. A3, 2003. ISSN 2156-2202. 1

RISHBETH, H. F-region storms and thermospheric circulation. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 37, p. 1055–1064, jun. 1975. ISSN 0021-9169. 11, 15

ROBLE, R. G. The upper atmosphere and magnetosphere. Washington, D. C.: National Academy of Sciences, 1977. 12

_____. The NCAR Thermosphere-Ionosphere-Mesosphere-Electrodynamics General Circulation Model (TIME-GCM). In: SCHUNK, R. W. (Ed.). Solar-terrestrial energy program: handbook of ionospheric models. Utah State Univ., Logan, Utah: Center for Atmospheric and Space Sciences, 1996. p. 281–288.

- SCHERLIESS, L.; FEJER, B. G. Radar and satellite global equatorial F region vertical drift model. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 104, n. A4, p. 6829–6842, 1999. ISSN 2156-2202. xxiv, xxx, 23, 25, 49, 51
- SCHUNK, R. W. Solar-Terrestrial Energy Program: Handbook of Ionospheric Models. Utah State Univ., Logan, Utah: Center for Atmospheric and Space Sciences, 1996. 39
- SCHUNK, R. W.; SOJKA, J. J. USU model of the global ionosphere. In: SCHUNK, R. W. (Ed.). **Solar-terrestrial energy program:** handbook of ionospheric models. Utah State Univ., Logan, Utah: Center for Atmospheric and Space Sciences, 1996. p. 153–171. 40
- SKOUG, R. M.; GOSLING, J. T.; STEINBERG, J. T.; MCCOMAS, D. J.; SMITH, C. W.; NESS, N. F.; HU, Q.; BURLAGA, L. F. Extremely high speed solar wind: 29–30 October 2003. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 109, n. A9, p. A09102, set. 2004. ISSN 2156-2202. 29, 33, 36
- SMITH, F. L.; SMITH, C. Numerical evaluation of Chapman's grazing incidence integral ch (X, χ). **Journal of Geophysical Research**, v. 77, n. 19, p. 3592–3597, 1972. ISSN 2156-2202. 44
- SOUZA, J.; ASEVEDO Jr., W.; SANTOS, P. dos; PETRY, A.; BAILEY, G.; BATISTA, I.; ABDU, M. Longitudinal variation of the equatorial ionosphere: Modeling and experimental results. **Advances in Space Research**, v. 51, n. 4, p. 654–660, fev. 2013. ISSN 0273-1177. 23, 50
- SOUZA, J.; BRUM, C.; ABDU, M.; BATISTA, I.; ASEVEDO, W.; BAILEY, G.; BITTENCOURT, J. Parameterized Regional Ionospheric Model and a comparison of its results with experimental data and IRI representations. **Advances in Space Research**, v. 46, n. 8, p. 1032–1038, out. 2010. ISSN 02731177. 23
- 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: Space Physics**, v. 105, n. A6, p. 12813–12821, 2000. ISSN 2156-2202. 00017. 23
- SOUZA, J. R.; BAILEY, G. J.; ABDU, M. A.; BATISTA, I. S. Ionospheric modelling at low latitudes over Brazil during summer solar minimum. **Advances** in **Space Research**, v. 25, n. 1, p. 133–138, 2000. ISSN 0273-1177. 00005. 23

SOUZA, J. R. de. Modelagem ionosférica em baixas latitudes no Brasil. 1997. 181 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Sao Jose dos Campos, 1997. Disponível em: http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.29.05.38. Acesso em: 30 nov. 2015. 42, 56, 57

STONE, E. C.; FRANDSEN, A. M.; MEWALDT, R. A.; CHRISTIAN, E. R.; MARGOLIES, D.; ORMES, J. F.; SNOW, F. The Advanced Composition Explorer. In: RUSSELL, C. T.; MEWALDT, R. A.; ROSENVINGE, T. T. V. (Ed.). **The advanced composition explorer mission**. [S.l.]: Springer Netherlands, 1998. p. 1–22. ISBN 978-94-010-6001-1, 978-94-011-4762-0. 29

SUBBARAO, K.; MURTHY, B. K. F-region vertical velocity and its fluctuations at the magnetic equator. [S.l.]: Council Scientific Industrial Research Publ & Info Directorate, New Delhi 110012, India, 1983. 94–96 p. 67

TAEUSCH, D. R.; CARIGNAN, G. R.; REBER, C. A. Neutral composition variation above 400 kilometers during a magnetic storm. **Journal of Geophysical Research**, v. 76, n. 34, p. 8318–8325, 1971. ISSN 2156-2202. 15

TOBISKA, W.; WOODS, T.; EPARVIER, F.; VIERECK, R.; FLOYD, L.; BOUWER, D.; ROTTMAN, G.; WHITE, O. The SOLAR2000 empirical solar irradiance model and forecast tool. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 62, n. 14, p. 1233–1250, set. 2000. ISSN 1364-6826. 23, 48

TORRES PINCHEIRA, X. A. Resposta do sistema ionosfera-termosfera a tempestades magneticas no setor Sul-Americano. 1998. 189 p. (INPE-6743-TDI/633). Tese (Doutorado em Geofisica Espacial) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Sao Jose dos Campos, 1998. Disponível em: http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.30.05.50. Acesso em: 29 nov. 2015. 1, 15

TSURUTANI, B.; MANNUCCI, A.; IIJIMA, B.; ABDU, M. A.; SOBRAL, J. H. A.; GONZALEZ, W.; GUARNIERI, F.; TSUDA, T.; SAITO, A.; YUMOTO, K.; FEJER, B.; FULLER-ROWELL, T. J.; KOZYRA, J.; FOSTER, J. C.; COSTER, A.; VASYLIUNAS, V. M. Global dayside ionospheric uplift and enhancement associated with interplanetary electric fields. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 109, n. A8, 2004. ISSN 2156-2202. 8, 9, 10, 16, 18

TSURUTANI, B. T.; GONZALEZ, W. D. The cause of high-intensity long-duration continuous AE activity (HILDCAAs): Interplanetary Alfvén wave trains. **Planetary and Space Science**, v. 35, n. 4, p. 405–412, abr. 1987. ISSN 0032-0633. 7

VALENTIM, Â. M. S. Campos elétricos e derivas do plasma na ionosfera equatorial do setor americano durante tempestades magnéticas. 2015. 256 p. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/03.17.20.47-TDI). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015. Disponível em: http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/03.17.20.47. Acesso em: 30 nov. 2015. 53

WOLF, R. A.; SAZYKIN, S.; XING, X.; SPIRO, R. W.; TOFFOLETTO, F. R.; De Zeeuw, D. L.; GOMBOSI, T. I.; GOLDSTEIN, J. Direct Effects of the IMF on the Inner Magnetosphere. In: BURCH, J.; SCHULZ, M.; SPENCE, H. (Ed.). Inner magnetosphere interactions: new perspectives from imaging. [S.l.]: American Geophysical Union, 2013. p. 127–139. ISBN 9781118666128. 8

ANEXO A - Resultados preliminares apresentados na IAGA2013 The XIIth Scientific Assembly

A seguir podem ser vistos alguns resultados preliminares apresentados na IAGA 2013, The XIIth Scientific Assembly.

Os dados usados são obtidos de digisondas de 2 setores de longitudes: o setor brasileiro (SL, FZ e CP) onde a declinação magnética é alta e outro setor (JI e TU) onde a declinação magnética é baixa, como se mostra no mapa da Figura A.1. Os dados geográficos destas estações e magnéticos foram apresentados na Tabela 3.1 do Capítulo 3.

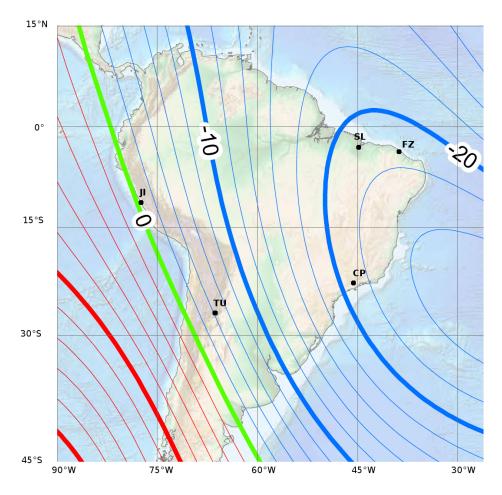


Figura A.1 - Localização geográfica das digisondas utilizadas e sua declinações magnéticas (curvas).

Fonte: Adaptada de http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/.

Para os cálculos de foF2 e hmF2 é usado o modelo SUPIM. Para condições geomagneticamente calmas os parâmetros de entrada usados no modelo são: a deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ modelo F08, o vento neutro do modelo HWM93, a densidades neutras do modelo NELMSISE-00 e o fluxo solar ionizante do modelo SOLAR2000. Para condições perturbadas foram utilizados 3 tipos de deriva vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$:

- (1) Uma perturbação dada por uma função degrau similar àquela usada por Batista et al. (2006).
- (2) Uma perturbação como resultado de uma interpolação dos dados de deriva E×B do satélite ROCSAT medidos a 600 km de altitude e mapeados para 300 km de altitude (região-F) e -70° de longitude geográfica (Jicamarca) (LIN et al., 2005).
- (3) Uma nova deriva que adiciona um pico centrado às 10:00 UT à deriva (1), simulando o efeito de uma condição de um overshielding seguindo um evento de undershiending.

A parte esquerda da Figura A.2 mostra estes 3 tipos de perturbações de $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$.

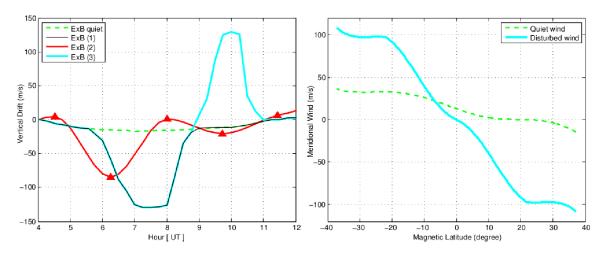


Figura A.2 - Entradas do modelo SUPIM. esquerda, deriva $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$, para condições calmas (linha verde), (1) perturbação sugerida por Batista et al. (2006) (linha preta), (2) medidas do ROCSAT (triângulos) e as interpolações feitas por Lin et al. (2005) (linha vermelha), e (3) perturbação sugerida neste trabalho considerando efeitos de undershielding/overshielding (linha azul claro). Direita, vento efetivo ao longo do meridiano magnético a 350 km de altitude, para condições calmas (linha verde), e condições perturbadas (linha azul claro). Velocidades positivas são para Norte.

Em relação ao vento neutro perturbado, utilizou-se modelo similar ao sugerido por Balan et al. (2009), Balan et al. (2010). Este vento é visto na parte direita da Figura A.2, sendo zero no equador magnético e ao redor de 100 m/s em latitudes médias. Esta perturbação é suposta atuar continuamente entre as 08:00 e 15:00 UT.

Os resultados das simulações de foF2 e hmF2 são comparados com as observações para o setor brasileiro na Figura A.3, e com o setor de baixa declinação na Figura A.4.

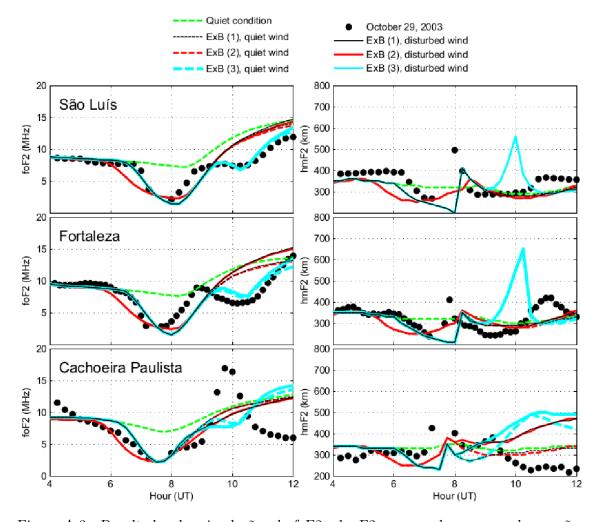


Figura A.3 - Resultados das simulações da foF2 e hmF2 comparados com as observações no setor de alta declinação (setor brasileiro). Os pontos representam as observações, as linhas tracejadas representam a simulação com vento calmo e as linhas sólidas representam as simulações com vento perturbado. Os colores representam as distintas perturbações $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ mostradas na Figura A.2.

No setor brasileiro, o decréscimo em foF2 entre as 06:00 e 08:00 UT é bem represen-

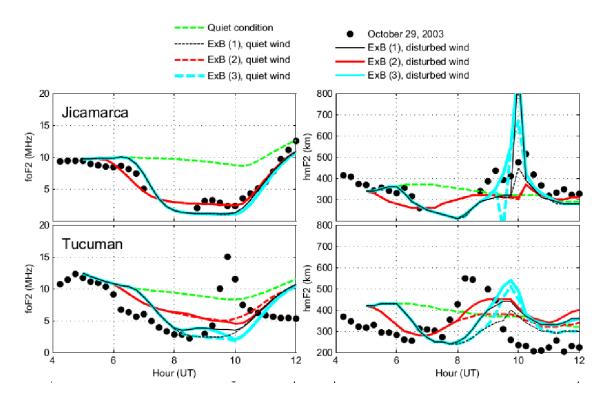


Figura A.4 - Mesma figura que A.3, mas para o setor de baixa declinação.

tado pelos modelos de deriva (1) e (3), mas para a deriva (2) acontece mais cedo. Na fase de recuperação (08:00-09:00 UT) todas as simulações têm um retardo de meia hora comparado com os dados observados.

O segundo decaimento de foF2 (09:00-12:00 UT) no setor equatorial (SL e FZ) pode ser explicado só com o modelo ExB(3), mas seu efeito em hmF2 gera uma subida exagerada da camada, que não se compara com os dados observados. No caso de CP, nenhum modelo é capaz de explicar o pico das 10:00 UT observado nos dados.

Para o outro setor, as simulações dos 3 modelos representam bem os dados de foF2 de JI, mas hmF2 não tem bons resultados, principalmente quando se usa a deriva ExB(3). Para TU, as simulações não podem explicar o pico em foF2 das 10:00 UT e em hmF2 existe um retardo entre as simulações e os dados observados.

Os efeitos do vento perturbado não são significativos, mostrando que, neste caso, o vento proposto por Balan et al. (2009) não é suficiente para explicar os efeitos observados.