



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.10.19.53-TDI

## **CARACTERIZAÇÃO DA AMPLITUDE DE PULSAÇÕES MAGNÉTICAS OBSERVADAS EM REGIÃO SOB INFLUÊNCIA DO ELETROJATO EQUATORIAL**

Graziela Belmira Dias da Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Livia Ribeiro Alves, e Antonio Lopes Padilha, aprovada em 9 de março de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NM88D5>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@inpe.br

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

### **Presidente:**

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

### **Membros:**

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

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

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

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

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

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

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

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

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

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.10.19.53-TDI

## **CARACTERIZAÇÃO DA AMPLITUDE DE PULSAÇÕES MAGNÉTICAS OBSERVADAS EM REGIÃO SOB INFLUÊNCIA DO ELETROJATO EQUATORIAL**

Graziela Belmira Dias da Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Livia Ribeiro Alves, e Antonio Lopes Padilha, aprovada em 9 de março de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3NM88D5>>

INPE  
São José dos Campos  
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Silva, Graziela Belmira Dias da.

Si38c      Caracterização da amplitude de pulsações magnéticas observadas em região sob influência do eletrojato equatorial / Graziela Belmira Dias da Silva. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxx + 113 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/04.10.19.53-TDI)

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientadores : Drs. Livia Ribeiro Alves, e Antonio Lopes Padilha.

1. Pulsações magnéticas Pc3 e Pc5. 2. Ionosfera. 3. Eletrojato equatorial. 4. Condutividade cowling. 5. Mecanismos de geração e transmissão de ondas EM. I.Título.

CDU 52-563

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

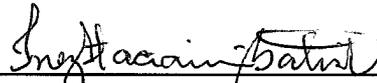
This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

Aluno (a): **Graziela Belmira Dias da Silva**

Título: "CARACTERIZAÇÃO DA AMPLITUDE DE PULSAÇÕES MAGNÉTICAS  
OBSERVADAS EM REGIÃO SOB INFLUÊNCIA DO ELETROJATO EQUATORIAL".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Mestre** em  
**Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente  
Solar-Terrestre**

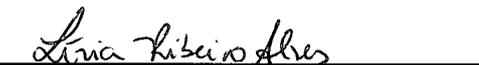
Dra. Inez Staciarini Batista



---

Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dra. Livia Ribeiro Alves



---

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

Dr. Antonio Lopes Padilha



---

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

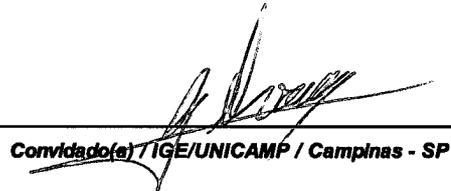
Dr. Fábio Becker Guedes



---

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

Dr. Gelvam André Hartmann



---

Convidado(a) / IGE/UNICAMP / Campinas - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 09 de março de 2017



*“Tesla estava correto sobre a existência de um circuito elétrico atmosférico global”.*



*A Deus,*

*a minha mãe Nildes,*

*a meus irmãos Isabela, Anne Karen e Wallan Pyerre,*

*e a meus familiares.*



## AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Jesus, por tudo.

A minha família por me motivar a seguir na carreira científica.

A todas as pessoas do INPE que tornaram meu sonho de cursar uma Pós-graduação em Geofísica uma realidade. Dentre elas, a coordenadora do curso Dra. M. Virgínia Alves, o corpo docente e todos os colegas de trabalho e de pesquisa que pude conhecer neste período.

Agradeço em especial à Cidinha, uma pessoa caridosa que muito me auxiliou durante esta caminhada.

Aos docentes do IFMG - *Campus Formiga*, do curso de Licenciatura em Matemática, que me apoiaram na iniciativa de fazer o Mestrado no INPE.

Aos amigos Oluwasegun Folarin Jonah, Ana Clara Pinto, Katia Horvath, Jéssica Lisandra, Guilherme Cintra, Cláudia V. Ely, Larissa Antunes e Rodrigo Cesar, que no decorrer do curso se mantiveram presentes e dispostos a ajudar.

Também aos vários amigos que conheci neste período, pela boa energia compartilhada.

Ao docente Dr. Renato Sérgio Dallaqua por gentilmente ter me auxiliado com a parte de Plasma. De forma similar, à Dra. Inez Staciarini Batista, com a parte de Ionosfera, e ao Dr. Polinaya Muralikrishna no que diz respeito ao entendimento sobre o Eletrojato Equatorial.

Aos orientadores Dr. Antonio Lopes Padilha e Dra. Lívia Ribeiro Alves, que desde o primeiro momento acreditaram na realização desta pesquisa e por me capacitarem para tal feito.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de pesquisa.



# **CARACTERIZAÇÃO DA AMPLITUDE DE PULSAÇÕES MAGNÉTICAS OBSERVADAS EM REGIÃO SOB INFLUÊNCIA DO ELETROJATO EQUATORIAL**

## **RESUMO**

Correntes ionosféricas diurnas do eletrojato equatorial (EJE) amplificam variações geomagnéticas medidas na superfície da região equatorial, com a possível exceção do intervalo das pulsações magnéticas contínuas Pc3. Nesse caso, há relatos tanto de amplificação como de amortecimento na amplitude dessas pulsações pelo EJE, sem que os possíveis mecanismos físicos envolvidos nesses processos sejam discutidos na literatura. Para caracterizar a extensão da influência do EJE na amplitude de pulsações na região equatorial brasileira, este estudo analisou dados geomagnéticos de Pc3 (10 - 45 s) e Pc5 (150 - 600 s) adquiridos em sete estações temporárias. Essas estações que dispuseram de magnetômetros fluxgate, foram instaladas em diferentes locais dentro e fora dos efeitos do EJE e operaram simultaneamente durante o período de setembro a novembro de 1994. A análise dos dados mostrou que a amplitude das pulsações no solo também é afetada por outros efeitos além do EJE. Forte influência da geologia local foi identificada em uma das estações, cuja amplitude foi amplificada por efeitos de indução eletromagnética em praticamente todos os eventos detectados; a amplitude da componente H das estações mais próximas ao equador dip também foi amplificada no intervalo entre 5 e 7 LT como efeito do terminador do amanhecer; e os eventos noturnos na estação de referência ao sul do Brasil foram amplificados por efeito da Anomalia Magnética do Atlântico Sul. Análise de eventos diurnos e noturnos ocorridos em dias preferencialmente calmos indicou que as Pc5 diurnas foram amplificadas em todas as estações da região equatorial, principalmente naquelas situadas mais próximas ao equador dip (latitudes inferiores a 2°). Por outro lado, as Pc3 diurnas foram preferencialmente amortecidas nas estações equatoriais, com maior ênfase na estação sob o equador dip, embora dois eventos com menor amplitude em dias mais perturbados tenham sido detectados com amplitude aumentada na região equatorial. A partir de modelos teóricos disponíveis, os diferentes efeitos foram interpretados a partir dos mecanismos de geração e transmissão das pulsações e do incremento na condutividade Cowling na ionosfera equatorial diurna. As Pc5 diurnas são transmitidas horizontalmente pela ionosfera no modo TM0 desde as latitudes polares e amplificadas na região equatorial pela maior condutividade ionosférica. Por outro lado, as Pc3 diurnas são preferencialmente ondas upstream geradas por instabilidades ciclotrônicas de íons na frente de choque que se propagam na forma de ondas compressionais ao

longo do plano equatorial da magnetosfera e são amortecidas pela alta condutividade da ionosfera equatorial antes de chegar ao solo. Os eventos de Pc3 que mostraram amplificação são associados a ondas de superfície geradas por instabilidades Kelvin-Helmholtz em períodos geomagneticamente mais perturbados que chegam à ionosfera de alta latitude e geram correntes ionosféricas nessas latitudes, as quais podem se propagar horizontalmente até baixas latitudes onde sofrem amplificação na região equatorial.

Palavras chave: Pulsações magnéticas Pc3 e Pc5. Ionosfera. Eletrojato Equatorial. Condutividade Cowling. Mecanismos de geração e transmissão de ondas EM.

**AMPLITUDE CHARACTERIZATION OF MAGNETIC PULSATIIONS  
OBSERVED IN A REGION UNDER THE INFLUENCE OF THE  
EQUATORIAL ELECTROJET**

**ABSTRACT**

Daytime equatorial electrojet currents (EEJ) amplify geomagnetic variations on the ground in the equatorial region, with the possible exception for Pc3 pulsations. In this case, there are reports of both amplification and damping in the pulsation amplitude by the EEJ, but without discussion in the literature on the different physical mechanisms involved. To characterize the EEJ influence on ground pulsation amplitudes in the Brazilian equatorial region, geomagnetic data from seven temporary stations were analyzed in the Pc3 (10 – 45 s) and Pc5 (150 – 600 s) intervals. Fluxgate magnetometers were operated simultaneously during the period from September to November 1994 at these stations located inside and outside the EEJ effects. Data analysis showed that, in addition to the EEJ, the amplitude of the pulsations is also affected by other effects. Strong effects of local geology were identified in one of stations, with amplitude amplification by electromagnetic induction in a crustal conductor; H-component amplitude of the stations closest to the dip equator was also amplified between 5-7 LT due to the sunrise terminator effect; and nighttime events at the reference station in southern Brazil were amplified by South Atlantic Magnetic Anomaly effects. Daytime and nighttime events were preferentially analyzed during quiet days and indicated that diurnal Pc5s were amplified at all stations of the equatorial region, but mainly at those closest to the dip equator (latitudes less than 2°). On the other hand, daytime Pc3s were preferentially damped at equatorial stations, especially in the station under the dip equator, although two events with low amplitude on more disturbed days showed increased amplitude in the equatorial region. From the available theoretical models, the different effects were interpreted as due to the mechanisms of pulsation generation and transmission and to the increase of Cowling conductivity in the diurnal equatorial ionosphere. Daytime Pc5s are transmitted horizontally in the TM0 mode from polar latitudes and amplified in the equatorial region by the higher ionospheric conductivity. Daytime Pc3s are preferably upstream waves generated due to ion-cyclotron instability on the bow shock, which propagate as compressional waves along the equatorial plane of the magnetosphere and are damped by the high conductivity of the equatorial ionosphere before reaching the ground. Pc3 events showing equatorial amplification are surface waves associated with Kelvin-Helmholtz instability during geomagnetically more disturbed days that reach the high latitude ionosphere and generate ionospheric

currents, which leaks into low latitudes where they undergo amplification in the equatorial region.

Keywords: Pc3 and Pc5 magnetic pulsations. Ionosphere. Equatorial Electrojet. Cowling conductivity. Generation and transmission of EM waves.

## LISTA DE FIGURAS

		<u>Pág.</u>
Figura 2.1	Representação das principais regiões da magnetosfera terrestre.....	7
Figura 2.2	Orientação de $\mathbf{K}$ com respeito a $\mathbf{B}_P$ para um sistema de coordenadas cartesiano.....	11
Figura 2.3	Representação do primeiro e segundo harmônicos dos modos toroidal e poloidal de oscilação de uma linha de campo da magnetosfera dipolar.	14
Figura 2.4	Espectro de amplitude das variações do campo geomagnético, incluindo as pulsações e outras flutuações do campo principal em função da frequência.....	16
Figura 2.5	Formação do eletrojato equatorial (EJE).....	20
Figura 3.1	Localização das sete estações geomagnéticas utilizadas na pesquisa.....	26
Figura 3.2	Gráficos de variação diurna na componente H das sete estações analisadas para o período total disponível de dados em 1994, com a identificação e inclinação de cada estação.....	31
Figura 3.3	Variação diurna na componente H das sete estações analisadas para o dia 15/10/1994, com a identificação e inclinação de cada estação.....	32
Figura 3.4	Gráfico da variância horária na componente H de dados filtrados na faixa das Pc3 da estação CUI para o período total de dias de observação, juntamente com o respectivo índice <i>Dst</i> .....	35
Figura 3.5	Variação do valor médio da componente longitudinal da segunda derivada do campo do eletrojato equatorial (em nT/s <sup>2</sup> ) em função da Horal Local (LT).....	37
Figura 3.6	Representação de como se aplica o método STFT num sinal qualquer em função da resolução da FFT e da sobreposição de dados.....	40
Figura 3.7	Exemplo de cálculo de espectrogramas e filtragem de dados (estação PRM).....	43
Figura 4.1	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 10 - 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 15:00 e 16:00 UT do dia 15/10/1994.....	47
Figura 4.2	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 10 - 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 17:00 e 18:00 UT do dia 15/10/1994.....	47
Figura 4.3	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 45 - 150 s (Pc4) para todas as estações no período entre 17:00 e 18:00 UT do dia 15/10/1994.....	48
Figura 4.4	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 45 - 150 s (Pc4) para todas as estações no período entre 15:00 e 16:00 UT do dia 20/10/1994.....	48
Figura 4.5	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 - 600 s (Pc5) para todas as estações no período entre 16:00 e 18:00 UT do dia 15/10/1994.....	49

Figura 4.6	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 - 600 s (Pc5) para todas as estações no período entre 16:00 e 18:00 UT do dia 20/10/1994.....	49
Figura 4.7	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 10 - 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 05:00 e 06:00 UT do dia 08/10/1994.....	51
Figura 4.8	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 10 - 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 02:00 e 03:00 UT do dia 15/10/1994.....	52
Figura 4.9	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 45 - 150 s (Pc4) para todas as estações no período entre 02:00 e 03:00 UT do dia 08/10/1994.....	52
Figura 4.10	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 45 - 150 s (Pc4) para todas as estações no período entre 22:00 e 23:00 UT do dia 20/10/1994.....	53
Figura 4.11	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 - 600 s (Pc5) para todas as estações no período entre 22:00 e 23:59 UT do dia 30/09/1994.....	53
Figura 4.12	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 - 600 s (Pc5) para todas as estações no período entre 01:36 e 03:36 UT do dia 15/10/1994.....	54
Figura 4.13	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 30 - 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 05:00 e 06:00 UT do dia 08/10/1994.....	56
Figura 4.14	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 - 250 s (Pc5) para todas as estações no período entre 16:00 e 18:00 UT do dia 15/10/1994.....	57
Figura 4.15	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 200 - 250 s (Pc5) para todas as estações no período entre 16:00 e 18:00 UT do dia 20/10/1994.....	57
Figura 4.16	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 - 250 s (Pc5) para todas as estações no período entre 23:00 e 23:59 UT do dia 30/09/1994.....	58
Figura 4.17	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 330 - 600 s (Pc5) para todas as estações no período entre 01:36 e 03:36 UT do dia 15/10/1994.....	58
Figura 4.18	Exemplo de gráfico de PSD versus período na faixa das Pc3 para todas as estações.....	61
Figura 4.19	Exemplo de gráfico de PSD versus período na faixa das Pc5 para todas as estações.....	61
Figura 4.20	Incrementos na amplitude de pulsações Pc3 diurnas (a) e noturnas (b) em função da latitude dip para as estações da região equatorial em relação a SMA.....	64
Figura 4.21	Incrementos na amplitude de pulsações Pc5 diurnas (a) e noturnas (b) em função da latitude dip para as estações da região equatorial em relação a SMA.....	66

Figura 4.22	Incrementos na amplitude de pulsações Pc3 envolvendo todos os eventos analisados, em função das horas UT e LT, para ambas as estações da região equatorial e em relação a SMA.....	68
Figura 4.23	Incrementos na amplitude de pulsações Pc5 envolvendo todos os eventos analisados, em função das horas UT e LT, para ambas as estações da região equatorial e em relação a SMA.....	69
Figura 5.1	Resultados de sondagens de indução eletromagnética (GDS e MT) na região noroeste do Brasil.....	73
Figura 5.2	Incrementos na amplitude de pulsações Pc3, em função das horas UT e LT.....	76
Figura 5.3	Processos responsáveis pela amplificação de correntes em torno do nascer do dia.....	79
Figura 5.4	Mecanismos possíveis de geração e propagação de pulsações Pc3 diurnas para a região equatorial.....	81
Figura 5.5	Distribuição da condutividade Cowling normalizada com a distância...83	
Figura 5.6	Perfis da amplitude da pulsação incidente como função da frequência da onda e da condutividade Cowling normalizada para diferentes latitudes.....	84
Figura 5.7	Guia para transporte de ondas no modo TM0 desde a ionosfera polar até a ionosfera equatorial.....	88
Figura 5.8	Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 10 – 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 14:30 e 15:30 UT do dia 26/09/1994.....	91



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1	Classificação da IAGA (1964) e a proposta por Samson (1991).....15
Tabela 3.1	Dados geomagnéticos e geográficos das estações utilizadas nesse trabalho e valor da hora em UT correspondente ao meio dia local (MLT).....27
Tabela 4.1	Faixa de período e de frequência de pulsações contínuas e irregulares com período entre 10 – 600 s.....45
Tabela 4.2	Levantamento dos eventos detectados para análise final dos dados.....59
Tabela A.1	Tabela utilizada para observação de eventos de pulsação Pc3 na estação CUI.....107
Tabela A.2	Informações sobre os eventos de Pc3 ocorridos no período diurno.....110
Tabela A.3	Informações sobre os eventos noturnos de Pc3.....111
Tabela A.4	Informações sobre os eventos de Pc5 ocorridos no período diurno.....112
Tabela A.5	Informações sobre os eventos noturnos de Pc5.....113



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

<b>INPE</b>	<b>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais</b>
<b>SDI</b>	<b>Serviço de Informação e Documentação</b>
<b>SPG</b>	<b>Serviço de Pós-Graduação</b>
<b>TDI</b>	<b>Teses e Dissertações Internas</b>
ARI	estação geomagnética de Ariquemes
AMAS	Anomalia Magnética do Atlântico Sul
COL	estação geomagnética de Colibbri
CEJ	Contra-eletrojato
CUI	estação geomagnética de Cuiabá
CB	estação geomagnética de Cuiabá
DFT	<i>Discret Fourier Transform</i>
<i>Dst</i>	<i>Disturbance storm time</i>
EJE	Eletrojato Equatorial
EEJ	<i>Equatorial Electrojet</i> (sigla em inglês)
EM	Eletromagnética(o)
EMIC	<i>Eletromagnetic ion cyclotron</i>
EUV	Extremo ultravioleta
FAC	<i>Field-Aligned Currents</i>
FFT	<i>Fast Fourier Transform</i>
FLR	<i>Field Line Resonance</i>
GDS	<i>Geomagnetic Deep Sounding</i>
IGA	Associação Internacional de Geomagnetismo e Aeronomia
IGRF	<i>International Geomagnetic Reference Field</i>

IMF	<i>Interplanetary Magnetic Field</i>
IUGG	União Internacional de Geodésia e Geofísica
LT	<i>Local Time</i>
MHD	Magnetohidrodinâmica
MLT	meio dia local em hora UT
MT	Magnetotelúrico
Pc	Pulsações contínuas
Pi	Pulsações irregulares
POV	estação geomagnética de Porto Velho
PRE	<i>Pre-reversal enhancement</i>
PRI	<i>Preliminary reverse impulse</i>
PRM	estação geomagnética de Presidente Médici
PSD	<i>Power Spectra Density</i>
SMA	estação geomagnética de Santa Maria
Sq	<i>Solar quiet</i>
SSC	<i>Storm Sudden Commencements</i>
STFT	<i>Short-Time Fourier Transform</i>
ULF	<i>Ultra Low Frequency</i>
UT	<i>Universal Time</i>
VIL	estação geomagnética de Vilhena

## LISTA DE SÍMBOLOS

### Latinos

$a_0, a_n, b_n$	coeficientes de Fourier
$A/A_0$	taxa de amortecimento de ondas na direção radial
<b>B</b>	campo geomagnético
<b>B<sub>p</sub></b>	vetor campo magnético do plasma
<b>B<sub>T</sub></b>	vetor campo geomagnético
$B$ ou $B_0$	campo magnético
$c$	velocidade da luz no vácuo, $2.99792458 \times 10^8$ m/s
$C$	intervalo de tempo
$D$	componente leste-oeste do campo geomagnético
$e$	carga elétrica da partícula elementar, $1,602176462 \times 10^{-19}$ C
<b>E</b>	vetor campo elétrico ionosférico
<b>E<sub>p</sub></b>	vetor campo elétrico do plasma
$E_x$	componente zonal do campo elétrico ionosférico
$E_y$	componente meridional do campo elétrico ionosférico
$E_z$	componente vertical do campo elétrico ionosférico
$E_x, E_y$	componentes ortogonais do campo elétrico
<b>E<sub>1</sub></b>	campo elétrico primário
<b>E<sub>2</sub></b>	campo elétrico secundário
$E$	campo elétrico
$f$	frequência
$f_s$	frequência de amostragem
$G$	quantidade de dados de um sinal
$h(t)$	janela analisadora

$H$	componente horizontal do campo geomagnético
$H_x, H_y, H_z$	componentes ortogonais do campo magnético
$\hat{H}$	amplitude relativa do campo magnético
$\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$	vetores unitários
$I$	inclinação magnética
$\mathbf{I}$	vetor densidade de corrente elétrica ionosférico
$I_x, I_y, I_z$	componentes do sistema de corrente ionosférico
$j$	corrente elétrica
$\mathbf{J}$	vetor densidade de corrente do plasma
$\mathbf{J}_P, \mathbf{J}_H$	correntes de Pedersen e Hall
$k$	número de onda das ondas de plasma
$k_n, k_t$	componentes do vetor de onda no ambiente de geração das pulsações
$\mathbf{K}$	vetor de onda
$l$	ordem polinomial do filtro
$L$	Parâmetro de McIlwain
$m_i, m_e$	massa de íons e elétrons
$n$	espectro de frequências do sinal
$N_i, N_e$	densidade de íons e elétrons
$p$	pressão magnética do plasma
$p_i, p_e$ e $p_n$	pressão magnética de íons, elétrons e partículas neutras
$q_n, r_n$	coeficientes do filtro
$PSD(T)$	densidade de potência espectral
$r$	intervalo de tempo em horas
$R$	coeficiente de reflexão da onda
Re	Unidade do raio da Terra (1 Re = 6371 km)
$S_x, S_z$	componentes do vetor de Poynting
$T$	período da pulsação

$T_{paralela}$	temperatura na direção paralela ao campo magnético
$T_{perpendicular}$	temperatura na direção perpendicular ao campo magnético
$\mathbf{u}$	vetor velocidade média do plasma
$\mathbf{U}$	vetor velocidade dos ventos neutros
$v$	velocidade de propagação
$V_A$	velocidade das ondas de Alfvén
$V_s$	velocidade adiabática do som
$x_n$	sequência de entrada do filtro
$x(t)$	sinal no domínio do tempo
$X(\omega)$	sinal no domínio da frequência
$X_{STFT}(\tau, \omega)$	transformada de Fourier de tempo curto contínua
$x(j)$	sinal discreto no domínio do tempo
$X_{STFT}[j, k]$	transformada de Fourier de tempo curto discreta
$ X_{STFT} _{dB}$	módulo da transformada de Fourier de tempo curto em unidades dB
$ X(T) $	amplitude espectral de um sinal $X$
$ X_{est}(T) $	amplitude espectral do sinal nas estações equatoriais
$ X_{SMA}(T) $	amplitude espectral do sinal em SMA
$y_k$	sequência de saída do filtro
$x/L$	distância normalizada ( $L = 5000$ km)
$\bar{y}$	valor médio de uma sequência de dados $y_i$
$Z$	componente vertical do campo geomagnético



## LISTA DE SÍMBOLOS

### Gregos

$\delta$	profundidade pelicular
$\eta$	difusividade
$\eta_A$	difusividade ambipolar
$\theta_{\text{dip}}$	latitude dip
$\lambda$	comprimento de onda
$\mu$	permeabilidade magnética
$\mu_0$	permeabilidade magnética do vácuo
$\nu_i, \nu_e$	frequência de colisão de íons e elétrons
$\rho$	resistividade
$\rho_i$	densidade de massa dos íons
$\rho_m$	densidade de massa do plasma
$\rho_n$	densidade de massa das partículas neutras
$\sigma$	condutividade
$\sigma_0$	Condutividade Paralela
$\sigma_P$	Condutividade Pedersen
$\sigma_H$	Condutividade Hall
$\sigma_C$	Condutividade Cowling
$\sigma^2$	variância horária da componente geomagnética
$\bar{\Sigma}_C$	condutividade Cowling normalizada
$\Sigma_A$	condutância
$\varphi$	Latitude geomagnética
$\omega$	frequência angular
$\omega_A$	frequência de Alfvén

$\omega_p$	frequência angular das ondas de plasma
$\omega_i, \omega_e$	girofrequência de íons e elétrons
$\bar{\omega}$	frequência angular normalizada
$\Omega_M$	vetor frequências do sinal

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1	INTRODUÇÃO..... 1
2	PULSAÇÕES MAGNÉTICAS ..... 5
2.1	O vento solar e a magnetosfera terrestre ..... 6
2.2	Conceitos gerais da teoria MHD ..... 7
2.3	Principais mecanismos de geração das pulsações ..... 11
2.3.1	Processos internos de amplificação ..... 12
2.4	Classificação ..... 14
2.5	Influências ionosféricas ..... 16
2.5.1	Ondas MHD em um plasma fracamente ionizado..... 21
3	METODOLOGIA..... 25
3.1	Dados experimentais ..... 25
3.2	Detalhamento dos procedimentos para a análise dos dados ..... 33
3.2.1	Filtragem digital e a caracterização de eventos de Pc3-5..... 33
3.2.2	Escolha das faixas horárias para observação de sinais ..... 35
3.2.3	Espectro dinâmico ..... 38
4	RESULTADOS ..... 45
4.1	Eventos diurnos ..... 45
4.2	Eventos noturnos ..... 51
4.3	Investigação da amplificação na região equatorial..... 55
4.3.1	Seleção de eventos de Pc3 e Pc5 ..... 56
4.3.2	Cálculo dos fatores de amplificação e/ou amortecimento ..... 60
4.4	Apresentação dos resultados..... 63
5	DISCUSSÕES ..... 71
5.1	Efeitos associados à geologia local ..... 71
5.2	Efeitos associados ao terminador do amanhecer (sunrise terminator) ..... 76
5.3	Efeitos associados à condutividade Cowling ..... 79
5.3.1	Propagação vertical..... 81
5.3.2	Propagação horizontal ..... 86
5.4	Efeitos associados à Anomalia Magnética do Atlântico Sul ..... 91
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS ..... 95
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS ..... 99

APÊNDICE A ..... 107

## 1 INTRODUÇÃO

O campo geomagnético principal é gerado no interior da Terra por meio do geodínamo, que consiste no movimento de um fluido condutor no núcleo terrestre. Como a Terra encontra-se imersa no plasma solar, da interação entre o campo geomagnético e o vento solar surgem entre outras perturbações geomagnéticas, as pulsações. As pulsações foram primeiramente observadas e assim denominadas por Stewart (1861). Caracterizam-se por serem variações geomagnéticas rápidas, cujas frequências estão entre 1 mHz e 1 Hz, que coincide com a banda de ULF. As pulsações são definidas como ondas hidromagnéticas (ou magnetohidrodinâmicas) que podem ter sua origem tanto interna como externa à magnetosfera. Neste último caso, elas podem ser provenientes do vento solar e de sua interação com a magnetosfera, por uma variedade de processos físicos e instabilidades.

As pulsações são classificadas como contínuas (Pc) ou irregulares (Pi), de acordo com a morfologia dessas ondas. As Pc são perturbações geomagnéticas características de dias calmos, cujas amplitudes oscilam regularmente entre períodos de 0.2 a 600 s (ZANANDREA, 1999). Já as Pi não mantêm qualquer regularidade com a amplitude, devido à grande influência dos distúrbios geomagnéticos e da atmosfera ionizada em sua ocorrência. São cinco os principais tipos de pulsações contínuas, listadas a seguir com a faixa de período correspondente: Pc1(0.2 – 5 s), Pc2 (5 – 10 s), Pc3 (10 – 45 s), Pc4 (45 – 150 s) e Pc5 (150 – 600s). Dentre as pulsações irregulares, os tipos encontrados são as Pi1 (1 – 40 s) e Pi2 (40 – 150 s). Estas faixas distintas de pulsações correspondem a mecanismos diversos de geração de ondas ULF, e seguem a classificação da IAGA estabelecida em 1964 (JACOBS et al., 1964).

Nas latitudes magnéticas baixas do globo terrestre, isto é, para  $\varphi \leq 22^\circ$  e linhas de campo mais internas à magnetosfera (cuja distância no equador pode ser definida pelo parâmetro  $L$  em que  $\cos^2\varphi = L^{-1}$  (BAUMJOHANN; TREUMANN, 1996)), equivalentes a  $L \leq 1.2$ , uma fração significativa das linhas de campo magnético está contida na ionosfera. Nesta região, as ondas ULF promovem a movimentação de elétrons livres e,

portanto, dão origem a correntes elétricas que irradiam ondas eletromagnéticas puras para a atmosfera neutra, e desta para o solo.

Além disso, a ionosfera equatorial está sob o efeito de uma forte corrente que circula na região E no período diurno, o eletrojato equatorial (EJE). Medidas de variações geomagnéticas induzidas pelo EJE têm sido amplamente usadas para inferir a intensidade dessa corrente, que na região equatorial brasileira foi calculada como sendo de  $80,000 \pm 20,000$  A (RITOGI et al., 1999). Para se obter informações do campo elétrico do EJE, utilizam-se dados de radares VHF e modelos de condutividade ionosférica (FORBES, 1981). A região E ionosférica, por sua vez, caracteriza-se por apresentar um pico de ionização em torno de 100 km de altura (causado por linhas de emissões solares de intensidade forte - Lyman- $\beta$   $\lambda$  1025.7 e C<sub>III</sub> 977.0 - ou de menor intensidade, como os raios-X de comprimentos de onda equivalentes a 44.5 e 68.0 A°; YONEZAWA, 1965), o que torna essa região altamente condutora no período diurno (KELLEY, 2009).

Sabe-se que o EJE exerce considerável influência sobre variações geomagnéticas Sq (do inglês, *Solar quiet*), e acredita-se que essa influência seja percebida até as variações com períodos de 10 s, que equivalem ao limite inferior do intervalo de períodos das Pc3 (SARMA; SASTRY, 1995). É esperado que as amplitudes desse amplo espectro de variações do campo geomagnético sejam amplificadas na região equatorial como um efeito das correntes diurnas do EJE sobre seus sinais. Em contrapartida, nas pulsações os relatos são de amplificação para a faixa das Pc4-5 (45 – 600 s) em toda a extensão equatorial, e de amortecimento para a faixa das Pc3 (10 – 45 s) nas latitudes bem próximas do equador dip (SARMA; SASTRY, 1995; SHINOHARA et al., 1997).

Não se descarta a possibilidade de serem observadas Pc3 amplificadas nessas mesmas latitudes. Por exemplo, Matsuoka et al. (1997) observaram que a amplitude de pulsações Pc3 em dias calmos eram maiores no equador dip que em latitudes maiores. Porém, sabe-se que os casos de amortecimento de Pc3 relatados estão em maior número, sugerindo que esta banda constitui um caso a parte a ser pesquisado no que diz respeito à influência exercida pelo EJE na amplitude dessas ondas.

Não há uma explicação unificada na literatura sobre as possíveis causas que originariam esses diferentes resultados (ROY; RAO, 1998). Entre os vários estudos já realizados, apenas Sarma e Sastry (1995) tentaram apresentar uma hipótese vinculando os efeitos à anomalia de ionização equatorial, mas sem entrar em detalhes sobre os possíveis processos. Por outro lado, estudos teóricos parecem indicar que os efeitos de variação na amplitude das pulsações da região equatorial no período diurno devem ter associação direta com a condutividade ionosférica dessa região, ou seja, à condutividade Cowling (KIKUCHI; ARAKI, 1979a,b; ITONAGA et al., 1998).

Uma forma de se mensurar a ocorrência de amortecimento ou amplificação nos sinais de pulsações Pc3-5 (10 – 600 s) como função da condutividade ionosférica se dá por meio da observação simultânea destes sinais, em latitudes magnéticas distintas, para determinação da variação espacial na amplitude das pulsações. Estudos anteriores sobre pulsações magnéticas em território brasileiro, como por exemplo em Zanandrea (1999), preocuparam-se em observar os seus mecanismos de geração e de propagação nas regiões de baixa latitude. Porém, um estudo mais detalhado do real efeito da ionosfera equatorial na amplitude das pulsações nessa região ainda não foi realizado.

O estudo aqui proposto tem por objetivo detalhar a variação em amplitude das pulsações magnéticas Pc3-5 medidas em uma ampla região sob a ação do EJE na região equatorial do Brasil. Para isso, utilizou-se um arranjo de magnetômetros relativamente alinhados e posicionados perpendicularmente a esse sistema de correntes. Um instrumento foi posicionado aproximadamente sob o equador dip e outros dois pares de instrumentos em pontos conjugados ao norte e ao sul do equador dip, com esse conjunto de cinco magnetômetros abrangendo uma região de  $\pm 3^\circ$  de latitude em relação ao centro do EJE. Um sexto equipamento foi posicionado em uma região de transição na borda do EJE e, finalmente, um sétimo equipamento foi posicionado ao sul do país em uma região completamente fora da atuação do EJE. Para o desenvolvimento da pesquisa, foram utilizados dados de variações geomagnéticas simultâneas medidas por esse conjunto de magnetômetros no final do ano de 1994.

O texto encontra-se organizado da seguinte forma: no Capítulo 2 é feita uma revisão teórica a respeito do estudo das pulsações magnéticas e uma introdução aos conceitos da ionosfera equatorial determinantes para a associação posterior com as modificações nos sinais por ela influenciadas; no Capítulo 3 é apresentada a metodologia desenvolvida para a análise dos dados; no Capítulo 4 são mostrados os resultados obtidos; com as respectivas análises; o Capítulo 5 discute os vários processos físicos envolvidos na amplificação e amortecimento dos sinais observados, além de outros efeitos presentes nos dados e, por fim, conclui-se o trabalho descrevendo-se no Capítulo 6 os aspectos mais relevantes observados.

## 2 PULSAÇÕES MAGNÉTICAS

As pulsações magnéticas são caracterizadas por flutuações transitórias de curto período do campo geomagnético, com amplitudes típicas menores que uma parte em  $10^4$  do campo principal. Elas têm período de 0.2 a 600 s, velocidade de propagação aproximada de 1000 Km/s, comprimentos de onda máximos comparáveis ao tamanho da magnetosfera (entre 15 e 20 Re) e podem atingir amplitudes de até centenas de nanotesla em casos de atividade geomagnética muito intensa (KAMIDE; CHIAN, 2007).

A frequência ciclotrônica do íon  $H^+$  de até 10 Hz na magnetosfera é o limite superior para a frequência dessas pulsações (SAMSON, 1991; SIBECK, 1994), enquanto o limite inferior de aproximadamente 1 mHz é caracterizado pelo seu tempo de propagação através da magnetosfera (KAMIDE; CHIAN, 2007). Assim, as pulsações são muitas vezes identificadas como ondas ULF por terem parte de seu espectro contido na porção do espectro eletromagnético que define essa banda (1 mHz a 1 Hz).

Variações na velocidade do vento solar e sua interação com a magnetosfera terrestre são as causas principais de geração das pulsações (KUWASHIMA; FUJITA, 1989; ANDERSON, 1994; SIBECK, 1994; HUGHES, 1994), de forma que as condições do vento solar, da magnetosfera e da ionosfera afetam a propagação dessas ondas.

Elas podem ser originadas tanto por fontes externas à magnetosfera (influenciadas pelas condições do vento solar normal ou perturbado, denominadas pulsações exogênicas), como por fontes internas à magnetosfera (relacionadas com mudanças abruptas e transientes do plasma magnetosférico, bem como com a energia livre nele armazenada, denominadas pulsações endogênicas) (YUMOTO, 1986).

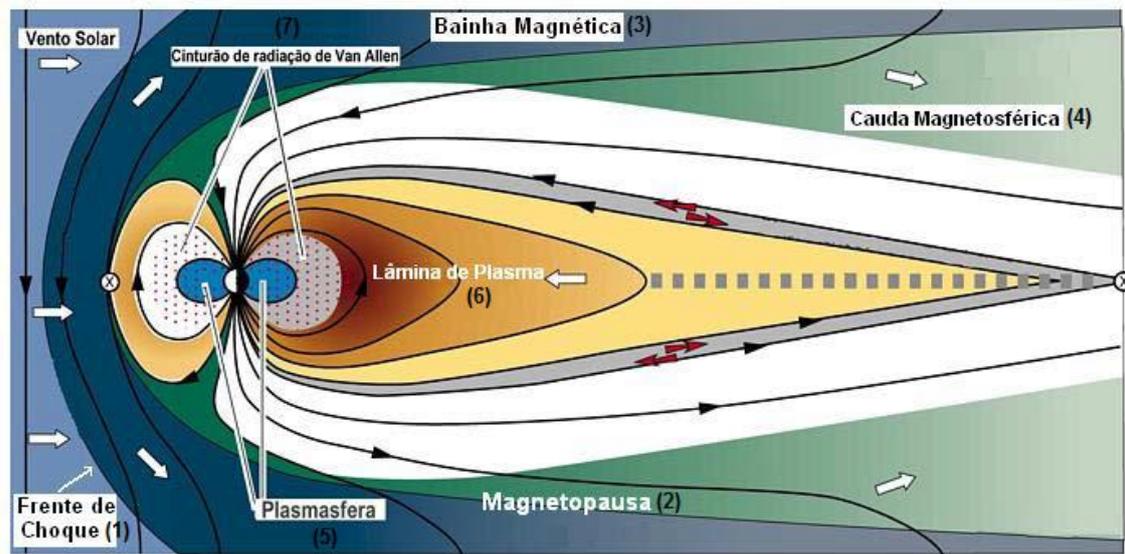
Nesse contexto é feita a seguir uma revisão acerca dos meios e ambientes envolvidos na geração das pulsações, a saber, o vento solar e a magnetosfera terrestre, e da teoria que explica a propagação dessas ondas do local de geração até a detecção na superfície terrestre, com a ênfase final sendo dada às modificações impulsionadas pela ionosfera.

## 2.1 O vento solar e a magnetosfera terrestre

Medidas de satélite têm confirmado os estudos teóricos de Chapman (1957), Parker (1959), Gold (1959) e Chamberlain (1960) de que o vento solar caracteriza-se por ser um fluxo contínuo de partículas eletricamente carregadas, composto basicamente de prótons ( $H^+$ ), partículas alfa ( $He^{++}$ ), elétrons e átomos pesados (ALPEROVICH; FEDOROV, 2007). Ele se propaga com velocidade entre 300 e 800 km/s pelo meio interplanetário e interage com o campo magnético da Terra, formando a cavidade magnetosférica. A magnetosfera compreende uma extensão de aproximadamente 10  $R_e$  (unidade do raio da Terra) no lado diurno e 60  $R_e$  no lado noturno, no entanto, as suas dimensões podem variar durante períodos de mudança dos parâmetros do vento solar (KIRCHHOFF, 1991). No interior da magnetosfera podem ser identificados sistemas de correntes elétricas que contribuem para definir seu formato e conectar regiões distintas.

Todas as camadas e regiões da magnetosfera são importantes na determinação dos tipos de ondas ULF observadas no solo (McPHERRON et al., 1973; MCPHERRON, 1991). As regiões de fronteira da magnetosfera importantes à geração das pulsações são: 1) a frente de choque, formada pelo choque do vento solar com a magnetosfera na região subsolar, 2) a magnetopausa, que se constitui na região limite entre a magnetosfera e o campo magnético interplanetário (do inglês, *Interplanetary Magnetic Field* - IMF), e 3) a bainha magnética, região entre a frente de choque e a magnetopausa, caracterizada por forte turbulência (BURLAGA, 1995). Na porção interior à magnetosfera, pulsações podem ser observadas nas seguintes regiões: 4) na cauda magnética, que é a porção da magnetosfera do lado noturno e que se estende por mais de 60  $R_e$ , 5) na plasmasfera, região da magnetosfera interna que rotaciona com a Terra e contém o plasma mais denso confinado no campo geomagnético, 6) na lâmina de plasma, região de considerável instabilidade onde fluem correntes elétricas intensas, e 7) na região dos Cinturões de Van Allen, caracterizada pela presença de partículas carregadas aprisionadas no campo geomagnético que constituem a corrente anelar. A Figura (2.1) contém a representação das regiões da magnetosfera descritas.

Figura 2.1 – Representação das principais regiões da magnetosfera terrestre.



A figura contém as principais regiões da magnetosfera, importantes para a geração (1, 2 e 3) e transmissão (4 a 7) das pulsações nessa cavidade.

Fonte: Adaptada de Lucas (2005).

## 2.2 Conceitos gerais da teoria MHD

O caráter ondulatório das pulsações pode ser entendido, em primeira análise, mediante associação com as ondas magnetohidrodinâmicas (MHD) que surgem na atmosfera solar e são transportadas pelo vento solar em direção ao meio interplanetário, e de encontro à magnetosfera terrestre. A alta condutividade associada a este plasma faz com que as linhas de campo do IMF fiquem presas nele, fenômeno conhecido como “*frozen-in lines*”. A condição de frozen-in lines propicia a propagação de ondas de plasma (inclusive de ondas MHD) do meio interplanetário ao ambiente magnetosférico pelas linhas de campo do IMF. Esse fato decorre de irregularidades de plasma provenientes do vento solar, tais como na pressão dinâmica, na densidade ou no campo magnético, constituindo assim uma fonte externa de ondas MHD na magnetosfera, precursoras das pulsações magnéticas.

As ondas MHD surgem em plasmas magnetizados e altamente condutores como um efeito combinado de forças mecânicas e eletromagnéticas (KAMIDE; CHIAN, 2007). Distúrbios no plasma provocados por campos eletromagnéticos externos, pelo deslocamento de íons em seu interior ou por uma tensão de campo magnético restauradora para equilibrar a inércia das partículas contribuem para a formação das ondas MHD (SIMÕES et al., 2012).

Historicamente, a teoria MHD foi desenvolvida com a intenção de descrever o plasma como um único fluido condutor e para esse fim foram adaptadas equações da mecânica de fluidos considerando a existência de forças elétricas. A partir dessa abordagem, pode-se descrever a propagação das ondas MHD em plasmas, limitadas a frequências muito baixas (menor que a frequência do plasma e a girofrequência dos íons), em que se trata este meio como um único fluido altamente condutor permeado por campo magnético (DUNGEY, 1967). Considerando-se um plasma frio compressível com velocidade média  $\mathbf{u}(\mathbf{r}, t)$ , densidade de massa  $\rho_m(\mathbf{r}, t)$ , pressão magnética  $p(\mathbf{r}, t)$ , densidade de corrente elétrica  $\mathbf{J}(\mathbf{r}, t)$ , campo magnético  $\mathbf{B}_p(\mathbf{r}, t)$ , campo elétrico  $\mathbf{E}_p(\mathbf{r}, t)$ , permeabilidade magnética do vácuo  $\mu_0$ , e a velocidade adiabática do som  $V_S$ , obtém-se o seguinte conjunto de equações (BITTENCOURT, 2004):

$$\frac{\partial \rho_m}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_m \mathbf{u}) = 0 \quad (\text{Equação da continuidade}) \quad (2.1)$$

$$\rho_m \frac{D\mathbf{u}}{Dt} = -\nabla p + \mathbf{J} \times \mathbf{B}_p \quad (\text{Equação do movimento}) \quad (2.2)$$

$$\nabla p = V_S^2 \nabla \rho_m \quad (\text{Equação da energia}) \quad (2.3)$$

$$p \rho_m^{-\gamma} = \text{constante} \quad (\text{Equação do estado}) \quad (2.4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E}_p = 0 \quad (\text{Equação de Gauss simplificada}) \quad (2.5)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B}_p = 0 \quad (\text{Equação de Gauss do magnetismo}) \quad (2.6)$$

$$\nabla \times \mathbf{B}_p = \mu_0 \mathbf{J} \quad (\text{Equação de Ampère}) \quad (2.7)$$

$$\nabla \times \mathbf{E}_p = -\frac{\partial \mathbf{B}_p}{\partial t} \quad (\text{Equação de Faraday}) \quad (2.8)$$

$$\mathbf{J} = \sigma(\mathbf{E}_p + \mathbf{u} \times \mathbf{B}_p) \quad (\text{Equação de Ohm}) \quad (2.9)$$

Ou seja, o plasma obedece às leis hidrodinâmicas de um fluido neutro devido ao comportamento coletivo das partículas (Equações 2.1 a 2.4) e ao mesmo tempo às leis eletrodinâmicas de Maxwell (Equações 2.5 a 2.8) por se tratar de um meio magnetizado. Na Equação (2.2), observar que se trata do operador derivada temporal total definido por:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \quad (2.10)$$

Em (2.4), a constante  $\gamma$  é calculada pela razão entre o calor específico à pressão constante e o calor específico a volume constante. O fato de o plasma ser macroscopicamente neutro implica no fluxo elétrico nulo dado pela Equação (2.5). A corrente de deslocamento é desconsiderada na Equação (2.7), uma vez que  $|\mathbf{u}| \ll c$ , e na equação de Ohm, notar que  $\sigma \rightarrow \infty \Rightarrow \mathbf{J} \rightarrow 0$ , isto é, a alta condutividade do plasma inibe a movimentação relativa de elétrons e íons, condição necessária para haver o frozen-in lines. Por (2.7) a (2.9) obtém-se a equação da evolução temporal do campo magnético no plasma:

$$\frac{\partial \mathbf{B}_p}{\partial t} = \nabla \times (\mathbf{u} \times \mathbf{B}_p) + \nabla \times \left( -\frac{\mathbf{J}}{\sigma} \right) \quad (2.11)$$

O segundo termo do lado direito da equação (2.11) é desprezado quando a condição de frozen-in lines é satisfeita. Por outro lado, pequenas perturbações nas grandezas ( $\mathbf{u}$ ,  $\mathbf{B}_p$  e  $\rho_m$ ), que variam no plasma num fator de  $e^{i(\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}-\omega t)}$ , resultam em três possíveis modos de propagação de ondas MHD: i) as ondas que se propagam ao longo das linhas de campo magnético devido a deslocamentos transversais de plasma, sem variações de densidade, ditas alfvênicas; ii) quando há compressão e rarefação das linhas de campo na direção longitudinal, acompanhadas de variações de densidade, elas são ditas

magnetossônicas rápidas; iii) e as ondas magnetossônicas que se propagam com a velocidade do som são ditas magnetossônicas lentas ou apenas sonoras (BITTENCOURT, 2004). Esses modos podem ser identificados mais facilmente em função das bandas de frequência a eles associados, denominando-se respectivamente modos intermediário, rápido e lento. As relações de dispersão para essas soluções possíveis do conjunto de equações MHD são dadas por:

$$\frac{\omega_p}{k} = V_A \cos \theta \quad (2.12)$$

$$\left(\frac{\omega_p}{k}\right)^2 = \frac{1}{2} (V_S^2 + V_A^2) \pm \frac{1}{2} \left[ (V_S^2 + V_A^2)^2 - 4V_S^2 V_A^2 \cos^2 \theta \right]^{1/2} \quad (2.13)$$

Em (2.12) tem-se a dispersão das ondas de Alfvén, enquanto em (2.13) está representada a relação de dispersão para os modos rápido e lento, correspondentes à equação com os sinais de (+) e (-) respectivamente. Quanto às grandezas envolvidas, tem-se que  $\omega_p$  é a frequência angular da onda,  $k$  é o número de onda e  $V_A$  é a velocidade das ondas de Alfvén (Equação 2.14). A velocidade de Alfvén é resultado do equilíbrio entre as tensões magnética e dinâmica nas linhas de campo, por onde as ondas deste modo se propagam.

$$V_A = \sqrt{\frac{B_p^2}{\rho_m \mu_0}} \quad (2.14)$$

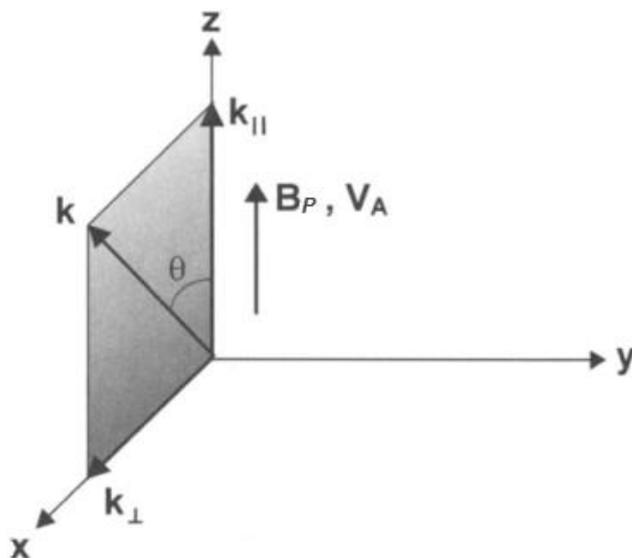
Já a velocidade adiabática do som é dada pela expressão abaixo:

$$V_S = \sqrt{\frac{\gamma P}{\rho_m}} \quad (2.15)$$

O ângulo  $\theta$  das equações (2.12) e (2.13) define a orientação relativa dos vetores  $\mathbf{B}_p$  e  $\mathbf{K}$  (vetor de onda), e desta forma, a existência de ambos os modos no plasma. Em (2.12), por exemplo, para  $\theta = 0^\circ$  tem-se a propagação do modo intermediário (pois  $\mathbf{K} \parallel \mathbf{B}_p$ ),

porém para  $\theta = 90^\circ$  ele não existirá (em  $\mathbf{K} \perp \mathbf{B}_P$  propagam-se os modos lento e rápido). Um esquema ilustrativo deste fato está contido na Figura (2.2).

Figura 2.2 – Orientação de  $\mathbf{K}$  com respeito a  $\mathbf{B}_P$  para um sistema de coordenadas cartesiano.



Fonte: Bittencourt (2004, p. 386).

As pulsações observadas na superfície terrestre são em geral devidas a ondas MHD geradas no espaço, provenientes dos modos de propagação rápido, intermediário ou da combinação de ambos (McPHERRON, 2005).

### 2.3 Principais mecanismos de geração das pulsações

Como já mencionado, pulsações magnéticas podem ser causadas principalmente pela ação do vento solar nas regiões de fronteira do campo geomagnético (tais como bainha magnética), como resultado de instabilidades locais devidas à interação onda-partícula. Além disso, ondas alfvênicas podem estar relacionadas com a direção do IMF para o sul, condição favorável para haver reconexão magnética. Essa configuração permite a penetração de partículas carregadas e de ondas de plasma do vento solar na magnetosfera, causando instabilidades que podem gerar pulsações. Wolfe et al. (1985,

*apud* YUMOTO, 1986) mostraram, por exemplo, que existe uma boa correlação entre a componente  $B_z$  do IMF negativa e a magnitude de pulsações na faixa das Pc3 em baixas latitudes.

Por outro lado, as ondas ULF observadas no interior da magnetosfera são originadas, em sua maioria, devido à interação de íons provenientes do vento solar com a frente de choque externa à magnetosfera. Esses íons são refletidos paralelamente às linhas de campo do IMF, excitando ondas “*upstream*” na frequência de ondas ULF.

Já na magnetopausa e em regiões próximas à magnetosfera, ondas ULF superficiais são excitadas devido a instabilidades do tipo Kelvin-Helmholtz, como consequência de flutuações da pressão dinâmica no vento solar. Este tipo de instabilidade se caracteriza por ocorrer na fronteira de ondas MHD, quando há descontinuidade no fluxo, na interface de separação entre os fluidos (CHANDRASEKHAR, 1961). A condição nesse caso é que o campo magnético seja paralelo a essa interface, pois caso contrário a instabilidade produzirá efeitos essencialmente hidrodinâmicos.

Os mecanismos de geração descritos correspondem às fontes de pulsações exogênicas, ou seja, de origem externa à magnetosfera. De maneira geral, a penetração dessas ondas na magnetosfera depende do ângulo formado pelo IMF em relação à linha Sol-Terra e do fluxo convectivo de plasma sobre ela (McPHERRON, 2005). Em contrapartida, a geração de pulsações endogênicas (de origem interna) na magnetosfera está em grande parte associada à capacidade dessa cavidade de vibrar em certas frequências, e de se comportar como um guia de onda para as ondas que com ela interagem.

### **2.3.1 Processos internos de amplificação**

Pulsações de alta frequência (identificadas como Pc1 e Pc2) são originadas de instabilidades eletromagnéticas cíclotron do íon (EMIC – electromagnetic ion cyclotron; FRASER et al., 2006). A energia para estas ondas magnetosféricas EMIC provém de prótons energéticos com anisotropia térmica ( $T_{perpendicular} > T_{paralela}$ , em relação ao campo magnético). Nesse caso, a energia das partículas pode ser transferida para as ondas eletromagnéticas quando a girofrequência da partícula se iguala à frequência da

onda percebida pelo íon, ou seja, considerando-se o efeito Doppler. As compressões da magnetosfera devido ao vento solar favorecem a formação dessas pulsações de alta frequência por aumentar a anisotropia térmica dos íons.

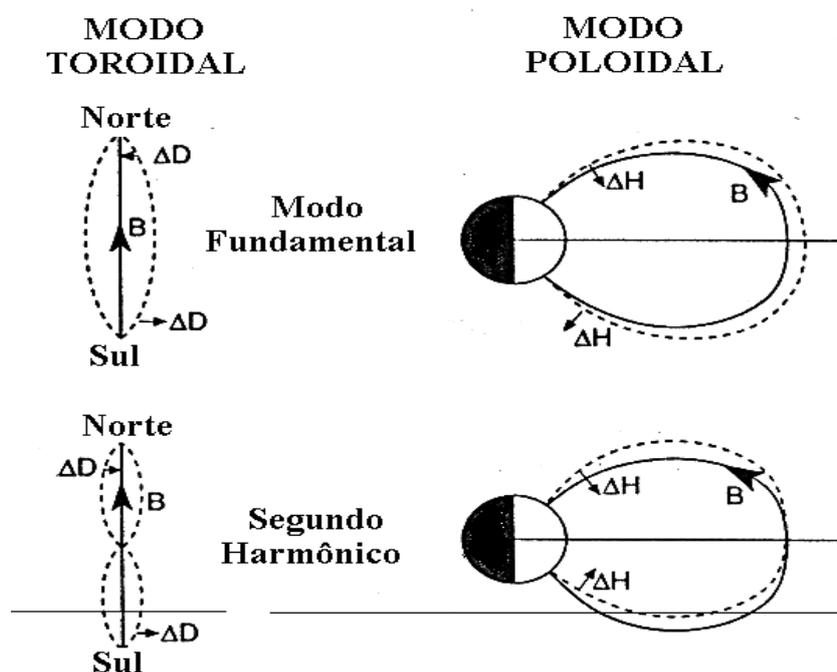
As demais ondas ULF de menor frequência são geradas internamente à magnetosfera devido a processos de ressonância das linhas de campo magnético (FLR; Dungey, 1954) e da cavidade magnetosférica (KIVELSON et al., 1984). Eles são também responsáveis pelos mecanismos de amplificação dos diferentes tipos de ondas ULF na magnetosfera, incluindo as de alta frequência (McPHERRON, 2005). No processo de ressonância, as linhas de campo podem oscilar em dois modos básicos: o modo toroidal, no qual cada camada  $L$  oscila independentemente uma das outras, e o modo poloidal, no qual os meridianos magnéticos oscilam independentemente uns dos outros. O primeiro e segundo harmônicos desses dois modos são ilustrados na Figura (2.3). As variações da componente leste-oeste (D) do campo magnético no modo toroidal são opostas nos hemisférios norte e sul para o primeiro harmônico e possuem o mesmo sentido para o segundo harmônico. Para o modo poloidal, a componente norte-sul (H) comporta-se de modo oposto, varia com o mesmo sentido para o primeiro harmônico e em sentidos opostos para o segundo harmônico. Cada linha de campo possui um período característico que aumenta a partir das camadas mais internas para as mais externas da magnetosfera.

O modo toroidal se propaga mais facilmente que o modo poloidal pelas linhas de campo magnético e têm a característica de se propagar diretamente do local de geração até a ionosfera. Esse modo de propagação independe de variações na densidade do plasma, a qual não afeta a amplitude do campo magnético. Além disso, linhas de campo azimutalmente adjacentes quando em oscilação toroidal têm frequências de ressonância semelhantes, e assim vibram em fase (McPHERRON, 2005).

No outro processo de geração de ondas ULF internamente à magnetosfera, a cavidade magnetosférica como um todo vibra em resposta às variações do vento solar. A cavidade magnetosférica possui seus próprios auto-períodos, independentes dos auto-períodos das linhas de campo. Quando estes igualam-se a aqueles, ocorre a ressonância.

Nesse processo, o acoplamento eletrodinâmico da magnetosfera com a ionosfera se dá por meio das correntes alinhadas ao campo (FAC). Ondas estacionárias na cavidade magnetosférica transferem energia para a ressonância das linhas de campo, e desta forma ambas encontram-se acopladas (McPHERRON, 2005).

Figura 2.3 – Representação do primeiro e segundo harmônicos dos modos toroidal e poloidal de oscilação de uma linha de campo da magnetosfera dipolar.



Fonte: Hughes (1994, p. 3).

## 2.4 Classificação

Em 1957, a União Internacional de Geodésia e Geofísica (IUGG), por meio da Associação Internacional de Geomagnetismo e Aeronomia (IAGA), estabeleceu uma série de resoluções sobre variações rápidas do campo que incluía a descrição de diferentes tipos de pulsações magnéticas (JACOBS et al., 1964).

Uma das classificações estabelecidas foi quanto à morfologia das pulsações, que leva em consideração parâmetros físicos das ondas ULF como o período, a amplitude e a frequência. Outra classificação possível foi introduzida por Samson (1991), a qual divide as pulsações em bandas maiores de frequência, tendo como critério os mecanismos físicos de geração destas. Ambas as classificações estão contidas na tabela que segue.

Tabela 2.1 – Classificação da IAGA (1964) e a proposta por Samson (1991).

IAGA (1964)		Samson (1991)	
Tipo	$T$ (s)	Banda de Frequência	Fontes (internas e externas)
Pc1	0.2 – 5	Alta Frequência 0.1 – 10 Hz	Instabilidade íon ciclotrônica na magnetosfera.
Pc2	5 – 10		
<b>Pc3</b>	<b>10 – 45</b>	<b>Média-Frequência 10 – 100 mHz</b>	<b>Instabilidade próton-ciclotrônica no vento solar; instabilidade Kelvin-Helmholtz.</b>
Pc4	45 – 150	<b>Baixa-Frequência 1 – 10 mHz</b>	<b>Instabilidade Kelvin-Helmholtz; instabilidade de deriva de espelho; ressonância bounce.</b>
<b>Pc5</b>	<b>150 - 600</b>		
Pi1	1 – 40	<b>Irregulares</b>	Instabilidade de correntes alinhadas ao campo.
Pi2	40 – 150		Mudanças abruptas na convecção na cauda; Eventos de transferência de fluxo.

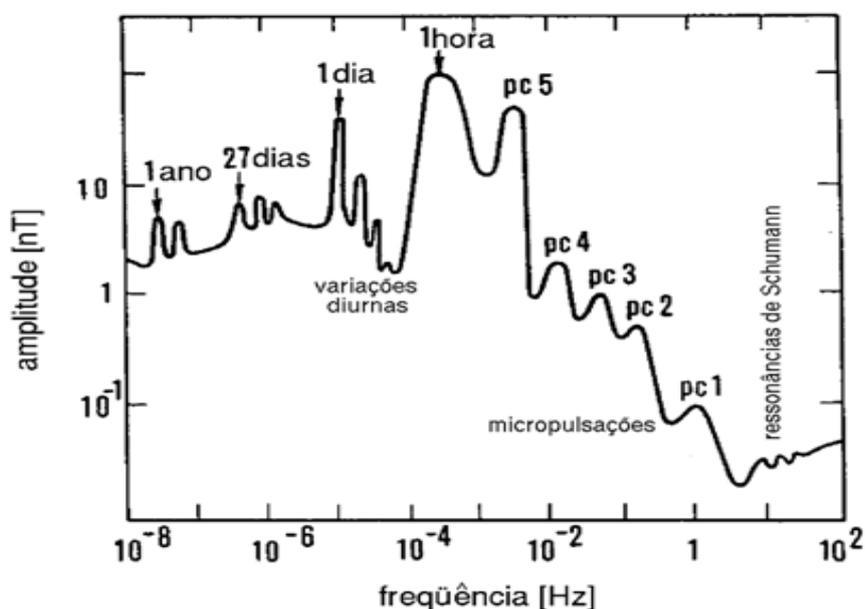
Em destaque encontram-se as pulsações que serão pesquisadas neste trabalho.

Fonte: Adaptada de Kamide e Chian (2007, p. 399).

Duas novas classes de pulsações foram incluídas pela IAGA em 1973: as pulsações contínuas Pc6 ( $T > 600$  s) e as pulsações irregulares Pi3 ( $T > 150$  s). As Pi3 associam-se com eventos de SSC (*Storm Sudden Commencements*) e subtempestades (SAITO, 1978).

A Figura (2.4) mostra um espectro das variações do campo geomagnético. São apresentadas informações a respeito da amplitude das pulsações e de outras faixas de variações geomagnéticas, mais rápidas, como as associadas às ressonâncias de Schumann, e mais lentas, como as variações diurnas e as de período maior que um dia.

Figura 2.4 – Espectro de amplitude das variações do campo geomagnético, incluindo as pulsações e outras flutuações do campo principal em função da frequência.



Fonte: Pádua (2004, p. 46).

## 2.5 Influências ionosféricas

A aquisição de sinais de pulsações no solo é feita por meio de redes de magnetômetros instalados em estações permanentes e temporárias distribuídas por todo o globo. Os sinais geomagnéticos detectados por essas estações diferem daqueles originados no meio interplanetário ou na magnetosfera. Isto ocorre porque eles sofrem influência dos vários sistemas de correntes elétricas presentes no acoplamento magnetosfera-ionosfera, uma vez que induzem campos magnéticos que se sobrepõem ao campo principal.

Nesse sentido, a ionosfera é responsável pelas mudanças mais significativas nos sinais de pulsações, uma vez que as correntes que nela fluem interagem e modificam as ondas ULF. A ionosfera é uma camada ionizada da atmosfera, localizada entre 60 e 1000 km de altura. Sua dinâmica de formação consiste no equilíbrio químico entre produção e perda de íons. Radiações solares com comprimento de onda na faixa do extremo ultravioleta (EUV) e raios X respondem por grande parte dos processos de produção, enquanto as recombinações respondem pelos processos de perda (CAMPBELL, 2003).

Tomando como referência a superfície da Terra, a formação da região E se dá entre aproximadamente 105 e 160 Km de altura. Essa região apresenta alta condutividade no período diurno, e por esse motivo as correntes elétricas da ionosfera fluem nesta camada. O campo elétrico que gera essas correntes tem origem no dínamo atmosférico global formado na região E durante o dia (KELLEY, 2009). Na região equatorial, em resumo, ventos neutros (com velocidade  $\mathbf{U}$  perpendicular ao campo magnético ambiente) formados a partir da expansão da atmosfera neutra (causada pela radiação solar) e devido às marés atmosféricas (também causadas em maior parte pela radiação solar) movimentam os íons para oeste (em direção ao terminador do amanhecer), enquanto os elétrons ficam aparentemente aprisionados nas linhas de campo geomagnético ( $\mathbf{B}_T$ ), realizando o movimento de cíclotron. Isto ocorre porque no intervalo de 75 a 120 km de altura as colisões com partículas neutras não mais têm o domínio do movimento dos elétrons. Este passa a ser controlado pelo campo geomagnético por meio da interação ciclotrônica. Desta forma, apenas os íons são literalmente levados pelos ventos neutros, onde tal separação de cargas induz o campo elétrico ( $\mathbf{E} = \mathbf{U} \times \mathbf{B}_T$ ) da região E (HARGREAVES, 1992).

Para melhor entendimento dos processos eletrodinâmicos em questão, há de se considerar a característica anisotrópica da condutividade da região E (RISBETH; GARIOTT, 1969). Ela é descrita como um tensor que contém componentes paralela e perpendicular ao campo geomagnético - condutividades Paralela ( $\sigma_0$ ), Pedersen ( $\sigma_p$ ) e Hall ( $\sigma_H$ ), e que na presença do vetor campo elétrico ( $\mathbf{E}$ ) da região E dão origem ao sistema de correntes ionosférico  $\mathbf{I}$ , mostrado abaixo (válido para latitudes próximas ao equador dip), no sistema de coordenadas considerado:

$$\mathbf{I} = \mathbf{i}I_x + \mathbf{j}I_z + \mathbf{k}I_y = \begin{pmatrix} \sigma_P & \sigma_H & 0 \\ -\sigma_H & \sigma_P & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_0 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} E_x \\ E_z \\ E_y \end{pmatrix} \quad (2.16)$$

onde,

$$\mathbf{E} = \mathbf{i}E_x + \mathbf{j}E_z + \mathbf{k}E_y \quad (2.17)$$

Quanto à definição dessas condutividades, ambas caracterizam-se por serem funções de parâmetros do plasma ionosférico, em que:

$$\sigma_0 = \left( \frac{N_e}{m_e \nu_e} + \frac{N_i}{m_i \nu_i} \right) e^2 \quad (2.18)$$

$$\sigma_P = \left( \frac{N_e}{m_e \nu_e} \cdot \frac{\nu_e^2}{(\nu_e^2 + \omega_e^2)} + \frac{N_i}{m_i \nu_i} \cdot \frac{\nu_i^2}{(\nu_i^2 + \omega_i^2)} \right) e^2 \quad (2.19)$$

$$\sigma_H = \left( \frac{N_e}{m_e \nu_e} \cdot \frac{\omega_e \nu_e}{(\nu_e^2 + \omega_e^2)} - \frac{N_i}{m_i \nu_i} \cdot \frac{\omega_i \nu_i}{(\nu_i^2 + \omega_i^2)} \right) e^2 \quad (2.20)$$

Tais parâmetros de elétrons e íons respectivamente envolvem a densidade dessas partículas ( $N_e, N_i$ ), a frequência de colisão ( $\nu_e, \nu_i$ ), a frequência ciclotrônica ( $\omega_e, \omega_i$ ) e sua massa ( $m_e, m_i$ ).

À noite, a região E torna-se ineficiente na geração de campos elétricos e o dínamo atmosférico passa a ser regido por outra camada ionosférica denominada região F. Ela encontra-se acima de 160 km e responde pelos processos físico-químicos da alta atmosfera, muito relacionados à interação da ionosfera com ondas eletromagnéticas.

A respeito das influências gerais da ionosfera nas pulsações, tem-se que correntes ionosféricas originadas pelo mecanismo descrito acima, como por exemplo as de Hall e Pedersen, causam modificações nas ondas ULF quando elas são transmitidas através da ionosfera para a atmosfera neutra e o solo (HUGHES; SOUTHWOOD, 1976). São

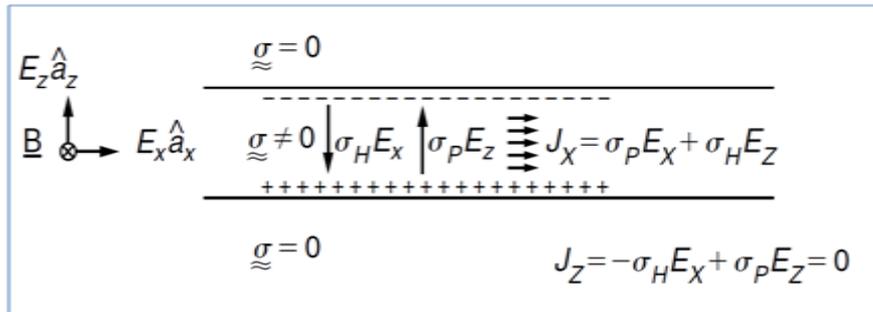
convertidas de ondas magnetohidrodinâmicas (MHD) para ondas eletromagnéticas puras devido à interação com os elétrons livres. Observa-se também uma rotação na polarização que corresponde a  $90^\circ$  para o eixo de maior intensidade do campo elétrico correspondente. Além disso, por se tratar de um meio com índice de refração diferente daquele registrado na magnetosfera (aproximadamente igual ao do vácuo), observa-se a diminuição da velocidade de propagação das ondas e de sua amplitude (em resposta à impedância do meio). Devido a esse efeito de amortecimento pela ionosfera, sinais com estruturas espaciais de pequena escala (escala horizontal inferior a  $\sim 50$  km) não são detectáveis no solo (HUGHES; SOUTHWOOD, 1976). Sendo assim, para ondas eletromagnéticas com frequências próximas a 1 Hz, a ionosfera se comporta como um guia de onda plano cuja espessura é de cerca de 100 km, promovendo a propagação dessas ondas com menor perda (LYSAK, 1988).

No solo, a amplitude das pulsações aumenta com o aumento da latitude geomagnética, com o máximo de amplitude sendo observado na região auroral (TANAKA et al., 1988). Já nas latitudes equatoriais, as pulsações estão sujeitas à ação de uma forte corrente que circula de oeste para leste no lado diurno, centrada no equador magnético. Trata-se do eletrojato equatorial (EJE), um estreito sistema de correntes em altitudes da região E da ionosfera ( $\sim 100$  km), abrangendo um intervalo aproximado de  $\pm 3^\circ$  de latitude (CHAPMAN, 1951). Baker e Martyn (1953) forneceram o primeiro modelo teórico para esse sistema de correntes ionosféricas em latitudes equatoriais (Figura 2.5). Nessa região, o campo geomagnético ( $\mathbf{B}_T$ ) é horizontal e as correntes dos dois vórtices hemisféricos na camada E da ionosfera que geram a variação diurna do campo (correntes Sq) alinham-se no sentido oeste para leste, propiciando a formação de uma corrente Hall vertical para baixo, de módulo ( $\sigma_H E_X$ ). Essa corrente é inibida nos limites superior e inferior da camada E devido ao contraste de condutividade, criando uma polarização nos limites desta camada e, conseqüentemente, produzindo um campo elétrico vertical ( $E_Z \hat{\mathbf{a}}_Z$ ) para cima. A interação deste campo elétrico vertical com o campo magnético horizontal cria uma corrente Hall horizontal de oeste para leste e módulo ( $\sigma_H E_Z$ ), ampliando ainda mais as correntes dos dois vórtices nesta região e

aumentando a condutividade Cowling ( $\sigma_C$ ) (condutividade resultante na direção do EJE), que equivale a:

$$\sigma_C = \sigma_P + \frac{\sigma_H^2}{\sigma_P} \tag{2.21}$$

Figura 2.5 - Formação do eletrojato equatorial (EJE).



No esquema ilustrado, ventos neutros geram um campo elétrico zonal ( $E_x$ ) que dá origem a uma corrente Hall vertical ( $-\sigma_H E_x$ ). Ela é anulada pela corrente ( $\sigma_P E_z$ ) que surge devido ao campo de polarização ( $E_z$ ). A corrente horizontal ( $J_x$ ) é então intensificada pela componente Hall horizontal ( $\sigma_H E_z$ ), formando o EJE.

Fonte: Kelley (2009, p. 92).

O efeito principal do EJE sobre o campo geomagnético consiste em amplificar a intensidade das componentes geomagnéticas em relação a regiões que não estão sob sua influência. No caso das variações diurnas, o pico de variação na intensidade ocorre próximo ao meio dia local, período em que o EJE torna-se mais intenso. Efeito similar seria esperado em relação às variações de período mais curto (caso das pulsações). Os processos, no entanto, são bem mais complexos, conforme observado nos relatos sobre amplificação ou amortecimento na amplitude desses sinais em diferentes intervalos de frequência.

Conforme anteriormente descrito, considerando-se os mecanismos de propagação das pulsações, observa-se que nas latitudes equatoriais ( $\varphi \leq 22^\circ$ ;  $L \leq 1.2$ ) uma fração significativa das linhas do campo geomagnético está contida dentro da ionosfera. Esse fato influencia significativamente as propriedades das pulsações e leva a características diferentes em relação àquelas observadas em maiores latitudes (YUMOTO, 1986; MATSUOKA et al., 1997; TRIVEDI et al, 1997; SHINOHARA et al, 1998). Em particular, a teoria de ressonância das linhas de campo (FLR) que explica numerosas observações em latitudes médias e altas não se aplica para latitudes muito baixas (YUMOTO, 1986). Nesse caso, dois modelos são propostos como os possíveis mecanismos de propagação de pulsações no solo perto do equador magnético: i) ondas de compressão, propagando-se ao longo do plano equatorial da magnetosfera através das linhas do campo magnético, chegam à ionosfera equatorial e geram as perturbações magnéticas; ii) ondas de Alfvén, propagando-se na ionosfera de alta latitude, geram uma oscilação de larga escala na corrente da ionosfera nessa região e a transmissão dessa corrente para latitudes baixas provoca pulsações no solo, perto do equador magnético.

### **2.5.1 Ondas MHD em um plasma fracamente ionizado**

A teoria MHD apresentada no item (2.2) denomina-se MHD ideal e aplica-se à propagação de ondas MHD em meios altamente ionizados, nos quais o plasma está livre da colisão com partículas neutras, a exemplo da magnetosfera terrestre. No entanto, as modificações realizadas pela ionosfera na amplitude e na fase das ondas ULF são indicativos de que as colisões tem papel fundamental na interação das ondas MHD com esse meio.

O plasma ionosférico é fortemente colisional e parcialmente ionizado (STRANGWAY; RAEDER, 2001), e desta forma está sob o efeito de difusões do tipo Hall, ôhmica e ambipolar (PANDEY; WARDLE, 2008). A difusão Hall em plasmas fracamente ionizados é o processo no qual os íons se desprendem desse fluido em decorrência das colisões com as partículas neutras, de forma que a condição de froze-in lines para essas partículas é desfeita. Os elétrons, em contrapartida, permanecem atrelados às linhas de campo magnético (STRANGWAY; RAEDER, 2001). Do

movimento relativo entre elétrons e íons produzido tanto pela difusão Hall como pela difusão ambipolar, correntes elétricas associadas à condutividade anisotrópica da ionosfera surgem no plasma, permitindo a dissipação ôhmica da energia vinculada às ondas MHD, por exemplo. Assim configura-se o efeito da difusão ôhmica na propagação dessas ondas.

Ambos os processos difusivos são contemplados no modelo MHD Hall colisional, de tal forma que o conjunto de equações correspondentes a este modelo mostra-se mais apropriado para a descrição da propagação das ondas ULF na ionosfera que as equações do MHD ideal expostas no item (2.2). Sendo assim, a dinâmica de plasmas sob o regime colisional pode ser descrita pelas seguintes equações:

$$\frac{\partial \rho_m}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_m \mathbf{u}) = 0 \quad (\text{Equação da continuidade}) \quad (2.22)$$

$$\rho_m \frac{d\mathbf{u}}{dt} = -\nabla p + \frac{\mathbf{J} \times \mathbf{B}_P}{c} \quad (\text{Equação do movimento}) \quad (2.23)$$

$$\frac{\partial \mathbf{B}_P}{\partial t} = \nabla \times \left[ (\mathbf{u} \times \mathbf{B}_P) - \frac{\mathbf{J}}{\sigma} - \frac{\mathbf{J} \times \mathbf{B}_P}{eN_e} + D^2 \frac{(\mathbf{J} \times \mathbf{B}_P) \times \mathbf{B}_P}{c\rho_i\nu_i} + \frac{D^2}{\rho_i\nu_i} \left( \frac{\rho_i}{\rho_n} \nabla p_n - \nabla p_e - \nabla p_i \right) \times \mathbf{B}_P \right] \quad (2.24)$$

As equações (2.22) e (2.23), que descrevem respectivamente a continuidade e o movimento do plasma na ionosfera, são similares às equações (2.1) e (2.2) obtidas para o MHD ideal. Já em (2.24) tem-se a evolução temporal do campo magnético, e cuja indução é proveniente dos processos de difusão convectiva (primeiro termo do lado direito da equação), ôhmica (termo seguinte), Hall e ambipolar (os três últimos termos contêm a contribuição desses dois processos difusivos). Em (2.24),  $\rho_i$  e  $\rho_n$  correspondem à densidade de massa dos íons e das partículas neutras, e  $p_n$ ,  $p_i$  e  $p_e$  à pressão destes três componentes do plasma ionosférico. As demais grandezas são as mesmas utilizadas em itens anteriores. Na mesma equação, observar que:

$$\rho = \rho_e + \rho_i + \rho_n \approx \rho_i + \rho_n \quad (2.25)$$

O parâmetro  $D$ , que equivale à  $(\rho_n/\rho)$ , é a medida que indica o quanto a difusão ambipolar (efeito da atmosfera neutra sobre o plasma) é relevante para a dinâmica do plasma nas diferentes regiões do acoplamento magnetosfera-ionosfera. Regiões em que  $D \approx 0$ , os termos de (2.24) provenientes desse processo de difusão tornam-se nulos, de forma que apenas a difusão ôhmica e a Hall permanecem importantes. Considerando-se o fato de que o efeito Hall também pode acontecer em plasmas altamente condutores quando são expostos a frequências entre a girofrequência dos íons e a girofrequência dos elétrons (PANDEY; WARDLE, 2008), a condição imposta por  $D \approx 0$  reproduz a equação de indução do modelo MHD ideal (2.11), e portanto, aplica-se ao caso do plasma magnetosférico. Por outro lado, o limite inferior de ionização estabelecido por  $D \rightarrow 1$  reproduz as condições do plasma na ionosfera, onde ambos os tipos de difusão são relevantes.

Tal como no modelo MHD ideal, perturbações nos parâmetros de plasmas fracamente ionizados e colisionais ( $\mathbf{u}$ ,  $\mathbf{B}_p$ ,  $\rho_m$  e  $\mathbf{J}$ ) com a forma  $e^{i(\mathbf{k}\cdot\mathbf{r}-\omega t)}$ , resultam nos três modos de propagação das ondas MHD (rápido, intermediário e lento), cujas frequências também coincidem com a banda de ULF. A equação (2.26) expressa a relação de dispersão para o modo intermediário (modo de Alfvén) e em (2.27) é exposta a relação de dispersão dos modos rápido e lento. Já em (2.28) e (2.29) são dadas as soluções real e imaginária dessa relação de dispersão (PANDEY; WARDLE, 2008):

$$\omega_A = kV_A \quad (2.26)$$

$$\omega^2 - i(\eta_A \cos^2 \theta + \eta)\omega k^2 - \omega_A^2 \cos^2 \theta = 0 \quad (2.27)$$

$$\text{Re}[\omega] = \pm \omega_A \left\{ 1 - 0.5 \left[ k \frac{(\eta_A \cos^2 \theta + \eta)}{V_A \cos \theta} \right]^2 \right\}^{1/2} \quad (2.28)$$

$$\text{Im}[\omega] = -0.5k^2(\eta_A \cos^2 \theta + \eta) \quad (2.29)$$

Nessas igualdades,  $\eta_A$  e  $\eta$  são os índices de difusividade, que representam a resistividade oferecida pelo plasma à propagação de perturbações eletromagnéticas tais como as ondas MHD.  $k$  é o número de onda, e  $V_A$  e  $\omega_A$  são respectivamente a velocidade de Alfvén e a frequência de Alfvén. Estão implícitas em (2.28) e (2.29), por meio de  $\eta$ , as contribuições das condutividades de Pedersen e de Hall quanto ao amortecimento na amplitude das ondas MHD e à rotação no eixo maior de polarização dessas ondas. Já o guia de onda observado na ionosfera para estruturas com frequências de  $\sim 1$  Hz tem relação direta com o parâmetro  $D$ , em que  $D = 1$  fornece o limite superior para comprimentos de onda do modo amortecido de propagação (PANDEY; WARDLE, 2008).

Também o modelo MHD Hall colisional permite a conversão dos modos de propagação, diferentemente do MHD ideal, no qual esses modos encontram-se desacoplados. Isto ocorre porque o plasma descrito no MHD ideal é considerado ilimitado e homogêneo. Na realidade, o plasma espacial está sob o efeito de variações das condições de seus parâmetros (densidade, campo magnético, temperatura, dentre outros), que resulta na conversão dos modos em regiões distintas da magnetosfera, até ocorrer a ressonância das linhas de campo (FLR) na parte mais interna desta cavidade. Na ionosfera, a condutividade Hall também cria condições para a conversão de modos no plasma.

Com o objetivo de avaliar nossos dados em função dos vários tópicos abordados neste capítulo, principalmente em relação aos mecanismos de propagação dos sinais das pulsações através da ionosfera e da teoria envolvendo os processos de geração dessas ondas, o capítulo a seguir apresenta a metodologia utilizada neste trabalho para a caracterização da amplitude de pulsações Pc3-5 na região equatorial brasileira.

### 3 METODOLOGIA

Este trabalho tem como objetivo medir a influência da ionosfera equatorial na amplitude de pulsações Pc3-5 registradas em estações geomagnéticas brasileiras. A metodologia adotada para tal finalidade envolveu os seguintes procedimentos:

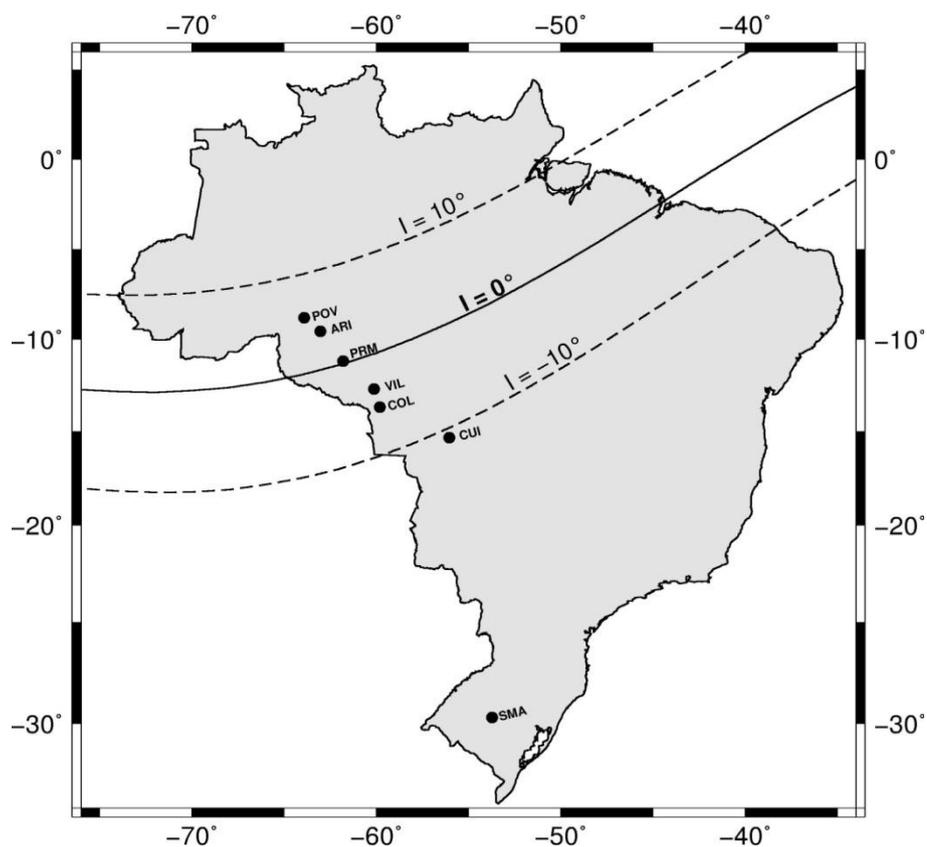
- i. Levantamento dos dias geomagneticamente calmos ocorridos no período de observação considerado, como premissa para a escolha de eventos;
- ii. Filtragem digital de séries temporais das componentes geomagnéticas H e D do campo principal de cada estação geomagnética, na faixa de frequência dos diferentes tipos de pulsações, e para cada dia disponível de dados;
- iii. Escolha de eventos a serem analisados espectralmente, a partir da variância horária da componente H dos sinais filtrados ou da análise visual de espectrogramas de faixas horárias de interesse;
- iv. Análise espectral refinada dos eventos escolhidos nas estações disponíveis; e
- v. Análise estatística desses eventos.

#### 3.1 Dados experimentais

Os dados geomagnéticos utilizados no desenvolvimento deste trabalho são provenientes de sete estações localizadas em latitudes distintas do Brasil. São elas: Porto Velho (POV), Ariquemes (ARI), Presidente Médici (PRM), Vilhena (VIL), Colibri (COL), Cuiabá (CUI) e Santa Maria (SMA), cujas coordenadas estão apresentadas na Tabela (3.1). Cada uma delas estava vinculada à rede de magnetômetros monitorada pelo INPE em colaboração com a Universidade de Kyushu (Japão) e foram operadas simultaneamente nos meses de setembro e outubro de 1994. A Figura (3.1) mostra a localização das estações geomagnéticas sobre o mapa do Brasil, com a indicação de componentes geomagnéticas relevantes para o período em que as medidas foram realizadas. As linhas de inclinação igual a  $\pm 10^\circ$  delimitam a região onde se espera que as correntes do eletrojato equatorial produzam efeitos significativos nas variações geomagnéticas registradas no solo (PADILHA et al., 2003). Como se percebe nessa figura, cinco das estações encontram-se na área de influência do eletrojato equatorial, sendo uma aproximadamente sob o equador magnético e outras quatro

aproximadamente em pontos conjugados ao norte e sul do equador. As outras duas estações situam-se em regiões que se espera estar fora da influência do EJE para medidas de campo magnético realizadas na superfície da Terra.

Figura 3.1 – Localização das sete estações geomagnéticas utilizadas na pesquisa.



São também mostrados traços de isovalores da inclinação do campo geomagnético durante as medidas ( $I = 0^\circ$  corresponde ao equador magnético em setembro/outubro de 1994). Valores de inclinação do campo obtidos do IGRF.

Fonte: Produção do autor.

A Tabela (3.1) detalha informações geográficas e geomagnéticas específicas de cada estação.

Tabela 3.1 - Dados geomagnéticos e geográficos das estações utilizadas nesse trabalho e valor da hora em UT correspondente ao meio dia em hora local (MLT).

Nome da estação	Sigla	Coordenadas geográficas		Coordenadas geomagnéticas		$L$	Inclinação magnética	Lat. Dip	MLT
		Lat.	Long.	Lat.	Long.				
Porto Velho	POV	-8.8	-63.9	2.63	7.65	1	5.73	2.87	16:07
Ariquemes	ARI	-9.56	-63.04	1.68	8.38	1	3.95	1.98	16:04
Presidente Médici	PRM	-11.2	-61.8	0.55	9.44	1	0.34	0.17	16:00
Vilhena	VIL	-12.72	-60.13	-1.85	10.64	1	-3.35	-1.68	15:55
Colibri	COL	-13.7	-59.8	-2.87	10.77	1	-5.3	-2.66	15:54
Cuiabá	CUI	-15.35	-56.05	-5.64	13.89	1.01	-10.76	-5.43	15:42
Santa Maria	SMA	-29.72	-53.72	-19.28	13.36	1.12	-32.9	-17.92	15:35

Fonte: Produção do autor.

Na tabela tem-se que as coordenadas geomagnéticas referem-se às componentes dipolares do campo geomagnético. Em geral, essas coordenadas dipolares são úteis em médias e altas latitudes, mas não tão apropriadas em baixas latitudes onde a inclinação do campo geomagnético ("*dip*") é considerada mais significativa para representar as características do campo observado na superfície da Terra. Com isso, a "*latitude dip*" é utilizada para substituir a latitude geomagnética e calculada a partir da relação entre a latitude magnética e a inclinação magnética ("*ângulo dip*") para um dipolo, dada por:

$$\theta_{\text{dip}} = \arctan\left(\frac{1}{2} \tan I\right) \quad (3.1)$$

onde  $\theta_{\text{dip}}$  é a "*latitude dip*" e  $I$  a inclinação do campo geomagnético. Há duas formas usuais de calcular a inclinação  $I$ : através de valores medidos na própria estação (mede-se diretamente a inclinação do campo) ou utilizando valores calculados a partir da expansão de harmônicos esféricos do campo geomagnético (modelo IGRF - Campo Geomagnético Internacional de Referência; THÉBAULT et al., 2015). Os valores apresentados na Tabela (3.1) foram derivados do Campo Geomagnético de Referência Definitivo (DGRF; THÉBAULT et al., 2015) para a época das medidas. Outros

parâmetros na tabela são  $L$  (parâmetro de McIlwain, que indica a distância na qual uma linha do campo magnético passando pela estação intercepta o plano equatorial da Terra; dado em unidades do raio da Terra) e MLT (caracteriza o meio dia em cada uma das estações em horário UT).

Em cada uma das estações um magnetômetro *fluxgate*, com sistema de auto-calibração de tempo, foi instalado e forneceu dados digitais com precisão melhor que 0,5 nT nas componentes geomagnéticas H, D, Z (TACHIARA et al., 1996). O sinal foi registrado com taxa de amostragem de 3 segundos e um limite superior em torno de 0,7 nT/s foi definido para ignorar variações rápidas e muito grandes (efeito de ruído ou SSC). O relógio do sistema de gravação dos dados foi calibrado automaticamente por sinais de rádio globais (LF OMEGA; SAKA et al., 1996), o que manteve a precisão do tempo dentro de 100 ms durante a aquisição dos dados.

No sistema de aquisição de dados acoplado aos magnetômetros, as variações temporais diárias do campo magnético foram salvas em arquivos independentes em representação binária. Esses arquivos foram posteriormente convertidos para arquivos do tipo ASCII, os quais contêm as séries temporais das três componentes geomagnéticas do sistema H, D e Z durante um dia de medidas. Dessa forma, cada arquivo totaliza 28800 pontos para cada uma das componentes e para cada dia.

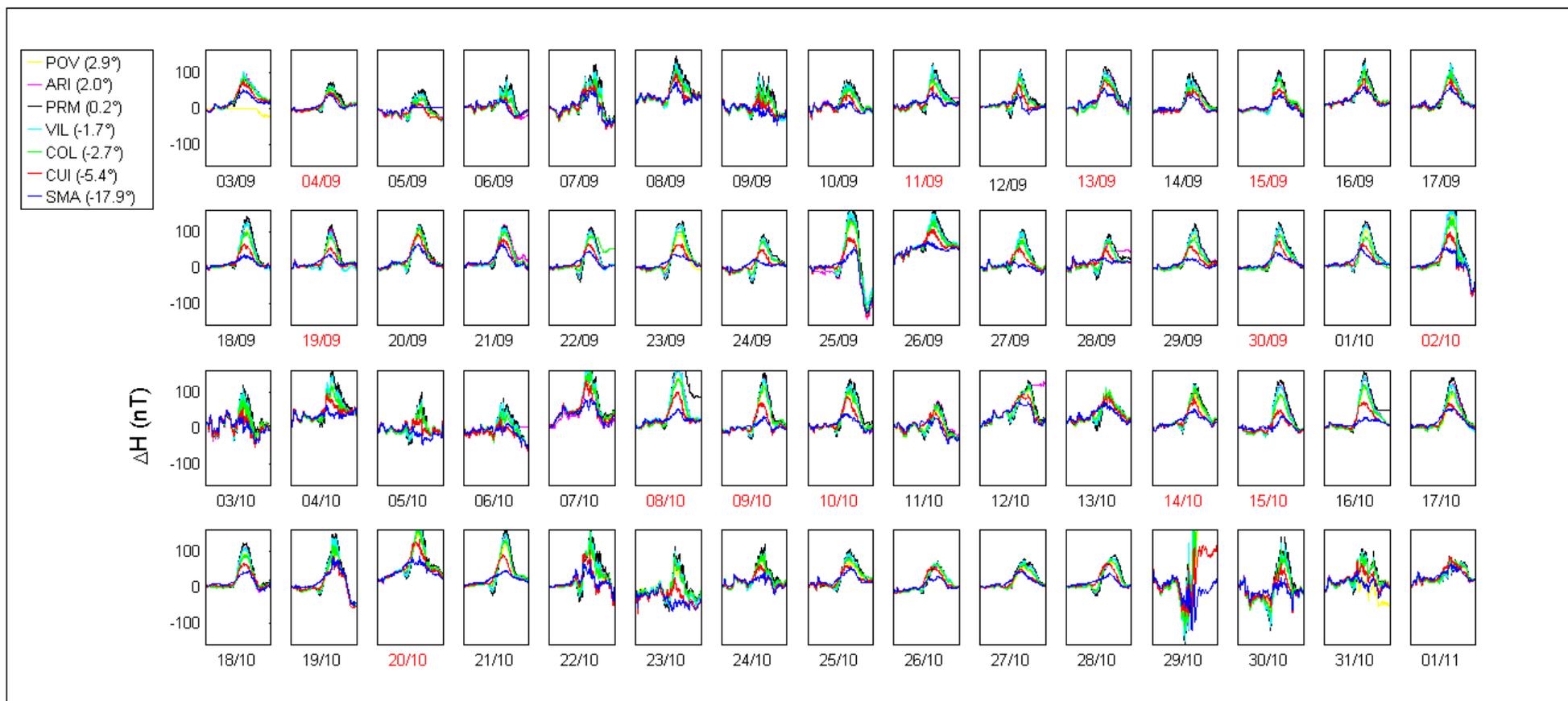
O período de observação de eventos de pulsações para a realização desta pesquisa contou com um total de 60 dias de dados simultâneos das sete estações geomagnéticas envolvidas, no intervalo entre 3 de setembro e 1° de novembro de 1994. Esse intervalo corresponde ao período em que todas as estações utilizadas operaram simultaneamente. No entanto, dentre esses 60 dias disponíveis, a presente pesquisa utilizou os dados de períodos de campo geomagnético considerado calmo para a investigação da intensidade de pulsações Pc3-5. Essa escolha foi motivada para limitar a quantidade dos diferentes processos físicos na ionosfera e na magnetosfera que se envolvem na geração e propagação dessas ondas durante períodos geomagneticamente perturbados. Por outro lado, o ano de 1994 encontrava-se na fase descendente do ciclo solar 22 (1986 a 1996). Isso implica que o período analisado encontrava-se sob o regime de Sol calmo, uma

indicação de que os dados analisados devem ter pouca influência de perturbações magnéticas intensas.

Sucintamente, a caracterização de dias calmos nos dados se deu primeiramente pela observação da variação diurna, fazendo-se em seguida uma associação com o índice *Dst* calculado pela Universidade de Kyoto (endereço eletrônico de referência: [http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst\\_final/index.html](http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_final/index.html)). Este índice geomagnético foi desenvolvido para medir a variação da corrente de anel equatorial, em que valores abaixo de -30 nT indicam tempestade magnética em progresso (SUGIURA; CHAPMAN, 1960; GONZALEZ et al., 1994). Seu uso para a região de latitudes médias e equatoriais é bem difundido, uma vez que o modelo a ele associado contempla estações geomagnéticas em posições favoráveis à mensuração da atividade magnética dessa região.

A Figura (3.2) contém gráficos de variação diurna referente aos 60 dias disponíveis de dados para a observação dos sinais. Dentre eles, 26 apresentaram perfil característico de dia calmo, isto é, composto predominantemente de variações magnéticas regulares do tipo Sq. Os demais, em contrapartida, apresentaram perfis de variação diurna visivelmente perturbados, podendo-se destacar como exemplo o dia 29/10. Nesse dia foi registrada uma forte tempestade magnética (índice *Dst* = -123 nT) e os dados de nossas estações mostraram uma forte amplificação de pulsações impulsivas na região equatorial (PADILHA et al., 2003). Ainda sobre a Figura (3.2), as 13 datas que se encontram destacadas em vermelho compõem o conjunto dos dias escolhidos para análise final das pulsações.

Figura 3.2 – Gráficos de variação diurna na componente H das sete estações analisadas para o período total disponível de dados em 1994, com a identificação e inclinação de cada estação.



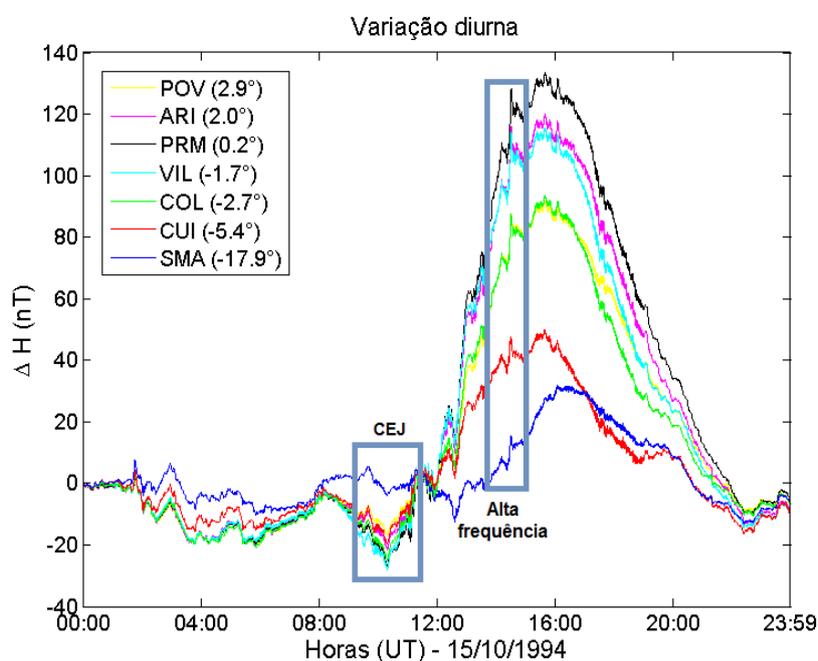
As datas identificadas em vermelho foram as selecionadas para estudo das pulsações.

Fonte: Produção do autor.

No procedimento adotado, foram inicialmente escolhidos dias com índice *Dst* mínimo de até -30 nT. Com isso, foram totalizados 7 dias (04/09, 15/09, 19/09, 30/09, 14/10, 15/10 e 20/10). Dos restantes, cinco dias (11/09, 13/09, 02/10, 09/10 e 10/10) tinham índice *Dst* mínimo entre -50 e -30 nT, o que caracterizaria a ocorrência de tempestade magnética de intensidade fraca (SUGIURA; CHAPMAN, 1960; GONZALEZ et al., 1994). Apenas um dia (08/10) apresentou *Dst* de -51 nT, uma indicação da ocorrência de tempestade magnética do tipo moderada. A análise preliminar dos dados, porém, mostrou que a inclusão de apenas 7 dias calmos para análise resultou em um número muito pequeno de eventos. Dessa forma, os restantes 6 dias, com atividade magnética de moderada a fraca, também foram selecionados para análise. Também, o uso da variância horária foi determinante para a identificação de dias e faixas horárias que continham sinais, tema abordado no tópico (3.2.1).

Os gráficos de variação diurna também nortearam a escolha da estação geomagnética a ser usada de referência para a caracterização da amplificação das pulsações em função da latitude magnética de cada estação. A Figura (3.3) ilustra um dia de aquisição de dados nas sete estações. É mostrada a variação na componente H para o dia 15/10/1994 (em UT). Com exceção da estação SMA, que apresenta defasagem no formato e no pico de variação diurna devido à significativa diferença em latitude e sua proximidade com o vórtice sul das correntes ionosféricas Sq, as demais estações posicionadas na região equatorial apresentam um perfil de variação diurna semelhante e com a característica de se tratar de um dia geomagneticamente calmo. Diferem apenas na intensidade da variação em função da latitude dip. De acordo com os efeitos de amplificação esperados pelas correntes diurnas do eletrojato equatorial, a estação PRM tem a maior variação na componente H por estar localizada sob o equador dip. Estações em pontos conjugados, como os pares de estações ARI e VIL, e POV e COL, têm perfil de variação diurna praticamente idêntico.

Figura 3.3 – Variação diurna na componente H das sete estações analisadas para o dia 15/10/1994, com a identificação e latitude dip de cada estação.



Os retângulos mostram a ocorrência de um evento de contra-estrojato (CEJ) nas estações equatoriais por volta das 10 UT e de um forte evento de alta frequência simultâneo a todas as estações por volta das 14 UT.

Fonte: Produção do autor.

Um aspecto importante no gráfico de variação diurna da Figura (3.3) é a ocorrência de uma redução na intensidade do campo das seis estações equatoriais pouco antes do amanhecer (pico de variação negativa centrado aproximadamente às 10 UT, correspondente às 6 LT). Esse fenômeno deve-se à ocorrência nesse dia de uma corrente para oeste denominada contra-estrojato (CEJ). Esse resultado mostra que mesmo a estação CUI, com inclinação magnética fora do limite de  $\pm 10^\circ$ , também é afetada pelos sistemas de correntes ionosféricas da região equatorial. Assim, esse resultado contraria interpretações anteriores que utilizaram esse mesmo conjunto de dados e usaram a estação CUI como referência para estudar as correntes do EJE (exemplo, RASTOGI et al., 2008).

Com base em gráficos similares para os dias calmos disponíveis para estudo, escolheu-se a estação SMA, a única fora da região equatorial e cuja variação diurna não é afetada pelo EJE, para servir de referência na aferição da amplificação das pulsações. Essa escolha é referendada pela própria Figura (3.3) que mostra que variações geomagnéticas de alta frequência são observadas simultaneamente em todas as estações, a despeito da significativa diferença em latitude entre elas.

## **3.2 Detalhamento dos procedimentos para a análise dos dados**

Conforme descrito inicialmente neste capítulo, a análise dos dados envolveu atividades de filtragem de séries temporais e obtenção de espectros dinâmicos dessas séries filtradas para inferir características (contínuas ou irregulares) e intervalo de frequências das pulsações. Para tanto, foram utilizados vários códigos computacionais desenvolvidos nas linguagens de programação Fortran 77, Scilab 5.5.2 e Matlab R2014a.

### **3.2.1 Filtragem digital e a caracterização de eventos de Pc3-5**

Na filtragem digital dos dados buscou-se eliminar do amplo espectro das perturbações geomagnéticas aquelas variações cujas frequências estavam fora do intervalo de interesse. Nesse processo foram também eliminados possíveis ruídos eletromagnéticos causados pela instrumentação ou por influências humanas.

Para realizar as filtrações dos dados deste trabalho, fez-se uso de códigos em Fortran e Matlab de um filtro digital do tipo passa banda Butterworth recursivo, o qual elimina as variações com frequência superior ou inferior àquelas de interesse. O filtro é aplicado nas direções direta e reversa, para não alterar a fase do sinal original, com ganho unitário dentro da banda de frequência estipulado pela filtragem (KANASEWICH, 1981).

A teoria envolvida na técnica de filtragem afirma que tendo-se uma sequência de dados  $x_n$  que passe pelo sistema de filtragem digital, a saída será uma outra sequência de dados  $y_k$ , do tipo:

$$y_k = \sum_{n=0}^l r_n x_{k-n} - \sum_{n=1}^l q_n y_{k-n} \quad (3.2)$$

onde  $q_n$  e  $r_n$  são os coeficientes do filtro,  $l$  é a ordem do polinômio que define a função de transferência que gera os coeficientes do filtro. Essa função de transferência é obtida pela razão entre as transformadas  $-z$  no plano complexo das sequências  $x_k$  e  $y_k$ .

O algoritmo utilizado na filtragem fornece como saída dois arquivos do tipo ASCII: um contendo os dados filtrados na faixa de frequência desejada e outro contendo dados de variância das componentes geomagnéticas H, D e Z. A variância foi calculada para intervalos de uma hora para verificar as faixas horárias em que houve aumento significativo na amplitude das componentes geomagnéticas, preferencialmente na componente H. Os fatos de na região equatorial e em baixas latitudes o campo geomagnético ser majoritariamente horizontal e de suas variações serem fortemente polarizadas ao longo da linha de campo, justificam a escolha da componente H como a componente padrão para o estudo da amplitude das pulsações nesta região.

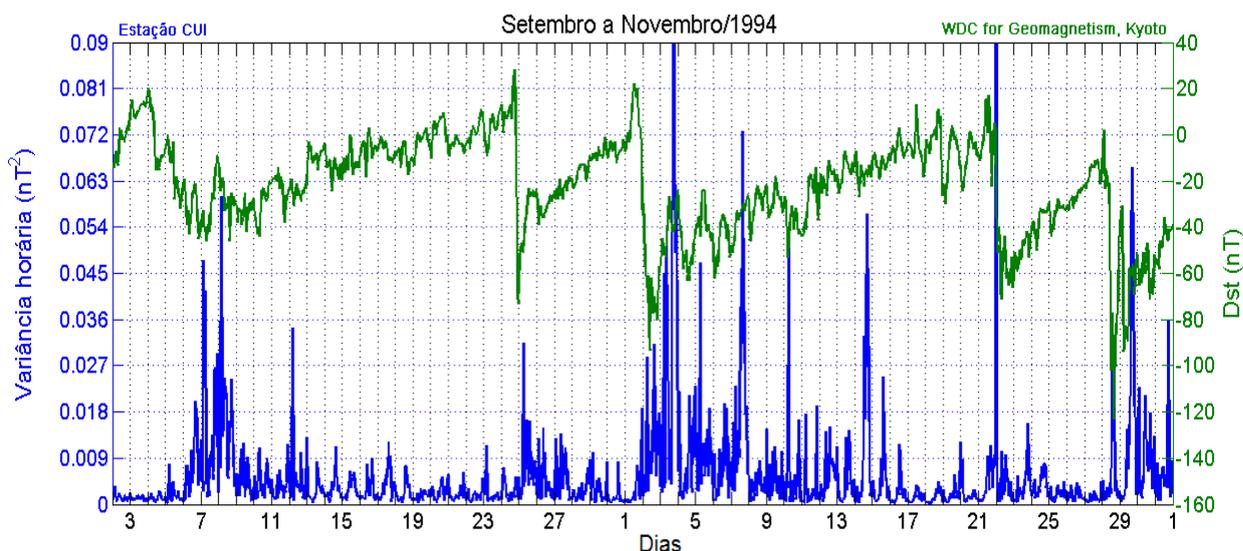
A variância é definida como:

$$\sigma^2 = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \quad (3.3)$$

em que  $y_i$  são os dados experimentais e  $\bar{y}$  a média desses dados no intervalo de tempo considerado. Baseado em procedimento de tentativa e erro (o qual envolveu a comparação entre os valores de variância e a amplitude concomitantemente observada na componente H), foi estabelecido que variâncias acima de  $0.009 \text{ (nT}^2\text{)}$  indicariam a ocorrência de variações geomagnéticas no intervalo das Pc3 na faixa horária considerada. A pesquisa por variâncias acima desse valor foi feita em todas as estações, cujas informações obtidas foram compactadas em tabelas contendo as datas, faixas horárias e o índice  $Dst$  médio respectivo, também calculado para cada estação. Uma

representação gráfica deste procedimento está indicada na Figura (3.4), e um modelo da tabela encontra-se no Apêndice A – Tabela (A.1).

Figura 3.4 – Gráfico da variância horária na componente H de dados filtrados na faixa das Pc3 da estação CUI para o período total de dias de observação (03/09/94 a 01/11/94), juntamente com o respectivo índice *Dst*.



Fonte: Produção do autor.

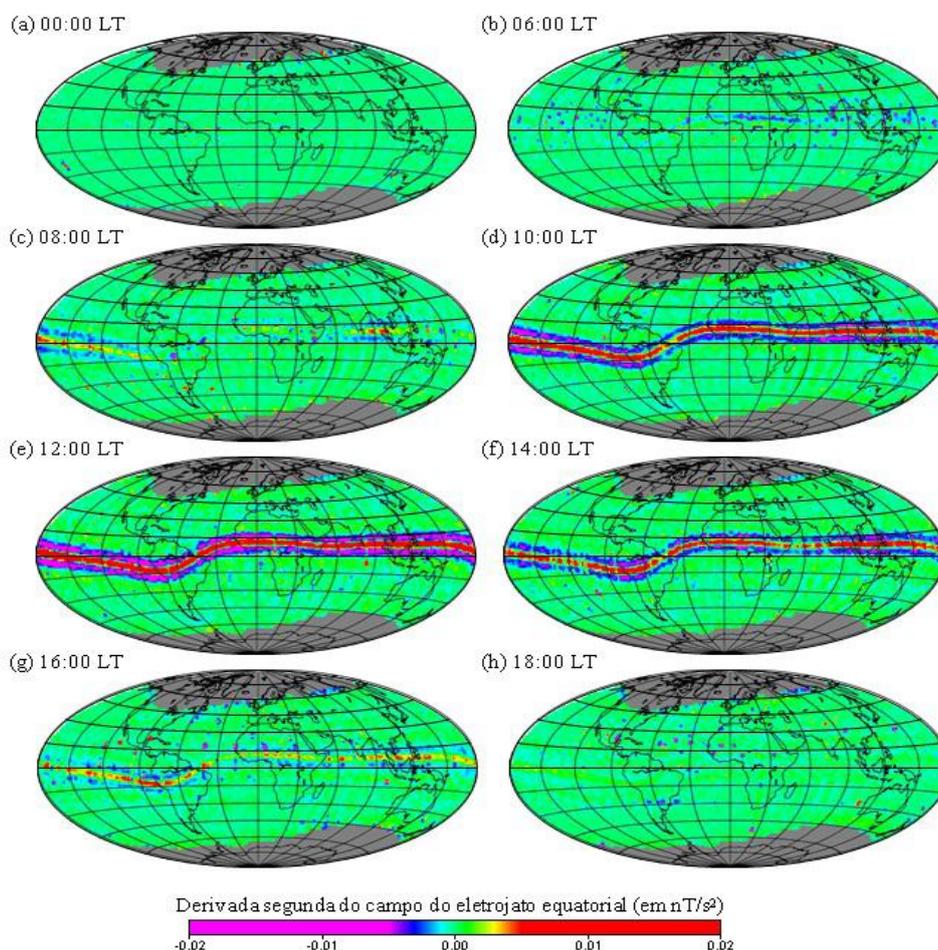
O uso da variância horária para escolha dos eventos se restringiu à faixa das Pc3, pois a definição de um valor crítico que permitisse obter automaticamente a ocorrência de pulsações não foi obtido para o caso das Pc4-5. A pesquisa por sinais nessa banda de frequência se deu basicamente por meio da análise visual de espectrogramas de faixas horárias de interesse (a serem expostas a seguir). A confirmação da ocorrência ou não de eventos dessas pulsações baseou-se na observação de séries temporais do campo, construídos a partir das informações contidas nas tabelas, em caso de Pc3, ou a partir da faixa horária contendo os sinais previamente detectados, em caso de Pc4-5.

### 3.2.2 Escolha das faixas horárias para observação de sinais

Para interpretação dos resultados foram analisados eventos diurnos e noturnos em nossos dados. O período considerado para observação de eventos diurnos corresponde a intervalos de tempo em torno do meio dia local (entre 14:00 – 18:00 UT,

aproximadamente equivalente ao período entre 10:00 e 14:00 LT para as diversas estações). A escolha desse intervalo foi motivada por ser esse o período no qual é esperado o efeito mais relevante das correntes do EJE amplificando ou amortecendo a amplitude das pulsações (SARMA; SASTRY, 1995). Já para os eventos noturnos, a faixa considerada foi o intervalo das 22:00 – 10:00 UT (18:00 – 06:00 LT), quando se espera menor influência de fenômenos ionosféricos da região equatorial sobre os dados obtidos na superfície da Terra. Uma informação mais detalhada a respeito da evolução temporal do EJE está contida na Figura (3.5).

Figura 3.5 – Variação do valor médio da componente longitudinal da segunda derivada do campo do eletrojoato equatorial (em  $nT/s^2$ ) em função da Horal Local (LT).



Os resultados são apresentados para 8 horários representativos e foram derivados da análise de 4 anos de dados do satélite CHAMP.

Fonte: Le Mouel et al. (2006, p. 519).

Esta figura apresenta resultados sobre o EJE, obtidos por dados de satélite, nos quais é possível observar a amplitude máxima do campo magnético associado a esse sistema de corrente na região equatorial. Assim, a Figura (3.5) mostra o valor médio da evolução temporal da derivada segunda da componente horizontal do campo magnético medido

durante quatro anos (2001 – 2004) pelo satélite CHAMP (LE MOUËL ET AL., 2006). A intensidade é dada em  $nT/s^2$  e os sinais correspondentes às correntes do EJE estão representados pelas cores vermelha (positiva, indicando direção da corrente para leste) e azul (negativa, indicando correntes para oeste). A componente positiva está diretamente relacionada à corrente diurna do EJE circulando de oeste para leste ao longo do equador dip na altura da camada E ionosférica, enquanto a componente negativa relaciona-se com as correntes de retorno (de leste para oeste) em ambos os lados da corrente principal. Pode-se observar que o sistema de correntes do EJE é bem definido no intervalo entre 10:00 e 14:00 LT, com o máximo esperado às 12:00 LT. Há um período de transição para formação das correntes entre 6:00 e 10:00 LT e seu desaparecimento entre 14:00 e 18:00 LT. Dessa forma, o intervalo entre 10:00 e 14:00 LT foi considerado representativo para avaliar o efeito diurno das correntes do EJE e o intervalo entre 18:00 e 6:00 LT foi considerado representativo para o período sem efeito das correntes do EJE.

Ressalte-se que os dados do satélite CHAMP referem-se a um período distinto daquele analisado nesta pesquisa e que também as condições magnéticas diferem, visto terem sido medidos em um período de transição entre o máximo solar e a fase descendente do ciclo solar 23. Para este estudo, os sinais associados ao EJE representados na Figura (3.5) foram usados apenas como referência dos horários nos quais eles podem ter efeitos significativos nas pulsações magnéticas registradas na superfície da região equatorial, não sendo feita qualquer inferência sobre as características específicas das correntes a partir desses dados.

### **3.2.3 Espectro dinâmico**

Definidos os eventos a serem analisados, o procedimento seguinte consistiu em efetuar a análise espectral dos dados filtrados escolhidos. Nessa etapa utilizou-se o método da Transformada de Fourier de Tempo Curto (do inglês, *Short-Time Fourier Transform* – STFT; GABOR, 1946) para obter o espectro de frequências contido nos dados e relacioná-lo com a densidade de potência dessas frequências (do inglês, *Power Spectra Density* – PSD).

O método STFT é uma adaptação numérica da transformada de Fourier e um aperfeiçoamento do método da Transformada Discreta de Fourier (do inglês, *Discret Fourier Transform* - DFT). Basicamente a transformada de Fourier é um método matemático que possibilita transferir um sinal  $x(t)$  no domínio do tempo para o domínio da frequência  $X(\omega)$ . O sinal  $x(t)$  pode ser decomposto numa série de funções trigonométricas denominada série de Fourier, dada pela relação (3.4).

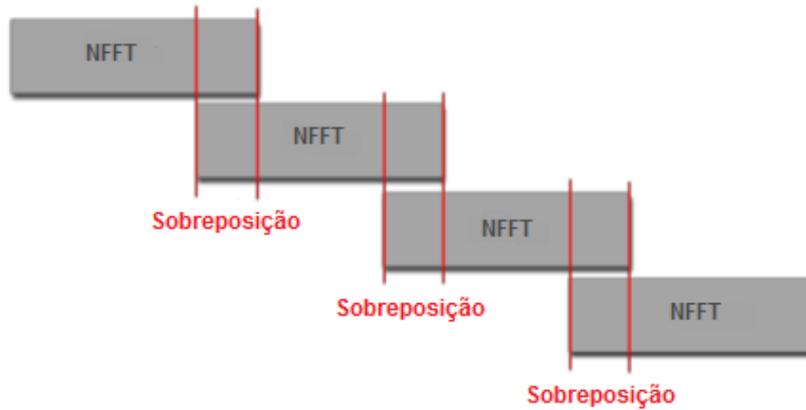
$$x(t) = a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \sin(2\pi nt) + b_n \cos(2\pi nt)) \quad (3.4)$$

Nela,  $a_0$ ,  $a_n$  e  $b_n$  são os coeficientes de Fourier que correspondem às amplitudes de  $x$ ; já os infinitos valores de  $n$  correspondem ao espectro de frequências em unidades de Hertz, presentes no sinal. Para se obter o valor dos coeficientes de Fourier deve-se levar em consideração a condição de ortogonalidade da função  $x(t)$  para o intervalo de tempo considerado, e a sua periodicidade. Dado um intervalo de tempo  $C$ ,  $x$  será periódica se a igualdade  $x(t = 0) = x(t = C)$  for satisfeita. Sabendo que  $\omega = 2\pi n$  é a frequência angular cuja unidade é rad/s, a transformada de Fourier de  $x$  será uma função complexa  $X$  definida como:

$$X(\omega) = \int_0^C x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (3.5)$$

Neste trabalho, optou-se por utilizar um método de tratamento de sinais que se baseia em realizar a análise de Fourier usual em intervalos de tempo curtos da série temporal de dados. Assim, no STFT são processados pequenos intervalos do sinal ao invés de se processar o sinal completo, sendo possível a sobreposição dos dados contidos em cada janela como mostrado na Figura (3.6). A resolução em frequência é função da janela analisadora escolhida. Esta, por sua vez, é função da resolução da FFT (NFFT). A Transformada Rápida de Fourier (do inglês, *Fast Fourier Transform* - FFT) também se trata de um método de DFT, a qual está implícita no método STFT. Muitos autores denominam este método de estimação espectral como o método das janelas múltiplas.

Figura 3.6 – Representação de como se aplica o método STFT num sinal qualquer em função da resolução da FFT e da sobreposição de dados.



Fonte: Adaptada de ([www.dewesoft.com/download?file=STFT.pdf](http://www.dewesoft.com/download?file=STFT.pdf)).

A principal função do uso de janelas na estimação espectral é reduzir a amplitude de possíveis discontinuidades contidas no sinal, conhecidas como dispersão espectral. Isso faz com que o espectro obtido pela STFT reproduza as características do sinal original. A transformada de Fourier de tempo curto contínua para um sinal  $x(t)$  pode ser escrita da seguinte forma:

$$X_{STFT}(\tau, \omega) = \int h(t - \tau)x(t)e^{-i\omega t} dt \quad (3.6)$$

em que  $h(t)$  é a janela analisadora, a qual determina qual porção do sinal  $x(t)$  será analisada. Em geral, é uma função real simétrica centrada em zero, isto é, em  $\tau = 0$ . Dessa forma a cada instante de tempo  $t$ , a Equação (3.6) realiza a transformada de Fourier de uma pequena porção do sinal ao redor de  $\tau$ . Assim, o resultado do STFT pode ser visto como um espectro local do sinal  $x(t)$  nas proximidades do tempo  $\tau$ . A versão discreta do STFT de um sinal  $x(j)$  é obtida pela Equação (3.7), onde  $M$  é o comprimento do sinal.

$$X_{STFT}[j, k] = \sum_{m=-\infty}^{\infty} h(j-m)x(m)\exp\{-i\Omega_M km\} \quad (3.7)$$

Nessa equação,  $h$  é a janela analisadora, e a análise é realizada em  $M$  frequências uniformemente espaçadas com passo equivalente a  $\Omega_M = \frac{2\pi}{M}$ . Os parâmetros  $j$  e  $k$  são os índices de espaço e de frequência, e  $\tau = m$ . A saída  $X_{STFT}[j, k]$  é uma matriz complexa cujo valor absoluto mede o montante  $q$  das frequências contidas em  $x(j)$ , onde  $q = l\left(\frac{f_s}{M}\right)$ . Os parâmetros  $f_s$  e  $l$  são respectivamente a frequência de amostragem do sinal e o conjunto de índices  $\{0, 1, \dots, M-1\}$ .

Elevado ao quadrado, o módulo de  $X_{STFT}$  fornece a densidade de energia espectral, ou espectrograma, no nosso caso em unidades de  $\frac{nT^2}{Hz}$ . Para passar para a escala de potência em decibéis (dB) é feita a seguinte conversão nos dados:

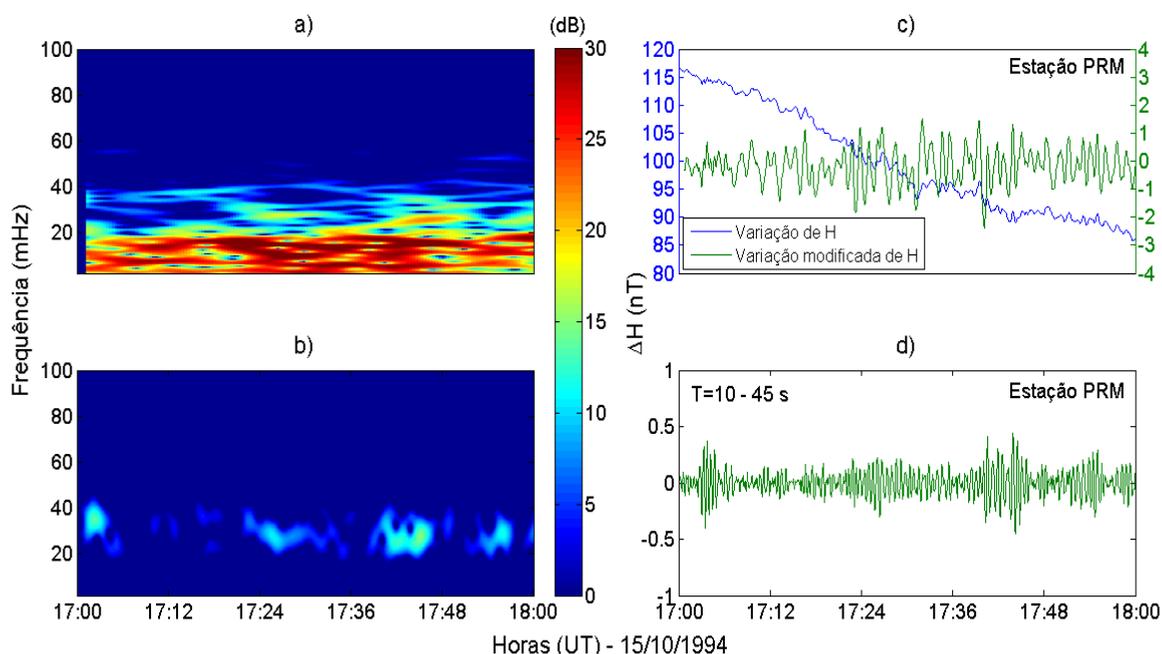
$$|X_{STFT}|_{dB} = 20\log_{10}|X_{STFT}| \quad (3.8)$$

A função “*specgram*” do Matlab faz o cálculo dos espectros de sinais utilizando o método STFT. Os parâmetros de entrada são o vetor de dados  $x$ , a resolução NFFT da FFT, a frequência  $f_s$  de amostragem, um vetor ou escalar com o tipo de janela aplicada (WINDOW) e o comprimento do vetor de dados para sobreposição (NOVERLAP). Em caso de se utilizar um escalar para definir o tipo de janela aplicado, a função *specgram* divide o vetor de entrada  $x$  em outros vetores de comprimento equivalente a esse valor, cujo janelamento é realizado no formato Hanning, de igual tamanho. Como condições para a existência da STFT, tem-se que: WINDOW  $\leq$  NFFT e NOVERLAP  $\leq$  WINDOW. A diferença entre as quantidades WINDOW e NOVERLAP expressa por quantas amostras a função *specgram* desloca a janela (RABINER; SCHAFER, 1978; OPPENHEIM; SCHAFER, 1989). Os parâmetros de saída são os instantes de tempo T que correspondem ao ponto médio de cada seção analisada, o vetor de frequências F, e uma matriz complexa B contendo todos os termos que compõe a amplitude das frequências no espectro do sinal analisado.

As Figuras (3.7a) e (3.7b) mostram exemplos de espectros dinâmicos calculados usando o algoritmo acima descrito. Eles foram obtidos usando-se eventos de pulsações filtrados na faixa de frequência das Pc3 (3.7d), a partir da variação da componente H registrada entre 17:00 e 18:00 do dia 15/10 na estação PRM (3.7c). Tal variação da componente H apresenta uma ampla faixa de frequências que para ser visualizada mais claramente foi necessário utilizar uma variação modificada de H (curva em verde da Figura 3.7c). Ela corresponde à variação de H sem a tendência de diminuição do campo observada na curva em azul da mesma figura. Tal tendência configuraria a frequência mais baixa e de maior amplitude do campo no intervalo analisado, dificultando a visualização de outras frequências no espectro. Com a eliminação dessa tendência de variação do campo, obtida por meio da técnica denominada “*simple moving average*”, torna-se mais fácil identificar a presença das frequências mais altas (associadas a diferentes variações do campo). Essa técnica consiste em calcular a média corrida de intervalos da série temporal e subtrair essa média dos dados originais, obtendo os valores residuais relacionados com as variações de frequências mais altas.

O espectro então obtido mostra variações em vários intervalos de frequência, com o sinal das Pc3 situando-se no limite superior do espectro (frequências mais altas). A filtragem no intervalo das Pc3 mostra que o sinal está bem definido numa faixa estreita de frequência (~ 20 a 40 mHz) e com menor energia.

Figura 3.7 – Exemplo de cálculo de espectrogramas e filtragem de dados (estação PRM).



São mostradas séries temporais da componente H durante uma hora de dados (c) e filtrada na faixa das Pc3 (d), com os respectivos espectrogramas a esquerda (em a e b). Intervalo de tempo entre 17:00 e 18:00 do dia 15/10/1994. Observe a diferença de escala na amplitude entre os sinais originais (eixo das ordenadas do lado esquerdo das figuras) e filtrados (eixo das ordenadas do lado direito das figuras) em (c) e (d).

Fonte: Produção do autor.

Sobre os parâmetros de entrada utilizados na função *specgram* para a confecção destes espectrogramas e daqueles referentes à análise final dos eventos de Pc3-5, tem-se que o vetor de dados e a resolução da FFT dependem da duração do sinal analisado. Para um intervalo de tempo  $r$  (em horas), a quantidade de dados  $G$  a ele associado será de:

$$G = 1200r + 1 \quad (3.9)$$

O valor obtido em  $G$  foi considerado como sendo a resolução da FFT em cada espectro construído. O mesmo cálculo fornece as posições exatas de cada elemento contido no

vetor de dados. A equação (3.9) está diretamente relacionada com a resolução temporal dos dados, equivalente a 3 s. Por ela, obtém-se a frequência de amostragem, que neste caso é de  $1/3$ , e conseqüentemente o valor da frequência de Nyquist, de  $1/6$ . Esta frequência equivale à metade da frequência de amostragem, e corresponde ao limite máximo de frequência do sinal que pode ser reproduzido na estimação espectral (sem erros).

Quanto aos parâmetros envolvendo a janela aplicada e a sobreposição de dados, utilizaram-se escalares obtidos por meio de tentativa e erro para cada tipo de sinal analisado. No espectrograma da Figura (3.7a), esses valores são 256 e 250 respectivamente. Já para o espectrograma de Pc3 da Figura (3.7b) e demais sinais de Pc3 e Pc4, eles equivalem a 64 e 63. Para as Pc5, foram utilizados os valores 512 para a janela e 500 para o número de sobreposições.

## 4 RESULTADOS

Eventos detectados segundo o procedimento descrito no capítulo anterior foram analisados simultaneamente para todas as estações geomagnéticas, obtendo-se 92 eventos de pulsações no total. Neste capítulo, serão apresentados exemplos de espectrogramas obtidos em faixas horárias diurnas e noturnas de dias em que foram detectados sinais significativos para a análise final dos dados. Na sequência, também serão apresentados os principais resultados obtidos desta análise. A Tabela (4.1) contém informações sobre a característica dos filtros usados para se obter os diferentes tipos de pulsações.

Tabela 4.1 – Faixa de período e de frequência de pulsações contínuas e irregulares com períodos entre 10 – 600 s.

<b>Pulsção</b>	<b>Período (s)</b>	<b>Frequência (mHz)</b>
<b><i>Pc3, Pi1</i></b>	<b>10 – 45</b>	<b>22 – 100</b>
<i>Pc4, Pi2</i>	45 – 150	7 – 22
<b><i>Pc5, Pi3</i></b>	<b>150 – 600</b>	<b>2 – 7</b>

Em destaque encontram-se aquelas de interesse desse estudo.

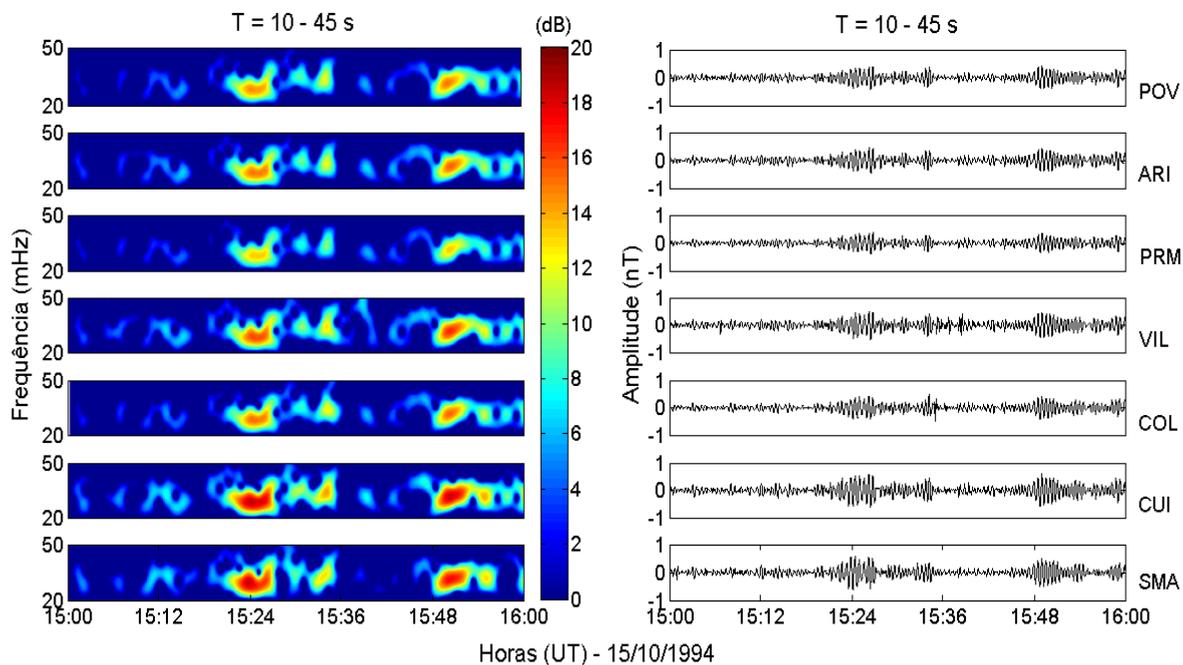
Fonte: Produção do autor.

### 4.1 Eventos diurnos

As Figuras (4.1) a (4.6) mostram exemplos de espectrogramas e filtragens da componente H de eventos diurnos de pulsações Pc3, Pc4 e Pc5. A faixa horária analisada para os eventos de Pc3-4 têm duração de uma hora, enquanto as de Pc5 equivalem ao período de duas horas, devido à diferença significativa entre a duração das Pc3-4 e das Pc5. Os gráficos por estação estão ordenados de acordo com a latitude magnética, tal como representado na Figura (3.1), com a estação PRM correspondendo ao equador dip, e a estação SMA como a única certamente não afetada pelas correntes

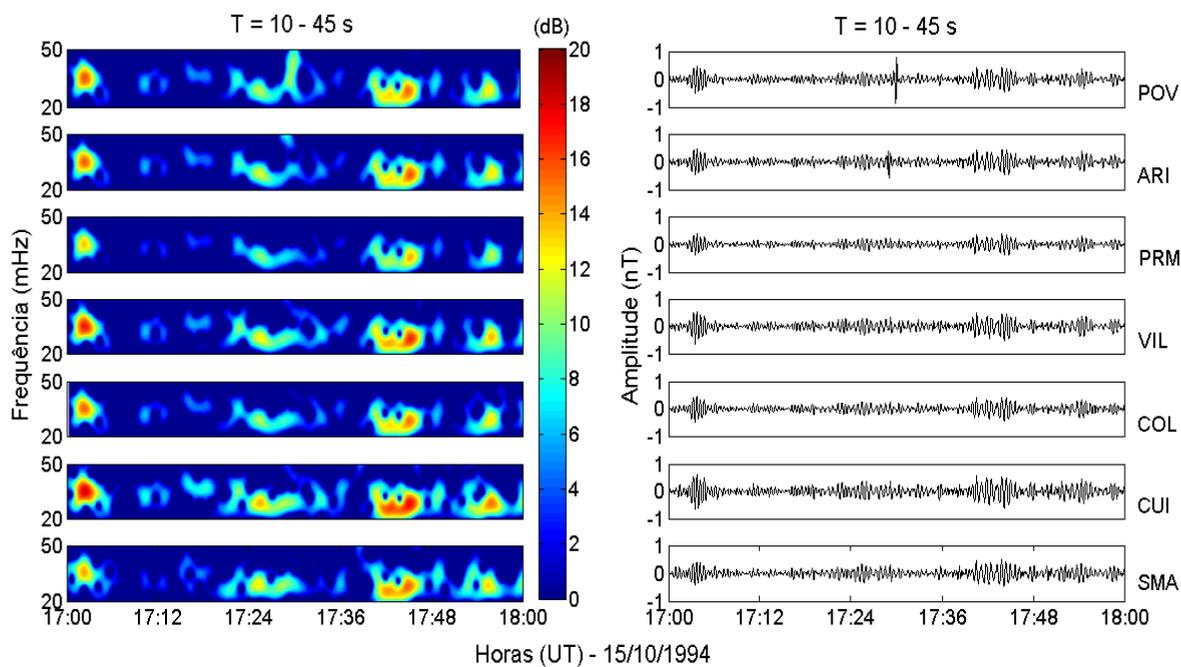
do EJE. Optou-se por utilizar as horas no formato UT, o que corresponde a 4 horas a menos no horário LT (12:00 UT ~ 8:00 LT). Nos espectrogramas, considera-se que  $0 \text{ dB} = 1.0 \text{ nT}^2/\text{Hz}$ . As escalas da potência espectral em dB utilizadas nesses espectrogramas também diferem para cada tipo de pulsação. Os intervalos considerados são: Pc3 (0 – 20 dB), Pc4 (0 – 35 dB) e Pc5 (0 – 50 dB). Para facilitar a visualização de sinais na faixa das Pc3, foram reduzidos os intervalos de frequência dos espectrogramas das Figuras (4.1), (4.2) e (4.8) para o intervalo (20 – 50 mHz).

Figura 4.1 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 10 – 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 15:00 e 16:00 UT do dia 15/10/1994.



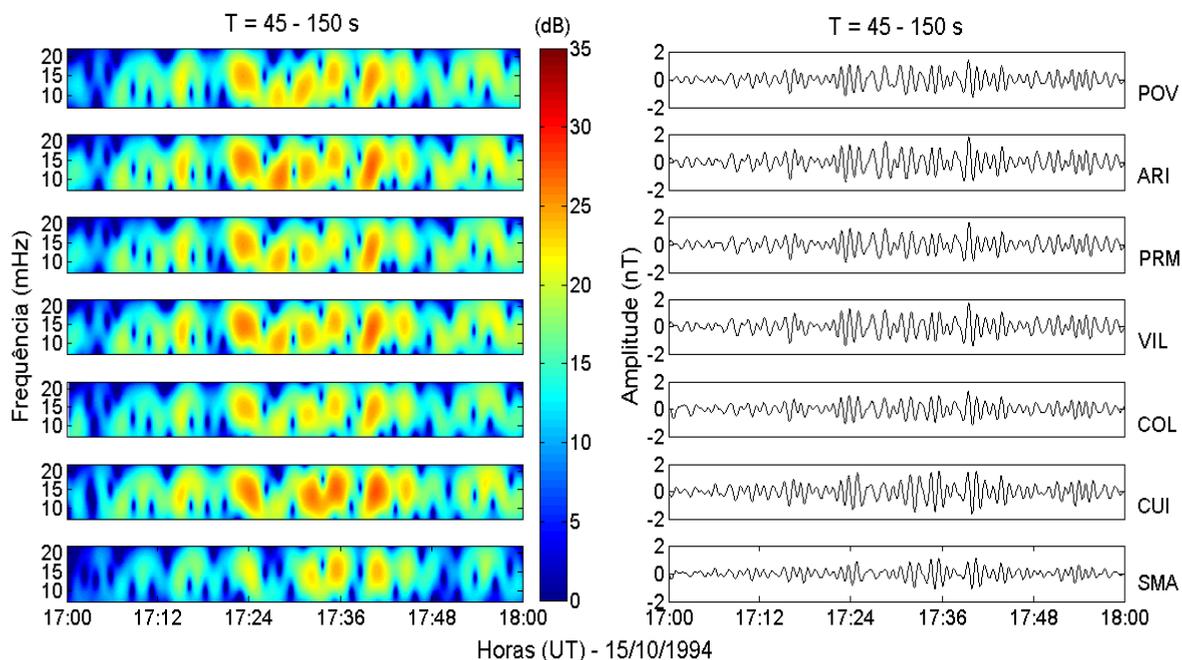
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.2 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 10 – 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 17:00 e 18:00 UT do dia 15/10/1994.



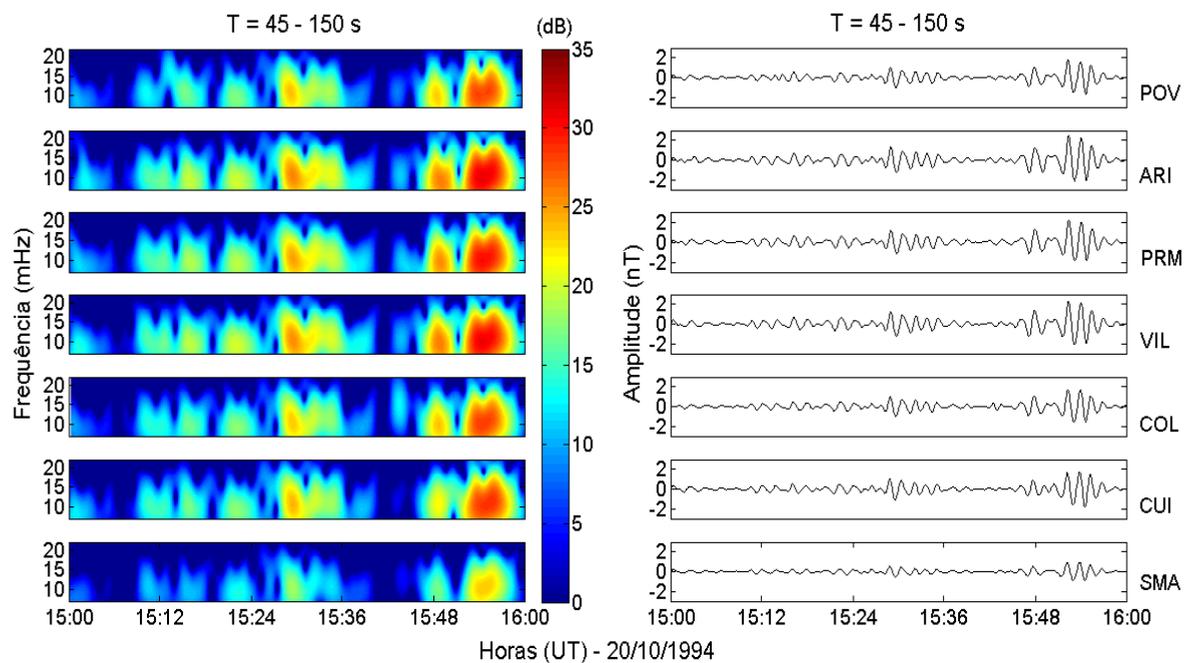
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.3 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 45 – 150 s (Pc4) para todas as estações no período entre 17:00 e 18:00 UT do dia 15/10/1994.



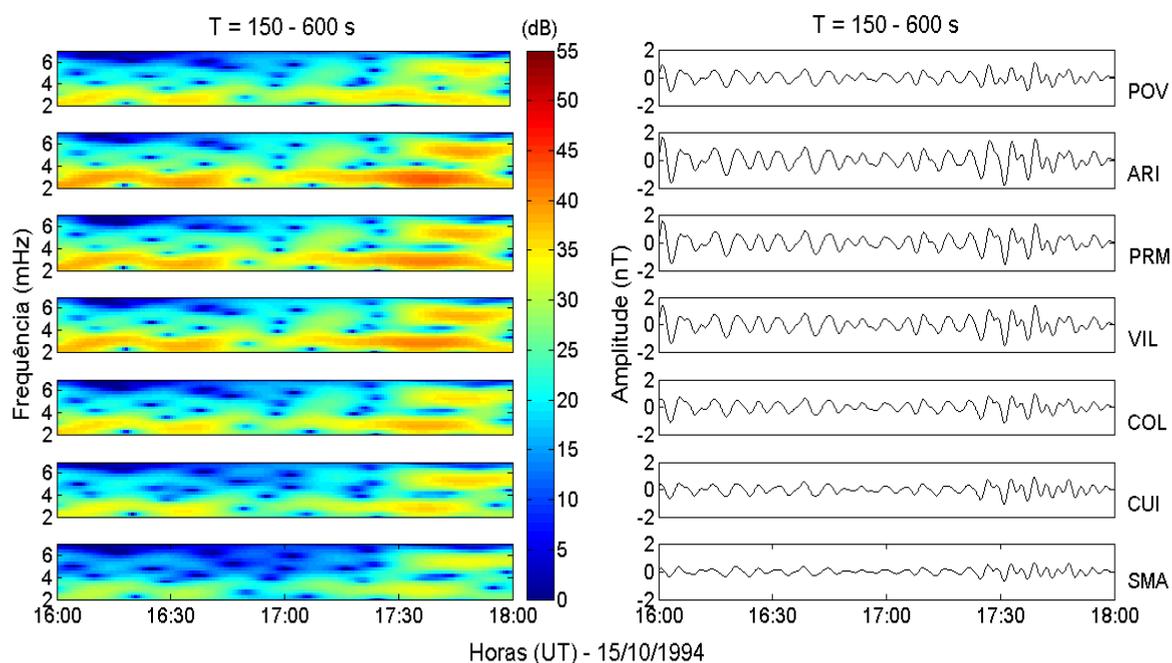
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.4 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 45 – 150 s (Pc4) para todas as estações no período entre 15:00 e 16:00 UT do dia 20/10/1994.



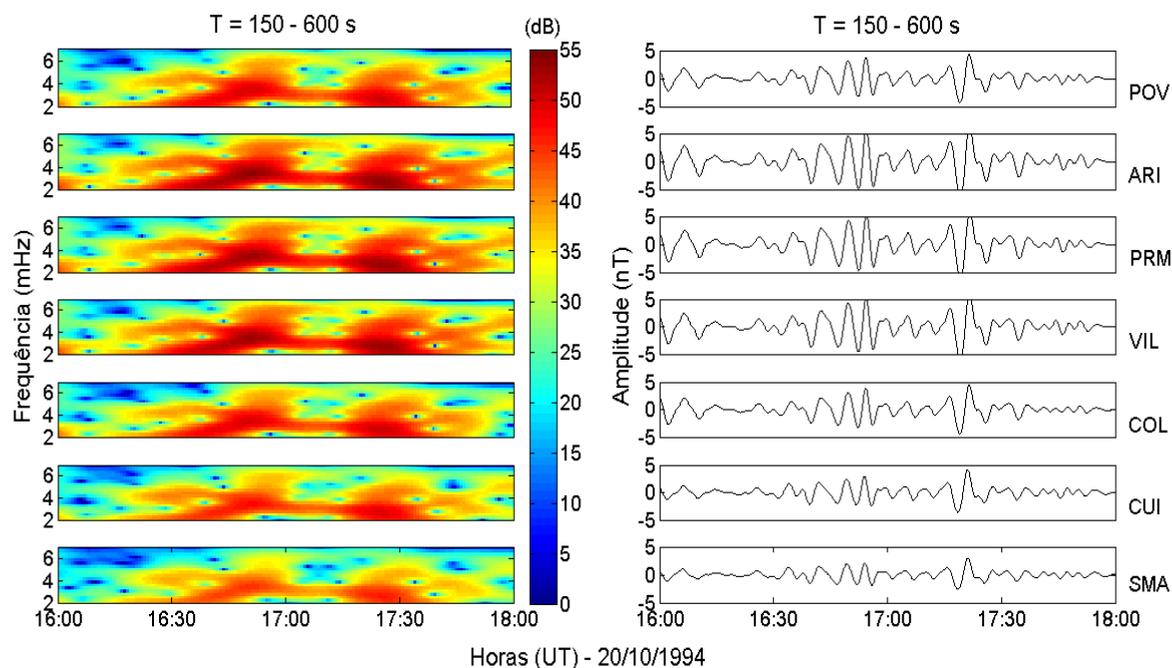
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.5 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 – 600 s (Pc5) para todas as estações no período entre 16:00 e 18:00 UT do dia 15/10/1994.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.6 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 – 600 s (Pc5) para todas as estações no período entre 16:00 e 18:00 UT do dia 20/10/1994.



Fonte: Produção do autor.

No intervalo das Pc3 (Figuras 4.1 e 4.2), os espectrogramas de todas as estações registraram sinais significativos, ou seja, com densidade de potência atingindo valores da ordem de 20 dB. Uma análise qualitativa mostra que na estação PRM os sinais apresentam os menores valores de densidade de potência espectral, caracterizando o amortecimento de pulsações nessa faixa sob o equador dip em relação a todas as demais estações. Esse resultado pode ser notado nos quatro sinais com máxima densidade de potência Pc3 observados nessas figuras, os quais ocorrem às 15:18, 15:48, 17:00 e 17:42 UT do dia 15/10. Quanto ao espectro de frequência desses sinais, tem-se que uma banda bem definida está concentrada no intervalo de 22 a 50 mHz (~ 20 – 45 s), para todas as estações.

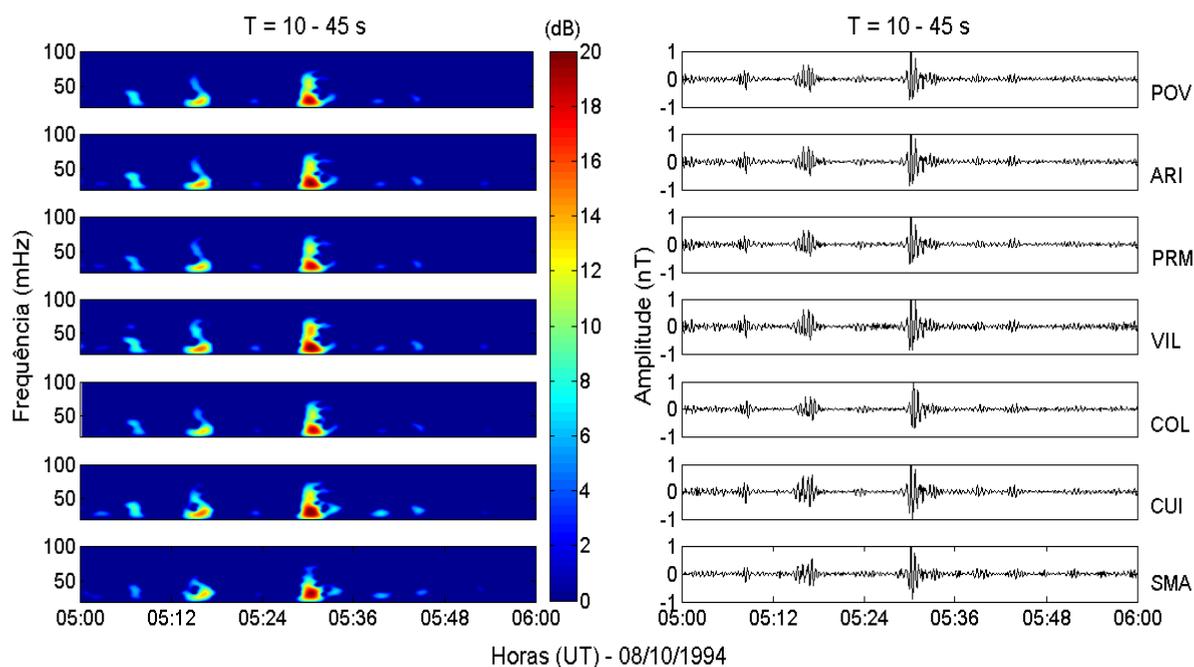
As pulsações no intervalo das Pc4, mostrados tanto na Figura (4.3) como na Figura (4.4) caracterizam-se por pulsos isolados de pequena duração, com densidade de potência significativa de até 35 dB para todas as estações analisadas. Nos eventos do dia 15/10/1994 (Figura 4.3), a amplitude nas três estações mais próximas ao equador dip (VIL, PRM e ARI) são nitidamente mais amplificadas em relação a SMA (CUI é uma estação anômala devido a efeitos geológicos locais a serem discutidos posteriormente), enquanto para os eventos do dia 20/10/1994 (Figura 4.4) todas as estações da região equatorial parecem amplificadas em relação a SMA.

Para as Pc5, a característica contínua (em frequência) desses sinais é evidenciada nos espectrogramas e observada em praticamente todo o período de 2 horas amostrado. Observa-se pela Figura (4.5) a amplificação da região equatorial em relação a SMA, assim como o fato da existência de pulsações com dois intervalos distintos de frequência aproximadamente entre 17:30 e 18:00 UT. Nesse intervalo, além de pulsações presentes em todo o intervalo em ~3 mHz (~ 330 s), surge outro sinal em 5 mHz (~200 s). O evento amostrado na Figura (4.6) é ainda mais complexo, com vários sinais de frequência diferente se sobrepondo ao longo de todo o espectro. O evento de maior potência espectral (~ 55 dB) situa-se em torno de 3 mHz, o qual também registra amplificação nas estações próximas ao equador dip em relação à estação SMA. Uma segunda filtragem desse sinal será necessária para caracterizar esta amplificação, assunto do item (4.3).

## 4.2 Eventos noturnos

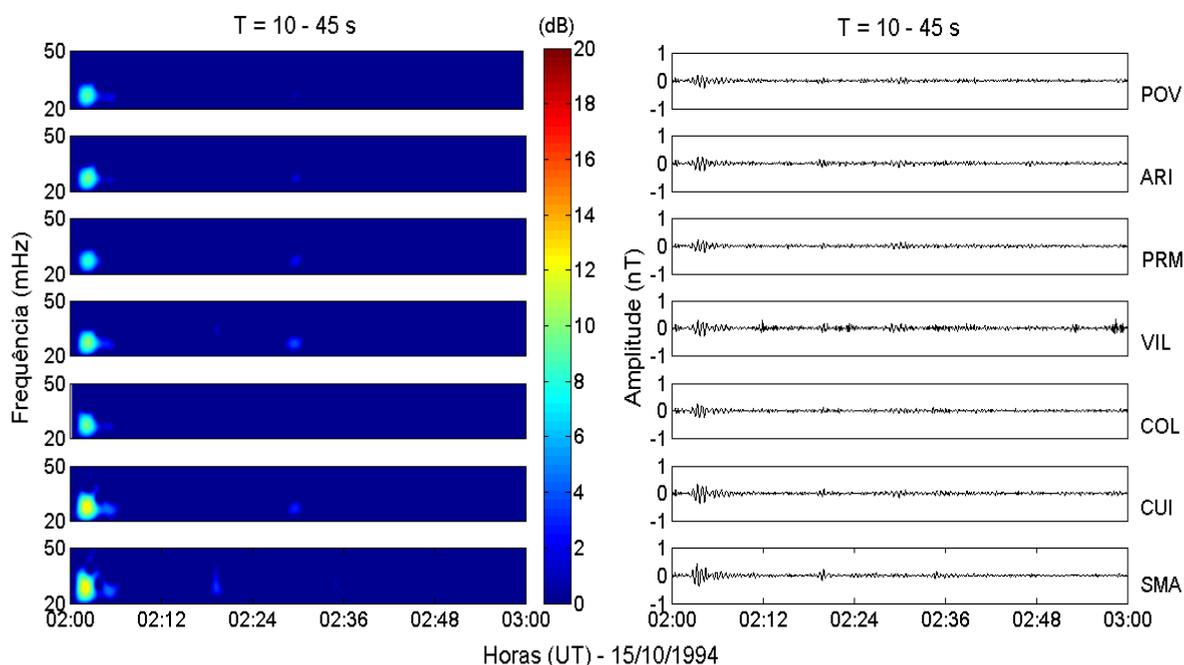
As Figuras (4.7) a (4.12) mostram exemplos de espectrogramas e filtragens da componente H de eventos noturnos de pulsações Pc3 a Pc5.

Figura 4.7 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 10 – 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 05:00 e 06:00 UT do dia 08/10/1994.



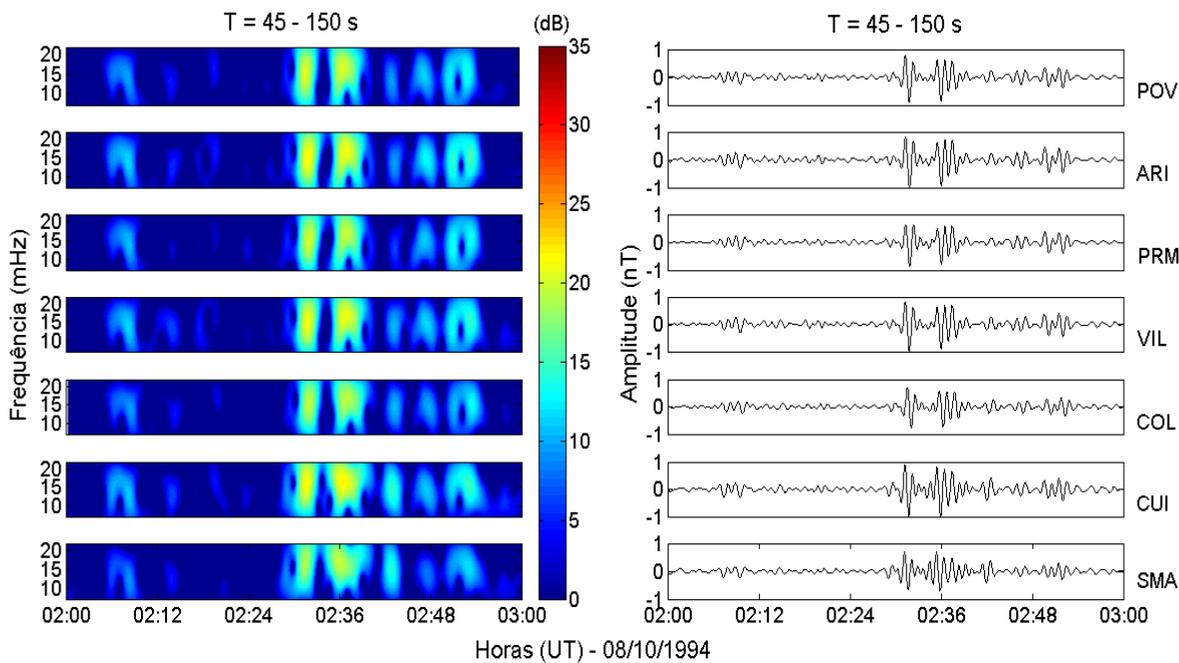
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.8 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 10 – 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 02:00 e 03:00 UT do dia 15/10/1994.



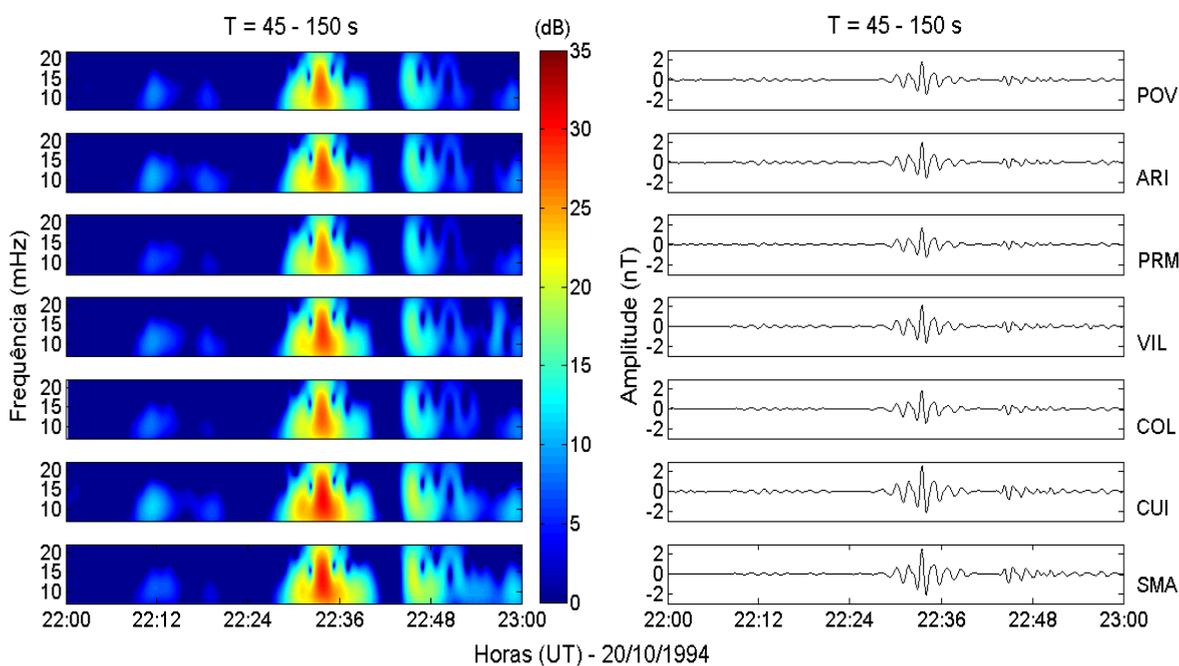
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.9 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 45 – 150 s (Pc4) para todas as estações no período entre 02:00 e 03:00 UT do dia 08/10/1994.



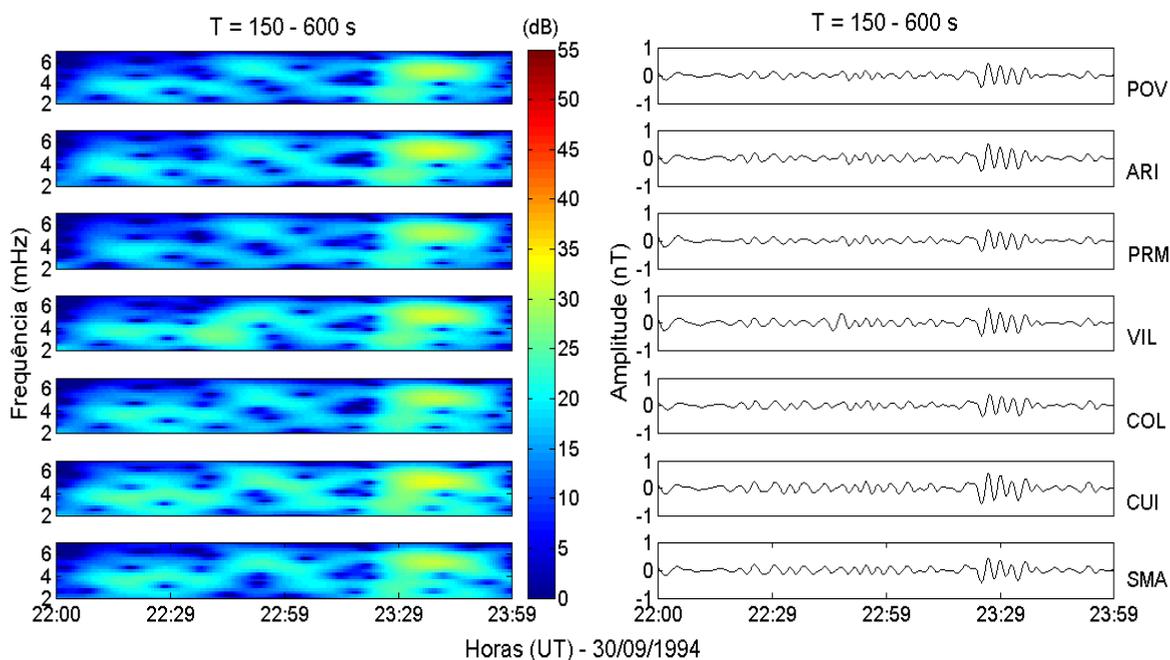
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.10 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 45 – 150 s (Pc4) para todas as estações no período entre 22:00 e 23:00 UT do dia 20/10/1994.



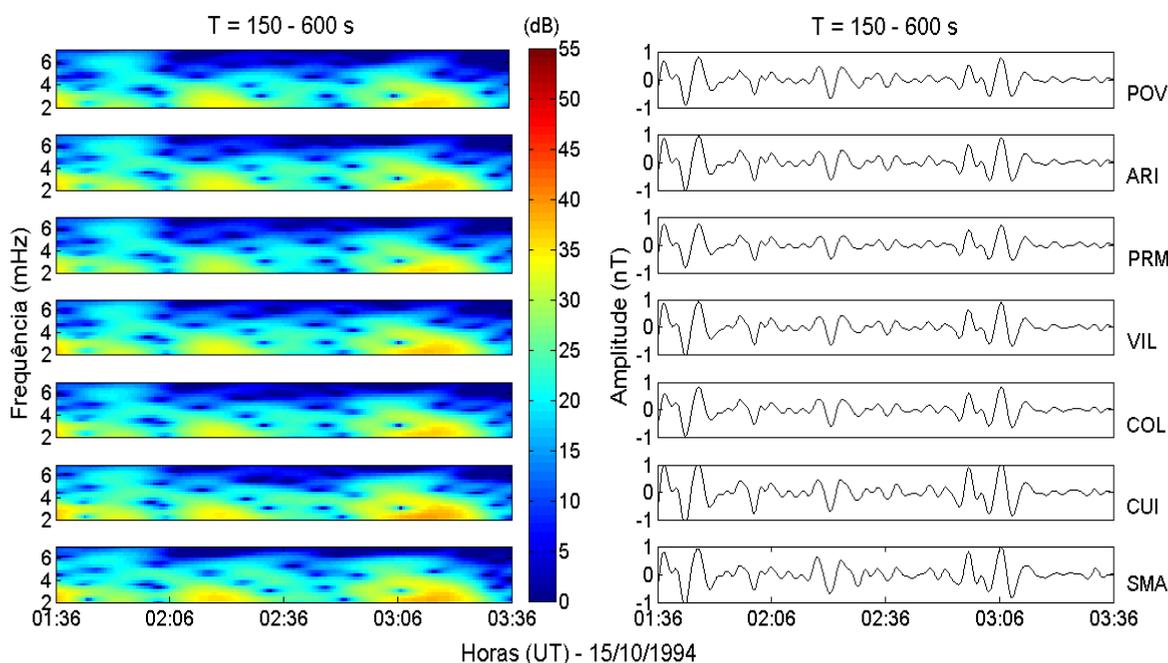
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.11 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 – 600 s (Pc5) para todas as estações no período entre 22:00 e 23:59 UT do dia 30/09/1994.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.12 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 – 600 s (Pc5) para todas as estações no período entre 01:36 e 03:36 UT do dia 15/10/1994.



Fonte: Produção do autor.

Na Figura (4.7) são observados alguns eventos isolados de pulsações, sendo o de maior amplitude registrado por volta da 05:30 UT. Esse evento mostra uma frequência central em torno de 20 – 30 mHz, mas também frequências mais altas com menor energia. O aspecto mais importante é que o amortecimento do sinal Pc3 observado nos eventos diurnos não aparece nesse caso. Esse resultado não é verificado para o evento mostrado na Figura (4.8), em que o evento de baixa amplitude detectado pouco após as 02:00 UT aparenta ter menor amplitude nas estações equatoriais (principalmente em PRM) que na estação de referência SMA ou na estação CUI. A tendência noturna para o amortecimento dos sinais registrados em cinco das estações equatoriais em relação a SMA e a amplificação anômala verificada nos sinais de CUI serão discutidas no próximo capítulo.

O aspecto principal das pulsações noturnas no intervalo das Pc4 (Figuras 4.9 e 4.10) é que elas não se concentram em uma única frequência do espectro, caracterizando-se

mais como pulsações impulsivas (Pi2). Essa mesma observação pode ser feita em relação às pulsações diurnas detectadas nessa mesma faixa de frequências. As características de amplificação de pulsações Pi2 detectadas por esse conjunto de magnetômetros já foram estudadas por Shinohara et al. (1998) Por essa razão, na sequência deste trabalho resolveu-se omitir essa faixa de frequências das análises, concentrando nos intervalos em que há pulsações contínuas mais claramente definidas nas faixas de Pc3 e Pc5.

A Pc5 observada por volta das 23:29 UT na Figura (4.11) mostra frequência bem caracterizada em torno de 5 mHz. A maior amplitude é observada em CUI, enquanto as demais estações equatoriais mostram resultado similar ao de SMA, sem amplificação ou amortecimento nítidos. Por outro lado, a Figura (4.12) mostra três eventos isolados com frequência central próxima ao limite inferior do espectrograma (em torno de 2 mHz). Não há amplificação nas estações equatoriais, com a estação PRM inclusive exibindo sinal de menor amplitude.

Esses resultados noturnos mostram a dificuldade de se fazer alguma interpretação baseando-se apenas em eventos isolados, pois a amplificação (ou amortecimento) não é nítida como no caso diurno. Também, uma parte significativa dos eventos apresenta mais de uma frequência característica, indicando a necessidade de uma outra filtragem (com banda de frequência mais estreita) para poder identificar a amplitude das pulsações. O método utilizado será exposto no tópico seguinte.

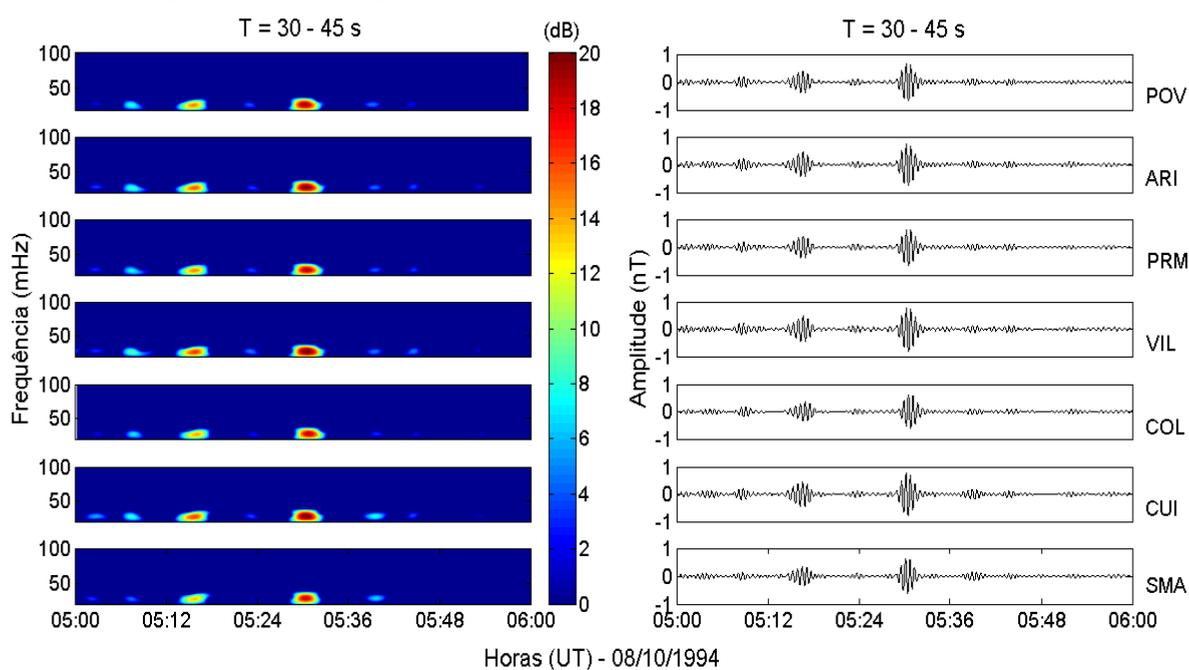
### **4.3 Investigação da amplificação na região equatorial**

Neste item vai-se apresentar a forma como as pulsações detectadas foram processadas no sentido de se obter a real informação da amplitude verificada nesses eventos, bem como a exposição do procedimento adotado para a aferição dos efeitos de amplificação ou amortecimento observados nestes.

### 4.3.1 Seleção de eventos de Pc3 e Pc5

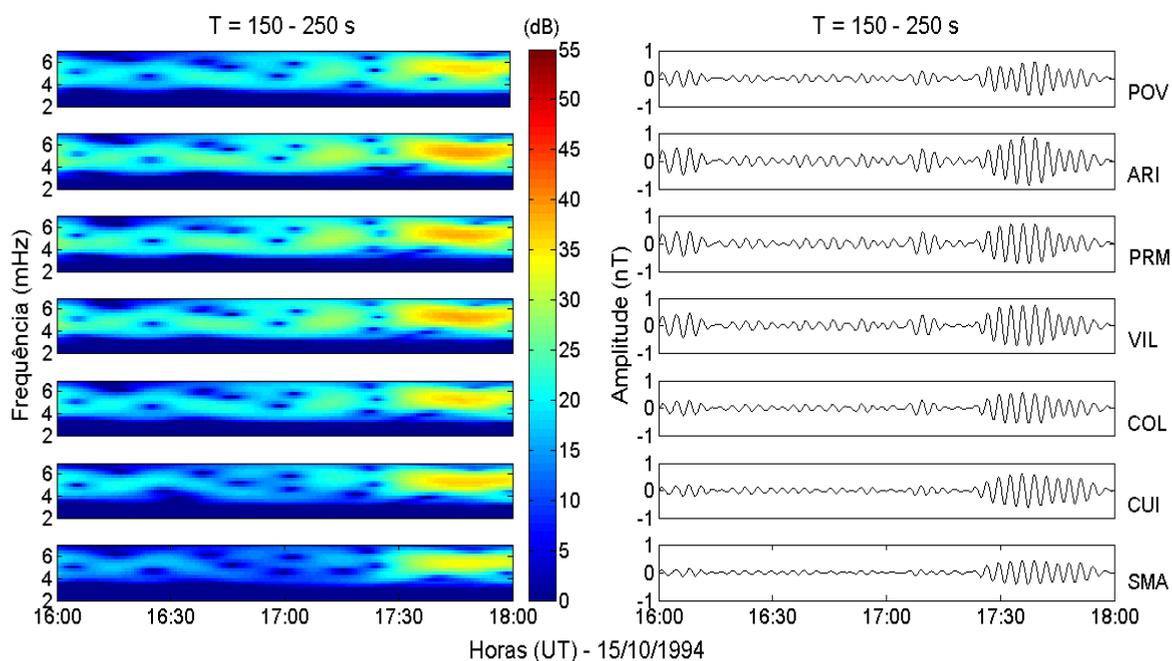
Uma vez que as diferentes bandas espectrais na faixa das Pc3 e Pc5 foram caracterizadas nos espectrogramas das séries temporais analisadas, uma segunda filtragem dos dados foi feita para aquelas pulsações que apresentavam mais de uma frequência característica durante o evento. Nessa segunda filtragem, a largura do filtro passa banda é reduzida para deixar passar apenas a faixa de frequência que contém o sinal de interesse, ou seja, o sinal principal. As Figuras (4.13) a (4.17) mostram os resultados obtidos da aplicação deste procedimento para alguns dos eventos de Pc3 e Pc5 anteriormente discutidos.

Figura 4.13 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 30 – 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 05:00 e 06:00 UT do dia 08/10/1994.



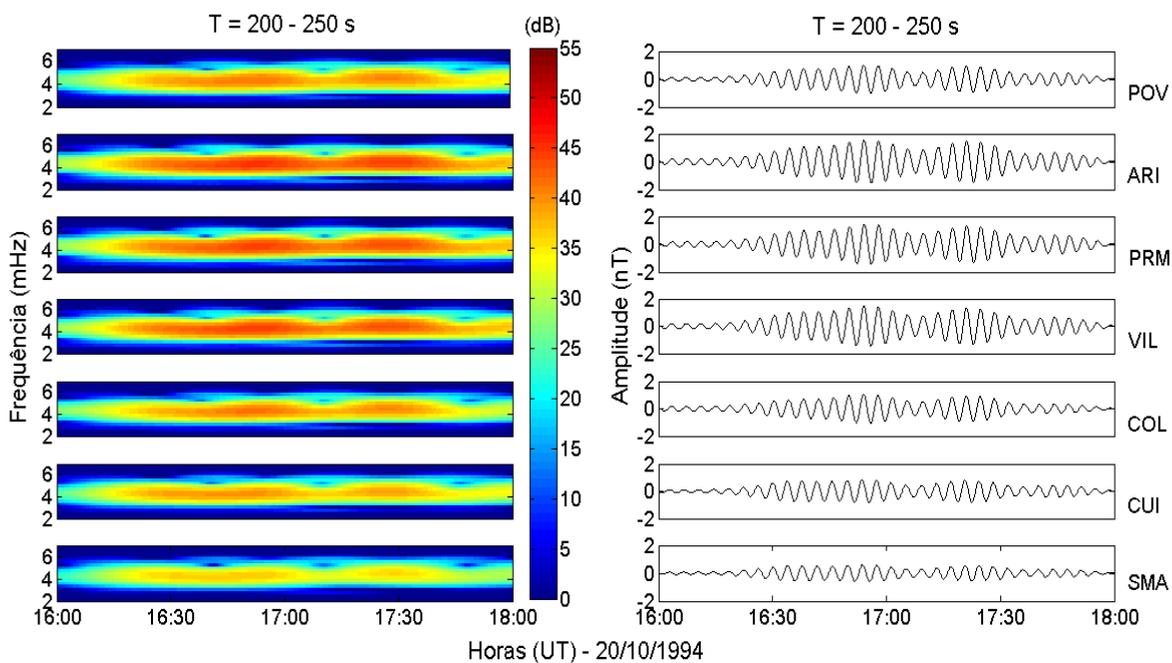
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.14 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 – 250 s (Pc5) para todas as estações no período entre 16:00 e 18:00 UT do dia 15/10/1994.



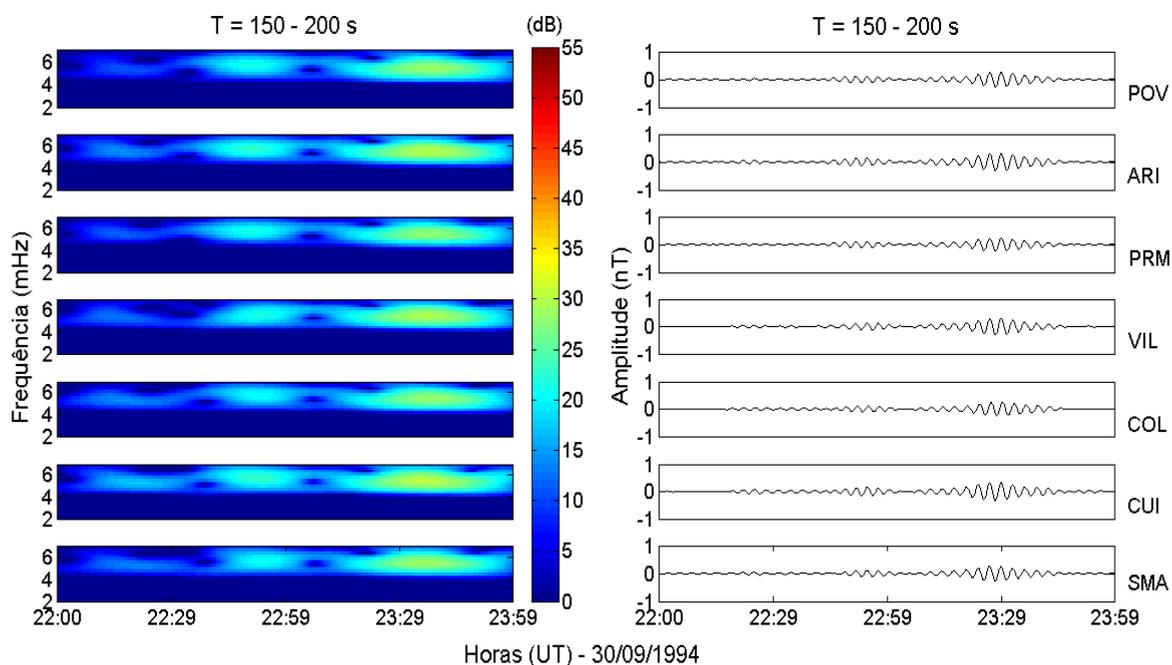
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.15 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 200 – 250 s (Pc5) para todas as estações no período entre 16:00 e 18:00 UT do dia 20/10/1994.



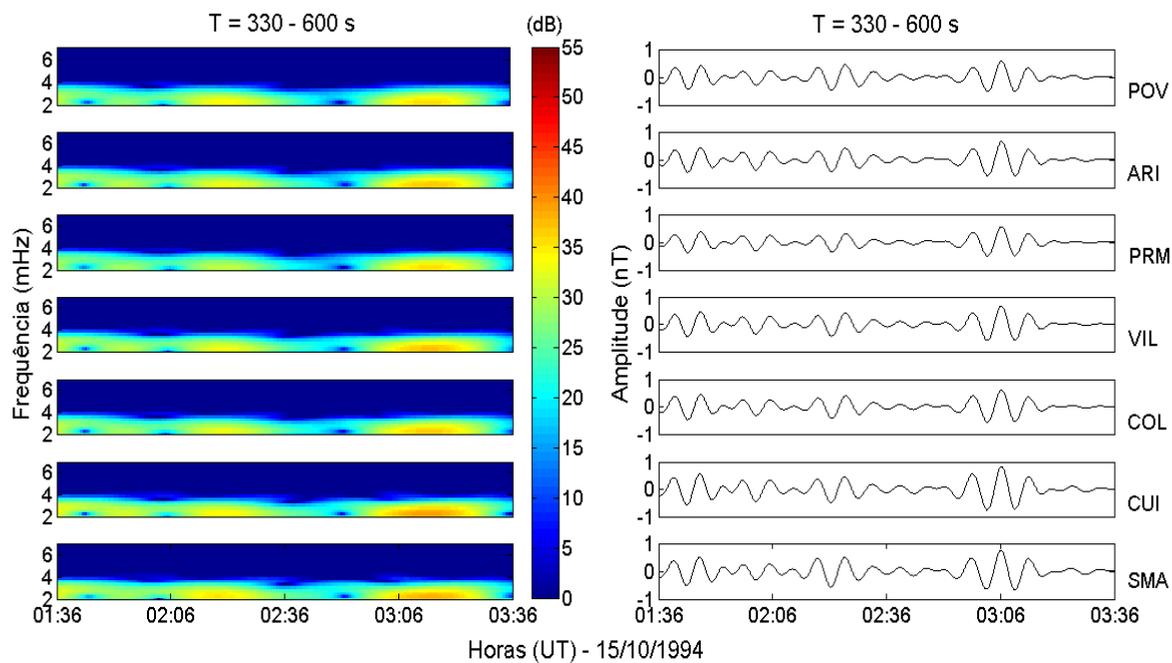
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.16 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 150 – 250 s (Pc5) para todas as estações no período entre 22:00 e 23:59 UT do dia 30/09/1994.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.17 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 330 – 600 s (Pc5) para todas as estações no período entre 01:36 e 03:36 UT do dia 15/10/1994.



Fonte: Produção do autor.

A aplicação da segunda filtragem nos sinais de Pc3 e Pc5 previamente escolhidos possibilitou identificar com mais clareza as pulsações contínuas evidenciadas nos espectrogramas. É o caso das pulsações das Figuras (4.13), (4.16) e (4.17), obtidas pela segunda filtragem dos sinais contidos nas Figuras (4.7), (4.11) e (4.12) respectivamente. Esse procedimento permitiu também a separação de eventos distintos de pulsações contínuas observadas simultaneamente em diferentes bandas espectrais. Essa observação é válida para as pulsações das Figuras (4.14) e (4.15), derivadas das Figuras (4.5) e (4.6) respectivamente.

Como resultado, foram identificados um total de 92 eventos dessas pulsações, dos quais 62 foram utilizados na aferição da amplificação de sinais na região equatorial. Eles correspondem aos intervalos de 14 – 18 UT e 22 – 10 UT, considerados representativos para a observação de eventos diurnos e noturnos respectivamente. Os 30 eventos restantes correspondem aos intervalos de 10 – 14 UT e 18 – 22 UT. Eles foram incluídos, com a finalidade de serem observados outros efeitos da ionosfera equatorial nas pulsações. Na Tabela (4.2) resumem-se os resultados em função do tipo da pulsação e do período de observação considerados (diurno ou noturno). Detalhamentos, incluindo a hora inicial de cada evento, sua duração e o período característico da onda, podem ser verificados nas Tabelas (A.2) a (A.5), localizadas no Apêndice A.

Tabela 4.2 – Levantamento dos eventos detectados para a análise final dos dados.

Pulsação	Eventos diurnos			Eventos noturnos	Total
	10 – 14 UT	14 – 18 UT (MLT)	18 – 22 UT	22 – 10 UT	
Pc3	9	17	5	11	42
Pc5	9	18	7	16	50
Total	18	35	12	27	92

Fonte: Produção do autor.

Observa-se dessa tabela que os eventos diurnos estão em maior número que os noturnos, tanto para as Pc3 (61%) como para as Pc5 (53%), o que nos possibilita uma estatística suficiente para avaliar a influência do EJE nos sinais.

#### 4.3.2 Cálculo dos fatores de amplificação e/ou amortecimento

A medida da amplificação das pulsações filtradas foi feita mediante o uso da densidade de potência espectral (PSD) dos eventos selecionados para cada uma das estações. Os valores de PSD determinados para os múltiplos do período fundamental de 6 s (inverso da frequência de Nyquist) foram interpolados para gerar gráficos dos quais foram extraídos os períodos principais ( $T$ ) de cada um dos eventos, a partir dos valores máximos de PSD verificados nesses períodos na estação SMA, utilizada como referência nessa análise. Os fatores de amplificação (ou amortecimento) foram obtidos pela razão entre a amplitude espectral observada nesse período específico em cada uma das seis estações da região equatorial, e a amplitude do mesmo sinal observado na estação SMA. Isto é:

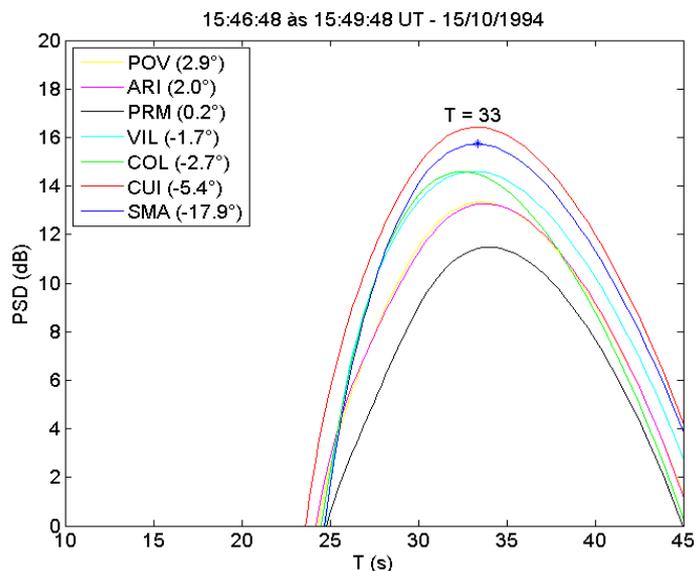
$$\text{Fator} = \frac{|X_{\text{est}}(T)|}{|X_{\text{SMA}}(T)|} \quad (4.1)$$

em que,

$$\text{PSD}(T) = 20 \log_{10} |X(T)| \quad (4.2)$$

Fatores acima de 1 correspondem à amplificação de sinal, enquanto para valores abaixo de 1 tem-se caracterizado o seu amortecimento. Esse método desenvolvido para o cálculo dos fatores de amplificação é uma adaptação daquele utilizado por Roy e Rao (1998) em um estudo da influência do EJE na amplitude de pulsações Pc3-4 medidas em regiões de baixa latitude da Índia. As Figuras (4.18) e (4.19) exemplificam o procedimento adotado.

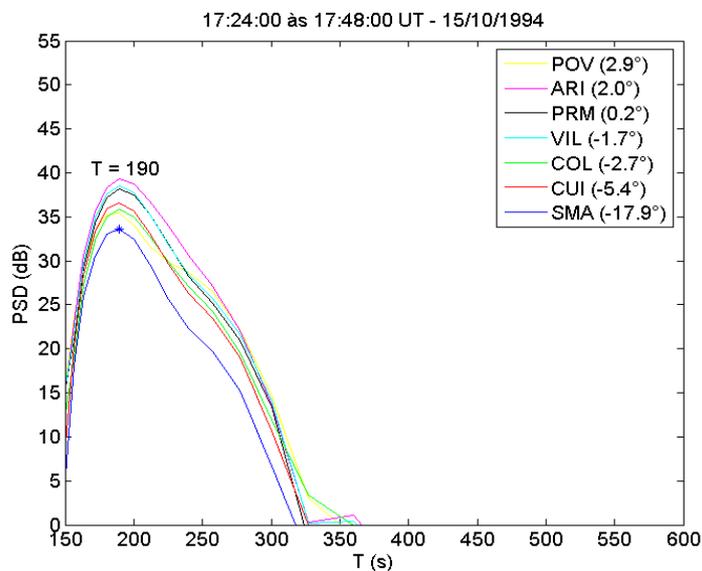
Figura 4.18 – Exemplo de gráfico de PSD versus período na faixa das Pc3 para todas as estações.



O ponto em azul identifica o período principal de 33 s da Pc3 analisada na estação SMA.

Fonte: Produção do autor.

Figura 4.19 – Exemplo de gráfico de PSD versus período na faixa das Pc5 para todas as estações.



O ponto em azul identifica o período principal de 190 s da Pc5 analisada na estação SMA.

Fonte: Produção do autor.

A Figura (4.18) mostra a relação entre PSD e a faixa de período correspondente a um dos eventos individuais de Pc3 diurnas mostradas na Figura (4.1). Nesse caso, não foi necessária a segunda filtragem dos dados, pois a frequência principal do sinal é bem caracterizada na filtragem completa da banda Pc3. Escolheu-se esse evento como representativo do processo físico que gerou essas pulsações, com as análises concentrando-se em um intervalo de 3 minutos entre 15:46:48 e 15:49:48 UT do dia 15/10/1994. O pico de maior amplitude em SMA é identificado para um período de 33 s (considerado como o período principal da pulsação) e os valores do PSD foram obtidos para esse mesmo período para cada uma das estações. Observa-se, nesse caso, que a maior amplitude do sinal é observada na estação CUI. As demais estações da região equatorial apresentam amortecimento em relação a SMA, com o maior amortecimento sendo detectado na estação PRM (sob o equador dip).

De forma similar, a Figura (4.19) exemplifica o cálculo dos fatores para a Pc5 diurna mostrada na Figura (4.14). Nesse caso foram usados dados filtrados no intervalo de 150 – 250 s (obtidos com a segunda filtragem), com duração de 24 minutos entre 17:24:00 e 17:48:00 UT do dia 15/10/1994. O pico de maior amplitude em SMA é identificado no período de 190 s (ou 192 s se considerado apenas os múltiplos da Nyquist) e, nesse caso, observa-se que todas as estações equatoriais são amplificadas em relação a SMA. A maior amplificação ocorre nas 3 estações mais próximas ao equador dip, sendo o maior valor observado na estação ARI (ao norte do equador dip).

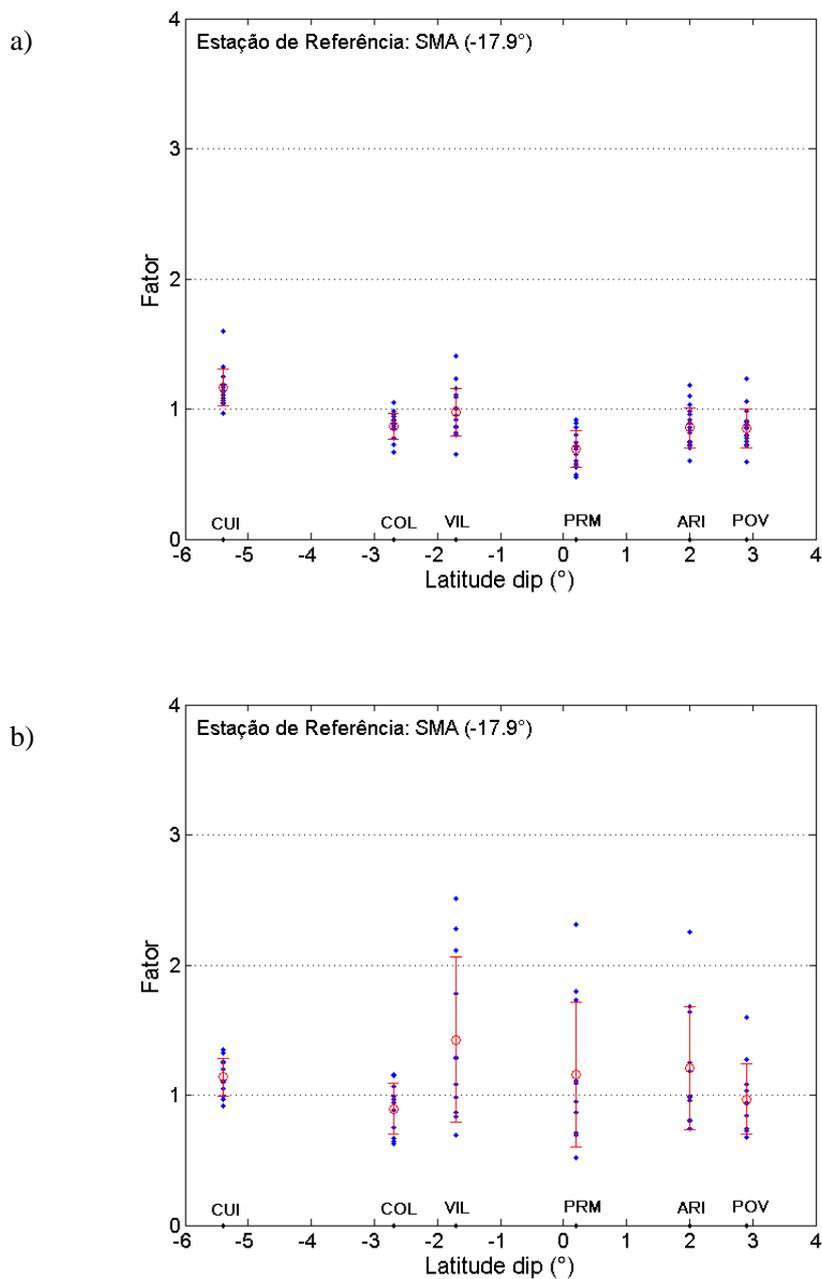
O mesmo procedimento foi repetido para todos os 92 eventos apresentados na Tabela (4.2) e os resultados são mostrados nas Tabelas (A.2) a (A.5) do Apêndice. Para conferir os resultados obtidos, foram selecionados alguns eventos para os quais os fatores de amplificação foram determinados diretamente dos dados filtrados. Nesse caso, o período médio da pulsação principal foi calculado considerando várias ondas e a amplitude foi determinada pelos picos máximos e mínimos dessas ondas. Os resultados foram compatíveis com aquele observado pelo procedimento anteriormente descrito.

#### 4.4 Apresentação dos resultados

Os resultados obtidos foram agrupados em dois formatos para apresentação: análise estatística com a variação dos fatores de amplificação/amortecimento em função da latitude magnética e a evolução desses fatores em função do horário (UT e LT). Esses fatores foram calculados mediante o procedimento descrito anteriormente, baseado na razão entre a amplitude da pulsação em seu período característico em cada uma das estações equatoriais e a amplitude para o mesmo período obtida em SMA.

As Figuras (4.20a) e (4.20b) mostram a distribuição dos fatores para todos os eventos Pc3 em cada estação, respectivamente para os períodos diurno em torno do meio dia local (entre 14 e 18 UT) e noturno (22 e 10 UT). O eixo das abscissas nesse caso corresponde à latitude magnética. São também apresentados os valores médios para cada estação e o desvio padrão para cada uma delas. Observa-se que na quase totalidade dos eventos a estação CUI apresenta fatores acima de 1 (com valor médio de 1,16), enquanto para as outras estações os fatores dependem do horário local. Assim, os eventos em torno do meio dia local (Figura 4.20a) são em sua maioria amortecidos (inferiores a 1) em relação a SMA. O principal amortecimento é observado em PRM, onde todos os eventos, e conseqüentemente a média (0,69) e o limite superior do desvio padrão, são inferiores a 1. As outras estações (com exceção de VIL) também apresentam na sua maioria fatores inferiores a 1, com valor médio muito similar (POV - 0,85; ARI - 0,86 e COL - 0,86). A estação VIL apresenta comportamento diverso, com valores médios superiores às outras estações (média de 0,98), talvez afetada por algum fator local desconhecido. É importante observar que em geral a amplitude das pulsações Pc3 diurnas é efetivamente amortecida na região equatorial, com o maior amortecimento ocorrendo sob o equador dip (estação PRM). No caso das pulsações noturnas (Figura 4.20b) observa-se uma maior dispersão dos resultados, mas com alguns dados nas estações em torno do equador dip (VIL, PRM e ARI) elevando a média para valores superiores a 1 nessas estações. Esse resultado será melhor detalhado em gráficos posteriores, quando se irá discutir a evolução dos fatores em função da hora local. As estações COL e POV apresentam valores médios em torno de 1, ou seja, amplitudes similares à da estação SMA.

Figura 4.20 – Incrementos na amplitude de pulsações Pc3 diurnas (a) e noturnas (b) em função da latitude dip para as estações da região equatorial em relação a SMA.

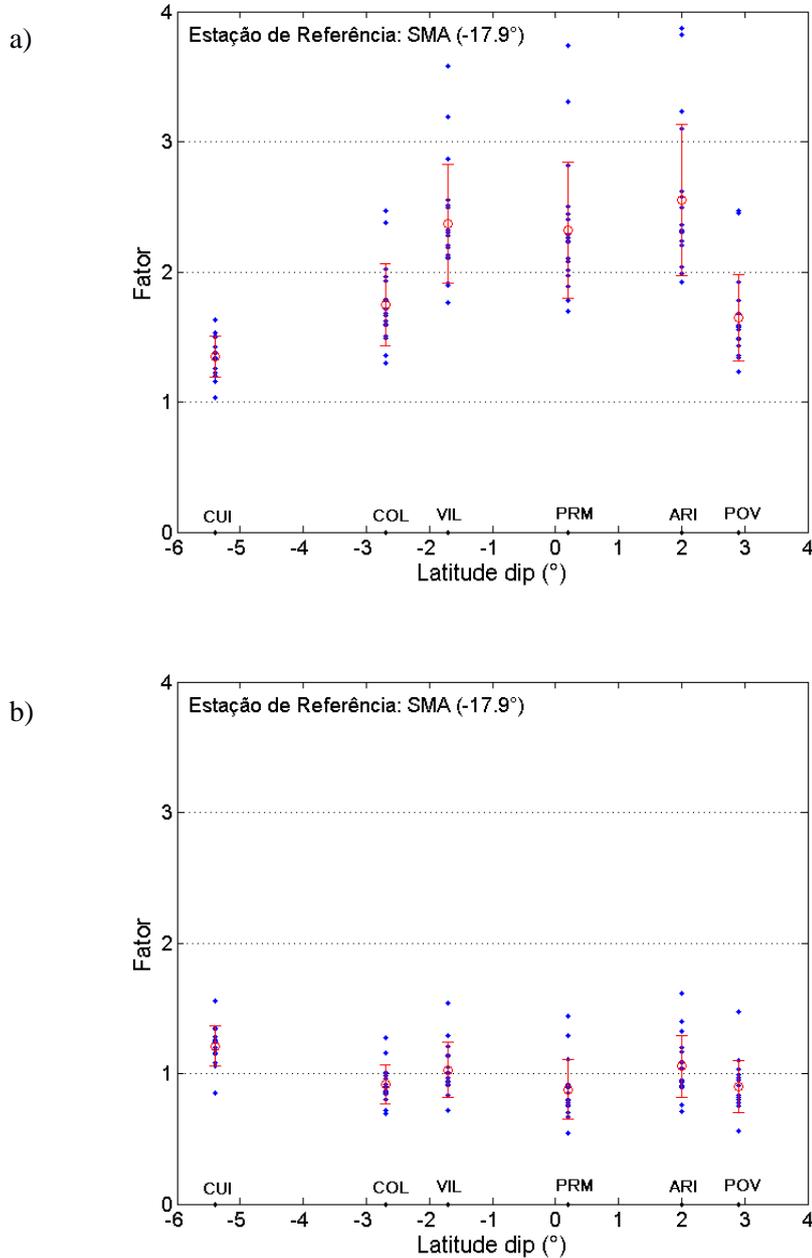


São apresentados os valores individuais obtidos para cada evento em cada estação (pontos azuis), a média (circulo vermelho) e desvio padrão (barras vermelhas horizontais) para todos os eventos em cada estação. Em (a) mostram-se os incrementos das Pc3 com ocorrência próxima ao MLT, enquanto em (b) mostram-se os incrementos referentes a eventos noturnos.

Fonte: Produção do autor.

Análise similar foi feita para as pulsações Pc5 diurnas em torno do meio dia local (Figura 4.21a) e noturnas (Figura 4.21b). Os eventos diurnos mostram nitidamente as características de amplificação das Pc5 na região equatorial, com os maiores fatores ocorrendo nas 3 estações mais próximas ao equador dip (VIL, PRM e ARI), com valores médios de amplificação entre 2,3 e 2,5. A amplificação decresce com o aumento da distância da estação ao equador dip, com estações em pontos conjugados (VIL-ARI e COL-POV) apresentando aproximadamente os mesmos valores médios. Para os resultados noturnos, os fatores médios oscilam em torno de 1, sem qualquer característica sistemática de amplificação ou amortecimento. A exceção é novamente a estação CUI, com valores amplificados em relação a SMA.

Figura 4.21 – Incrementos na amplitude de pulsações Pc5 diurnas (a) e noturnas (b) em função da latitude dip para as estações da região equatorial em relação a SMA.

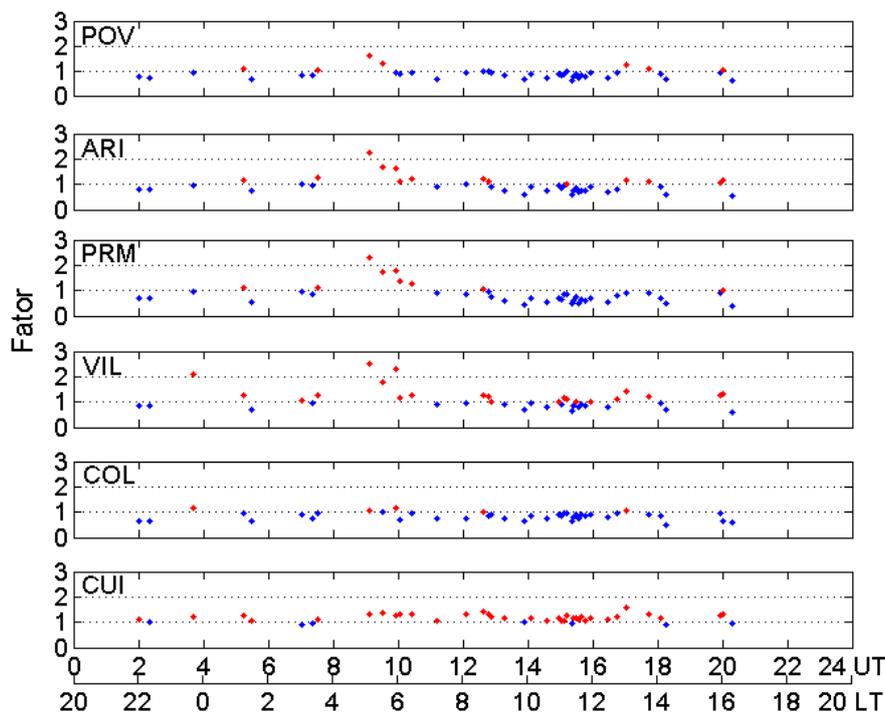


De forma idêntica à Figura (4.20), mostram-se em (a) os incrementos das Pc5 com ocorrência próxima ao MLT e em (b) os incrementos referentes a eventos noturnos.

Fonte: Produção do autor.

O outro formato escolhido para apresentação dos resultados é mostrado nas Figuras (4.22) e (4.23). Nelas é exibida a forma como os fatores de amplificação variam em função do horário de ocorrência dos eventos analisados. Para facilitar a visualização dos resultados, fatores maiores (amplificação) e menores (amortecimento) que 1 são apresentados em cores diferentes. Os resultados de Pc3 da Figura (4.22) mostram que no período noturno (até por volta das 4 LT, correspondendo a 8 UT) os dados mostram valores muito próximos a 1, mas com uma maior quantidade de valores amortecidos (inferiores a 1). Esse resultado será discutido posteriormente quando da análise de possíveis efeitos da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS) sobre a estação de referência SMA. A exceção a esse amortecimento noturno é a estação CUI, com a maioria dos valores acima de 1 (amplificação). Porém, entre 5 e 6 LT (9 a 10 UT) há uma significativa amplificação nos fatores para as estações em torno do equador dip (especialmente as estações ARI, PRM e VIL). Esses resultados são aqui associados ao terminador do amanhecer (“*sunrise terminator*”) e também serão discutidos em item posterior desta dissertação. São esses dados que afetam os resultados mostrados na Figura (4.20b), deslocando para cima a média calculada nessas 3 estações. Para o período diurno, a quase totalidade dos dados é inferior a 1 (novamente com exceção de CUI), caracterizando o amortecimento diurno da região equatorial.

Figura 4.22 – Incrementos na amplitude de pulsações Pc3 envolvendo todos os eventos analisados, em função das horas UT e LT, para todas as estações da região equatorial.



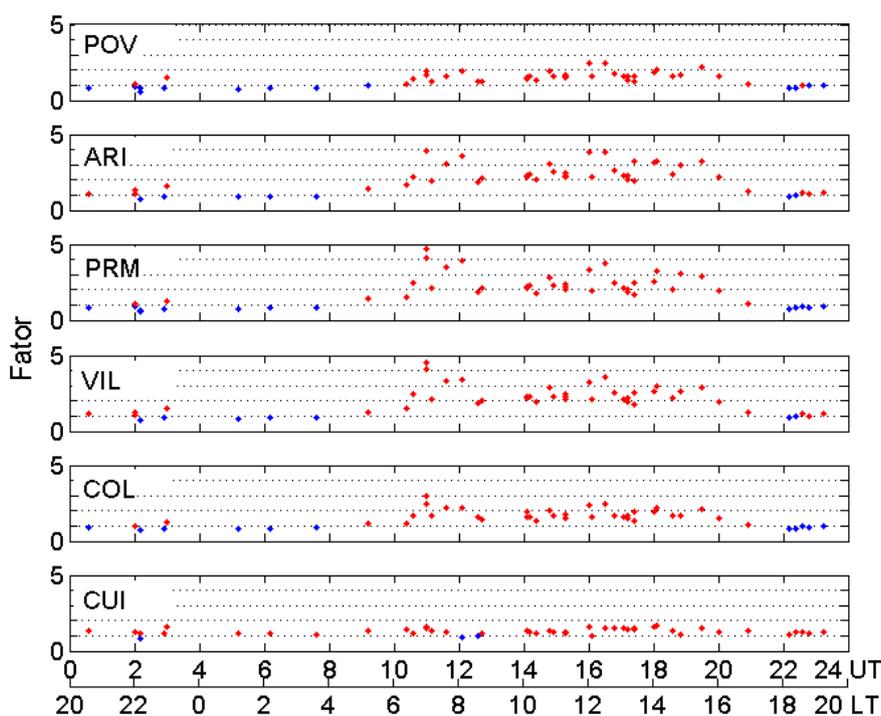
Em vermelho são representados os incrementos com valores iguais ou superiores a 1 (amplificação), enquanto em azul estão aqueles com valores abaixo de 1 (amortecimento). Da figura percebe-se que, no período noturno, as Pc3 são em maior parte amortecidas nas estações equatoriais (possível efeito da AMAS nos dados de SMA), à exceção de CUI que se mostra amplificada em praticamente todo o período de observação. Os eventos de Pc3 com ocorrência próxima ao amanhecer (5 – 6 LT) apresentam amplificação significativa (principalmente em ARI, PRM e VIL). As demais Pc3 diurnas são visivelmente amortecidas no intervalo de intensificação do EJE (10 – 14 LT), novamente com exceção de CUI.

Fonte: Produção do autor.

Os resultados são bem mais simples para as Pc5 da Figura (4.23). Os dados noturnos (22 a 10 UT) são muito próximos a 1 para quase todos os eventos em todas as estações, mas com a maioria apresentando amortecimento (exceto CUI). O efeito do amanhecer

observado nas Pc3 não é tão nítido nesse caso, embora 2 eventos indiquem um possível pico nas 3 estações centrais (ARI, PRM e SMA) por volta das 7 LT (11 UT). De modo geral, a amplificação diurna é observada em todas as estações, mas com maiores valores nas 3 estações em torno do equador dip. Genericamente é o mesmo resultado obtido na Figura (4.21a).

Figura 4.23 – Incrementos na amplitude de pulsações Pc5 envolvendo todos os eventos analisados, em função das horas UT e LT, para todas as estações da região equatorial.



Em vermelho são representados os incrementos com valores iguais ou superiores a 1 (amplificação), enquanto de azul estão aqueles com valores abaixo de 1. Da figura percebe-se que, no período noturno, as Pc5 são em maior parte amortecidas nas estações equatoriais (possível efeito da AMAS nos dados de SMA, a exemplo das Pc3 noturnas), com exceção de CUI que se mostra amplificada em praticamente todo o período de observação. A amplificação de sinal nas Pc5 diurnas ocorre durante todo o período (inclusive quando da intensificação das correntes do EJE por volta do meio dia local) e para todas as estações equatoriais.

Fonte: Produção do autor.



## 5 DISCUSSÕES

Sabe-se que a amplitude das variações geomagnéticas observadas na superfície da Terra é afetada por uma variedade de processos físicos. De acordo com Chi et al. (1996), esses processos incluem: (1) a magnitude intrínseca da onda eletromagnética gerada seja por variações no vento solar, ou no seu contato com a magnetosfera, ou ainda por eventos internos à magnetosfera, (2) uma dependência ionosférica relacionada com a localização da estação de medidas e o horário local de detecção do evento e (3) um fator de amplificação relacionado à estrutura de condutividade no interior da Terra, subjacente ao local de medidas. Das mais variadas formas, todos esses efeitos estão caracterizados nos resultados obtidos neste trabalho.

### 5.1 Efeitos associados à geologia local

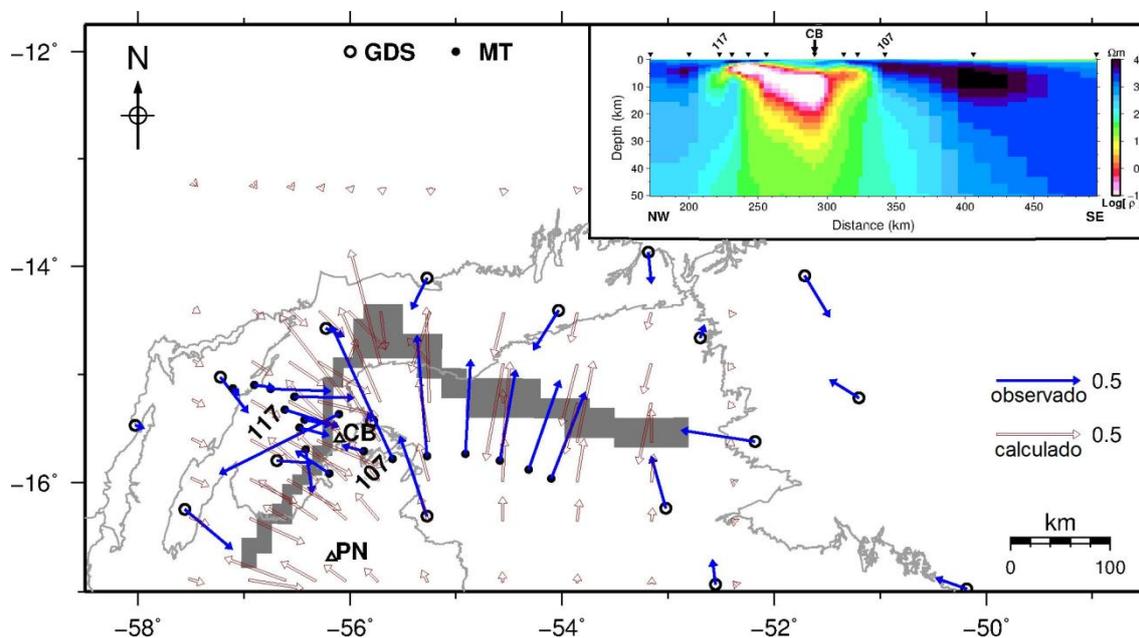
As análises do capítulo precedente, sobre o comportamento da componente H do campo geomagnético registrada em várias estações temporárias operando simultaneamente em diferentes locais no Brasil, mostraram que há uma amplificação consistente na amplitude das variações geomagnéticas observada em uma dessas estações (CUI). Essa amplificação (incrementos entre 1 e 2) é observada nas várias faixas de frequência estudadas (pulsações) e não tem qualquer relação com o horário em que as medidas são feitas (Figuras 4.20 a 4.23). Considerando os possíveis mecanismos que influenciam a amplitude das variações geomagnéticas observadas na superfície da Terra, o processo físico mais provável relaciona-se com efeitos da geologia no local onde se situa a estação.

A região em torno da estação CUI foi recentemente estudada usando métodos geofísicos de indução eletromagnética (BOLOGNA et al., 2014). Nesses métodos são medidas variações temporais de campos elétricos e/ou magnéticos naturais em determinados pontos de observação na superfície da Terra, a partir das quais se pode determinar a distribuição da resistividade elétrica da subsuperfície da Terra. Um desses métodos (denominado MT - magnetotelúrico) mede simultaneamente em um dado local as três componentes ortogonais do campo magnético ( $H_x$ ,  $H_y$  e  $H_z$ ) e dois campos elétricos também ortogonais ( $E_x$  e  $E_y$ ). O processamento dos dados é preferencialmente efetuado

no domínio de frequência, no qual as impedâncias e diversas outras grandezas importantes do método MT, assim como seus respectivos erros estatísticos, são calculadas. O outro método (denominado GDS - “*Geomagnetic Deep Sounding*”) mede apenas as três componentes do campo magnético simultaneamente em vários locais da área em estudo. A análise da relação entre o campo magnético vertical e os campos magnéticos horizontais fornece informação principalmente acerca da presença de variações laterais de resistividade. Em princípio, quando não há variação de condutividade significativa no interior da Terra, a componente vertical do campo magnético deve ser nula. A etapa final da interpretação dos resultados por esses métodos consiste de modelagens numéricas para transformar os vários parâmetros obtidos no processamento dos dados em modelos de variação da resistividade elétrica em função da profundidade e da posição das medidas.

A Figura (5.1) resume os principais resultados obtidos pelas sondagens GDS e MT na região em torno de Cuiabá. Nessa figura, os dados GDS são apresentados na forma de vetores de indução (flechas azuis), as quais apontam em direção ao principal contraste de resistividade (estrutura condutora) no interior da Terra na região das medidas. Uma modelagem tridimensional (3D) dessas funções de transferência foi feita (procedimento de tentativa-e-erro) para determinar a estrutura condutora que daria origem a essas variações anômalas do campo magnético vertical. Os resultados dessa modelagem são indicados na figura pela resposta do modelo (flechas vermelhas, correspondendo aos vetores de indução que seriam gerados pelo modelo teórico) e pelo condutor profundo que daria origem a esse resultado (representado na figura pela região cinza indicando a posição do condutor em torno de 20 km de profundidade). Essa modelagem indicou a presença de um condutor curvo com pelo menos 1200 km de comprimento que, na superfície, concentra-se em um estreito corredor paralelo à tendência geológica de alguns cinturões geológicos da área.

Figura 5.1 – Resultados de sondagens de indução eletromagnética (GDS e MT) na região noroeste do Brasil.



São mostrados os vetores de indução observados (flechas azuis) e calculados (flechas vermelhas) para um período de 320 s, junto com o condutor crustal a uma profundidade de 20 km (área acinzentada) mapeado por modelagem 3D dos dados GDS. A localização da estação geomagnética de Cuiabá também é mostrada (identificada como CB). O encarte no canto superior direito mostra o modelo de resistividade 2D cortando transversalmente o condutor anômalo, obtido por inversão 2D de dados MT.

Fonte: Modificado de Bologna et al. (2014).

Como os dados GDS foram adquiridos em estações muito espaçadas e pelo fato desse método não ter uma resposta adequada quanto à real profundidade e resistividade da estrutura condutora, foi realizado um levantamento MT na área, ao longo de um perfil cortando transversalmente à anomalia nas proximidades da cidade de Cuiabá. O modelo de resistividade bidimensional (2D) gerado pela inversão dos dados MT é mostrado na parte superior direita da figura, com indicação da localização das estações usadas na inversão e a projeção da localização da cidade de Cuiabá (CB) sobre o modelo. Essa modelagem mostrou que o topo do corpo condutor situa-se a uma profundidade de cerca

de 2-5 km, que ele tem uma largura de cerca de 100 km e que é altamente condutor (condutividade maior que 1 S/m). Considerando a alta condutividade da estrutura, sua geometria e exposições de rochas na superfície, Bologna et al. (2014) propuseram que a fonte mais provável da anomalia seria a presença de material biogênico grafitizado em metassedimentos levados a grandes profundidades em uma antiga zona de colisão continental (períodos Neoproterozóico ou Cambriano Antigo - há mais de 500 milhões de anos).

A estação CUI está localizada exatamente acima dessa imensa estrutura condutora (Figura 5.1) que provoca fortes correntes de indução nessa região, as quais certamente têm papel preponderante nas variações geomagnéticas anômalas observadas na estação. Os efeitos podem ser explicados pela teoria eletrodinâmica clássica que descreve a propagação de uma onda eletromagnética em um meio condutor (por exemplo, JACKSON, 1975). Um campo magnético variável no tempo ao se propagar em um meio condutor é acompanhado por um campo elétrico induzido também variando no tempo. Esse campo elétrico induzido, por sua vez, cria correntes secundárias que também variam no tempo (correntes induzidas) e um campo magnético secundário. Sabe-se, pela lei de Lenz, que as correntes induzidas produzem um fluxo magnético, que é oposto ao fluxo externo (que originalmente produziu as correntes induzidas). Como consequência, o fluxo total do campo magnético em sua propagação pelo meio condutor vai ser reduzido. Quanto maiores forem a condutividade e a frequência do campo, maiores serão as correntes induzidas e mais pronunciada vai ser a redução do fluxo. Esse fenômeno é chamado de efeito pelicular (do inglês, "*skin effect*"), o qual é comumente representado pela profundidade pelicular que é aquela na qual a amplitude do sinal EM cai para  $e^{-1}$  do seu valor inicial, dada por:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\sigma\mu\omega}} = \sqrt{\frac{2\rho}{2\pi f 4\pi 10^{-7}}} \approx 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (5.1)$$

onde,  $\delta$  é a profundidade pelicular (nessa fórmula dada em metros),  $\sigma$  é a condutividade,  $\mu$  a permeabilidade,  $\omega$  a frequência angular,  $\rho$  a resistividade e  $f$  a frequência.

Nas camadas acima do condutor, a amplitude do campo EM vai ser atenuada pelo efeito pelicular, de modo que os campos EM de baixa frequência penetram mais profundamente do que os campos EM de alta frequência. A partir da distribuição de condutividade mostrada na Figura (5.1), e da expressão apresentada na equação (5.1), a profundidade pelicular nas camadas entre a superfície e o topo do condutor pode ser estimada e é da ordem de 25 km para as Pc3 e de 75 km para as Pc5. Conseqüentemente, uma fração maior de energia vai atingir a interface com o condutor em frequências mais baixas (pulsação Pc5). Devido à alta condutividade, a maior parte da energia transportada pela onda EM incidente descendente será refletida de volta à superfície na interface com o forte condutor. O coeficiente de reflexão (razão entre a intensidade do sinal refletido pelo incidente) para um bom condutor pode ser aproximado por:

$$R \approx 1 - 2\left(\frac{\omega}{v}\right)\delta \quad (5.2)$$

onde,  $R$  é o coeficiente de reflexão,  $\omega$  é a frequência angular,  $v$  é a velocidade de propagação da onda (velocidade da luz no caso do vácuo) e  $\delta$  é a profundidade pelicular.

O coeficiente de reflexão vai ser muito alto nesse caso, porque apenas uma pequena fração da energia é absorvida pelo condutor. A situação aproxima-se daquela de um condutor perfeito, o qual desenvolve uma carga e distribuição de corrente na sua superfície para que campos EM externos não o penetrem (toda a energia incidente é refletida nesse caso, com  $\delta \approx 0$ ). Como consequência, o campo magnético anômalo medido na superfície (estação CUI) pode ser explicado pelo fenômeno de indução eletromagnética. O campo é amplificado pela forte reflexão sofrida pela onda EM na superfície do forte condutor crustal.

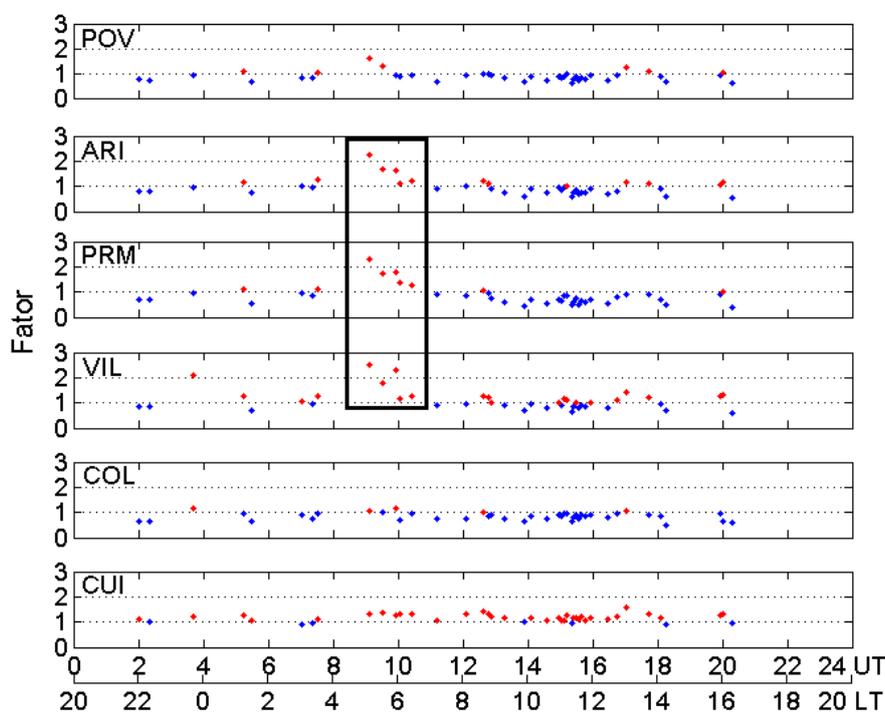
Por outro lado, em frequências muito baixas (variações diurnas mostradas na Figura 3.3), a profundidade pelicular das camadas acima do condutor é maior que 1000 km, muito maior do que as dimensões laterais da anomalia condutora (da ordem de 100 km). Como consequência, a presença dessa anomalia não afeta os campos magnéticos (o

campo contorna o obstáculo, não sendo refletido por ele). Nessas frequências muito baixas, a indução local desaparece e o campo magnético medido na superfície não é afetado pelo condutor. Infelizmente, não há estação magnética ao norte, em ponto conjugado com CUI, para comprovar esse resultado teórico.

## 5.2 Efeitos associados ao terminador do amanhecer (“*sunrise terminator*”)

A Figura (5.2) reproduz a Figura (4.22), apenas enfatizando uma amplificação observada nas pulsações Pc3 aproximadamente entre 9 e 11 UT (5-7 LT) evidenciada de forma mais significativa nas 3 estações ao redor do equador dip. O efeito é mais difícil de ser observado nas Pc5 da Figura (4.23), pois a amplificação nesse caso ocorre durante todo o período diurno. Esse horário coincide com aquele do nascer do sol nessa região e, dessa forma, é proposto que esse efeito esteja associado ao aumento de ionização na camada E da ionosfera.

Figura 5.2 – Incrementos na amplitude de pulsações Pc3, em função das horas UT e LT.



O retângulo identifica os eventos do amanhecer nas estações próximas ao equador dip.

Fonte: Produção do autor.

Uma das principais características nas regiões do amanhecer e do anoitecer é um forte gradiente longitudinal (leste-oeste) da condutividade ionosférica perto do terminador solar (região de transição entre o lado escuro e aquele iluminado pelo sol). Esse gradiente altera os padrões das correntes ionosféricas e, conseqüentemente, do campo magnético observado no solo vinculado a essas correntes. Possíveis efeitos do terminador do anoitecer (do inglês, "*sunset terminator*") sobre as pulsações magnéticas são raros na literatura, enquanto que os efeitos do terminador do amanhecer foram estudados por vários autores em diferentes latitudes e longitudes (e.g., SAKA et al., 1982; SAKA; ALPEROVICH, 1993; TANAKA et al., 2007). Seus resultados mostraram que algumas das características das pulsações do tipo Pc são determinadas pela localização do terminador.

Esses estudos mostraram que um dos efeitos mais salientes observados ao redor do amanhecer é uma alteração na polarização das pulsações. Essa mudança é associada a um aumento da razão da amplitude da componente D (leste-oeste) em relação à componente H (norte-sul) do campo geomagnético, resultado observado tanto em regiões de baixa latitude (SAKA et al., 1982) como no equador dip (SAKA; ALPEROVICH, 1993). Observou-se, também, que a amplitude da componente H é maior na ionosfera iluminada pelo sol do que na parte escura, mas a amplitude da componente D pode se tornar comparável à amplitude da componente H se o contraste de condutividade entre as partes escura e iluminada for suficientemente grande.

A principal dificuldade para explicar esse resultado consiste em identificar uma corrente meridional (norte-sul) localizada ao longo do terminador que possa ser associada a esse aumento de amplitude na componente D. Um modelo conceitual (sem cálculos teóricos mais rigorosos) foi proposto por Saka e Alperovich (1993), considerando a incidência na ionosfera de ondas compressivas com campo elétrico polarizado na direção leste-oeste e campo magnético polarizado na direção norte-sul. O campo elétrico iria gerar correntes ionosféricas na direção zonal (leste-oeste) na região da camada E do lado diurno do equador dip. Considerando que não ocorressem fugas significativas de correntes zonais para a região de baixa condutividade do lado noturno, a corrente zonal fecharia seu circuito por meio de um percurso norte-sul (meridional) ao longo do

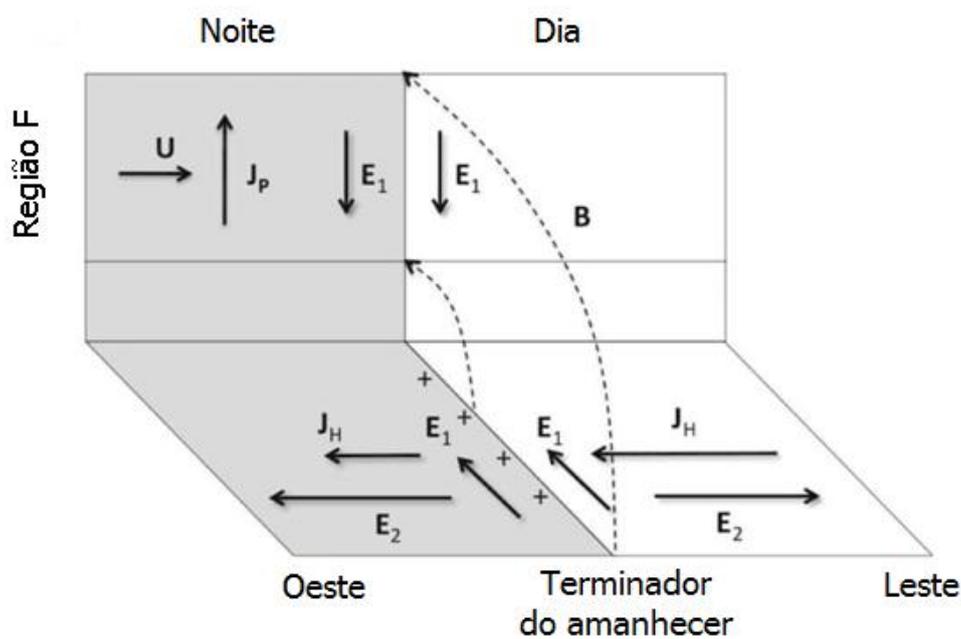
terminador. Essas correntes meridionais localizadas ao longo da interface de condutividade seriam responsáveis pela intensificação da componente D observada no solo.

Nossos resultados, porém, não mostram qualquer alteração na polarização das pulsações que continuam linearmente polarizadas na direção norte-sul (componente magnética H muito maior que a componente magnética D). Pelo contrário, os resultados da Figura (5.2) mostram uma grande amplificação na componente H próximo ao nascer do sol, sem que incrementos significativos tenham sido observados na componente D. Esses resultados só podem ser explicados por um aumento significativo na corrente zonal no terminador do amanhecer.

Várias teorias foram propostas para explicar características do campo elétrico na ionosfera equatorial (ver discussões em KELLEY, 2009), como por exemplo para explicar a PRE (do inglês, "*pre-reversal enhancement*") relacionada com a intensificação do campo zonal no horário do pôr do sol antes da sua reversão da direção leste (durante as horas do dia) para oeste (à noite). Uma dessas teorias foi proposta por Farley et al. (1986), na qual o PRE seria resultado de um gradiente na condutividade de Hall externa à região equatorial, acoplado com a ação de ventos neutros termosféricos para leste, resultando em um campo elétrico polarizado para leste perto do pôr do sol. Esse mesmo mecanismo pode ser usado para explicar o aumento do campo elétrico zonal ao redor do amanhecer, do qual se originaria o incremento observado na amplitude da componente H das pulsações em torno do equador dip. A Figura (5.3) mostra uma modificação da proposição de Farley et al. (1986) para permitir seu uso no terminador do amanhecer (apresentada por Kelley et al., 2014). Por esse mecanismo, ventos neutros termosféricos ( $\mathbf{U}$ ) movendo-se para leste na região F, cruzando o terminador do amanhecer, seriam a fonte do incremento de correntes no nascer do sol. A Figura ilustra a geração do campo elétrico ( $\mathbf{E}_1$ ) polarizado na região F equatorial e sua conexão com a região E de baixa latitude. Correntes de Hall ( $\mathbf{J}_H$ ) através do terminador criariam um acúmulo de cargas positivas ao longo do terminador e um campo elétrico secundário ( $\mathbf{E}_2$ ), o qual se dirigiria para leste no lado dia e para oeste no lado noite. A tendência de aumento do fator de amplificação com a diminuição do horário observada

na Figura (5.2) pode ser interpretada como um incremento desse campo elétrico secundário à medida que se aproxima do terminador.

Figura 5.3 – Processos responsáveis pela amplificação de correntes em torno do nascer do dia.



Modificado do mecanismo proposto por Farley et al. (1986) para o pôr do sol. Por esse esquema, ventos neutros movendo-se para leste dão origem a correntes de Pedersen na região F, que criam o campo de polarização  $E_1$ . Este campo é mapeado para a região E por meio das linhas de campo magnético, de forma que correntes de Hall são criadas e geram um acúmulo de cargas no terminador do amanhecer. Surge então um campo elétrico secundário ( $E_2$ ) direcionado para leste no lado diurno e para oeste no lado noturno, responsável pela amplificação de correntes na direção zonal no período amanhecer (causa provável para a amplificação das Pc3 das estações de ARI, PRM e VIL analisadas no mesmo período).

Fonte: Adaptada de Kelley et al. (2014).

### 5.3 Efeitos associados à condutividade Cowling

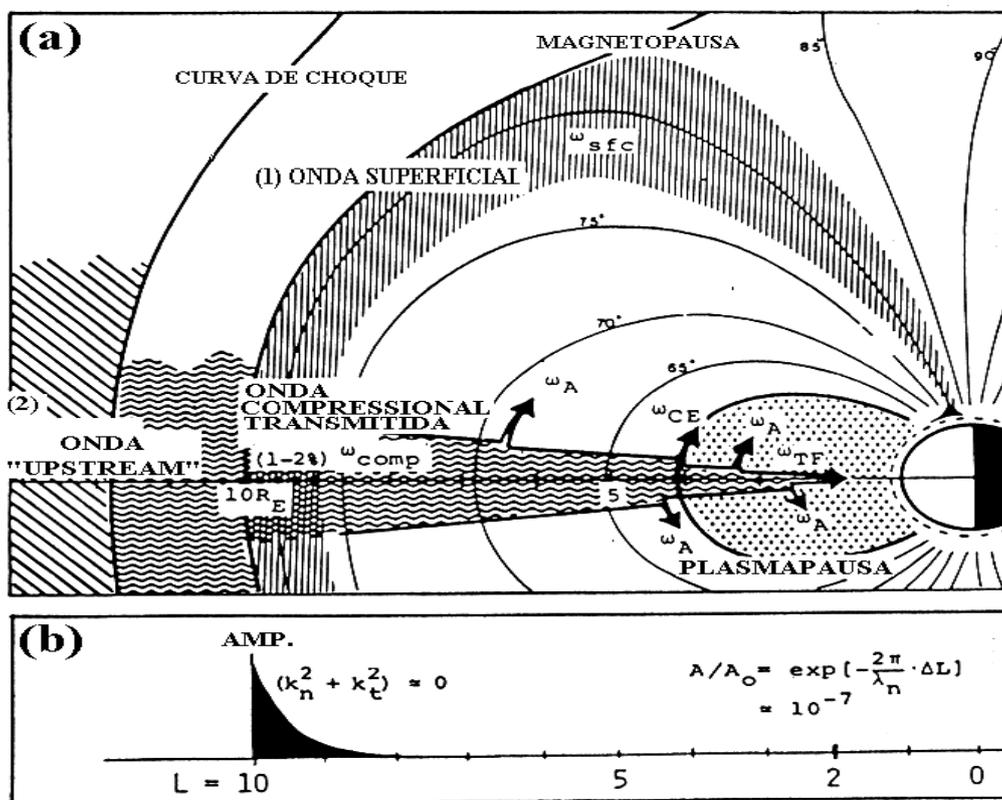
Os resultados obtidos neste trabalho sobre a variação espacial da amplitude de pulsações Pc3 e Pc5 na região equatorial brasileira comprovaram parte dos resultados anteriores

obtidos por outros estudos em latitudes similares. As Pc3 registradas nos dados foram amortecidas nas proximidades do equador dip em torno do meio dia local (período de intensificação das correntes do EJE), enquanto as Pc5 foram amplificadas nesse mesmo horário.

Resultados similares foram discutidos por Sarma e Sastry (1995), para a região equatorial da Índia, nos quais mostraram ampliações entre 1,4 e 3,5 para um intervalo amplo de períodos em uma estação na região equatorial em relação a outra estação de baixa latitude magnética. Detectaram, também, uma redução na amplitude das pulsações equatoriais em períodos inferiores a 20 s. A diferença principal em relação aos nossos resultados é que na região equatorial brasileira não há esse período de corte, pois todo o intervalo das Pc3 aparece amortecido. Por outro lado, nossos resultados contrariam outros estudos que mostraram amplificação das Pc3 diurnas na região equatorial, sem especificar qualquer intervalo de amortecimento (MATSUOKA et al., 1997; ZANANDREA et al., 2004).

Genericamente, há dois modelos propostos para explicar a geração e o mecanismo de propagação de ondas Pc3 para a região equatorial: ondas compressionais e correntes ionosféricas (YUMOTO, 1986). No primeiro modelo, ondas upstream geradas por instabilidades ciclotrônicas de íons na frente de choque da magnetosfera se propagam na forma de ondas compressionais ao longo do plano equatorial da magnetosfera, cruzam as linhas do campo magnético e chegam diretamente à ionosfera equatorial. No segundo modelo, ondas de superfície geradas por instabilidades de Kelvin-Helmholtz no limite da magnetosfera diurna se propagam para a ionosfera de alta latitude e geram oscilações de corrente ionosférica de grande escala nessas latitudes. Essas correntes de altas latitudes vazam para as baixas latitudes e podem causar pulsações Pc3 próximas ao equador magnético. A Figura (5.4) resume ambos os modelos, os quais são em seguida analisados para interpretar os resultados obtidos.

Figura 5.4 – Mecanismos possíveis de geração e propagação de pulsações Pc3 diurnas para a região equatorial.



(a) ondas superficiais (1) e *upstream* (2) como fontes de Pc3 nas baixas latitudes magnéticas;

(b) modelo de atenuação de ondas superficiais Pc3 na direção radial.

Fonte: Zanandrea (1999). Adaptada de Yumoto (1986, p. 80).

### 5.3.1 Propagação vertical

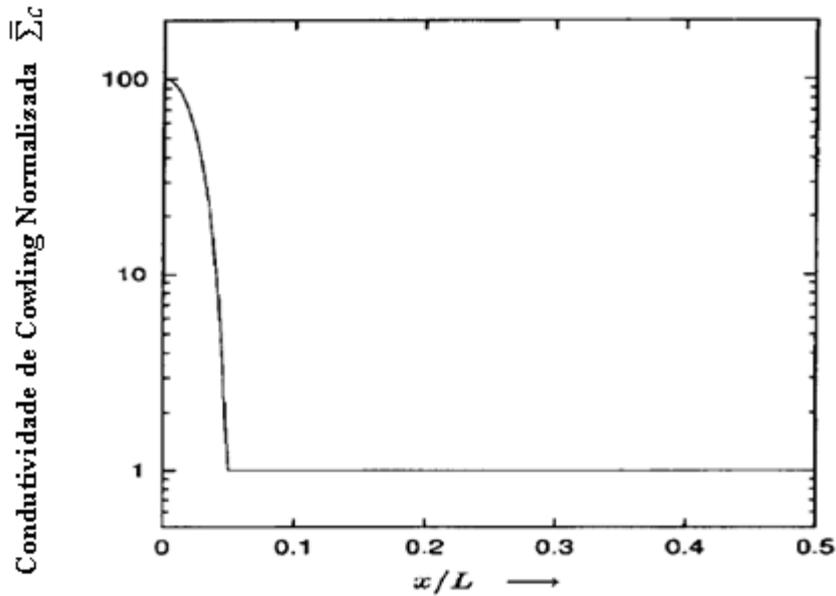
Em seu percurso de propagação pela magnetosfera interna, ondas upstream podem se acoplar com várias oscilações hidromagnéticas (exemplo, modos  $\omega_A^n$ ,  $\omega_{CE}$ ,  $\omega_{TF}$  da Figura 5.4a) relacionadas com: i) o modo fundamental e os múltiplos harmônicos de oscilações estacionárias na plasmasfera; ii) ondas superficiais na plasmopausa (região de fronteira da plasmasfera que separa o plasma menos denso, contido na parte externa, do mais denso, contido na parte interna; KIRCHHOFF, 1991); e iii) ondas compressionais

do modo rápido que se propagam próximas ao plano equatorial da magnetosfera, com velocidade de Alfvén (YUMOTO, 1986).

Hughes e Southwood (1976) estudaram o efeito da ionosfera e da atmosfera sobre a relação entre um sinal de pulsação magnética observado na superfície da Terra e sua fonte na magnetosfera. Consideraram variações horizontais de pequena escala na onda e vários modelos de condutividade ionosférica. Seus resultados mostraram que os efeitos gerais da atmosfera e da ionosfera sobre uma pulsação medida no solo consistem de um amortecimento da amplitude, variação da fase e uma rotação de  $90^\circ$  na polarização da onda na fonte magnetosférica. Também, devido a esse efeito de amortecimento pela ionosfera, sinais com estruturas espaciais de pequena escala (escala horizontal inferior a  $\sim 50$  km) não são detectáveis no solo.

Outras considerações teóricas sobre variações na amplitude de pulsações relacionadas com a incidência vertical nas latitudes equatoriais podem ser obtidas mediante análise do modelo da resposta transiente da ionosfera equatorial não-uniforme, conforme proposto por Itonaga et al. (1998). Nele, a ionosfera é tratada como uma fina lâmina condutora de dimensão infinita, cuja condutividade Cowling é não-uniforme e integrada pela altura da camada. Sendo  $x/L$  a distância normalizada medida a partir do equador dip na direção paralela ao campo naquele local, e  $\bar{\Sigma}_C$  a condutividade Cowling normalizada em relação à condutância do meio, a distribuição dessa condutividade com a distância é mostrada na Figura (5.5).

Figura 5.5 – Distribuição da condutividade Cowling normalizada com a distância.



Fonte: Adaptada de Itonaga et al. (1998, p. 225).

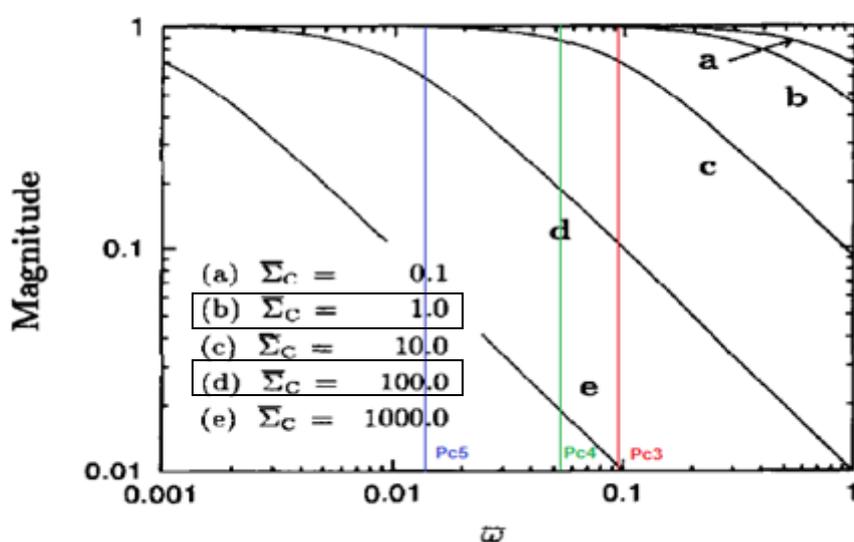
O parâmetro  $L$  considerado no modelo equivale a 5000 km. Na figura percebe-se que  $\bar{\Sigma}_C$  é máximo no equador dip ( $x/L = 0$  e  $\bar{\Sigma}_C = 100$ ), e diminui até  $x/L = 0.05$ , que corresponde à largura latitudinal do equador dip. Acima dessa distância (fora da região equatorial), a condutividade Cowling assume valor constante igual 1, segundo o modelo. Por meio da frequência da onda e de  $\bar{\Sigma}_C$  correspondente à região de interesse, pode-se inferir teoricamente a amplitude da pulsação incidente, utilizando-se a relação a seguir desenvolvida no modelo:

$$\hat{H}(i\omega) \simeq \frac{1}{1 + i \left( 1 + \frac{\Sigma_C}{\Sigma_A} \right) \frac{\omega d}{V_A}} \quad (5.3)$$

As constantes envolvidas são a condutância ( $\Sigma_A$ ), a velocidade das ondas de Alfvén ( $V_A \approx 500 \text{ km/s}$ ) e altura da ionosfera em relação à superfície da Terra ( $d$ ).  $\bar{\Sigma}_C = \frac{\Sigma_C}{\Sigma_A}$  e

$\bar{\omega} = \frac{\omega d}{V_A}$  equivalem aos parâmetros de condutividade e de frequência normalizados. Na Figura (5.6) são apresentados os perfis da amplitude ( $\hat{H}$ ) obtidos com o modelo para diferentes valores de  $\bar{\Sigma}_C$ , que é função da posição latitudinal, para uma ampla faixa de frequências do campo magnético ( $\bar{\omega} = 0.001$  a 1 rad).

Figura 5.6 – Perfis de amplitude da pulsação incidente como função da frequência da onda e da condutividade Cowling normalizada para diferentes latitudes.



São mostrados na figura os limites superiores de frequência correspondentes à faixa das Pc3 (de vermelho), das Pc4 (de verde), e das Pc5 (de azul). Estão destacados nos retângulos os valores da condutividade normalizada utilizados para a comparação entre os perfis de amplitude de pulsações na região equatorial (curva *d*) e na região não-equatorial (curva *b*).

Fonte: Adaptada de Itonaga et al. (1998, p. 259).

Observando-se os perfis obtidos em *a*, *b*, *c*, *d*, e *e*, verifica-se que: (1) a amplitude da pulsação decresce com o aumento da frequência, independente da condutividade considerada; e (2) a amplitude obtida no equador dip ( $\bar{\Sigma}_C = 100$ ) (curva *d*) é significativamente amortecida em relação àquelas de regiões não-equatoriais ( $\bar{\Sigma}_C = 1$ )

(curva *b*), para frequências mais altas. Assim, o modelo prevê amortecimento considerável para pulsações na faixa das Pc3.

O processo físico envolvido no amortecimento dessas ondas com incidência vertical até a ionosfera equatorial é o efeito pelicular, anteriormente descrito para discutir o efeito da geologia local nos dados da estação CUI. De acordo com a equação (5.3), o amortecimento está diretamente relacionado com a condutividade integrada do meio que é atravessado pela onda (quanto maior a condutividade, maior o amortecimento) e com a sua frequência (quanto maior a frequência, maior o amortecimento). Assim, ondas incidindo diretamente no equador dip vão ter maior amortecimento pela maior condutividade Cowling. Ainda na região equatorial, à medida que nos afastamos do equador dip, diminui a condutividade integrada a ser atravessada pelo sinal e conseqüentemente deve diminuir o amortecimento.

Para fins de comparação com nossos dados experimentais, utilizou-se o modelo para calcular a amplitude de pulsações com período na faixa das Pc3 (10 – 45 s) e considerando uma condutividade Cowling normalizada  $\bar{\Sigma}_C = 100$ , para a região equatorial, e  $\bar{\Sigma}_C = 1$ , para a estação de referência externa à região equatorial (ver Figura 5.5). De acordo com o gráfico da Figura (5.6), os limites inferior e superior previstos pelo modelo correspondem a intervalos de  $\sim 0.1$  a  $0.2$  da amplitude da pulsação na região equatorial em relação à referência externa. Em contrapartida, os incrementos calculados em relação à amplitude das 17 Pc3 com ocorrência próxima ao MLT na estação PRM estão entre 0.48 e 0.92, isto é, bem acima dos valores fornecidos pelo modelo. Deve-se sempre ter cautela com os resultados quantitativos gerados por esses modelos teóricos, pois há efeitos que não são considerados. Por exemplo, magnetômetros instalados no solo não fazem uma leitura pontual do que ocorre na ionosfera, mas mostram os efeitos integrados de correntes ionosféricas que podem se situar a distâncias de até 150 – 200 km do local de medidas na superfície (ENGBRETSON et al., 1995). Também, há que se considerar que a estação usada como referência (SMA) encontra-se sob influência da Anomalia Magnética do Atlântico Sul, o que deve causar efeitos na condutividade elétrica da ionosfera local (a ser discutido no próximo item). Esses fatos demonstram que o modelo pode ser usado para

reproduzir qualitativamente o perfil de atenuação das pulsações nessa região de alta condutividade Cowling, porém não deve ser usado para reproduzir as amplitudes observadas.

Entende-se, portanto, que o amortecimento diurno das Pc3 na região equatorial brasileira pode ser causado pelos processos de geração e propagação descritos acima. As Pc3 observadas são relacionadas a ondas upstream geradas por instabilidades ciclotrônicas de íons na frente de choque da magnetosfera e que se propagam verticalmente na forma de ondas compressãois ao longo do plano equatorial da magnetosfera diurna. O aumento da condutividade Cowling nessas latitudes é diretamente responsável pelo efeito de amortecimento na amplitude dos sinais.

### **5.3.2 Propagação horizontal**

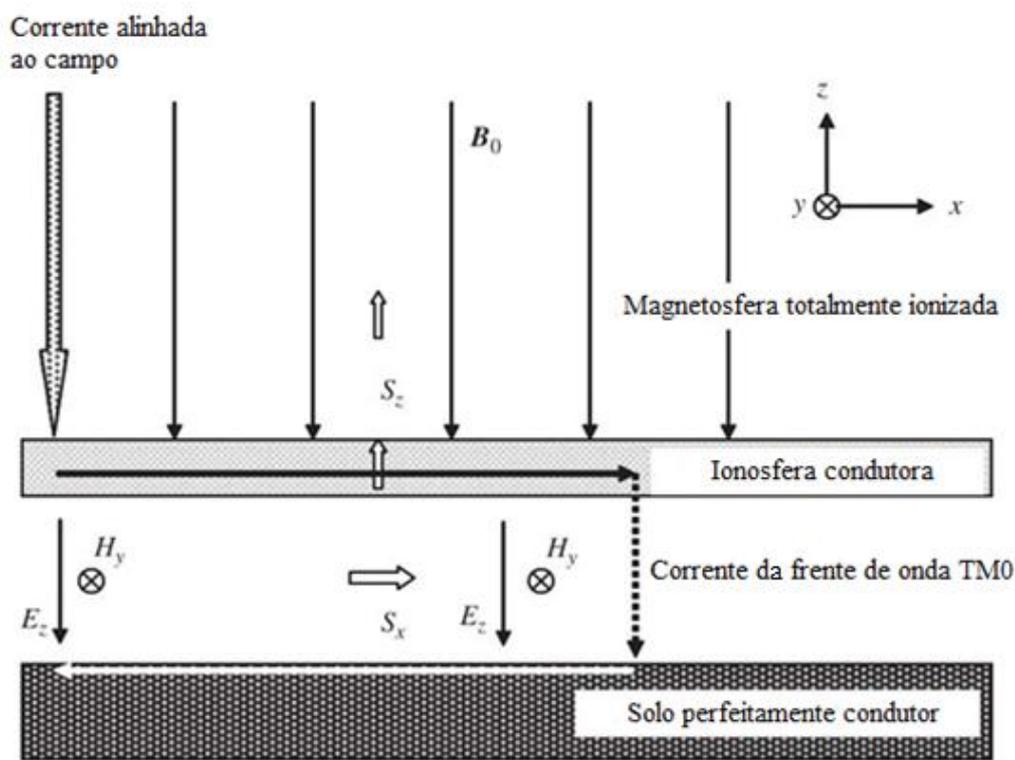
A Figura (5.4b) mostra o processo de amortecimento das pulsações excitadas por ondas de superfície na magnetopausa ( $\omega_{sfc}$ ), como função da posição  $L$  na direção radial (YUMOTO, 1986). Verifica-se que pulsações na faixa de frequência Pc3 originadas por instabilidades de Kelvin-Helmholtz no limite da magnetosfera diurna são fortemente amortecidas em seu percurso desde a região polar e por isso não são facilmente detectadas em latitudes equatoriais ( $L \leq 1,2$ ). A redução em amplitude pode ser de até 7 ordens de grandeza para a região de  $L \sim 2$  (YUMOTO, 1986). Ou seja, essas ondas quando penetram a ionosfera de altas latitudes, geram pulsações locais, mas a transmissão horizontal até baixas latitudes é praticamente inibida (caracterizada pelo número de onda  $k_n^2 + k_t^2$  aproximadamente nulo nessa região).

Por outro lado, para explicar o aumento de amplitude no equador diurno de impulsos envolvendo perturbações geomagnéticas de larga escala (PRI e DP-2; períodos aproximados de 1 min e 1 h, respectivamente) que são observadas simultaneamente em todo o globo no início de tempestades magnéticas, Kikuchi e Araki (1979b) propuseram outro processo para transmissão instantânea de variações do campo elétrico ionosférico polar para a ionosfera equatorial. Nesse modelo, a transmissão instantânea do campo

elétrico polar foi associada a ondas eletromagnéticas do modo TM0 que se propagam à velocidade da luz no guia de ondas entre a ionosfera e a superfície da Terra.

A Figura (5.7) mostra um diagrama esquemático do guia de ondas envolvido nesse processo de transmissão, o qual engloba a magnetosfera, ionosfera, atmosfera neutra e a superfície da Terra, suposta no modelo ser perfeitamente condutora. A onda no modo TM0 se propaga na direção  $x$  do guia de ondas, caracterizada pelo campo magnético  $H_y$ , transversal ao plano de propagação (plano  $x$ - $z$ ) e ao campo elétrico vertical  $E_z$ , situado no plano. A onda no modo TM0 transporta correntes elétricas na ionosfera e no solo, conectadas pela corrente de deslocamento na frente de onda. O fluxo do vetor de Poynting  $S_x$  (relacionado com o transporte de energia do campo eletromagnético), composto de  $E_z$  e  $H_y$ , é transmitido horizontalmente para baixas latitudes (direção  $x$ ). Uma fração de energia,  $S_z$ , escapa verticalmente na ionosfera e na magnetosfera, o que vai causar uma atenuação da onda de modo TM0, uma resposta rápida da ionosfera de baixas latitudes à passagem da onda e à geração de um campo elétrico na magnetosfera interna.

Figura 5.7 – Guia para transporte de ondas no modo TM0 desde a ionosfera polar até a ionosfera equatorial.



Fonte: Adaptada de Kikuchi et al. (2011).

Uma vez que a onda no modo TM0 não tem corte em frequências baixas, a propagação não sofre atenuação em todas as frequências. Porém, como mostrado na Figura (5.7), uma fração do fluxo do vetor de Poynting é transmitida da ionosfera para a magnetosfera interna, causando atenuação na onda. No entanto, essa atenuação é muito menor do que aquela gerada por fatores geométricos associados ao tamanho finito do campo elétrico na calota polar. Nesse caso, a atenuação é justificada pela considerável diferença de escala entre o campo elétrico polar associado a esses sinais, e a distância do polo ao equador dip (KIKUCHI; ARAKI, 1979a). Essa atenuação geométrica faz com que a intensidade do campo em baixas latitudes seja inferior a 10% do campo de origem (KIKUCHI; ARAKI, 1979b). Apesar disso, esse processo ainda é eficiente para permitir

que as ondas polares cheguem até o equador dip e sejam abruptamente amplificadas pela alta condutividade ionosférica Cowling nessa região.

Os processos físicos envolvidos nessa transmissão ionosférica e amplificação equatorial derivam das leis de Ohm e Ampère do Eletromagnetismo. A propagação das ondas na ionosfera é controlada pela Lei de Ohm, pela qual um campo elétrico ( $E$ ) conduz uma corrente ( $j$ ) em um meio condutor em função da condutividade elétrica ( $\sigma$ ) desse meio:

$$j = \sigma E \quad (5.4)$$

Essa corrente ( $j$ ), por sua vez, vai gerar um campo magnético ( $B$ ), detectado na superfície da Terra, em função da Lei de Ampère, dada por:

$$\nabla \times B = \mu_0 j \quad (5.5)$$

onde  $\mu_0$  é a permeabilidade magnética no vácuo.

Como a amplitude do campo elétrico diminui à medida que ele se afasta da região polar em direção à região equatorial, a corrente elétrica também diminui e, conseqüentemente, as variações geomagnéticas observadas na superfície. Na região equatorial, porém, há um significativo aumento da condutividade, o que aumenta a corrente ionosférica e, como consequência, o campo magnético observado na superfície.

Posteriormente, partindo dos mesmos pressupostos, Tsunomura e Araki (1984) apresentaram um novo modelo para os sistemas de corrente originados na região auroral e da conexão desses sistemas com a ionosfera equatorial. A partir de um modelo realístico da condutividade ionosférica, eles conseguiram reproduzir o mesmo efeito de amplificação obtido por Kikuchi e Araki (1979b) nas latitudes equatoriais, válido para explicar a amplificação nessas latitudes não só de perturbações como as PRI e as DP-2, mas, em particular, o caso das Pc5. Como consequência desses resultados teóricos, esse mecanismo de transmissão das variações do campo elétrico ionosférico da ionosfera polar noturna para o equador diurno tem sido usado para explicar as características das pulsações equatoriais e de baixa latitude em várias faixas de frequência (por exemplo,

TRIVEDI et al., 1997, para o caso de um evento de Pc5 observada desde a região auroral até a região equatorial do setor americano).

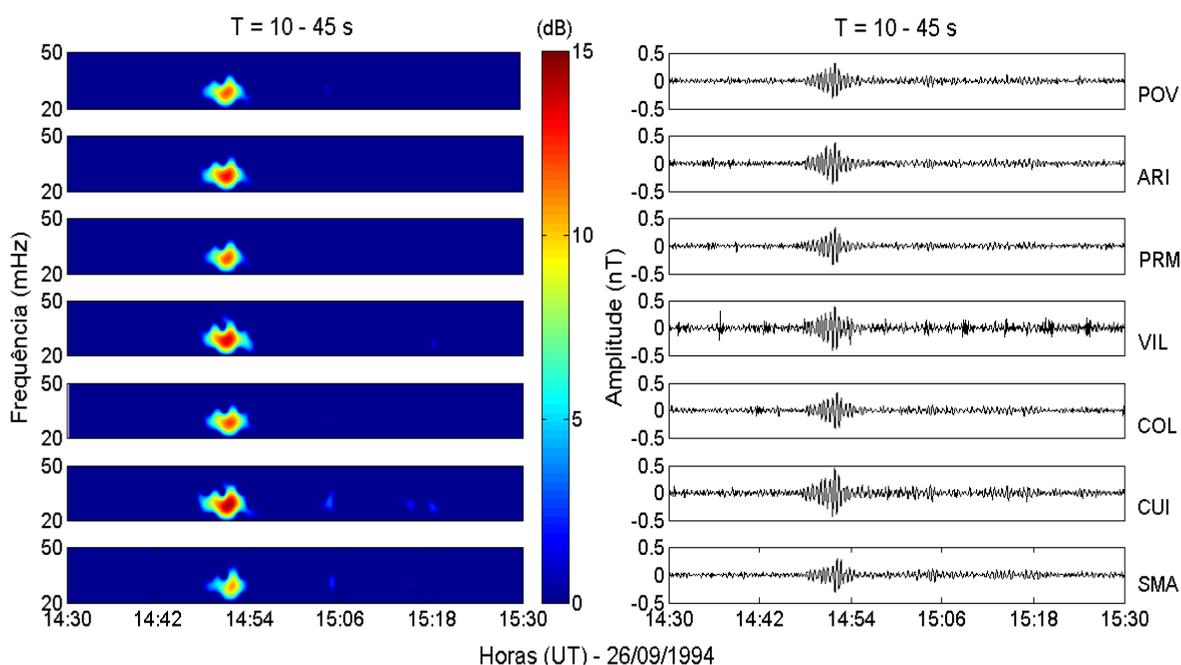
De posse desses resultados, verifica-se que os modelos de amplificação obtidos por Kikuchi e Araki (1979b) e Tsunomura e Araki (1984) para perturbações magnéticas com propagação instantânea pela ionosfera desde a região polar pode ser aplicado para explicar os incrementos em amplitude observados nas Pc5 diurnas detectadas na região equatorial brasileira. Por outro lado, vários estudos experimentais anteriormente descritos mostraram efeitos de amplificação diurna em Pc3 detectadas na região equatorial. Esse mesmo mecanismo discutido para as Pc5 poderia ser usado para descrever tais resultados. Nossos dados, porém, não detectaram esse efeito. Com o objetivo de tentar avaliar se efetivamente pulsações Pc3 não são amplificadas na região equatorial brasileira, foi feito um novo teste relaxando as duas condições impostas no capítulo 2 para detecção das pulsações: variância horária da componente geomagnética H e índice *Dst* do dia de observação. Dessa forma, foi reduzido o valor da variância de referência discutido no item (3.2.1) (abaixo de  $0.009 \text{ nT}^2$ ) e se buscou eventos em dias pouco mais perturbados que aqueles mostrados na Figura (3.2) ( $Dst < -50 \text{ nT}$ ), embora ainda evitando dias com grandes perturbações magnéticas (caso, por exemplo, da tempestade magnética dos dias 29 e 30/10/1994).

Dois eventos com características distintas daqueles anteriormente discutidos foram encontrados: às 11:15 UT do dia 11/09/1994 e às 14:50 UT do dia 26/09/1994. Esse último evento é apresentado na Figura (5.8), mostrando-se os dados filtrados no intervalo das Pc3 e o correspondente espectrograma. A amplificação do sinal nas estações equatoriais pode ser claramente identificada, com potência espectral de até 15 dB nessas estações. O mesmo processo de amplificação descrito anteriormente para as Pc5 diurnas pode ser utilizado nesse caso, com a dificuldade de observação de mais eventos em nosso estudo podendo ser atribuída à menor amplitude do sinal original (nos polos).

Pode-se concluir para o caso das Pc3 diurnas na região equatorial que a maior parte dos sinais observados são derivados da propagação vertical de ondas upstream, os quais

sofrem amortecimento pelo efeito da condutividade Cowling, enquanto um número menor de eventos, de menor amplitude, são gerados pela propagação horizontal de eventos associados à instabilidade de Kelvin-Helmholtz, os quais apresentam amplificação na região equatorial também devido à alta condutividade Cowling.

Figura 5.8 – Espectrogramas de dados filtrados da componente H no intervalo 10 – 45 s (Pc3) para todas as estações no período entre 14:30 e 15:30 UT do dia 26/09/1994.



Fonte: Produção do autor.

#### 5.4 Efeitos associados à Anomalia Magnética do Atlântico Sul

Possíveis efeitos nas medidas do campo magnético na estação de referência de Santa Maria (SMA) também devem ser levados em consideração na interpretação dos resultados. A estação SMA na época da execução das medidas (segundo semestre de 1994) encontrava-se nas proximidades do centro da AMAS (Anomalia Magnética do Atlântico Sul), que se caracteriza por apresentar os valores mais baixos para a intensidade do campo geomagnético total em todo o globo.

Essa baixa intensidade do campo geomagnético é associada seja à excentricidade do eixo do dipolo geomagnético (FRASER-SMITH, 1987) ou a fluxos magnéticos reversos na região do núcleo externo líquido da Terra (HULOT et al., 2002). Como consequência dessa baixa amplitude do campo, partículas energéticas aprisionadas no cinturão interno de radiação de Van Allen se aproximam da superfície terrestre em sua deriva azimutal, interagem com a atmosfera mais densa e produzem um aumento local da ionização em alturas da camada E ionosférica (ver PAULIKAS, 1975, para uma revisão). Essa ionização extra produz um aumento na condutividade ionosférica na região da AMAS. Esse aumento de condutividade é um fator regular da ionosfera sobre a AMAS mesmo sob condições magneticamente calmas (ABDU; BATISTA, 1977), mas que podem ser ainda mais aumentadas durante períodos magneticamente perturbados (ABDU et al., 2005).

Entre os diferentes efeitos aeronômicos observados na AMAS, vamos nos concentrar nos estudos realizados mais recentemente sobre variações geomagnéticas. Assim, Trivedi et al. (2005a) compararam variações geomagnéticas observadas em uma estação situada próxima à nossa estação SMA (no centro da AMAS) com outra estação situada nas proximidades do equador magnético. Esses autores mostraram um aumento noturno na amplitude de impulsos geomagnéticos e de pulsações na componente H para a estação dentro da AMAS. Esse resultado foi interpretado como devido à precipitação de elétrons nas regiões D e E da ionosfera sobre a anomalia. Em outro trabalho, Trivedi et al. (2005b) compararam variações geomagnéticas da mesma estação próxima a SMA com outra estação também dentro da área de abrangência da anomalia, mas mais distante do seu centro. Novamente mostraram que as variações geomagnéticas são significativamente amplificadas na estação próxima ao centro da anomalia. Esses resultados evidenciam um aumento diferencial de ionização devido à perda contínua de elétrons e íons da magnetosfera para a atmosfera da região da AMAS, gerando maior condutividade ionosférica em direção ao centro da anomalia. Mostram também que os efeitos do aumento local de condutividade sobre os dados geomagnéticos são mais claramente detectados durante o período noturno.

Com exceção da estação CUI, afetada por efeitos geológicos locais, nossos resultados nas Figuras (4.22) e (4.23) mostram que a maior parte dos eventos noturnos detectados tanto em Pc3 como em Pc5 apresentam redução de amplitude nas estações equatoriais em relação a SMA. Esses resultados são similares àqueles observados por Trivedi et al. (2005a) e atestam os efeitos da AMAS em nossas medidas na estação SMA. Pode-se sugerir que o mecanismo que levaria ao aumento de amplitude das pulsações noturnas próximo ao centro da AMAS seria o mesmo que leva à amplificação diurna das pulsações na região equatorial. Ondas eletromagnéticas, associadas a variações do campo elétrico ionosférico polar, viajariam pelo guia de ondas ionosfera-superfície da Terra no modo TM0 até as baixas latitudes da região da AMAS e seriam localmente amplificadas pela maior condutividade ionosférica local.

Um aspecto a ser considerado é que o modo de transmissão TM0 foi inicialmente desenvolvido para interpretar as características de início simultâneo de variações geomagnéticas durante o período diurno. Posteriormente, Kikuchi (2005) analisou o mesmo processo considerando uma condutividade bastante reduzida para a ionosfera, típica para a condição noturna. Observou que, embora maior que aquela sofrida pela onda durante a transmissão diurna, a atenuação da transmissão noturna ainda seria pequena comparada com a atenuação geométrica descrita originalmente por Kikuchi e Araki (1979b). Dessa forma a transmissão de onda polar pela ionosfera noturna é um processo viável para explicar a amplificação observada nas pulsações medidas próximo ao centro da AMAS.



## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho teve como objetivo principal quantificar a variação espacial na amplitude de pulsações contínuas Pc3 e Pc5 observadas na zona de influência das correntes do EJE em território brasileiro. Esse é um tema controverso na literatura científica, com diferentes estudos em outras regiões indicando resultados diversos sobre as características de amplificação ou amortecimento das pulsações Pc3. A originalidade deste estudo em relação aos outros já realizados vincula-se à disponibilidade de várias estações operando simultaneamente sob efeito do EJE. Esta é uma situação difícil de repetir em nossa região pela movimentação contínua das componentes do campo geomagnético de origem interna, sendo que atualmente o equador dip se desloca para a região amazônica. Por outro lado, a quantidade limitada de dados (estações operaram simultaneamente por apenas 2 meses) e a impossibilidade de usar dados de satélite ( $L = 1$  na região equatorial) limita a aferição de alguns dos resultados. Em particular, a interpretação da fonte das pulsações Pc5 que chegam à região auroral necessitaria de outras informações além dos dados disponíveis para este estudo.

A metodologia adotada de detectar eventos a partir da observação simultânea de espectrogramas nas várias estações possibilitou a identificação de noventa e dois eventos de pulsações. Como resultado da análise dos fatores de amplificação (ou amortecimento), constatou-se que, na maior parte dos casos, as Pc3 são amortecidas nas proximidades do equador dip no período de intensificação do EJE, enquanto as Pc5 são amplificadas nessas latitudes em decorrência desse mesmo efeito. Apesar de limitar o estudo a períodos geomagneticamente calmos, a explicação física dos resultados mostrou-se bem mais complexa do que inicialmente previsto, envolvendo conceitos de geração de ondas MHD na magnetosfera, sua transmissão e modificação pela ionosfera, e efeitos de indução eletromagnética no interior da Terra. Baseado em modelos teóricos disponíveis (KIKUCHI; ARAKI, 1979b; YUMOTO, 1986; ITONAGA et al., 1998), foi possível explicar que os efeitos observados estão principalmente relacionados ao incremento na condutividade Cowling na ionosfera equatorial. A diferença dos efeitos para as Pc3 e Pc5 está diretamente relacionada ao tipo de transmissão dessas ondas na ionosfera. As Pc3 diurnas observadas incidem preferencialmente na direção vertical na

região do equador dip e, devido a isso, são amortecidas pela alta condutividade da ionosfera equatorial. Já as Pc5 são transmitidas horizontalmente pela ionosfera desde altas latitudes e têm sua amplitude amplificada na região equatorial exatamente por essa maior condutividade ionosférica. Pc3 vinculadas com a propagação horizontal são mais difíceis de detectar pela baixa amplitude com que chegam em baixas latitudes.

Por outro lado, a complexidade de se analisar dados adquiridos na superfície da Terra se fez presente na forma de três outros efeitos afetando a amplitude das pulsações. Uma amplificação anômala foi observada em praticamente todos os eventos Pc3 e Pc5 registrados na estação de Cuiabá. Esse resultado foi explicado por seu posicionamento em uma área sob influência de um corpo fortemente condutor situado na crosta superior dessa região, causando refração da onda eletromagnética em subsuperfície. Outro efeito foi detectado na amplitude das Pc3 nas estações mais próximas ao equador dip no intervalo entre 5 e 7 LT. Trata-se do efeito do amanhecer, pelo qual a amplitude da componente H das pulsações foi significativamente amplificada como resultado do aumento da condutividade da camada ionosférica E. Por fim, através da observação de eventos noturnos, observou-se que a estação de Santa Maria tinha a amplitude de suas pulsações amplificada em relação às demais estações. Esse fato foi associado à proximidade da parte central da AMAS, produzindo um aumento local de condutividade ionosférica e conseqüentemente efeitos similares na amplificação das pulsações pela transmissão horizontal dos sinais. Tais efeitos da AMAS precisam ser melhor estudados com mais estações em diferentes distâncias do centro da anomalia e em períodos com diferentes atividades magnéticas, ficando aqui como sugestão para estudos futuros.

Nesse sentido, conclui-se que as estações de Cuiabá e de Santa Maria não se constituíram em boas referências externas para aferir a amplificação equatorial das pulsações. Os efeitos de amplificação anômala nos sinais observados nessas estações são em alguns casos dominantes em relação aos observados na região equatorial (válido principalmente para sinais noturnos). Para finalizar, os resultados obtidos neste trabalho e aqui discutidos mostram que as pulsações magnéticas fornecem uma assinatura importante dos meios com que elas interagem e, dessa forma, seu estudo constitui uma

importante ferramenta para pesquisas sobre os diferentes meios ionizados envolvidos com sua geração, transmissão e modificação.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDU, M.A., BATISTA, I.S. Sporadic E-layer phenomena in Brazilian geomagnetic anomaly - evidence for a regular particle ionization source. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 39, p. 723-731, 1977.

ABDU, M. A.; BATISTA, I.S.; CARRASCO, A. J.; BRUM, C.G.M. South Atlantic magnetic anomaly ionization: A review and a new focus on electrodynamic effects in the equatorial ionosphere. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 67, p. 1643 – 1657, 2005. doi: 10.1016/j.jastp.2005.01.014.

ALPEROVICH, L. S.; FEDOROV, E. N. Hydromagnetic Waves in the Magnetosphere and the Ionosphere. In: **Astrophysics and Space Science Library**, v. 353, 2007.

ANDERSON, B. L. An overview of spacecraft observations of 10 s to 600 s period magnetic pulsations in the Earth's magnetosphere. In: Engebretson, M. J.; Takahashi, K.; Scholer, M. ed. **Solar wind source of magnetospheric ultra-low-frequency waves**. AGU Geophysical Monography, v.81, p.25-43, 1994. doi: 10.1029/GM081p0025.

BAKER, W.G.; MARTYN, D.F. Electric currents in the ionosphere. I. The Conductivity. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**. Series A, Mathematical and Physical Sciences, v. 246, n. 913, p. 281-294, 1953. doi: 10.1098/rsta.1953.0016.

BAUMJOHANN, W.; TREUMANN, R. A. **Basic Space Plasma Physics**. London: Imperial College Press, 1996. Disponível em: <ftp://ftp.mpe.mpg.de/pub/plasma/alpbach/baumjohann-treumann%20basic%20plasma%20physics%20chap%201-5.pdf>. Acesso em: 11jan. 2017.

BITTENCOURT, J. A. **Fundamentals of Plasma Physics**. 3. ed. New York: Springer, 2004.

BOLOGNA, M.S.; PADILHA, A.L.; PÁDUA, M.B.; VITORELLO, Í.; CHAMALAUN, F.H. Paraguay-Araguaia Belt Conductivity Anomaly: A fundamental tectonic boundary in South American Platform imaged by electromagnetic induction surveys. **Geochem. Geophys. Geosyst.**, v. 15, n. 3, p. 509–515, 2014. doi:10.1002/2013GC004970.

BURLAGA, L. F. **Interplanetary Magnetohydrodynamics**. Oxford: Oxford University Press, 1995.

CAMPBELL, W. H. **Introduction to Geomagnetic Fields**. 2. ed. New York: Cambridge University Press, 2003.

- CHAMBERLAIN, J. W. Interplanetary gas. II Expansion of a model solar corona. **Astrophys. J.**, 131, p. 47–56, 1960. doi:10.1086/146805.
- CHAPMAN, S. The equatorial electrojet as detected from the abnormal electric current distributions above Huancayo, Peru and elsewhere. **Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie**. Serie A, v.4, n.1, p. 368-390, 1951. doi: 10.1007/BF02246814.
- CHANDRASEKHAR, S. Hydrodynamic and hydromagnetic stability. In: MARSHALL, W.; WILKINSON, D. H. (eds). **International Series of Monographs on Physics**. New York: Oxford University Press, 1961.
- CHAPMAN, S. Notes on the solar corona and the terrestrial atmosphere. **Smithsonian Contribution to Astrophysics**, v. 2, p. 1–11, 1957.
- CHI, P.J.; RUSSELL, C.T.; LE, G.; HUGHES, W.J.; SINGER, H.J. A synoptic study of Pc3,4 waves using the Air Force Geophysics Laboratory magnetometer array. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 13215-13224, 1996.
- DUNGEY, J. W. Electrodynamics of the atmosphere. **Ionospheric Research Laboratories Science Report**, v. 69, 1954.
- DUNGEY, J.W. Hydromagnetic waves, in Physics of Geomagnetic Phenomena. Matsushita, S.; Campbell, W. H. (eds.). **Physics of geomagnetic phenomena**. New York: Academic Press, 1967.
- ENGBRETSON, M.J., HUGHES, W.J., ALFORD, J.L., ZESTA, E., CAHILL JR., L.J., ARNOLDY, R.L., REEVES, G.D. Magnetometer array for cusp and cleft studies observations of the spatial extent of broadband ULF magnetic pulsations at cusp/cleft latitudes. **J. Geophys. Res.**, v. 100, p. 19371-19386, 1995. doi: 10.1029/95JA00768.
- FARLEY, D. T.; BONELLI, E.; FEJER, B. G.; LARSEN, M. F. The prereversal enhancement of the zonal electric field in the equatorial ionosphere. **J. Geophys. Res.**, 91, p. 13723–13728, 1986.
- FORBES, J. M. The Equatorial Electrojet. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 19, n. 3, p. 469 – 504, 1981. doi: 10.1029/RG019i003p00469.
- FRASER, B.J.; LOTO'ANIU, T.M.; SINGER, H.J. Electromagnetic ion cyclotron waves in the magnetosphere. In: TAKAHASHI, K.; CHI, P. J.; DENTON, R. E.; LYSAK, R. L. (eds.). **Magnetospheric ULF waves: synthesis and new directions**. Geophysical Monograph Series 16, AGU, p. 195-212, 2006, doi:10.1029/169GM13.
- FRASER-SMITH, A.C. Centered and eccentric geomagnetic dipoles and their poles, 1600–1985. **Reviews of Geophysics**, v. 25, p. 1–16, 1987.
- GABOR, D. Theory of communication. **Journal of the Institution of Electrical Engineers**, v. 93, p. 429 – 457, 1946.

GOLD, T. Plasma and magnetic fields in the solar system. **J. Geophys. Res.**, v. 64, p. 1665-1674, 1959. doi: 10.1029/JZ064i011p01665.

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**, v. 99, n. A4, p. 5771 – 5792, 1994. doi: 10.1029/93JA02867.

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

HUGHES, W.J.; SOUTHWOOD, D.J. The screening of micropulsation signals by the atmosphere and the ionosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 81, p. 3234–3240, 1976. doi: 10.1029/JA081i019p03234.

HUGHES, W. J. Magnetospheric ULF waves: A tutorial with a historical perspective. In: Engebretson, M. J.; Takahashi, K.; Scholer, M. (eds). **Solar wind source of magnetospheric ultra-low-frequency waves**. AGU Geophysical Monography, v. 81, p.1-11, 1994. doi: 10.1029/GM081p0001.

HULOT, G.; EYMIN, C.; LANGLAIS, B.; MANDEA, M.; OLSEN, N. Small-scale structure of the geodynamo inferred from Oersted and Magsat satellite data. **Nature**, v. 416, p. 620–623, 2002.

ITONAGA, M.; YOSHIKAWA, A.; YUMOTO, K. Transient response of the non-uniform equatorial ionosphere to compressional MHD waves. **J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.**, v. 60, p. 253-261, 1998.

JACOBS; J.A., KATO, Y.; MATSUSHITA, S.; TROITSKAYA, V.A. Classification of geomagnetic micropulsations. **Journal of Geophysical Research**, v. 69, n. 1, p. 180-181, 1964. doi: 10.1029/JZ069i001p00180.

JACKSON, J.D. **Classical Electrodynamics**. 2.ed., New York: Wiley, 1975.

KAMIDE, Y.; CHIAN, A. **Handbook of the Solar-Terrestrial Environment**. Berlin: Springer, 2007.

KANASEWICH, E. R. **Time sequence analysis in geophysics**. 3.ed. Edmonton, Canada: The University of Alberta Press, 1981.

KELLEY, M. C. **The earth's ionosphere: plasma physics and electrodynamics**. 2. ed. Burlington: Academic Press, 2009. International Geophysics Series, v. 96.

KELLEY, M.C.; RODRIGUES, F.S.; PFAFF, R.F.; KLENZING, J. Observations of the generation of eastward equatorial electric fields near dawn. **Ann. Geophys.**, v. 32, p. 1169-1175, 2014.

KIKUCHI, T.; ARAKI, T. Transient response of uniform ionosphere and preliminary reverse impulse of geomagnetic storm sudden commencement. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 41, n. 9, p. 917 – 925, 1979a. doi: 10.1016/0021-9169(79)90093-X.

KIKUCHI, T.; ARAKI, T. Horizontal transmission of the polar electric field to the equator. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 41, n. 9, p. 927 – 936, 1979b. doi: 10.1016/0021-9169(79)90094-1.

KIKUCHI, T. Transmission line model for driving plasma convection in the inner magnetosphere. In: PULKKINEN, T. I.; TSYGANENKO, N. A; FRIEDEL, R. H. W. (eds). **The inner magnetosphere: physics and modeling**. Washington, DC: American Geophysical Union, 2005. doi: 10.1029/155GM20.

KIKUCHI, T.; HASHIMOTO, K. K.; SHINBORI, A.; TSUJI, Y.; WATARI, S. Penetration of magnetospheric electric fields to the low latitude ionosphere during storm/substorms. In: ABDU, A. M; PANCHEVA, D. (eds). **Aeronomy of the Earth's atmosphere and ionosphere**. Springer Netherlands, 2011. IAGA Special Sopron Book Series, v. 2, p. 443 – 453. doi: 10.1007/978-94-007-0326-1\_34.

KIRCHHOFF, V. W. J. H. **Introdução à Geofísica Espacial**, São Paulo: Nova Stela, Editora Universidade de São Paulo, 1991.

KIVELSON, M. G.; ETCHETO, J.; TROTIGNON, J. G. Global Compressional Oscillations of the Terrestrial Magnetosphere: The Evidence and a Model. **Journal of Geophysical Research**, v. 89, n. A11, p. 9851–9856, 1984. doi: doi/10.1029/JA089iA11p09851.

KUWASHIMA, M.; FUJITA, S. Characteristics of the magnetohydrodynamic waves observed in the Earth's magnetosphere and on the ground. In: WAITE, J. H.; BURCH, J. L.; MOORE, R. L. (eds). **Solar system plasma physics**. Washington: AGU, 1989. Geophysical Monography, v. 81, p. 197-219.

LE MOUËL, J. L.; SHEBALIN, P.; CHULLIAT, A. The field of the equatorial electrojet from CHAMP data. **Ann. Geophys.**, v. 24, p. 515 – 527, 2006. doi: 10.5194/angeo-24-515-2006.

LUCAS, A. **Estudo da dinâmica da corrente de anel durante a fase principal de supertempestades magnéticas**. 2005. 256 p. (INPE-14214-TDI/1115). Dissertação (Mestrado em Geofísica espacial) – INPE, São José dos Campos, - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/06.13.11.46>>.

LYSAK, R. L. Microscopic aspects of solar wind-magnetosphere-ionosphere coupling. In: CHANG, T.; CREW, G.; JASPERSE, J. (eds). **Physics of space plasmas (1987)**. Chicago: Scientific Publishers, 1988. p. 79.

MATSUOKA, H.; TAKAHASHI, S.; KOKUBUN, K.; YUMOTO, T.; YAMAMOTO, S. I.; VERSHININ, E. F. Phase and amplitude structure of Pc3 magnetic pulsations as

determined from multipoint observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n.A2, p.2391-2403, 1997. doi: 10.1029/96JA02918.

McHERRON, R. L.; RUSSELL, C. T.; AUBRY, M. Satellite studies of magnetospheric substorms on August 15, 1978, 9. Phenomenological Model for Substorms. **J. Geophys.Res.**, v. 78, n. 16, p. 3131–3149, 1973. doi: 10.1029/JA078i016p03131.

McPHERRON, R. L. Physical Processes Producing Magnetospheric Substorms and Magnetic Storms. In: J. Jacobs (ed.), **Geomagnetism**. London: Academic Press, p. 593–739, 1991. doi: 10.1016/B978-0-12-378674-6.50013-3.

McPHERRON, R. L. Magnetic Pulsations: their sources and relation to solar wind and geomagnetic activity. **Surveys in Geophysics**, v. 36, n. 5, p. 545-592, 2005. doi: 10.1007/s10712-005-1758-7.

OPPENHEIM, A. V.; SCHAFER, R. W. **Discrete-Time Signal Processing**. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1989. p. 713 – 718.

PADILHA, A.L.; ALVES, M.V.; TRIVEDI, N.B.; KITAMURA, T.-I.; SHINOHARA, M. Bursty Pi1 activity at the South American equatorial zone during the 29 October 1994 magnetic storm. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 19, 2003. doi:10.1029/2003GL017999.

PÁDUA, M. B. **Estudo da indução eletromagnética na caracterização de estruturas profundas sob a borda sul do cráton de São Francisco**. 2004. 162 p. (INPE-12565-TDI/1004). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) – INPE, São José dos Campos, 2004. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/02.15.14.39>>.

PANDEY, B. P.; WARDLE, M. Hall magnetohydrodynamics of partially ionized plasmas. **Mon. Not. Astron. Soc.**, v. 385, p. 2269 – 2278, 2008. doi: 10.1111/j.1365-2966.2008.12998.x.

PARKER, E. N. Extension of the solar corona into interplanetary space, **J. Geophys. Res.**, v. 64, n.11, p. 1675 – 1681, 1959. doi: 10.1029/JZ064i011p01675.

PAULIKAS, G.A. Precipitation of particles at low and middle latitudes. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.13, p.709–734, 1975.

RABINER, L. R.; SCHAFER, R. W. **Digital Processing of Speech Signals**. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1978.

RASTOGI, R.G.; CHANDRA, H.; JAMES, M.E.; KITAMURA, K.; YUMOTO, K. Characteristics of the equatorial electrojet current in the central region of South America. **Earth Planets Space**, v. 60, p. 623 – 632, 2008. doi: 10.1186/BF03353126.

RIGOTI, A.; CHAMALAUN, F. H.; TRIVEDI, N. B.; PADILHA, A. L. Characteristics of the Equatorial Electrojet determined from an array of magnetometers in N-NE Brazil. **Earth Planets Space**, v. 51, p. 115 – 128, 1999. doi:10.1186/BF03352216.

- RISBETH, H.; GARIOTT, O. G. **Introduction to Ionospheric Physics**. New York: Academic Press, 1969.
- ROY, M.; RAO, D. R. K. Frequency dependence of equatorial electrojet effect on geomagnetic micropulsations. **Earth Planets Space**, v. 50, n. 10, p. 847 – 851, 1998. doi: 10.1186/BF03352178.
- SAITO, T. Long period irregular magnetic pulsations. **Space Sci. Rev.**, v. 21, n. 4, p. 427, 1978. doi: 10.1007/BF00173068.
- SAKA, O.; ITONAGA, M.; KITAMURA, T.; Ionospheric control of polarization of low-latitude geomagnetic micropulsations at sunrise. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 44, n. 8, p. 703 – 712, 1982. doi: 10.1016/0021-9169(82)90132-5.
- SAKA, O.; ALPEROVICH, L. Sunrise effect on dayside Pc pulsations at the Dip Equator. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. A8, p. 13,779 – 13,786, 1993. doi: 10.1029/93JA00730.
- SAKA, O.; SHINOHARA, M.; TACHIHARA, H.; AKAKI, H.; INOUE, T.; UOZUMI, T.; KITAMURA, T. –I. A time source for a data acquisition system designed for phase propagation study of magnetic pulsations. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 48, n. 5, p. 1311-1319, 1996. doi: 10.5636/jgg.48.1321.
- SAMSON, J. C. Geomagnetic pulsations and plasma waves in the Earth's magnetosphere. In: JACOBS, J. A. (ed.). **Geomagnetism**. London: Academic Press, p. 481-591, 1991.
- SARMA, S.V.S.; SASTRY, T.S. On the equatorial electrojet influence on geomagnetic pulsation amplitudes. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 57, n. 7, p. 749-754, doi: 10.1016/0021-9169(94)00053-Q, 1995.
- SHINOHARA, M.; YUMOTO, K.; YOSHIKAWA, A.; SAKA, O.; SOLOVYEV, S. I.; VERSHININ, E. F.; TRIVEDI, N. B.; DA COSTA, J. M.; The 210° MM Magnetic Observation Group. Wave characteristics of day time and night time Pi2 pulsations at the equatorial and low latitudes. **Geophys. Res. Lett.**, v. 24, n.18, p. 2279 – 2282, 1997. doi: 10.1029/97GL02146.
- SHINOHARA, M.; YUMOTO, K.; HOSEN, N.; YOSHIKAWA, A.; TACHIHARA, H.; SAKA, O.; KITAMURA, T.-I.; TRIVEDI, N.B.; DA COSTA, J.M.; SCHUCH, N.J. Wave characteristics of geomagnetic pulsations across the dip equator. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. A6, p. 11745–11754, 1998. doi:10.1029/97JA03067.
- SIBECK, D. G. Transient quasi-periodic (5 - 15 min) events in the outer magnetosphere. In: ENGBRETSON, M. J.; TAKAHASHI, K.; SCHOLER, M. (eds.) **Solar wind source of magnetospheric ultra-low-frequency waves**. AGU Geophysical Monography, v.81, p.173 – 182, 1994. doi: 10.1029/GM081p0173.

SIMÕES, F.; PTAFF, R.; BERTHELIER, J. J.; KLENZING, J. A Review of Low Frequency Electromagnetic Wave Phenomena Related to Tropospheric-Ionospheric Coupling Mechanisms. **Space Science Reviews**, v. 168, n. 1, p. 551-593, 2012. doi: 10.1007/s11214-011-9854-0.

STEWART, B. On the great magnetic disturbances which estended from August 28 to September 7, 1859, as recorded by photography the Kew Observatory. London: **Philosophy Transaction Royal Society**, v.151, p. 423-430, 1861.

STRANGWAY, R. J.; RAEDER, J. On the transition from collisionless to collisional magnetohydrodynamics. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. A2, p. 1955 – 1960, 2001. doi: 10.1029/2000JA900116.

SUGIURA, M.; CHAPMAN, S. **The average morphology of geomagnetic storms with sudden commencement**. 1. ed. 1960. v. 4, 53p. ISBN 978-3-525-82011-7.

TACHIHARA, H.; SHINOHARA, M.; SHIMOIZUMI, M.; SAKA, O.; KITAMURA, T.-I. Magnetometer system for studies of the equatorial electrojet and micropulsations in equatorial regions. **Journal of Geomagnetism and Geoelectricity**, v. 48, n. 11, p. 1311–1319, 1996. doi: 10.563/jgg.48.1311.

TANAKA, Y.-M.; YUMOTO, K.; SHINOHARA, M.; KITAMURA, T.-I., SOLOVYEV, S.I.; VERSHININ, E.F.; FRASER, B.J.; COLE, D. Coherent Pc 3 pulsations in the prenoon sector observed along the 210° magnetic meridian. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 18, p. 3477-3480, 1988. doi: 10.1029/98GL02627.

TANAKA, Y.M.; YUMOTO, K.; YOSHIKAWA, A.; ITONAGA, M.; SHINOHARA, M.; TAKASAKI, S.; FRASER, B.J. Horizontal amplitude and phase structure of low-latitude Pc 3 pulsations around the dawn terminator. **J. Geophys. Res.** 112, A11308, 2007. doi:10.1029/2007JA012585.

THÉBAULT, E.; FINLAY, C. C.; BEGGAN, C. D.; ALKEN, P.; AUBERT, J.; BARROIS, O. et al. International Geomagnetic Reference Field: 12th generation. **Earth, Planets and Space** , p. 67-79, 2015. doi: 10.1186/s40623-015-0228-9.

TRIVEDI, N.B.; ARORA, B.R.; PADILHA, A.L.; DA COSTA, J.M.; DUTRA, S.L.G.; CHAMALAUN, F.H.; RIGOTI, A. Global Pc5 geomagnetic pulsations of March 24, 1991, as observed along the American Sector. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 13, p. 1683-1686, 1997. doi:10.1029/97GL00215.

TRIVEDI, N.B., PATHAN, B.M., SCHUCH, N.J., BARRETO, M., DUTRA, L.G. Geomagnetic phenomena in the South Atlantic anomaly region in Brazil. **Advances in Space Research**, v.36, p.2021–2024, 2005a.

TRIVEDI, N.B., ABDU, M.A., PATHAN, B.M., DUTRA, S.L.G., SCHUCH, N.J., SANTOS, J.C., BARRETO, L.M. Amplitude enhancement of SC(H) events in the South Atlantic anomaly region. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v.67, p.1751–1760, 2005b.

TSUNOMURA, S.; ARAKI, T. Numerical analysis of equatorial enhancement of geomagnetic sudden commencement. **Planet. Space Sci.**, v. 32, n. 5, p. 599 – 604, 1984. doi: 10.1016/0032-0633(84)90109-0.

YONEZAWA, T. Theory of formation of the ionosphere. **Space Science Reviews**, v. 5, p. 3 – 56, 1966. doi: 10.1007/BF00179214.

YUMOTO, K. Generation and propagation mechanism of low-latitude magnetic pulsations - a review. **Journal of Geophysics**, v.60, n.1, p.79-105, 1986.

ZANANDREA, A. **Estudos de micropulsações geomagnéticas Pc3-5 em latitudes baixas no Brasil**. 1998. 173 p. (INPE-7233-TDI/687). Tese (Doutorado em Geofísica espacial) – INPE, São José dos Campos, 1998. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ4PKzA/iLcoT>>.

ZANANDREA, A.; DA COSTA, J.M.; DUTRA, S.L.G.; TRIVEDI, N.B.; KITAMURA, T.; YUMOTO, K.; TACHIHARA, H.; SHINOHARA, M.; SAOTOME, O. Pc3-4 geomagnetic pulsations at very low latitude in Brazil. **Planet. Space Sci.**, v. 52, p. 1209-1215, 2004. doi: 10.1016/j.pss.2004.08.001.

## APÊNDICE A

### A.1 Tabelas

Tabela A.1 – Tabela utilizada para observação de sinais de Pc3 na estação CUI.

<b>Levantamento de Pc's observadas no período de set a nov/1994</b>				
Estação: CUI		Dip lat: -5.4°		
Pulsação: Pc3				
número	data (aammdd)	faixa horária (h)	variância	índice <i>Dst</i>
1	940907	11	0,01	-30
2	940907	15-19	0,016	-29,6
3	940907	21	0,011	-43
4	940908	1	0,012	-35
5	940908	4-6	0,04	-41,67
6	940908	13	0,01	-31
7	940908	15	0,013	-25
8	940908	19-23	0,022	-12,2
9	940909	1	0,025	-22
10	940909	3-11	0,023	-27
11	940909	15-20	0,016	-31,67
12	940910	7	0,011	-39
13	940910	10	0,012	-29
14	940910	16	0,009	-32
15	940911	7-8	0,01	-39,5
16	940912	22	0,012	-28
17	940913	5	0,034	-30
18	940913	16	0,01	-28
19	940913	24	0,013	-6
20	940915	15	0,011	-15
21	940917	17	0,009	-7
22	940918	15	0,012	-10
23	940918	18	0,009	-11
24	940924	4	0,011	-8
25	940926	6	0,031	-51
26	940926	10	0,016	-32

(continua)

Tabela A.1 - Continuação

27	940926	15	0,016	-26
28	940926	18	0,009	-24
29	940927	3	0,013	-32
30	940927	9	0,015	-36
31	940927	11	0,01	-34
32	940928	2	0,013	-23
33	940928	9-10	0,012	-25,5
34	940928	14-16	0,096	-21,67
35	940930	4	0,01	-8
36	941002	23	0,019	-35
37	941003	6	0,029	-61
38	941003	8-10	0,01	-84
39	941003	13-17	0,02	-74,2
40	941003	20-22	0,014	-63,7
41	941004	1-2	0,014	-47
42	941004	5	0,045	-50
43	941004	8-11	0,033	-37,2
44	941004	16-24	0,056	-34,8
45	941005	2	0,015	-40
46	941005	15-17	0,015	-55,3
47	941005	20-24	0,015	-43,6
48	941006	6	0,047	-40
49	941006	10-11	0,011	-24
50	941006	15-16	0,013	-40
51	941006	18-19	0,015	-42,5
52	941006	21	0,01	-43
53	941007	1	0,01	-62
54	941007	8-10	0,01	-39
55	941007	15	0,02	-39
56	941007	18	0,019	-39
57	941007	21	0,012	-53
58	941008	3-4	0,015	-47
59	941008	6	0,023	-34
60	941008	10-21	0,03	-31,7
61	941008	23	0,01	-29
62	941010	1	0,015	-33
63	941010	8	0,01	-32
64	941010	11	0,011	-18
65	941010	21	0,01	-34

(continua)

Tabela A.1 - Continuação

66	941011	6-7	0,031	-41,5
67	941011	20	0,017	-41
68	941012	5	0,018	-38
69	941012	20	0,019	-33
70	941013	9	0,014	-26
71	941013	14-15	0,012	-15,5
72	941013	24	0,011	-20
73	941014	12	0,013	-11
74	941014	15-17	0,087	-15,3
75	941015	12-19	0,029	-14,5
76	941016	15-16	0,018	-14
77	941017	13-14	0,011	-2,5
78	941020	23	0,012	-16
79	941022	13	0,009	17
80	941022	16	0,011	-11
81	941022	22	0,01	2
82	941022	24	0,011	-44
83	941023	8	0,01	-51
84	941023	13	0,01	-62
85	941024	19	0,016	-53
86	941024	21	0,012	-47
87	941029	13-16	0,021	-107
88	941030	10	0,015	-89
89	941030	12-21	0,028	-59,4
90	941030	23	0,013	-52
91	941031	1-2	0,019	-61,5
92	941031	10-12	0,015	-49,3
93	941031	17-18	0,016	-61,5
94	941031	23	0,013	-54
95	941101	18	0,036	-41

Fonte: Produção do autor.

Tabela A.2 – Informações sobre os eventos de Pc3 ocorridos no período diurno.

TOTAL DE EVENTOS DIURNOS DE Pc3: 31												
Sinais entre 10 às 14 UT (6 às 10 LT) – 9 eventos						Fator de amplificação/amortecimento por estação em H						
						Referência: SMA						
Data (aammdd)	Faixa horária (h)	Hora inicial do sinal (h)	Duração (h)	Escala de amplitude	Evento	POV	ARI	PRM	VIL	COL	CUI	Período (s)
941008	12 às 13	12.86	0.05	1	1	0.90	0.93	0.73	1.03	0.89	1.20	31
941008	13 à 14	13.27	0.05	1	2	0.80	0.74	0.62	0.89	0.76	1.14	36
941008	13 à 14	13.89	0.03	1	3	0.66	0.60	0.43	0.72	0.67	0.99	38
941010	10 às 11	10.07	0.03	1	4	0.86	1.12	1.36	1.17	0.69	1.34	33
941010	10 às 11	10.43	0.04	1	5	0.90	1.21	1.26	1.29	0.98	1.33	38
941010	12 às 13	12.79	0.04	1	6	0.98	1.11	0.94	1.19	0.86	1.32	42
941014	11 às 12	11.21	0.05	1	7	0.64	0.90	0.88	0.92	0.74	1.04	41
941015	12 às 13	12.12	0.03	1	8	0.90	0.99	0.85	0.98	0.73	1.33	35
941015	12 às 13	12.64	0.05	1	9	0.97	1.19	1.06	1.27	1.03	1.41	39
Sinais entre 14 às 18 UT (10 às 14 LT) - 17 eventos						Fator de amplificação/amortecimento por estação em H						
						Referência: SMA						
Data (aammdd)	Faixa horária (h)	Hora inicial do sinal (h)	Duração (h)	Escala de amplitude	Evento	POV	ARI	PRM	VIL	COL	CUI	Período (s)
940913	15 às 16	15.13	0.04	1	10	0.86	0.98	0.86	1.16	0.94	1.04	35
941002	15 às 16	15.20	0.04	1	11	0.98	1.03	0.86	1.09	0.96	1.25	38
941008	14 às 15	14.10	0.05	1	12	0.88	0.92	0.71	0.95	0.85	1.14	38
941008	14 às 15	14.59	0.05	1	13	0.73	0.73	0.56	0.82	0.73	1.05	32
941008	14 às 15	14.95	0.05	1	14	0.88	0.96	0.72	1.01	0.88	1.18	32
941008	15 às 16	15.04	0.04	1	15	0.79	0.83	0.65	0.92	0.85	1.07	31
941008	15 às 16	15.40	0.05	1	16	0.78	0.75	0.58	0.86	0.78	1.14	27
941008	15 às 16	15.47	0.05	1	17	0.85	0.86	0.74	1.01	0.88	1.17	32
941008	15 às 16	15.56	0.03	1	18	0.72	0.70	0.49	0.82	0.73	1.11	29
941008	15 às 16	15.65	0.04	1	19	0.80	0.75	0.65	0.92	0.91	1.19	29
941008	15 às 16	15.94	0.05	1	20	0.90	0.89	0.69	1.00	0.92	1.17	33
941015	15 às 16	15.37	0.05	1	21	0.59	0.60	0.48	0.65	0.67	0.97	34
941015	15 às 16	15.78	0.05	1	22	0.75	0.74	0.60	0.87	0.87	1.08	33
941015	16 às 17	16.45	0.05	1	23	0.73	0.72	0.55	0.80	0.78	1.13	33
941015	16 às 17	16.76	0.05	1	24	0.91	0.82	0.80	1.11	0.98	1.19	28
941015	17 às 18	17.04	0.05	1	25	1.23	1.18	0.92	1.41	1.05	1.60	28
941015	17 às 18	17.715	0.05	1	26	1.06	1.10	0.89	1.23	0.91	1.32	35
Sinais entre 18 às 22 UT (14 às 18 LT) - 5 eventos						Fator de amplificação/amortecimento por estação em H						
						Referência: SMA						
Data (aammdd)	Faixa horária (h)	Hora inicial do sinal (h)	Duração (h)	Escala de amplitude	Evento	POV	ARI	PRM	VIL	COL	CUI	Período (s)
941008	18 às 19	18.10	0.04	1	27	0.89	0.91	0.71	0.98	0.84	1.15	30
941008	18 às 19	18.26	0.03	1	28	0.65	0.61	0.48	0.72	0.47	0.89	31
941008	19 às 20	19.92	0.04	1	29	0.94	1.04	0.93	1.27	0.95	1.25	38
941008	20 às 21	20.30	0.03	1	30	0.58	0.52	0.41	0.62	0.62	0.95	32
941010	19h30 às 20h30	20.00	0.03	1	31	1.02	1.17	1.02	1.34	0.65	1.31	33

Fonte: Produção do autor.

Tabela A.3 – Informações sobre os eventos noturnos de Pc3.

TOTAL DE EVENTOS NOTURNOS DE Pc3: 11												
Sinais entre 22 às 10 UT (18 às 6 LT) – 11 eventos						Fator de amplificação/amortecimento por estação em H						
						Referência: SMA						
Data (aammdd)	Faixa horária (h)	Hora inicial do sinal (h)	Duração (h)	Escala de amplitude	Evento	POV	ARI	PRM	VIL	COL	CUI	Período (s)
940911	7 às 8	7.38	0.04	1	1	0.84	0.96	0.87	0.98	0.75	0.97	30
940911	7 às 8	7.52	0.05	1	2	1.03	1.25	1.09	1.28	0.94	1.11	32
940930	3 às 4	3.71	0.05	1	3	0.93	0.98	0.95	2.11	1.16	1.20	31
941008	5 às 6	5.25	0.05	1	4	1.08	1.18	1.11	1.29	0.97	1.25	38
941008	5 às 6	5.49	0.03	1	5	0.68	0.74	0.52	0.69	0.63	1.05	38
941010	2 às 3	2.35	0.04	1	6	0.73	0.80	0.71	0.83	0.64	0.99	36
941010	9 às 10	9.13 (efeito- amanhecer)	0.04	1	7	1.60	2.25	2.31	2.51	1.07	1.32	32
941015	2 às 3	2.04	0.04	1	8	0.74	0.81	0.69	0.87	0.67	1.10	36
941015	9.5 às 10.5	9.95	0.04	1	9	0.94	1.64	1.80	2.28	1.15	1.26	34
940911	7 às 8	7.03	0.04	1	10	0.84	0.99	0.95	1.08	0.88	0.92	31
941010	9 às 10	9.54(efeito- amanhecer)	0.04	1	11	1.27	1.68	1.73	1.78	0.99	1.35	33

Fonte: Produção do autor.

Tabela A.4 – Informações sobre os eventos de Pc5 ocorridos no período diurno.

TOTAL DE EVENTOS DIURNOS DE Pc5: 34												
Sinais entre 10 às 14 UT (6 às 10 LT) – 9 eventos						Fator de amplificação/amortecimento por estação em H						
						Referência: SMA						
Data (aammdd)	Faixa horária (h)	Hora inicial do sinal (h)	Duração (h)	Escala de amplitude	Evento	POV	ARI	PRM	VIL	COL	CUI	Período (s)
940930	12 às 13	12.6	0.40	1	1	1.28	1.87	1.87	1.82	1.57	0.95	515
941009	12 às 13	12.7	0.30	2	2	1.25	2.09	2.11	2.00	1.43	1.14	328
941014	10 às 12	10.6	0.40	1	3	1.38	2.23	2.47	2.46	1.70	1.20	328
941014	12 às 13	12.1	0.40	3	4	1.95	3.56	3.90	3.39	2.19	0.90	450
941015	10 às 12	11.0	0.40	6	5	1.90	3.96	4.10	4.08	2.45	1.53	277
941015	10 às 12	11.0	0.40	6	6	1.65	3.95	4.73	4.54	2.94	1.56	515
941020	10 às 12	10.40	0.40	2	7	1.11	1.72	1.48	1.53	1.18	1.40	360
941020	10 às 12	11.16	0.40	2	8	1.25	1.98	2.09	2.08	1.68	1.31	515
941015	10 às 12	11.6	0.40	6	9	1.61	3.03	3.46	3.30	2.22	1.28	450
Sinais entre 14 às 18 UT (10 às 14 LT) – 18 eventos						Fator de amplificação/amortecimento por estação em H						
						Referência: SMA						
Data (aammdd)	Faixa horária (h)	Hora inicial do sinal (h)	Duração (h)	Escala de amplitude	Evento	POV	ARI	PRM	VIL	COL	CUI	Período (s)
940919	14 às 16	14.40	0.12	2	10	1.34	1.99	1.78	1.90	1.36	1.16	225
940930	14 às 16	14.90	0.40	2	11	1.59	2.58	2.26	2.32	1.71	1.26	450
941009	14 às 16	15.30	0.40	2	12	1.68	2.49	2.40	2.49	1.78	1.22	450
941009	16 às 18	17.10	0.40	2	13	1.57	2.31	2.08	2.13	1.59	1.53	450
941015	14 às 16	14.10	0.40	2	14	1.49	2.31	2.24	2.32	1.93	1.34	450
941015	14 às 16	14.10	0.40	1	15	1.43	2.20	2.10	2.19	1.60	1.33	200
941015	16 às 18	17.40	0.40	1	16	1.23	1.92	1.70	1.76	1.30	1.42	190
941015	16 às 18	17.40	0.40	2	17	1.59	3.23	2.44	2.51	1.96	1.50	450
941020	14 às 16	14.20	0.40	3	18	1.56	2.36	2.29	2.28	1.62	1.26	450
941020	14 às 16	15.30	0.40	4	19	1.58	2.32	2.23	2.30	1.79	1.20	450
941020	14 às 16	15.30	0.40	3	20	1.48	2.20	2.01	2.11	1.51	1.22	212
941020	16 às 18	16.50	0.40	5	21	2.45	3.87	3.74	3.58	2.47	1.53	450
941020	16 às 18	17.20	0.40	5	22	1.36	2.04	1.89	1.91	1.49	1.38	450
941009	14 às 16	14.80	0.40	1	23	1.92	3.10	2.82	2.87	2.02	1.37	212
941009	16 às 18	16.10	0.40	1	24	1.57	2.24	1.97	2.10	1.59	1.03	212
941015	16 às 18	16.00	0.40	2	25	2.47	3.82	3.31	3.19	2.38	1.63	450
941020	16 às 18	17.20	0.40	2	26	1.58	2.30	2.01	2.20	1.68	1.42	172
941020	16 às 18	16.80	0.40	2	27	1.78	2.62	2.50	2.55	1.66	1.51	164
Sinais entre 18 às 22 UT (14 às 18 LT) - 7 eventos						Fator de amplificação/amortecimento por estação em H						
						Referência: SMA						
Data (aammdd)	Faixa horária (h)	Hora inicial do sinal (h)	Duração (h)	Escala de amplitude	Evento	POV	ARI	PRM	VIL	COL	CUI	Período (s)
940904	18 às 20	18.10	0.40	2	28	2.01	3.26	3.22	2.98	2.17	1.64	450
940915	18 às 20	18.85	0.40	2	29	1.67	2.94	3.02	2.59	1.70	1.12	360
941008	18 às 20	19.50	0.40	3	30	2.18	3.26	2.93	2.86	2.14	1.54	277
941008	20 às 21	20.90	0.40	1	31	1.07	1.27	1.08	1.23	1.07	1.35	328
941008	18 às 20	18.00	0.40	2	32	1.87	3.11	2.54	2.64	1.91	1.62	300
941008	20 às 21	20.00	0.40	1	33	1.56	2.21	1.90	1.97	1.52	1.28	212
941008	18 às 20	18.60	0.40	2	34	1.59	2.40	2.06	2.17	1.67	1.31	450

Fonte: Produção do autor.

Tabela A.5 – Informações sobre os eventos noturnos de Pc5.

TOTAL DE EVENTOS NOTURNOS DE Pc5: 16												
Sinais entre 22 às 10 UT (18 às 6 LT) – 16 eventos						Fator de amplificação/amortecimento por estação em H						
						Referência: SMA						
Data (aammdd)	Faixa horária (h)	Hora inicial do sinal (h)	Duração (h)	Escala de amplitude	Evento	POV	ARI	PRM	VIL	COL	CUI	Período (s)
940919	0 às 2	0.6	0.40	1	1	0.82	1.04	0.85	1.14	0.90	1.35	450
940930	22 às 23.9942	23.25	0.40	1	2	0.99	1.17	0.92	1.13	0.96	1.28	190
941009	2 às 4	2.2	0.40	1	3	0.56	0.76	0.67	0.72	0.69	1.20	515
941009	22 às 23.9942	22.8	0.40	1	4	0.95	1.09	0.85	1.01	0.92	1.15	300
941014	22 às 23.9942	22.2	0.40	1	5	0.80	0.90	0.70	0.92	0.80	1.06	240
941014	22 às 23.9942	22.6	0.40	1	6	1.03	1.20	0.91	1.14	0.98	1.25	257
941015	1.6 às 3.6	2.2	0.40	1	7	0.80	0.71	0.54	0.72	0.72	0.85	450
941015	1.6 às 3.6	2.9	0.40	1	8	0.78	0.89	0.76	0.91	0.85	1.15	450
941015	4 às 6	5.2	0.40	1	9	0.75	0.93	0.75	0.83	0.84	1.18	450
941015	6 às 8	6.2	0.40	1	10	0.83	0.94	0.79	0.93	0.86	1.16	450
941015	6 às 8	7.6	0.40	1	11	0.78	0.91	0.80	0.94	0.87	1.08	400
941020	2 às 4	2.0	0.40	1	12	1.10	1.32	1.11	1.21	1.00	1.26	200
941020	8 às 10	9.2	0.40	1	13	0.97	1.40	1.44	1.29	1.16	1.34	450
941020	22 às 23.9942	22.40	0.21	1	14	0.83	0.95	0.78	0.97	0.86	1.25	200
941009	2 às 4	3.0	0.40	1	15	1.47	1.61	1.29	1.54	1.27	1.56	360
941020	2 às 4	2.0	0.40	1	16	0.91	1.08	0.89	1.05	1.01	1.24	600

Fonte: Produção do autor.