



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/03.29.20.56-TDI

**ESTIMATIVA DA AMPLITUDE DE CORRENTES
GEOMAGNETICAMENTE INDUZIDAS EM
DIFERENTES LOCAIS NO BRASIL DURANTE
TEMPESTADES MAGNÉTICAS DO ANO DE 2015**

Karen Viviana Espinosa Sarmiento

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Antonio Lopes Padilha, e Lívia Ribeiro Alves, aprovada em 07 de março de 2018.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QQJTK5>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GBDIR)

Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

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 (COCST)

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

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



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/03.29.20.56-TDI

**ESTIMATIVA DA AMPLITUDE DE CORRENTES
GEOMAGNETICAMENTE INDUZIDAS EM
DIFERENTES LOCAIS NO BRASIL DURANTE
TEMPESTADES MAGNÉTICAS DO ANO DE 2015**

Karen Viviana Espinosa Sarmiento

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre, orientada pelos Drs. Antonio Lopes Padilha, e Lívia Ribeiro Alves, aprovada em 07 de março de 2018.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3QQJTK5>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Espinosa Sarmiento, Karen Viviana.

Es65e Estimativa da amplitude de correntes geomagneticamente induzidas em diferentes locais no Brasil durante tempestades magnéticas do ano de 2015 / Karen Viviana Espinosa Sarmiento. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xx + 112 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/03.29.20.56-TDI)

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

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

1. Correntes geomagneticamente induzidas. 2. Variações geomagnéticas. 3. Modelos de condutividade elétrica. 4. Eletrojato equatorial. 5. Anomalia magnética da América do Sul. I.Título.

CDU 550.385.4(81)



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/).

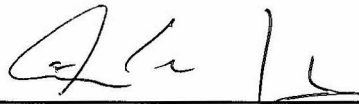
Aluno (a): *Karen Viviana Espinosa Sarmiento*

Título: "ESTIMATIVA DA AMPLITUDE DE CORRENTES GEOMAGNETICAMENTE INDUZIDAS EM DIFERENTES LOCAIS DO BRASIL DURANTE TEMPESTADES MAGNÉTICAS DO ANO DE 2015".

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

Geofísica Espacial/Ciências do Ambiente Solar-Terrestre

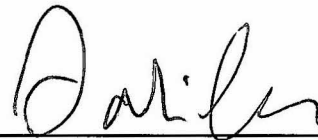
Dra. Alicia Luisa Clúa de Gonzalez



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Participação por Video - Conferência

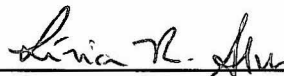
Dr. Antonio Lopes Padilha



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Participação por Video - Conferência

Dra. Livia Ribeiro Alves



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

Participação por Video - Conferência

Dr. Clezio Marcos De Nardin



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Participação por Video - Conferência

Dr. Gelvam André Hartmann



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

Participação por Video - Conferência

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 07 de março de 2018

AGRADECIMENTOS

Desafio tão grande quanto escrever esta tese, foi pensar nas formas de agradecer às pessoas que contribuíram para concretizar meu sonho.

Início os agradecimentos a Deus, por me fortalecer desde o primeiro dia dessa aventura no Brasil. Porque permitiu fazer dessa etapa um aprendizado, e sempre me mostrou o melhor caminho para atravessar os momentos difíceis.

Aos meus pais, Libardo e Cecília, por sempre me apoiarem em cada escolha, porque desde a distância me acompanharam e aconselharam. À Angie, minha irmã, por ser uma impulsora neste sonho, porque sem dúvida teria sido bem difícil sem ela. Pela certeza de saber que vocês, minha família, sempre batalharam ao meu lado.

Ao Paulo, porque ao longo deste ano se converteu em meu apoio incondicional, me fez parte da sua família e quebrou a tediosa monotonia.

Aos meus orientadores, os doutores Antonio Padilha e Livia Alves, a paciência no processo de adaptação, os saberes transmitidos e a disposição incondicional para orientar meu trabalho. Como esquecer que confiaram na minha capacidade, as palavras de motivação que sempre recebi, e até as negociações das minhas férias na Colômbia.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (Cnpq) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes), as bolsas de Mestrado e auxílios concedidos.

Ao Brasil, ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, e ao programa de pós-graduação em Geofísica Espacial, a grandiosa oportunidade e receptividade. Agradecimento que estendo aos funcionários e professores.

Ao programa EMBRACE do INPE, pelo fornecimento dos dados para este trabalho. Especialmente ao Sony Su Chen, pelo trabalho e organização dos dados da rede de magnetômetros.

Ao Ramón Caraballo, ao Cleiton Barbosa e à Erica Diogo, pela disposição e ajuda com as constantes perguntas.

Às meninas, Carol e Amanda, pela paciência e o aprendizado de português mineiro. Sem elas não teria sido divertido....

Aos meus colegas e todos que direta ou indiretamente contribuíram para o bom andamento do meu trabalho.

“Imagine uma nova história para sua vida e acredite nela”.

Paulo Coelho

RESUMO

Correntes geomagneticamente induzidas (GIC) observadas na superfície da Terra estão relacionadas a eventos solares extremos e podem representar situações de risco para sistemas tecnológicos no solo e no espaço. Os efeitos das GIC são relativamente bem estudados em regiões de latitudes auroras e altas latitudes, mas poucos estudos foram desenvolvidos em baixas latitudes e próximo ao equador magnético. Para avaliar os efeitos das GIC nas regiões equatorial e de baixa latitude do Brasil e inferir seu possível impacto em redes de transmissão de energia elétrica, as intensidades das GIC foram estimadas em quatro regiões do país durante quatro tempestades magnéticas ocorridas durante o ano de 2015. Variações geomagnéticas registradas durante as quatro tempestades por magnetômetros fluxgate operados pelo programa de estudo e monitoramento do clima espacial (EMBRACE) do INPE são disponíveis. Códigos computacionais foram desenvolvidos para calcular as GIC a partir das variações geomagnéticas, os quais foram testados usando os valores de GIC medidos em uma subestação de uma rede de transmissão de energia de FURNAS no centro do país. Utilizando informação disponível sobre a distribuição de condutividade elétrica 1D abaixo de cada estação, as variações do campo geoeletrico foram calculadas durante cada tempestade para as quatro estações. Informações de engenharia da rede de transmissão foram então usadas para estimar os valores do GIC através do modelo Lehtinen-Pirjola (LP). A amplitude máxima estimada para as GIC foi de 8,5 A, obtida na estação equatorial de Alta Floresta durante a fase principal da tempestade magnética de 21 de junho ($Dst = -204nT$). Uma avaliação comparativa dos resultados mostrou que efeitos da taxa de variação do campo geomagnético e da distribuição da condutividade elétrica do interior da Terra são os principais fatores para a amplitude das GIC. O aumento da condutividade elétrica na ionosfera equatorial durante o dia, associado ao sistema de correntes do eletrojato equatorial, e na região central da Anomalia Magnética da América do Sul tanto durante o dia como durante a noite, associada à precipitação de partículas, é responsável pela taxa máxima de variação do campo geomagnético. No entanto, o principal fator que controla o aumento de amplitude das GIC é a distribuição de condutividade elétrica dentro da Terra, o que se deve provavelmente aos baixos valores de GIC estimados em nosso estudo. Assim, a baixa condutância da região cratônica sob nossa estação equatorial é a principal responsável pelas correntes mais altas. Nossos resultados também mostraram que a condutância integrada em profundidades crustais domina as amplitudes das GIC, com a condutividade do manto tendo apenas um efeito secundário.

Palavras chave: Correntes geomagneticamente induzidas. Variações geomagnéticas. Modelos de condutividade elétrica. Eletrojato equatorial. Anomalia magnética da América do Sul.

ESTIMATION OF THE AMPLITUDE OF GEOMAGNETICALLY INDUCED CURRENTS AT DIFFERENT PLACES IN BRAZIL DURING MAGNETIC STORMS OF 2015

ABSTRACT

Geomagnetically induced currents (GIC) recorded on the Earth's surface are related to extreme solar events and may represent hazardous situations for technological systems on the ground and in space. GIC effects are relatively well studied in auroral and high latitudes, but few studies have been developed in low latitudes and close to the magnetic equator. To evaluate GIC effects in Brazilian low latitude and equatorial regions and infer its possible impact on electric power transmission networks, GIC intensities were estimated in four regions during four magnetic storms occurring during 2015. Geomagnetic variations recorded during the four storms by fluxgate magnetometers operated by INPE's space weather program (EMBRACE) are available and computational codes developed to calculate GIC from the geomagnetic variations were tested using GIC values measured at a substation of a power network in central Brazil. By using available information on 1D electrical conductivity distribution below each station, geoelectric field variations were calculated during each storm. Engineering information from the transmission network were then used to estimate GIC values through the Lehtinen-Pirjola (LP) model. The maximum GIC amplitude was 8.5 A, estimated at the Alta Floresta equatorial station during the main phase of the magnetic storm on June 21 ($Dst = -204nT$). Comparative evaluation of the results showed that effects from the geomagnetic field variation rate and the Earth's conductivity distribution are the main factors for the GIC amplitude. Enhancement of electrical conductivity in the equatorial ionosphere during daytime, associated with equatorial electrojet currents, and in the central region of the South America Magnetic Anomaly during both daytime and nighttime, associated with particle precipitation, control the maximum geomagnetic field variation rate. However, the major reason for the GIC amplitude enhancement is the electrical conductivity distribution inside the Earth, what is probably due to the low GIC values estimated in our study. Thus, the low conductance in the cratonic region of our equatorial station is the main responsible for the higher currents. Our results have also shown that the integrated conductance at crustal depths dominates GIC amplitudes, with the mantle conductivity having only a secondary effect.

Keywords: Geomagnetically induced currents. Geomagnetic variations. Earth's conductivity models. Equatorial electrojet. South America magnetic anomaly.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Interação do vento solar com a magnetosfera.....	7
Figura 3.1 - Eixos geomagnético e geográfico.	14
Figura 3.2 - Componentes do campo geomagnético.	16
Figura 3.3 - Registro de uma tempestade geomagnética ocorrida no dia 14 de novembro de 2011 obtido no Observatório de L'Aquila (Itália).	21
Figura 4.1 - GIC medida na linha de transmissão de 400 kV, de Nurmijärvi a Loviisa (Finlândia).	26
Figura 4.2 – Esquema ilustrativo da estrutura interna da Terra.....	27
Figura 4.3 – Modelo de subsuperfície 1D em N camadas.....	33
Figura 5.1- Sequência dos eventos associados à ocorrência de GIC.....	40
Figura 5.2 – Exemplo do arquivo por hora com dados “brutos” recebidos da rede EMBRACE.....	42
Figura 5.3 – Localização das estações da rede de magnetômetros do EMBRACE e valores do campo geomagnético em 2015.	45
Figura 5.4 – Gráficos da variação ΔH para a T1 (17-19 de março de 2015).	50
Figura 5.5 – Gráficos da variação ΔD para a T1 (17-19 de março de 2015).....	51
Figura 5.6 – Gráficos das derivadas temporais de H , D , X e Y para a T1 da estação SMS.	52
Figura 5.7 – Amplitude do campo geoeletrico calculado em Itumbiara para o dia 8 de Outubro de 2013, usando o observatório VSS como referência.	54
Figura 5.8 – Subestações elétricas da linha de alta tensão localizada na parte central do Brasil.....	55
Figura 5.9 – GIC em Itumbiara (8 de Outubro de 2013) com o código em processo de validação.....	57
Figura 5.10 – Algoritmo computacional para o cálculo de GIC.	58
Figura 6.1 – Variação da componente H do campo geomagnético durante a T1.....	60
Figura 6.2 – Variação e derivada temporal da componente X do campo geomagnético durante a T1.....	61
Figura 6.3 – Variação da componente H do campo geomagnético durante a T2.....	62
Figura 6.4 – Variação e derivada temporal da componente X do campo geomagnético durante a T2.....	63
Figura 6.5 – Variação da componente H do campo geomagnético durante a T3.....	64
Figura 6.6 – Variação e derivada temporal da componente X do campo geomagnético durante a T3.....	65
Figura 6.7 – Variação da componente H do campo geomagnético durante a T4.....	66
Figura 6.8 – Variação e derivada temporal da componente X do campo geomagnético durante a T4.....	67
Figura 6.9 – Funções de transferência geofísica e modelo 1D de resistividade para a estação ALF.....	70

Figura 6.10 – Funções de transferência geofísica e modelo 1D de resistividade para a estação JAT.....	71
Figura 6.11 – Funções de transferência geofísica e modelo 1D de resistividade para a estação SJC.....	72
Figura 6.12 – Funções de transferência geofísica e modelo 1D de resistividade para a estação SMS.	73
Figura 6.13 – Componentes E_x e E_y do campo geoeletrico durante a T1.	76
Figura 6.14 – Componentes E_x e E_y do campo geoeletrico durante a T2.	77
Figura 6.15 – Componentes E_x e E_y do campo geoeletrico durante a T3.	78
Figura 6.16 – Componentes E_x e E_y do campo geoeletrico durante a T4.	79
Figura 6.17 – Componentes E_x e E_y do campo geoeletrico para a T4 durante sua fase principal.....	80
Figura 6.18 – Componentes E_x e E_y do campo geoeletrico derivadas usando séries temporais completas e truncadas do campo geomagnético durante a fase principal da T4.	81
Figura 6.19 – Amplitudes máximas do campo geoeletrico E_y nas regiões das quatro estações para as quatro tempestades.....	83
Figura 6.20 – GIC estimada na estação ALF durante a T2 nas subestações da rede de referência.	85
Figura 6.21 – GIC para as quatro regiões de localização das estações geomagnéticas durante a T1, calculada na subestação de São Simão.....	86
Figura 6.22 – GIC para as quatro regiões de localização das estações geomagnéticas durante a T2, calculada na subestação de São Simão.....	87
Figura 6.23 – GIC para as três regiões de localização das estações geomagnéticas durante a T3, calculada na subestação de São Simão.....	88
Figura 6.24 – GIC para as quatro regiões de localização das estações geomagnéticas, com as séries temporais completa e truncada durante a fase principal da T4.	89
Figura 6.25 – Valores absolutos e relativos de GIC em relação a SMS, para as três outras regiões de localização das estações geomagnéticas durante a fase principal da T1.....	92
Figura 6.26 – Valores absolutos e relativos de GIC em relação a SMS, para as três outras regiões de localização das estações geomagnéticas durante a fase principal da T2.....	93
Figura 6.27 – Valores absolutos e relativos de GIC em relação a SMS, para as duas outras regiões de localização das estações durante a fase principal para a T3.....	94
Figura 6.28 – Valores absolutos e relativos de GIC em relação a SMS, para as duas outras regiões de localização das estações durante a fase principal para a T4.....	95
Figura 6.29 - GIC e valores relativos entre as estações JAT e SJC durante as quatro tempestades.....	96

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Classificação das tempestades de acordo com o índice <i>Dst</i>	20
Tabela 5.1 - Constantes de calibração da componente H do magnetômetro da estação SMS, da rede do programa EMBRACE.....	43
Tabela 5.2 - Constantes de calibração da componente D do magnetômetro da estação SMS, da rede do programa EMBRACE.....	43
Tabela 5.3 – Coordenadas geográficas e geomagnéticas das estações escolhidas.	46
Tabela 5.4 – Tempestades magnéticas mais intensas durante o ano 2015.	47
Tabela 5.5 – Dados disponíveis para a estação de ALF.	48
Tabela 5.6 – Dados disponíveis para a estação de JAT.....	48
Tabela 5.7 – Dados disponíveis para a estação de SJC.	49
Tabela 5.8 – Dados disponíveis para a estação de SMS.....	49
Tabela 5.9 – Modelo de resistividade para a região de Itumbiara.	53
Tabela 5.10 – Coordenadas geográficas das subestações eléctricas na parte central do Brasil.....	56
Tabela 6.1 – Horário do <i>ssc</i> para cada tempestade.	59
Tabela 6.2 – Valores das maiores taxas de variação temporal da componente X para as quatro tempestades durante a fase principal e no <i>ssc</i>	68
Tabela 6.3 – Modelos de resistividade para as regiões das quatro estações de estudo.	69
Tabela 6.4 – Condutância (em Siemens) para diferentes profundidades sob as quatro estações.	74
Tabela 6.5 – Valores máximos da variação das componentes de campo geoelectrico Ex e Ey , calculados para as quatro tempestades.	82
Tabela 6.6 – Valores máximos de GIC calculados para as quatro tempestades.....	90

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

1D	Modelo unidimensional
ALF	Alta Floresta
AMAS	Anomalia Magnética da América do Sul
CMC	Campo magnético crustal
CME	Campo magnético externo
CMP	Campo magnético principal
Dst	Disturbance Storm time index
EM	Eletromagnético
EMBRACE	Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial
EMC	Ejeção de massa coronal
EUV	Radiação ultravioleta extrema
GIC	Correntes geomagneticamente induzidas
IMF	Campo magnético interplanetário
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INTERMAGNET	International Real-time Magnetic Observatory Network
JAT	Jataí
LP	Lehtinen&Pirjola
LT	Local time
MT	Magnetotelúrico
<i>si</i>	Sudden impulse
SJC	São José dos Campos
SMS	São Martinho da Serra
<i>ssc</i>	Storm sudden commencement
SYM-H	H-symmetric index
THD	Distorção harmônica total
UT	Universal time
VSS	Vassouras

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. AMBIENTE INTERPLANETÁRIO COMO FONTE EXTERNA DE GIC.....	5
2.1 Atividade solar e propagação do vento solar	5
2.2 Processos na magnetosfera.....	7
2.3 Sistemas de correntes na magnetosfera.....	8
2.4 Sistemas de correntes na ionosfera.....	10
3. CAMPO GEOMAGNÉTICO.....	13
3.1 Campo magnético principal (CMP)	14
3.2 Sistema de coordenadas geomagnéticas.....	16
3.3 Características do campo geomagnético no Brasil.....	17
3.4 Tempestades magnéticas	19
4. CORRENTES GEOMAGNETICAMENTE INDUZIDAS (GIC).....	22
4.1 Generalidades do processo de geração de GIC	22
4.2 Estrutura geológica da Terra e mecanismos de condução elétrica.....	26
4.3 Teoria de propagação de ondas eletromagnéticas em um meio condutor.....	29
4.4 Campo geoeletrico.....	36
4.5 Método LP para o cálculo de GIC.....	37
5. METODOLOGIA E VALIDAÇÃO DOS CÓDIGOS DESENVOLVIDOS PARA O CÁLCULO DAS GIC.....	40
5.1 Sistema de aquisição de dados	41
5.2 Séries temporais do campo geomagnético	47
5.3 Cálculo do campo geoeletrico.....	52

5.4	Cálculo das GIC e validação do código computacional.....	54
6.	RESULTADOS	59
6.1	Análise das séries temporais do campo geomagnético por tempestade	59
6.2	Modelos 1D da resistividade elétrica sob as regiões de estudo.....	68
6.3	Cálculo do campo geoeétrico nas regiões de localização dos magnetômetros .	75
6.4	Cálculo das GIC por tempestade	84
6.5	Valores relativos por tempestade	91
7.	DISCUSSÕES	98
8.	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	103

1. INTRODUÇÃO

O campo magnético da Terra (ou campo geomagnético), gerado primariamente em seu núcleo externo, varia com a posição e o tempo. Em particular, as interações entre esse campo primário e o campo magnético interplanetário (IMF), relacionadas com a propagação do vento solar, dão forma à magnetosfera e influenciam diversos sistemas de correntes internos à magnetosfera e na ionosfera. Esses últimos são particularmente interessantes por seus efeitos na superfície da Terra, pois podem afetar os sistemas tecnológicos nela instalados (PULKKINEN et al., 2017).

Uma das formas de avaliar essas interações do campo geomagnético com o IMF é através das variações temporais do campo magnético medido na superfície da Terra. A essas variações do campo geomagnético estão associadas as correntes geomagneticamente induzidas (GIC) que causam os principais efeitos nos sistemas tecnológicos. Essas correntes têm maior amplitude em regiões de alta latitude e podem causar danos em redes de transmissão de energia elétrica por efeitos de saturação em transformadores, em dutos para transporte de óleo e gás, por eliminar sistemas de proteção que minimizam fenômenos de corrosão, e em equipamentos de telecomunicações e linhas férreas eletrificadas, onde podem causar sobre tensões nos circuitos elétricos (PULKKINEN et al., 2017).

O estudo das GIC é de grande importância nas regiões de altas latitudes onde são observadas as maiores perturbações geomagnéticas na superfície da Terra, devido às intensas correntes aurorais nas cercanias dos polos magnéticos. Um exemplo dramático desses efeitos foi o “*blackout*” no sistema de energia elétrica da Hydro-Québec (Canadá) registrado por ocasião de uma tempestade magnética severa (índice *Dst* mínimo inferior a $-589nT$) ocorrida em 13 de Março de 1989. Nesse caso, correntes elétricas induzidas entraram pelo sistema de aterramento e destruíram dois transformadores de uma das linhas elétricas, derrubando todo o sistema interligado de fornecimento de energia por mais de 9 horas (BOLDUC, 2002). Não há informação sobre a intensidade dessas correntes, mas em uma tempestade posterior menos intensa ($Dst = -298nT$) de 24 de março de 1991 foram medidas correntes GIC superiores a 110A em um dos dois transformadores em paralelo de

uma subestação do norte dos Estados Unidos, levando a uma GIC total de 220 A (BOLDUC, 2002).

Deve-se observar que, além da intensidade das variações do campo magnético e da latitude na superfície da Terra, há outros fatores que contribuem significativamente para a amplitude das GIC durante uma tempestade magnética. São eles a estrutura geométrica e características de engenharia da rede elétrica, e a composição geológica do subsolo. Como consequência, têm sido observadas GIC com amplitude significativa (dezenas de Ampères) em diferentes regiões de baixas latitudes, tais como: no Brasil, onde GIC com amplitudes de 15 – 20 A foram estimadas durante uma tempestade de Novembro de 2004, com $Dst = -373 \text{ nT}$ (TRIVEDI et al., 2007); na África do Sul, com valores medidos em torno dos 10 A durante a tempestade ocorrida em Outubro de 2003 com $Dst = -401 \text{ nT}$ (NGWIRA, 2008); e no Uruguai, onde por processos de interpolação se inferiu uma GIC também da ordem de 15 A durante a tempestade identificada na literatura como “Halloween”, ocorrida em Outubro de 2003 (CARABALLO et al., 2013). Outros estudos, sobre a tempestade de Outubro de 2003, mostraram GIC da ordem de 75 A na China (LIU et al., 2009) ou estimativas da ordem de 25A para o Brasil (BARBOSA et al., 2015). Em vários desses estudos se evidencia uma boa correlação entre os dados medidos por sensores para as GIC e estimativas teóricas usando o modelo Lehtinen & Pirjola (LP) (LEHTINEN; PIRJOLA, 1985).

Embora esses valores da ordem de dezenas de Ampères não sejam suficientes para trazer efeitos imediatos nos transformadores ou mesmo levar ao colapso de uma rede nessas regiões de baixa latitude, eles ainda podem gerar efeitos indesejados por fazer os instrumentos operar por períodos prolongados fora de seu regime ideal, podendo causar saturação, geração de harmônicos e a consequente diminuição do seu tempo de vida útil. Um agravante é a tendência em anos recentes de se construir linhas de transmissão cada vez mais longas para transportar imensas quantidades de energia por distâncias cada vez maiores, tentando tanto melhorar a robustez e a capacidade desses sistemas no fornecimento de energia como minimizar custos para obter preços mais competitivos. O problema aqui decorre do aumento da interconectividade entre diferentes redes de energia,

o que aumenta significativamente sua vulnerabilidade à ocorrência de GIC (ALVES; PADILHA, 2017). Por essas razões, que conjugam o desenvolvimento científico e tecnológico, é importante continuar o monitoramento e a análise dos vários parâmetros envolvidos na ocorrência e amplitude das GIC em regiões de baixas latitudes, visando contribuir para explicar seus efeitos e assim desenvolver novos mecanismos que permitam minimizar seu possível impacto.

O objetivo principal deste trabalho foi estimar a intensidade de GIC em quatro locais do território brasileiro, com dados disponíveis da variação de campo geomagnético fornecidos por magnetômetros “*fluxgate*” do programa de Estudo e Monitoramento Brasileiro do Clima Espacial (EMBRACE) do INPE. Avaliou-se a amplitude das GIC durante períodos magneticamente ativos em diferentes regiões do Brasil, usando séries temporais das variações registradas nas quatro estações durante quatro tempestades magnéticas ocorridas ao longo do ano 2015.

Na sequência da dissertação, após a introdução, os capítulos 2 e 3 vão descrever brevemente a cadeia de processos relativos ao clima espacial, que tem relação com o ambiente interplanetário e o campo geomagnético, e como tal determinam a ocorrência de GIC na superfície da Terra. O capítulo 4 apresenta uma visão geral do modelo de onda plana para a propagação do campo eletromagnético natural, desde sua fonte até o local de medidas. Inclui o cálculo dos campos geoeletricos induzidos na superfície a partir de um modelo unidimensional (1D) do interior da Terra, e por fim, o modelo de engenharia LP que permite transformar os resultados de campo geoeletrico em valores estimados de GIC. O capítulo 5 descreve o processo de validação dos códigos desenvolvidos para o cálculo de GIC, através da comparação com dados experimentais publicados. Para tanto, transformaram-se inicialmente dados de variação de campo geomagnético em resultados de variação de campo geoeletrico durante uma tempestade magnética ocorrida no ano 2013, usando dados do observatório magnético de Vassouras (VSS), disponíveis no INTERMAGNET. Nesse processo, foram utilizadas informações adicionais sobre a estrutura de condutividade elétrica no interior da Terra no local de medida. Em seguida, utilizaram-se informações disponíveis sobre uma malha de transmissão de energia elétrica

de 500 *kV* situada no Brasil Central (mais especificamente, em torno do nodo da subestação de Furnas em Itumbiara, Estado de Goiás) para calcular a GIC. Ressalte-se que essa é a única malha para a qual se dispõe desse tipo de informação no país. O capítulo 6 apresenta as amplitudes estimadas de GIC a partir do modelo descrito no capítulo anterior, para os quatro locais de estudo e para as quatro tempestades magnéticas. A rede elétrica usada no processo de validação foi hipoteticamente deslocada para cada uma das estações onde se dispõe de medições do campo geomagnético para estimar as GIC nesses locais. O capítulo 7 discute os resultados obtidos em termos dos parâmetros físicos envolvidos desde a transmissão das ondas eletromagnéticas pela ionosfera até a geração de correntes induzidas no interior da Terra. Por fim, o capítulo 8 tece considerações finais sobre o trabalho desenvolvido e apresenta sugestões para a sequência de estudos sobre GIC, considerando as condições do campo geomagnético e das estruturas de condutividade elétrica existentes no Brasil.

2. AMBIENTE INTERPLANETÁRIO COMO FONTE EXTERNA DE GIC

2.1 Atividade solar e propagação do vento solar

A energia liberada por processos termonucleares, no núcleo do Sol, é conduzida através da zona radiativa até a região de convecção. Na fronteira dessa região encontra-se a fotosfera, que determina o raio do Sol e é caracterizada por uma superfície irregular devido à aparição de manchas (COSTA JR. et al., 2011). Estas, na forma de regiões escuras, com menor temperatura que a sua vizinhança, permanecem por períodos desde uma hora até duas rotações solares. As manchas são consideradas a fonte principal de “*flares*” solares e ejeções de massa coronal (do inglês CME) (NGWIRA, 2008). O número de manchas varia durante o ciclo solar em períodos aproximados de 11.1 anos, evidenciando-se um maior número de manchas durante o máximo de atividade solar. A região preferencial das manchas solares varia ao longo do ciclo, em latitudes que cobrem $\pm 25^\circ$ em torno do Equador solar. Tendem a aparecer em grupos ou pares de polaridade oposta, e em diferentes hemisférios. A relação de polaridade entre as manchas que acompanham a rotação dos pontos próximos ao Equador, de maior velocidade com respeito aos polos, muda entre hemisférios e entre grupos ou pares, por causa da rotação diferencial do Sol. Assim explica-se a inversão de polaridade do campo magnético solar, ciclo de 22 anos. (WALKER, 2005).

Desde a fotosfera até a coroa, devido a campos magnéticos variáveis, energia é transportada através de correntes elétricas induzidas. O gradiente de pressão na coroa predomina sob a atração gravitacional, gerando um fluxo de partículas ionizadas no meio interplanetário, chamado de vento solar. Os buracos coronais, que são a principal fonte do vento solar rápido, apresentam uma configuração “semelhante” a uma estrutura unipolar de campo magnético com baixa densidade. Estas regiões com localização preferencial nos polos solares, durante o máximo da atividade solar, e com deslocamento para regiões próximas ao Equador, durante o mínimo de atividade solar, são consideradas estruturas com linhas de campo magnético “abertas”, que facilitam a saída de partículas carregadas por estar ligadas ao IMF (COSTA JR. et al., 2011).

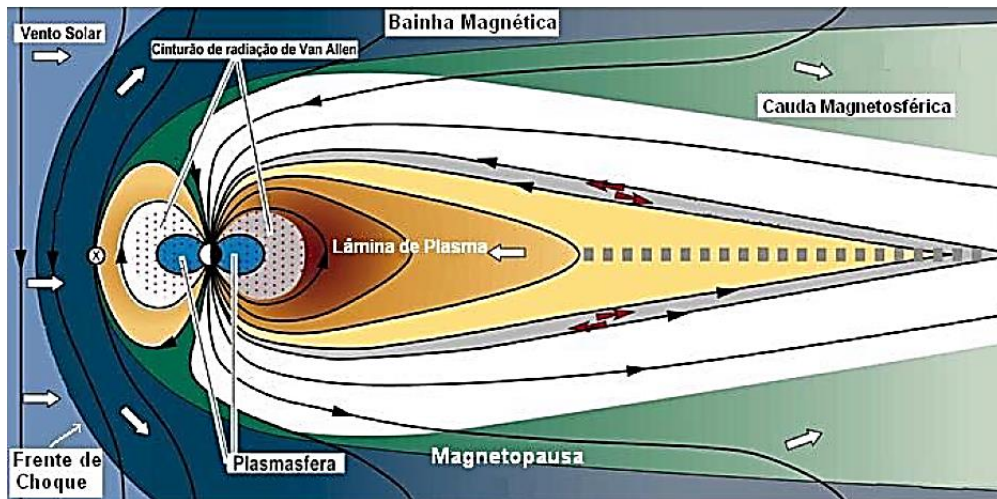
O vento solar é caracterizado pela temperatura, velocidade, densidade, magnitude e direção do campo magnético transportado. Este último é consequência das linhas de campo que emergem do Sol e que são transportadas no meio interplanetário, carregadas pelo plasma altamente condutor, sob um efeito chamado de congelamento das linhas de campo magnético (COSTA JR. et al., 2011). O campo transportado pelo vento solar, que possui geometria tridimensional, pode variar sua magnitude e direção como consequência de condições turbulentas durante seu percurso. A partir de dados observacionais, o vento solar propaga-se com velocidades na faixa dos $300 - 700 \frac{km}{s}$ o que lhe atribui características supersônicas (WALKER, 2005).

Além das variações de tipo recorrente, que transmitem os efeitos da atividade solar para a vizinhança de Terra, existem as variações de tipo transientes, devidas a estruturas interplanetárias como os flares e CME. Estas, de tipo esporádico, alteram a propagação do vento solar e são originadas por reconfigurações das instabilidades magnéticas. Os dois tipos de erupções são considerados eventos de emissão de energia e plasma, transportadas pelo vento solar. Os flares são considerados variações repentinas, rápidas e intensas, devidos à liberação de energia magnética na atmosfera solar. As CME, em algumas oportunidades, estão ligadas à ocorrência de flares, e podem ter velocidades altas o suficiente para causar choque e comprimir o campo magnético interplanetário (ASCHWANDEN, 2005). Nem sempre as CME produzem perturbações no campo geomagnético e, em consequência, tempestades geomagnéticas. Para que isso aconteça geralmente, devem ser satisfeitas três condições: (1) que a tempestade solar seja suficientemente energética (eventos classe *M* em categorias elevadas e eventos classe *X*); (2) que a ejeção de massa coronal esteja direcionada para a Terra, o que requer que a região ativa das manchas solares, onde o processo começa, esteja situado no lado do Sol voltado para a Terra; e (3) que a componente norte-sul do campo magnético interplanetário transportada pelo vento solar B_z seja negativa, de modo a gerar o fenômeno de reconexão (HERRÁIZ, 2014).

2.2 Processos na magnetosfera

A magnetosfera terrestre do lado diurno se estende por aproximadamente 10 raios terrestres ($1R_T = 6370km$), enquanto do lado noturno se estende por cerca de $80R_T$ (COSTA JR. et al., 2011). Seu tamanho é determinado pelo equilíbrio entre a pressão dinâmica do vento solar e a pressão magnética exercida pelo campo magnético do planeta. Além disso, seu formato é influenciado pela força de arraste exercida pelo vento ao contorná-la (COSTA JR. et al., 2011). Não só a configuração do campo geomagnético dipolar define a magnetosfera. Suas características também mudam continuamente de acordo com outros eventos, tais como as tempestades magnéticas, o que indica que as mudanças de maior importância na magnetosfera se devem a condições externas exercidas pelo vento solar e as contínuas variações do IMF. Para descrever estas interações é necessário analisar os processos que ocorrem no acoplamento do campo geomagnético com o IMF. Na Figura 2.1 é representada a configuração dipolar do campo geomagnético (linhas com setas da cor preta); a direção do fluxo de plasma do vento solar (as setas da cor branca), que se curva na frente de choque e flui ao redor da magnetosfera; e as diferentes regiões conhecidas da magnetosfera que são descritas a seguir.

Figura 2.1 - Interação do vento solar com a magnetosfera.



Fonte: Lucas (2007).

O vento solar, com velocidades supersônicas, interage com o campo magnético da Terra e forma uma onda de choque que deflete e aquece o plasma. A frente de choque é a primeira região de conversão de energia de fluxo em energia magnética. Ela se deve ao vento solar que se movimenta com maior rapidez que a onda de pressão para defletir-lo, gerando uma onda de choque, pois o vento solar não é capaz de penetrar o campo geomagnético.

A região onde o vento solar é desacelerado para velocidades subsônicas, defletido e aquecido, chamada de bainha magnética, é caracterizada por um fluxo turbulento e instabilidades, onde o vento solar flui em torno do obstáculo (COSTA JR. et al., 2011).

O acoplamento do campo geomagnético e o IMF ocorre na magnetopausa, que constitui o contorno que separa os dois tipos diferentes de plasma. Nesta região, ocorre o processo de reconexão como consequência de uma reestruturação topológica local das linhas de campo magnético. Assim, a energia magnética é eficientemente convertida em energia cinética e térmica, quando o IMF tem uma componente antiparalela às linhas de campo geomagnético, permitindo sua conexão na região de difusão. Isso converte a magnetosfera em uma fronteira aberta que permite a livre entrada de material ou energia do vento solar para seu interior. Dessa forma, ocorre o fluxo de plasma e transporte de campo magnético sobre as regiões polares, em direção à região noturna da magnetosfera e à cauda magnetosférica. Nessa última região também podem ser gerados processos de reconexão magnética, nos quais o plasma é ejetado em direção à Terra. Também, a cauda magnetosférica serve como reservatório de energia e plasma e durante períodos magneticamente perturbados, chamados de subtempestades magnéticas, ejetando a energia armazenada para dentro da magnetosfera.

2.3 Sistemas de correntes na magnetosfera

A atividade geomagnética também está relacionada com os sistemas de correntes elétricas que fluem nas fronteiras internas e externas da magnetosfera. Dentre as mais significativas, de acordo com sua mudança temporal e contribuição para as variações do campo geomagnético, podem-se considerar as correntes de Chapman-Ferraro e a corrente anelar.

As correntes de Chapman-Ferraro são o resultado da onda de choque que comprime a magnetosfera por ocasião de um aumento súbito de partículas no vento solar. Assim, quando a magnetopausa é violentamente deslocada em direção à Terra, intensificam-se as correntes que fluem do lado diurno, no sentido amanhecer-entardecer. Dessa forma, e seguindo a lei de Biot-Savart, criam um campo magnético na mesma direção do campo geomagnético, o qual intensifica o campo medido na superfície, particularmente em baixas latitudes. Esse aumento repentino na intensidade do campo magnético é chamado de impulso súbito (*si*), quando não é acompanhado por tempestades magnéticas (caso em que B_z é positivo), ou início súbito da tempestade *ssc* (*do inglês Storm sudden commencement*), quando é seguido por uma tempestade magnética (caso em que B_z é negativo). Ao mesmo tempo, as correntes de Chapman-Ferraro são responsáveis pela compressão das linhas de campo e dão origem às correntes da cauda do lado noturno. Pode-se medir sua intensidade a partir da amplitude na variação do índice *SYM-H* (índice de perturbação longitudinalmente simétrico da componente H do campo magnético), o qual fornece informação do campo magnético médio medido na superfície, com resolução de um minuto. Esse índice é similar ao índice *Dst* (*do inglês Disturbance storm time*), mas com maior resolução temporal.

Na sequência dos efeitos gerados durante a ocorrência de tempestades magnéticas, após o aumento súbito do campo devido à chegada do vento solar ocorre um incremento na corrente anelar, a qual é registrada por magnetômetros localizados em médias latitudes. Essa corrente flui na direção Leste-Oeste e gera um campo magnético oposto ao campo geomagnético, o que em consequência diminui o campo medido na superfície. Estima-se que a corrente anelar flua a uma distância geocêntrica aproximada de $2-7 R_T$. Sua intensificação constitui a fase principal da tempestade, na qual é gerado um movimento de deriva que desloca os íons em direção Oeste e os elétrons para o Leste, com tempos de duração aproximados entre 3 – 12 h. Esse fenômeno pode ser atribuído a dois aspectos diferentes. O primeiro, relaciona-se com a injeção de partículas energéticas provenientes da região da lâmina de plasma, na parte interior da magnetosfera, durante a ocorrência de sub-tempestades. E o segundo, pela intensificação do campo elétrico no sentido amanhecer-

entardecer, a qual é gerada quando a componente B_z do IMF é de grande intensidade e apresenta valores negativos durante períodos prolongados. Essa perturbação pode levar por volta de 2 até 3 dias para retornar às condições calmas (HARGREAVES, 1992).

2.4 Sistemas de correntes na ionosfera

Devido à radiação eletromagnética e feixes de partículas carregadas provenientes do Sol ou de origem galáctica, os gases da camada superior da atmosfera da Terra são ionizados. Ao mesmo tempo, ocorrem processos de recombinação. Desse balaço é gerado um plasma que envolve a Terra, com elevada densidade de ionização, chamado de ionosfera. Seu limite inferior, em torno de 60 km de altitude, relaciona-se com a região na qual a ionização ocorre pelas radiações mais penetrantes (Raios-X e raios cósmicos), enquanto o limite superior pode ser considerado como regiões de interação do campo geomagnético com o IMF. Para baixas e médias latitudes, as partículas da ionosfera neutra são excitadas por radiação da faixa principalmente do ultravioleta. Como resultado do processo de fotoionização, é liberada energia na forma de radiação eletromagnética ou calor, para produzir recombinação. Por outro lado, para altas latitudes predomina a precipitação de partículas energéticas e, portanto, os íons são produto das colisões de partículas energéticas que interagem com a atmosfera neutra. A ionização depende também do ciclo solar e da ocorrência de alterações no seu espectro de radiação (sobretudo na ocorrência dos "flares" solares) (MORO, 2015).

Devido aos processos físicos e químicos de produção, perda e transporte do plasma, a ionosfera pode ser considerada como horizontalmente estratificada, sendo dividida em diversas camadas de ionização em função da sua densidade eletrônica. A partir de altitudes mais baixas, essas camadas são chamadas D, E, F1, F2 e F3. Entre estas, a camada E, é a mais importante para as variações de campo magnético registradas na superfície da Terra. Situa-se aproximadamente entre 80 e 120 km de altitude (KELLEY, 2009) e nela são observados diferentes sistemas de correntes elétricas que influenciam as variações geomagnéticas. Por sua vez, a camada F é composta principalmente por oxigênio atômico e nitrogênio molecular e sofre processos de ionização devido à interação com radiação na

faixa do extremo ultravioleta (EUV). Essa camada se subdivide nas regiões F1, controlada por processos fotoquímicos, e F2, onde o campo geomagnético aprisiona os elétrons magnetizados nas linhas de campo, exercendo uma influência essencial na distribuição de ionização na camada.

Um exemplo dos sistemas de correntes da ionosfera, com consequência direta nos registros de variações diurnas do campo geomagnético, é o sistema de correntes “*Solar quiet*” (Sq), que domina o espectro de campo geomagnético em dias geomagneticamente calmos. Quando a radiação solar atinge os gases neutros da atmosfera são gerados ventos de maré ou marés atmosféricas, os quais se relacionam com a absorção de radiação ultravioleta na camada de Ozônio e com a influência do campo gravitacional lunar. Devido a que a frequência de colisão dos íons é maior que a girofrequência, esses ventos, que se movimentam na direção dos polos, carregam os íons junto com eles. Devido à diferença na taxa de movimento, pois os elétrons se movimentam mais lentamente que os íons, é gerado um campo elétrico induzido em altas latitudes. Esse campo provoca um padrão global de correntes elétricas, que movimentam principalmente íons nas regiões E e F, originando a corrente de Pedersen. No processo, acumulam-se cargas positivas no terminador do amanhecer e cargas negativas no terminador do anoitecer (MORO, 2015).

Particularmente, são importantes para este estudo os sistemas de correntes ionosféricas que se concentram em regiões de latitudes baixas e equatoriais. Na região equatorial, altas condutividades produzem um aumento significativo na intensidade da corrente elétrica. O dínamo da região E converte energia mecânica proveniente dos ventos de marés, em deslocamento de íons, ou seja, em corrente elétrica (FORBES; LINDZEN, 1977). Na ionosfera equatorial, como resultado da orientação horizontal do campo geomagnético, sua interação com a componente zonal do campo elétrico, e as altas condutividades ionosféricas, surge uma corrente elétrica de Hall vertical e uma corrente de Pedersen horizontal para leste nas alturas da camada E, centrada em torno da região do equador magnético. Como a condutividade elétrica diminui drasticamente acima e abaixo dessa camada, a corrente Hall fica confinada a essa região e provoca uma ionização nos limites superior e inferior da camada. Surgem então correntes de Pedersen e Hall secundárias que

anulam a componente vertical do campo e intensificam a corrente elétrica para leste nos períodos de maior ionização (durante o dia). Esse processo leva a um aumento na condutividade resultante de Cowling na direção leste. O sistema de correntes ionosféricas equatoriais diurnas é chamado de Eletrojato Equatorial (EJE) e amplifica a maioria das variações geomagnéticas registradas no solo nessa região (FORBES, 1981).

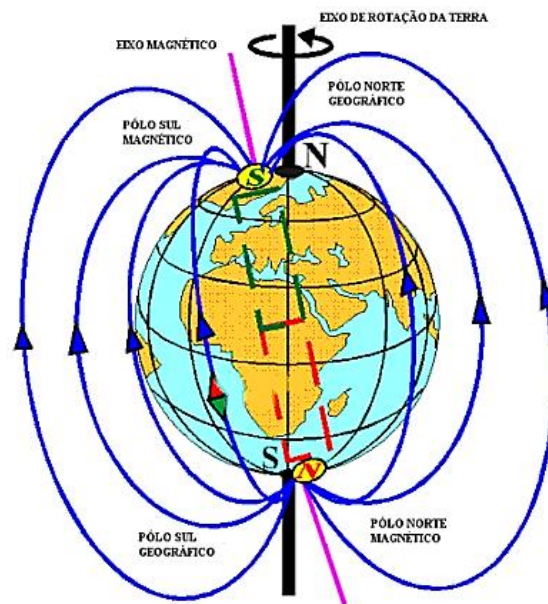
3. CAMPO GEOMAGNÉTICO

O campo magnético terrestre tem quatro contribuições distintas:

- (1) o campo magnético principal (CMP), com características predominantes dipolares e apresentando variações de direção e intensidade em períodos geológicos (variação secular); é gerado por processos de fluxos no núcleo externo líquido da Terra, os quais podem ser modelados por um mecanismo de geodínamo em que correntes elétricas são geradas pelo grande número de elétrons livres disponíveis nessa profundidade (Ferro e Níquel submetidos a alta temperatura e pressão) e seu deslocamento por movimentos distintos de rotação entre o núcleo e as camadas superiores da Terra;
- (2) o campo da crosta terrestre (CMC), gerado por rochas magnetizadas em baixa profundidade (primeiras dezenas de quilômetros), é caracterizado por não sofrer variação significativa no tempo;
- (3) o campo magnético externo (CME), gerado pelo impacto das partículas carregadas do vento solar sobre a magnetosfera e seu efeito em correntes elétricas principalmente na ionosfera, o qual varia significativamente no tempo;
- (4) um campo induzido pela geração de correntes no interior da Terra associadas às variações externas do campo geomagnético, o qual também varia significativamente no tempo.

Aproximadamente 90% do campo observado é gerado no núcleo externo da Terra (MILLER, 2016). Esse campo pode ser descrito com a aproximação de um dipolo centrado inclinado, em aproximadamente 9.7° do eixo de rotação (THEBAULT, 2014), (Figura 3.1), e cujo eixo atualmente intersecta a superfície da Terra nos polos geomagnéticos por volta de $78.5^\circ N$, $70^\circ W$ no Oeste de Groenlândia e $75.5^\circ S$, $110^\circ E$ na Antártica (MILLER, 2016).

Figura 3.1 - Eixos geomagnético e geográfico.



Fonte: Adaptada de Lavor (2015).

3.1 Campo magnético principal (CMP)

A partir dos dados obtidos em observatórios localizados em diferentes pontos da superfície terrestre, tornou-se evidente que o campo magnético principal da Terra apresenta variações em períodos de tempo geologicamente curtos, denominados variação secular. Essas variações estão associadas ao próprio mecanismo de geração do CMP, devido ao movimento do fluido condutor e fluxo magnético dentro do núcleo da Terra que segue um padrão de convecção. Este processo, por sua vez, gera um movimento de deriva na orientação do dipolo determinado pelo eixo geomagnético, variações no momento de dipolo magnético e da magnitude do campo principal.

Considerando uma geometria multipolar, é possível modelar o comportamento do campo geomagnético a partir de uma expansão por harmônicos esféricos. Nessa aproximação, se considera uma atmosfera baixa e bem comportada, como um isolante e sem propriedades magnéticas, de forma que sua magnetização e correntes podem ser desconsideradas. Nessas

condições, o campo geomagnético \mathbf{B} é irrotacional, uma vez que o fluxo magnético é nulo. Isso significa que é conservativo e pode ser expresso a partir do gradiente negativo de um potencial escalar V :

$$\mathbf{B} = -\nabla V \quad (3.1)$$

Se a Equação (3.1) satisfizer a equação de Laplace, $\nabla^2 V = 0$, a solução do potencial V em coordenadas esféricas pode ser obtida a partir de uma expansão em série de Taylor, em termos da colatitude θ , ou ângulo polar, referente ao eixo de rotação, da longitude φ , medida desde o meridiano de Greenwich, do raio médio da Terra, $a \cong 6371.2 \text{ km}$, e da distancia radial r ao centro da Terra:

$$V = a \sum_{n=1}^{N_{m\acute{a}x}} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{k=0}^n (g_n^k \text{Cos}k\varphi + h_n^k \text{Sen}k\varphi) P_n^k(\text{Cos}\theta) \quad (3.2)$$

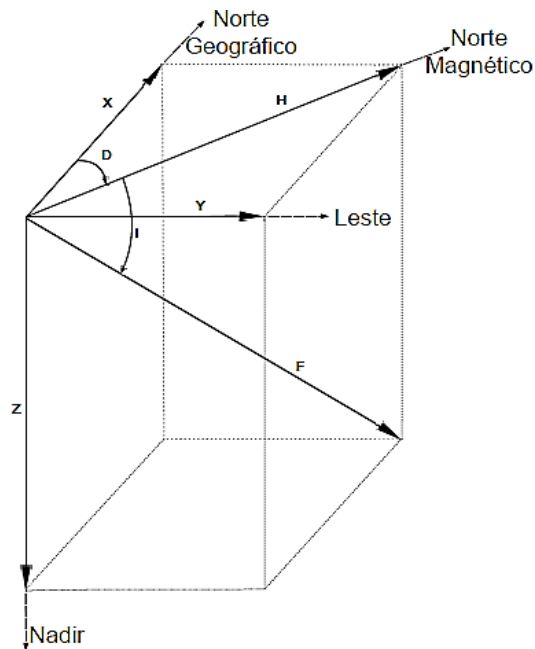
Nessa expansão, o termo $n = 0$ é omitido, considerando que não existem monopolos magnéticos. Os demais coeficientes g e h , dados em nT , são obtidos através de dados experimentais de observatórios magnéticos e são usados para determinar um modelo global de referência para o campo geomagnético *IGRF* (*do inglês International Geomagnetic Reference Field*). Esses coeficientes são atualizados a cada cinco anos e, em sua última versão (modelo IGRF-12, válido de 2010 até 2015), foram calculados com expansão até $N_{m\acute{a}x} = 13$, resultando em 195 coeficientes (THEBAULT, 2014).

Através dos coeficientes obtidos com o modelo IGRF é possível construir mapas que mostram tanto os valores dos vários parâmetros do campo geomagnético em um determinado intervalo de tempo com sua variação secular, em termos da variação da declinação (em isogônicas), da variação da inclinação (em isoclínicas) ou a variação da intensidade total do campo (em isodinâmicas).

3.2 Sistema de coordenadas geomagnéticas

Os parâmetros comumente usados para definir o campo geomagnético são mostrados na Figura 3.2, associados a um sistema cartesiano x, y, z , relativo ao eixo geográfico da Terra. Nesse caso, as componentes do campo geomagnético são determinadas ao longo das direções norte, leste e verticalmente para baixo, sendo representadas pelas variáveis $X, Y, e Z$, respectivamente. Essas variáveis são dadas em nT .

Figura 3.2 - Componentes do campo geomagnético.



Fonte: Marchezi (2016).

Na Figura 3.2, as componentes utilizadas na representação do campo geomagnético são:

- Intensidade total F : Magnitude total do vetor campo magnético, dado em nT pela equação:

$$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} \quad (3.3)$$

- Componente horizontal H : Projeção do campo magnético no plano horizontal dado em nT pela equação:

$$H = \sqrt{X^2 + Y^2} \quad (3.4)$$

- Declinação D : ângulo formado entre o meridiano magnético (definido pela direção do norte magnético) e o meridiano geográfico (norte geográfico), em virtude do polo magnético da Terra não coincidir com o polo geográfico. A declinação é dada em graus, sendo positiva para o Leste e negativa para o Oeste.
- Inclinação I : ângulo em graus entre a direção do vetor intensidade total de campo F e sua projeção no plano horizontal, sendo negativo no hemisfério Sul e positivo no hemisfério Norte.

Assim, podem-se definir as relações entre essas diferentes variáveis a partir das seguintes expressões:

$$\tan(D) = \frac{Y}{X} \quad \tan(I) = \frac{Z}{H} \quad (3.5)$$

$$X = H \cos(D) \quad Y = H \sin(D) \quad (3.6)$$

3.3 Características do campo geomagnético no Brasil

O território brasileiro apresenta diversas características do campo geomagnético específicas a essa região que afetam as medidas geomagnéticas efetuadas no solo. Essas incluem o equador magnético, com as correntes elétricas diurnas que formam o eletrojato equatorial (FORBES, 1981), que atravessa o país na região norte, a forte variação latitudinal da declinação do campo magnético e a presença da Anomalia Magnética da América do Sul (AMAS), região de mínima intensidade do campo magnético terrestre que cobre grande parte da região sul-sudeste (HARTMANN, 2005). Esses diferentes fatores afetam os processos eletrodinâmicos na ionosfera dessa região (ABDU et al., 2005), os quais são também refletidos nas características das variações do campo magnético observadas na superfície da Terra nessa região.

Efeitos das correntes do eletrojato equatorial têm sido estudados com os mais diferentes enfoques (e.g., HESSE, 1982; KANE; TRIVEDI, 1982; PADILHA et al., 1997; PFAFF et al., 1997; RIGOTI et al., 1999; DENARDINI et al., 2005). Especificamente em termos das variações geomagnéticas observadas no solo, que são as mais importantes para a geração das GIC, diferentes estudos também já foram realizados (TRIVEDI et al., 1997; SHINOHARA et al., 1998; ZANANDREA, 1999; PADILHA et al., 2003). De modo geral, esses estudos comprovam que um amplo espectro das variações do campo geomagnético é amplificado na região equatorial como um dos efeitos do aumento da condutividade Cowling nessa região. O processo é na realidade bem mais complexo, pois há relatos experimentais tanto de amplificação nas variações geomagnéticas em bandas de períodos nas faixas Pc4-Pc5 (45 – 600 s) em toda a região equatorial (PADILHA et al., 1991; TRIVEDI et al., 1997; SILVA, 2017), como de amortecimento dessas variações na faixa das Pc3 (10-45 s) em regiões bastante próximas do equador magnético (SARMA; SASTRY, 1995; SILVA, 2017).

Por outro lado, o efeito principal da baixa intensidade do campo geomagnético total na região da AMAS é a existência de uma menor blindagem às partículas carregadas proveniente do espaço, o que favorece a expansão local do cinturão de radiação de Van Allen e a precipitação de partículas na atmosfera dessa região. Essa precipitação de partículas modifica os gradientes longitudinais de condutividade e, como resultado, intensifica o campo elétrico vertical local, chegando a afetar os processos eletrodinâmicos tanto durante períodos geomagneticamente calmos, como, e com maior intensidade, durante períodos perturbados (ABDU et al., 2005).

Em comparação com aqueles do EJE, há poucos estudos sobre as características e efeitos da AMAS nas variações geomagnéticas. Espera-se que o aumento de condutividade elétrica na ionosfera associada à contínua precipitação de partículas também modifique a amplitude dessas variações. De fato, os estudos até agora disponíveis têm demonstrado efeitos de amplificação na amplitude de diferentes tipos de variações, incluindo os impulsos súbitos no início das tempestades e pulsações geomagnéticas (TRIVEDI et al., 2005; SHINBORI et al., 2010). Uma característica importante desses resultados é que eles têm demonstrado que

o efeito da amplificação ocorre tanto durante o dia, como durante a noite, sendo mais facilmente identificável nesse último caso. Novamente, esse incremento na amplitude das variações geomagnéticas também pode influenciar as amplitudes das correntes induzidas no interior da Terra, conforme sugerido por Hartmann (2005).

3.4 Tempestades magnéticas

O CMP sofre variações que ocorrem lentamente, com escalas de tempo desde décadas até milênios, devido ao comportamento das correntes elétricas que geram o próprio campo magnético da Terra (CMT) no núcleo do planeta. Sobrepostas a essas variações, há outras variações com escalas temporais bem mais curtas, relacionadas com processos dinâmicos na ionosfera e na magnetosfera vinculados com as interações Sol-Terra. Dessas, as mais significativas são as que ocorrem durante tempestades magnéticas quando o fluxo de partículas provenientes do Sol aumenta significativamente.

As tempestades magnéticas se caracterizam por uma perturbação significativa nas componentes do campo magnético medido na superfície. Essas perturbações são geradas pelos intensos campos elétricos que surgem no interior da magnetosfera e na ionosfera vinculados ao ingresso de partículas carregadas do vento solar, pelo acoplamento suficientemente intenso e de longa duração da magnetosfera com o IMF. Isso ocorre quando a componente vertical do IMF está orientada para o Sul durante o encontro do vento solar com elevado conteúdo energético e a magnetosfera. Dessa forma, é facilitado o ingresso de partículas energéticas que levam ao desenvolvimento da corrente anelar e as consequentes variações de grande intensidade do campo magnético associado a essas correntes e a subtempestades magnéticas (GONZALEZ et al., 1994).

Assim sendo, a partir do decréscimo da componente média horizontal do campo magnético, é possível obter informação da energia das partículas na corrente anelar. Uma medida desta variação de campo geomagnético é dada pelo índice *Dst*, que reflete as condições de perturbação com um decréscimo em seu valor. Este índice fornece informação da variação da componente média horizontal do campo magnético medido na superfície com resolução

de uma hora; usando dados de quatro observatórios localizados perto do Equador magnético e distribuídos ao longo da circunferência da Terra. A intensidade da tempestade é calculada a partir do valor que atinge esse índice, o que permite catalogá-la como fraca, moderada ou intensa. A Tabela 3.1 mostra a classificação das tempestades magnéticas usando o índice *Dst*.

Tabela 3.1 – Classificação das tempestades de acordo com o índice *Dst*.

Tipo de tempestade	<i>Dst</i> (nT)
Tempestades fracas	$-30 > Dst > -50$
Tempestades moderadas	$-50 > Dst > -100$
Tempestades intensas	$-100 \geq Dst$

Fonte: Herráiz (2014).

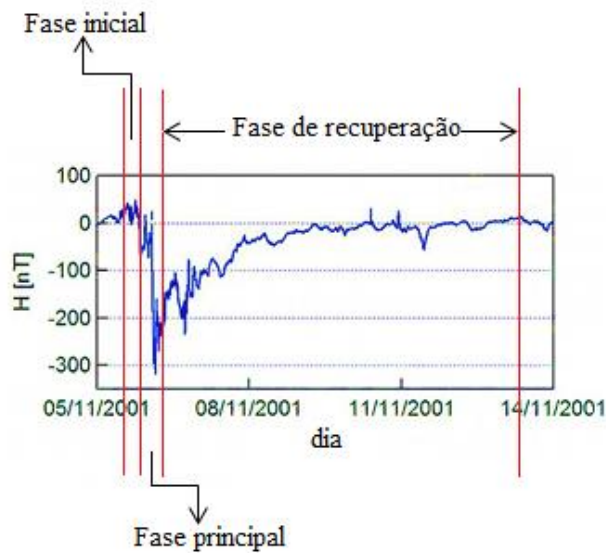
Uma resposta típica do campo magnético medido na superfície da Terra durante uma tempestade magnética é mostrada na Figura 3.3. Na sequência de eventos é possível identificar uma alteração súbita na componente horizontal do campo, geralmente positiva exceto para regiões de altas latitudes onde é provável que se apresentem mudanças negativas. Esse aumento repentino do campo é chamado de *ssc* (do inglês, “*storm sudden commencement*”). Ele marca o início da tempestade e é produzido pelo primeiro impacto do vento solar na magnetosfera e seu efeito sobre a corrente de Chapman-Ferraro. Em seguida, são identificadas três fases bem definidas para uma típica tempestade magnética.

- Fase inicial: quando o campo magnético da Terra é subitamente comprimido por causa da onda de choque relacionada com o aumento da pressão dinâmica do vento solar. É registrada como um aumento na intensidade da componente horizontal do campo magnético **H**. Esta fase pode estar antecedida por um *ssc* e é tipicamente desenvolvida em períodos de tempo de uma a duas horas, ao final do qual volta a atingir as condições prévias ao impacto.
- Fase principal: a amplitude da componente **H** do campo magnético decresce rapidamente, devido a um incremento na injeção de plasma energizado que

contribuiu para o aumento da corrente anelar. Oscilações significativas na amplitude dessa componente são também observadas nessa fase, relacionadas com processos de transferência de energia (reconexão) na cauda magnética, originando subtempestades magnéticas. Em geral, essa fase dura algumas horas, na dependência das características da componente vertical do IMF.

- Fase de recuperação: a componente H retorna paulatinamente para condições de período calmo, uma vez que a intensidade da corrente anelar é minimizada por processos de troca de carga (SABA, 1992). Esta fase pode durar até alguns dias.

Figura 3.3 - Registro de uma tempestade geomagnética ocorrida no dia 14 de novembro de 2011 obtido no Observatório de L'Aquila (Itália).



Fonte: Adaptada de Herráiz (2014).

Embora estas fases descrevam o início e o desenvolvimento de uma tempestade, ainda há discussão relacionada com a forma de caracterizar o seu final. Existem, por exemplo, trabalhos onde se define o final da tempestade como o instante em que o índice Dst atinge um valor que corresponda a *um décimo* do valor máximo (pico) registrado durante a tempestade (KAMIDE et al., 1998).

4. CORRENTES GEOMAGNETICAMENTE INDUZIDAS (GIC)

4.1 Generalidades do processo de geração de GIC

Durante as tempestades magnéticas, são geradas perturbações do campo geomagnético que podem atingir valores da ordem de milhares de nT nas latitudes aurorais e de centenas de nT nas latitudes baixas e médias (PINHEL et al., 2004). Neste caso, a entrada de partículas intensificam correntes na magnetosfera e na ionosfera e vão gerar perturbações no campo magnético na superfície da Terra, vinculados pela lei de Ampère:

$$\nabla \wedge \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{J} \quad (4.1)$$

onde μ_0 é a permeabilidade magnética do vácuo e \mathbf{J} é a densidade de corrente elétrica.

Ao atingir a superfície da Terra, esse campo magnético \mathbf{B} é, em sua maior parte, refletido (transição entre um meio isolante – ar – e um meio condutor – interior da Terra), mas uma pequena proporção penetra para o interior da Terra. Relacionado com a taxa de variação temporal do campo geomagnético e com a condutividade elétrica das rochas no interior da Terra, vai ser gerado um campo elétrico \mathbf{E} induzido no interior do planeta cujo comportamento é descrito pela lei de Faraday:

$$\nabla \wedge \mathbf{E} = - \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (4.2)$$

A geração e a propagação desse campo elétrico no interior da Terra vão estar vinculadas também com a variação na condutividade elétrica (σ) em subsuperfície (ou seu inverso, a resistividade elétrica ρ), governada por modelos unidimensionais (1D), em que a condutividade elétrica varia apenas com a profundidade, bidimensionais (2D), em que a condutividade varia com a profundidade e uma das direções horizontais, e tridimensionais (3D), em que a condutividade varia em todas as direções. Também, esse campo elétrico vai ser responsável por uma corrente elétrica que pode ser descrita pela lei de Ohm, e constitui as correntes geomagneticamente induzidas (GIC):

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (4.3)$$

Essa lei evidencia que a amplitude das correntes elétricas induzidas não só depende das condições do Clima Espacial, já discutidas anteriormente, mas também da condutividade σ do meio, a qual varia sob cada local de observação de acordo com as características e mecanismos de condução inerentes à constituição geológica do subsolo.

Outro aspecto fundamental é que a propagação do sinal vai sofrer atenuação diferente em função das características do campo eletromagnético e da condutividade do meio. Essa atenuação pode ser calculada a partir de um fator denominado profundidade pelicular (*“skin depth”*), o qual fornece a profundidade na qual a amplitude do campo elétrico se reduz de um fator de $1/e$ do seu valor inicial na superfície da Terra (EVANS, 2012). Considerando que a onda eletromagnética obedeça à condição de ondas planas em sua propagação até a superfície da Terra, essa profundidade é dada por:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma}} = \frac{503}{\sqrt{\sigma f}} \quad (4.4)$$

onde δ é a profundidade pelicular (em metros), ω é a frequência angular da onda (em radianos por segundo) e f é a frequência de variação do sinal eletromagnético (em Hz).

Essa equação mostra que meios de alta condutividade amortecem em maior proporção as ondas eletromagnéticas (EM) que se propagam no interior da Terra em relação aos meios resistivos. Dessa forma, nesses últimos meios as ondas eletromagnéticas, e conseqüentemente as correntes induzidas, atingem maiores profundidades e se propagam em distâncias horizontais muito maiores. Esse é um resultado determinante na amplitude e alcance das GIC geradas pelas variações geomagnéticas.

Quando comparadas com as frequências usadas pelos sistemas de transmissão de energia (frequências nas faixas de 50 a 60 Hz) e mesmo nos sistemas de proteção catódica em dutos para transporte de óleo e gás, as GIC são consideradas como variações quase

contínuas (correspondendo quase a um nível DC) (PIRJOLA, 2007). Sua propagação nesses sistemas tecnológicos causa efeitos nocivos por tirar os transformadores da sua faixa de operação de equilíbrio, provocar harmônicos, reduzir sua vida útil e, em casos muito raros, podem provocar aquecimento que pode danificar seriamente os transformadores. No caso dos dutos, as GIC podem eliminar sua proteção catódica contra correntes no subsolo, aumentando a corrosão.

As GIC nas linhas de transmissão de energia (objeto desta dissertação) podem ser medidas por métodos direto e indireto:

- Método direto: usando sensores (magnetômetros baseados em efeito Hall) instalados no neutro do terra do transformador de sistemas de transmissão de energia, que medem diretamente a corrente transmitida desde o solo a partir de efeito Hall. Outra alternativa é o uso de magnetômetros tensoriais que medem o campo magnético abaixo da linha de transmissão de energia elétrica e simultaneamente em uma estação distante dela. A distância máxima aceitável entre os dois magnetômetros para regiões de baixas latitudes é da ordem de centenas de quilômetros (TRIVEDI et al., 2007). Nesse caso, a GIC é obtida a partir da Lei de Biot-Savart:

$$\mathbf{B} = \frac{\mu_0 I}{2\pi r} \quad GIC = \frac{\mathbf{B}r}{200} \quad (4.5)$$

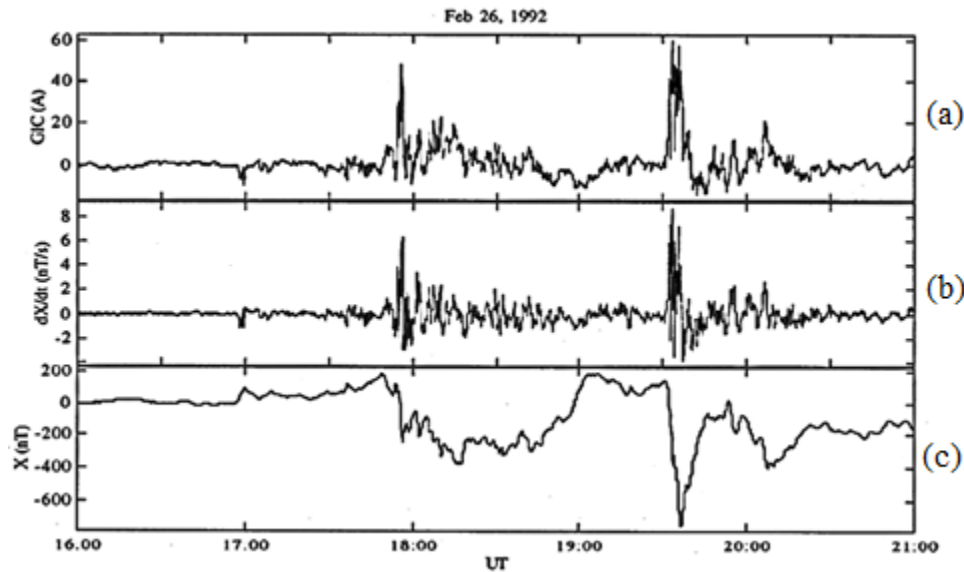
onde r é a distância entre a linha de transmissão e o solo, e \mathbf{B} corresponde à diferença entre o campo magnético medido sob a linha e na estação de referência. Cumpre ressaltar que operadores de rede de distribuição de energia não consideram essa segunda alternativa como método direto de medida de GIC (GUREVICH, 2016).

- Método indireto: subdividido em duas partes: geofísica e engenharia. Na parte da geofísica, usam-se medidas de variações do campo magnético em magnetômetros

instalados na região onde se pretende calcular a GIC para obter um campo geoeletrico correspondente, usando um modelo de ondas planas para propagação da onda eletromagnética e um modelo geoeletrico de variação de condutividade (resistividade) elétrica no interior da Terra. Em seguida, um modelo de engenharia transforma o campo geoeletrico obtido na etapa anterior para GIC na linha de transmissão. Nesse caso, além do campo geoeletrico horizontal que impacta a rede, é necessário ter informações sobre a linha de transmissão que incluem: coordenadas das subestações, resistências nos transformadores, aterramento de estações e possíveis reatores, topologia e configuração da rede (locais e conexões das linhas), informação das ligações nas estações (autotransformadores, etc.) e sobre a possível presença de capacitores em série. Com base nessas informações pode se aplicar o método de Lehtinen-Pirjola (LP) para cálculo da GIC, no qual se utiliza a Lei de Kirchhoff para conservação de carga e energia e a rede é considerada como nós conectados entre si e com a Terra. Esse foi o método utilizado nesta dissertação e será descrito na seção 4.5.

A Figura 4.1, mostra um exemplo de GIC medida em uma linha de alta tensão 400 kV na Finlândia durante uma tempestade magnética ocorrida em 26 de fevereiro de 1992. A parte inferior da figura mostra a variação horizontal (componente X - norte-sul geográfica) do campo magnético medido no Observatório Magnético de Nurmjavi durante a tempestade magnética, enquanto o gráfico central mostra a taxa de variação temporal desse campo magnético que, pela equação de Faraday, Equação (4.2), dá origem ao campo geoeletrico durante a tempestade. Esse gráfico pode ser comparado diretamente com aquele da parte superior da figura, na qual é mostrada a GIC medida na linha de transmissão. Observe-se nesse caso que a GIC chegou a 60 A durante a tempestade.

Figura 4.1 - GIC medida na linha de transmissão de 400 kV, de Nurmijärvi a Loviisa (Finlândia).



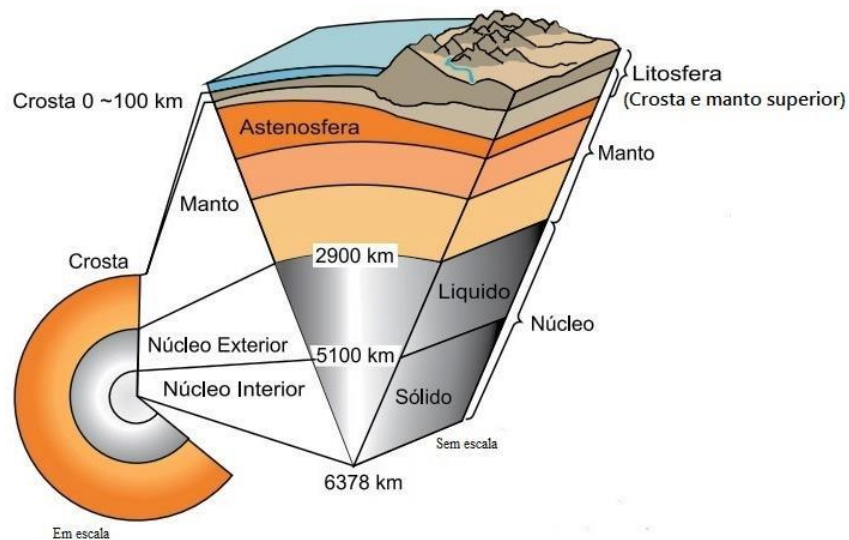
(a) GIC medida; (b) taxa de variação da componente X do campo geomagnético, (c) variação da componente X .

Fonte: Mckay (2003).

4.2 Estrutura geológica da Terra e mecanismos de condução elétrica

A partir de informações obtidas por diferentes métodos geofísicos, o interior da Terra pode ser subdividido em diferentes camadas com distintos mecanismos de condução elétrica podendo predominar em cada uma dessas camadas. Um esquema ilustrativo das principais camadas aceitas para o interior da Terra, separadas por limites definidos a partir de diferenças em parâmetros físicos detectadas por diferentes métodos geofísicos, é apresentado na Figura 4.2.

Figura 4.2 – Esquema ilustrativo da estrutura interna da Terra.



Fonte: Adaptado de Trichtchenko et al. (2016).

Além da separação em camadas, métodos geofísicos são também utilizados para inferir a variação da condutividade elétrica nessas estruturas. Esses métodos geofísicos são principalmente do tipo eletromagnético que podem usar tanto fontes naturais como artificiais para avaliar a distribuição de condutividade. Em princípio, métodos com fontes artificiais são mais adequados para sondar profundidades rasas (até alguns quilômetros de profundidade) enquanto métodos com fontes naturais (variações do campo geomagnético) são os únicos que permitem sondar profundidades de dezenas a centenas de quilômetros de profundidade (manto superior terrestre). Nesse último caso, utiliza-se mais comumente o método magnetotelúrico (MT) que, através de medidas simultâneas de campos elétricos e magnéticos em direções ortogonais na superfície da Terra, permite obter uma função de transferência (impedância) que traz informação sobre a condutividade elétrica atravessada pelo campo induzido no interior da Terra (TRICHTCHENKO et al., 2016). A partir da profundidade pelicular, Equação (4.4), diferentes frequências permitem sondar diferentes profundidades e assim, medindo os campos eletromagnéticos em função da frequência, pode-se sondar um grande intervalo de profundidades. A informação obtida por esse método é suficiente para inferir os efeitos causados pelas GIC, pois elas estão mais

relacionadas às variações mais abruptas do campo (frequências mais altas) e que dessa forma penetram no máximo pela crosta terrestre.

Pela relação das GIC com a condutividade do meio é também importante se ter uma visão geral sobre os diferentes mecanismos de condução elétrica que dominam os diferentes tipos de rocha presentes na Terra. Os principais tipos são:

- Rochas sedimentares: cobrindo muitas estruturas geológicas na superfície da Terra têm a condução eletrolítica como principal meio de condução de corrente. Essa condução é devida principalmente à presença de íons em fluidos salinos nessas rochas, de modo que a condução depende de fatores tais como a porosidade das rochas, a porcentagem dessas rochas preenchidas por fluidos e a salinidade desse fluido. Em geral, as rochas sedimentares têm condutividade relativamente baixa, mas que pode aumentar na presença de sedimentos muito finos (argila) nos quais aparece um mecanismo eficiente de condução pelas camadas externas aos minerais.
- Rochas ígneas: derivadas do resfriamento do magma proveniente do interior da Terra, têm os processos de semi-condução como o mecanismo principal de condução de corrente. Em geral tem condução inferior às rochas sedimentares e em casos específicos vinculados à concentração de minerais metálicos (depósitos minerais) podem apresentar alta condutividade por mecanismos de condução eletrônica.
- Rochas metamórficas: derivadas de processos de transformações físicas e químicas das anteriores, sua condutividade também é governada por processos de semi-condução. Apresenta valores baixos de condutividade, exceto na presença de elementos condutores interconectados que facilitem a condução eletrônica.

Genericamente, os mecanismos de condução eletrolítica dominam a parte superior da crosta (rochas sedimentares e fraturamento em rochas ígneas e metamórficas preenchidas por fluidos salinos), a semi-condução domina na maior parte da crosta e do manto, enquanto a condução eletrônica, que necessita um número significativo de elétrons livres, domina em

grandes profundidades. A condutividade pode ainda aumentar significativamente em função de possíveis elementos condutores intersticiais interconectados no interior da rocha e também em função da temperatura (EVANS, 2012). A possível presença desses elementos condutores interconectados acaba sendo mais importante que o tipo de rocha presente, pois domina o valor total da condutividade elétrica.

4.3 Teoria de propagação de ondas eletromagnéticas em um meio condutor

Em uma situação geral, quando um campo EM difunde-se através de um meio condutivo, a propagação dos campos elétrico e magnético pode ser expressa a partir das seguintes equações:

$$\text{Lei de Ampère} \quad \nabla \wedge \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{J} + \mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (4.6)$$

$$\text{Lei de Faraday} \quad \nabla \wedge \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (4.7)$$

onde, o primeiro termo da lei de Ampère corresponde à corrente de condução e o segundo à corrente de deslocamento. Considerando a conexão entre os campos que se propagam ao longo de meios condutivos e as correntes geradas, pode-se usar a relação constitutiva $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$ e substituir na lei de Ampère, para obter a expressão:

$$\nabla \wedge \mathbf{B} = \mu_0 \sigma \mathbf{E} + \mu_0 \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (4.8)$$

De forma geral, e para meios anisotrópicos, a resposta do campo elétrico depende da direção em que este campo é aplicado, uma vez que a condutividade elétrica em um mesmo ponto pode ter propriedades diferentes para direções diferentes. Em consequência, a condutividade elétrica σ da relação constitutiva é um tensor. Entretanto, sob as condições do modelo unidimensional (1D) a ser utilizado nesse estudo, a subsuperfície é considerada isotrópica, pelo que a condutividade se reduz a uma grandeza escalar σ para o modelo descrito.

Aplicando o operador rotacional na lei de Faraday, considerando que as propriedades condutividade (σ), permeabilidade (μ_o) e permissividade (ϵ_o) não variam com o tempo e usando o vetor identidade $\nabla^{\wedge}(\nabla^{\wedge}\mathbf{E}) = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2\mathbf{E}$, é possível obter uma expressão em termos do campo elétrico \mathbf{E} :

$$\nabla(\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2\mathbf{E} = -\mu_o\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} - \mu_o\epsilon_o \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial^2 t} \quad (4.9)$$

Supondo que não existam cargas elétricas livres (lei de Coulomb estabelece que $\nabla \cdot \mathbf{E} = \mathbf{0}$), chega-se a uma expressão que relaciona o campo elétrico com a solução de uma equação diferencial de segunda ordem, no domínio do tempo:

$$\nabla^2\mathbf{E} = \mu_o\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \mu_o\epsilon_o \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial^2 t} \quad (4.10)$$

Considerando os valores típicos de frequência de variação dos campos eletromagnéticos e os valores de condutividade tipicamente encontrados no interior da Terra, exceto para casos muito específicos de medidas usando frequências muito altas em estruturas extremamente resistivas, as correntes de condução vão ser muito maiores que as correntes de deslocamento. Nesse caso, o segundo termo da equação anterior pode ser desprezado, o que faz com que a propagação dos sinais eletromagnéticos corresponda a uma típica equação de difusão, dada por:

$$\nabla^2\mathbf{E} = \mu_o\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (4.11)$$

Para o caso dos sinais eletromagnéticos que viajam ao interior da Terra, pode-se supor que os campos elétricos e magnéticos tenham uma variação temporal harmônica na forma da frequência angular $\omega = 2\pi f$. Assim, pode-se considerar que o campo elétrico que seja solução da Equação (4.11) tenha a forma apresentada na Equação (4.12), a qual substituída

na Equação (4.11) permite obter uma expressão em termos do sinal incidente \mathbf{E}_0 , como se mostra na Equação (4.13):

$$\mathbf{E}(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z}, t) = \mathbf{E}_0(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})e^{-i\omega t} \quad (4.12)$$

$$\nabla^2 \mathbf{E}_0 = -i\omega\mu_0\sigma\mathbf{E}_0 \quad (4.13)$$

Considerando uma geometria simplificada em coordenadas cartesianas e que a velocidade da onda no interior da Terra seja muito menor do que na camada de ar, pode-se estabelecer que a onda vai possuir um comprimento de onda (λ_t) no interior da Terra, muito menor que o comprimento de onda da onda incidente (λ_i). Dessa forma, o número de onda (k_i) não é comparável com as condições de propagação no ar (k_t). Aplicando a lei de Snell (4.14) para determinar a relação entre os ângulos de incidência (θ_i) e de propagação da onda transmitida (θ_t),

$$k_i \sin\theta_i = k_t \sin\theta_t \quad (4.14)$$

pode se concluir que o ângulo com que a onda é transmitida no interior da Terra vai ser $\theta_t \approx 0$. Isso indica que a onda se propaga perpendicular ao plano de incidência.

Dessa forma, qualquer que seja o ângulo de incidência do sinal EM que atinja a superfície da Terra, ele vai se propagar verticalmente no interior da Terra. Nesse processo considera-se também válida a hipótese da incidência de ondas planas, pois a fonte do sinal EM incidente situa-se a grandes distâncias da superfície da Terra. Sob as condições do modelo restrito de distribuição de condutividade (resistividade) 1D, pode-se considerar que o sinal incidente encontra-se polarizado em uma direção específica (no caso na direção x), de forma que ele não irá variar nas outras duas direções, para chegar à expressão geral para \mathbf{E}_x (CAGNIARD, 1953).

$$\nabla^2 \mathbf{E}_x + i\omega\mu_0\sigma\mathbf{E}_x = \mathbf{0} \quad (4.15)$$

A solução geral dessa equação deve garantir a continuidade do campo \mathbf{E}_x no contato entre as diferentes camadas de estratificação do subsolo. Considera-se que a amplitude da onda transmitida corresponda à soma das amplitudes da onda incidente e da onda refletida, para o que se definem os coeficientes C_m e D_m como as amplitudes das ondas transmitida e refletida, respectivamente (CARABALLO, 2013):

$$\frac{\partial \mathbf{E}_x}{\partial z} = C_m e^{-k_m z} + D_m e^{k_m z} \quad (4.16)$$

Considerando a propagação do campo magnético \mathbf{B} de acordo com as equações de Maxwell e com o campo restrito a uma polarização no eixo y , pode-se obter uma solução análoga para o campo magnético, que vai ser dada por (ZOU; LIU, 2010):

$$\mathbf{B}_y = \frac{1}{i\omega\mu_0} \frac{\partial \mathbf{E}_x}{\partial z} \quad (4.17)$$

$$\frac{\partial \mathbf{B}_y}{\partial t} = \frac{k_m}{i\omega} (C_m e^{-k_m z} + D_m e^{k_m z}) \quad (4.18)$$

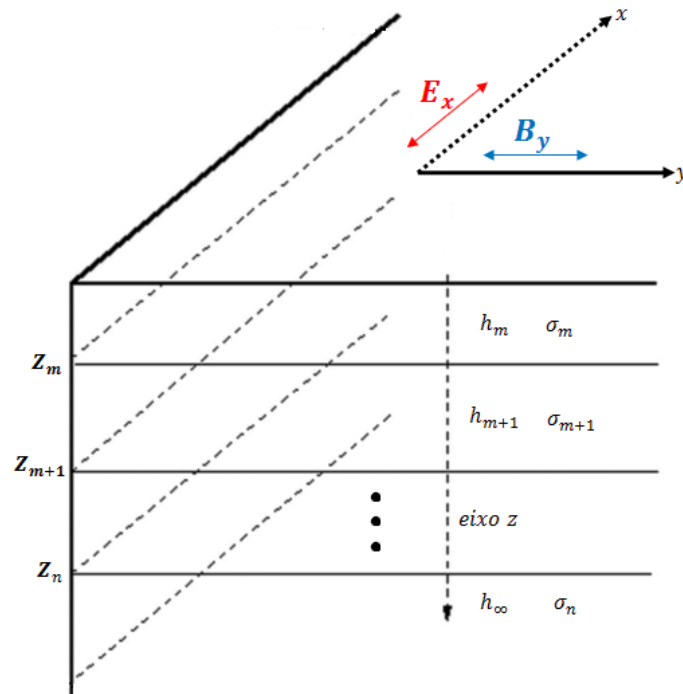
onde k_m é o número de onda, complexo, dado por:

$$k_m = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma_m} = (1 + i) \sqrt{\frac{\omega\mu_0\sigma_m}{2}} \quad (4.19)$$

A parte real desse número de onda gera o decaimento exponencial da amplitude da onda eletromagnética em função da profundidade (dada pela profundidade pelicular δ anteriormente definida) e a parte imaginária provoca a oscilação da onda. Dessa forma, k_m caracteriza a difusão do campo EM transmitido em cada camada em função da sua condutividade (σ_m), da constante de permeabilidade magnética (μ_0) e da frequência (ω) da onda que se propaga (CARABALLO et al., 2013).

Pode-se, então, resolver as características de propagação de um sinal EM no interior da Terra em que a subsuperfície seja estratificada em N camadas de espessura h_m e cujas propriedades elétricas sejam uniformes na direção horizontal, Figura 4.3.

Figura 4.3 – Modelo de subsuperfície 1D em N camadas.



Fonte: Adaptado de Caraballo (2013).

Nesse modelo 1D de distribuição de condutividades, a camada mais profunda é considerada um semi-espaço uniforme de espessura infinita (CARABALLO, 2013). Em cada camada, podem-se determinar as amplitudes da onda transmitida e refletida, e definir-se um vetor impedância Z_m para cada interfase, o qual vai conter a informação sobre a condutividade $\sigma_m \left(\frac{S}{m} \right)$, ou sua recíproca resistividade $\rho_m (\Omega m)$. Também, e como opção alternativa para descrever as propriedades do subsolo, pode-se definir o parâmetro geofísico condutância τ (medido em Siemens). Esse parâmetro é obtido para cada camada através da razão da

espessura (em metros) pela resistividade ρ (em Ωm), ou pelo produto entre a condutividade σ (em S/m) e a espessura da camada. Pode-se também calcular a condutância integrada para um conjunto de N camadas, por seu caráter escalar e propriedade aditiva (SIMPSON; BAHR, 2005). Esse parâmetro pode ser útil para comparar modelos de resistividade de diferentes regiões.

O vetor impedância \mathbf{Z}_m de natureza complexa é proporcional à razão entre as variações temporais do vetor campo elétrico e magnético. Em particular, para a última camada (aqui definida como n) não há sinal refletido na camada infinita e a impedância no topo da camada vai ser dada por (CARABALLO, 2013):

$$\mathbf{Z}_n = \mu_0 \frac{\frac{\partial \mathbf{E}_x}{\partial t}}{\frac{\partial \mathbf{B}_y}{\partial t}} = \frac{i\omega\mu_0}{\mathbf{k}_n} = \sqrt{\frac{i\omega\mu_0}{\sigma_n}} \quad (4.20)$$

Para as demais camadas, o vetor impedância \mathbf{Z}_m na interface pode ser expresso a partir das condições da onda transmitida e refletida na camada m (ZOU; LIU, 2010):

$$\mathbf{Z}_m = \mu_0 \frac{\frac{\partial \mathbf{E}_x}{\partial t}}{\frac{\partial \mathbf{B}_y}{\partial t}} = \left(\frac{i\omega\mu_0}{\mathbf{k}_m} \right) \frac{C_m e^{-k_m z} + D_m e^{k_m z}}{C_m e^{-k_m z} - D_m e^{k_m z}} \quad (4.21)$$

Uma vez que se determine o vetor impedância \mathbf{Z}_{0m} para uma determinada camada, Equação (4.22), e se expresse o coeficiente de reflexão dado pela razão entre as amplitudes da onda refletida e transmitida na camada imediatamente acima, pode se escrever o coeficiente de reflexão da camada m em termos das condições de propagação da camada imediatamente abaixo $m + 1$, Equação (4.23):

$$\mathbf{Z}_{0m} = \frac{i\omega\mu_0}{\mathbf{k}_m} \quad (4.22)$$

$$\frac{D_m}{C_m} = \frac{Z_{m+1} - Z_{0m}}{Z_{m+1} + Z_{0m}} e^{-2k_m z_{m+1}} \quad (4.23)$$

Pode-se, então, estabelecer uma relação de recorrência que permite obter o vetor impedância Z_m na parte superior da camada m a partir dos resultados obtidos nas camadas abaixo, Equação (4.24). A partir dessas diferentes expressões observa-se que o cálculo das impedâncias requer informação prévia sobre a constituição geológica do local, ou seja, o número de camadas, a espessura de cada uma delas h_m e suas respectivas condutividades σ_m .

$$Z_m = \frac{1 + \frac{Z_{m+1} - Z_{0m}}{Z_{m+1} + Z_{0m}}}{1 - \frac{Z_{m+1} - Z_{0m}}{Z_{m+1} + Z_{0m}}} e^{-2k_m h_m} \quad (4.24)$$

É importante lembrar que a impedância é aqui determinada por camadas que se comportam de forma isotrópica nas direções (Leste-Oeste) e (Norte-Sul). Por esta razão, $Z_{xy} = Z_{yx}$ visto ser o modelo considerado como unidimensional (ZOU; LIU, 2010).

O vetor Z_m é denominado função de transferência entre os campos eletromagnéticos e junto com a profundidade pelicular (Equação (4.4)) constituem as variáveis fundamentais para obter a distribuição da condutividade (resistividade) elétrica no interior da Terra por métodos geofísicos (no caso, o método MT). Nesse método, ele é comumente apresentado na forma de uma grandeza escalar chamada resistividade aparente $\rho(\omega)$, que tem uma relação direta com a amplitude do vetor impedância (Equação (4.24)). Também, por ser uma grandeza complexa, a impedância pode ser descrita através da diferença de fase $\varphi(\omega)$ entre os campos elétrico e magnético (Equação (4.26)). As duas grandezas serão utilizadas nas análises posteriores dos modelos de resistividade das regiões de estudo neste trabalho.

$$\rho(\omega) = \frac{1}{\omega \mu_0} |Z_m(\omega)|^2 \quad (4.25)$$

$$\varphi(\omega) = \arctan\left(\frac{\Im(\mathbf{Z}_m(\omega))}{\Re(\mathbf{Z}_m(\omega))}\right) \quad (4.26)$$

onde $\Im(\mathbf{Z}_m(\omega))$ e $\Re(\mathbf{Z}_m(\omega))$ representam as partes imaginária e real do vetor impedância, respectivamente.

4.4 Campo geoeletrico

De acordo com os procedimentos do item anterior, o vetor impedância calculado estará no domínio da frequência $\mathbf{Z}_m(\omega)$. Como os dados do campo geomagnético obtidos pelos magnetômetros encontram-se no domínio temporal $\mathbf{B}(t)$, é necessário converter esses dados para o domínio da frequência $\mathbf{B}(\omega)$, antes de obter o campo geoeletrico. Dessa forma, o primeiro passo no cálculo do campo geoeletrico é aplicar uma transformada de Fourier aos dados de variação temporal do campo magnético. O cálculo do campo geoeletrico é feito usando as fórmulas simples que relacionam os campos elétricos e magnéticos e sua função de transferência (impedância) no domínio da frequência. Como se tem duas componentes horizontais para definir o campo, o campo geoeletrico é calculado em suas componentes cartesianas $\mathbf{E}_x(\text{Norte} - \text{Sul})$ e $\mathbf{E}_y(\text{Leste} - \text{Oeste})$ através das seguintes expressões:

$$\mathbf{E}_x(\omega) = \frac{\mathbf{Z}_m(\omega)\mathbf{B}_y(\omega)}{\mu_0} \quad (4.27)$$

$$\mathbf{E}_y(\omega) = -\frac{\mathbf{Z}_m(\omega)\mathbf{B}_x(\omega)}{\mu_0} \quad (4.28)$$

O passo seguinte consiste em converter o campo geoeletrico obtido no domínio da frequência $\mathbf{E}_{xy}(\omega)$ para o domínio temporal $\mathbf{E}_{xy}(t)$, o que é feito aplicando a transformada de Fourier inversa. Dessa forma, conhecidos os valores do modelo de resistividade em subsuperfície e com as séries temporais do campo geomagnético obtidas durante a

ocorrência de tempestades magnéticas, é possível determinar o campo geoeletrico horizontal induzido na superfície da Terra que vai impulsionar as GIC (PIRJOLA, 2002a).

4.5 Método LP para o cálculo de GIC

De modo geral, as GIC são calculadas para sistemas aterrados sob a influência das componentes horizontais de campos geoeletricos $\mathbf{E}_x(t)$ e $\mathbf{E}_y(t)$. Em particular para o caso de uma rede elétrica, vinculam-se com a diferença de potencial V_{ji} entre dois pontos ligados pela linha de transmissão através de um caminho $(i - j)$. Isto permite supor que não exista uma única diferença de potencial (ddp) para toda a superfície, mas que ela pode ser considerada como uma grandeza local representada pelas fontes de voltagem acopladas em série com as linhas de tensão:

$$V_{ji} = \int_i^j \mathbf{E} \, d\mathbf{l} \quad (4.29)$$

Em um caso prático, esses pontos i e j , representam os transformadores aterrados que compõem as subestações que interligam a rede de transmissão de energia elétrica. Eles simulam os nós aterrados da configuração do circuito no modelo de engenharia, o qual inclui a resistência do sistema aterrado (transformadores-Terra), das linhas de transmissão e a distância entre elas. Formam um circuito relacionado com campos elétricos conservativos $\mathbf{E}_x(t)$ e $\mathbf{E}_y(t)$, pelos quais o potencial não varia ao longo do caminho e cuja amplitude pode ser determinada a partir das componentes cartesianas do campo geoeletrico (BOTELER; PIRJOLA, 1998).

$$V_{12} = \int_{y_1}^{y_2} \mathbf{E}_x \, d\mathbf{y} + \int_{x_1}^{x_2} \mathbf{E}_y \, d\mathbf{x} \quad (4.30)$$

A Equação 4.30 expressa a ddp entre duas subestações quaisquer em termos das coordenadas geográficas (x, y) , que estão associadas às componentes \mathbf{E}_y e \mathbf{E}_x do campo geoeletrico. Essa ddp será usada para o calculo da GIC, o que pode ser feito seguindo as

leis de Ohm e Kirchoff que constituem a base do modelo LP para obtenção da GIC (LEHTINEN; PIRJOLA, 1985). Por esse modelo, a GIC (aqui representada por \mathbf{I}_n) que flui através de cada transformador que compõe a rede vai ser dada por:

$$\mathbf{I}_n = (\mathbf{U} + \mathbf{Y}_{ij}\mathbf{Z}_{ii})^{-1} \mathbf{J}_{e,i} \quad (4.31)$$

onde o vetor coluna \mathbf{I}_n é composto pelos n transformadores da rede e a matriz identidade unitária \mathbf{U} tem dimensões $n \times n$. A matriz admitância da rede (\mathbf{Y}_{ij}), associada ao inverso da resistência R_{ij} das linhas de tensão que interligam as subestações, é calculada pela seguinte expressão (PIRJOLA, 2002b):

$$\mathbf{Y}_{ij} = \frac{-1}{R_{ij}} \quad i \neq j \quad \mathbf{Y}_{ij} = \sum_{\substack{k=1 \\ i \neq k}}^n \frac{1}{R_{ik}} \quad i = j \quad (4.32)$$

A matriz impedância \mathbf{Z}_{ii} , com dimensões $n \times n$, é composta exclusivamente pelos elementos da diagonal principal formada pelas resistências r_i do acoplamento Terra-transformador (BARBOSA et al., 2015). Os elementos fora da diagonal principal são considerados como zero, uma vez que a distância entre as subestações é suficiente grande para que a corrente que flui ao longo de um nó não afete o outro. Dessa forma, a matriz de impedância vai ser dada por:

$$\mathbf{Z}_{ii} = r_i \quad (4.33)$$

Por último, a partir da lei de Ohm para um condutor perfeitamente aterrado e na superfície, pode-se determinar o vetor coluna $\mathbf{J}_{e,i}$ de dimensões $(n \times 1)$. Esse vetor depende da ddp local, calculada previamente, e das resistências R_i de cada linha de transmissão, sendo dada por Barbosa et al. (2015):

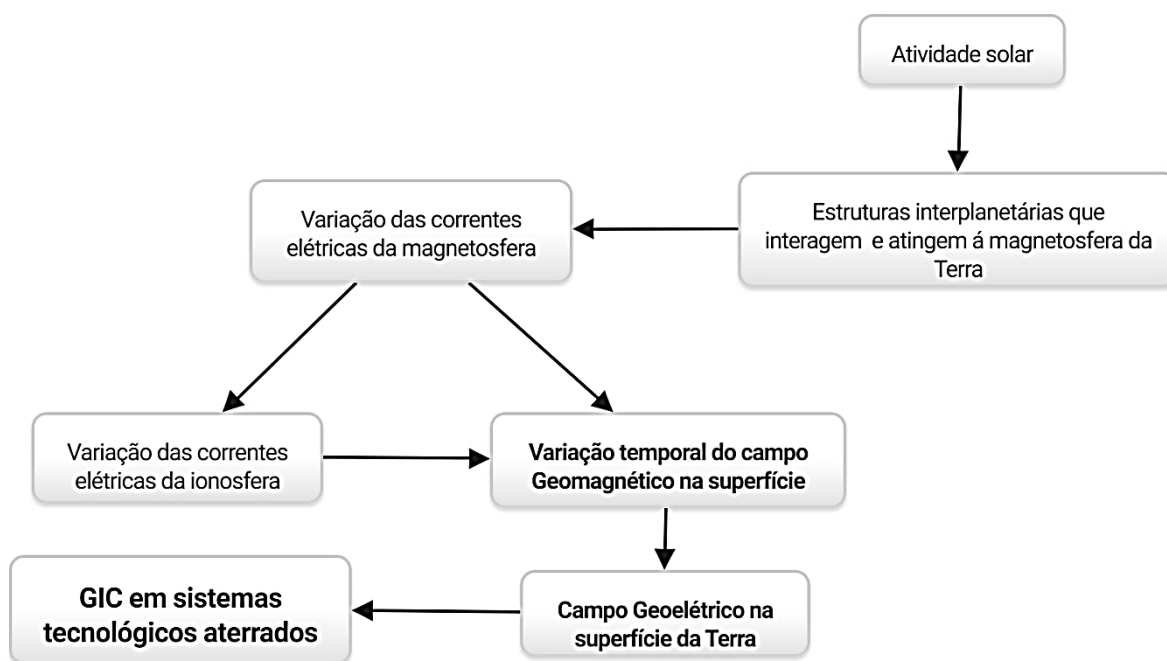
$$J_{e,i} = \sum_{\substack{k=1 \\ k \neq i}}^n J_{ji} = \frac{V_{ki}}{R_{ki}} \quad i = 1 \dots n \quad (4.34)$$

Através das matrizes U , Y_{ij} , Z_{ii} e $J_{e,i}$ anteriormente apresentadas é possível calcular a GIC para cada nó (subestação) da rede de alta tensão, usando os resultados de campo geométrico obtidos na seção precedente.

5. METODOLOGIA E VALIDAÇÃO DOS CÓDIGOS DESENVOLVIDOS PARA O CÁLCULO DAS GIC

A Figura 5.1 sintetiza a sequência dos processos envolvidos na ocorrência de GIC. Ela mostra desde os fenômenos solares relacionados com o Clima Espacial, passando pela propagação através do meio interplanetário e seus efeitos na magnetosfera e ionosfera que afetam o campo geomagnético, os quais levam à geração do campo geoelétrico na superfície da Terra. Por fim, esses campos levam às correntes induzidas que afetam os sistemas tecnológicos de grande porte instalados na superfície da Terra.

Figura 5.1- Sequência dos eventos associados à ocorrência de GIC.



Fonte: Adaptada de Ngwira (2008).

De todos esses processos, os três últimos, (i) variação temporal do campo magnético na superfície, (ii) campo geoeletrico na superfície da Terra, e (iii) GIC em sistemas tecnológicos aterrados, serão aqui discutidos em maiores detalhes, pois constituem o embasamento da metodologia adotada no desenvolvimento deste trabalho. Dessa forma, (i)

vai se partir das séries temporais do campo magnético de quatro tempestades ocorridas durante o ano 2015 registradas pela rede de magnetômetros do EMBRACE. Em seguida, (ii) usando modelos 1D de resistividade elétrica sob as regiões nas quais o campo geomagnético é medido, vai se calcular o campo geoeletrico. Por fim, (iii) usando informações sobre a única malha de rede elétrica no país sobre a qual se dispõe da informação necessária, vai se calcular a GIC em cada uma dessas regiões durante cada uma das quatro tempestades usando um modelo de engenharia. Para tanto, foi deslocada hipoteticamente essa malha da rede elétrica para cada um dos locais nos quais se detém ambas as informações de campo geomagnético e condutividade necessárias para se calcular as correntes induzidas.

Descreve-se, a seguir, a sequência da metodologia desenvolvida para, a partir dos dados geomagnéticos disponíveis, obter os valores de GIC nos locais de medida. Esses passos incluem a obtenção dos dados de variações geomagnéticas usando dados brutos fornecidos pelos magnetômetros, o processo de obtenção do campo geoeletrico e, por fim, a GIC.

5.1 Sistema de aquisição de dados

O programa de Estudo e Monitoramento Brasileiro de Clima Espacial (EMBRACE) do INPE possui uma rede de magnetômetros do tipo fluxo saturado (“*fluxgate*”). Genericamente, esses magnetômetros são constituídos por um núcleo de material magnético não linear, de alta permeabilidade e fácil saturação. Esse núcleo do sensor está dividido em duas barras lineares, paralelas entre si e cobertas por enrolamentos em sentidos opostos, que constituem as bobinas primária e secundária. A bobina primária, alimentada por um sinal de corrente alternada, gera um campo magnético na bobina secundária, por indução, que terá igual direção, mas sentido oposto ao campo primário. Na presença de um campo magnético externo, susceptível de medição, e na condição de saturação atingida, é registrado um atraso no sinal de tensão entre os dois campos induzidos. Assim, é possível obter a variação do campo geomagnético existente no ambiente como sendo proporcional ao sinal da voltagem registrada (SILVA, 2013). Os magnetômetros da rede do EMBRACE passam por um processo de calibração, com o objetivo de aferir a sensibilidade e o

comportamento dos instrumentos em relação a um magnetômetro de referência, localizado em Cachoeira Paulista (SP). Durante um período aproximado de sete meses, os magnetômetros são operados simultaneamente, ajustando as constantes de calibração de cada instrumento ao magnetômetro de referência (DENARDINI et al., 2016).

Dados com resolução temporal de 1 s e precisão melhor que 1 nT são registrados pelos magnetômetros da rede EMBRACE, mas não são livremente disponibilizados na página do programa. Dessa forma, os dados utilizados nesta dissertação foram obtidos em formato "bruto", sendo necessário utilizar equações e constantes de calibração para cada um dos magnetômetros (fornecidos pelo EMBRACE) para obter as variações do campo geomagnético. A Figura 5.2 mostra um exemplo dos dados brutos recebidos. Os arquivos são formatados por hora, apresentando o nome da estação (no caso São Martinho da Serra), o número do dia do ano (075, que neste caso corresponde a 17 de Março), informação sobre o horário dos dados e os valores associados às componentes H , D e Z do campo Geomagnético nas três colunas subsequentes.

Figura 5.2 – Exemplo do arquivo por hora com dados “brutos” recebidos da rede EMBRACE.

```
SAO MARTINHO DA SERRA EMBRACE-06 <075> 1 Sec. Raw data
HH MM SS H(Ch2) D(Ch4) Z(Ch6) T1(Ch7) T2(Ch8)
03 00 00 -0054598 0038359 -0033656 0052022 0060738
03 00 01 -0054594 0038362 -0033714 0052026 0060735
03 00 02 -0054601 0038364 -0033712 0052023 0060735
03 00 03 -0054607 0038373 -0033641 0052019 0060734
03 00 04 -0054598 0038353 -0033727 0052026 0060734
03 00 05 -0054606 0038347 -0033675 0052021 0060733
03 00 06 -0054612 0038370 -0033594 0052019 0060732
03 00 07 -0054594 0038341 -0033627 0052024 0060729
03 00 08 -0054626 0038368 -0033686 0052023 0060729
03 00 09 -0054632 0038344 -0033559 0052022 0060729
03 00 10 -0054632 0038357 -0033682 0052019 0060728
03 00 11 -0054664 0038323 -0033598 0052021 0060728
03 00 12 -0054672 0038318 -0033532 0052025 0060728
```

Fonte: INPE.EMBRACE (2015).

Para obter as variações do campo geomagnético foi necessário inicialmente converter esses dados “brutos” para um valor em *milivolts (mV)* e depois para *nanotesla (nT)*, usando informações fornecidas pelo EMBRACE. Como exemplo, na Tabela 5.1 e Tabela 5.2 são mostrados os coeficientes de calibração para as componentes **H** e **D** usados para o magnetômetro instalado na estação de São Martinho da Serra, onde as constantes (*cte 1* e *cte 2*) correspondem ao ajuste linear, os valores *Scale* referem-se à calibração instrumental e aqueles indicados como *Base* são de referência do lugar de medidas, determinados a partir do valor médio anual.

Tabela 5.1 - Constantes de calibração da componente **H** do magnetômetro da estação SMS, da rede do programa EMBRACE.

Componente H	
Linear fit slope (<i>cte 1</i>)	0,00477025
Linear fit offset (<i>cte 2</i>)	0,06751758
Eletronic Offset H (V)	0,1020
Scale H value (mV/nT)	2,54
Base line H - Hmean (nT)	18105,2

Fonte: INPE.EMBRACE (2015).

Tabela 5.2 - Constantes de calibração da componente **D** do magnetômetro da estação SMS, da rede do programa EMBRACE.

Componente D	
Linear fit slope (<i>cte 1</i>)	0,00477025
Linear fit offset (<i>cte 2</i>)	0,06751758
Eletronic Offset D (V)	0,1001
Scale D value ($mV/^\circ$)	3,15
Base line D – Dmean (°)	-14,6
Convect Fact D	315,9

Fonte: INPE.EMBRACE (2015).

Dispondo dessas constantes, os valores da componente horizontal do campo geomagnético **H(nT)** foram obtidos a partir das Equações (5.1) e (5.2) que seguem:

$$\mathbf{H}(mV) = H(bruto).cte1 + cte2 + OffsetH \quad (5.1)$$

$$\mathbf{H}(nT) = \frac{\mathbf{H}(mV)}{ScaleH} + Hmean \quad (5.2)$$

De forma análoga, esse procedimento foi efetuado para determinar a componente $D(^{\circ})$ usando as Equações (5.3) e (5.4):

$$D(mV) = D(bruto).cte1 + cte2 + OffsetD \quad (5.3)$$

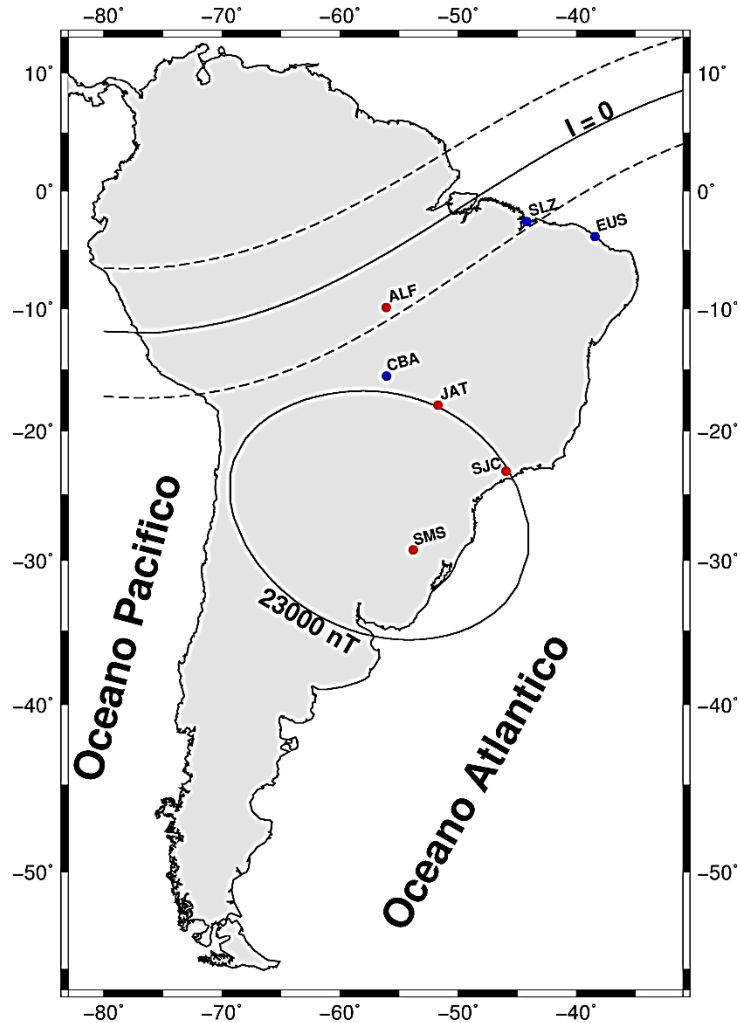
$$D(^{\circ}) = \frac{D(mV)}{ScaleD \times Convect\ Fact\ D} + Dmean \quad (5.4)$$

O mesmo procedimento foi adotado para as quatro tempestades a serem analisadas e com dados das componentes horizontais das quatro estações. Rotinas computacionais foram desenvolvidas na linguagem de programação MatLab, permitindo obter um registro das componentes $\mathbf{H}(nT)$ e $D(^{\circ})$ a cada segundo. Em seguida, os dados foram convertidos para variação a cada minuto (a partir do instante $hh:mm:00$ até $hh:mm:59$), com uma média simples dos 60 valores subsequentes ao desse minuto. Esse procedimento foi feito para remover frequências acima da frequência mais alta desejada, minimizando assim possíveis efeitos de “*aliasing*”.

Foi necessário escolher, dentre as estações geomagnéticas em operação, aquelas que seriam utilizadas neste estudo. Priorizaram-se aquelas estações com dados disponíveis para os eventos escolhidos e aquelas com informações geofísicas que permitissem obter um modelo de resistividades 1D para cálculo do campo geoeletrico. Devido a isso, algumas estações nas quais se possuíam dados geomagnéticos durante os eventos, tais como São Luís (MA) e Eusébio (CE), foram desconsideradas por não se dispor de medidas de resistividade elétrica nessas regiões e também pela proximidade do mar, o que inviabiliza a adoção de modelos de resistividade 1D. Outro caso foi a estação de Cuiabá (MT), onde estudos prévios de indução eletromagnética revelaram a presença de um forte condutor em subsuperfície que

amplifica as variações geomagnéticas de forma diferencial de acordo com a frequência do sinal eletromagnético (PADILHA et al., 2017). Por essa razão, essa estação também foi descartada.

Figura 5.3 – Localização das estações da rede de magnetômetros do EMBRACE e valores do campo geomagnético em 2015.



Parâmetros do campo geomagnético são: o equador magnético ($I = 0^\circ$), os limites ao norte e ao sul do equador magnético até onde se esperam efeitos do eletrojato equatorial em medidas geomagnéticas na superfície (linhas tracejadas em $I = 10^\circ$ e $I = -10^\circ$) e a isolinha de 23000 nT do campo total, aqui usada para definir a localização da AMAS. Em vermelho, as estações utilizadas neste estudo; em azul, as estações descartadas.

Fonte: Produção do autor.

A partir dessas análises foram definidas quatro estações para serem usadas neste estudo: Alta Floresta (MT), Jataí (GO), São José dos Campos (SP) e São Martinho da Serra (RS). A localização das estações é apresentada na Tabela 5.3 e na Figura 5.3. Dessas estações, uma delas encontra-se na região sob influência das correntes ionosféricas diurnas do EJE (estação ALF), pois os efeitos dessas correntes são observados no campo magnético medido no solo em latitudes magnéticas inferiores a 5° (PADILHA et al., 2003). As demais são estações de baixa latitude magnética, sendo que a estação SMS é a que apresenta menor intensidade do campo total, por estar mais próxima à região central da AMAS, região de mínima intensidade do campo geomagnético na superfície da Terra (TRIVEDI et al., 2005). Por outro lado, as estações JAT e SJC têm valores de campo total muito próximos (diferença de 40 nT). Dessa forma, estão quase equidistantes do centro da anomalia e não devem ter efeitos diferentes gerados pela AMAS (exceto se ocorrer alguma direção preferencial de ionização na anomalia).

Tabela 5.3 – Coordenadas geográficas e geomagnéticas das estações escolhidas.

Estação EMBRACE	Sigla	Coordenadas Geográficas		Coordenadas Geomagnéticas (IGRF)			
		Latitude (°)	Longitude (°)	Declinação (°)	Inclinação (°)	Latitude <i>Dip</i> (°)	Campo total (nT)
Alta Floresta (MT)	ALF	9,8703 S	56,1042 O	-17,5106	-8,0390	-4,04	24251
Jataí (GO)	JAT	17,9317 S	51,7183 O	-19,3371	-25,3467	-13,32	23022
São José dos Campos (SP)	SJC	23,2086 S	45,9636 O	-21,4046	-37,2210	-20,80	22982
São Martinho da Serra (RS)	SMS	29,4436 S	53,8228 O	-14,8929	-37,1583	-20,75	22474

Fonte: Denardini et al. (2016).

5.2 Séries temporais do campo geomagnético

A escolha dos eventos analisados foi feita usando os índices *Dst* disponibilizados pela Universidade de Kyoto (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/>). A partir desses índices foram escolhidas as tempestades mais intensas ocorridas durante o ano de 2015. A Tabela 5.4 mostra o período estimado de ocorrência das quatro tempestades escolhidas e o valor do índice *Dst* mínimo registrado (provisional) para cada uma delas, todas classificadas como tempestades intensas (índice *Dst* mínimo inferior a -100 nT).

Tabela 5.4 – Tempestades magnéticas mais intensas durante o ano 2015.

Código	Intervalo	<i>Dst</i> mínimo (nT)
T1	16-18 de Março	-222
T2	21-23 de Junho	-204
T3	19-21 de Dezembro	-155
T4	30 Dez – 1 de Jan	-110

Fonte: WDC (2017).

Conforme anteriormente descrito, o estudo das séries temporais do campo geomagnético se inicia com a análise de dados com resolução de um segundo. De acordo com as características dos gráficos da variação diurna, foram consideradas séries temporais desde alguns dias antes e/ou depois da ocorrência da tempestade. Um aspecto observado nessa análise preliminar é que os dados apresentam alguns intervalos de tempo, com duração desde alguns segundos até algumas horas, sem registro de dados. Por essa razão, foi necessário realizar uma análise detalhada de todo o intervalo escolhido com o objetivo de avaliar a relevância dessas ausências de dados nas estimativas posteriores das GIC.

As tabelas seguintes mostram o procedimento adotado com as séries temporais das quatro tempestades estudadas. Cada arranjo mostra os dias escolhidos de acordo com o mês em que ocorreu a tempestade, e a estatística dos dados disponíveis durante cada dia. Com a cor azul marcaram-se as horas do dia sem dados disponíveis, ou interrupção significativa no funcionamento dos equipamentos. Com a cor verde, as horas com lapsos de segundos sem dados. Essa observação é relevante, pois influencia o cálculo posterior dos valores médios

por minuto. As séries temporais são apresentadas em *UT* (*do inglês universal time*), que para o fuso horário oficial de Brasília (Brasil) representa três horas a mais que o *LT* (*do inglês local time*).

Tabela 5.5 – Dados disponíveis para a estação de ALF.

ALF		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23		
T1	Março	16																									
		17																									
		18												-10													
		19																									
T2	Junho	20																									
		21																									
		22																									
		23																									
		24																									
T3	Dezembro	25																									
		19																									
		20																									
		21																									
T4	Dez-Jan	22																									
		30																									
		31																									
		1																									
		2																									

Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.6 – Dados disponíveis para a estação de JAT.

JAT		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
T1	Março	16																								
		17																								
		18																								
		19																								
T2	Junho	20																								
		21																								
		22																								
		23																								
		24																								
T3	Dezembro	25																								
		19																								
		20																								
		21																								
T4	Dez-Jan	22																								
		30																								
		31																								
		1																								
		2																								

Fonte: Produção do autor.

Conforme pode ser observado na Tabela 5.5, não há dados disponíveis para a estação ALF durante os eventos T3 e T4. Tabelas semelhantes são apresentadas para as demais estações nas Tabela 5.6 (JAT), Tabela 5.7 (SJC) e Tabela 5.8 (SMS). Todas essas estações apresentam alguma intermitência nos registros das séries temporais, mais significativas para o caso da quarta tempestade (caso das estações JAT e SMS).

Tabela 5.7 – Dados disponíveis para a estação de SJC.

SJC		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
T1	Março	16																								T1
		17																								
		18																								
		19																								
		20																								
T2	Junho	21																					+2		+1	T2
		22																								
		23																								
		24																								
		25																								
T3	Dezembro	19																								T3
		20																								
		21														-122			-53		-98					
		22																								
T4	Dez-Jan	30																								T4
		31																								
		1																								
2																										

Fonte: Produção do autor.

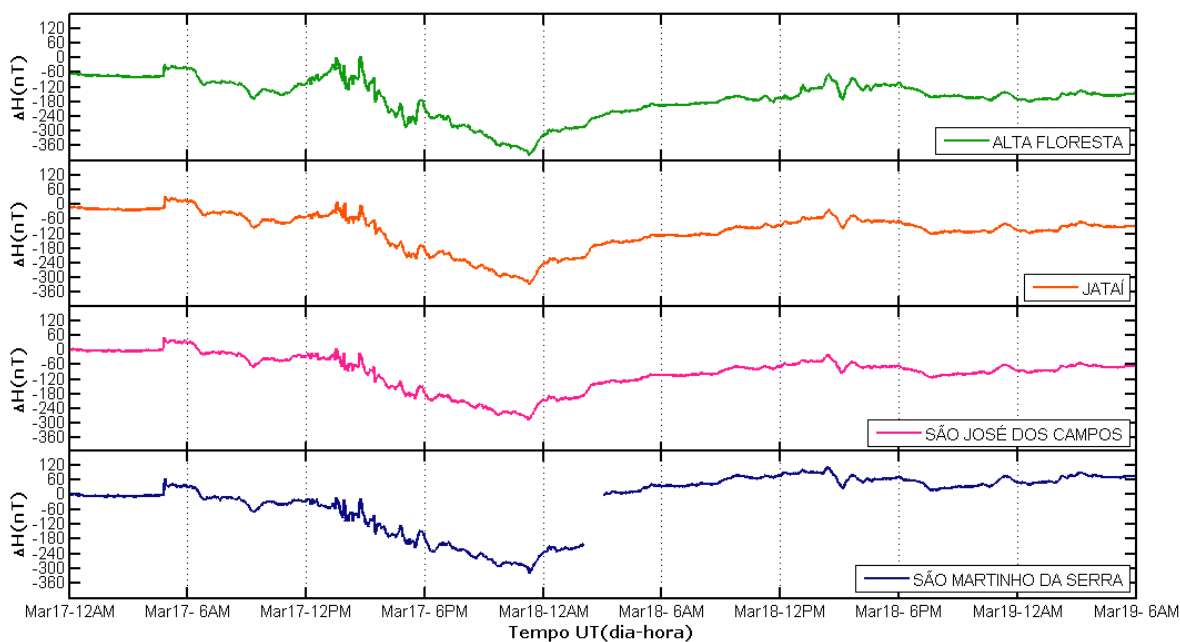
Tabela 5.8 – Dados disponíveis para a estação de SMS.

SMS		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23		
T1	Março	16																								T1	
		17																									
		18																									
		19																									
		20																									
T2	Junho	21																								T2	
		22																									
		23																									
		24																									
		25																									
T3	Dezembro	19																								T3	
		20																									
		21																									
		22																									
T4	Dez-Jan	30																								T4	
		31																									
		1																									

Fonte: Produção do autor.

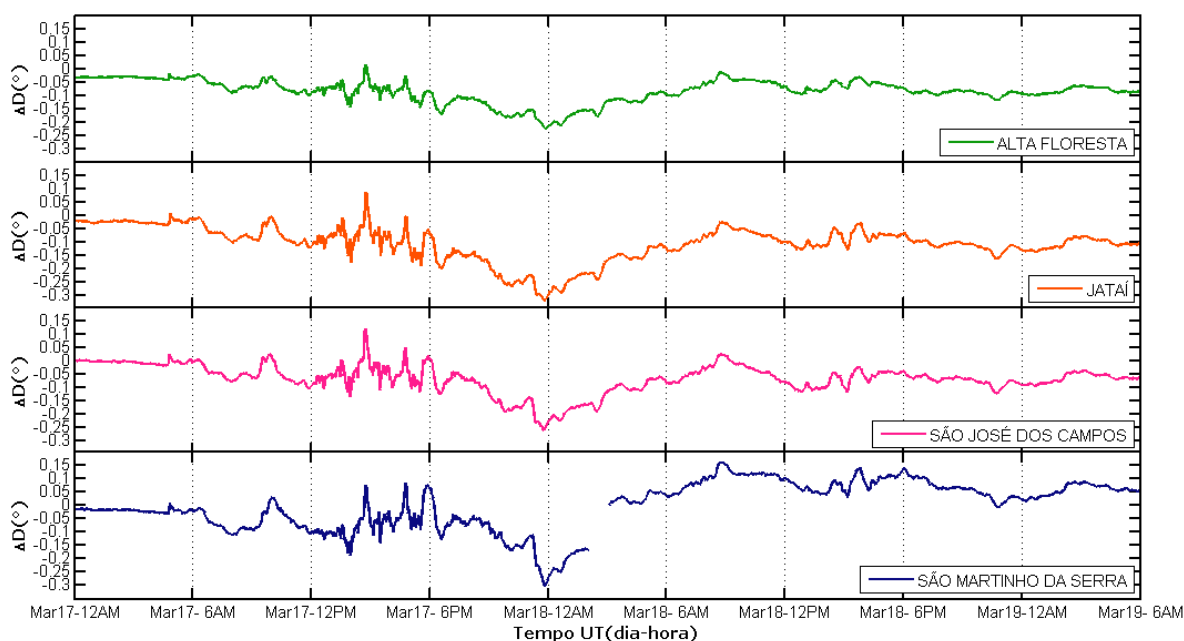
Para exemplificar os gráficos das séries temporais obtidos, foi escolhida a tempestade T1 (17-19 de março de 2015). As variações ΔH e ΔD , obtidas a partir dos valores das componentes H e D , são mostradas na Figura 5.4 e na Figura 5.5. Observe-se que a escala para a estação ALF é diferente das demais estações para a variação ΔH . Esses resultados foram comparados diretamente com os gráficos disponíveis on-line na página do programa EMBRACE e mostraram resultados compatíveis. Observe-se, também, que para essa tempestade há uma falha nos dados do dia 18 de março para a estação SMS. Esse aspecto, porém, não compromete os resultados a serem obtidos na sequência das análises, pois a ausência de dados ocorre durante a fase de recuperação da tempestade quando não se esperam GIC de amplitude significativa. Isso porque observações anteriores já mostraram que as maiores amplitudes das GIC são geralmente esperadas para o início da tempestade (ssc) ou na sua fase principal.

Figura 5.4 – Gráficos da variação ΔH para a T1 (17-19 de março de 2015).



Fonte:Produção do autor.

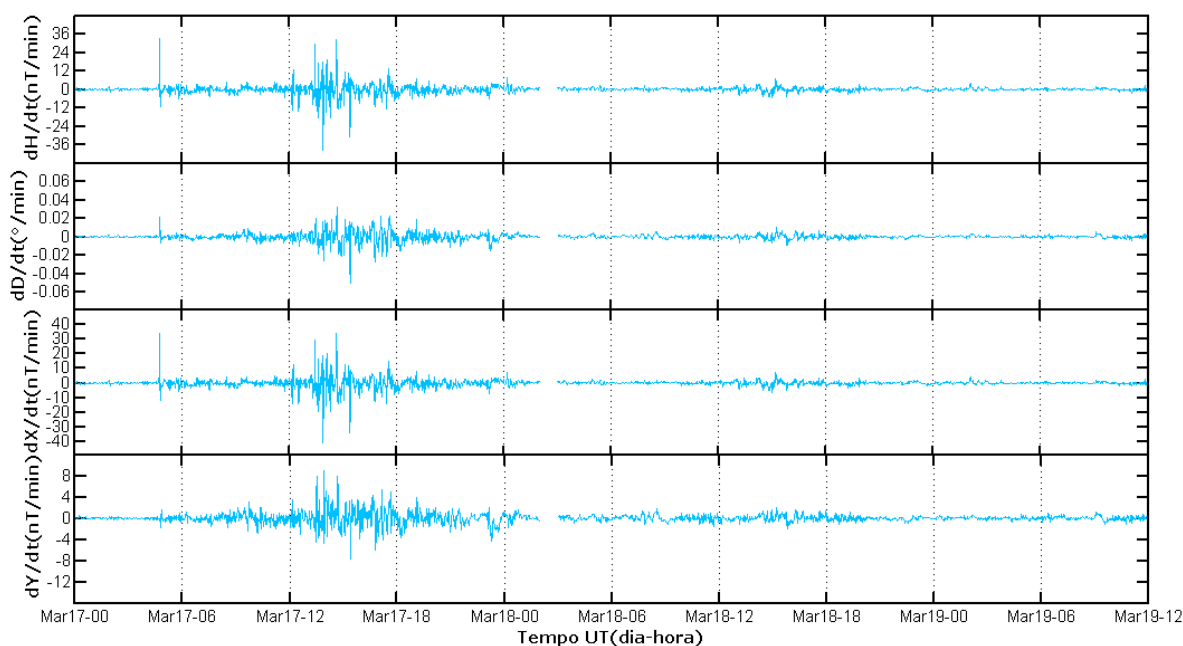
Figura 5.5 – Gráficos da variação ΔD para a T1 (17-19 de março de 2015).



Fonte:Produção do autor.

O próximo passo consistiu em obter a derivada temporal das variações do campo geomagnético. Nesse caso, além de usar as componentes H e D mostradas anteriormente, foram também calculadas as componentes horizontais relacionadas com as direções geográficas X (Norte-Sul) e Y (Leste-Oeste), usando as relações apresentadas nas Equações (3.6). Esse cálculo é necessário, pois para obtenção dos valores das GIC usam-se as coordenadas geográficas das linhas que ligam as subestações da rede de energia elétrica. Na Figura 5.6 são exibidos os gráficos das derivadas temporais dessas diferentes componentes geomagnéticas para a estação SMS durante a tempestade T1. Para facilitar a visualização os gráficos são novamente apresentados em escalas diferentes. Observa-se que a taxa de variação do campo é bem mais significativa nas componentes H e X do que na componente Y , um resultado típico para baixas latitudes magnéticas. Também, como esperado, os maiores valores da derivada, que devem dar origem às GIC de maior intensidade, ocorrem no ssc e durante a fase principal da tempestade.

Figura 5.6 – Gráficos das derivadas temporais de H , D , X e Y para a T1 da estação SMS.



Fonte:Produção do autor.

Novamente, esses resultados foram validados através da comparação com os valores disponíveis na página web do EMBRACE (válido para o dH/dt).

5.3 Cálculo do campo geoeétrico

Nesta etapa da metodologia, realizou-se a validação dos códigos computacionais desenvolvidos durante esta Dissertação para os diferentes cálculos necessários até a obtenção das GIC. Para tanto, os resultados obtidos para cálculo das GIC usando os códigos desenvolvidos em MatLab foram comparados aos dados experimentais de medidas diretas das GIC extraídos de Barbosa et al. (2015). De forma similar àquele estudo, a amplitude das GIC foi calculada para a localidade de Itumbiara (GO), usando registros do campo geomagnético provenientes do Observatório Magnético de Vassouras (VSS) para a tempestade magnética ocorrida no dia 8 de Outubro de 2013. As séries temporais a cada minuto para VSS foram obtidas diretamente da rede de observatórios magnéticos do

INTERMAGNET e o modelo de resistividade para Itumbiara, apresentado na Tabela 5.9, foi derivado de Trivedi et al. (2007).

Tabela 5.9 – Modelo de resistividade para a região de Itumbiara.

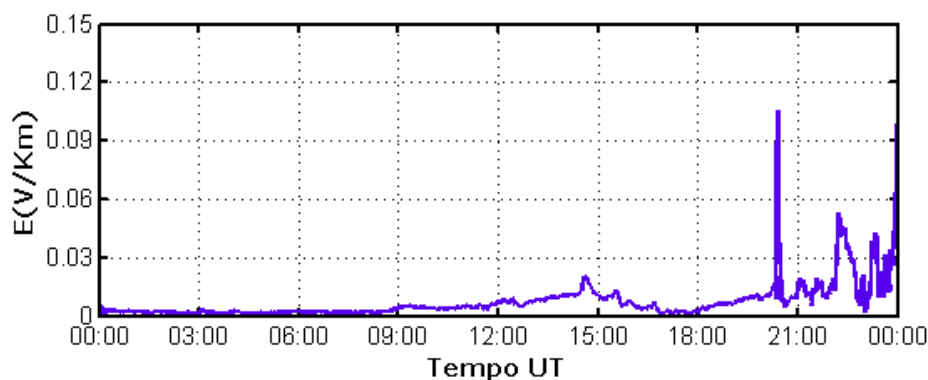
Camada	Resistividade (Ωm)	Espessura (m)
1	2×10^2	4×10^3
2	1×10^5	7×10^3
3	6×10^2	1×10^4
4	1×10^4	-

Fonte: Trivedi et al. (2007).

Na sequência do procedimento para obtenção dos dados geoeletricos, o primeiro passo foi converter as séries temporais do campo geomagnético para o domínio de frequência, o que foi feito através de uma Transformada de Fourier usando a ferramenta *fft* (do inglês *Fast Fourier Transform*) do MatLab. Desta forma, foram obtidas as séries do campo magnético nas duas direções geográficas horizontais, $X(\omega)$ e $Y(\omega)$, com o intervalo de frequências definido desde zero até o valor máximo de $1/2\Delta t$, onde Δt corresponde ao período de amostragem que neste caso é de 60 s.

Em seguida foi usada informação sobre a estrutura geoeletrica para Itumbiara, baseada em valores de espessura e resistividades para as diferentes camadas estratificadas para a subsuperfície na região (Tabela 5.9). Um código em MatLab desenvolvido neste trabalho executa a relação de recorrência dada pela Equação (4.24), a partir da qual é possível obter o vetor de impedâncias Z_m na superfície da Terra, o qual é obtido no domínio de frequências. Na sequência do código, são aplicadas as Equações (4.27) e (4.28) para obter as componentes $E_x(\omega)$ e $E_y(\omega)$ do campo geoeletrico. Na etapa final desse processamento, esses resultados são convertidos para o domínio do tempo usando uma Transformada de Fourier inversa. A função *ifft* (do inglês *Inverse Fast Fourier Transform*) do software MatLab foi usada nesse estágio. A Figura 5.7 mostra o resultado obtido para o campo geoeletrico em Itumbiara durante a tempestade mencionada, utilizando este procedimento.

Figura 5.7 – Amplitude do campo geoeétrico calculado em Itumbiara para o dia 8 de Outubro de 2013, usando o observatório VSS como referênciia.



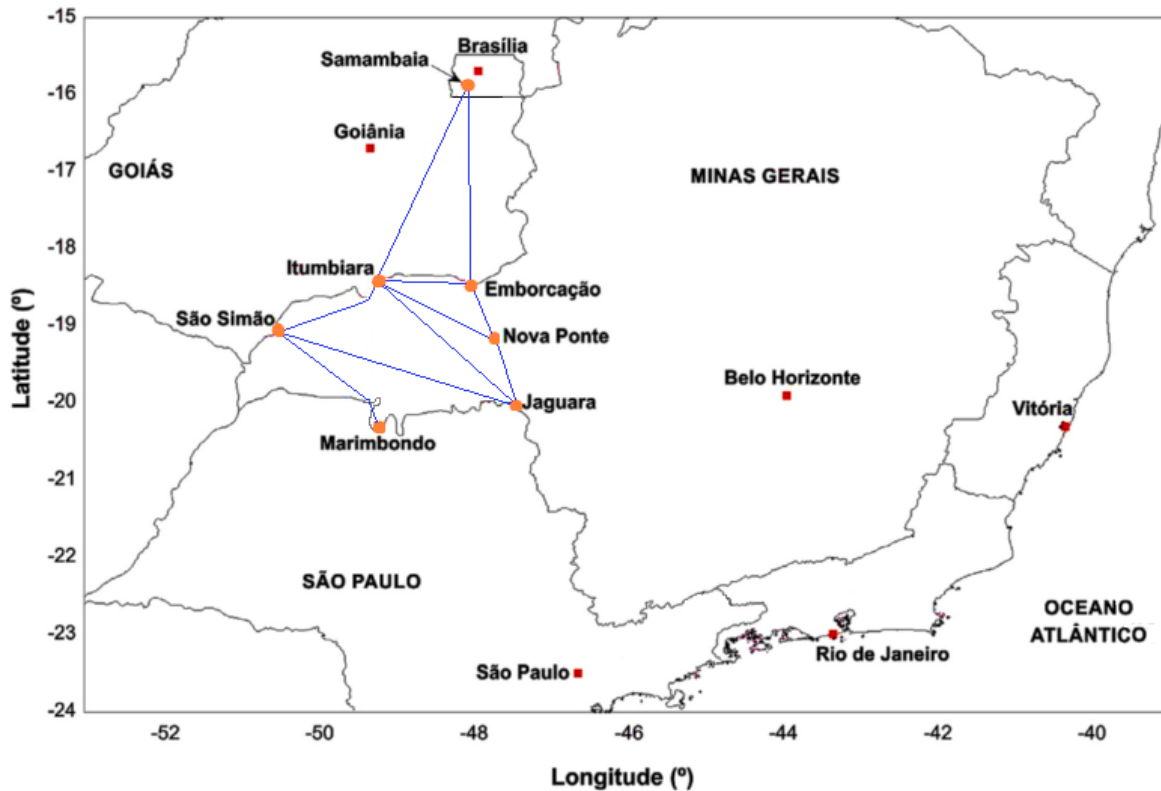
Fonte: Produção do autor.

5.4 Cálculo das GIC e validação do código computacional

O passo final do desenvolvimento metodológico consiste em obter as GIC a partir do campo geoeétrico obtido no item anterior. Nesse caso, foi utilizado o modelo LP descrito anteriormente no item 4.5 desta dissertação e os dados de engenharia para a malha de Itumbiara apresentados no trabalho de Barbosa et al. (2015). Os dados dessa malha foram utilizados em todos os cálculos subsequentes desta dissertação.

A Figura 5.8 mostra a localização das subestações elétricas e a configuração da rede de acordo com as conexões existentes. Ela é composta por sete subestações, nas quais a voltagem das linhas de transmissão é de 500 kV. Os demais dados utilizados para representar a rede são aqueles obtidos no trabalho de Barbosa et al. (2015), o qual se valeu da informação de que as companhias de eletricidade no Brasil obedecem à norma ANSI/IEEE80. Essa norma recomenda uma resistência máxima do aterramento das subestações de 1 Ω . Nesse caso, assumiu-se uma resistência total de aterramento de 0,43 Ω , resultado da soma da resistência do sistema de aterramento e do transformador. Foi também necessário considerar a resistência entre as linhas de transmissão que, segundo os autores acima citados, é de 0,02 Ω/km .

Figura 5.8 – Subestações elétricas da linha de alta tensão localizada na parte central do Brasil.



Fonte: Adaptado de Barbosa et al. (2015).

Além dessas informações, foi necessário calcular as distâncias entre as subestações que formam a malha, as quais foram determinadas a partir das coordenadas geográficas apresentadas na Tabela 5.10. A GIC foi então calculada para a subestação de Itumbiara usando o modelo LP de acordo com as expressões apresentadas no item 4.5 do texto. De acordo com a malha da Figura 5.8, o tamanho das matrizes foi: admitância $Y_{ij}(7 \times 7)$ e impedância $Z_{ii}(7 \times 7)$.

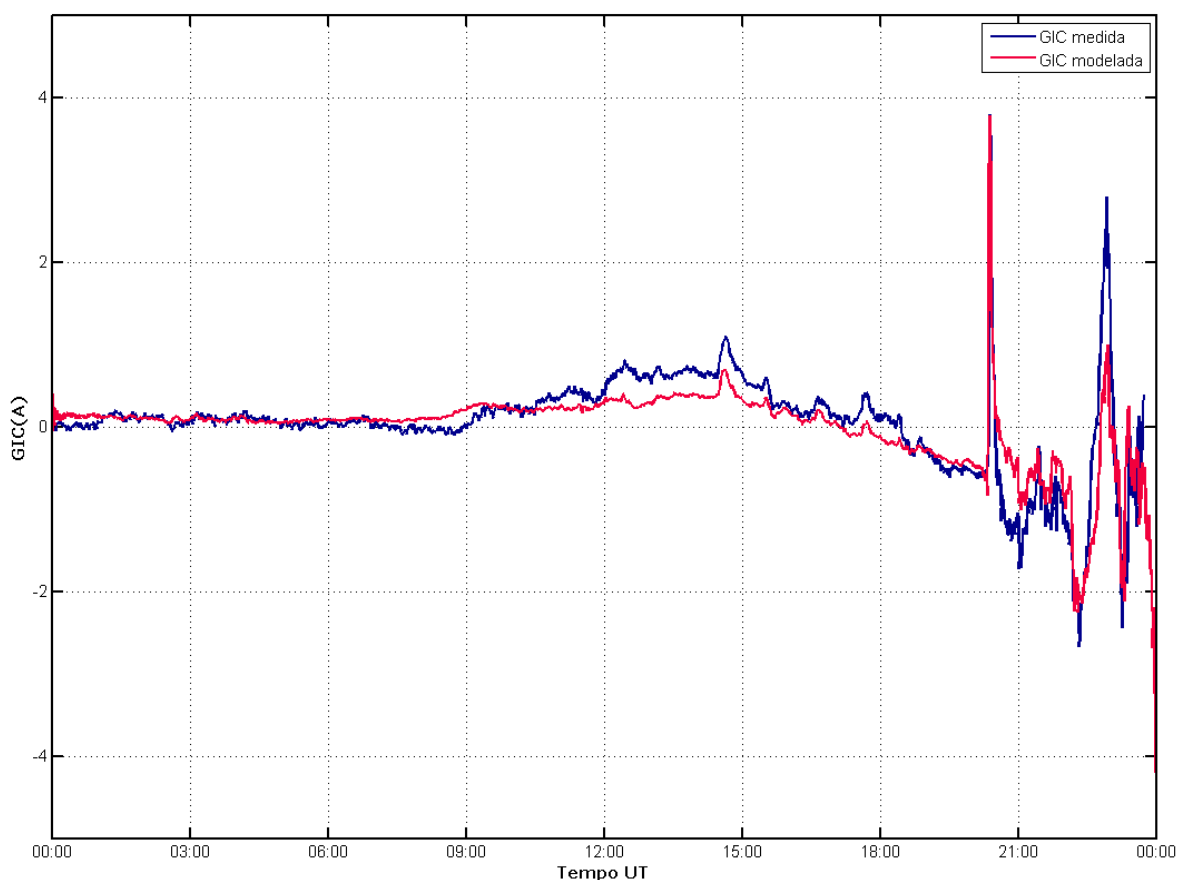
Tabela 5.10 – Coordenadas geográficas das subestações eléctricas na parte central do Brasil.

Subestação eléctrica	Latitude	Longitude
Itumbiara	18°24'36" S	49°10'48" O
Samambaia	15°55'30.2" S	48°10'20" O
Emborcação	18°27'5" S	47°59'13" O
Nova Ponte	19°7'59" S	47°41'51" O
Jaguará	20°1'21" S	47°26'2" O
São Simão	19°1'19.8" S	50°29'27.3" O
Marimondo	20°18'36" S	49°13'48" O

Fonte: Furnas (2016).

A Figura 5.9 mostra uma comparação da GIC calculada para a tempestade do dia 8 de Outubro de 2013 na subestação de Itumbiara, usando as rotinas desenvolvidas neste trabalho, com aquela medida experimentalmente e disponibilizada pelo grupo GEOMA (DGE/INPE). São exibidos os dados de GIC medidos pelo sensor Hall instalado na subestação de Itumbiara (em azul) e o resultado da modelagem deste trabalho usando os dados geomagnéticos do observatório VSS (em vermelho). É apresentada a GIC modelada neste trabalho, a partir da rotina desenvolvida em MatLab para a solução das matrizes do item 4.5 e usando o campo geoelectrico derivado na Figura 5.7 para essa mesma tempestade. Observa-se que os dados experimentais da corrente medida pelo sensor Hall mostram amplitude máxima da GIC próximo a 4A, compatível com o resultado do processo de modelagem. Como esse resultado foi obtido, de forma independente nessa dissertação, mediante o uso de todas as rotinas desenvolvidas desde as séries temporais do campo geomagnético até a derivação final da GIC, considera-se que a compatibilidade entre os dois resultados representa uma validação de todas as rotinas computacionais desenvolvidas.

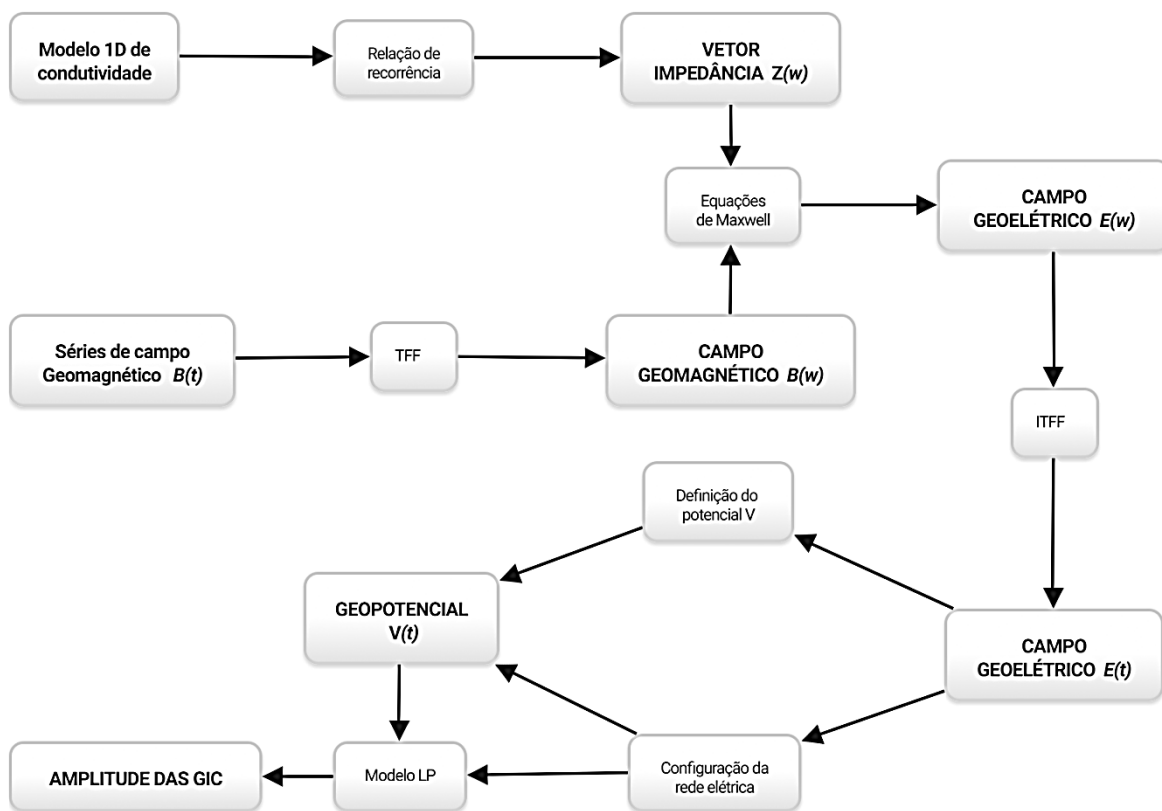
Figura 5.9 – GIC em Itumbiara (8 de Outubro de 2013) com o código em processo de validação.



Fonte: Produção do autor (vermelho) e INPE.GEOMA (2017).

Como consequência desses resultados foi estabelecida uma sequência de passos para o cálculo das GIC geradas nas regiões em que se situam as diversas estações magnéticas para cada uma das tempestades do ano de 2015. A Figura 5.10 mostra um diagrama de blocos que descreve o procedimento a ser desenvolvido. Nele, as variações geomagnéticas medidas nas estações e o modelo de resistividade 1D sob cada uma dessas estações constituem os parâmetros de entrada para o cálculo das variáveis intermediárias (vetor impedância $Z_m(\omega)$ e campo geoeletrico $E(t)$), as quais são posteriormente utilizadas para cálculo da amplitude das GIC.

Figura 5.10 – Algoritmo computacional para o cálculo de GIC.



Fonte: Adaptada de Trichtchenko et al. (2016).

6. RESULTADOS

Apresentam-se neste capítulo os resultados obtidos seguindo os procedimentos detalhados na Figura 5.10 para as quatro tempestades. Na sequência são exibidas as séries temporais das variações do campo magnético em cada uma das estações e sua taxa de variação temporal, os modelos 1D de resistividade elétrica, os campos geoeletricos derivados dessas informações e a GIC estimada pelo método LP.

6.1 Análise das séries temporais do campo geomagnético por tempestade

Com o objetivo de se ter um parâmetro de referência, de igual resolução temporal, para avaliar os gráficos da componente H de cada tempestade registrados pelos magnetômetros do EMBRACE (Figuras 6.1, 6.3, 6,5 e 6.7) utilizaram-se os valores do índice $SYM-H$ disponibilizados pela Universidade de Kyoto (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst/dir/>). Analogamente ao Dst , o índice $SYM-H$ foi desenvolvido para inferir a intensidade da corrente de anel durante uma tempestade magnética. Embora sejam calculados de maneiras semelhantes, o $SYM-H$ usa um número maior de estações em baixas latitudes (6 estações) que o Dst (4 estações) e apresenta maior resolução temporal (dados a cada 1 minuto para o $SYM-H$ e a cada 1 hora para o Dst). Dessa forma, o índice $SYM-H$ permite análises mais detalhadas do comportamento do campo geomagnético durante as tempestades. De acordo com as características observadas nos gráficos da variação diurna foi inicialmente identificado o ssc , que marca o início de cada tempestade e que é apresentado na Tabela 6.1.

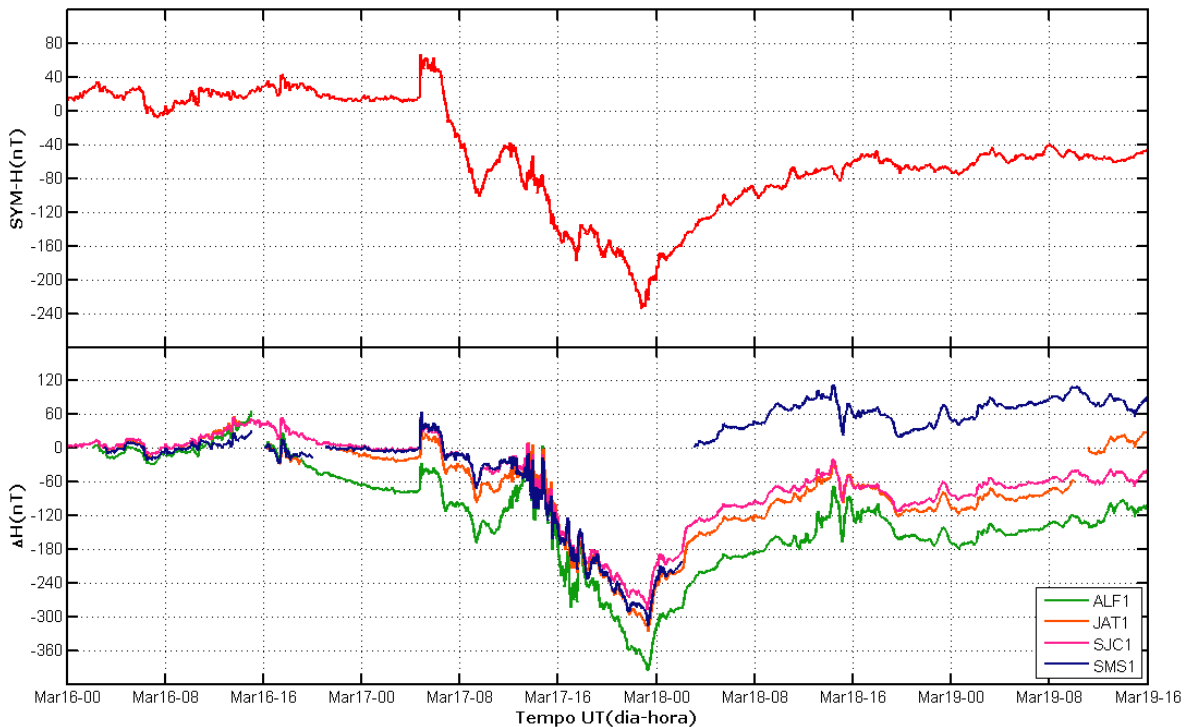
Tabela 6.1 – Horário do ssc para cada tempestade.

Tempestades	Horário do SSC (UT)
T1 (16-18 de Março)	17 de Março, 04: 47
T2 (21-23 de Junho)	21 de Junho, 16: 50
T3 (19-21 de Dezembro)	19 de Dezembro 16: 21
T4 (30 Dez – 1 de Jan)	31 de Dezembro 00: 56

Fonte: Produção do autor.

Na sequência, os dados das variações geomagnéticas para as componentes H e D foram convertidos para variações geomagnéticas nas coordenadas geográficas X e Y , usando as relações estabelecidas pelas Equações (3.6). Calcularam-se, então, as derivadas temporais das componentes geográficas que foram usadas para obtenção das variações do campo geoeletrico. Conforme mostrado anteriormente na Figura 5.6, as variações geomagnéticas na componente X na nossa região de estudo são muito maiores que aquelas da componente Y . Dessa forma, nas figuras subsequentes que caracterizam cada tempestade são apresentados apenas os gráficos da componente X e sua derivada temporal $\frac{dX}{dt}$, que têm influência maior no cálculo da amplitude das GIC. Todos os gráficos são apresentados na escala temporal UT , que para o fuso horário do Brasil corresponde a três horas a mais com respeito ao LT , e a variação do índice $SYM-H$ é apresentado no topo das figuras.

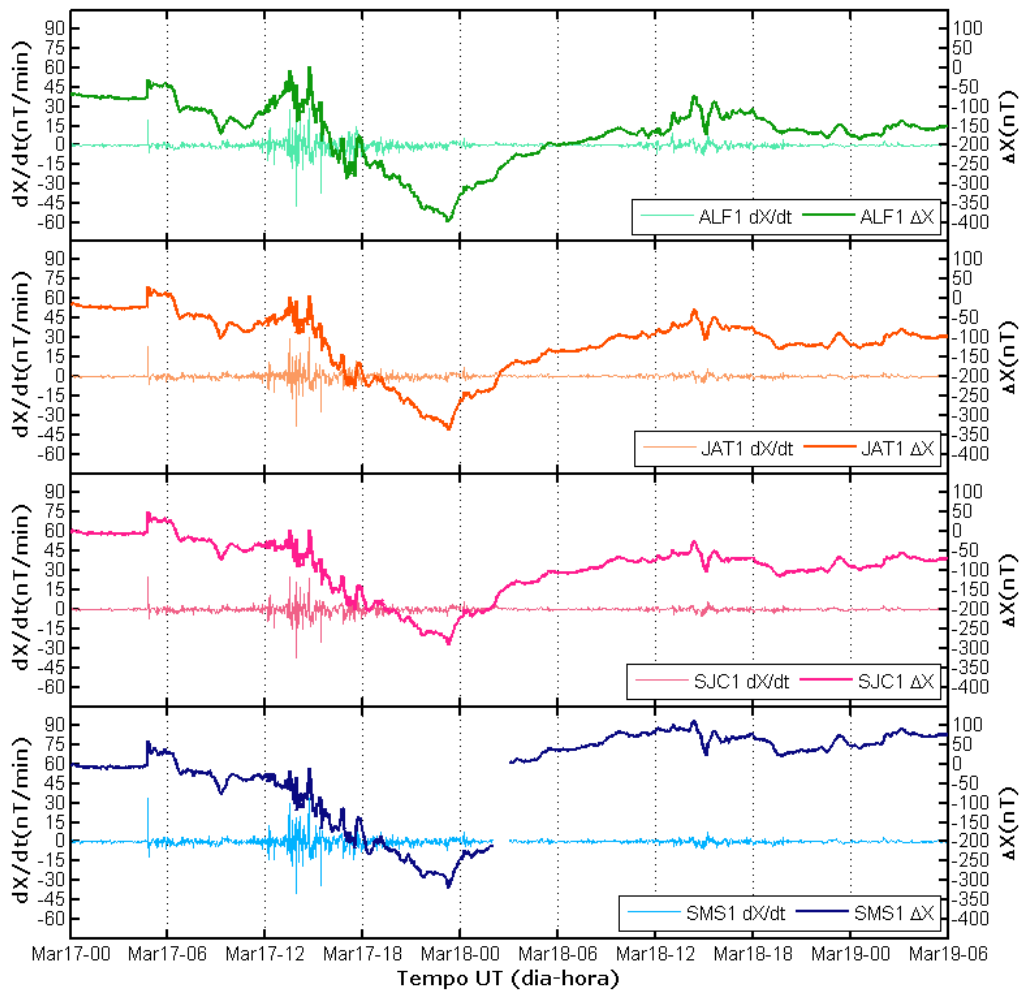
Figura 6.1 – Variação da componente H do campo geomagnético durante a T1.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.1 mostra o índice *SYM-H* e a variação da componente *H* registrada durante a T1 para as 4 estações, no intervalo entre 16 e 19 de março. Observam-se vários trechos sem dados, especialmente na estação SMS. Essa ausência de dados não compromete, porém a análise, pois ocorrem antes do início da tempestade, ou depois do encerramento da fase principal. Destaca-se a ocorrência do *ssc* às 4:47 UT do dia 17 de março, que corresponde à noite em todas as estações (1:47 LT) e atingiu em SMS valor de $\approx 63 \text{ nT}$. A fase principal da tempestade concentrou-se entre 12:00 e 24:00 UT desse mesmo dia e apresentou-se o valor mínimo na estação equatorial ALF ($\approx -396 \text{ nT}$ às 23:13 UT).

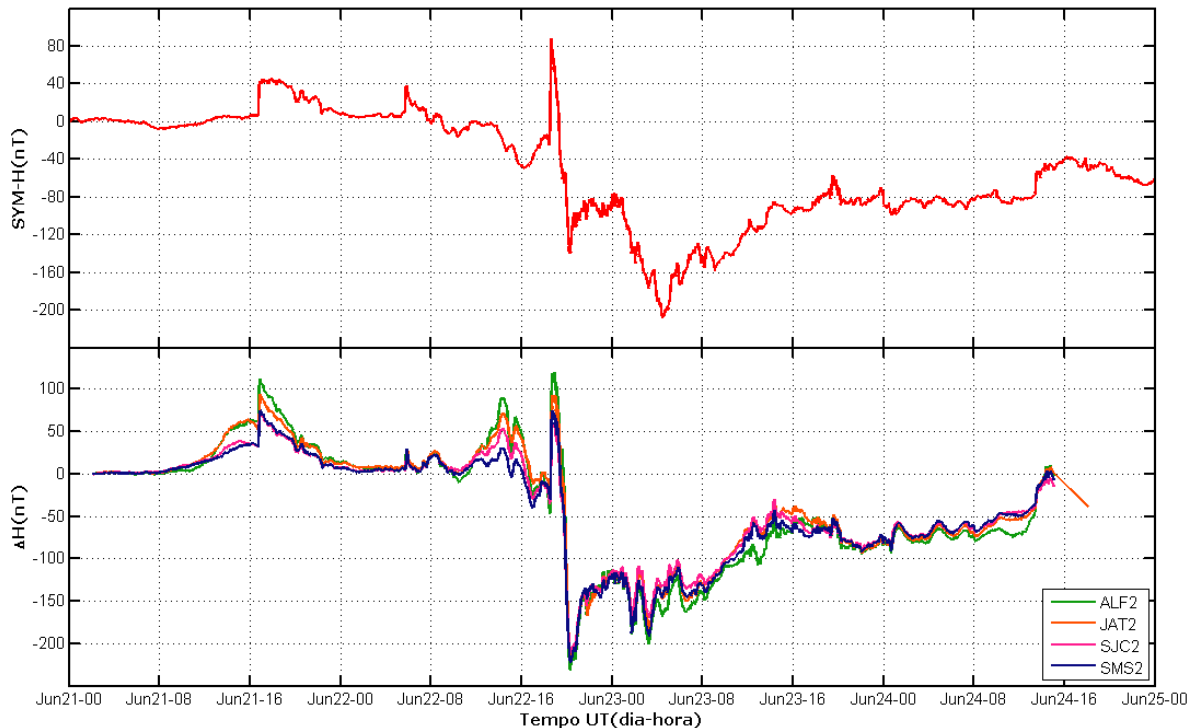
Figura 6.2 – Variação e derivada temporal da componente *X* do campo geomagnético durante a T1.



Fonte: Produção do autor.

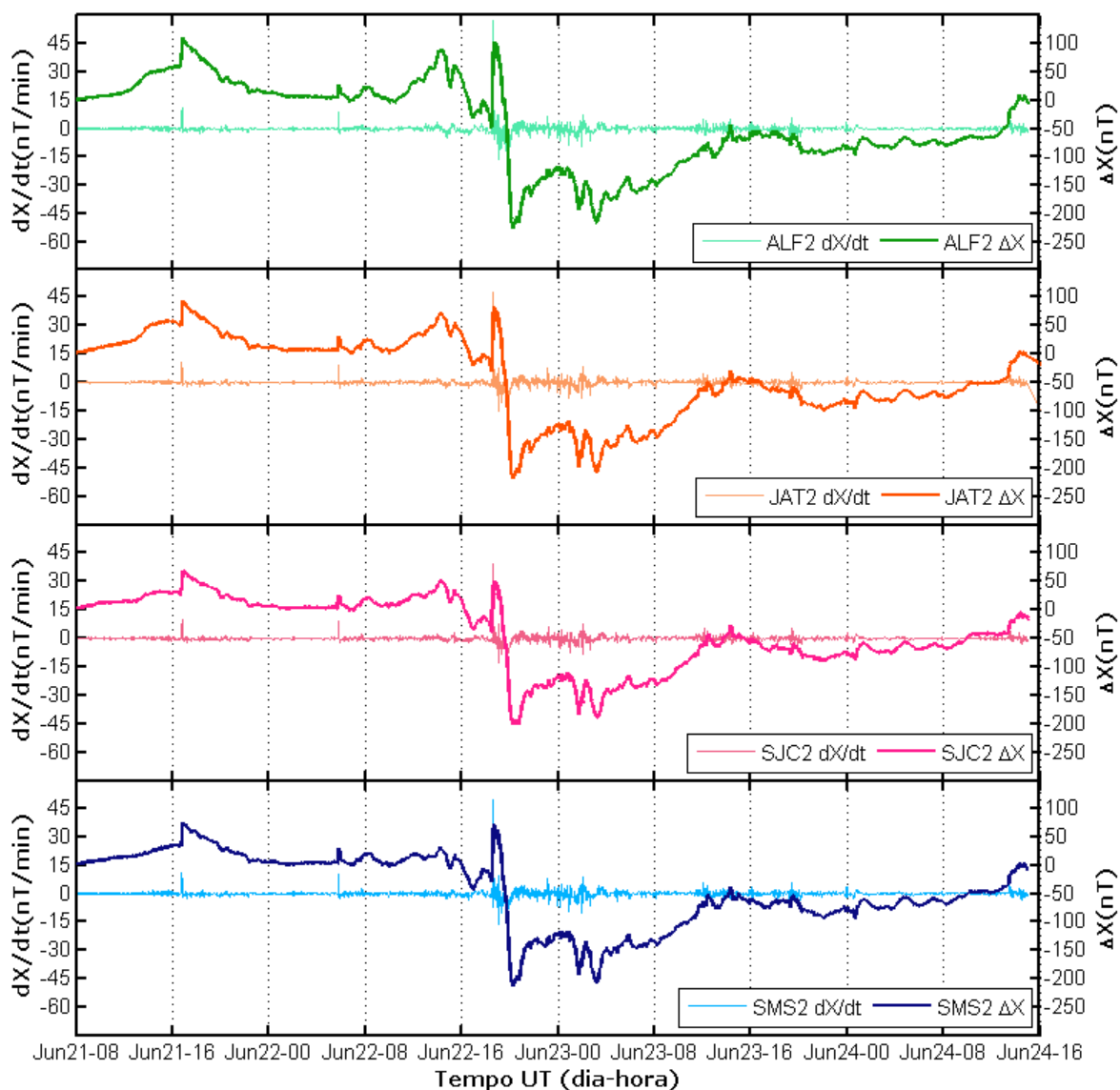
A Figura 6.2 individualiza as séries temporais de variação da componente X com as taxas de variação temporal $\frac{dX}{dt}$ para cada uma das estações durante a T1. Conforme discutido anteriormente, são essas taxas de variação que se relacionam diretamente com a indução do campo geoeletrico no interior da Terra e, conseqüentemente, com a geração das GIC. Durante a T1, a taxa de variação temporal da componente X no *ssc* foi máxima na estação SMS (valor de $\approx 34 \text{ nT}/\text{min}$), enquanto que durante a fase principal a máxima taxa de variação absoluta ocorreu às 13:54 UT (10:54 LT) na estação ALF (valor de $\approx -47 \text{ nT}/\text{min}$). Esses resultados representam um primeiro indicativo de as maiores taxas de variação serem registradas na estação SMS (mais próxima ao centro da AMAS), durante a noite local, e na estação ALF, durante o dia local (sob influência das correntes diurnas do EJE).

Figura 6.3 – Variação da componente H do campo geomagnético durante a T2.



Fonte: Produção do autor.

Figura 6.4 – Variação e derivada temporal da componente X do campo geomagnético durante a T2.



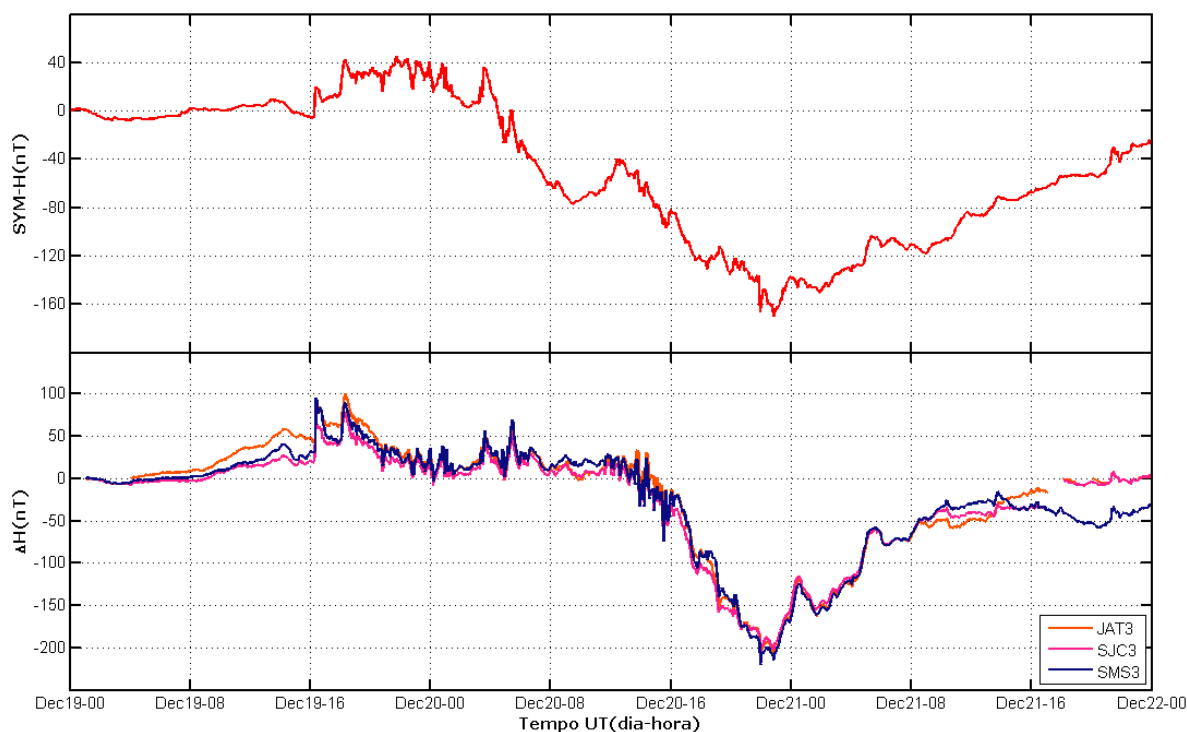
Fonte: Produção do autor.

De forma similar, a Figura 6.3 mostra o índice $SYM-H$ (painel superior) e a variação da componente H (painel inferior) durante a T2 (22 a 24 de junho), cuja fase principal se desenvolveu entre 16:00 e 24:00 UT do dia 22 de junho. Dentre as quatro estações, a maior variação no ssc (16:50 UT ou 13:50 LT do dia 21 de junho) foi evidenciada na estação ALF com um valor de ≈ 112 nT. Esta tempestade se caracteriza por uma queda

abrupta durante a fase principal, gerando uma máxima variação da componente H registrada também em ALF às 20:15 UT (17:15 LT) e atingindo ≈ -231 nT.

As variações na componente X e suas respectivas taxas de variação temporal para a T2 são mostradas na Figura 6.4. A maior taxa de variação no *ssc* foi de ≈ 11 nT/min, registrada na estação ALF. A maior taxa de variação temporal durante a fase principal também foi registrada em ALF (≈ 58 nT/min) e ocorreu às 18:33 UT (15:33 LT) do dia 22 de junho.

Figura 6.5 – Variação da componente H do campo geomagnético durante a T3.

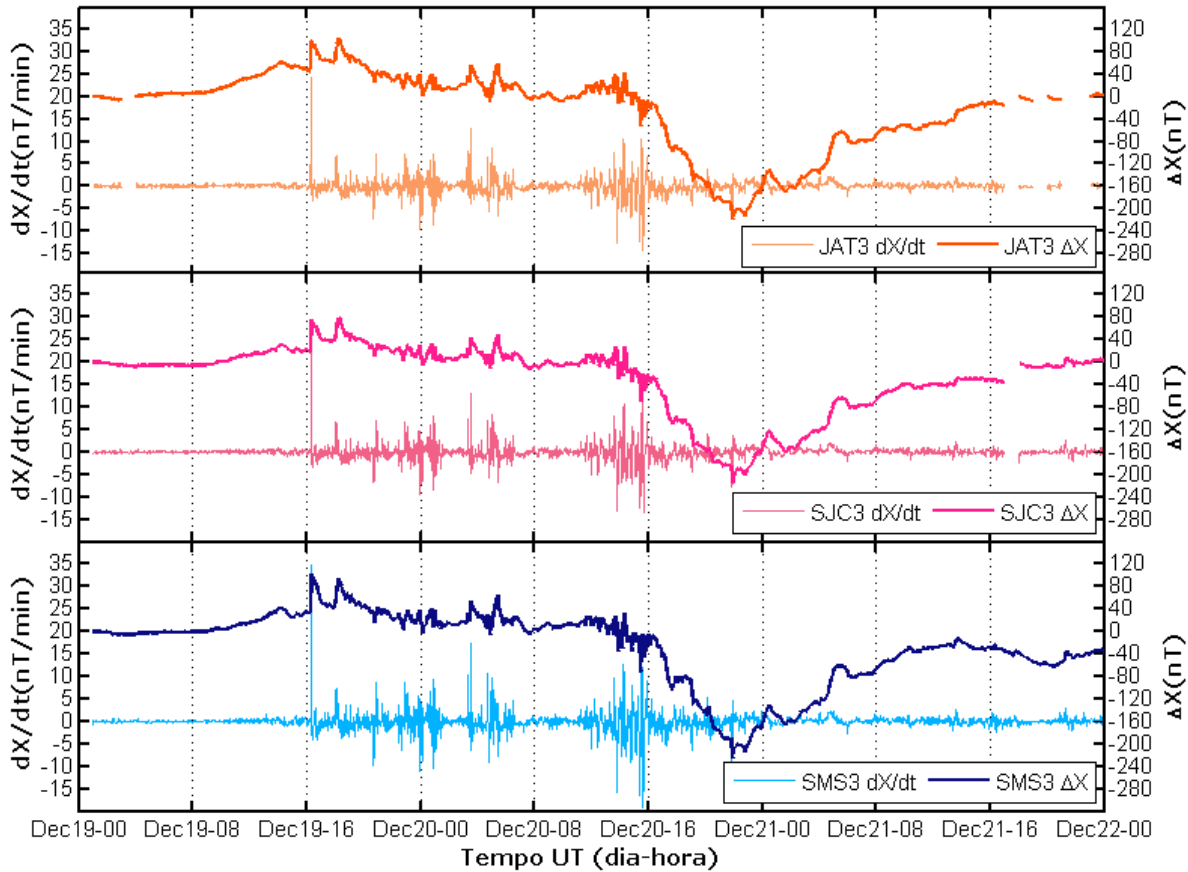


Fonte: Produção do autor.

O índice $SYM-H$ e a variação da componente H durante a T3 (19 a 21 de dezembro) são apresentados na Figura 6.5. Conforme mostrado anteriormente, nessa tempestade não se tem dados para a estação ALF. O *ssc* foi observado às 16:21 UT (13:21 LT) do dia 19 de dezembro, e sua maior variação foi registrada na estação SMS (valor de ≈ 95 nT). Essa estação também registrou o valor mínimo da componente H , com ≈ -220 nT registrado

durante a fase principal às 21:55 UT (18:55 LT) do dia 20 de dezembro. A fase principal nesse dia estendeu-se aproximadamente entre 8:00 e 24:00 UT.

Figura 6.6 – Variação e derivada temporal da componente X do campo geomagnético durante a T3.

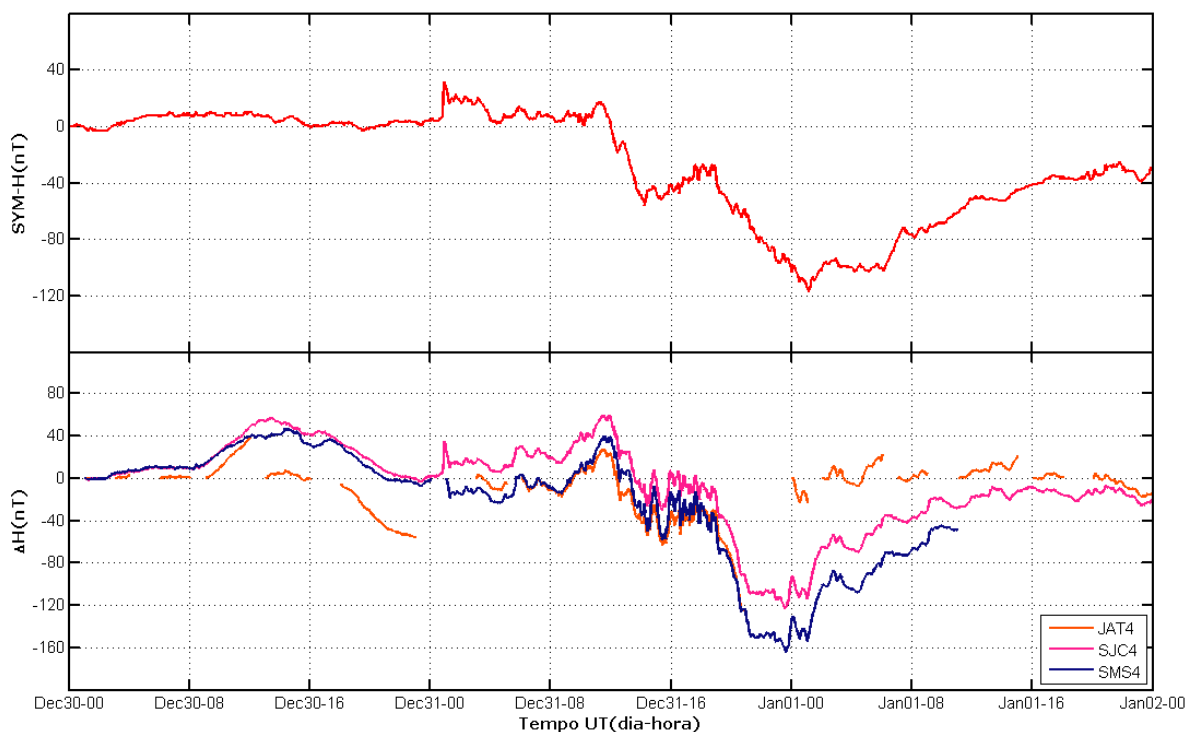


Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.6 mostra as variações e a taxa de variação temporal da componente X para essa tempestade. A maior taxa de variação durante o ssc ocorre na estação SMS com valor de $\approx 35 \text{ nT}/\text{min}$. Durante a fase principal, o valor maior valor absoluto da taxa de variação temporal ocorre às 15:38 UT (12:38 LT), também na estação SMS. Como aspecto diferencial, essa tempestade se caracteriza por perturbações significativas no campo geomagnético antes de entrar na sua fase principal. Dessa forma, exibe um período prolongado (cerca de 24 horas) com valores significativos na taxa de variação do campo.

O índice $SYM-H$ e as variações da componente H , durante a T4 (30 de dezembro de 2015 a 01 de janeiro de 2016) são mostrados na Figura 6.7. A análise dessa tempestade é prejudicada pela ausência de dados nas estações SMS e JAT por longos intervalos de tempo. Devido a isso não se tem informação sobre o ssc para ambas as estações (registrado na estação SJC às 00:56 UT do dia 31 de dezembro, com valor de $\approx 35 \text{ nT}$). Apenas as variações da fase principal no dia 31 de dezembro podem ser comparadas e que atinge valor mínimo de $\approx -164 \text{ nT}$ às 23:35 UT na estação SMS.

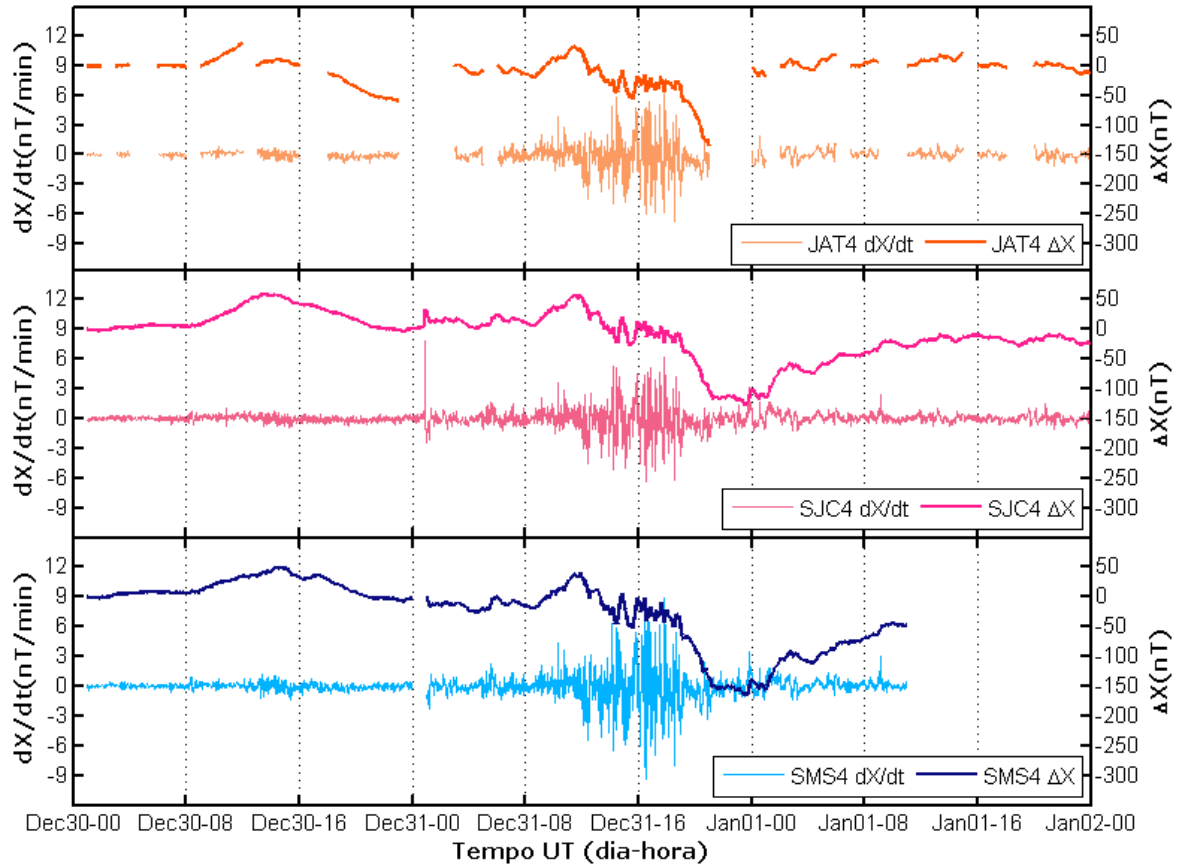
Figura 6.7 – Variação da componente H do campo geomagnético durante a T4.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.8 mostra a variação da componente X e sua taxa de variação temporal durante a T4. A maior taxa de variação absoluta é observada na estação SMS durante a fase principal da tempestade, com valor de $\approx -9 \text{ nT}/\text{min}$ às 16:34 UT.

Figura 6.8 – Variação e derivada temporal da componente X do campo geomagnético durante a T4.



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 6.2 apresenta os resultados das maiores taxas de variação temporal da componente X em cada uma das tempestades. São mostrados os valores máximos dessas taxas, seu horário e a estação em que ocorre, tanto para o *ssc* como durante a fase principal.

Tabela 6.2 – Valores das maiores taxas de variação temporal da componente X para as quatro tempestades durante a fase principal e no *ssc*.

Etapa	Caraterização	T1	T2	T3	T4
<i>ssc</i>	Estação	SMS	ALF	SMS	SJC
	Hora <i>UT</i>	04: 47	16: 50	16: 21	00: 56
	Valor máximo $\frac{dX}{dt} \left(\approx \frac{nT}{min} \right)$	34	11	35	8
Fase principal	Estação	ALF	ALF	SMS	SMS
	Hora <i>UT</i>	13: 54	18: 33	15: 38	16: 34
	Valor máximo $\frac{dX}{dt} \left(\approx \frac{nT}{min} \right)$	-47	58	-19	-9

Fonte: Produção do autor.

Em resumo, os resultados mostram que as maiores taxas de variação na componente X durante o dia ocorrem na estação ALF. Devido à ausência de dados nessa estação nas duas últimas tempestades, não é possível compará-la com as demais estações para um número maior de eventos durante a noite. Nesse caso, o único evento significativo é o que ocorre no *ssc* da primeira tempestade (T1), no qual a maior taxa de variação é observada em SMS. Em comparação com as outras duas estações, JAT e SJC, a estação SMS apresenta sempre a maior taxa de variação, independente de o evento ser noturno ou diurno.

6.2 Modelos 1D da resistividade elétrica sob as regiões de estudo

Os modelos de resistividade usados para o cálculo dos parâmetros de impedância em cada região de localização dos magnetômetros foram obtidos a partir de sondagens geofísicas usando métodos eletromagnéticos (magnetotelúrico - MT). Para tanto, foi feita uma consulta de modelos disponíveis na literatura, ou de resultados de levantamentos ainda não publicados, para derivar modelos unidimensionais (1D) de variação da resistividade em função da profundidade. Resultados publicados usados para derivar os modelos 1D são disponíveis para JAT, a partir da publicação de Bologna et al. (2011), e para SJC publicação de Padilha et al. (1991). Nos demais casos, foram utilizados resultados não publicados obtidos pelo ON/MCTIC para a estação ALF (LA TERRA, 2017) e pelo INPE-IAG/USP para a estação SMS (PADILHA, 2017). Esses modelos são apresentados na Tabela 6.3, onde a camada 1 corresponde àquela mais superficial e a última camada

corresponde a um semi-espaço infinito. Cada uma das estações apresenta um número diferente de camadas para representar a variação geoeétrica em subsuperfície detectada pelos levantamentos geofísicos.

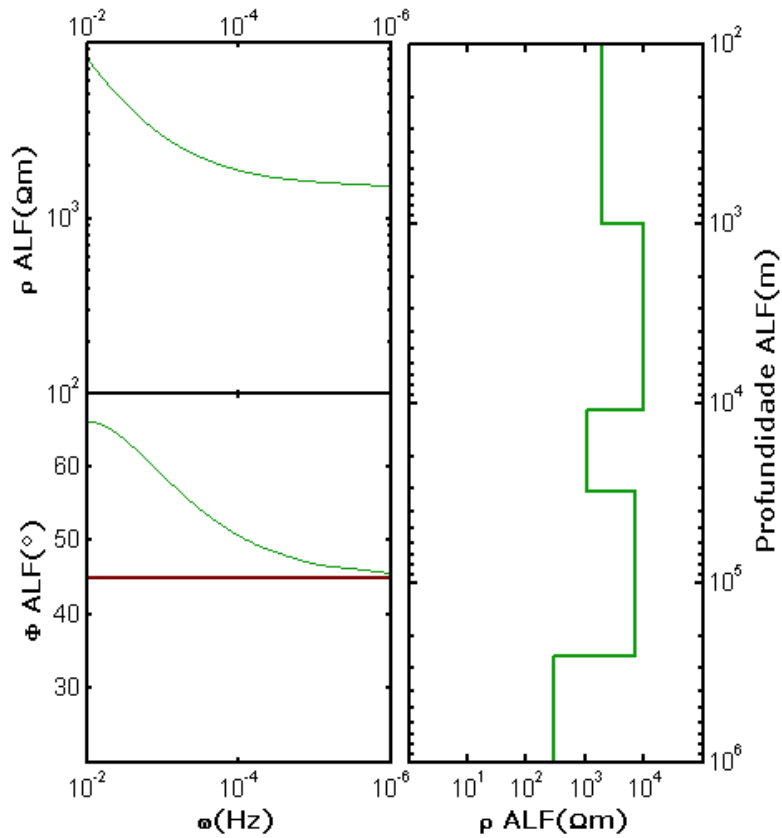
Tabela 6.3 – Modelos de resistividade para as regiões das quatro estações de estudo.

Estação	Propriedade	Número de Camadas						
		1	2	3	4	5	6	7
ALF	Resistividade (Ωm)	2000	10000	1100	7000	300		
	Espessura (km)	1	10	20	230	-		
JAT	Resistividade (Ωm)	60	20	80	7000	50	5000	300
	Espessura (km)	0.5	0.7	0.6	42	36	120	-
SJC	Resistividade (Ωm)	5	10000	100	10000	5000	300	
	Espessura (km)	0.2	10	2	10	200	-	
SMS	Resistividade (Ωm)	160	12	5000	500	5000	300	
	Espessura (km)	0.2	1	20	20	160	-	

Fonte: La Terra (2017), Bologna et al. (2011), Padilha et al. (1991), Padilha (2017).

A partir desses modelos da Tabela 6.3, podem-se obter os valores para o vetor impedância \mathbf{Z} , a resistividade aparente ρ e a fase φ usando as equações apresentadas no capítulo 4 desta dissertação. As Figura 6.9 a Figura 6.12 mostram os modelos de resistividade 1D e as funções de transferência geofísica do método magnetotelúrico (resistividade aparente e fase) derivadas desses modelos para as regiões onde se situam as 4 estações geomagnéticas. Em todos os gráficos são mostradas, à esquerda, as variações da resistividade aparente (ρ), no painel superior, e da fase do vetor impedância (φ), no painel inferior, ambas em função da frequência (ω). Os resultados são mostrados apenas para as frequências usadas neste estudo, desde um valor bastante baixo (próximo a zero) até o valor máximo de $1/2\Delta t$, onde Δt corresponde ao período de amostragem (60 s). Nos painéis a direita são representadas as variações de resistividade em cada camada em função da profundidade, ambas em escala logarítmica.

Figura 6.9 – Funções de transferência geofísica e modelo 1D de resistividade para a estação ALF.

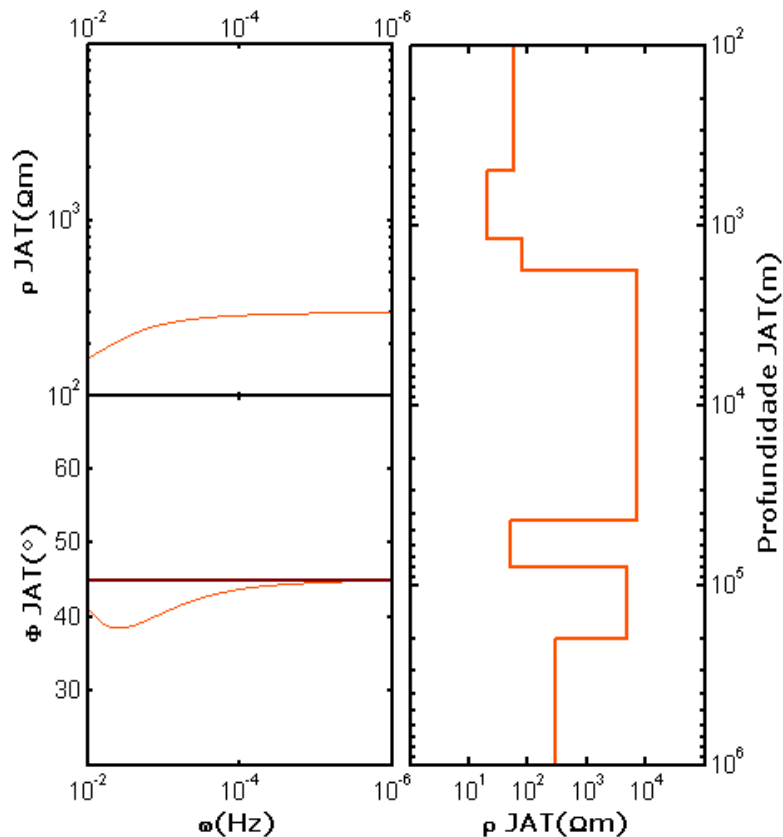


Fonte: Produção do autor.

Em termos geológicos, a estação ALF situa-se sobre o craton Amazônico, uma região de alta resistividade até profundidades litosféricas (centenas de quilômetros). O modelo de resistividade para essa região é constituído por cinco camadas, todas com valores elevados de resistividade. O gráfico de resistividade aparente mostra apenas uma transição dos valores altamente resistivos que caracterizam toda a litosfera para os valores mais condutivos que caracterizam a astenosfera (suposta com resistividade de $300 \Omega m$). As variações de resistividade na crosta desse modelo resistivo não são percebidas pelo sinal eletromagnético nesse intervalo de frequência. Por outro lado, a fase apresenta valores superiores a 45° , uma indicação de que a resistividade diminui com a profundidade (transição da litosfera resistiva para a astenosfera condutora). Em frequências bastante

baixas tende de forma assintótica para o valor de 45° , onde não há variação de resistividade. Em virtude da alta resistividade dessa região, espera-se que o sinal EM transmitido terá pouca atenuação e, como consequência, devem-se ter amplitudes significativas no campo geoeletrico induzido.

Figura 6.10 – Funções de transferência geofísica e modelo 1D de resistividade para a estação JAT.

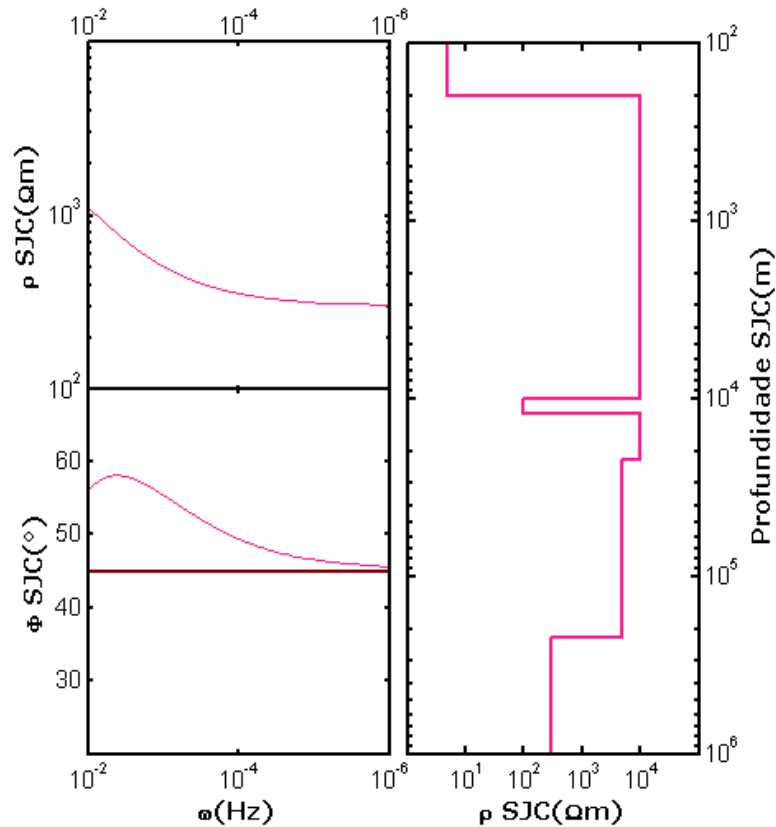


Fonte: Produção do autor.

A estação JAT situa-se sobre a vasta Bacia do Paraná que cobre grande parte da região sul-sudeste do território brasileiro e estende-se por países vizinhos. Essa bacia é composta por um pacote de rochas vulcânicas (mais resistivas) e sedimentares (mais condutoras) intercaladas, que nessa região atingem profundidades pouco inferiores a $2km$. Sob a bacia ocorre um embasamento resistivo que se estende até o manto superior. Em maiores profundidades do manto aparece uma camada anômala bastante condutora que deve

aumentar significativamente a condutância total da região. Devido a esse condutor profundo no manto, as funções de transferência são bastante diferentes do caso anterior. A resistividade aparente mostra uma subida de valores de resistividade mais baixos associados a essa camada condutora no manto superior litosférico para uma camada mais resistiva mais profunda no manto e na astenosfera. A transição entre as duas últimas camadas não é percebida pelo sinal EM. Analogamente, a fase, com valores abaixo de 45° , mostra a transição de uma camada mais condutora (manto superior) para uma camada mais resistiva (astenosfera).

Figura 6.11 – Funções de transferência geofísica e modelo 1D de resistividade para a estação SJC.

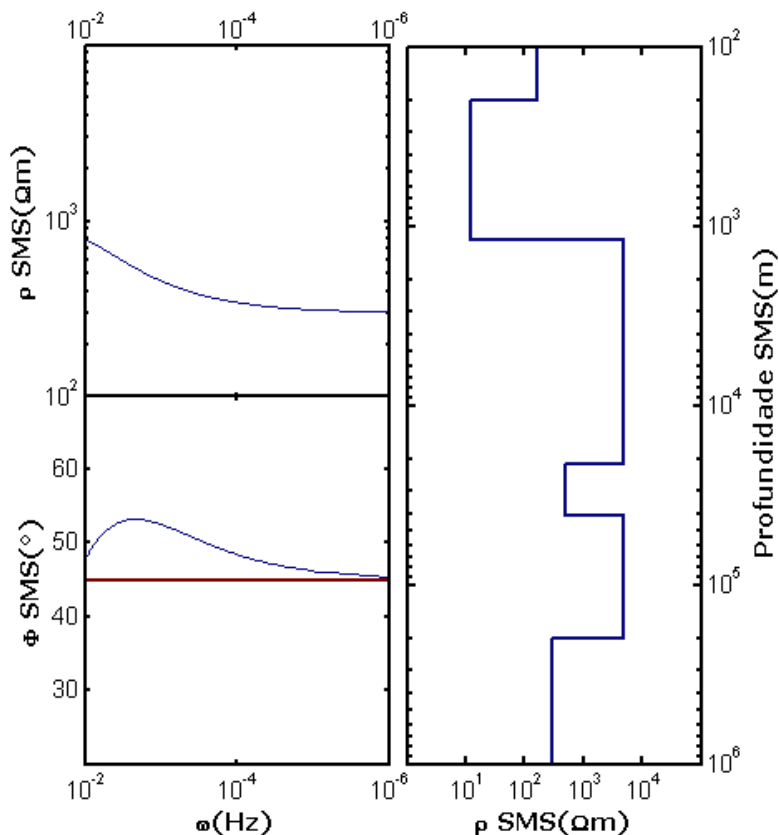


Fonte: Produção do autor.

A estação SJC situa-se sobre a Bacia de Taubaté, com cobertura sedimentar pouco espessa, mas bastante condutora. A crosta abaixo da bacia é bastante resistiva, mas apresenta uma

camada condutora na crosta média. Exceto por essa anomalia condutora, o resto da litosfera é bastante resistivo. Tanto o gráfico da resistividade aparente como da fase mostram apenas a transição geral do modelo de uma litosfera mais resistiva para uma astenosfera mais condutora em maiores profundidades.

Figura 6.12 – Funções de transferência geofísica e modelo 1D de resistividade para a estação SMS.



Fonte: Produção do autor.

Embora a estação de SMS também esteja situada sobre a Bacia do Paraná, sua diferença principal em relação a JAT é que SMS situa-se mais próxima à borda da bacia. Dessa forma a cobertura do pacote sedimentar-vulcânico é menos espessa. Porém, o pacote sedimentar aqui é bem mais condutor que em JAT, o que aumenta bastante a condutância da crosta nessa região. A crosta inferior é caracterizada por uma redução de resistividade, que aumenta novamente no manto superior. Da mesma forma que nas outras regiões (exceto

JAT), as funções de transferência mostram apenas a transição da litosfera mais resistiva para a astenosfera mais condutiva.

Uma forma mais eficiente de avaliar os possíveis efeitos das diferenças entre as variações de resistividade sob cada estação com a GIC calculada para cada uma delas é através da condutância integrada. Como anteriormente indicado no item 4.3, a condutância é obtida pela razão entre a espessura e a resistividade de cada camada (ou pelo produto da espessura pela condutividade) e pode ser obtida para qualquer profundidade considerando as camadas sobrejacentes. Considerando m como as diferentes camadas, a fórmula utilizada para cálculo da condutância é:

$$\tau = \sum_{m=1}^N \frac{h_m}{\rho_m} = \quad m = 1 \dots N \quad (6.1)$$

Na Tabela 6.4 são apresentadas as condutâncias sob cada estação para 3 diferentes profundidades: 40km (base da crosta), 100km (incluindo o manto superior) e 200km (praticamente toda a litosfera).

Tabela 6.4 – Condutância (em Siemens) para diferentes profundidades sob as quatro estações.

Estação	40km	100km	200km
ALF	20,97	29,54	43,82
JAT	56,29	780,87	800,87
SJC	65,56	77,56	97,56
SMS	126,18	140,34	160,34

Fonte: Bologna et al. (2011), Padilha et al. (1991) e dados não publicados.

Em princípio, como as GIC de maior amplitude são associadas à taxas de variação bastante rápidas do campo geomagnético (sinais EM de período mais curto), a influência principal da resistividade do meio é devida à crosta (menor profundidade de penetração desses

períodos curtos). Nesse caso, a menor condutância é observada para as rochas cratônicas de ALF, enquanto a maior condutância deve-se à alta condutividade do pacote sedimentar da Bacia do Paraná sob a estação SMS. Com isso, deve haver um efeito muito maior da resistividade do subsolo na estação ALF (amplificando o campo geoeétrico) do que nas demais estações (sobretudo em SMS, onde o campo geoeétrico deve ser amortecido pela estrutura condutora). Em profundidades maiores, pode haver algum efeito do condutor anômalo no manto sob a estação JAT, o qual aumenta significativamente a condutância integrada sob essa estação para sinais de períodos mais longos que alcancem grandes profundidades. Não se espera, porém, que o efeito desse condutor na amplitude das GIC seja tão significativo como os observados em menores profundidades na crosta. Essa hipótese será avaliada no próximo item dessa dissertação comparando os resultados das estações JAT e SJC, as quais estão aproximadamente equidistantes do centro da AMAS, têm condutância crustal similar, mas apresentam diferenças significativas na condutância do manto.

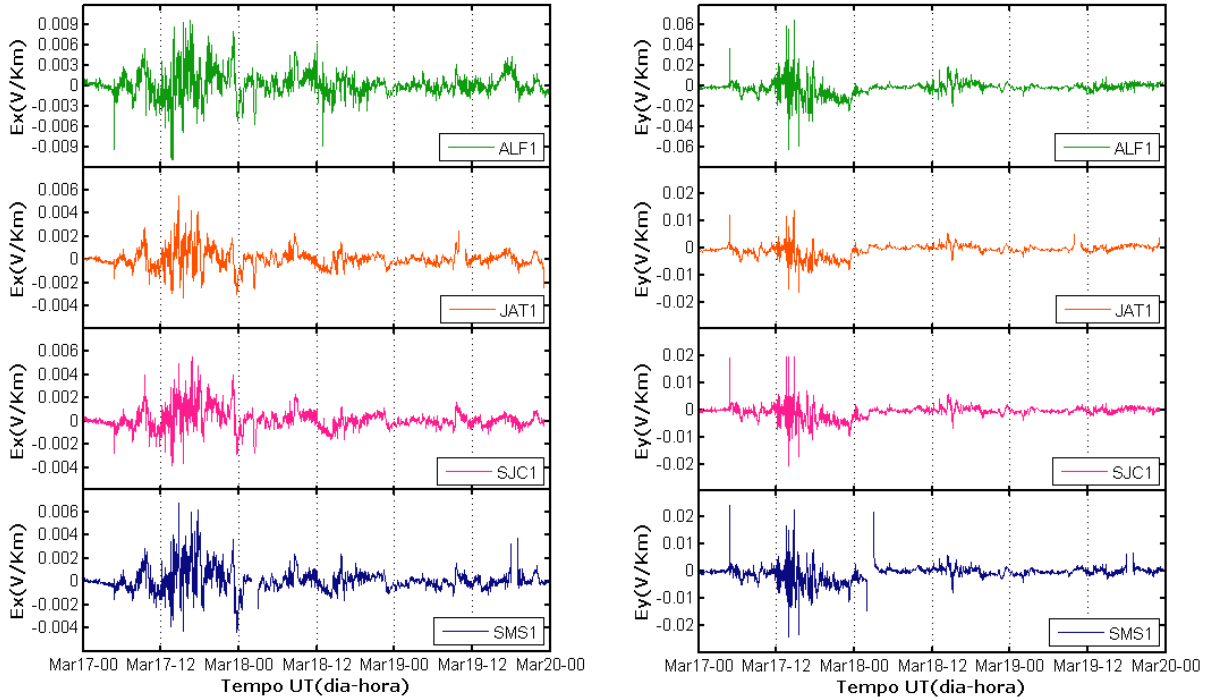
6.3 Cálculo do campo geoeétrico nas regiões de localização dos magnetômetros

De acordo com o procedimento previamente descrito, as séries temporais do campo magnético foram inicialmente convertidas para o domínio de frequência a fim de calcular o campo geoeétrico neste domínio, usando as Equações (4.27) e (4.28). Em seguida, esse campo geoeétrico foi transformado para o domínio do tempo, conforme discutido no item 5.4, obtendo-se resultados para as duas componentes ortogonais do campo geoeétrico E_x (Norte – Sul) e E_y (Leste – Oeste). Nas figuras que seguem são mostrados os resultados do campo geoeétrico estimado, em função do tempo, para as quatro estações e durante as quatro tempestades estudadas. Cumpre ressaltar a escala diferente utilizada para representar as variações geoeétricas na estação ALF, que são muito maiores que nas demais estações.

A Figura 6.13 mostra as variações do campo geoeétrico obtidas durante a T1. Para o E_x a maior variação no ssc foi obtida na estação ALF, com um valor de $\approx -0,0094 \text{ V/km}$. Para o E_y , a maior variação no ssc também obtido na estação ALF, a qual atingiu um valor

de $\approx 0,0036 \text{ V/km}$. Da mesma forma, na estação ALF notaram-se as maiores amplitudes do campo geométrico durante a fase principal da tempestade (17 de março), com valores de $E_x \approx -0,0108 \text{ V/km}$ (13:53 UT) e $E_y \approx 0,06 \text{ V/km}$ (14:41 UT).

Figura 6.13 – Componentes E_x e E_y do campo geométrico durante a T1.

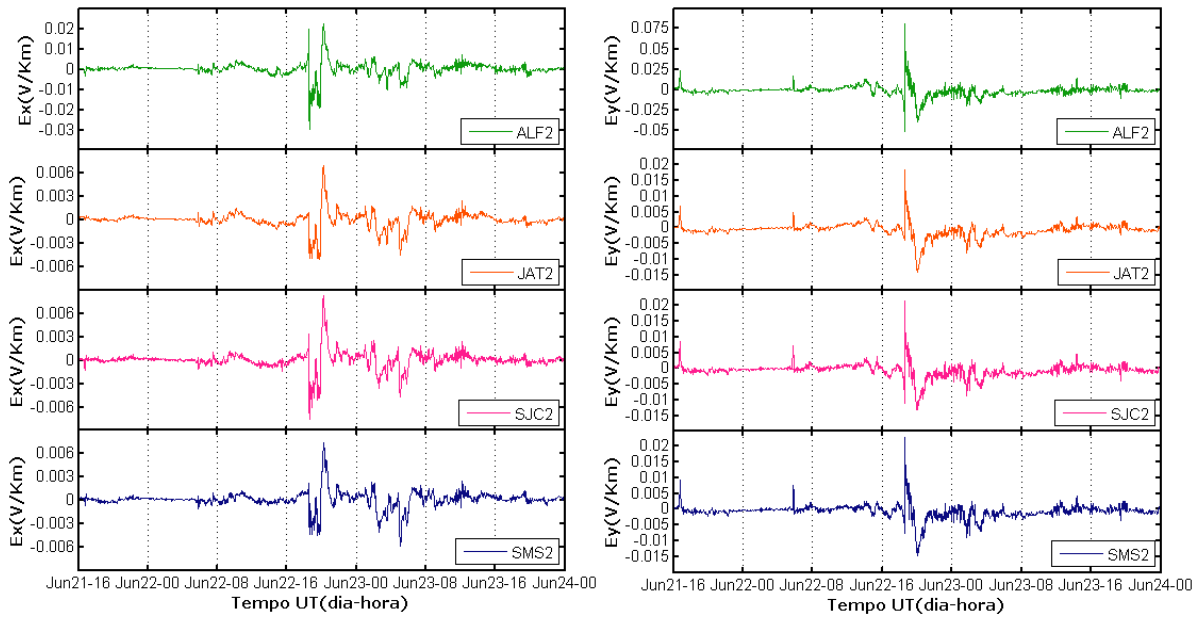


Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.14 mostra o comportamento das variações do campo geométrico obtidas durante a T2. Novamente as maiores amplitudes são registradas na estação ALF, tanto no *ssc* como durante a fase principal. O maior valor atingido no *ssc* para o campo $E_x \approx -0,0033 \text{ V/km}$ e para o campo $E_y \approx 0,0234 \text{ V/km}$. As maiores variações estimadas durante a fase principal (22 de junho) correspondem à variação abrupta já discutida do campo geomagnético, cujos valores associados são $E_x \approx -0,0298 \text{ V/km}$ (18:35 UT) e $E_y \approx$

0,0815 V/km (18:35 UT). Nessa tempestade, a máxima variação da componente E_x é coincidente no tempo com a máxima variação da componente E_y .

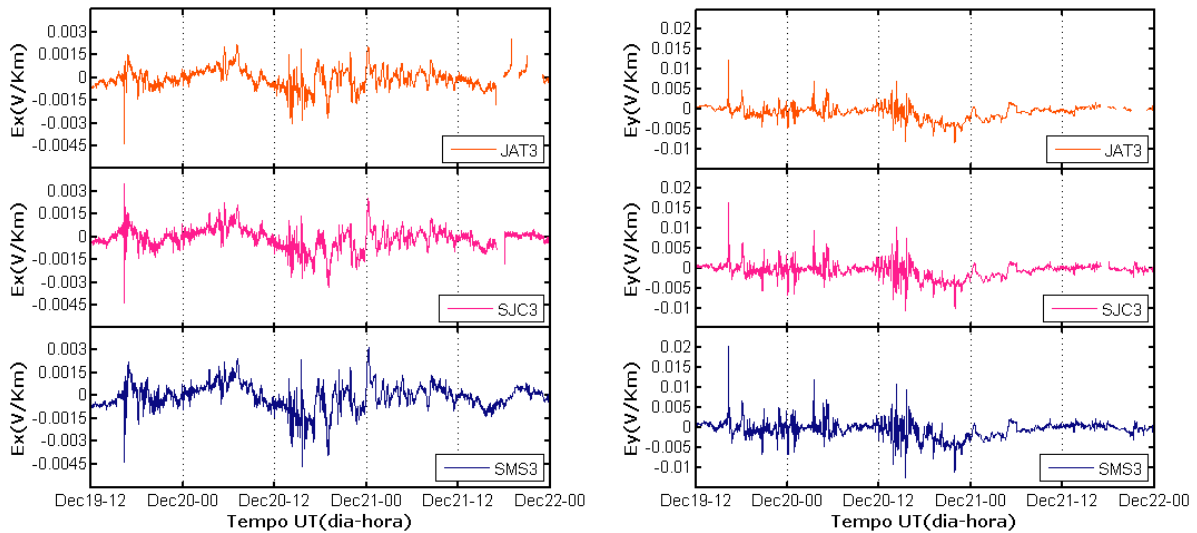
Figura 6.14 – Componentes E_x e E_y do campo geométrico durante a T2.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.15 apresenta as variações de campo geométrico estimadas durante a T3. Conforme anteriormente discutido, não há registros na estação ALF para essa tempestade. Nesse caso, os valores máximos estimados para os campos E_x e E_y para as três estações disponíveis são muito próximos, tanto durante o *ssc* como durante a fase principal da tempestade (20 de dezembro). As variações máximas obtidas no *ssc* foram da ordem de $E_x \approx -0,00436 V/km$ e $E_y \approx 0,0201 V/km$, nas estações JAT e SMS respectivamente. Por outro lado, na estação SMS foram registradas as maiores variações do campo geométrico na fase principal da tempestade, com valores que atingiram $E_x \approx -0,0047 V/km$ (15:37 UT) e $E_y \approx -0,0125 V/km$ (15:28 UT).

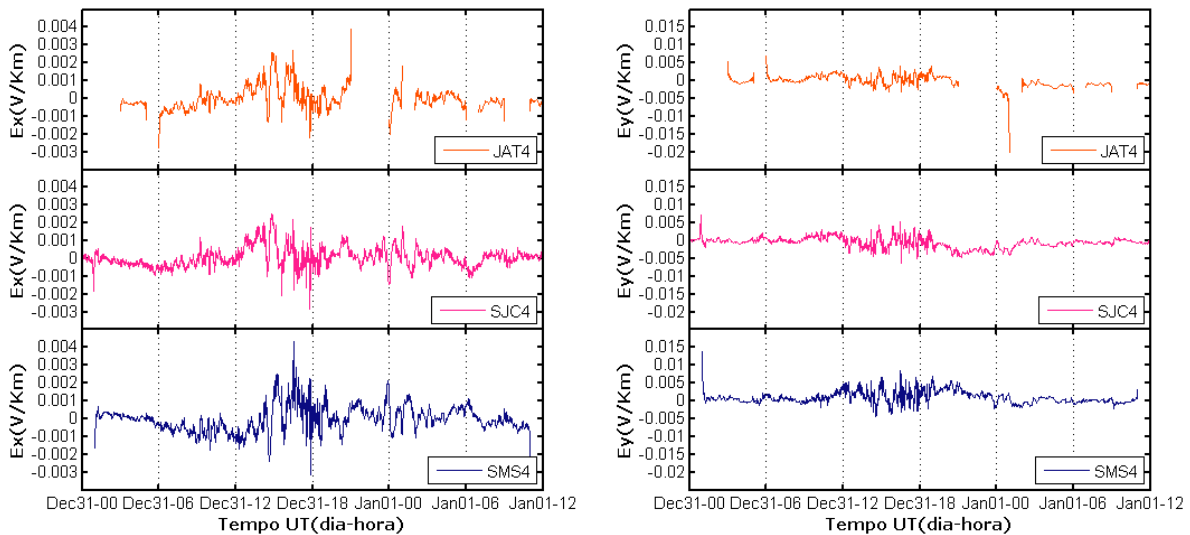
Figura 6.15 – Componentes E_x e E_y do campo geométrico durante a T3.



Fonte: Produção do autor.

Os resultados da T4, que se distingue pela ausência de dados na estação ALF e por vários períodos sem dados na estação JAT, são apresentados na Figura 6.16. As interrupções no registro de dados do campo geomagnético na estação JAT deterioram a qualidade dos resultados estimados para o campo geométrico, gerando variações abruptas nas imediações dos intervalos sem dados. O único valor que pode ser estimado com confiança para o ssc provém da estação SJC, com valores que chegam a $E_x \approx -0,00184 \text{ V/km}$ e $E_y \approx 0,00735 \text{ V/km}$. Durante a fase principal (31 de dezembro) foram registradas as máximas variações na estação SMS, com valores de $E_x \approx -0,00427 \text{ V/km}$ (16:35 UT) e de $E_y \approx 0,0083 \text{ V/km}$ (16:29 UT).

Figura 6.16 – Componentes E_x e E_y do campo geométrico durante a T4.

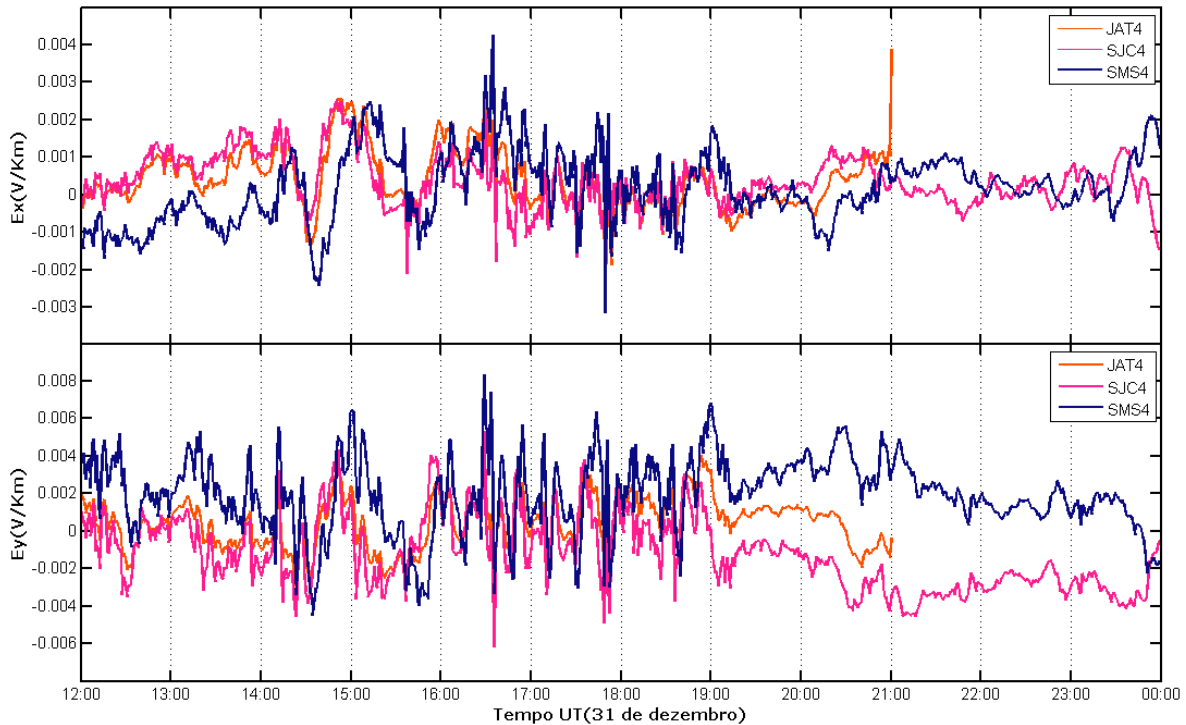


Fonte: Produção do autor.

Por outro lado, uma análise mais detalhada do campo geométrico para essa tempestade revelou uma situação atípica no comportamento dos valores derivados a partir das séries temporais do campo geomagnético. Para exemplificar esse efeito, a Figura 6.17 mostra uma comparação dos resultados das componentes ortogonais E_x e E_y para as três estações durante a fase principal da T4.

Comparando os sinais obtidos do campo geométrico, especialmente durante as primeiras sete horas do intervalo apresentado na Figura 6.17 (12:00 – 19:00 UT), observa-se que o sinal na estação SMS está adiantado em relação aos outros sinais. Por outro lado, depois das 19:00 UT, o campo geométrico estimado para JAT e SMS aparenta oscilações em direções opostas, situação evidenciada com maior nitidez na componente E_y .

Figura 6.17 – Componentes E_x e E_y do campo geoeletrico para a T4 durante sua fase principal.



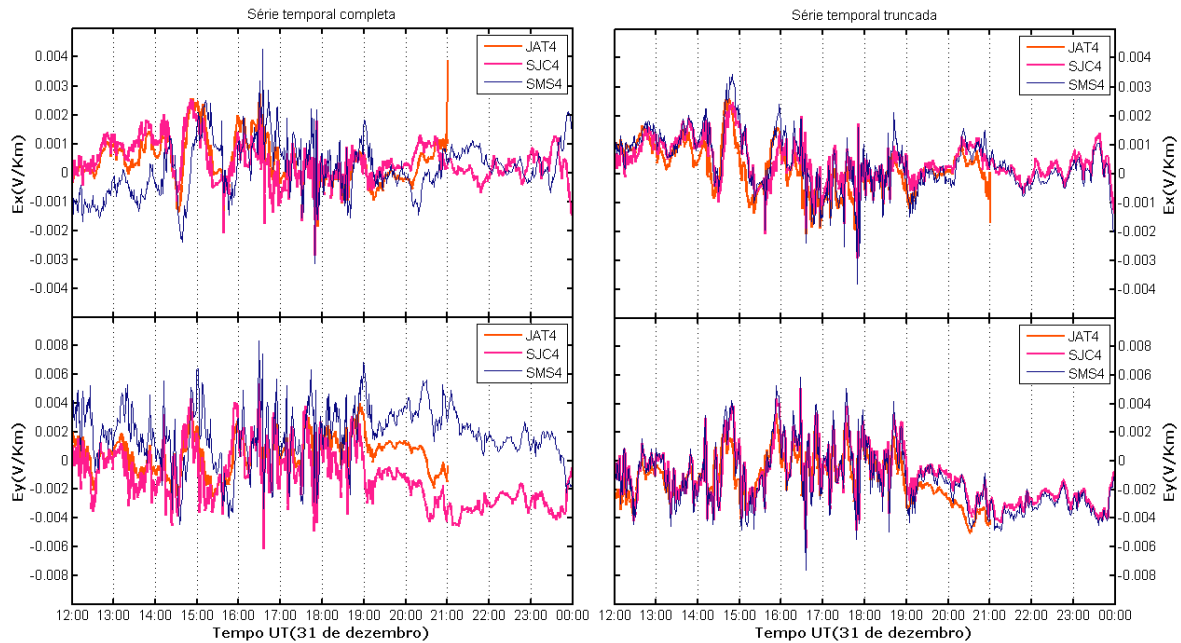
Fonte: Produção do autor.

Considerando que o número de dados disponíveis para a T4 se diferencia de forma significativa entre as estações (JAT com 3000, SJC com 4320 e SMS com 3420), e constatando que os gráficos das variações de campo geomagnético não apresentam esse comportamento, considerou-se a possibilidade que as diferenças observadas poderiam estar associadas a instabilidades numéricas geradas pela aplicação da transformada de Fourier direta e inversa para obtenção dos resultados dessa figura.

Para verificar essa possibilidade, resolveu-se alterar o número de dados para esse caso da T4. A estratégia utilizada foi a de reduzir o tamanho da série temporal do campo geomagnético em cada uma das estações, criando novas séries truncadas de 2048 pontos (transformada de Fourier tradicional usando apenas potência de 2 para a fase principal da tempestade durante o dia 30 de dezembro de 2015, até as 22:00 UT). Os resultados obtidos com esse procedimento são apresentados na Figura 6.18, na qual se comparam os

resultados prévios obtidos a partir da série temporal completa (painel esquerdo) com aqueles da série temporal truncada (painel direito). Observa-se que o uso da série truncada elimina os problemas anteriormente referidos de quando se usa a série completa, com os dados das diferentes estações apresentando variações coerentes do campo geoeletrico (resultado esperado considerando a homogeneidade das variações geomagnéticas em regiões de baixas latitudes). Destaque-se que procedimento similar não pode ser adotado para o intervalo do ssc pela ausência de dados nas 3 estações que permitam a comparação dos resultados.

Figura 6.18 – Componentes E_x e E_y do campo geoeletrico derivadas usando séries temporais completas e truncadas do campo geomagnético durante a fase principal da T4.



Fonte: Produção do autor.

Com base nesse resultado das séries temporais truncadas, os novos valores máximos de variação do campo geoeletrico foram estimados para a estação SMS, com amplitudes de $E_x \approx -0,00383 \text{ V}/\text{km}$ (17:49 UT) e $E_y \approx -0,00765 \text{ V}/\text{km}$ (16:35 UT).

Com a obtenção da variação do campo geoeletrico durante cada tempestade encerra-se a parte geofísica no processo para o cálculo das GIC. Os resultados obtidos mostram que as variações da componente E_y são sempre de maior amplitude que aquelas obtidas para a componente E_x . Esse fato decorre das relações estabelecidas pelas Equações (4.27) e (4.28), em que as variações da componente geomagnética em uma determinada direção vão gerar as variações da componente geoeletrica na direção ortogonal. Como o campo magnético B_x é o que tem maiores variações, as maiores variações geoeletricas vão sempre ocorrer na componente geoeletrica E_y . Isso pode ser constatado na Tabela 6.5 que resume os valores máximos calculados das componentes geoeletricas.

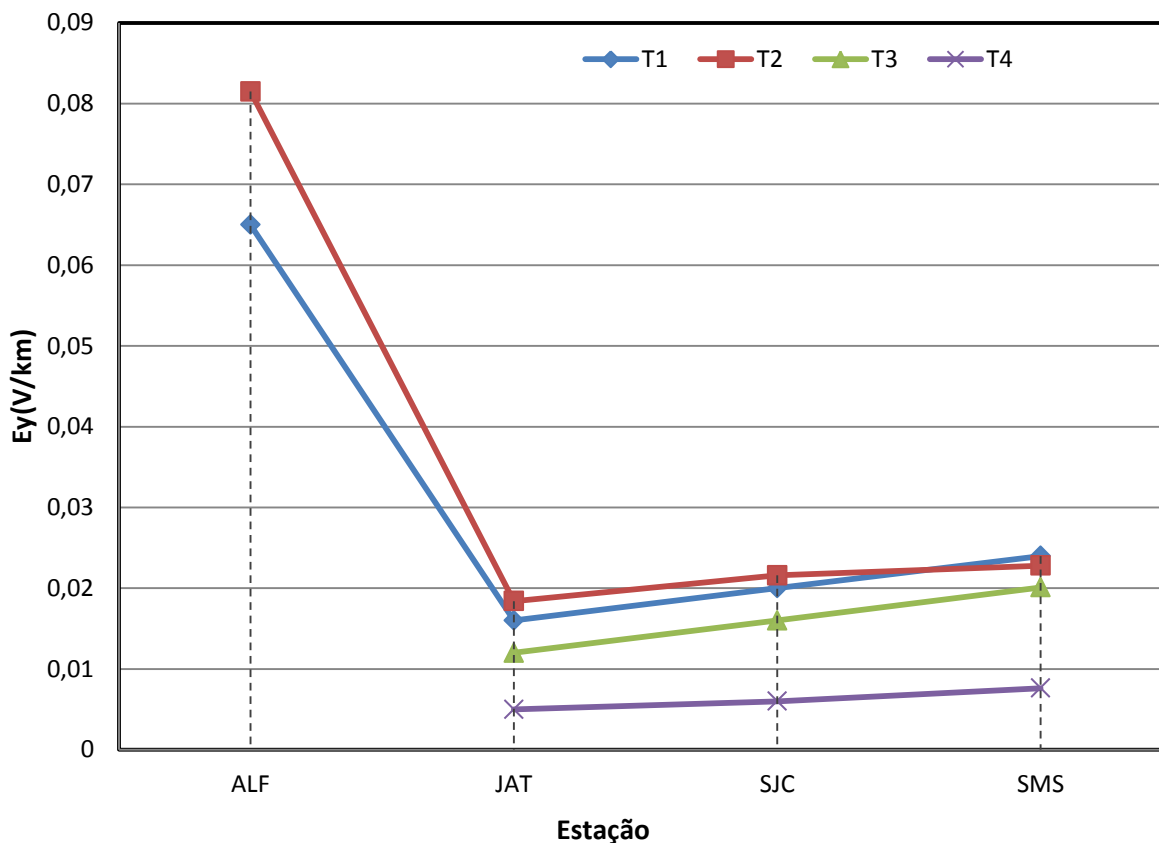
Tabela 6.5 – Valores máximos da variação das componentes de campo geoeletrico E_x e E_y , calculados para as quatro tempestades.

Caraterização	T1	T2	T3	T4
Máximo $E_x (\approx \frac{V}{km})$	-0,01	-0,03	-0,005	-0,004
Estação	ALF	ALF	SMS	SMS
Máximo $E_y (\approx \frac{V}{km})$	0,06	0,08	-0,01	-0,008
Estação	ALF	ALF	SMS	SMS

Fonte: Produção do autor.

Outra forma de apresentar esses resultados é através da comparação gráfica dos maiores valores obtidos em cada tempestade para cada uma das estações. Os valores máximos (em módulo) observados para a componente E_y são apresentados na Figura 6.19. Observa-se que, genericamente, as maiores amplitudes do campo geoeletrico são observadas para a tempestade T2 (fase principal dessa tempestade). Na comparação entre as estações, a baixa condutância da região onde se localiza ALF faz com que os valores do campo geoeletrico sejam significativamente maiores que os das demais estações. Entre essas demais estações, os maiores valores do campo são observados em SMS (possível efeito da AMAS), seguido por SJC e JAT.

Figura 6.19 – Amplitudes máximas do campo geelétrico E_y nas regiões das quatro estações para as quatro tempestades.



Fonte: Produção do autor.

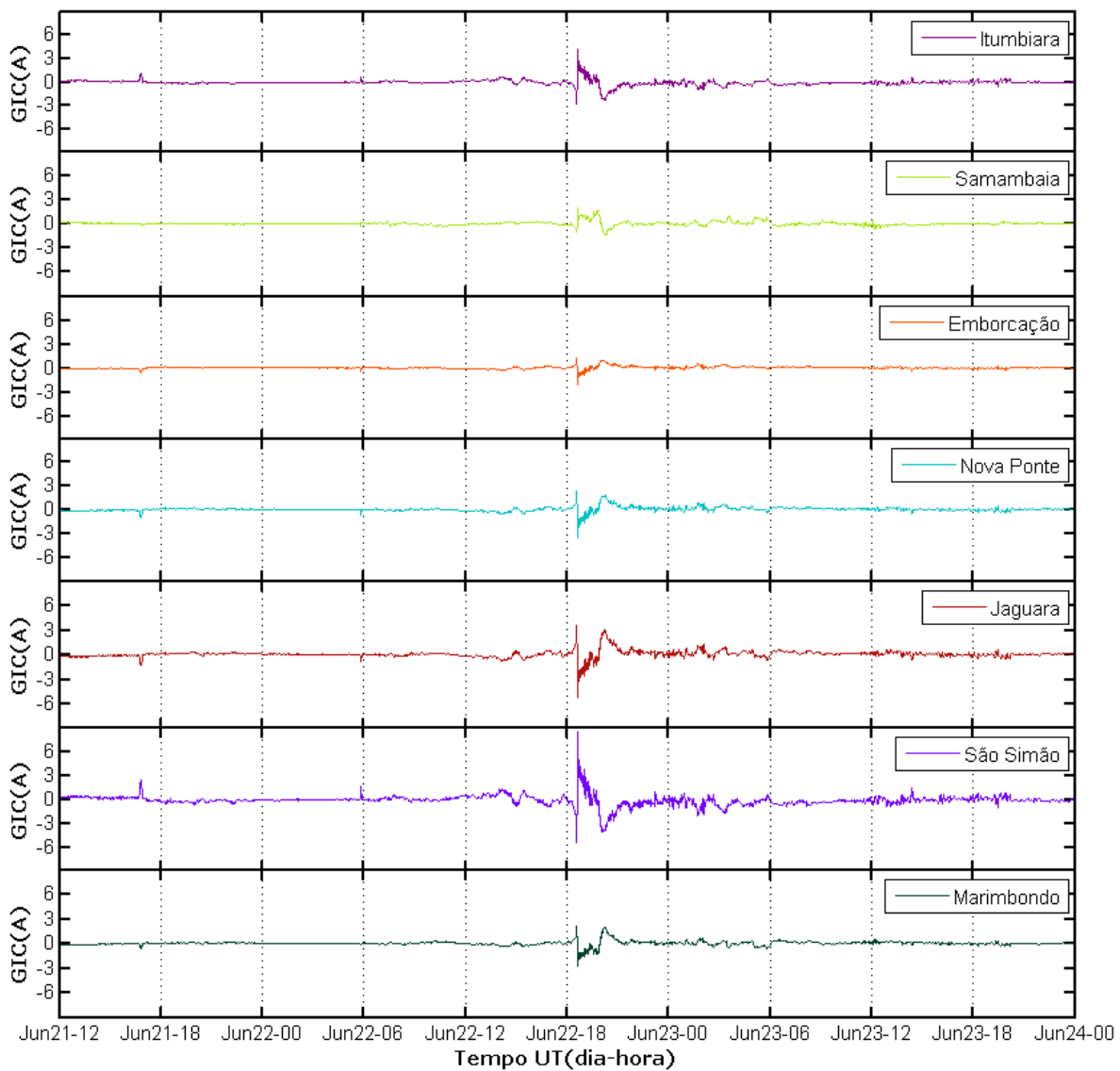
Em resumo, observa-se que, quando se tem todas as estações disponíveis (caso dos eventos T1 e T2), as maiores variações do campo geelétrico são observados na estação ALF. Esse resultado é válido tanto para sinais registrados durante o dia como durante a noite. Em todos os casos, a estação SMS apresenta valores de campo geelétrico superiores a SJC e JAT. Na sequência dos cálculos das GIC, os dados de campo geelétrico a serem usados para a T4 são aqueles obtidos a partir da série truncada.

6.4 Cálculo das GIC por tempestade

De acordo com a sequência descrita na seção 4.5, o método LP foi usado para calcular os valores das GIC a partir dos campos geoeletricos obtidos na seção 6.3. Conforme anteriormente discutido, a rede elétrica da Figura 5.8 foi localizada hipoteticamente em cada uma das regiões das estações geomagnéticas, mantendo as características de engenharia da rede consultadas nas referências do trabalho de Barbosa et al. (2015). Esse procedimento de deslocar uma rede para regiões diferentes daquela em que está situada é similar ao experimento de Viljanen et al. (2013) para cálculo de GIC por toda a Europa.

Para exemplificar os resultados, a Figura 6.20 mostra a amplitude das GIC obtidas durante a T2, a partir do modelo de resistividade da região de ALF e o campo geoeletrico derivado para essa estação durante essa tempestade. Os gráficos dessa figura mostram a amplitude da GIC obtida para cada subestação que compõe a rede (Figura 5.8). Note-se que o máximo valor estimado é de $\approx 8,5 A$ no nodo que corresponde à subestação de São Simão. O maior valor nessa subestação deve-se à geometria da rede, sendo que em todos os casos analisados, os maiores valores de GIC ocorreram sempre nessa subestação. Dessa forma, para facilitar a comparação por tempestade e entre as diferentes estações de medidas geomagnéticas, na sequência deste estudo a amplitude da GIC em cada região será sempre aquela obtida para o nodo de São Simão. Isto supõe que a rede é deslocada hipoteticamente, localizando a estação magnética de estudo na subestação elétrica São Simão.

Figura 6.20 – GIC estimada na estação ALF durante a T2 nas subestações da rede de referência.

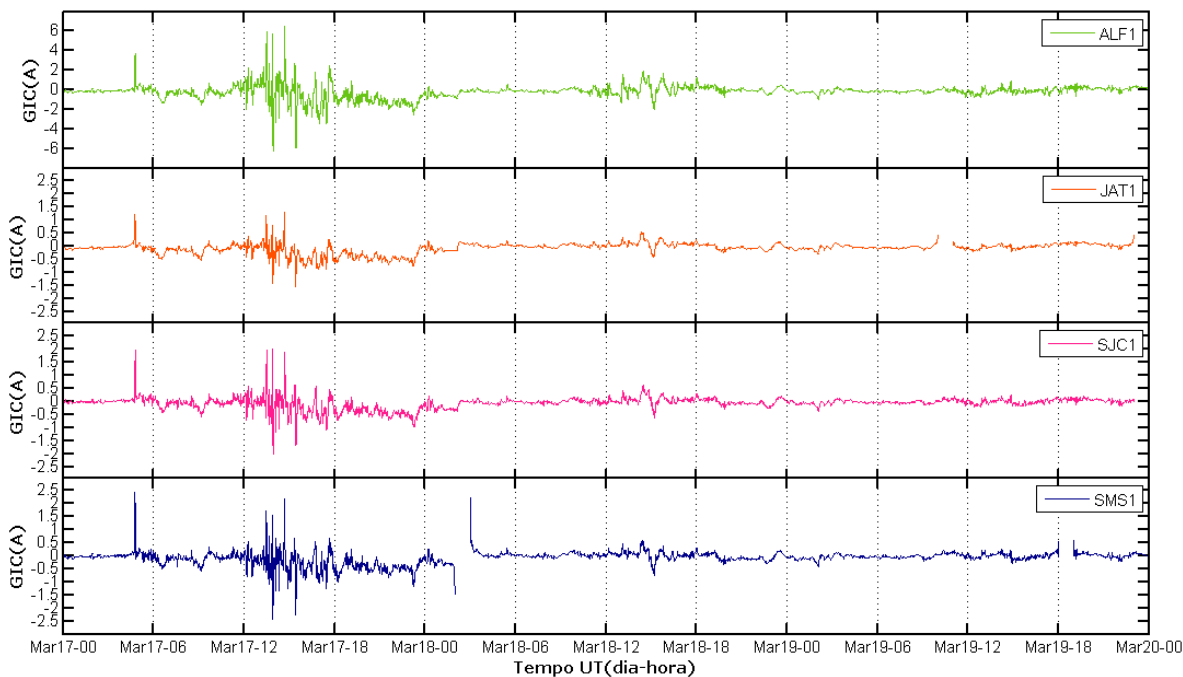


Fonte: Produção do autor.

Dando continuidade, são apresentados os gráficos de variação das GIC por tempestade no nodo da subestação elétrica São Simão. A Figura 6.21 mostra os resultados obtidos durante a T1. Devido à maior amplitude da corrente estimada em ALF, a escala vertical é amplificada para o gráfico dessa estação. As maiores variações de GIC são evidenciadas no *ssc*, durante a fase principal e no intervalo compreendido entre 14:00 – 16:00 UT do

dia 18 de março, que corresponde ao meio-dia local. Esta última variação concorda com um evento nas componentes do campo geomagnético nesse intervalo, que se pode observar na Figura 6.1 e 6.2. A falta de registros geomagnéticos nas estações SMS (18 de março, entre 02:00 – 2:59 UT) e JAT (19 de março, entre 10:00 – 10:59 UT) causa uma distorção local na estimativa da GIC, com a ocorrência de picos abruptos sem significado para a análise dos resultados. A maior amplitude de GIC estimada durante a fase principal foi de $\approx 6,5 A$ e no *ssc* de $\approx 3,7 A$ (14:41 UT), ambas na estação ALF. Observe-se que esse resultado para o *ssc* é diferente daquele obtido para a taxa de variação do campo geomagnético ($\frac{dX}{dt}$) discutido no item 6.1 (Figura 6.2) e mostra a importância da menor condutância integrada sob a estação ALF na amplitude da GIC.

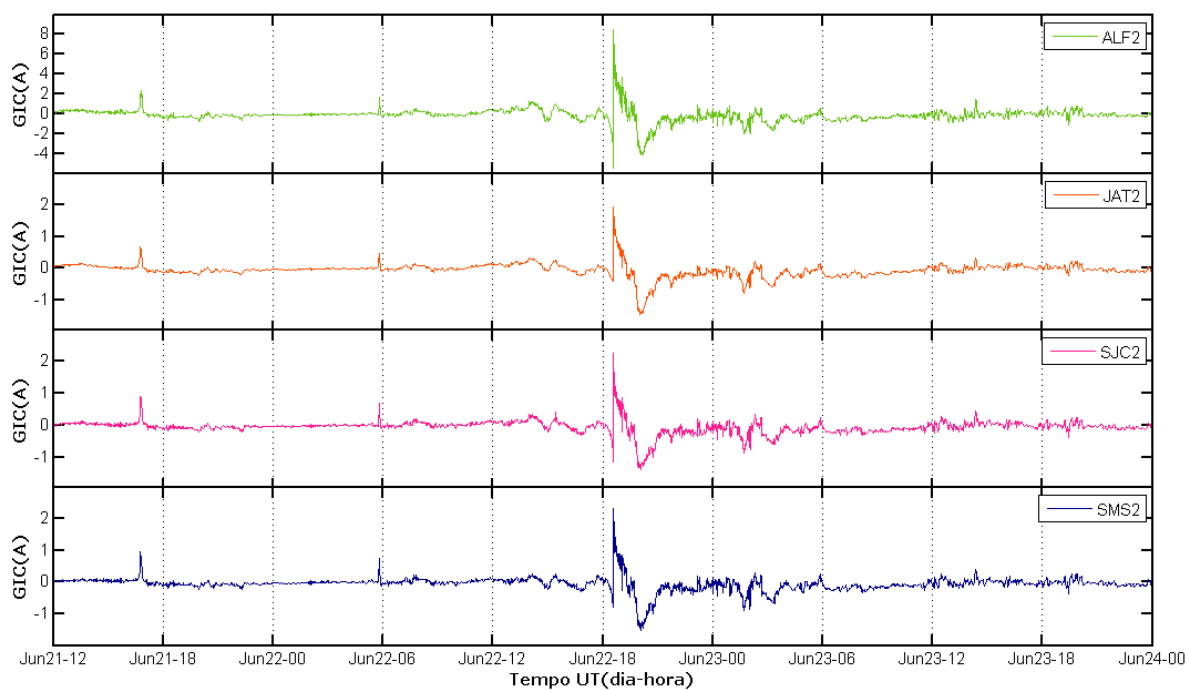
Figura 6.21 – GIC para as quatro regiões de localização das estações geomagnéticas durante a T1, calculada na subestação de São Simão.



Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.22 representa as variações da GIC estimadas durante a T2. O registro dos dados geomagnéticos foi regular, sem rupturas nas séries temporais de dados no intervalo que abrange desde o *ssc* até a fase final de recuperação da tempestade. Para esta tempestade podem-se destacar as variações de GIC no *ssc*, um pico pouco antes das 6:00 UT do dia 22 de junho e principalmente a fase principal no intervalo aproximado entre 18:00 e 21:00 UT desse mesmo dia 22 de junho. Os valores máximos estimados de GIC foram novamente obtidos na estação de ALF, atingindo no *ssc* $\approx 2,4 A$ e $\approx 8,5 A$ durante a fase principal às 18:24 UT. Esse pico de GIC registrado no dia 22 de junho foi a maior intensidade de GIC estimada entre todas as tempestades estudadas.

Figura 6.22 – GIC para as quatro regiões de localização das estações geomagnéticas durante a T2, calculada na subestação de São Simão.

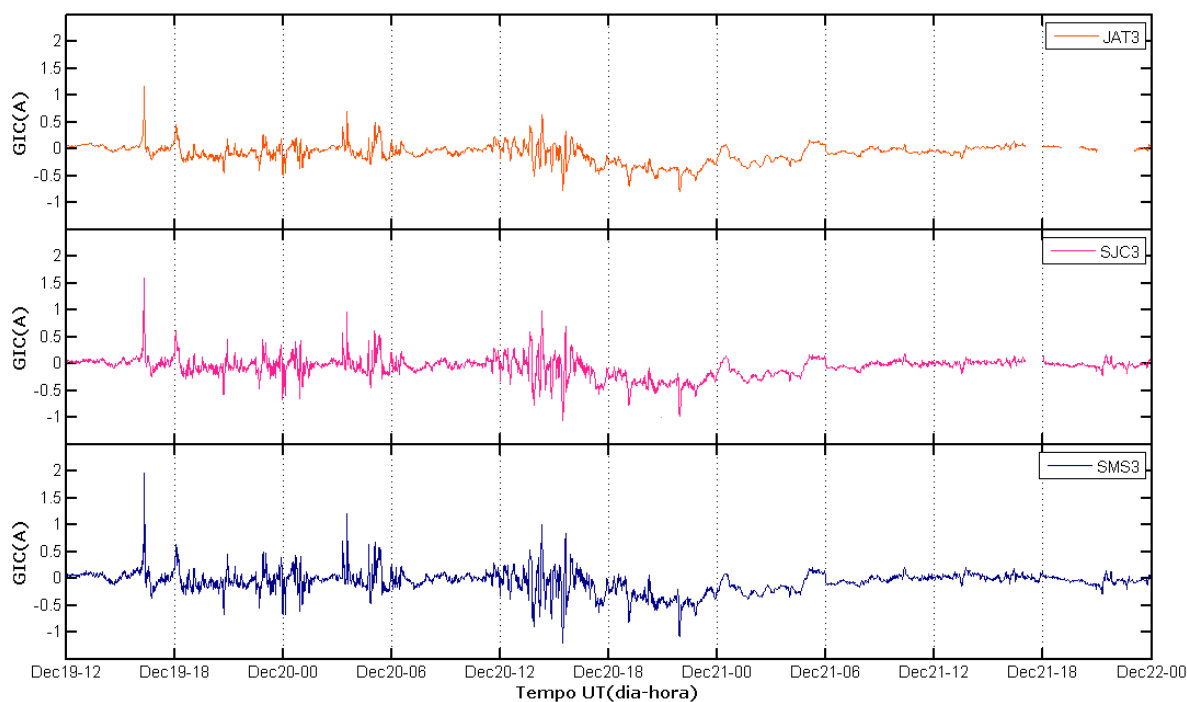


Fonte: Produção do autor.

Na Figura 6.23 são apresentadas as variações de GIC estimadas durante a T3, enfatizando a completa ausência de dados na estação ALF e a interrupção dos registros por períodos

curtos no decorrer da fase de recuperação para as estações de JAT e SJC. Nesse último caso, porém, a ausência de dados não afeta as análises, pois as variações geomagnéticas durante essa fase não são geradoras de correntes induzidas com amplitudes significativas. Nessa tempestade se verificam múltiplas perturbações geomagnéticas no intervalo entre 19 de dezembro (a partir das 18:00 UT) até o dia 20 de dezembro (por volta das 23:00 UT). O maior valor da GIC ocorre durante o *ssc*, com $\approx 2 A$ sendo estimados para a estação SMS. Durante a fase principal, a maior GIC também é estimada para a estação SMS, com valor de $\approx 1,3 A$ registrado às 3:32 UT do dia 20 de dezembro. Essa maior amplitude da GIC durante o *ssc* concorda com os gráficos da taxa de variação da componente B_x apresentados na Figura 6.7.

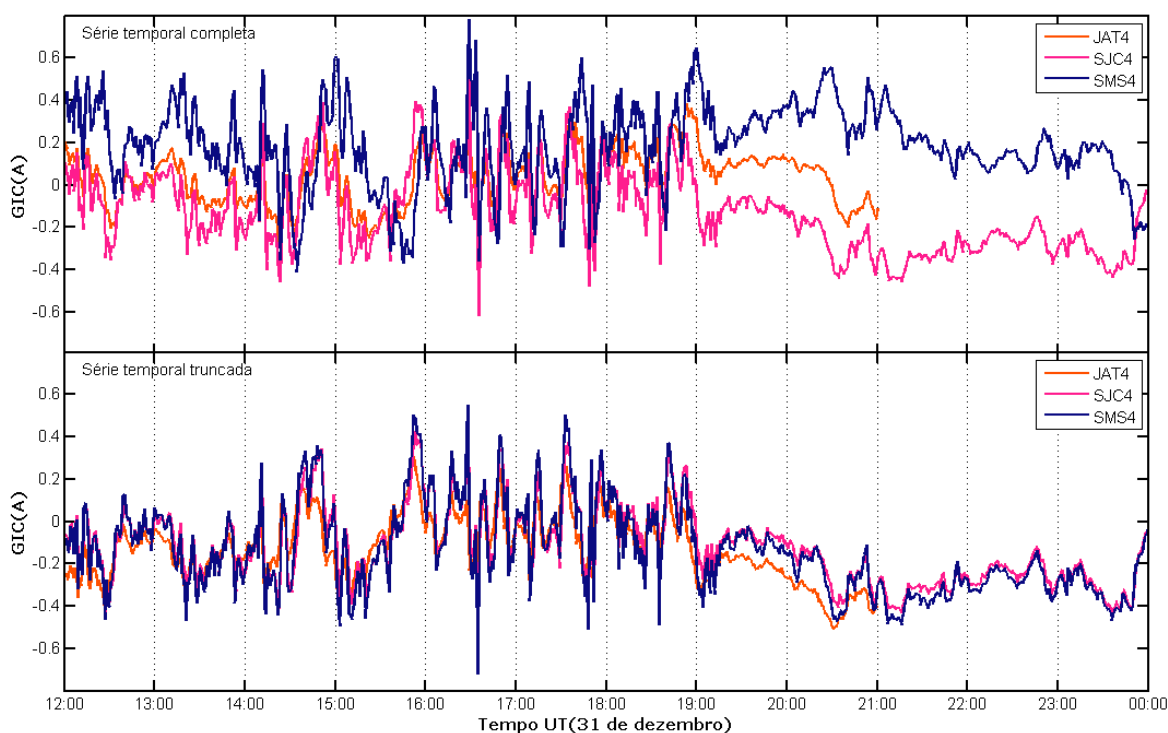
Figura 6.23 – GIC para as três regiões de localização das estações geomagnéticas durante a T3, calculada na subestação de São Simão.



Fonte: Produção do autor.

Na Figura 6.24 são comparadas as variações de GIC, calculadas durante a fase principal para a T4, usando as séries temporais completa e truncada. Visto que no gráfico do painel inferior foi corrigido o problema no processamento dos dados, os valores adotados para esta tempestade são os obtidos através da série truncada. Assim, a máxima amplitude de GIC para esta tempestade foi estimada para a estação SMS dentro da fase principal e com valor $\approx -0,7 A$. Para o *ssc* o valor obtido foi de $\approx 0,8 A$ na estação SJC, a única com dados disponíveis.

Figura 6.24 – GIC para as quatro regiões de localização das estações geomagnéticas, com as séries temporais completa e truncada durante a fase principal da T4.



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 6.6 mostra os maiores valores de GIC obtidos para as diferentes tempestades, tanto durante o *ssc* como durante a fase principal e a estação na qual essa máxima amplitude é observada.

Tabela 6.6 – Valores máximos de GIC calculados para as quatro tempestades.

GIC	T1	T2	T3	T4
GIC <i>ssc</i> ($\approx A$)	3.8	2.5	2	
GIC máx ($\approx A$)	6.5	8.5	1.2	-0.7
Estação	ALF	ALF	SMS	SMS

Fonte: Produção do autor.

Em resumo, embora a maior tempestade seja a T1 (menor *Dst*), a máxima amplitude de GIC foi observada durante a fase principal da T2 quando ocorre uma grande e abrupta variação do campo geomagnético durante a fase principal da tempestade. Não obstante o uso da subestação de São Simão, que por se localizar em um dos extremos da rede hipotética utilizada tende a apresentar a maior amplitude na corrente, os valores de GIC estimados são baixos. O valor máximo obtido foi de 8,5 A na estação ALF, durante esse evento na fase principal da T2. Por ser um evento diurno, a maior amplitude pode estar relacionada com efeitos de amplificação do campo geomagnético pelo EJE e do campo geoeletrico pela menor condutância integrada na estação ALF.

Genericamente, a comparação dos valores absolutos de GIC estimados para as diferentes estações reproduz os resultados obtidos para o cálculo do campo geoeletrico. Quando se tem todas as estações disponíveis (T1 e T2), a maior amplitude é sempre obtida em ALF. Nesse caso, há dois possíveis contribuintes: efeitos diurnos de amplificação do campo geomagnético gerados pelo EJE e a alta resistividade da litosfera nessa região. Para os outros dois eventos, a maior amplitude é sempre observada em SMS. Nesse caso, como a condutância nessa estação é bastante superior à de SJC em todas as profundidades apresentadas na Tabela 6.4, pode-se concluir que o efeito é preponderantemente associado a efeitos externos (AMAS) que amplificam a taxa de variação do campo geomagnético. Essa mesma comparação não pode ser feita com a estação JAT, pois ela apresenta uma condutância muito maior que SMS.

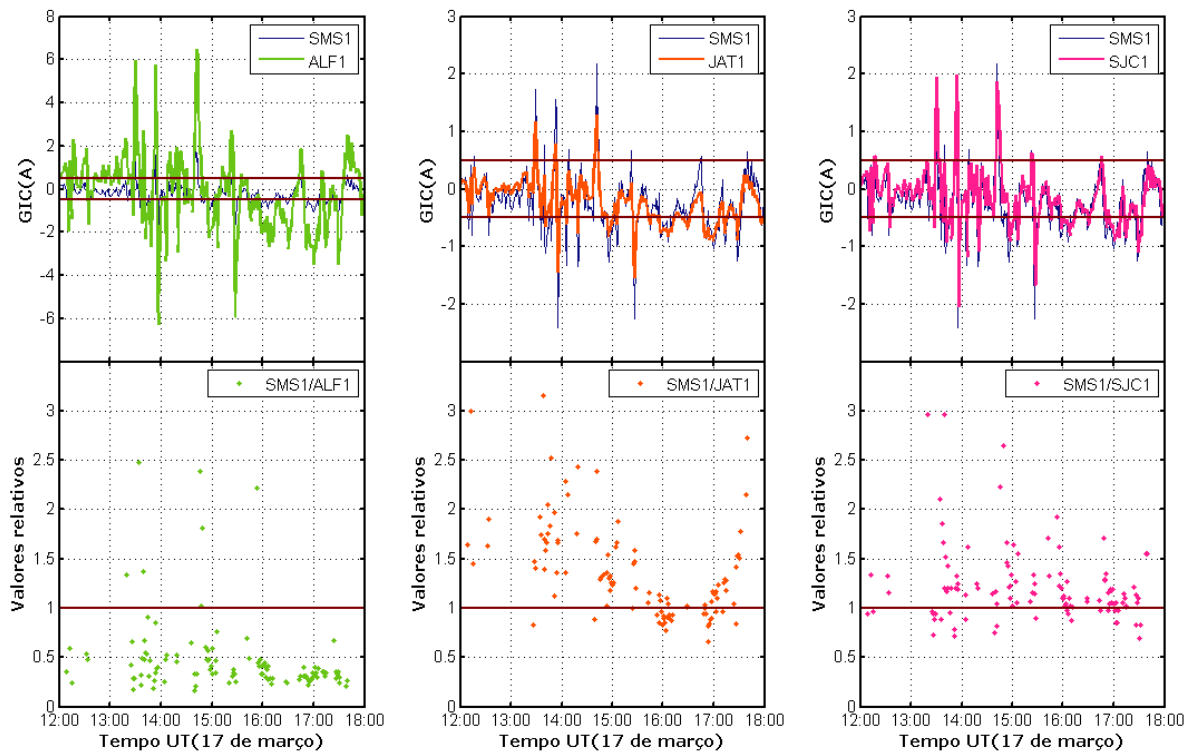
6.5 Valores relativos por tempestade

As estimativas dos valores de GIC apresentados na seção anterior mostram amplitudes máximas inferiores a 10A para todas as tempestades analisadas. Infelizmente, o sensor que media GIC na estação de Itumbiara já não estava operando durante o ano de 2015 e por isso essas estimativas de valores das correntes não podem ser confirmadas de forma independente. Desta forma, ao invés de usar valores absolutos para realizar uma comparação mais detalhada para as correntes estimadas nas diferentes tempestades para as diferentes estações, resolveu-se utilizar valores relativos em relação a uma estação de referência (escolhida a estação SMS). Nesta seção, é feita uma comparação sobre a evolução temporal das GIC em cada estação durante a fase principal das tempestades em relação a essa estação de referência. As Figura 6.25 a 6.28 mostram, nos painéis superiores, a evolução temporal das GIC nas diferentes estações em comparação com SMS e nos painéis inferiores os valores relativos relação a SMS, considerando apenas os eventos com amplitude acima de um determinado valor de amplitude mínima para a GIC.

A Figura 6.25 mostra as variações relativas mais significativas de GIC durante a fase principal da T1 (09:00 – 15:00 LT), tendo como referência a estação SMS. Assim, os gráficos superiores mostram a evolução temporal das GIC nas 3 estações e em SMS e o valor limite mínimo escolhido para cálculo do valor relativo entre as estações (no caso, só foram considerados picos individuais com amplitudes acima de $\pm 0,5 A$). Nas figuras inferiores são mostradas as razões entre as amplitudes desses picos na estação de referência pelas três estações. Nesses gráficos, valores acima de 1 indicam que o evento na estação é amortecido em relação a SMS, enquanto valores inferiores a 1 indicam amplificação em relação a SMS. Para a estação ALF, a grande maioria das razões $SMS1/ALF1$ entre os picos mostra valores inferiores a 1, indicativo de uma grande amplificação da GIC nessa estação. Esse resultado não mostra diferenças ao longo do dia, sendo que os dados concentram-se exclusivamente no período diurno. Os resultados podem ser explicados pela sobreposição de efeitos diurnos do EJE e da estrutura resistiva sob a estação ALF, os quais superam quaisquer efeitos que possam estar relacionados com a amplificação do sinal em SMS devido à AMAS. Dessa forma, espera-se que as correntes induzidas apresentem maior

amplitude para uma rede elétrica na região da estação ALF em relação à de SMS, caso as maiores perturbações geomagnéticas aconteçam durante o dia local.

Figura 6.25 – Valores absolutos e relativos de GIC em relação a SMS, para as três outras regiões de localização das estações geomagnéticas durante a fase principal da T1.

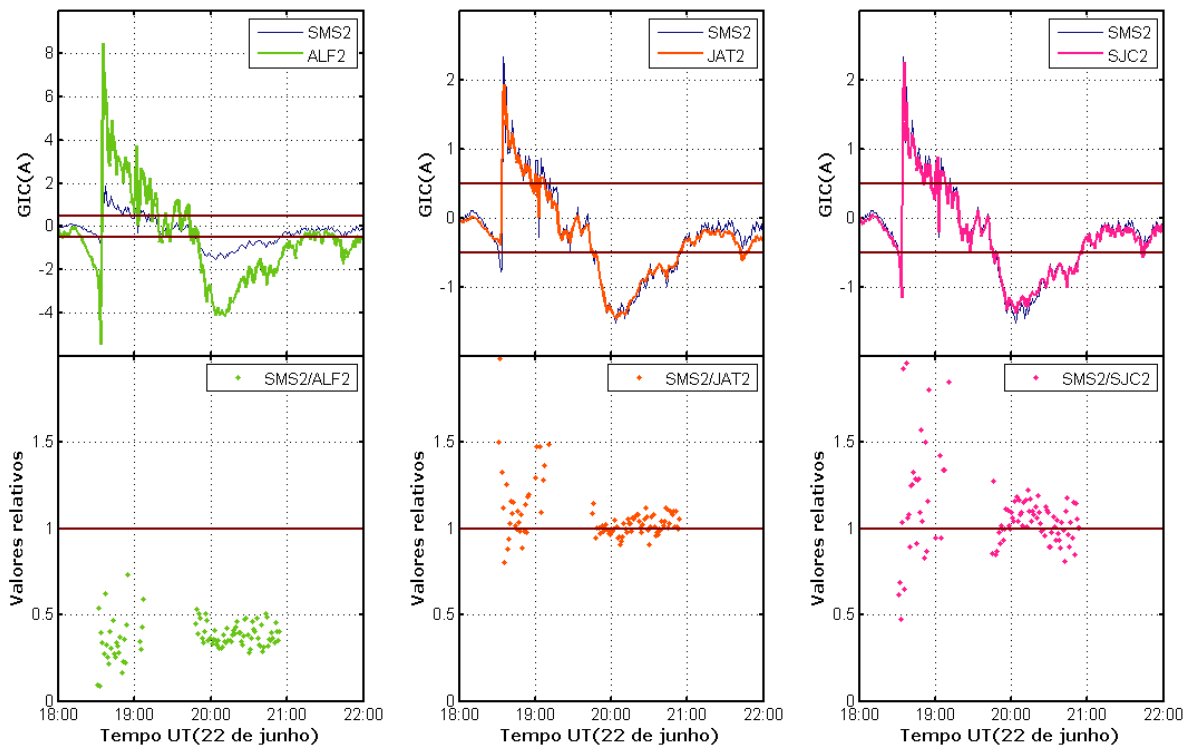


Fonte: Produção do autor.

Por outro lado, o modelo de resistividade da região de SJC compreende estruturas menos condutoras em comparação com SMS. Dessa forma, considerando apenas o fator de indução pelas estruturas internas à Terra, esperar-se-ia menor atenuação do sinal em SJC e, conseqüentemente, maiores amplitudes de GIC. Porém, os valores relativos $SMS1/SJC1$ apresentados no painel inferior mostram maiores amplitudes na estação SMS. Isso indica que os efeitos externos associados à AMAS, que são mais pronunciados na parte central da anomalia, superam os efeitos das estruturas de condutividade interna sob SJC. Para o mesmo evento, maiores GIC seriam observadas em SMS. Por fim, analisando os valores

relativos $SMS1 / JAT1$ no painel central, tem-se que a maioria dos eventos mostra amortecimento em JAT em relação a SMS. Nesse caso, tem-se a sobreposição de fatores de maiores efeitos da AMAS e da menor condutância integrada em SMS em relação a JAT, a qual teria GIC de menores amplitudes para o mesmo evento.

Figura 6.26 – Valores absolutos e relativos de GIC em relação a SMS, para as três outras regiões de localização das estações geomagnéticas durante a fase principal da T2.

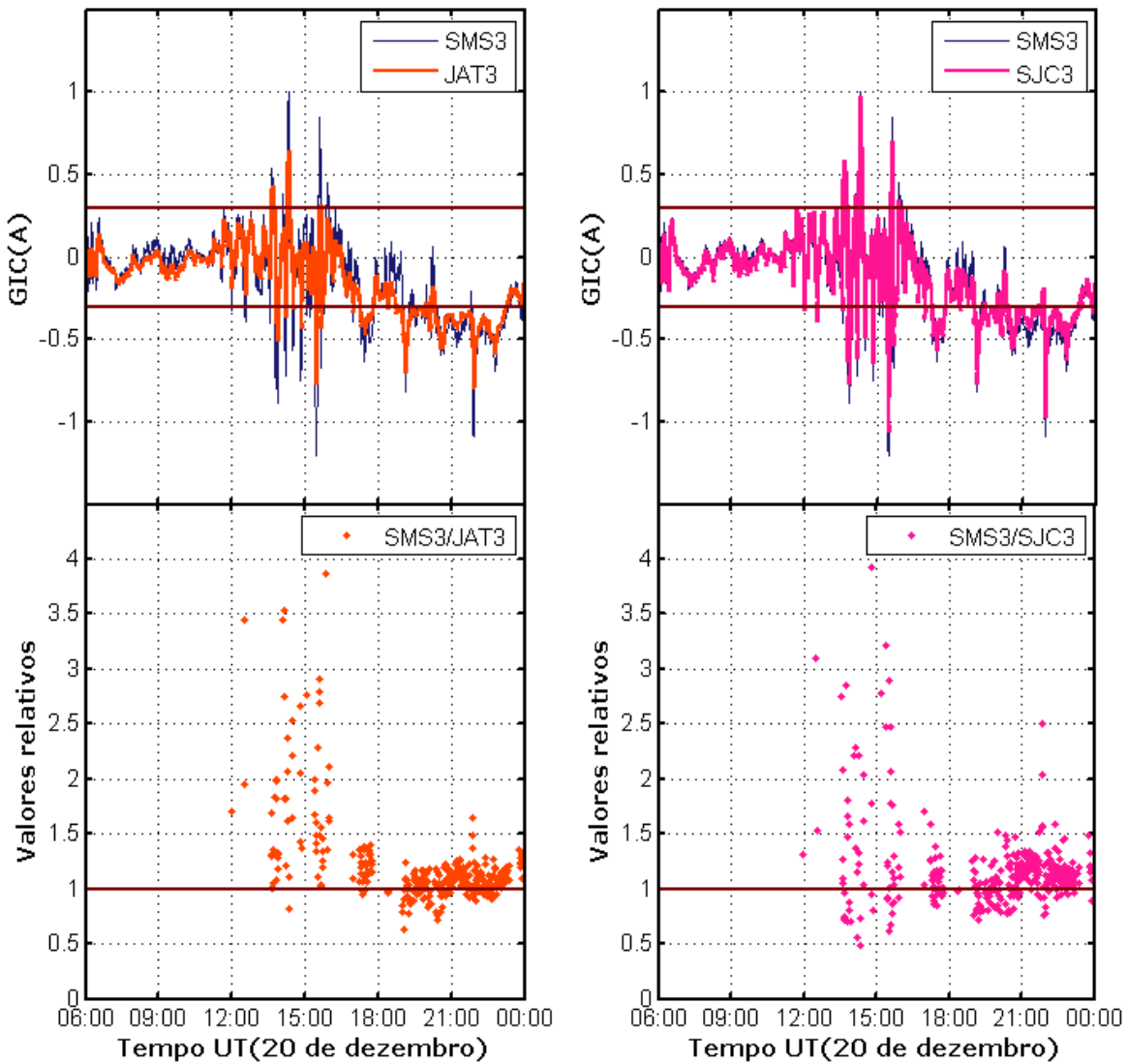


Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.26 mostra os resultados relativos durante a fase principal da T2, com os principais picos de GIC concentrados no intervalo entre aproximadamente entre 16:00 – 19:00 LT, cobrindo a parte final do período diurno e o início do período noturno. Novamente o limite usado para cálculo dos valores relativos foi de $\pm 0,5$ A. Genericamente, os resultados são bastante similares àqueles da T1, com a razão $SMS2/ALF2$ indicando amplitudes muito maiores das GIC na estação ALF e as razões $SMS2 / JAT2$ e $SMS2 / SJC2$ com uma maior concentração de valores superiores a 1, indicando amplificação em

SMS em relação a essas duas estações. Novamente, os mesmos argumentos apresentados para efeitos do EJE e da menor condutância integrada em ALF sendo responsáveis pela grande amplitude das GIC em ALF e efeitos da AMAS tendo grande influência na maior amplitude da GIC em SMS, quando comparada com SJC.

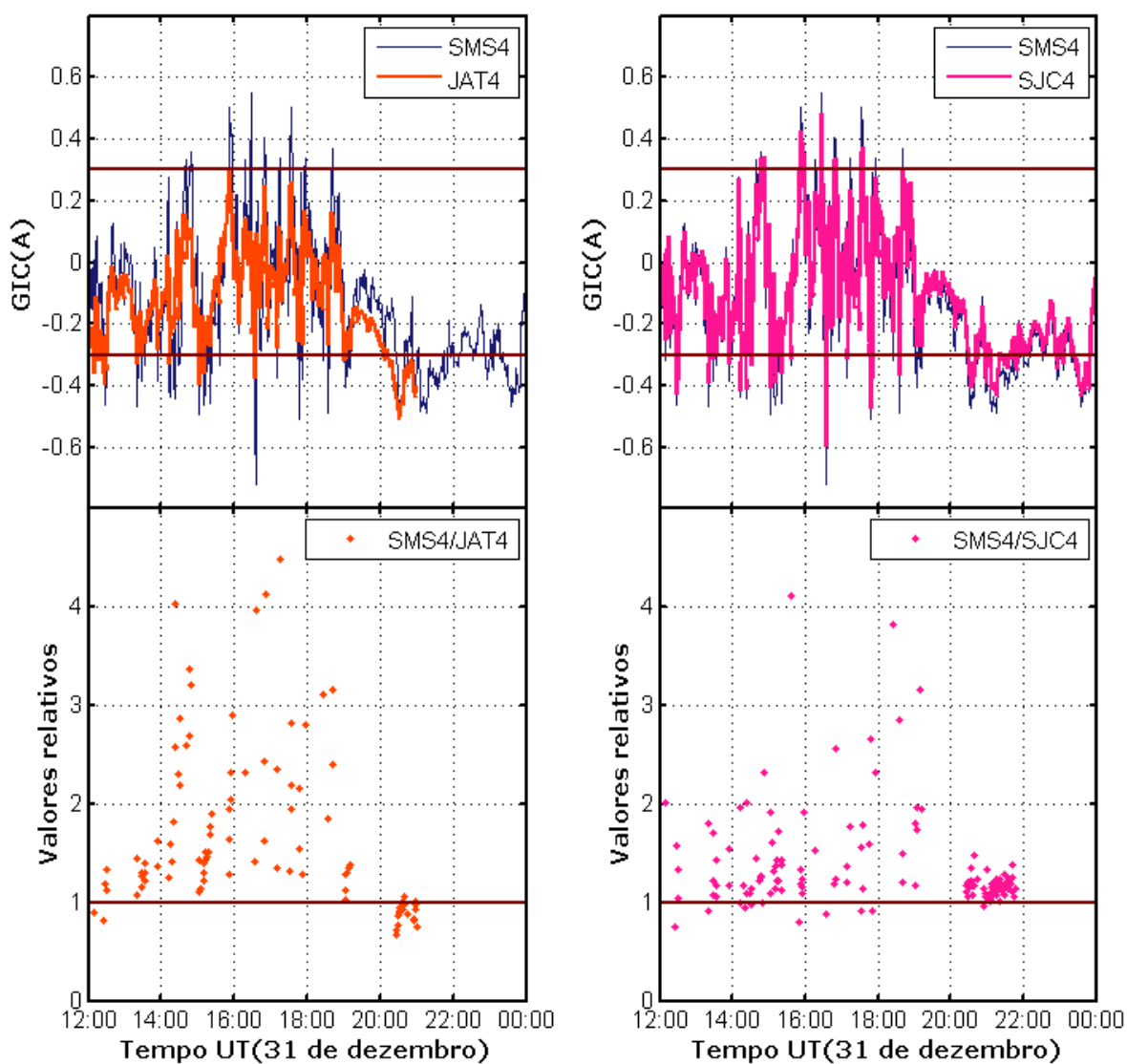
Figura 6.27 – Valores absolutos e relativos de GIC em relação a SMS, para as duas outras regiões de localização das estações durante a fase principal para a T3.



Fonte: Produção do autor.

A evolução temporal dos valores relativos de GIC durante as fases principais das tempestades T3 e T4 de dezembro de 2015 são mostradas nas Figura 6.27 e Figura 6.28, respectivamente. Os picos amostrados para a T3 ocorrem entre 09:00 – 21:00 LT (durante o período diurno e parte do período noturno) e entre 09:00 – 19:00 LT (principalmente período diurno) para a T4.

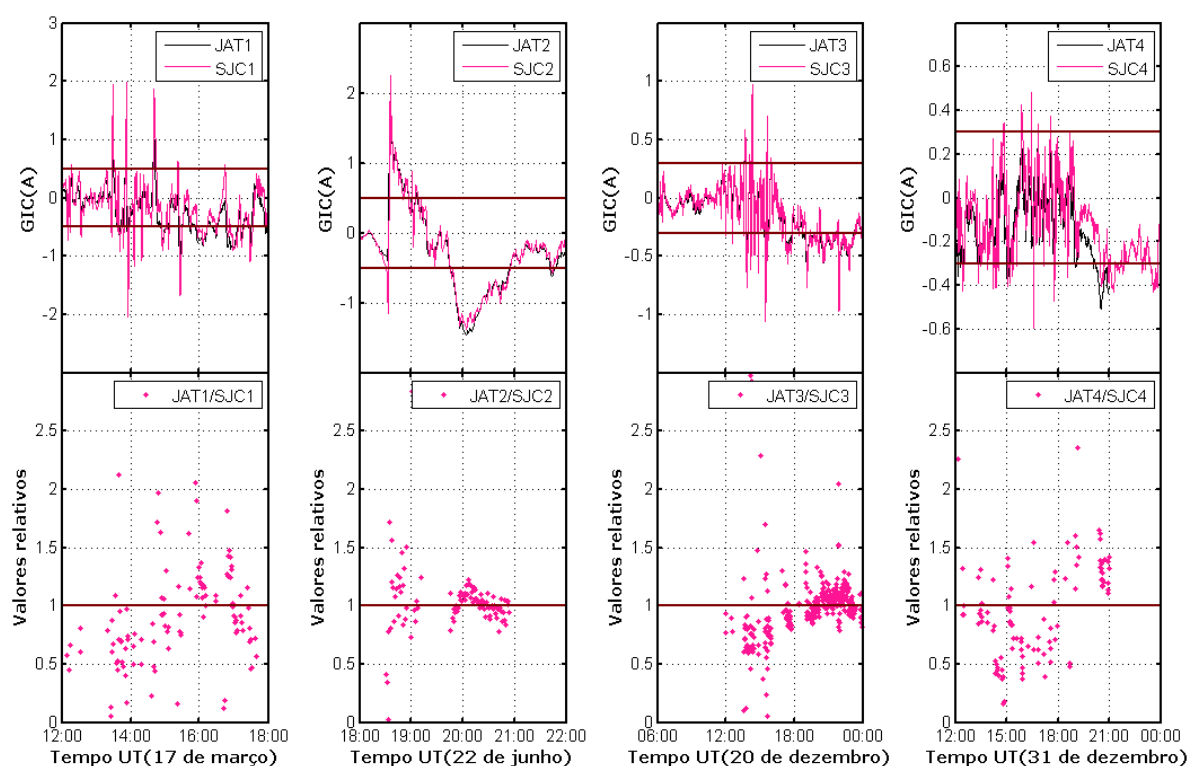
Figura 6.28 – Valores absolutos e relativos de GIC em relação a SMS, para as duas outras regiões de localização das estações durante a fase principal para a T4.



Fonte: Produção do autor.

Como já comentado anteriormente, não se tem dados para a estação ALF durante essas tempestades. Como os valores das GIC são muito mais baixos, para se avaliar a evolução temporal dos picos de corrente utilizou-se um valor de referência de $\pm 0,3 A$. Os resultados são similares aos da Figura 6.25 e Figura 6.26 na comparação entre a estação SMS com as estações JAT e SJC. Os valores em SMS são sempre amplificados em relação às duas outras estações, indicativo do efeito da AMAS sobre a amplitude das GIC.

Figura 6.29 - GIC e valores relativos entre as estações JAT e SJC durante as quatro tempestades.



Fonte: Produção do autor.

Um exercício adicional foi feito comparando a amplitude das GIC estimadas para as estações JAT e SJC durante as 4 tempestades. As duas estações são aproximadamente equidistantes do centro da AMAS (ver valor do campo total na Tabela 5.3), possuem condutância similar em profundidades crustais, mas bastante diferentes em profundidades

do manto (ver Tabela 6.4). O objetivo foi de verificar se a essa grande diferença de condutividade em grandes profundidades seria capaz de afetar os valores de GIC. A

Figura 6.29 mostra a comparação entre as duas estações para as quatro tempestades. Da mesma forma que nas análises anteriores, os valores de referência para definir os picos de amplitude analisados foram de $\pm 0,5A$ para T1 e T2 e $\pm 0,3A$ para T3 e T4. Uma influência grande da condutividade de grandes profundidades faria com que os valores estimados em SJC (menor condutância no manto) fossem significativamente maiores que aqueles estimados em JAT (alta condutância no manto). Os resultados da

Figura 6.29, porém, não mostram uma tendência nítida de valores predominantemente abaixo de 1, como seria esperado na razão JAT / SJC . Pode-se concluir que o efeito principal das estruturas condutoras do interior da Terra sobre a amplitude das GIC ocorre principalmente devido às variações de condutividade nas camadas mais superficiais (crosta terrestre).

7. DISCUSSÕES

Os valores estimados neste trabalho para as GIC durante as tempestades magnéticas do ano de 2015 podem ser consideradas de baixa amplitude. O valor máximo obtido foi da ordem de 8,5A para um evento diurno durante a fase principal da tempestade de junho (T2) na estação equatorial de ALF. Para chegar a esse valor contribuíram tanto a amplificação do campo magnético pelas correntes do EJE como, principalmente, a baixa condutância da região onde se encontra a estação (área cratônica altamente resistiva). De acordo com os padrões de confiabilidade para operação de redes de transmissão de energia estabelecidos pelo Instituto de Engenheiros Eletricistas e Eletrônicos (IEEE, 2015), oscilações de corrente dessa ordem têm influência insignificante nos transformadores. Seu maior efeito seria o de converter os transformadores em fontes de harmônicos, interferindo em outros tipos de instrumentos das redes elétricas, principalmente nos relés de proteção.

Outros estudos realizados anteriormente no país sobre essa mesma malha de 500kV em Itumbiara estimaram GIC de maior amplitude durante tempestades magnéticas mais intensas (15 – 20A em Trivedi et al. (2007); até 25A em Barbosa et al. (2015)). Da mesma forma que os valores estimados neste trabalho, esses valores de maior amplitude não dispunham de medidas experimentais para comprovar o resultado obtido. Destaque-se que GIC dessa amplitude têm duração relativamente curta (no máximo da ordem de alguns minutos), enquanto a constante tempo para aquecimento dos transformadores para correntes da ordem de dezenas de ampères, de acordo com o padrão estabelecido pelo IEEE (2015), permite que eles operem sem problemas por intervalos de 30 a 45 minutos. Ou seja, mesmo GIC dessa ordem não seriam capazes de danificar os transformadores (GUREVICH, 2016). Por outro lado, as correntes de GIC registradas experimentalmente em Itumbiara no período entre 2009 e 2013 jamais mediram GIC com valores superiores a 10A. Dessa forma, os resultados estimados neste trabalho são coerentes e se sustentam no histórico de medições disponível.

Quando se tem todas as estações operando simultaneamente, caso das tempestades de março e junho, os resultados mostram que as maiores GIC são sempre observadas na estação equatorial de ALF. Em seguida, em termos de amplitude das GIC, vem a estação de SMS situada próximo ao centro da AMAS, mas com valores bastante abaixo daqueles estimados em ALF. Como possíveis efeitos gerados pela geometria da rede de distribuição de energia (efeito de engenharia) podem ser desconsiderados por se ter usado sempre a mesma rede hipotética na estimativa da corrente, os fatores que controlam esses resultados vinculam-se a efeitos geofísicos. Esses efeitos são de dois tipos: (i) amplitude da taxa de variação do campo geomagnético e (ii) condutividade elétrica em subsuperfície.

A taxa de variação do campo geomagnético é função da latitude em que as medidas são realizadas e dos sistemas de correntes ionosféricas subjacentes que podem afetar a amplitude das variações geomagnéticas na superfície. Sabe-se que as maiores taxas de variação do campo geomagnético são observadas em altas latitudes devido ao efeito dos fortes sistemas de correntes aurorais (TRIVEDI et al., 1997). Em baixas latitudes, a amplitude das variações geomagnéticas, e conseqüentemente a taxa de variação do campo, tende a diminuir. Esse efeito é vinculado com as características de geração e propagação das variações geomagnéticas para as diferentes latitudes da Terra (YUMOTO, 1986).

Genericamente nas baixas latitudes magnéticas em que se situa o nosso estudo, há dois mecanismos possíveis para explicar a ocorrência de variações (YUMOTO, 1986). No primeiro modelo, ondas eletromagnéticas geradas na frente de choque entre o vento solar e a magnetosfera diurna se propagam na forma de ondas de compressão ao longo do plano equatorial da magnetosfera, atravessam as linhas do campo magnético, chegam diretamente à ionosfera de baixa latitude e provocam os distúrbios magnéticos observados no solo (YUMOTO; SAITO, 1983). No segundo modelo, ondas de superfície (Alfvén) geradas por instabilidades no limite da magnetosfera diurna (tais como as instabilidades de Kelvin-Helmholtz) se propagam diretamente ao longo das linhas do campo magnético para a ionosfera de alta latitude e geram oscilações de grande escala nas correntes ionosféricas nessas latitudes. Essas correntes de alta latitude se propagam horizontalmente através da atmosfera para regiões de baixa latitude em uma guia de ondas delimitado pela ionosfera

condutora e pelo solo e causam as variações geomagnéticas observadas em baixas latitudes (KIKUCHI; ARAKI, 1979).

Os dois tipos de ondas eletromagnéticas são gerados simultaneamente durante a ocorrência de algum distúrbio na magnetosfera, mas durante as tempestades magnéticas espera-se que as variações geomagnéticas no solo sejam geradas primordialmente pelos sistemas de corrente da região auroral (TRIVEDI et al., 1997). Simulações numéricas mostraram que a amplitude do campo elétrico de origem polar diminui à medida que se propaga para baixas latitudes devido à pequena proporção do tamanho desse campo elétrico polar em relação à distância de propagação (TSUNOMURA, 1999). No entanto, o processo ainda é suficientemente eficiente para permitir que as ondas polares alcancem baixas latitudes e sejam abruptamente amplificadas por qualquer aumento localizado de condutividade elétrica ionosférica durante seu percurso. Esse modelo é utilizado para explicar a amplificação das variações geomagnéticas observadas no equador magnético em função do aumento local na condutividade elétrica de Cowling (TRIVEDI et al., 1997). Em princípio, o mesmo processo deve se aplicar à região da AMAS, onde o contínuo processo de precipitação de partículas, tanto durante períodos calmos como perturbados, leva a um aumento da condutividade elétrica da ionosfera local. Esse aumento de condutividade deve ser máximo sobre a região de máxima precipitação (suposta ser a região mais central da anomalia). Essa hipótese é comprovada por resultados experimentais para diferentes tipos de variações geomagnéticas observados na AMAS (TRIVEDI et al., 2005).

Os maiores valores na taxa de variação geomagnética em SMS em comparação com as das estações SJC e JAT pode ser explicada por esse mecanismo de propagação horizontal das correntes ionosféricas desde a região polar e sua maior amplificação pela maior condutividade da ionosfera na parte mais central da anomalia. Da mesma forma, os altos valores diurnos da taxa de amplificação na estação ALF podem ser explicados por esse mesmo mecanismo de transmissão do campo pelo guia de ondas Terra-ionosfera e sua amplificação local pelo incremento da condutividade de Cowling na região equatorial. Provavelmente, o efeito da amplificação diurna pela condutividade de Cowling na região equatorial é predominante em relação àquele gerado pelo aumento de condutividade na

ionosfera sobre a AMAS. Isso explica o fato de a taxa de variação do campo ser sempre maior em ALF quando o evento é diurno. Por outro lado, durante a noite não há efeito do EJE, mas continua o efeito do aumento de condutividade ionosférica na AMAS pela contínua precipitação de partículas. Isso explica porque a taxa de variação do campo magnético durante o ssc da T1 (evento noturno) é maior em SMS do que em ALF. Do mesmo modo, as maiores taxas de variação geomagnética observadas na estação SMS em relação às estações JAT e SJC pode ser explicada pela maior proximidade de SMS do centro da AMAS e, conseqüentemente, da região de maior condutividade elétrica ionosférica.

Com respeito ao efeito da condutividade elétrica em subsuperfície, suas variações entre diferentes locais de medida foram historicamente consideradas como efeitos de segunda ordem no estabelecimento da amplitude das GIC (ver discussão em Beggan, (2015)). Nossos resultados sobre as amplitudes relativas das GIC mostram que essa afirmativa não é correta para o caso do Brasil. Talvez pela baixa amplitude das correntes estimadas, a baixa condutância integrada na região cratônica de ALF é o fator preponderante para as GIC de maior amplitude estimadas para essa estação. Esse aspecto é comprovado pelo resultado da GIC no ssc da tempestade T1 (período noturno). Nesse caso, a maior taxa de variação do campo magnético é observada em SMS (efeito da AMAS), mas a maior GIC é estimada em ALF (efeito maior da condutividade em subsuperfície).

Outro resultado importante é que esse efeito maior da condutância mais baixa na determinação da amplitude da GIC é governado por processos de indução em menores profundidades (crosta continental). Esse fato é demonstrado pela comparação nas amplitudes relativas das GIC nas estações JAT e SJC. As duas estações têm, em geral, taxas de variação do campo e condutância integrada na crosta similares. Contudo, há diferenças significativas na condutância em grandes profundidades (manto superior). Entretanto, essa diferença não afeta a amplitude das GIC que são similares nas duas estações. Esse resultado pode ser explicado pelo amortecimento da onda eletromagnética em sua propagação por um meio condutor, a qual é governada pelo efeito pelicular (equação (4.4)). Esse efeito mostra que o sinal é mais amortecido quanto maior forem a frequência do sinal e a condutividade

do meio. Os picos das GIC são geralmente constituídos por sinais com taxas de variação da ordem de minutos. Sinais com esses períodos não se propagam até grandes profundidades, sendo amortecidos principalmente dentro da crosta. Dessa forma, o que vai determinar a amplitude da GIC vai ser preferencialmente a condutância integrada dentro da crosta, que é similar para as duas estações.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os valores estimados para as GIC neste estudo, usando dados registrados pelos magnetômetros do EMBRACE em diferentes locais do território nacional durante tempestades magnéticas do ano de 2015, estão de acordo com os valores históricos observados na única estação com medida direta de GIC no Brasil. Pode-se considerar que essas tempestades de 2015 não foram tão intensas como as ocorridas no passado e que levaram a estimativas de correntes muito maiores do que aquelas aqui obtidas. Essa possível diferença entre os resultados mostra a necessidade de se retomar as medidas absolutas de GIC em transformadores de linhas de distribuição de energia elétrica para comprovar os resultados estimados por métodos indiretos.

Os resultados mostram também que é necessário ter modelos adequados de condutividade do interior da Terra para avaliar possíveis diferenças na suscetibilidade às GIC em diferentes regiões do país. Uma fonte de preocupação é quanto ao modelo geoeletrico disponível para a região de Itumbiara, sobre o qual são feitos todos os cálculos de calibração dos modelos usados nas estimativas indiretas das GIC. Esse modelo não é confiável por se basear em resultados de sondagens magnetotéluricas muito distantes da região da subestação. Pelo que se conhece da Geologia dessa localidade, o modelo utilizado aparenta ser muito resistivo. É necessário que se conduza um levantamento geofísico detalhado nessa região para inferir a real distribuição de condutividade elétrica em torno da subestação.

De forma similar, são necessários levantamentos para conhecer as variações geoeletricas nos demais pontos do país por onde passam linhas de transmissão de energia de grande porte (HVDC - linhas de transmissão de energia usando corrente contínua em alta tensão). O Brasil caracteriza-se por grandes variações geológicas em seu território, com a presença de largas estruturas cratônicas de baixa condutância, agrupadas por províncias metamórficas de maior condutância e cobertas por bacias sedimentares de condutância ainda mais alta. Variações significativas de condutância no contato entre essas estruturas geológicas de grande porte e efeitos da costa oceânica devem fazer com que modelos de

condutividade tridimensionais (3D) sejam mais adequados para cálculo das GIC do que aquele unidimensional (1D) aqui adotado. Nesse caso, é necessário investir tanto na definição dessas estruturas de condutividade 3D, como também no processo de modelagem para extração da informação geométrica para cálculo das GIC usando funções de transferência 3D (tensor de impedâncias). Essa é a tendência que se observa nos estudos mais recentes da literatura especializada (KELBERT et al., 2017)

Também, os efeitos do EJE e da AMAS precisam ser estudados em maiores detalhes. Nossos resultados mostram que essas características do campo podem contribuir significativamente para o aumento na intensidade das GIC durante tempestades magnéticas. Esses fenômenos cobrem grande parte do território nacional em suas regiões norte (efeito do EJE) e sul-sudeste (efeito da AMAS). A presença nessas regiões de linhas de transmissão de energia HVDC muito maiores que a de 500 kV em corrente alternada de FURNAS no Brasil central aqui utilizada (exemplo, Itaipu, com ± 600 kV, Rio Madeira/RO-Araraquara/SP, com ± 600 kV, Belo Monte/PA-Estreito/MG, com ± 800 kV) torna crucial detalhar o efeito do aumento da condutividade elétrica ionosférica nessas regiões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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, n. 17/18, p. 1643–1657, 2005.
- ALVES, L.; PADILHA, A. Correntes geomagneticamente induzidas. **Boletim SBGf**, n. 98, p. 21–23, 2017.
- ASCHWANDEN, M. J. **Physics of the solar corona**. Chichester, UK: Praxis Publishing, 2005. v. 35
- BARBOSA, C.; ALVES, L.; CARABALLO, R.; HARTMANN, G.A.; PAPA, A.R.R.; PIRJOLA, R.J. Analysis of geomagnetically induced currents at a low-latitude region over the solar cycles 23 and 24: comparison between measurements and calculations. **Journal of Space Weather and Space Climate**, v. 5, A35, 2015.
- BARBOSA, C.; HARTMANN, G.; PINHEIRO, K. Numerical modeling of geomagnetically induced currents in a Brazilian transmission line. **Advances in Space Research**, v. 55, n. 4, p. 1168–1179, 2015.
- BEGGAN, C. Sensitivity of geomagnetically induced currents to varying auroral electrojet and conductivity models. **Earth, Planets and Space**, v. 67, n. 1, 2015.
- BOLDUC, L. GIC observations and studies in the Hydro-Québec power system. **Atmospheric and solar-terrestrial physics**, v. 64, p. 1793–1802, 2002.
- BOLOGNA, M.; PADILHA, A.; VITORELLO, I. PÁDUA, M. Signatures of continental collisions and magmatic activity in central Brazil as indicated by a magnetotelluric profile across distinct tectonic provinces. **Precambrian Research**, v. 185, n. 1–2, p. 55–64, 2011.
- BOTELER, D.; PIRJOLA, R. Modelling geomagnetically induced currents produced. **IEEE Transactions on Power Delivery**, v. 13, n. 4, p. 1303–1308, 1998.
- CAGNIARD, L. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. **Geophysics**, v. 18, p. 605–635, 1953.
- CARABALLO, R. **Métodos numéricos para el cálculo de corrientes geomagnéticas inducidas**. Uruguay: University of the Republic, 2013.

CARABALLO, R.; SÁNCHEZ, L.; TANCREDI, G. Geomagnetically induced currents in the Uruguayan high-voltage power grid. **Geophysical Journal International**, v. 195, n. 2, p. 844–853, 2013.

COSTA JUNIOR, E.; SIMÕES JUNIOR, F.; CARDOSO, F.; ALVES, V. O vento solar e a atividade geomagnética. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 33, n. 4, p. 4301–4301, 2011.

DENARDINI, C.; DASSO, S.; GONZALEZ-ESPARZ, A, J. Review on space weather in Latin America 2. the research networks ready for space weather. **Advances in Space Research**, v. 58, n. 10, p. 1940–1959, 2016.

DENARDINI, C. M.; ABDU, M. A.; DE PAULA, E. R.; SOBRAL, J. H.A.; WRASSE, C. M. Seasonal characterization of the equatorial electrojet height rise over Brazil as observed by the RESCO 50MHz back-scatter radar. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 67, n. 17/18, p. 1665–1673, 2005.

EVANS, R. L. **The magnetotelluric method theory and practice**. In: CHAVE, A. (Ed.). New York: Cambridge, University Press, 2012.

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

FORBES, J. M.; LINDZEN, R. S. Atmospheric solar tides and their electrodynamic effects-III: the polarization electric field. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 39, n. 11–12, p. 1369–1377, 1977.

FURNAS. **Furnas system**. Disponível em:

<http://www.furnas.com.br/hotsites/sistemapfurnas/usina_hidr_itumbiara.asp>. Acesso em: 1 maio. 2016.

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, 1994.

GUREVICH, V. Solar storms: what is the risk to power transformers? **EE Publishers**, p. 25–27, Mar. 2016.

HARGREAVES, J. **The solar-terrestrial environment**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992.

HARTMANN, G. **A anomalia magnética do Atlântico Sul : causas e efeitos**. São Paulo:

Universidade de São Paulo, 2005.

HERRÁIZ, M. R. Estudio de las tormentas geomagnéticas y evaluación de su impacto en el ámbito de las tecnologías e infraestructuras en España y Portugal. **Seguridad y Medio Ambiente**, v. 133, p. 18–34, 2014.

HESSE, D. An investigation of the equatorial electrojet by means of ground-based magnetic measurements in Brazil. **Annales de Geophysique**, v. 38, p. 315–320, 1982.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. EMBRACE. **Estudo e monitoramento brasileiro do clima espacial**. Disponível em:

<<http://www2.inpe.br/climaespacial/portal/dstssn/>>. Acesso em: 20 março. 2017.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. GEOMA. **Grupo de geomagnetismo da divisão de geofísica espacial (DGE/INPE)**. Disponível em: <<http://www.dge.inpe.br/geoma/imagens/calendario-itu/2013-10-08gicfig.png>>. Acesso em: 12 abril. 2017.

KANE, R. P.; TRIVEDI, N. B. Comparison of equatorial electrojet characteristics at Huancayo and Eusébio (Fortaleza) in the South American region. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 44, n. 9, p. 785–792, 1982.

KELBERT, A.; BALCH, C.; PULKKINEN, A.; EGBERT, G.; LOVE, J.; RIGLER, E. J.; FUJII, I. Methodology for time-domain estimation of storm time geoelectric fields using the 3-D magnetotelluric response tensors. **Space Weather**, v. 15, n. 7, p. 874–894, 2017.

KELLEY, M. C. **The Earth's ionosphere: plasma physics and electrodynamics**. 2.ed. San Diego: Elsevier, 2009.

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, 1979.

LA TERRA, E. F. **Modelo de resistividade elétrica 1D na região da estação geomagnética de Alta Floresta** [mensagem pessoal]. Mensagem recebida por <antonio.padilha@inpe.br> em 29 mar. 2017.

LAVOR, V. **Campo magnético**. Disponível em:

<http://pt.slideshare.net/vilddemar/campomagneticoprofvilddemar?from_action=save>.

LEHTINEN, M.; PIRJOLA, R. Currents produced in earth conductor networks by geomagnetically-induced electric fields. **Annales Geophysicae**, v. 3, p. 479–484, 1985.

LIU, C.-M.; LIU, L.-G.; PIRJOLA, R.; WANG, Z.-Z. Calculation of geomagnetically induced currents in mid- to low-latitude power grids based on the plane wave method : a preliminary case study. **Space Weather**, v. 7, p. 1–9, 2009.

LUCAS, A. **Estudo da dinâmica da corrente de anel durante a fase principal de supertempestades magnéticas**. São José dos Campos: INPE, 2007.

MARCHEZI, J. **Identificação de pulsações geomagnéticas detectadas na rede de magnetômetros de Embrace**. São José dos Campos: INPE, 2016.

MCKAY, A. **Geoelectric fields and geomagnetically induced currents in the United Kingdom**. Edinburgh: University of Edinburgh, 2003.

MILLER, M. **El campo magnético de la tierra**. Disponível em: <http://www.mttmllr.com/geoTS_files/geo_ts_cap3.pdf>.

MORO, J. **Variações longitudinais dos campos elétricos do eletrojato equatorial no setor americano**. São José dos Campos: INPE, 2015.

NGWIRA, C. M. **Geomagnetically induced current characteristics in Southern Africa**. Grahamstown: Rhodes University, 2008.

PADILHA, A.; TRIVEDI, N.; VITORELLO, I.; DA COSTA, J. Geophysical constraints on tectonic models of the Taubaté Basin, southeastern Brazil. **Tectonophysics**, v. 196, n. 1–2, p. 157–172, 1991.

PADILHA, A.; ALVES, L.; SILVA, G.; ESPINOSA, K. Effect of a huge crustal conductivity anomaly on the H - component of geomagnetic variations recorded in central South America. **Earth, Planets and Space**, v.69, n.58, 2017.

PADILHA, A. **Modelo de resistividade elétrica 1D na região da estação geomagnética de São Martinho da Serra** [mensagem pessoal]. Mensagem recebida por <karen.sarmiento@inpe.br> em 30 mar. 2017.

PADILHA, A.; ALVES, V.; TRIVEDI, B. Pi1B pulsations at the South American equatorial zone during the 29 October 1994 magnetic storm. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8., 2003. **Proceedings...SBGF**, 2003, p. 10–13.

PADILHA, A. L.; VITORELLO, Í.; RIJO, L. Effects of the equatorial electrojet on magnetotelluric surveys: Field results from Northwest Brazil. **Geophysical Research**

Letters, v. 24, n. 1, p. 89–92, 1997.

PFÄFF, R.; MARIONNI, A.; TRIVEDI, N. DC polarization electric field, current density, and plasma density measurements in the daytime equatorial electrojet. **Geophysical**

Research Letters, v. 24, n. 13, p. 1667–1670, 1997.

PINHEL, A.; SARCINELLI, G.; MANTUANO, S.; PINTO, F.; MENDES, J.; TRIVEDI, N.; VITORELLO, I.; KABATA, W.; PADILHA, A.; DUTRA, S.; BARBOSA, M.

Determinação de correntes elétricas geomagneticamente induzidas (GIC) em sistemas de transmissão de energia elétrica no Brasil. Disponível em:

<<http://www.mfap.com.br/pesquisa/arquivos/20081128150013-225.pdf>>.

PIRJOLA, R. Review on the calculation of surface electric and magnetic fields and of geomagnetically induced currents in ground-based technological systems. **Surveys in Geophysics**, v. 23, n. 1, p. 71–90, 2002a.

PIRJOLA, R. Fundamentals about the flow of geomagnetically induced currents in a power system applicable to estimating space weather risks and designing remedies. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, n. 18, p. 1967–1972, 2002b.

PIRJOLA, R. Calculation of geomagnetically induced currents (GIC) in a high-voltage electric power transmission system and estimation of effects of overhead shield wires on GIC modelling. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 69, n. 12, p. 1305–1311, 2007.

PULKKINEN, A.; BERNABEU, E.; THOMSON, A.; VILJANEN, A.; PIRJOLA, R.; BOTELER, D.; EICHNER, J.; CILLIERS, P. J.; WELLING, D.; SAVANI, N. P.; WEIGEL, R. S.; LOVE, J. J.; BALCH, C.; NGWIRA, C. M.; ROWLEY, G.; SCHULTZ, A.; KATAOKA, R.; ANDERSON, B.; FUGATE, D.; SIMPSON, J. J.; MACALESTER, M. Geomagnetically induced currents: science, engineering, and applications readiness. **Space Weather**, v. 15, n. 7, p. 828–856, 2017.

RIGOTI, A. et al. Characteristics of the Equatorial Electrojet determined from an array of magnetometers in N-NE Brazil. **Earth, Planets and Space**, v. 51, n. 2, p. 115–128, 1999.

SABA, M. **Índices geomagnéticos.** São José dos Campos: INPE, 1992.

SARMA, S.; SASTRY, T. On the equatorial electrojet influence on geomagnetic pulsation amplitudes. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 57, n. 7, p. 749–754,

1995.

SHINBORI, A.; NISHIMURA, Y.; TSUJI, Y.; KIKUCHI, T.; ARAKI, T.; IKEDA, A.; UOZUMI, T.; OTADOY, R.; UTADA, H.; ISHITSUKA, J.; TRIVEDI, N. B.; DUTRA, S.; SCHUCH, N. J.; WATARI, S.; NAGATSUMA, T.; YUMOTO, K. Anomalous occurrence features of the preliminary impulse of geomagnetic sudden commencement in the South Atlantic anomaly region. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, v. 115, n. 8, p. 1–13, 2010.

SHINOHARA, M.; YUMOTO, K.; HOSEN, N.; YOSHIKAWA, A.; TACHIHARA, H.; SAKA, O.; KITAMURA, T.; TRIVEDI, N. B.; DA COSTA, J. M.; SCHUCH, N. J. Wave characteristics of geomagnetic pulsations across the dip equator. **Journal of Geophysical Research**, v. 103754, n. 1, p. 745–11, 1998.

SILVA, G. **Caracterização da amplitude de pulsações magnéticas observadas em região sob influência do eletrojato equatorial**. São José dos Campos: INPE, 2017.

SILVA, S. **Desenvolvimento de uma metodologia para realização de levantamentos magnéticos marinhos para detecção de objetos**. Lisboa: Universidade de Lisboa, 2013.

SIMPSON, F.; BAHR, K. **Practical magnetotellurics**. United Kingdom: Cambridge University, 2005.

THE INSTITUTE OF ELECTRICAL AND ELECTRONICS ENGINEERS, I. (IEEE).

IEEE guide for establishing power transformer capability while under geomagnetic disturbances. Disponível em:

<<http://ieeexplore.ieee.org/stamp/stamp.jsp?tp=&arnumber=7286929>>.

THEBAULT, E. **International geomagnetic reference field (NOAA)**. Disponível em:

<<http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>>. Acesso em: 23 nov. 2016.

TRICHTCHENKO, L.; FERNBERG, P.; DANSKIN, D. **Goelectric field modelling for Canadian Space Weather Services** Geological survey of Canada, open file 8115.

Ottawa, ON. Disponível em: <<http://geoscan.nrcan.gc.ca/>>.

TRIVEDI, N.; PATHAN, B.; SCHUCH, N.; BARRETO, M.; DUTRA, L. Geomagnetic phenomena in the South Atlantic anomaly region in Brazil. **Advances in Space Research**, v. 36, n. 10, p. 2021–2024, 2005.

TRIVEDI, N.; VITORELLO, Í.; KABATA, W.; DUTRA, S.; PADILHA, A.; BOLOGNA,

M.; DE PÁDUA, M.; SOARES, A.; SARCINELLI, G.; PINTO, F.; PIRJOLA, R.; VILJANEN, A. Geomagnetically induced currents in an electric power transmission system at low latitudes in Brazil: a case study. **Space Weather**, v. 5, n. 4, p. 1–10, 2007.

TRIVEDI, N. B.; ARORA, B. R.; PADILHA, A. L.; COSTA, J. M.; DUTRA, S. ; 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.

TSUNOMURA, S. Numerical analysis of global ionospheric current system including the effect of equatorial enhancement. **Annales Geophysicae**, v. 17, n. 5, p. 692–706, 1999.

VILJANEN, A.; PIRJOLA, R.; PRÁCSER, E.; AHMADZAI, S.; SINGH, V. Geomagnetically induced currents in Europe: characteristics based on a local power grid model. **Space Weather**, v. 11, n. 10, p. 575–584, 2013.

WALKER, A. **Magnetohydrodynamic waves in geospace: the theory of ULF waves and their interaction with energetic particles in the solar-terrestrial environment**. London: CRC, 2005.

WDC. **Geomagnetic equatorial Dst index home page**. Disponível em: <<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>>. Acesso em: 20 jun. 2012.

YOKOYAMA, N.; GONZALEZ, W.; TSURUTANI, B.; DAGLIS, I. Two-step development of geomagnetic storms. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 6917–6921, 1998.

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

YUMOTO, K.; SAITO, T. Relation of compressional HM waves at GOES2 to low-latitude Pc3 magnetic pulsations. **Journal of Geophysical Research**, v. 88, p. 10041–10052, 1983.

ZANANDREA, A. **Estudos de micropulsações geomagnéticas pc3-5 em latitudes muito baixas no Brasil**. São José dos Campos: INPE, 1999.

ZOU, M.; LIU, L. **GIC calculation in power grid based on layered Earth mode**. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON CRITICAL INFRASTRUCTURE (CRIS), 5., 2010. Beijing, China. **Proceedings...** Disponível em: <<http://ieeexplore.ieee.org/stamp/stamp.jsp?tp=&arnumber=5617563&isnumber=5617476>>

>