



Métodos para Instalação e Processamento de Dados do Novo Observatório Magnético no Pantanal

Fillipe Claudio Lopes Siqueira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional, orientada pela Profa. Dra. Katia Jasbinschek dos Reis Pinheiro.

RIO DE JANEIRO - BRASIL
MARÇO DE 2012



Métodos para Instalação e Processamento de Dados do Novo Observatório Magnético no Pantanal

Fillipe Claudio Lopes Siqueira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica do Observatório Nacional, orientada pela Profa. Dra. Katia Jasbinschek dos Reis Pinheiro.

ON
Rio de Janeiro
2012

"MÉTODOS PARA INSTALAÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS DO NOVO
OBSERVATÓRIO MAGNÉTICO NO PANTANAL"

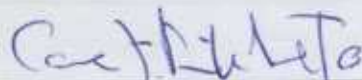
FILLIPE CLAUDIO LOPES SIQUEIRA

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA DO OBSERVATÓRIO NACIONAL COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM GEOFÍSICA.

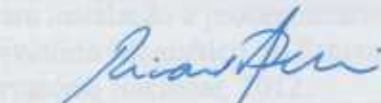
Aprovada por:



Dra. Kátia Jasbinschek dos Reis Pinheiro – ON/MCTI
(orientadora)



Dr. Cosme Ferreira da Ponte Neto – ON/MCTI



Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade – IAG/USP

RIO DE JANEIRO – BRASIL

29 DE MARÇO DE 2012

Agradecimentos

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer a minha mãe, que infelizmente não poderá ver este trabalho concluído mas esteve presente em todos os momentos da minha vida me dando apoio integral. Todas as conquistas que tive até hoje são fruto do esforço e da dedicação dela. Aos meus avós, Therezinha e Amaro, eu também deixo o meu muito obrigado pelo apoio incondicional que me deram em toda a minha vida.

Agradeço a minha orientadora, a Dra. Katia Pinheiro, que abraçou com toda a coragem e dedicação este projeto e que possibilitou que este trabalho estivesse concluído em tão pouco tempo. Além de orientadora você foi uma amiga que nunca me deixou desanimar nos momentos de dificuldade. Muito obrigado.

Um agradecimento a CAPES e ao CNPq pelas viagens feitas ao Pantanal e pela bolsa de mestrado. Queira agradecer também ao SESC-Pantanal e ao GFZ pela colaboração neste projeto de instalação do observatório. Aos técnicos e professores do Observatório Nacional que me ajudaram durante este trabalho fica o meu muito obrigado.

Gostaria de agradecer também a todos os amigos e familiares que me deram forças para concluir mais esta etapa. Em particular, queria agradecer a Sabrina, pelo seu apoio nos momentos difíceis desse mestrado e por ter nos acompanhado nesta jornada no Pantanal. Agradeço também aos meus sogros, Ana e Gilson, por terem me acolhido como a um filho nestes últimos anos.

Um agradecimento especial a Fernanda, que além de namorada tem sido uma amiga nestes últimos quatro anos. O seu apoio nos momentos bons e ruins me trouxeram paz e equilíbrio para continuar no caminho certo. Sem o seu companheirismo tudo seria muito mais difícil. Muito obrigado.

Resumo

O campo magnético da Terra varia em uma ampla escala temporal, de milissegundos a milhões de anos. O campo que medimos na superfície é resultado da combinação de campos gerados no núcleo, na ionosfera e magnetosfera, campo crustal e induzido. O campo principal (ou campo do núcleo) é produzido por um processo de dínamo, que possui uma geometria aproximadamente dipolar, com uma intensidade de cerca de 70.000 nT próximo aos pólos e cerca da metade deste valor, próximo ao equador. Observatórios magnéticos são fundamentais para estudos destas diferentes fontes, registrando as componentes do campo magnético com precisão e durante longos períodos. A maior limitação atual dos observatórios é sua distribuição desigual na superfície terrestre, principalmente na América do Sul, onde há poucos dados.

Os dois objetivos principais deste trabalho de mestrado foram: (i) a instalação do novo observatório magnético no Pantanal, seguindo a metodologia sugerida pela IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) e (ii) análise dos dados da estação magnética do Pantanal. A localização deste observatório é interessante do ponto de vista geomagnético devido a presença da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS), que é a região de menor intensidade do campo no globo. A AMAS é gerada por processos dinâmicos no núcleo externo, mas ainda há muitas questões em aberto sobre sua evolução temporal e suas causas. A AMAS também causa efeitos no campo externo: durante as tempestades podem ocorrer problemas em satélites, sistemas de navegação e problemas em rádio comunicação. Estes distúrbios ocorrem mais frequentemente nas áreas onde a intensidade do campo é menor (como é o caso da AMAS) ou maior (nos polos). Os futuros dados gerados no observatório do Pantanal contribuirão para uma melhor compreensão sobre a AMAS e seus efeitos no campo externo.

Nesta dissertação foram descritas todas as etapas necessárias para a instalação de um observatório magnético. As etapas realizadas neste trabalho foram: escolha da área livre de influências magnéticas, gradiometria no local escolhido para evitar possíveis anomalias e testes nos materiais que foram usados na construção das casas. Com a finalidade de auxiliar no treinamento dos observadores, foi criado um manual de medidas absolutas.

Durante o trabalho realizado no Pantanal, uma estação magnética foi instalada por cerca de quatro meses, para análise da evolução temporal do campo magnético total (F). Duas tempestades magnéticas ocorreram neste período: a primeira nos dias 24 e 25 de outubro de 2011 e a segunda entre os dias 21 e 24 de janeiro de 2012. Estas tempestades foram classificadas usando índices magnéticos, comparadas com outros observatórios e analisadas usando o método de “wavelet” para a detecção do início da tempestade e da sua duração. O objetivo futuro é utilizar os dados dos novos observatórios do Brasil para criar um sistema de alerta de tempestades magnéticas usando a metodologia aplicada neste trabalho.

Abstract

The Earth magnetic field varies in a broad temporal scale, from milliseconds to millions of years. The field we measure at the surface results from the combination between different sources in the ionosphere, magnetosphere and the Earth's core. The main field (or core field) is generated by a geodynamo process that has a nearly dipolar geometry with intensities varying from about 70.000 nT near the poles and about half of this value close to the equator. Magnetic observatories are fundamental for studies of those different sources, providing high accuracy measurements of the geomagnetic field components during long periods. The greater limitation of observatories is their distribution around the globe, mainly in South America and Africa, where there are only few data available.

The two main objectives of this master thesis were: (i) the installation of the new magnetic observatory in Pantanal, following the methodology proposed by IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) and (ii) data analysis of Pantanal magnetic station. The location of this new observatory is interesting for geomagnetism because of the presence of the South Atlantic Magnetic Anomaly (SAMA) that is the region with lowest intensity of the magnetic field in the globe. The SAMA is caused by dynamic processes in the core, but there are many open questions about its temporal evolution and its causes. SAMA has effects in the external field, especially during geomagnetic storms, and may cause problems in satellites, navigation systems and radio communication. This kind of disturb may be stronger in areas where the field intensity is weak (as in the SAMA) or high (as close to the geomagnetic poles). The data recorded in Pantanal will contribute for a better understanding about AMAS and its effects on the external field.

This thesis describes all the steps for the installation of magnetic observatories. The main steps completed during this thesis were: selection of an appropriated area free from magnetic disturbance, gradiometry measurements in the selected area to avoid possible anomalies and tests on the materials to be used in the construction's house. In order to train the local staff in Pantanal and future observatories, a manual of absolute measurements was developed.

During the field work done in Pantanal, a magnetic station was installed and measured the magnetic field for about four months. The aim was to analyse the temporal evolution of the total magnetic field (F). Two magnetic storms happened in this period: the first on the 24th and 25th October of 2011 and the second between the 21st and 24th January of 2012. These storms were classified using magnetic indices, compared with other observatories and analyzed using wavelet analysis to detect the sudden commencement of each storm and their duration. We aim in the future to use the data of new Brazilian observatories to built an alarm system for geomagnetic storms using the methodology applied for calculating magnetic indices.

Conteúdo

Agradecimentos	i
Resumo	ii
Abstract	iii
1 Introdução	1
1.1 O campo geomagnético	2
1.2 Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS)	5
1.3 Importância dos observatórios magnéticos	7
2 Observatório Magnético do Pantanal (PNL)	10
2.1 Como escolher a área	10
2.2 Disposição das construções	13
2.3 Casas das medições magnéticas	14
2.3.1 Casa das medidas absolutas	15
2.3.2 Casa do variômetro	15
2.4 Pilares e construções de segurança	16
2.5 Testes de magnetização dos materiais da construção	17
2.6 Testes da variação térmica no interior das casas	19
3 Medições e transmissão dos dados	21
3.1 Medidas variacionais	21
3.2 Medidas absolutas e linha de base	23
3.3 Rotinas de um observatório	29
3.4 Transmissão dos dados	30
4 Análise dos dados da estação magnética do Pantanal	31
4.1 Tempestades magnéticas	31
4.1.1 Magnetosfera e Variação Diurna	32
4.1.2 Índices Geomagnéticos	34
4.2 A série de dados do Pantanal	36
4.3 Análise comparativa dos dados do Pantanal	38
4.3.1 Tempestade T1	39
4.3.2 Tempestade T2	41
4.4 Transformada wavelet	44
5 Conclusão	56

Lista de Figuras

1.1	Estrutura em camadas do interior da Terra. Fonte: Lowrie, 2007 [28].	1
1.2	Componentes do campo geomagnético.	2
1.3	Mapa da componente total do campo F para o ano de 2010 a partir do modelo IGRF. Fonte: Finlay <i>et al</i> , 2010 [10].	3
1.4	Localização do observatório do Pantanal (em amarelo) e localização do centro da AMAS no ano de 2005 (vermelho). Adaptado de Hartmann & Pacca, 2009 [19].	6
1.5	Hipótese dos fluxos reversos utilizada para justificar o surgimento de anomalias durante o processo de reversão. Fonte: Glatzmaier e Olson, 2005 [12].	7
1.6	Observatórios pertencentes ao INTERMAGNET (preto) e o novo observatório do Pantanal (vermelho).	8
1.7	Distribuição dos observatórios magnéticos no Brasil. Em amarelo estão os futuros observatórios e em roxo os já existentes.	9
2.1	Local escolhido para a instalação do novo Observatório Magnético do Pantanal (OBS-PNL) e as suas coordenadas geográficas.	11
2.2	Levantamento gradiométrico realizado no dia 19 de maio de 2011 na área escolhida para o OBS-PNL. A foto mostra o gradiômetro utilizado (overhauser GSM-90)	11
2.3	Mapa do gradiente magnético da área escolhida para o OBS-PNL.	12
2.4	Arame retirado do local onde foi feita a gradiometria.	12
2.5	Mapa do gradiente magnético da área escolhida após retirados os arames de ferro.	13
2.6	Croqui da disposição geral das edificações na Base de São Luiz, que abrigará o observatório magnético do Pantanal.	14
2.7	Planta da Casa das Medidas Absolutas do Observatório Magnético do Pantanal.	15
2.8	Planta da CV do observatório magnético do Pantanal.	16
2.9	Pilar de sustentação do equipamento (a) e pilar com a mira de referenciamento geográfico (b) existentes no observatório magnético de Vassouras (VSS), no Rio de Janeiro.	17
2.10	Testes com os materiais na Base de São Luiz em que eram analisados os materiais utilizados na construção. Os testes eram feitos ao amanhecer e ao anoitecer do dia.	18
2.11	Resultado do teste com 10 dos materiais que foram utilizados na construção do observatório do Pantanal. Os materiais testados são indicados no gráfico e entre os materiais é mostrado o campo magnético natural.	19

2.12	Resultado do teste de materiais com as madeiras e as terras para aterro utilizadas no observatório.	19
2.13	Variação da temperatura no observatório de Keetmanshoop (KMH) no sul da Namíbia entre os dias 23/12/2007 a 22/01/2008 no interior da caixa do fluxgate e na parte externa desta caixa. Fonte: Korte <i>et al.</i> , 2009 [26].	20
3.1	Magnetômetro fluxgate triaxial (X, Y e Z) que será instalado no novo observatório magnético do Pantanal.	22
3.2	Esquema de funcionamento das bobinas do fluxgate. Na figura de cima a situação em que o núcleo ferromagnético não está saturado e abaixo o caso em que ele fica saturado. Adaptado de Benyosef & Novak, 1996 [4].	23
3.3	Teodolito com o sensor Fluxgate utilizado nas medições da Declinação (D) e da Inclinação (I) do campo geomagnético (a) e magnetômetro de prótons utilizado na medição da componente total (F) do campo geomagnético (b).	24
3.4	Ângulos medidos e calculados para a determinação da declinação magnética (D).	26
3.5	Evolução da linha de base durante o ano de 2008 para o observatório magnético de Hermanus, na África do Sul. As componentes X, Y e Z apresentam um comportamento muito satisfatório para esse ano.	29
3.6	Exemplos da dinâmica da linha de base para diferentes componentes (H, D e Z) durante o ano de 2007 no observatório magnético de Villa Remedios na Bolívia. Retirado de Korte et al. (2009) [26].	30
4.1	Principais componentes da magnetosfera. Adaptado de Kivelson & Russel, 1995 [25].	32
4.2	A variação diurna é mostrada em 5 dias calmos medidos em janeiro de 1998 no observatório de Huancayo [35] para as componentes H, D e Z (a). Em (b) são mostradas as linhas de correntes formadas na ionosfera que dão origem às variações diurnas e ao eletrojato equatorial (Fonte: http://geomag.usgs.gov/images/ionospheric_current.jpg).	33
4.3	As fases de uma tempestade magnética. Fonte: De Paula, 1987 [9].	34
4.4	Distribuição global dos observatórios utilizados para o cálculo dos índices geomagnéticos Kp (vermelho), Dst (azul) e AE (preto). Adaptado de Gubbins & Herrero-Bervera, 2007 [18].	35
4.5	Estação instalada no Pantanal para a medição do campo geomagnético total (F).	36
4.6	Dados dos 119 dias em que a estação do Pantanal mediu a componente F do campo geomagnético. T1 e T2 indicam as duas tempestades ocorridas durante o período.	37
4.7	Histograma com as informações sobre as médias, os valores máximo e mínimo alcançados no período de aquisição e a máxima variação.	37
4.8	Tempestades magnéticas medidas na estação magnética do Pantanal: T1, entre os dias 24 e 25 de outubro de 2011, e T2, entre os dias 21 e 24 de janeiro de 2012.	38
4.9	Distribuição global dos observatórios magnéticos utilizados nesse estudo. Em azul os observatórios a latitudes semelhantes à do PNL e em vermelho os de longitude semelhante.	39

4.10	Tempestade T1 comparada com observatórios em latitudes semelhantes às do PNL. Os observatórios da comparação são: Ascencion Island (ASC), Kakadu (KDU) e Pamatai (PPT).	40
4.11	Variação dos índices Dst e Kp durante a tempestade magnética T1. O gráfico a esquerda representa o índice Dst (variação em nT/tempo). O gráfico a direita mostra os valores do índice Kp nos dias em que a tempestade magnética ocorreu.	40
4.12	Tempestade T1 comparada com observatórios a longitudes semelhantes às do PNL. Os observatórios da comparação são: Port Stanley (PST), San Juan (SJG) e St John's (STJ).	41
4.13	Tempestade T2 comparada com observatórios em latitudes semelhantes às do PNL. Os observatórios da comparação são: Ascencion Island (ASC), Kakadu (KDU) e Pamatai (PPT).	42
4.14	Variação dos índices Dst e Kp durante a tempestade magnética T2. O gráfico a esquerda representa o índice Dst (variação em nT/tempo). O gráfico a direita mostra os valores do índice Kp nos dias em que a tempestade magnética ocorreu.	43
4.15	Tempestade T2 comparada com observatórios a longitudes semelhantes às do PNL. Os observatórios da comparação são: Port Stanley (PST), San Juan (SJG) e St John's (STJ).	43
4.16	Etapas simplificadas do processo de transformada wavelet contínua.	45
4.17	Decomposição usando o método de wavelets, para dados da tempestade T1 medida pela estação do Pantanal. Na figura, "s" representa os dados originais, a_7 é uma decomposição para mais baixas frequências e d_{1-7} são as decomposições para mais altas frequências.	46
4.18	Decomposição usando o método de wavelets, para dados dos observatórios a latitudes semelhantes às do Pantanal no período da tempestade T1: Ascencion Island (ASC), Kakadu (KDU) e Pamatai (PPT).	48
4.19	Decomposição usando o método de wavelets, para dados dos observatórios a longitudes semelhantes às do Pantanal no período da tempestade T1: Port Stanley (PST), San Juan (SJG) e St John's (STJ).	49
4.20	Transformadas de wavelet dos dados de diferentes observatórios, do dia 21 a 29 de outubro de 2011. Os observatórios ASC, KDU e PPT estão localizados em latitudes próximas ao Pantanal (PNL), enquanto os observatórios PST, SJG e STJ estão em longitudes próximas.	50
4.21	Decomposição usando o método de wavelets, para dados da tempestade T2 medida pela estação do Pantanal.	51
4.22	Decomposição usando o método de wavelets, para dados dos observatórios a latitudes semelhantes às do Pantanal no período da tempestade T2: Ascencion Island (ASC), Kakadu (KDU) e Pamatai (PPT).	53
4.23	Decomposição usando o método de wavelets, para dados dos observatórios a longitudes semelhantes às do Pantanal no período da tempestade T2: Port Stanley (PST), San Juan (SJG) e St John's (STJ).	54
4.24	Transformadas de wavelet dos dados de diferentes observatórios, do dia 19 a 25 de janeiro de 2012. Os observatórios ASC, KDU e PPT estão localizados em latitudes próximas ao Pantanal (PNL), enquanto os observatórios PST, SJG e STJ estão em longitudes próximas.	55

A.1	Principais componentes do equipamento utilizado para as medições absolutas.	59
A.2	A escala verde indica o ângulo da rotação no plano horizontal enquanto a escala amarela indica o ângulo da rotação no plano vertical.	60
A.3	Planilha utilizada nas medições absolutas.	61
A.4	Níveis de bolha centralizados após o nivelamento com o ajuste dos pés do teodolito.	62
A.5	Exemplo de leitura na escala amarela. Para o nivelamento, deve-se ajustar a segunda casa dos minutos e a casa dos segundos para a posição vista acima.	62
A.6	Posição aproximada em $90^{\circ} 00' 00''$. Note que os traços na parte inferior da figura ainda estão desalinhados.	63
A.7	Posição final desejada para efetuar o nivelamento. Com os traços alinhados, a luneta está formando um ângulo exato de $90^{\circ} 00' 00''$ em relação ao eixo vertical.	63
A.8	Ilustração da posição e dos ajustes feitos com o equipamento para a medição do azimute.	64
A.9	Ajuste aproximado da mira da luneta na direção da mira de referenciamento geográfico.	64
A.10	Mira centralizada na mira de referenciamento geográfico.	65
A.11	Leitura na escala verde do azimute. Esta leitura deve ser realizada quando os traços da parte inferior estiverem alinhados.	65
A.12	A segunda medida do azimute é feita com o sensor abaixo da luneta.	66
A.13	Segunda leitura do azimute.	66
A.14	Eletrônica utilizada nas medidas absolutas.	67
A.15	Girando a roda inferior menor para zerar a eletrônica.	68
A.16	Anotação da hora em que a eletrônica zerou.	68
A.17	Imagem do interior do visor das medições.	69
A.18	Posição do sensor e do pino superior na segunda etapa da medição de D.	69
A.19	Posição exata em $270^{\circ} 00' 00''$	70
A.20	Leitura da segunda etapa da medida de D.	70
A.21	Girando o Teodolito de 180° no plano horizontal.	71
A.22	Girando a roda inferior menor para zerar a eletrônica.	71
A.23	Leitura da 3ª etapa da medição de D.	72
A.24	Leitura da 4ª etapa da medição de D.	73
A.25	Anotações feitas na planilha após as quatro etapas da medição de D.	73
A.26	Ajustando a luneta ao ângulo calculado anteriormente.	74
A.27	Na primeira etapa da medição de I o sensor fica acima da luneta.	75
A.28	Ângulo medido na primeira etapa da medição de I.	76
A.29	O sensor deve ficar abaixo da luneta na segunda etapa da medição de I.	76
A.30	Ângulo medido na segunda parte da medição de I.	77
A.31	Na terceira etapa, o teodolito é girado de 180° e o sensor deve estar abaixo da luneta.	78
A.32	Leitura da terceira parte da medição de I no nosso exemplo.	79
A.33	Anotações na planilha durante o exemplo que tratamos no texto.	80
A.34	Leitura da quarta parte da medição de I no nosso exemplo.	80

Lista de Tabelas

1.1	Distância entre os observatórios magnéticos existentes na América do Sul e Atlântico Sul e o novo observatório do Pantanal.	8
3.1	Distância D em metros na qual alguns objetos comuns produzem uma variação de cerca de 1 nT no magnetômetro. Fonte: Jankowski & Sucksdorff, 1996 [24].	25
4.1	Tabela de conversão do índice K para o observatório de Niemegk, na Alemanha.	34
4.2	Classificação das tempestades magnéticas através dos índices Kp e Dst.	36
4.3	Localização geográfica do observatório do Pantanal e dos outros observatórios utilizados neste estudo. Fonte: INTERMAGNET.	38
4.4	Informações sobre a hora do início e a duração da tempestade magnética T1 que ocorreu entre os dias 24 e 25 de outubro de 2011.	46
4.5	Informações sobre a hora do início e a duração da primeira parte da tempestade magnética T2 que ocorreu entre os dias 21 e 22 de janeiro de 2012 e a hora do início da segunda parte dessa tempestade, que ocorreu no dia 23 de janeiro.	52

Capítulo 1

Introdução

O magnetismo da Terra é uma das mais antigas descobertas científicas. Acredita-se que as primeiras observações datam de 600 anos antes de Cristo. Mas somente no ano de 1600, Gilbert publicou o livro “De Magnete” no qual apresentava argumentos sobre o magnetismo como uma propriedade intrínseca do interior da Terra. Após Gilbert, várias descobertas ocorreram pela observação da variação do campo magnético no tempo.

A partir de 1830, iniciou-se o estágio moderno do geomagnetismo no qual Gauss inventou o magnetômetro que mede o campo total (F). Nesta época, foram construídos os primeiros observatórios magnéticos, que são locais fixos na superfície terrestre onde o campo magnético é medido continuamente.

Um dos interessantes fenômenos observados na variação temporal do campo magnético foi a sua diminuição de intensidade de maneira desigual no globo. Por exemplo, há uma região na Terra onde o campo é menos intenso e esta diminuição ocorre de forma mais acentuada. Esta região é chamada de Anomalia Magnética do Atlântico Sul que tem sua origem no núcleo terrestre. Há hipóteses de que a AMAS seja gerada por um processo de fluxos reversos no núcleo externo [5], mas ainda há muita discussão na comunidade científica sobre suas causas e evolução no tempo.

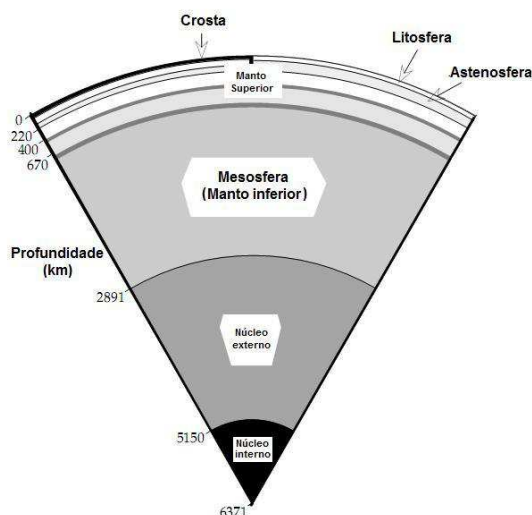


Figura 1.1: Estrutura em camadas do interior da Terra. Adaptado de: Lowrie, 2007 [28].

A região da AMAS é especialmente escassa em dados magnéticos, já que não há

observatórios próximos. Este projeto tem como objetivo a instalação de um observatório magnético no Pantanal, que é próximo ao centro da AMAS, e a análise de seus dados para uma futura melhor compreensão sobre os processos dinâmicos ocorrentes no núcleo terrestre e os efeitos causados na interação entre o campo interno e externo.

1.1 O campo geomagnético

O campo geomagnético é medido por observatórios e estações de repetição espalhados pelo planeta, por satélites, levantamentos marítimos, aeromagnéticos e terrestres. A maior parte do campo medido é proveniente do núcleo da Terra, também chamado de campo interno, que é gerado a partir de um mecanismo conhecido como geodínamo [36]. Na teoria do geodínamo, o campo geomagnético é gerado pela convecção do fluido metálico de baixa viscosidade existente no núcleo externo da Terra (1.1). As duas outras contribuições significativas são: o campo crustal, devido a efeitos indutivos em rochas magnéticas, e o campo na magnetosfera e ionosfera, que produzem uma contribuição conhecida como campo externo.

O campo geomagnético medido é subdividido em diversas componentes. A Figura 1.2 ilustra as componentes que são mais comumente tratadas e analisadas nos estudos de geomagnetismo:

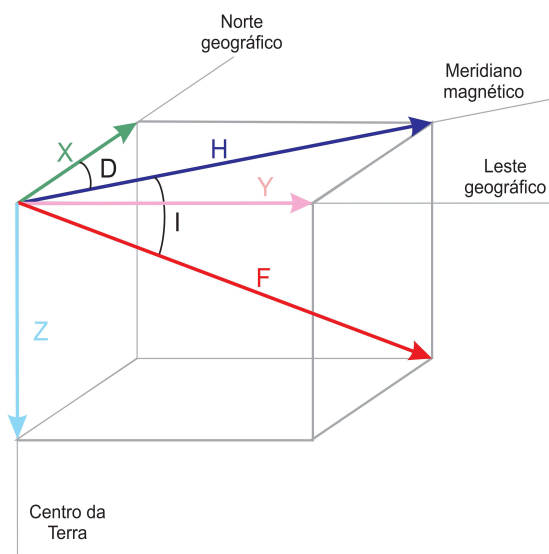


Figura 1.2: Componentes do campo geomagnético.

- F é a intensidade total do campo magnético da Terra, medida normalmente por um magnetômetro de prótons.
- Z é a componente vertical. Ela aponta na direção perpendicular ao plano horizontal da superfície da Terra.
- X é a componente norte-sul do campo geomagnético.
- Y é a componente leste-oeste do campo geomagnético.

- H é a componente horizontal, o seu sentido indica a posição do norte magnético.
- D é a declinação, definida como o ângulo formado entre o norte geográfico e o norte magnético. Por convenção, D é positivo se girado no sentido anti-horário a partir do norte geográfico.
- I é a inclinação, definida como o ângulo formado entre o a componente horizontal e a componente total do campo geomagnético.

Pode-se facilmente deduzir que essas componentes relacionam-se trigonometricamente pelas seguintes equações:

$$\begin{aligned}
 D &= \arccos\left(\frac{X}{H}\right) \quad ; \quad D = \arctan\left(\frac{Y}{X}\right) \\
 I &= \arccos\left(\frac{H}{F}\right) \quad ; \quad I = \arctan\left(\frac{Z}{H}\right) \\
 F &= (X^2 + Y^2 + Z^2)^{\frac{1}{2}} \quad ; \quad H = (X^2 + Y^2)^{\frac{1}{2}}
 \end{aligned} \tag{1.1}$$

Nos polos magnéticos, o campo penetra verticalmente na Terra, logo o campo total F é completamente vertical e igual à componente Z ($I = 90^\circ$), conseqüentemente a componente horizontal (H) é nula. Já no equador magnético, a componente total do campo é igual a componente horizontal e a componente vertical é nula ($I = 0^\circ$). Na figura 1.3 representamos um mapa global para a componente F do campo. Observa-se que na região do Pantanal (centro da América do Sul) o campo apresenta uma intensidade baixa, devido à presença da AMAS.

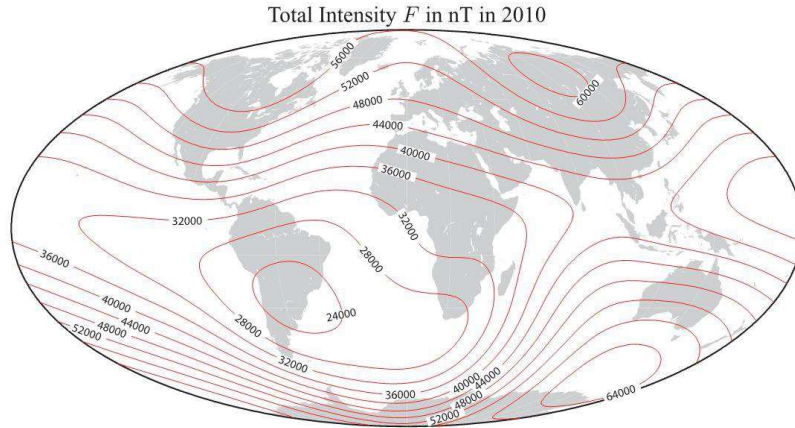


Figura 1.3: Mapa da componente total do campo F para o ano de 2010 a partir do modelo IGRF. Fonte: Finlay *et al*, 2010 [10].

A maior parte dos problemas em geomagnetismo envolve a solução das equações de Maxwell:

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\rho}{\epsilon_0} \tag{1.2}$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \tag{1.3}$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \left(\mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \right) \quad (1.4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (1.5)$$

onde \mathbf{E} é o campo elétrico, \mathbf{B} é o campo magnético, ρ é a densidade de carga, ϵ_0 é a permissividade no vácuo, μ_0 é a permeabilidade magnética no vácuo, \mathbf{J} é a densidade de corrente elétrica e $\partial \mathbf{D} / \partial t$ é a variação temporal da corrente de deslocamento. Para o nosso estudo, as equações 1.4 e 1.5 serão úteis. A equação 1.4 representa a lei de Ampère e a equação 1.5 é a lei de Gauss para o campo magnético [16]. Entre a superfície da Terra e a ionosfera não existe corrente, então o rotacional do campo geomagnético \mathbf{B} será igual a zero. Com isso podemos supor que o campo \mathbf{B} pode ser representado como o gradiente de um potencial escalar, conforme a equação abaixo:

$$\mathbf{B} = -\nabla V. \quad (1.6)$$

Substituindo essa expressão na equação 1.5:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (-\nabla V) &= 0 \\ \nabla^2 V &= 0, \end{aligned} \quad (1.7)$$

que é a equação de Laplace. Este laplaciano pode ser escrito em coordenadas esféricas para o caso da Terra:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (1.8)$$

onde r é a distância do centro da Terra a um ponto P, θ é colatitude e ϕ é a longitude. Uma das formas mais usuais de representação do campo magnético da Terra é pela solução da equação acima com o auxílio dos harmônicos esféricos. Fazendo separação de variáveis e resolvendo a equação 1.8 para o caso da Terra [32], teremos a seguinte solução:

$$\begin{aligned} V(r, \theta, \phi, t) = \frac{a}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l P_l^m(\cos \theta) & \left(\left[C_l^m \left(\frac{r}{a} \right)^l + (1 - C_l^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{l+1} \right] g_l^m \cos m\phi + \right. \\ & \left. + \left[S_l^m \left(\frac{r}{a} \right)^l + (1 - S_l^m) \left(\frac{a}{r} \right)^{l+1} \right] h_l^m \sin m\phi \right) \end{aligned} \quad (1.9)$$

onde C_l^m e S_l^m são números positivos entre 0 e 1 que representam a fração do potencial magnético associado a fontes externas ($r > a$). Os coeficientes $(1 - C_l^m)$ e $(1 - S_l^m)$ representam a fração do potencial que possui origem interna ($r < a$). Os coeficientes g_l^m e h_l^m são calculados a partir de observações e são dados em nanoteslas. Estes coeficientes também são conhecidos como coeficientes de Gauss. Os índices l e m representam o grau e a ordem do harmônico esférico, respectivamente. Se truncarmos a série em algum

valor de 1, poderemos inferir a relevância das contribuições internas sobre as externas no cálculo do potencial. Substituindo valores experimentais para o campo geomagnético nesses truncamentos, pode-se determinar os coeficientes C_l^m e S_l^m e conclui-se que eles possuem valores muito próximos a 0 [32]. Dessa maneira, a equação anterior reduz-se a

$$V(r, \theta, \phi, t) = \frac{a}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} P_l^m(\cos \theta) [g_l^m \cos m\phi + h_l^m \sin m\phi] \quad (1.10)$$

onde $P_l^m(\theta)$ são as funções de Schmidt parcialmente normalizadas e a é o raio médio da Terra. As componentes X, Y e Z do campo geomagnético são calculados pelos gradientes do potencial V:

$$X = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \quad (1.11)$$

$$Y = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi} \quad (1.12)$$

$$Z = \frac{\partial V}{\partial r} \quad (1.13)$$

Cerca de 90% do campo magnético observado pode ser aproximado por um dipolo representado pelos coeficientes de Gauss $l = 1$ (g_1^0 , g_1^1 e h_1^1) [32]. Os harmônicos com $l \geq 2$ representam as contribuições não-dipolares do campo. Os termos com $l=2$ são chamados de quadrupolos, os de $l=3$ são os octupolos e assim sucessivamente. As componentes não-dipolares (cerca de 10%) são importantes e algumas delas (como a AMAS) são observadas próximas à região no qual será instalado o novo observatório magnético no Pantanal.

1.2 Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS)

Uma das motivações para a instalação do Observatório do Pantanal é a proximidade da AMAS. A AMAS é a área de menor intensidade do campo geomagnético no globo. Isso facilita a entrada de partículas nesta região [21], podendo causar danos ou maiores influências nos equipamentos em superfície e em satélites. Este observatório encontra-se bem próximo ao centro (Figura 1.4) atual da anomalia [19].

Um fator de relevância também é a distribuição dos observatórios na América do Sul e no Oceano Atlântico. Nota-se que na América do Sul os observatórios ficam nas bordas do continente, enquanto no oceano existem dois observatórios [29] INTERMAGNET na região da anomalia (Fig. 1.6). Sendo assim, um observatório no centro da América do Sul e a aproximadamente 900 km do centro da anomalia torna-se estratégico para a aquisição de informações sobre essa anomalia.

O centro da AMAS é definido de várias formas, dependendo do enfoque do estudo. Alguns autores definem o centro da AMAS como o local de maior incidência de partículas vindas do espaço. Outros definem a partir da aproximação do dipolo excêntrico [22]. Entretanto, neste estudo utilizaremos a definição do centro da anomalia como o local de

intensidade mínima do campo. Obter novos dados nesta região é de grande importância para um melhor entendimento sobre a origem e a evolução da AMAS.

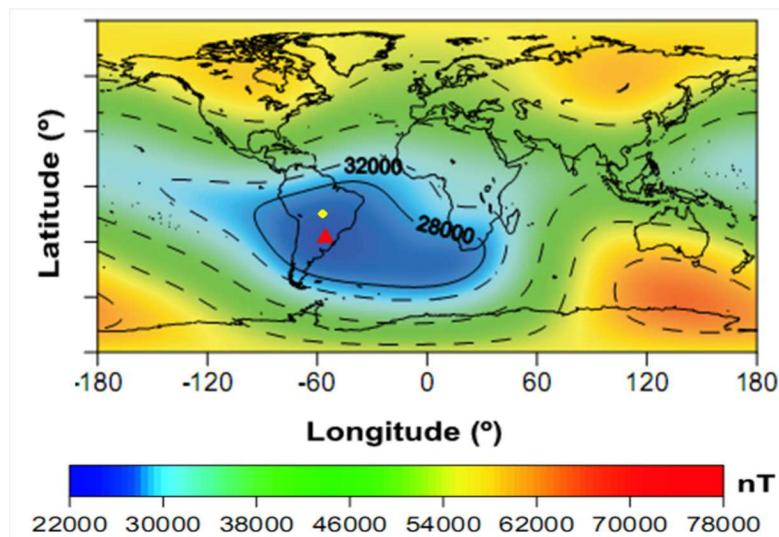


Figura 1.4: Localização do observatório do Pantanal (em amarelo) e localização do centro da AMAS no ano de 2005 (vermelho). Adaptado de Hartmann & Pacca, 2009 [19].

Muitas questões sobre esta anomalia encontram-se em aberto. Por exemplo, não há conclusões contundentes sobre a sua origem e a sua futura evolução. Modelos globais do campo tentam simular a existência desse fenômeno. Glatzmaier e Olson (2005) [12] fizeram simulações do geodínamo e conseguiram reproduzir reversões e anomalias. Neste trabalho, a anomalia é interpretada como um processo de fluxos reversos das linhas de campo que se propagam da base do núcleo externo (Fig. 1.5). Nos fluxos reversos, as linhas de campo geradas pelo geodínamo sofrem uma ascensão e são torcidas pelo movimento de rotação da Terra. Já em superfície, essas linhas torcidas causam um fluxo na direção oposta ao campo regional e conseqüentemente uma diminuição do campo. Esse processo explica a existência de uma anomalia com menor intensidade, como é o caso da AMAS.

Porém, questões como a evolução da anomalia e as conseqüências do seu surgimento não são simuladas por esse modelo. Um outro ponto tampouco respondido atualmente é se o surgimento dessa anomalia estaria ligado a uma possível reversão de polaridades no campo geomagnético. Com novos dados na área da AMAS serão possíveis melhoras nas simulações que tentam explicar esta anomalia.

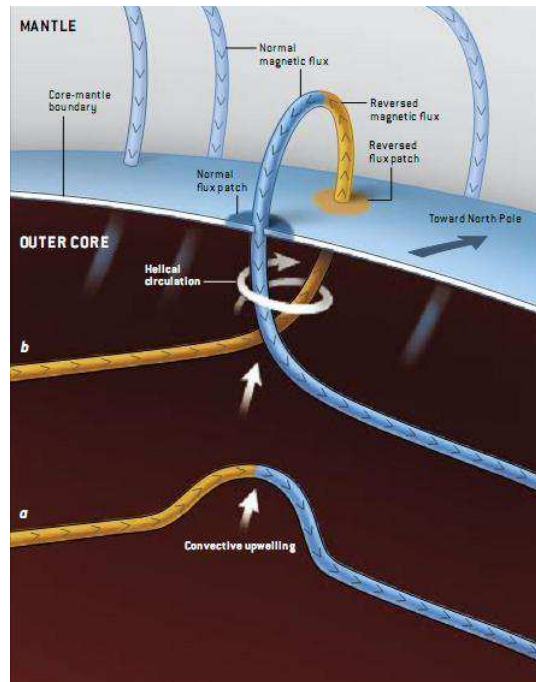


Figura 1.5: Hipótese dos fluxos reversos utilizada para justificar o surgimento de anomalias durante o processo de reversão. Fonte: Glatzmaier e Olson, 2005 [12].

1.3 Importância dos observatórios magnéticos

Observatórios magnéticos tem o objetivo de medir as variações temporais das componentes do campo magnético da Terra. Eles devem estar localizados em regiões com baixos ruídos magnéticos, ou seja, longe de redes elétricas, torres de transmissão, carros, etc. Segundo o NGDC (National Geophysical Data Center), existem aproximadamente 200 observatórios magnéticos espalhados pela superfície terrestre. Desses 200 observatórios, apenas 128 (Figura 1.6) participam da rede INTERMAGNET (International Real-time Magnetic Observatory Network), que integra os dados geomagnéticos internacionais. Porém, eles não são uniformemente distribuídos e apresentam uma baixa densidade nos oceanos e, por exemplo, na América do Sul. Essa distribuição desigual causa problemas na modelagem global do campo geomagnético, gerando maiores diferenças entre dados e modelos nas regiões com poucos observatórios.

Satélites lançados em órbita da Terra tem o objetivo de suprir um pouco essa carência, permitindo uma boa cobertura espacial de dados. Entretanto, satélites são caros e não são lançados continuamente. Ao todo já foram lançadas 5 missões para a aquisição de dados do campo geomagnético: POGO (1967-1971), Magsat (1979-1980), Orsted (lançado em 1999), Champ e SAC-C (lançados em 2000) e SWARM (previsto para julho de 2012). Como pode-se notar, são poucas as missões e elas estão desigualmente espaçadas no tempo. Isso faz com que só os dados de satélites sejam insuficientes para uma boa modelagem global do campo.

Observatórios magnéticos consistem na alternativa mais barata e viável para a aquisição de dados magnéticos, entretanto para uma modelagem mais precisa do campo é necessário que tanto observatórios quanto satélites tenham um continuidade de dados no tempo e um ampla distribuição geográfica. Modelos globais do campo magnético normalmente

utilizam tanto dados de satélites como de observatórios. Por exemplo, o modelo CM4 [37] utiliza tanto dados de observatórios quanto dos satélites CHAMP e Orsted.

O observatório do Pantanal será instalado no centro de uma região com poucos observatórios magnéticos e com grande variabilidade do campo. O observatório magnético mais próximo é o de Vassouras, no Rio de Janeiro, que fica a mais de 1400 km de distância (tabela 1.1). Com poucos observatórios na América Latina, fenômenos como a AMAS e o Eletrojato Equatorial são estudados com uma quantidade de dados muito pequena, prejudicando as suas análises.

Observatório	Distância ao OBS-PNL (km)
Vassouras (VSS)	1456.12
Huancayo (HUA)	2125.07
Kourou (KOU)	2447.88
Trelew (TRW)	3071.05
Port Stanley (PST)	3883.44
San Juan (SJG)	3996.3
Ascension Island (ASC)	4632.8

Tabela 1.1: Distância entre os observatórios magnéticos existentes na América do Sul e Atlântico Sul e o novo observatório do Pantanal.

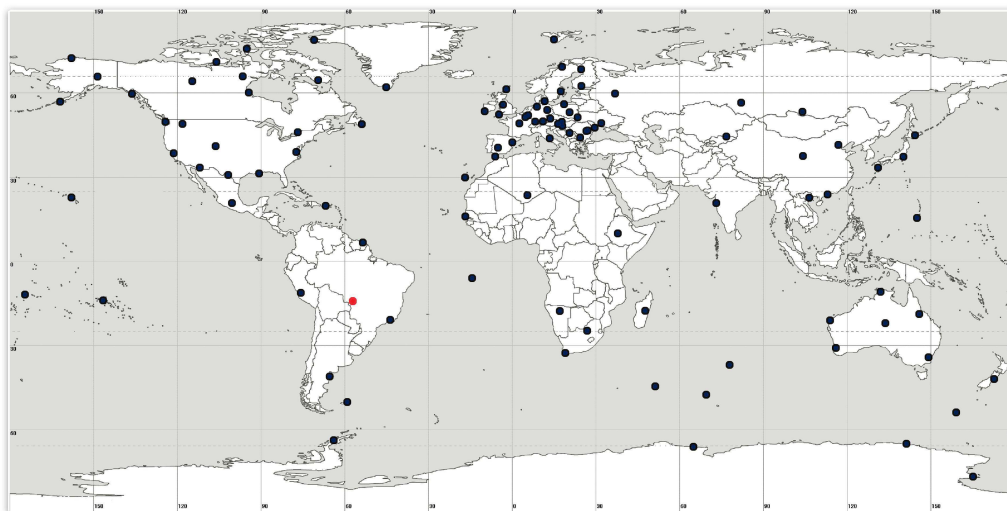


Figura 1.6: Observatórios pertencentes ao INTERMAGNET (preto) e o novo observatório do Pantanal (vermelho).

Além da instalar este observatório, temos o objetivo de inclui-lo na INTERMAGNET depois de um ano de funcionamento e de testes de qualidade nos dados. O INTERMAGNET é uma rede de cooperação e integração dos observatórios magnéticos distribuídos pelo planeta. Para que um observatório integre esta rede é necessário seguir padrões de qualidade para as medições, registros dos dados, além do envio dos dados ao INTERMAGNET (<http://www.intermagnet.org>) em tempo real. Este órgão oferece suporte técnico para a manutenção e a renovação dos observatórios que compõem a rede (Figura 1.6). Estes observatórios são denominados por siglas de três letras, normalmente

associados ao nome da região em que estão instalados. Por esta razão, denominaremos o observatório do Pantanal por PNL.

Esta integração dos dados permite um fácil acesso de toda a comunidade científica a esses registros do campo, facilitando o estudo e permitindo que resultados novos sejam obtidos com maior agilidade. Modelos computacionais que calculam a evolução temporal das anomalias do campo são consideravelmente melhorados em função da instalação de novos observatórios geomagnéticos e da melhora na qualidade dos dados. Além deste observatório no Pantanal, o Observatório Nacional (ON-MCT) tem o objetivo de instalar mais sete observatórios no Brasil (Figura 1.7).



Figura 1.7: Distribuição dos observatórios magnéticos no Brasil. Em amarelo estão os futuros observatórios e em roxo os já existentes.

No próximo capítulo, todos os passos para a construção de um observatório magnético são apresentados. No capítulo três foram discutidas as técnicas de medida a serem empregadas no observatório após a conclusão da sua construção. Além disso, discute-se a rotina de trabalho e de transmissão dos dados. No quarto capítulo, foram analisados os dados obtidos a partir da estação que instalamos na área que abrigará o observatório do Pantanal. Foram analisados aproximadamente quatro meses de dados e durante este período foram identificadas algumas tempestades magnéticas e comparadas com as curvas obtidas em outros observatórios magnéticos. A conclusão sintetiza os principais resultados encontrados neste trabalho e aponta quais os próximos passos em nossa pesquisa. No apêndice A é apresentado um tutorial sobre as medições absolutas que foi feito com o objetivo de auxiliar os observadores que trabalharão no observatório do Pantanal.

Capítulo 2

Observatório Magnético do Pantanal (PNL)

A rede de observatórios magnéticos instalados na superfície terrestre não é igualmente espaçada. No Brasil há dois observatórios magnéticos, ambos vinculados ao Observatório Nacional: um em Tatuoca-PA e outro em Vassouras-RJ. Apenas o observatório de Vassouras faz parte do sistema INTERMAGNET. A instalação do novo observatório magnético no Pantanal representa uma melhora na distribuição de dados e a possibilidade de uma análise mais detalhada do campo geomagnético na região central do Brasil.

Na construção de um observatório magnético devemos ter alguns cuidados, como a avaliação de possíveis anomalias magnéticas na região escolhida e efetuar testes nos materiais envolvidos nas edificações do observatório. Por exemplo, não podemos utilizar materiais magnéticos, como pregos e vergalhões de ferro, que causariam fortes interferências nos dados naturais. As casas que abrigarão os equipamentos devem ser termicamente isoladas e protegidas contra as intempéries da região do Pantanal (relâmpagos, alagamento, etc).

O método exposto nas próximas seções para a instalação de um observatório magnético segue os padrões sugeridos pela IAGA, que foram compilados num manual em 1996 [24]. A seguir são apresentados os detalhes, as características e os cuidados empregados na construção do Observatório Magnético do Pantanal (OBS-PNL).

2.1 Como escolher a área

O processo de instalação de um observatório magnético deve obedecer a diversas etapas. A primeira delas é definir o local que abrigará o observatório. No nosso caso, o local escolhido está numa reserva ambiental particular da região do Pantanal Matogrossense (Figura 2.1). O ideal é que não haja nenhum risco de mudança de local do observatório durante séculos. Por isso, reservas ecológicas e áreas militares são locais adequados.

O Observatório Nacional firmou um convênio com o SESC-Pantanal, que é o proprietário da área escolhida, para a instalação e funcionamento deste novo observatório. O SESC-Pantanal (<http://www.sescpantanal.com.br>) mantém diversas bases nesta área de proteção ambiental e a Base de São Luiz foi a escolhida para abrigar as instalações. A escolha do local foi feita com base na infraestrutura preexistente. A Base de São Luiz já possui casas de apoio para os guardas florestais e para pesquisadores, além de refeitório e geradores de energia elétrica (a diesel e painéis solares). O SESC-Pantanal também já tinha um planejamento de instalar internet na Base de São Luiz, que será concluído em abril de 2012. A conexão com a internet viabilizará o envio em tempo real dos dados

provenientes do observatório. Essas características colaboraram para a escolha deste local para o nosso propósito.

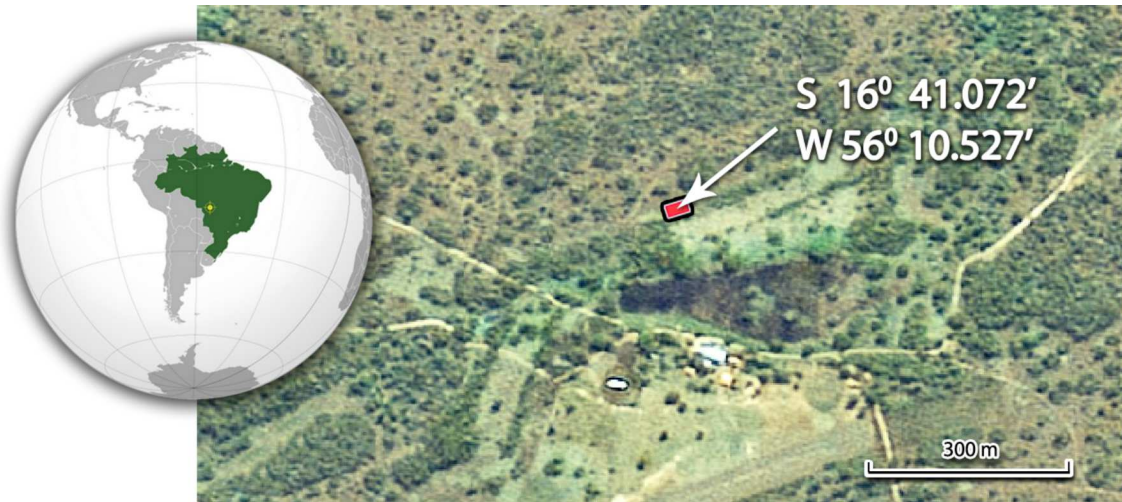


Figura 2.1: Local escolhido para a instalação do novo Observatório Magnético do Pantanal (OBS-PNL) e as suas coordenadas geográficas.

Após a definição do local, um levantamento gradiométrico foi realizado para a detecção de possíveis anomalias magnéticas na sub-superfície da área escolhida de 35 metros de comprimento por 20 de largura. O espaçamento entre uma medida e outra foi de 1 m, totalizando 700 pontos. Neste estudo, utilizamos um gradiômetro overhauser GSM-19 (Figura 2.2) com 56 cm de distância entre os sensores. Os resultados obtidos do teste do gradiente magnético no primeiro trabalho de campo na região encontram-se dispostos na figura 2.3.



Figura 2.2: Levantamento gradiométrico realizado no dia 19 de maio de 2011 na área escolhida para o OBS-PNL. A foto mostra o gradiômetro utilizado (overhauser GSM-19)

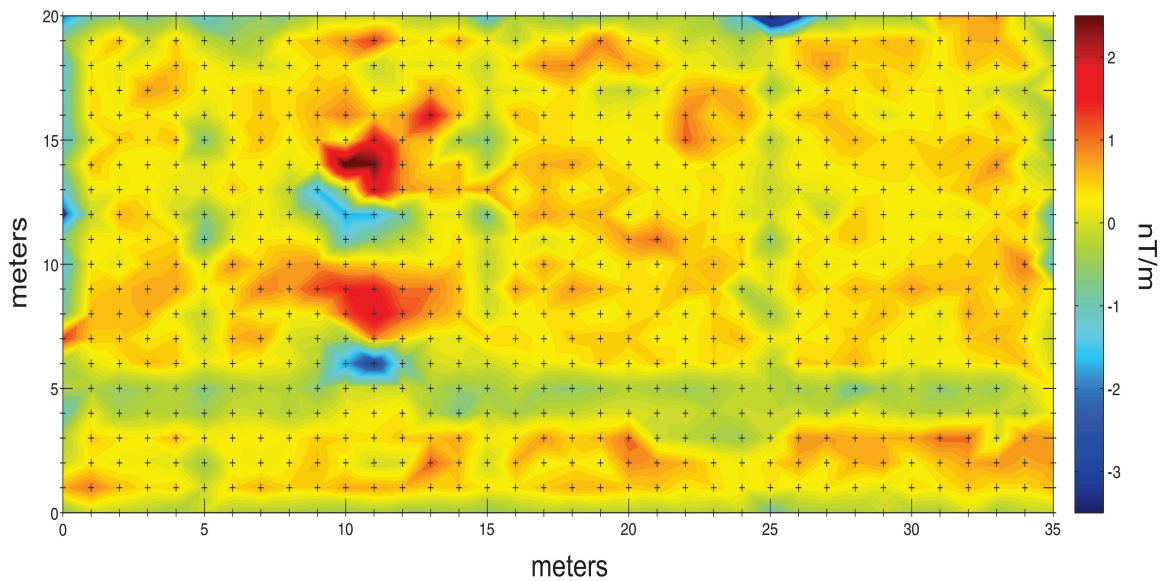


Figura 2.3: Mapa do gradiente magnético da área escolhida para o OBS-PNL.

Nota-se que o gradiente desta região é muito baixo, entre -3.75 nT/m e 2.35 nT/m. Porém, a maior parte dos gradientes obtidos no local são bem próximos a ± 0.5 nT/m. Estes valores estão de acordo com os padrões estabelecidos para a instalação de observatórios magnéticos que, segundo a IAGA [24], define como um limite aceitável até 1 nT/m. Pode-se ressaltar que existem duas pequenas anomalias: uma nos pontos (11, 6) e (11, 8) com intensidades de -2.78 e 1.89 nT/m, respectivamente e a outra nos pontos (11, 12) e (11, 14) com intensidades de -1.68 e 2.53 nT/m, respectivamente.

Esperava-se, num primeiro momento, que essas anomalias fossem relacionadas a corpos metálicos enterrados no solo da área. Num segundo trabalho de campo na região foram averiguadas as causas dessas anomalias. O local foi escavado até poucos centímetros de profundidade e foram encontrados pedaços de arame de ferro em ambos locais (Figura 2.4).



Figura 2.4: Arame retirado do local onde foi feita a gradiometria.

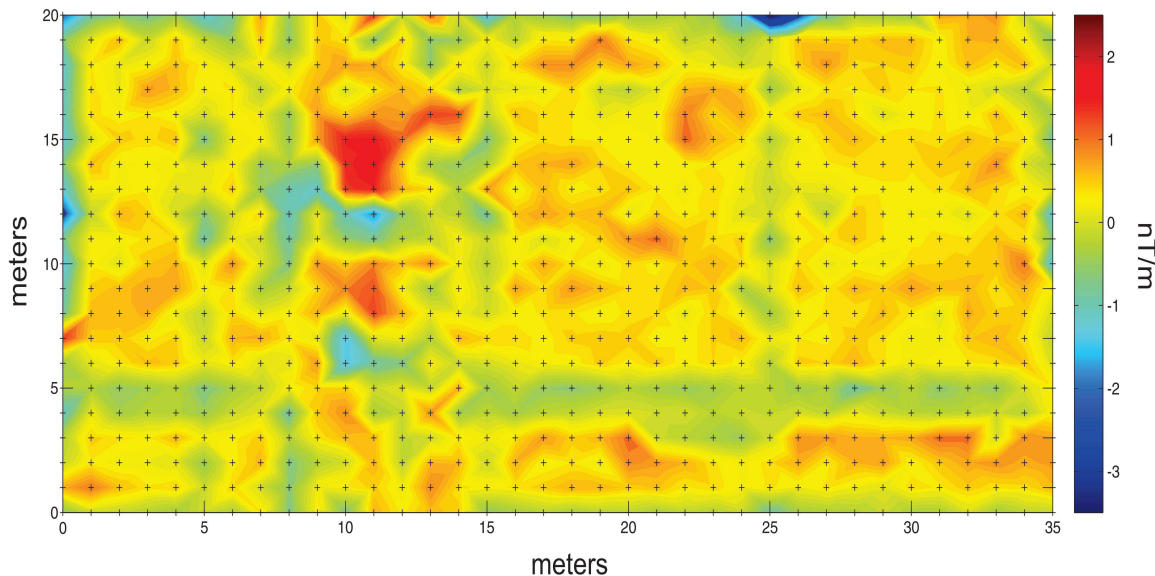


Figura 2.5: Mapa do gradiente magnético da área escolhida após retirados os arames de ferro.

Após a retirada desses arames, que somavam cerca de 100 gramas, foram feitas novas medidas do gradiente magnético na faixa em que se encontrava a anomalia (no retângulo formado pelos pontos (7,0), (14,0) e (7,20) e (14,20)). O novo mapa gerado após a retirada dos arames está representado na figura 2.5. Nota-se que a anomalia ainda persiste, porém a sua intensidade diminuiu cerca de 1 nT/m em comparação ao primeiro mapa. Mesmo com a diminuição desse distúrbio, esta região foi evitada no projeto de construção das casas do observatório, para que não haja influência nas observações.

Com isso, finaliza-se a etapa de testes na área escolhida para abrigar o observatório magnético. Os locais escolhidos para abrigar as casas do observatório estão localizados em torno dos pontos (31, 16), para a casa do variômetro, e (4, 3), para a casa absoluta.

2.2 Disposição das construções

Após a avaliação gradiométrica da área escolhida deve-se construir todas as instalações do observatório magnético. As seguintes estruturas são necessárias: uma casa de apoio, as casas onde serão feitas as medidas, os pilares que abrigarão os equipamentos e os pilares de referência geográfica. O planejamento da disposição dos cabos de energia que alimentarão as eletrônicas e farão a iluminação do interior das casas também é necessário.

Como a área escolhida já possui a casa de apoio, foi necessário apenas construir as casas das medições e os pilares. Na figura 2.6 encontra-se um esquema geral da base de São Luiz, com a disposição das casas de medições, a casa de apoio, os pilares e os cabos de alimentação elétrica e de transmissão de dados. Nota-se que a Casa das Medidas Absolutas e a Casa do Variômetro distam de 20 m, assim não interferem nas medições realizadas [24].

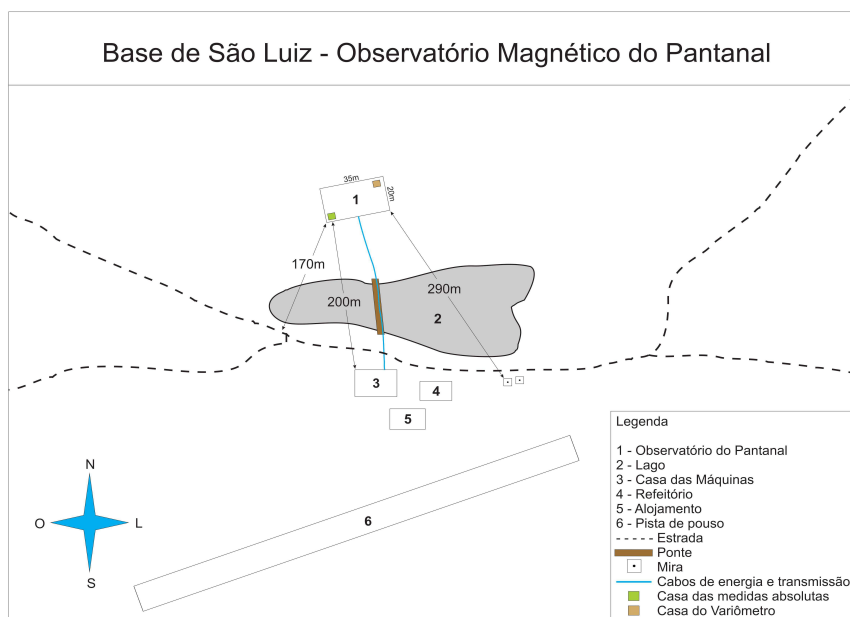


Figura 2.6: Croqui da disposição geral das edificações na Base de São Luiz, que abrigará o observatório magnético do Pantanal.

2.3 Casas das medições magnéticas

A casa de apoio é reservada para o pessoal que trabalhará no observatório e para os computadores utilizados por eles. Um observatório magnético necessita de duas casas de medida: a casa das medidas absolutas (CA) e do variômetro (CV). Na CA são realizadas medidas absolutas das componentes D, I e F do campo geomagnético duas vezes por semana. A casa do variômetro mede as variações temporais das componentes H, D, Z e F (ou de X, Y, Z e F) do campo a cada 5 segundos.

Ambas as casas foram projetadas para ficarem distantes do solo, erguidas num aterro feito na região, que tem por objetivo a proteção contra o período de cheias no Pantanal [3]. Além desse cuidado, testes nos materiais envolvidos na construção do observatório como cimento, pedras e pregos, também foram feitos para evitar a influência de anomalias locais. No interior das casas existem pilares que sustentam os equipamentos que devem ser muito estáveis para que não atrapalhe o nivelamento. Eles são construídos normalmente com cimento e blocos de concreto porém, no nosso caso, esses pilares foram construídos com uma madeira existente na reserva do SESC-Pantanal (aroeira) e com concreto em torno para aumentar a sua estabilidade.

Também utilizamos a aroeira como material principal na construção das casas. A sua fixação foi feita com parafusos de latão e toda a madeira foi tratada. O tratamento dado a madeira tem por objetivo a proteção contra intempéries da região (umidade, cupins, etc.). O telhado das casas foi planejado em amianto e fica acoplado à casa por parafusos de latão.

Para aumentar a sustentação da casa, as colunas em aroeira serão ligadas entre si por outras tábuas, também de aroeira. Essa madeira é muito resistente a cupins e possui características estruturais próximas às do concreto [13].

2.3.1 Casa das medidas absolutas

Na figura 2.7 mostramos a planta da casa das medições absolutas do OBS-PNL com um pilar central. Esse pilar sustentará o DI-Flux teodolito. A fundação deste pilar foi feita com uma base larga preenchida na parte inferior por material melhorado, composto por rochas trituradas em pedaços grandes e, logo acima, cimento misturado com água, brita e areia (concreto). No centro desta base de concreto é colocado o tronco de aroeira tratado. Essa fundação nos fornece a estabilidade necessária para o pilar. O teodolito que ficará sobre este pilar tem que estar perfeitamente nivelado com a horizontal antes das medições serem feitas.

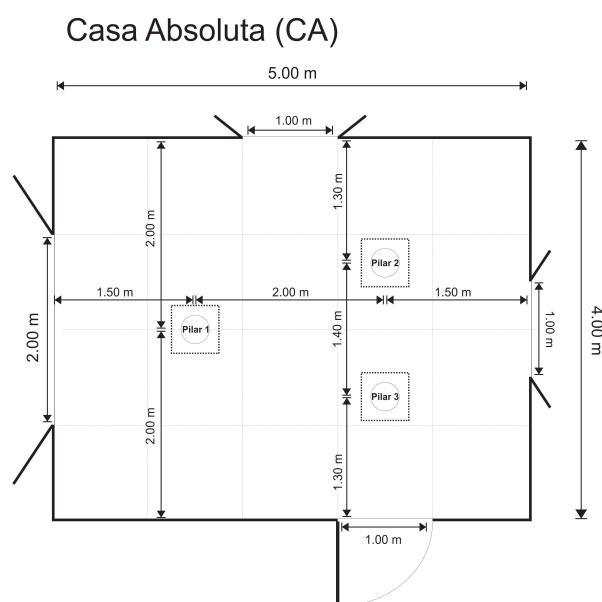


Figura 2.7: Planta da Casa das Medidas Absolutas do Observatório Magnético do Pantanal.

A parte central do chão desta casa possui uma fenda circular de 30 cm que é transpassado pelo pilar de sustentação do equipamento. Esta casa não precisa de um isolamento térmico tão eficaz pois as medidas absolutas são feitas num pequeno espaço de tempo, sendo a variação térmica neste instante desprezível. Somente o telhado em amianto e as paredes em madeira nos fornecem o isolamento necessário para as medidas absolutas. Esta casa possui também uma janela para que se possa avistar um dos pilares de referenciamento geográfico e que está direcionada na linha que liga o pilar central da casa ao pilar externo utilizado como referência geográfica.

2.3.2 Casa do variômetro

A casa do variômetro abriga os equipamentos mais sensíveis à mudança de temperatura e por isso foi projetado para esta casa um isolamento térmico mais cuidadoso. Na figura 2.8 apresentamos a planta desta casa com as suas dimensões. Além das paredes em madeira, temos o interior dessas paredes preenchidas por uma camada de 15 cm de isopor.

Casa do Variômetro (CV)

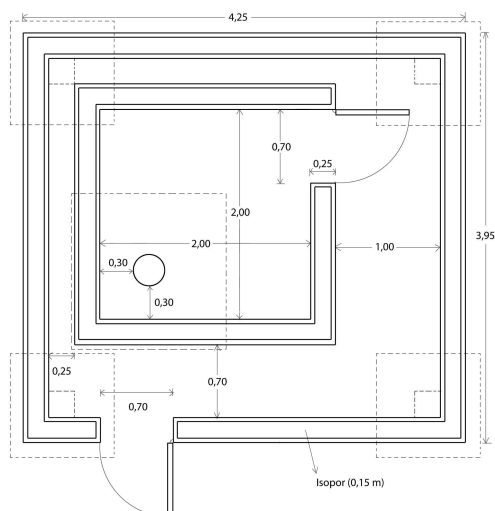


Figura 2.8: Planta da CV do observatório magnético do Pantanal.

A casa do variômetro é dividida em duas partes: uma parte externa e uma parte interna, que abriga o equipamento. A parte externa abriga o computador e a eletrônica, que registram os dados, e as baterias que os alimentam. Essa casa não possui janelas e apresenta duas portas, uma para o acesso à casa externa e uma para acessar a casa interna. Estas duas construções possuem um furo circular no chão para que o pilar possa ficar na parte interna da casa.

2.4 Pilares e construções de segurança

No interior da casa das medidas absolutas e do variômetro devem existir pilares que sustentam os equipamentos. As fundações desses dois pilares devem conter materiais não-magnéticos e ser estáveis, ou seja, não podem afundar ou inclinar com o decorrer do tempo. Na parte superior dos pilares deve-se colocar uma pedra mármore bem nivelada, com o objetivo de facilitar o alinhamento do equipamento com a horizontal.

Além destes dois pilares que ficam no interior das casas, deve-se construir outros três pilares na parte externa, distando de aproximadamente 200 m das mesmas, que tem a função de referenciar geograficamente o DI-Flux teodolito. Eles também devem possuir uma boa fundação, mas não precisam ser construídos com materiais não-magnéticos. Na figura 2.9 ilustramos como devem ser os pilares existentes na parte interna das casas e os pilares com as miras, que ficam na parte externa das casas.



(a) Pilar dos equipamentos.



(b) Pilar com a mira.

Figura 2.9: Pilar de sustentação do equipamento (a) e pilar com a mira de referenciamento geográfico (b) existentes no observatório magnético de Vassouras (VSS), no Rio de Janeiro.

Como na área do Pantanal existe grande incidência de relâmpagos, será erguido na vizinhança das casas do observatório um pára-raio disposto o mais distante possível das casas do observatório para que proteja as casas mas não cause interferências nas medidas. Outro cuidado a ser tomado é com a fauna da região que, por ser uma reserva ambiental, possibilita a circulação livre dos animais. Dessa maneira, foi projetada uma pequena cerca (com materiais não-magnéticos) no entorno das casas.

2.5 Testes de magnetização dos materiais da construção

Todos os materiais que serão utilizados na construção de um observatório magnético devem ser previamente testados (Figura 2.10). No caso do observatório magnético do Pantanal, planejava-se inicialmente construí-lo utilizando madeira plástica. Esse material é novo e o seu custo um pouco maior que materiais convencionais, como a madeira comum e a fibra de vidro. Por esta razão foi decidido que seria incluído nos testes a fibra de vidro e a madeira comum (aroeira e piúva), que seriam uma alternativa mais viável para a construção do observatório. Além desses materiais, testamos também a brita, a areia, sikal, concreção e o cimento que foram utilizados nas fundações e o concreto que resultou da mistura desses materiais.



Figura 2.10: Testes com os materiais na Base de São Luiz em que eram analisados os materiais utilizados na construção. Os testes eram feitos ao amanhecer e ao anoitecer do dia.

Os testes foram feitos em horários em que o campo geomagnético apresenta um comportamento menos perturbado, ou seja, no início do dia e ao anoitecer. Este cuidado é fundamental para que variações maiores no campo que ocorrem por volta do meio dia não sejam confundidos com magnetizações nos materiais testados. Foram feitos dois testes em momentos distintos. No primeiro, foram testados dez dos materiais que seriam utilizados na construção do observatório. Neste primeiro teste incluímos as madeiras plásticas e todos os materiais utilizados nas fundações das casas. A figura 2.11 mostra o resultado deste teste. No gráfico encontra-se o valor absoluto do campo total (F) registrado. Nota-se que o cimento e a madeira plástica fina foram os materiais que causaram distúrbios no sinal. Esse distúrbio é evidenciado pelo patamar que se cria desde a deposição até a retirada do material de cima do sensor. Os outros materiais não causaram nenhum ruído significativo nos dados ($-1nT \leq \Delta F \leq +1nT$). Além disso, existem dois picos, um após a retirada do concreto do equipamento e outro ao se depositar a concreção sobre o equipamento, que foram causados pelo observador ao se aproximar do sensor. Uma curiosidade a se destacar é que o concreto feito com o cimento que causou o ruído, não gerou problemas. Acredita-se que isso se deva às mudanças de propriedades químicas do cimento ao ser misturado com a água, areia e a brita. Dessa forma, não houve problema em utilizar o cimento na mistura do concreto.

Por fim, por questões de viabilidade do projeto, as madeiras plásticas foram substituídas pelas madeiras oriundas da região do Pantanal (aroeira e piúva).

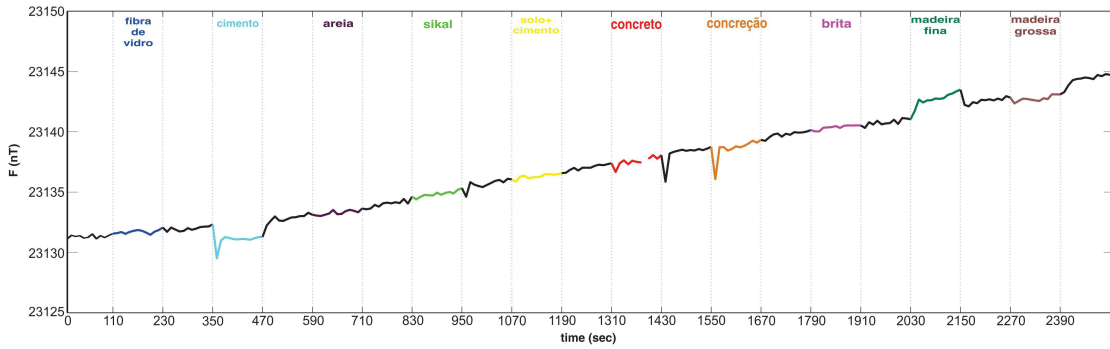


Figura 2.11: Resultado do teste com 10 dos materiais que foram utilizados na construção do observatório do Pantanal. Os materiais testados são indicados no gráfico e entre os materiais é mostrado o campo magnético natural.

No segundo teste, analisamos a terra que foi utilizada para o aterro no local das casas do observatório. Este aterro tem o objetivo de proteger o observatório contra as cheias do Pantanal. Para este aterro foram retiradas terras de dois locais diferentes, que na análise foram nomeados de *terra para aterro 1* e *terra para aterro 2*. Foram testadas também as madeiras da região que seriam utilizadas. O resultado (Fig. 2.12) mostrou um comportamento suave das curvas (não atingindo nem 0.5 nT/m de variação), o que indica que nenhum ruído pode ser esperado pela presença desses materiais no observatório.

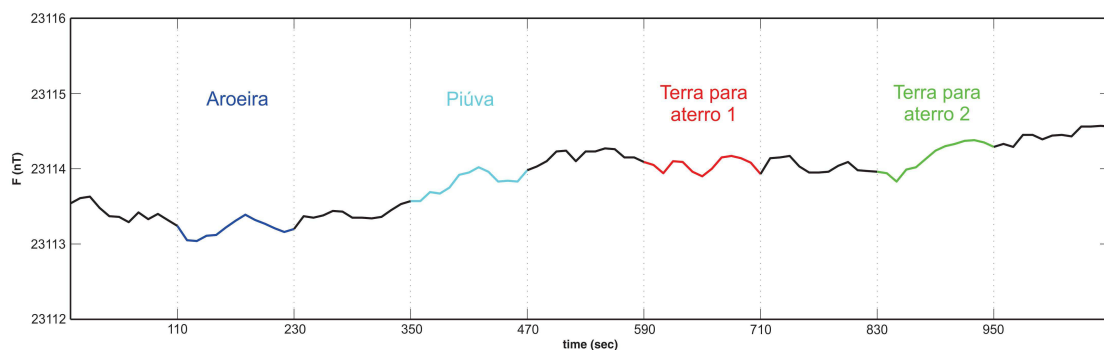


Figura 2.12: Resultado do teste de materiais com as madeiras e as terras para aterro utilizadas no observatório.

2.6 Testes da variação térmica no interior das casas

Na casa do variômetro será instalado um magnetômetro fluxgate triaxial que registra o campo geomagnético continuamente. Esse equipamento é muito sensível a mudanças de temperatura. A sensibilidade do equipamento às variações de temperatura é de $0.25nT/^{\circ}C$. Mesmo com um bom isolamento térmico a temperatura no interior da casa pode variar até um grau, estando assim de acordo com os padrões internacionais [24] de precisão das medidas variacionais.

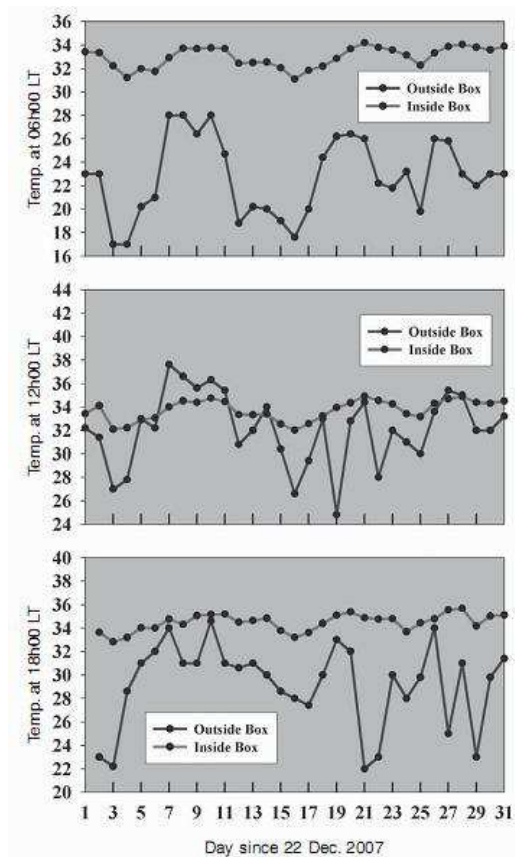


Figura 2.13: Variação da temperatura no observatório de Keetmanshoop (KMH) no sul da Namíbia entre os dias 23/12/2007 a 22/01/2008 no interior da caixa do fluxgate e na parte externa desta caixa. Fonte: Korte *et al.*, 2009 [26].

Após a conclusão das construções no Pantanal serão feitos testes de temperatura (Fig. 2.13). É necessário que se faça uma análise da variação da temperatura no interior da casa do variômetro com o objetivo de que os limites aceitáveis sejam obedecidos. Por exemplo, no caso estudado na figura 2.13 é analisada a variação da temperatura no interior da caixa que contém o fluxgate e na parte externa a essa caixa, em diferentes horas do dia e para diferentes dias no observatório de Keetmanshoop (KMH). Observa-se que ao longo de um mês a temperatura no interior da caixa mudou pouco, cerca de 2°C para as diferentes horas analisadas. Como essa variação ocorreu ao longo de um mês, ela é aceitável, porém se essa variação fosse observada durante um único dia de análise, os dados obtidos neste dia seriam considerados ruidosos.

Pode-se dizer também que na parte externa da caixa, a temperatura oscila bastante ao longo do mês, de forma semelhante ao que é observado no Pantanal no mês de dezembro e janeiro, que são meses de instabilidade do clima. Porém, no Pantanal observa-se uma grande variação da temperatura ao longo de um dia. Por exemplo, em uma de nossas viagens de campo ocorreram variações de aproximadamente 30°C em um dia. Com uma variação tão intensa, houve um grande cuidado ao projetar o isolamento térmico da casa do variômetro.

Capítulo 3

Medições e transmissão dos dados

Após o término da construção dos abrigos para os equipamentos e dos testes da variação térmica, é feita a instalação e o alinhamentos dos mesmos sobre os pilares. É necessário que se verifique o nivelamento das miras externas, certificando que a fundação das mesmas não sofreu nenhum movimento de acomodação do solo. Testes de qualidade dos dados, como as linhas de base, são feitas antes do início das medições variacionais e absolutas definitivas.

Por fim, é necessário que se transmita as informações que forem coletadas pelo observatório. Para tal, na base do SESC-Pantanal será instalada internet para que todos os dados possam ser enviados para o Observatório Nacional e futuramente para o INTERNETMAGNET. Com esse controle poderemos analisar à distância todo o procedimento adotado pelos observadores no Pantanal e a qualidade dos dados e das linhas de base calculadas por eles.

3.1 Medidas variacionais

Os dados obtidos na casa do variômetro são automatizadas. O equipamento que será instalado na casa do variômetro é um magnetômetro fluxgate triaxial modelo FGV, que mede as componentes X, Y e Z do campo. Esse equipamento fornece informações escalares e direcionais do campo da Terra. A precisão desses sensores é de 0.2 nT, podendo chegar a até 0.05 nT, dependendo da localização do observatório. Essa precisão variável é justificada pelo fato de que em baixas latitudes o campo geomagnético possui variações pequenas, o que aumenta a precisão do equipamento e em altas latitudes ocorre o inverso, diminuindo a precisão do equipamento [39].

A figura 3.1 mostra uma foto do equipamento que será instalado no Pantanal. Todos os equipamentos serão fornecidos pelo GFZ da Alemanha, e serão instalados pelo pesquisadore Hans-Joachim Linthe e pela equipe de geomagnetismo do ON.



Figura 3.1: Magnetômetro fluxgate triaxial (X, Y e Z) que será instalado no novo observatório magnético do Pantanal.

O funcionamento do fluxgate é baseado na detecção de uma corrente induzida nos terminais de uma das bobinas que compõem o seu aparato. No total existem duas bobinas: uma primária (de indução) e uma secundária (de detecção) [4]. A bobina de indução fica enrolada em torno do núcleo de um material ferromagnético mole, caracterizado por uma alta permeabilidade magnética. Toda essa configuração fica imersa no campo geomagnético que se quer medir. Quando se submete esse núcleo a um campo de excitação, ele pode atingir a saturação. Enquanto ele não fica saturado, as linhas do campo geomagnético tendem a se concentrar e passar pelo seu interior. Porém, quando este núcleo é saturado essas linhas de campo não ficarão mais concentradas no interior do núcleo ferromagnético (Fig. 3.2). Dessa forma, aumentando e diminuindo o fluxo que passa por esse núcleo com a sua saturação e não-saturação teremos uma variação de fluxo magnético que por sua vez induz uma corrente. A bobina secundária registra esse sinal que dará, como uma de suas respostas, o valor do campo magnético da Terra.

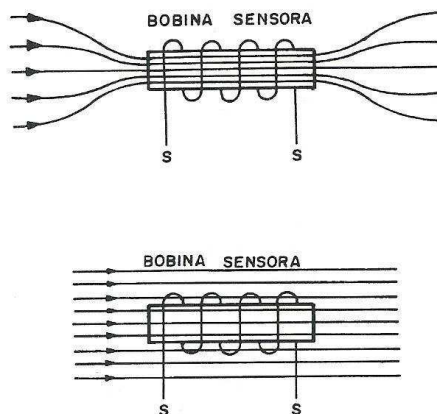


Figura 3.2: Esquema de funcionamento das bobinas do fluxgate. Na figura de cima a situação em que o núcleo ferromagnético não está saturado e abaixo o caso em que ele fica saturado. Adaptado de Benyosef & Novak, 1996 [4].

É necessário alinhar os três sensores com perfeição. Todas as componentes são perpendiculares entre si; X (que aponta para o norte geográfico) e Y (que aponta para o leste geográfico) estão no plano horizontal e Z na vertical (apontando para o centro da Terra). Este equipamento registra o campo geomagnético a cada 2 segundos e envia os dados coletados para um computador que é conectado a sua eletrônica. Tanto o computador quanto a eletrônica devem ficar o mais distante possível dos sensores, para que não causem ruídos. O nosso objetivo no observatório do Pantanal é que estes dois componentes e as baterias que vão alimentá-los fiquem num pequeno anexo, externo à casa do variômetro.

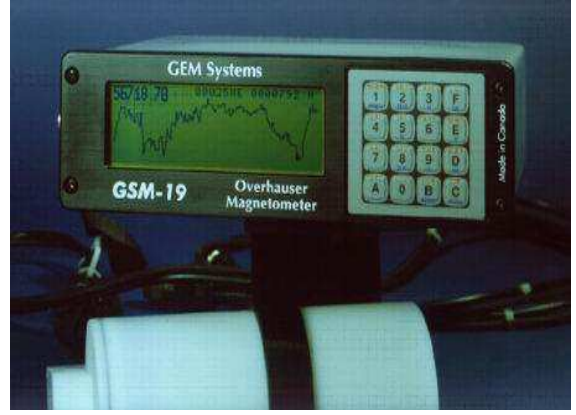
3.2 Medidas absolutas e linha de base

Para a realização das medidas absolutas utilizamos dois equipamentos: o teodolito Zeiss 010B (Figura 3.3(a)) com um sensor fluxgate acoplado e um magnetômetro de prótons overhauser GSM-19. O sensor fluxgate acoplado ao teodolito está ligado por um fio à eletrônica Bartington 128H que auxilia nas medições de D e I. Esta eletrônica deve ficar a uma distância segura do sensor para que não cause ruído nas medidas. O magnetômetro de prótons (Figura 3.3(b)) é utilizado nas medições absolutas da componente F.

O teodolito utilizado nas medidas de D e I possui uma precisão de 1" [2]. Por sua vez, o magnetômetro utilizado nas medidas de F possui a precisão de 0.01 nT [17]. Com as medidas de D, I e F conseguimos calcular todas as componentes do campo geomagnético. Além do cálculo das componentes, são feitas as linhas de base que nos fornecerão os dados integrais, da semana ou do mês, de todas as componentes do campo geomagnético.



(a)



(b)

Figura 3.3: Teodolito com o sensor Fluxgate utilizado nas medições da Declinação (D) e da Inclinação (I) do campo geomagnético (a) e magnetômetro de prótons utilizado na medição da componente total (F) do campo geomagnético (b).

O funcionamento do sensor fluxgate acoplado à luneta do teodolito segue o mesmo princípio do equipamento das medidas variacionais. Já o magnetômetro de prótons tem um outro tipo de funcionamento. Este magnetômetro consiste de um cilindro rico em núcleos de hidrogênio (prótons) com um campo magnético induzido por uma corrente em anel que envolve esse cilindro. Quando os prótons ficam submetidos a um campo externo o momento magnético deles tende a ficar paralelo à direção das linhas desse campo. Quando essa corrente é desligada, os prótons ficam apenas sob a presença do campo geomagnético e os seus momentos tenderão a se alinhar com ele. Mas, antes de se alinhar, os prótons irão precessionar em torno do campo geomagnético \mathbf{B} a uma frequência ν_p . Esta frequência de precessão e o campo \mathbf{B} são diretamente proporcionais [16]:

$$\mathbf{B} = \frac{2\pi\nu_p}{\gamma_p} = \omega_l \quad (3.1)$$

onde γ_p é razão giromagnética do próton, que tem valor conhecido (0.267513 Hz/nT), e ω_l é a frequência de Larmor que representa a frequência angular de precessão dos prótons durante alinhamento com o campo \mathbf{B} . A partir dessa equação, basta que se determine a frequência de Larmor que a intensidade do campo geomagnético será conhecida.

As medições absolutas num observatório magnético seguem diversas etapas. Atualmente todo o processo necessita do manuseio humano, mas estudos recentes buscam automatizar todos os movimentos para as medições da declinação e da inclinação do campo [11]. Toda a mecânica do procedimento atual de medições é explicada em detalhes no apêndice A. Como pode ser observado neste apêndice, as medidas seguem um protocolo rigoroso para que sejam minimizados os erros das medições.

Durante as medições absolutas, realizadas em média duas vezes por semana, alguns cuidados devem ser tomados para que o observador não cause problemas nas observações. Objetos metálicos, como relógios e cintos, devem ser deixados do lado de fora da casa das medidas absolutas. Alguns exemplos de distúrbios causados por objetos metálicos são mostrados na tabela 3.1.

Objeto	D(m)
Alfinete	1
Cinto	1
Relógio	1
Caneta metálica	1
Faca	2
Chave de fenda	2
Revolver	3
Martelo	4
Bicicleta	7
Moto	20
Carro	40
Ônibus	80

Tabela 3.1: Distância D em metros na qual alguns objetos comuns produzem uma variação de cerca de 1 nT no magnetômetro. Fonte: Jankowski & Sucksdorff, 1996 [24].

Antes de se iniciar o procedimento das medidas deve-se também verificar o nivelamento do teodolito sobre o pilar. Este equipamento deve estar perfeitamente paralelo à horizontal, caso contrário o ângulos de D e I inferidos pelo equipamento podem estar distorcidos de alguns minutos de arco.

Existem duas formas de se nivelar o equipamento: a primeira é pelo auxílio dos níveis de bolha que estão no teodolito. Pode-se centralizar todas as bolhas com o ajuste dos pés do equipamento para que ele fique nivelado. A segunda e mais precisa forma é colocar a luneta formando um ângulo de 90° com o eixo vertical, ou seja, paralela ao plano horizontal. Com a luneta nesta posição devemos girar o equipamento com a luneta travada e verificar se esta posição permanece em 90° . Se permanecer significa que o equipamento está bem nivelado. No apêndice A apresentamos um tutorial prático para a realização dessas medições.

Após a certificação dos fatores acima, devemos iniciar as medições. A primeira etapa a ser feita é a observação do azimute (A_z) que nos auxilia no referenciamento geográfico das outras medidas. Esse procedimento é feito com a observação da mira existente no observatório. No total, são feitas 4 medidas do azimute com o intuito de minimizar o erro. Duas medidas são feitas no início da medição de D (com o sensor fluxgate acima e abaixo da luneta) e repetimos o mesmo procedimento ao final desta medição.

Com o término da observação do azimute é feita a medida da declinação D, na qual a luneta deve estar perfeitamente na horizontal. Os valores na escala vertical devem ser iguais a 90° ou 270° . Na posição 90° são feitas duas medidas e na posição 270° são feitas outras duas, ambas com o sensor acima e abaixo. No momento em que, com o auxílio da eletrônica, encontra-se o campo magnético igual a zero, deve-se anotar as horas e fazer a leitura do ângulo no teodolito. O valo nulo para o campo significa que encontramos a posição perpendicular à componente horizontal do campo (H). Resumindo são feitas quatro medidas: com o sensor abaixo e a oeste do meridiano magnético (P_{n1}), com o sensor acima e a oeste do meridiano (P_{n2}), com o sensor abaixo e a leste do meridiano magnético (P_{n3}) e com o sensor abaixo e o sensor a leste do meridiano magnético (P_{n4}). Assim, é feita uma média com essas medidas com o objetivo de minimizar o erro. A média P_n é então dada por:

$$P_n = \frac{(P_{n1} + P_{n2} + P_{n3} + P_{n4})}{4} \quad (3.2)$$

Então são feitas duas medidas num sentido perpendicular ao meridiano magnético e as outras duas estão num sentido oposto, ou seja, a 180° das duas primeiras medidas. Antes de fazer este cálculo da medida, necessita-se que seja subtraído 180° das duas medidas que possuem a maior distância (em graus) do norte magnético. Para o nosso caso, foi conveniente o cálculo desses ângulos girando o teodolito no sentido horário. Dessa maneira podemos efetuar o cálculo da declinação D , que é dada pela seguinte fórmula:

$$D = (P_n - 90^\circ) - (M - A_z) \quad (3.3)$$

onde M é a média das quatro medidas feitas da mira (duas antes e duas depois da medida de D) e A_z é o azimute, o ângulo entre a linha que liga o pilar do teodolito e a mira ao norte geográfico. Este último ângulo é fixo e calculado ao fim da construção dos pilares e das miras do observatório. Para uma melhor visualização deste cálculo a figura 3.4 mostra os ângulos medidos e calculados pela equação 3.3. Note que na figura define-se o ângulo de 0° do teodolito como uma posição qualquer na circunferência e as outras medidas são feitas a partir desse ponto.

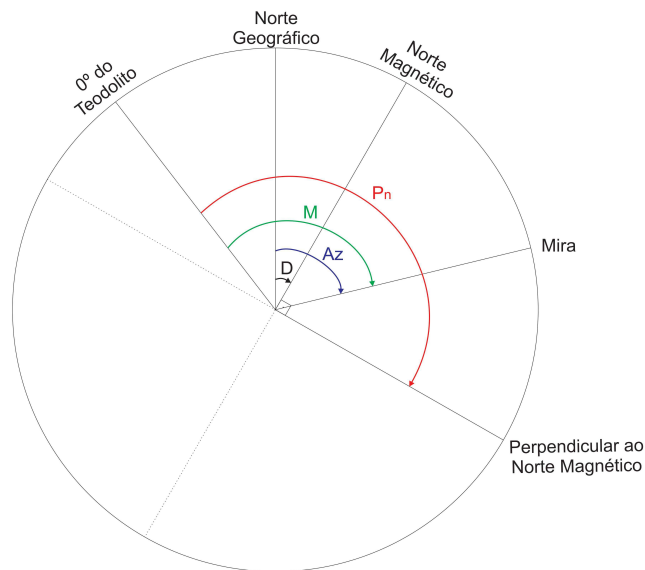


Figura 3.4: Ângulos medidos e calculados para a determinação da declinação magnética (D).

Para auxiliar nos cálculos e no controle de todo o processo é utilizada uma planilha em excel para anotação das horas e dos valores obtidos em cada medição. Mais detalhes sobre a utilização da planilha encontra-se no apêndice A. Após o término da medição da declinação iniciamos o procedimento para o cálculo da inclinação (I). Antes, porém, devemos ligar o magnetômetro de prótons para iniciar a aquisição da componente total do campo (F).

Na medição de I, ajusta-se o teodolito para que o eixo do sensor fluxgate fique alinhado com o meridiano magnético. Isso porque a inclinação é o ângulo que a componente H (que tem a mesma direção do meridiano magnético) faz com a intensidade total F. Com o cálculo de D, é possível medir o ângulo da direção perpendicular ao meridiano, então se somarmos ou diminuirmos 90° a esse valor o sensor fluxgate estará na mesma direção do meridiano magnético. Assim, basta travar a rotação no plano horizontal do teodolito e girar a luneta com o sensor até encontrar a posição em que os números da eletrônica se anulam, ou seja, a posição perpendicular ao campo F.

Nesse caso, também efetuamos quatro medidas com o intuito de minimizar os erros. Em um sentido do meridiano magnético realizam-se duas medidas com o sensor acima e abaixo da luneta, e no sentido oposto outras duas medidas, novamente com o sensor acima e abaixo da luneta. Após esses procedimentos encontram-se os valores dos ângulos perpendiculares à direção de F, e basta que seja somado ou diminuído 90° para obter o valor da inclinação (I). Ao fim da medição de I, desliga-se o magnetômetro que estava medindo F.

Porém, mesmo com o cuidado de se repetir quatro vezes cada medida, os dados podem conter algum ruído. Um dos erros mais comuns é o que acontece no instante em que se observa a eletrônica para se registrar a hora em que ela zera por completo. Na realidade, esse valor só é zero de uma forma idealizada. Podemos calcular esse erro para cada medida de P_n que foi feita. Usa-se a técnica “próximo do zero” (close-to-zero) [24]:

$$\Delta P_n = \arcsin\left(\frac{S}{H}\right) \quad (3.4)$$

onde S é o valor em nanoteslas que aparece no visor da eletrônica e H é um valor aproximado da componente H da região. O sinal desta correção depende de qual é a posição positiva do sensor fluxgate. Se o campo medido pela eletrônica é positivo quando a luneta do teodolito aponta para o norte magnético então as correções quando se tenta zerar a eletrônica apontando para oeste terão um sinal oposto ao de S , e as correções quando se estiver apontando para leste terão o mesmo sinal de S . Para o caso em que os valores do campo são positivos quando a luneta aponta para o sul magnético, as situações descritas anteriormente se invertem.

Por exemplo, a componente H para a região do Pantanal dada pelo IGRF [10] tem um valor médio para o ano de 2012 de 22040.9 nT. Pela fórmula anterior, pode-se adotar um valor aproximado para a componente H. Logo, será adotado para este exemplo o valor de 22000 nT para H. A eletrônica utilizada para se procurar a posição perpendicular ao campo (onde ele é igual a zero) apresenta valores com precisão de milésimos de nT no seu visor. Pode-se dizer que em uma das medidas o valor de S foi de 0.002 nT. Assim, a correção que deveria ser feita nos dados seria de:

$$\Delta P_n = \arcsin\left(\frac{0.002}{22000}\right) = 0.02'' \quad (3.5)$$

Nota-se que para os equipamentos modernos, que tem uma precisão grande nas suas leituras, essa correção influencia muito pouco nos dados. Mas para uma situação onde o equipamento não tenha tanta precisão essa correção se faz necessária. Essa técnica para corrigir este erro na medida de D também pode ser utilizada para as medidas da inclinação I. Para a medida de F, feita pelo magnetômetro de prótons, existe um outro tipo mais simples de correção.

O ideal durante as medidas absolutas seria se a medida de F ocorresse no mesmo instante e no mesmo local que são feitas as medidas de D e I . Porém, isso não é possível. Dessa forma, o F tem que ser medido num local diferente. Assim, deve-se saber a diferença entre o campo medido no local real e o local onde se mede D e I . Se, por exemplo, esse valor for de 2 nT para menos no local em que são feitas as medidas de F , todos os valores que serão utilizados de F devem ser acrescidos de 2 nT para que se tenha o campo no local em que são feitas as medidas de D e I . Essa diferença se mantém constante ao longo de meses a menos que ocorra alguma tempestade magnética. A recomendação é que essa diferença seja calculada todos os anos, para que variações do campo com períodos mais longos não possam influenciar nessa diferença local.

Uma outra correção que se pode fazer nos dados são correções periódicas. Se um observatório for contruído num local inóspito e após alguns anos forem instaladas, por exemplo, redes de alta tensão, picos com a frequência da rede serão observados nos dados. Assim, durante o processamento dos dados deve-se utilizar algum programa que filtre esses ruídos periódicos. No Brasil, a frequência usual das redes elétricas é de 60 Hz, logo deve-se usar um filtro que subtraia esses ruídos dos dados. Os equipamentos que ficarão no Pantanal e os equipamentos atuais como um todo já possuem essa correção. No observatório do Pantanal, que está localizado dentro de uma reserva ambiental, acredita-se que não haverão problemas desse tipo.

O cálculo da linha de base, que será usada para a construção das curvas de evolução temporal das componentes do campo geomagnético, é bem simples. Tendo os valores absolutos de D , I e F , conseguimos calcular as outras componentes do campo para o instante em que cada uma dessas componentes foi calculada. Então, os dados que foram medidos pelo variômetro no mesmo instante em que foram calculados D , I e F são transferidos para o computador.

Por exemplo, às 9:00 de uma terça-feira foi calculada a componente X , com um valor de 23050 nT. Nesse mesmo instante o variômetro registrou o valor de 50 nT para esta componente. O ponto na linha de base que representa as 9:00 horas desta medição é obtido pela subtração da variação do valor absoluto calculado. Dessa forma teremos um ponto num gráfico de X pelo tempo de 23000 nT às nove horas. No entanto, para calcular uma linha de base precisamos de dois pontos e assim devemos fazer uma segunda medida absoluta e repetir o procedimento que já descrevemos para encontrar o segundo ponto. Podemos, por exemplo, na quinta-feira desta mesma semana, calcular de forma absoluta o valor para X e encontrarmos o valor de 23115 nT às 12:00. Neste mesmo horário o variômetro registrou um valor de 113 nT para a variação de X . Sendo assim, com a subtração, tem-se o segundo ponto do nosso gráfico com o valor de 23002 nT. Nota-se que a linha de base a partir desses dois pontos não formará uma reta paralela à horizontal, mas com o acréscimo de muitos pontos ao longo do ano, a linha de base deve tender a uma reta paralela à horizontal (exemplo: figura 3.5). Com esses pontos, desenha-se uma curva que é obtida com um ajuste linear sobre os pontos obtidos com as medidas absolutas e as variações ao longo do ano.

Idealmente esses pontos devem formar uma reta de inclinação zero durante um ano. Cada componente possui uma linha de base. Com essas curvas calculadas, somam-se os valores das variações de cada componente a elas para que as curvas das variações temporais de cada componente sejam obtidas.

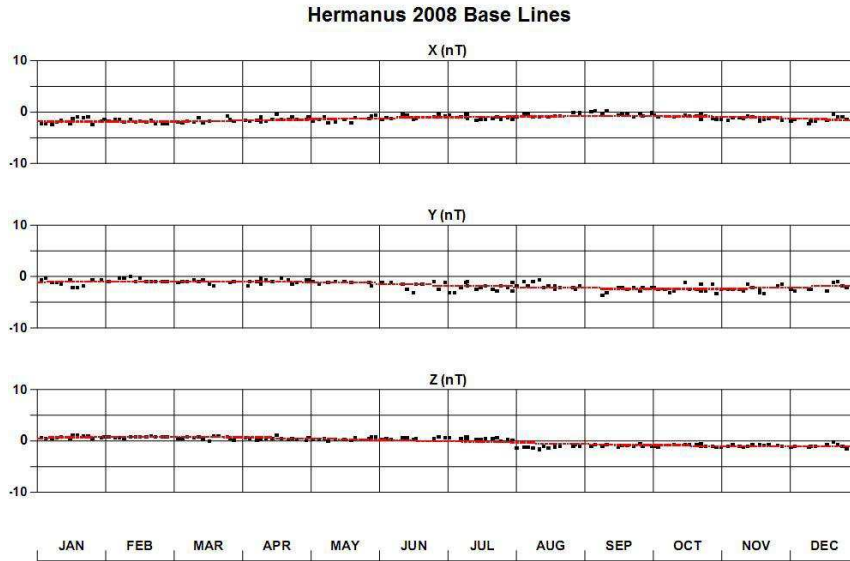


Figura 3.5: Evolução da linha de base durante o ano de 2008 para o observatório magnético de Hermanus, na África do Sul. As componentes X, Y e Z apresentam um comportamento muito satisfatório para esse ano.

3.3 Rotinas de um observatório

Todo o trabalho envolvido num observatório magnético exige uma rotina cuidadosa. As visitas feitas à casa do variômetro e à casa das medidas absolutas devem ser anotadas num caderno de controle com a informação da hora e do observador. Isso possibilita a análise de um possível distúrbio nos dados calculados. Diariamente deve-se verificar se o computador ligado ao fluxgate da casa do variômetro continua fazendo a aquisição de dados e se a transmissão para o INTERMAGNET e para o ON continua sendo feita.

Em cada medida absoluta deve-se tomar todos os cuidados anteriormente citados (como não portar objetos metálicos e nivelar o equipamento) e seguir um protocolo durante toda a medição (apêndice A). Os dados obtidos pelo magnetômetro de prótons devem ser descarregados para a utilização do valor de F na hora em que as medidas de I foram feitas. A regularidade das medidas absolutas aumenta a confiabilidade das linhas de base que serão calculadas. Se os pontos que fornecem a linha de base não estiverem formando uma reta (Fig. 3.6), todo o procedimento feito para as medidas absolutas e variacionais deve ser revisto com o objetivo de encontrar o que causou esta oscilação.

Por exemplo, em Korte et al. (2009) [26], analisa-se a linha de base de um ano inteiro para o observatório magnético de Villa Remedios (VRE), na Bolívia. Na figura 3.6 nota-se que a linha de base para as componentes H e Z apresentam variações nas suas tendências ao longo do ano. Neste artigo, este comportamento é justificado por oscilações no pilar que sustenta o equipamento. Porém, as linhas de base dessas componentes também podem sofrer oscilações com variação de temperatura ocorrida ao longo do ano. No Pantanal, esperamos que algo semelhante aconteça com as medidas, pois o clima dessa região apresenta comportamentos regulares de secas (altas temperaturas) e cheias (temperaturas mais amenas).

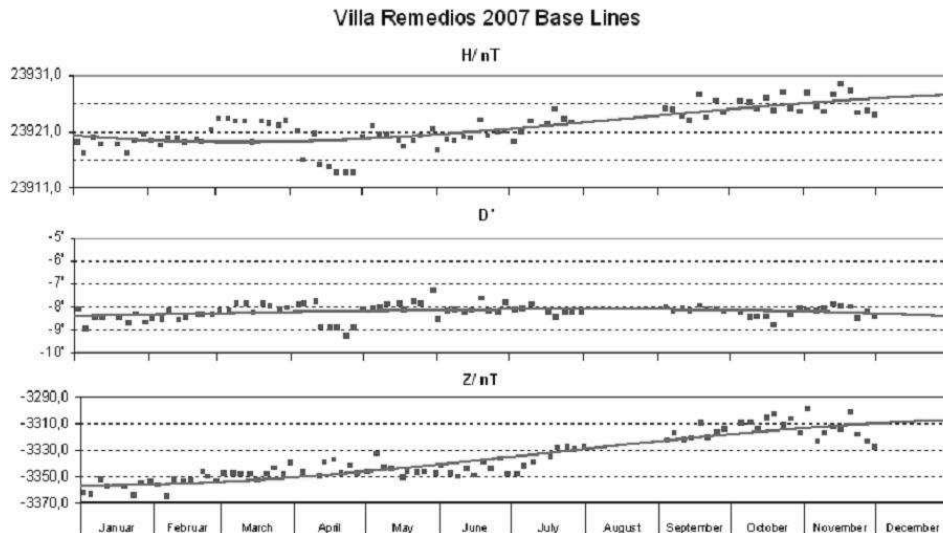


Figura 3.6: Exemplos da dinâmica da linha de base para diferentes componentes (H, D e Z) durante o ano de 2007 no observatório magnético de Villa Remedios na Bolívia. Retirado de Korte et al. (2009) [26].

Mensalmente deve-se verificar todos os componentes elétricos e eletrônicos que estão instalados no observatório. As baterias que alimentam os computadores que registram as medidas variacionais devem ser trocadas e recarregadas. O magnetômetro de prótons que mede o campo total (F) deve ser também recarregado regularmente.

3.4 Transmissão dos dados

Outro ponto importante para o bom funcionamento de um observatório magnético é a sua eficiência na transmissão dos dados medidos. Todos os dados calculados após todas as etapas da medição devem ser enviados para a rede INTERMAGNET e para o ON. Para tal deve-se possuir uma internet estável e de qualidade para que os dados medidos diariamente possam ser enviados em tempo real.

Os dados enviados ao ON também devem conter todas as informações do procedimento adotado em cada medida. Essa informações incluem o nome dos observadores, o horário em que foram feitas as medidas, as planilhas utilizadas em cada medição absoluta, as linhas de base e os dados brutos. Com isso, poderemos controlar regularmente a atividade e a qualidade dos dados provenientes do observatório.

Planejamos criar uma rede nacional com os dados provenientes de todos os observatórios já existentes e os que estão em fase de construção. Assim poderemos, por exemplo, identificar em tempo real a ocorrência de tempestades magnéticas e classificá-las de acordo com a sua intensidade através de índices magnéticos.

Capítulo 4

Análise dos dados da estação magnética do Pantanal

No processo de instalação do observatório do Pantanal, registramos o campo magnético total em uma estação magnética. O objetivo foi avaliar a qualidade dos dados provenientes da região e fazer a comparação desses dados com os de outros observatórios. A estação mediu o campo durante cerca de quatro meses e foram observadas duas tempestades magnéticas. Para uma melhor compreensão sobre as tempestades, será discutido ao longo do capítulo como elas são formadas e quais perturbações elas causaram nos dados medidos em superfície, quais índices geomagnéticos são utilizados para classificá-las e qual a disposição desses observatórios pelo planeta. Por fim, será feita uma análise com “wavelets” para determinar o conteúdo espectral, o início e a duração das tempestades que ocorreram no Pantanal e em outros observatórios usados como exemplo. Essa etapa faz parte do projeto futuro de alerta das tempestades magnéticas no Brasil.

4.1 Tempestades magnéticas

Variações do campo geomagnético de curto período possuem origem predominantemente externa, e o Sol é o principal causador destas variações. O Sol apresenta uma variedade de fenômenos magnéticos em uma ampla escala espacial e temporal, de minutos a centenas de anos, incluindo o famoso ciclo solar de 11 anos [20]. O campo dinâmico do sol gera vários fenômenos conhecidos, como as manchas solares, ejeções de massas coronais, etc. Estes fenômenos causam consequências na Terra, como as tempestades magnéticas.

Grandes tempestades magnéticas já foram observadas, como as que ocorreram em 1859 [34] e em 1989 [38]. Essas tempestades foram classificadas como extremas e atingiram um índice Kp de 9, que é o máximo valor da escala. Tempestades como estas podem causar grandes prejuízos nas áreas de comunicação [6], em linhas de transmissão elétrica e em qualquer tipo de tecnologia que use meios condutores. Estas tempestades ocorrem quando há interação do vento solar com a magnetosfera terrestre. Nessa interação são formadas diversas correntes nessa camada e na ionosfera, que causam perturbações na variação diurna medida nos observatórios e estações do planeta. Essas perturbações são classificadas através de índices que medem a atividade geomagnética.

4.1.1 Magnetosfera e Variação Diurna

A Terra é bombardeada todos os dias por partículas (H^+ , He^{+2} e elétrons) que são expelidas pelo Sol. Essas partículas formam o que chamamos de vento solar. Este vento seria extremamente nocivo à vida na Terra se não fosse a proteção que a magnetosfera faz sobre o planeta. A interação da magnetosfera com o vento solar (Fig. 4.1) gera diversos fenômenos nessa região, como por exemplo corrente de anel em torno do equador magnético, a corrente da magnetopausa, a própria magnetopausa, a corrente de cauda, a lâmina de corrente neutra e as correntes alinhadas ao campo. Todas essas correntes induzem campos magnéticos que contribuem para o campo que é medido em superfície.

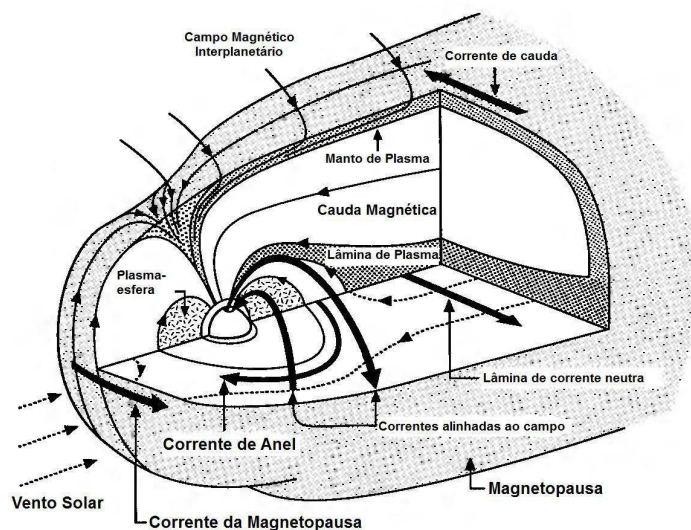


Figura 4.1: Principais componentes da magnetosfera. Adaptado de Kivelson & Russel, 1995 [25].

O vento solar comprime a magnetosfera na região iluminada da Terra. Isto acontece porque as partículas expelidas pelo Sol a cerca de 450 km/s [25] carregam parte do campo magnético solar (chamado de campo magnético interplanetário) e possuem energia e momentum que são transferidos para a magnetosfera na parte diurna da Terra, comprimindo essa camada. No lado noturno o que se nota é o alongamento das linhas de campo formando o que se chama de cauda magnética. Outro processo observado durante essa incidência de partículas é a chamada reconexão magnética. A reconexão magnética ocorre quando as partículas carregadas pelo vento solar conseguem ultrapassar a magnetopausa e atingem a magnetosfera, transferindo energia para esta. As linhas de campo se separam do lado em que há incidência de partículas (diurna) e são reconectadas do lado oposto (noturno).

A magnetopausa é a região entre o interior da magnetosfera e meio interplanetário. Com a incidência do vento solar nesta região formam-se duas correntes em sentidos opostos, uma na sua parte interna e outra na externa sendo que uma dessas correntes aumenta e outra reduz o campo medido em superfície. Ambas as correntes ficam no plano do equador magnético. Essas correntes são denominadas de correntes da magnetopausa.

Uma corrente muito importante, no contexto do observatório do Pantanal, é a corrente de anel. A corrente de anel está localizada em torno do equador magnético e o campo gerado por ela se opõe ao campo natural da Terra, com origem no núcleo. Esta

corrente é formada por íons e elétrons. Os íons sob a ação de efeitos de gradiente e curvatura possuem uma deriva de leste para oeste, com uma energia entre 20 e 200 keV [7]. Já os elétrons, sob as mesmas influências, derivam no sentido oposto mas com uma energia menor do que a dos íons. Portanto, a corrente resultante do movimento dessas partículas gira no sentido de leste para oeste. Durante tempestades magnéticas essa corrente se intensifica muito e grandes perturbações são percebidas no campo medido nos observatórios e estações espalhados pelo globo. Para medições em baixas latitudes as maiores perturbações são sentidas na componente horizontal do campo.

A variação diurna (Fig. 4.2(a)) é uma modulação periódica (24 horas) que é registrada continuamente nos observatórios magnéticos. O aquecimento da parte iluminada da Terra provoca a expansão da atmosfera e por consequência o movimento de íons presentes na ionosfera. Esses íons tendem a se mover de maneira orientada com as linhas de campo magnético. Dessa forma, serão formadas correntes elétricas que induzirão campos magnéticos que sensibilizarão os equipamentos em superfície. Porém, para cada hemisfério essas correntes se comportam de uma maneira; no hemisfério norte a corrente produzida forma vórtices com sentido anti horário e no sul com sentido horário. A composição destas duas correntes gera o que conhecemos por eletrojato equatorial, que é uma corrente em torno do equador magnético que gira de oeste para leste (Fig. 4.2(b)).

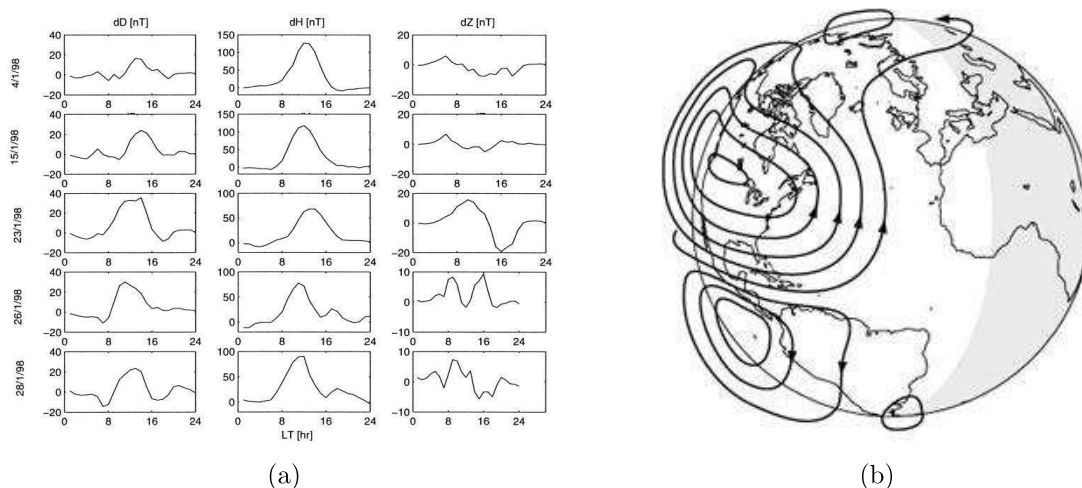


Figura 4.2: A variação diurna é mostrada em 5 dias calmos medidos em janeiro de 1998 no observatório de Huancayo [35] para as componentes H, D e Z (a). Em (b) são mostradas as linhas de correntes formadas na ionosfera que dão origem às variações diurnas e ao eletrojato equatorial (Fonte: http://geomag.usgs.gov/images/ionospheric_current.jpg).

A variação diurna pode ser classificada como: **calma**, caracterizada por registros suaves de todas as componentes magnéticas e **perturbada**, onde o campo varia com grande amplitude, num curto intervalo de tempo, sendo em geral ocasionado por tempestades magnéticas. Uma tempestade magnética segue um padrão geral e pode ser dividida em três etapas (Fig. 4.3): uma primeira, em que o campo medido pelo observatório tem um súbito aumento; uma fase principal, onde a intensidade do campo diminui drasticamente até atingir um mínimo e a fase de recuperação, quando o campo tende a voltar ao seu estado de equilíbrio.

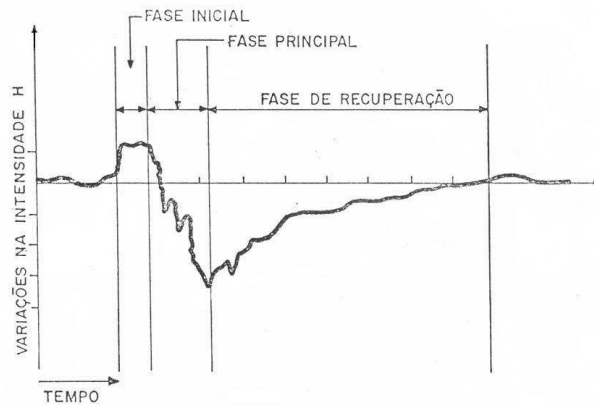


Figura 4.3: As fases de uma tempestade magnética. Adaptado de De Paula, 1987 [9].

4.1.2 Índices Geomagnéticos

Os fenômenos relativos à variabilidade magnética são monitorados por índices [31]. Dependendo da posição geográfica de cada observatório é interessante utilizar índices específicos. Os índices mais utilizados são os índices K (“Kennziffer”), Kp (“Planetarische Kennziffer”), Dst (“Disturbance storm-time”) e o AE (“Auroral Electroject”). O índice K é medido a cada três horas [1], está baseado numa escala semi-logarítmica e representa um parâmetro local para a atividade geomagnética. Este índice possui valores entre 0 e 9 e é calculado pela variação entre o máximo e o mínimo valor de H num intervalo de três horas. Porém, antes de se calcular esta máxima variação é necessário que se retire a variação diurna média para os dias calmos dos registros. Foi calculado pela primeira vez no observatório de Niemeck em 1938, que utiliza até hoje a seguinte tabela de conversão:

Varição de H em nT	Índice K
$\Delta H < 5$	0
$5 \leq \Delta H < 10$	1
$10 \leq \Delta H < 20$	2
$20 \leq \Delta H < 40$	3
$40 \leq \Delta H < 70$	4
$70 \leq \Delta H < 120$	5
$120 \leq \Delta H < 200$	6
$200 \leq \Delta H < 330$	7
$330 \leq \Delta H < 500$	8
$\Delta H \geq 500$	9

Tabela 4.1: Tabela de conversão do índice K para o observatório de Niemeck, na Alemanha.

Entretanto, para a avaliação de uma tempestade global não é conveniente que apenas utilizemos um índice local. O índice Kp é um parâmetro global para a medição da atividade geomagnética e foi proposto exatamente para suprir esta necessidade. Este índice também é calculado a cada três horas e é derivado a partir da média do índice K de 13 observatórios localizados em latitudes subaurorais (Fig. 4.4) [18]. A sua escala é

subdividida em 28 valores num intervalo entre 0 a 9 com acréscimos de 1/3: 0, 0.333, 0.666, 1, ..., 8.333, 8.666, 9. O índice K também é representado da seguinte forma: 0₀, 0₊, 1₋, 1₀, 1₊, ..., 8₋, 8₀, 8₊, 9₋, 9₀.

O índice Dst é calculado usando dados dos observatórios magnéticos de Hermanus (HER) na África do Sul, Honolulu (HON) no Havaí, Kakioka (KAK) no Japão e San Juan (SJG) em Porto Rico. Estes observatórios encontram-se em baixas latitudes (Fig. 4.4). Durante tempestades magnéticas forma-se uma corrente em anel na magnetosfera em torno do equador magnético no sentido de leste para oeste. Essa corrente induz um campo magnético que compete com o campo natural da Terra e o índice Dst tem o objetivo de quantificar esta perturbação [18]. Para isso, analisa-se as variações horárias da componente H destes quatro observatórios. Antes deve-se retirar a variação diurna média para dias calmos dos registros com o intuito de se observar apenas as perturbações na componente. Valores provisórios desse índice podem ser obtidos atualmente em tempo real, no site: http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_realtime/presentmonth/index.html.

O índice AE é utilizado para medir as perturbações causadas pelas tempestades magnéticas em altas latitudes, na região do eletrojo auroral ([18] e [8]). São utilizados para o cálculo deste índice oito observatórios do hemisfério Norte (Fig. 4.4). Ele é calculado usando variações ao minuto da componente H. Para tal deve-se, assim como no índice Dst, subtrair a variação diurna média para dias calmos dessas curvas de maneira que se tenha apenas as perturbações do campo. Na figura 4.4 são mostrados os observatórios utilizados para calcular os índices Kp, Dst e AE.

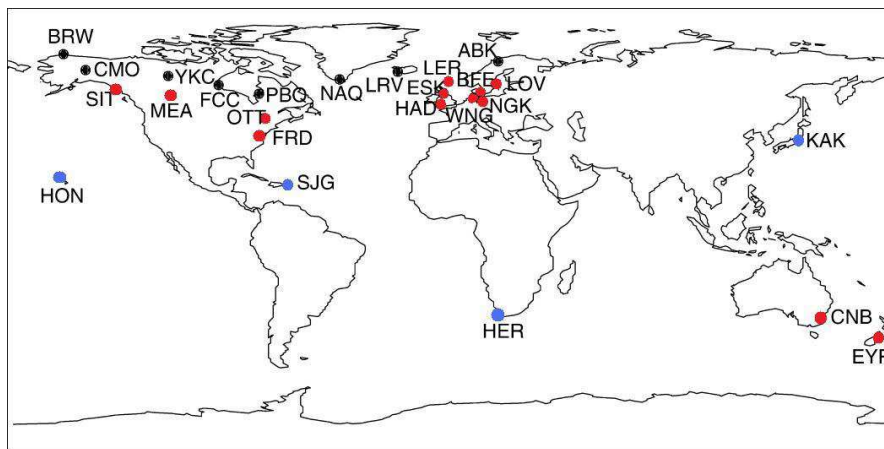


Figura 4.4: Distribuição global dos observatórios utilizados para o cálculo dos índices geomagnéticos Kp (vermelho), Dst (azul) e AE (preto). Adaptado de Gubbins & Herrero-Bervera, 2007 [18].

Para regiões de baixas latitudes, como é o caso do Pantanal, utiliza-se em geral os índices Dst e Kp para analisar as intensidades das tempestades magnéticas. A tabela 4.2 mostra a classificação de tempestades magnéticas pelo índice Kp (dada pelo NGDC) e usando o índice Dst ([14], [27]). Tempestades são sentidas de formas diferentes em diferentes latitudes. Regiões em altas latitudes, próximas aos polos, e a região da AMAS, onde o campo geomagnético é mínimo, sofrem maior incidência de partículas advindas do espaço. Por isso, durante tempestades magnéticas há riscos de sofrerem danos mais severos em satélites, torres de transmissão elétrica (risco de apagões) e fortes interferências

nos meios de comunicação que estejam ali localizadas. Já em médias latitudes o campo sofre variações de menor intensidade que em altas latitudes e na região da AMAS.

Classificação	Descrição	Índice Kp	Índice Dst
G5	Extrema	Kp = 9	Dst \leq -350 nT
G4	Severa	Kp = 8 e 9-	-350 nT < Dst \leq -200 nT
G3	Forte	Kp = 7	-200 nT < Dst \leq -100 nT
G2	Moderada	Kp = 6	-100 nT < Dst \leq -50 nT
G1	Fraca	Kp = 5	-50 nT < Dst \leq -30 nT
G0	Sem tempestade	Kp = 0 a 4	Dst > -30 nT

Tabela 4.2: Classificação das tempestades magnéticas através dos índices Kp e Dst.

4.2 A série de dados do Pantanal

Os dados da estação magnética do Pantanal foram obtidos do dia 28 de setembro de 2011 até o dia 25 de janeiro 2012. Iniciou-se a análise no dia 29 de setembro por termos práticos, já que o dia 28 de setembro continha dados incompletos. Utilizamos, para a aquisição dos dados, o magnetômetro de prótons GSM-19 (Fig. 4.5), já apresentado no capítulo anterior. A série de dados não contém nenhuma lacuna e o equipamento foi alimentado durante esses aproximadamente 4 meses por baterias, que apenas no último mês passaram a ser regarregadas diariamente por placas solares. O campo geomagnético foi registrado a cada 10 segundos pelo equipamento mas, para facilitar a comparação com outros observatórios pertencentes ao INTERMAGNET, utilizamos 1 minuto como a resolução para as análises.



Figura 4.5: Estação instalada no Pantanal para a medição do campo geomagnético total (F).

A figura 4.6 mostra os dados obtidos durante esses 119 dias em análise. Observa-se que a série de dados engloba o campo total F (em nanoteslas) variando no tempo (em

dias corridos do ano). A série de dados tem início no dia 272 do ano de 2011 e finaliza no dia 25 do ano seguinte. Seguindo um padrão internacional, ajustamos o relógio do equipamento para UT (Universal Time). Isso facilita a comparação com dados de outros observatórios no mundo, que também seguem este padrão INTERMAGNET.

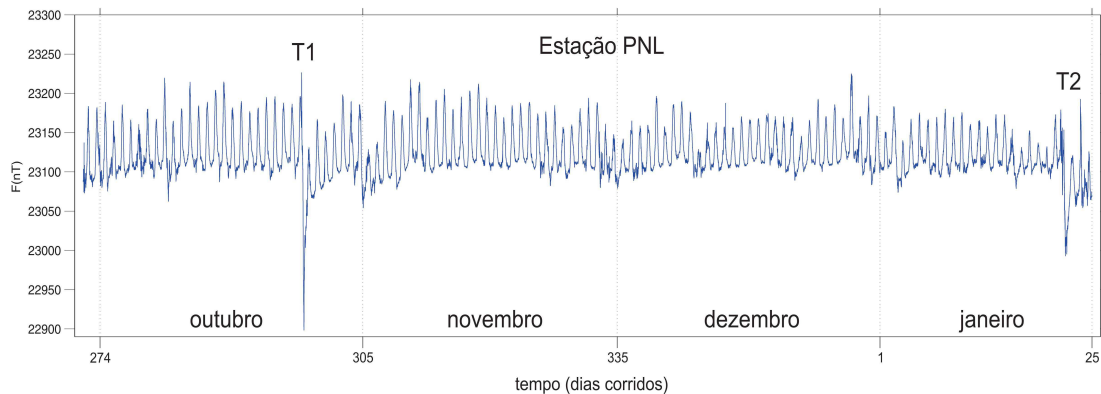


Figura 4.6: Dados dos 119 dias em que a estação do Pantanal mediu a componente F do campo geomagnético. T1 e T2 indicam as duas tempestades ocorridas durante o período.

Na figura 4.7, foi feita uma estatística básica dos dados obtidos no Pantanal. A componente F, durante esses 4 meses, teve um valor médio de 23120 nT. O valor máximo registrado foi de 23330 nT durante a primeira tempestade magnética e um valor mínimo de 22900 nT, também obtido durante a primeira tempestade. Assim, a máxima variação neste período atingiu um valor de 330 nT.

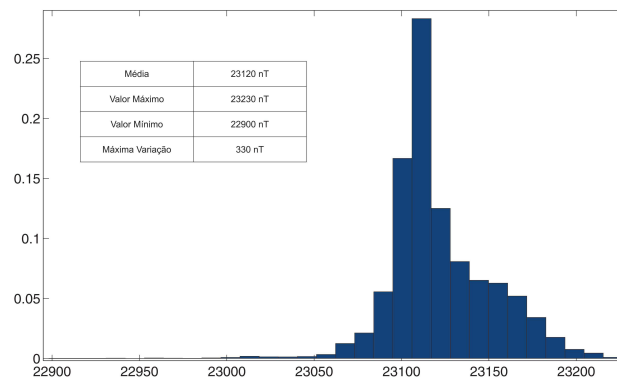


Figura 4.7: Histograma com as informações sobre a médias, os valores máximo e mínimo alcançados no período de aquisição e a máxima variação.

O campo magnético total (F) apresentou um comportamento perturbado na região do Pantanal em dois diferentes períodos. Com o acompanhamento de índices geomagnéticos e dados de outros observatórios, constataram-se que esses dois períodos foram equivalentes a duas tempestades geomagnéticas. As tempestades foram nomeadas como T1 e T2 para facilitar a descrição a seguir. Na figura 4.8 as tempestades são mostradas com mais detalhes permitindo uma melhor identificação da variação do campo no período

perturbado. A primeira tempestade ocorreu entre os dias 24 e 25 de outubro de 2011 e a segunda entre os dias 21 e 24 de janeiro de 2012.

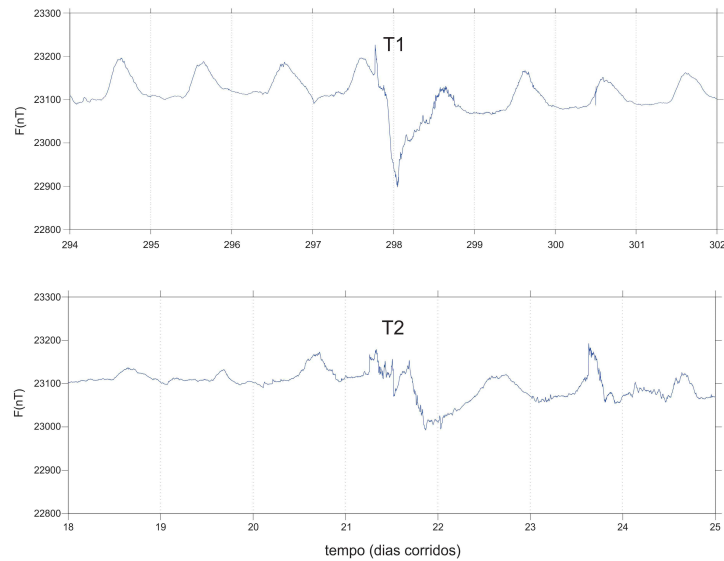


Figura 4.8: Tempestades magnéticas medidas na estação magnética do Pantanal: T1, entre os dias 24 e 25 de outubro de 2011, e T2, entre os dias 21 e 24 de janeiro de 2012.

4.3 Análise comparativa dos dados do Pantanal

Gráficos comparativos com observatórios localizados a latitudes semelhantes às do PNL e outros com longitudes semelhantes às do PNL foram feitos. Foram escolhidos os observatórios com a melhor cobertura de dados para o período em análise: no total seis observatórios foram selecionados (tabela 4.3). Na figura 4.9 é representada a distribuição global dos observatórios utilizados na comparação.

Observatório (Sigla)	Colatitude (Graus)	Longitude Leste (Graus)
Pantanal (PNL)	106,68	303,82
Ascension Island (ASC)	97,95	345,62
Kakadu (KDU)	102,69	132,47
Pamatai (PPT)	107,57	210,42
Port Stanley (PST)	141,70	302,11
San Juan (SJG)	71,89	293,85
St John's (STJ)	42,40	307,32

Tabela 4.3: Localização geográfica do observatório do Pantanal e dos outros observatórios utilizados neste estudo. Fonte: INTERMAGNET.

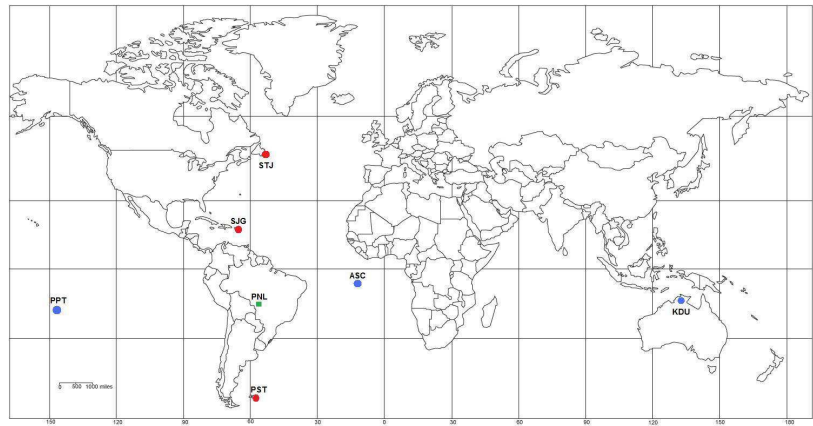


Figura 4.9: Distribuição global dos observatórios magnéticos utilizados nesse estudo. Em azul os observatórios a latitudes semelhantes à do PNL e em vermelho os de longitude semelhante.

4.3.1 Tempestade T1

A primeira tempestade magnética registrada pelos equipamentos na região do Pantanal ocorreu nos dias 24 e 25 de outubro de 2011. Essa tempestade causou fortes perturbações nos dados do Pantanal e em outros observatórios espalhados pelo globo. A figura 4.10 mostra esta tempestade (T1) medida na estação do Pantanal e em outros observatórios localizados a latitudes próximas (ASC, KDU e PPT).

Como pode ser observado, em magnitude o observatório do Pantanal apresentou uma perturbação mais forte nos dados. Enquanto a variação máxima da componente F no Pantanal foi de cerca de 330 nT, nos outros observatórios esse valor atingiu em média 150 nT. Acreditamos que isso se deva a proximidade que o PNL tem do centro da AMAS. Como a AMAS representa um mínimo no valor do campo, a região acaba favorecendo a incidência de partículas do espaço e a desproteção contra o vento solar, que carrega consigo além de partículas o campo magnético solar.

Nessas figuras observamos claramente o comportamento usual de uma tempestade magnética, com o aumento do módulo do campo registrado e um decréscimo acentuado logo em seguida. Após este decréscimo segue a recuperação do campo ao estado anterior de estabilidade.

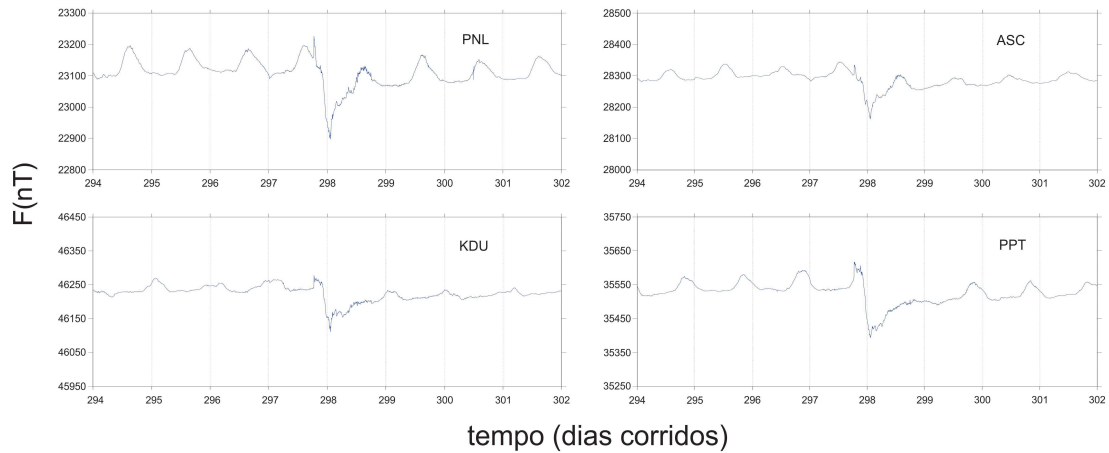


Figura 4.10: Tempestade T1 comparada com observatórios em latitudes semelhantes às do PNL. Os observatórios da comparação são: Ascencion Island (ASC), Kakadu (KDU) e Pamatai (PPT).

Esta tempestade foi classificada como forte através dos índices globais Kp e Dst. Na figura 4.11 representamos a variação dos índices Dst (à esquerda) e Kp (à direita). O índice Dst atinge um mínimo valor de -137 nT nas primeiras horas do dia 25 e o índice Kp atingiu o valor 7+ também no começo do dia 25, o que está de acordo com os dados medidos no PNL e nas outras estações da figura 4.10. O campo atingiu o seu mínimo valor na região do Pantanal nas primeiras horas do dia 25 e o início súbito ocorreu algumas horas antes do dia 25. O mesmo foi observado nos outros observatórios usados neste trabalho.

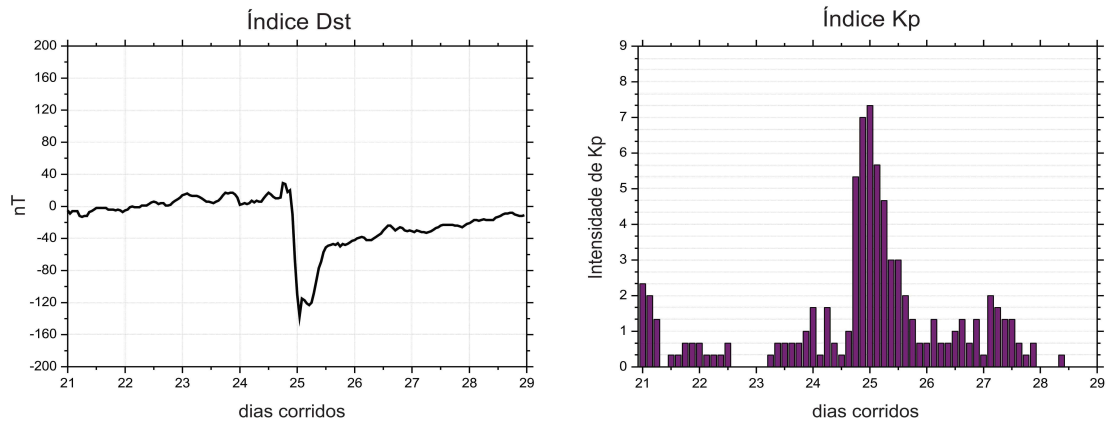


Figura 4.11: Variação dos índices Dst e Kp durante a tempestade magnética T1. O gráfico a esquerda representa o índice Dst (variação em nT/tempo). O gráfico a direita mostra os valores do índice Kp nos dias em que a tempestade magnética ocorreu.

Na figura 4.12 comparamos os dados do PNL com observatórios em longitudes semelhantes. Os dados do Pantanal também estão em concordância com os dados dessas estações. Nota-se que o observatório de St. Johns (STJ), por estar numa latitude mais elevada também apresenta uma grande variação (cerca de 360 nT). Isto ocorre devido a

sua proximidade com o eletrojato auroral, que induz um campo magnético e causa uma perturbação intensa nos registros dos observatórios em altas latitudes. Todos esses observatórios também registraram a tempestade T1 da forma usual, com um começo repentino (ssc - “sudden storm commencements”), seguido por uma queda acentuada e um período de recuperação.

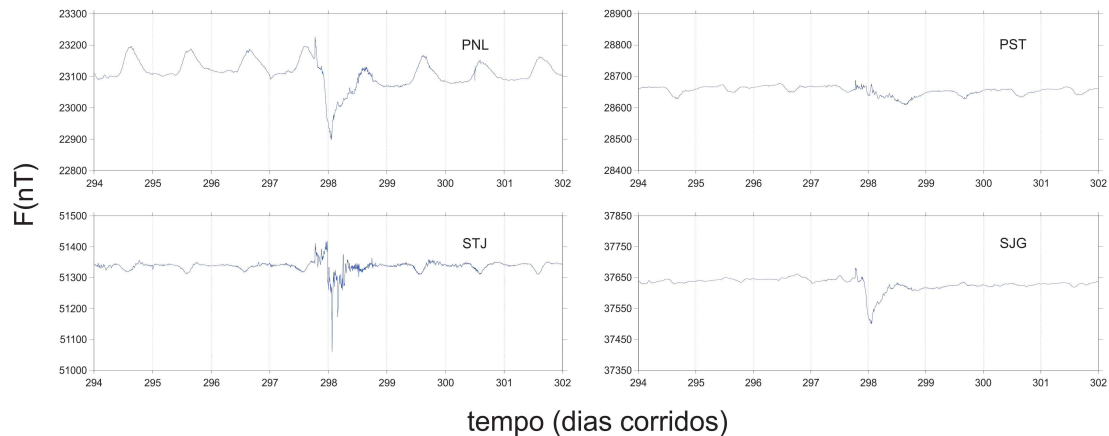


Figura 4.12: Tempestade T1 comparada com observatórios a longitudes semelhantes às do PNL. Os observatórios da comparação são: Port Stanley (PST), San Juan (SJG) e St John’s (STJ).

4.3.2 Tempestade T2

A segunda tempestade registrada no Pantanal ocorreu entre os dias 21 e 24 de janeiro de 2012. Essa tempestade teve um comportamento bem diferente de T1. A tempestade T2 apresentou menor intensidade e são observados dois inícios típicos de tempestade. Uma ocorreu próximo ao dia 22 e outra próximo ao dia 24. Acreditamos que isso seja resultado do impacto de duas ondas de choque de vento solar distintas que foram geradas a partir de emissões de massa coronal em dois momentos consecutivos pelo Sol.

Nesta segunda tempestade os registros do PNL apresentaram uma variabilidade próxima as dos outros observatórios. Enquanto no Pantanal o campo teve uma máxima variação de aproximadamente 190 nT entre as duas ondas de choque, os outros observatórios (a latitudes semelhantes) registraram uma variação máxima 160 nT para o observatório ASC, 130 nT para KDU e PPT. As curvas comparativas desses observatórios em latitudes semelhantes encontra-se na figura 4.13.

Essa tempestade também apresentou o comportamento usual em suas curvas: início súbito, fase principal e recuperação. Porém, este comportamento ocorreu duas vezes: uma no dia 21 e outra no dia 23 de janeiro. Este fenômeno foi observado em todos os observatórios analisados e os dados do PNL apresentaram concordância com os mesmos.

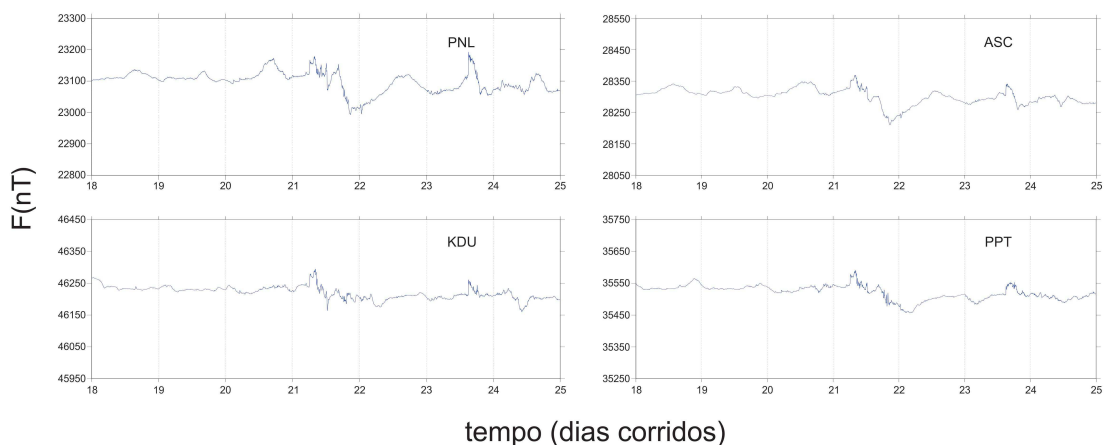


Figura 4.13: Tempestade T2 comparada com observatórios em latitudes semelhantes às do PNL. Os observatórios da comparação são: Ascencion Island (ASC), Kakadu (KDU) e Pamatai (PPT).

Os índices globais Dst e Kp, para os dias em que ocorreu a tempestade T2, são mostrados na figura 4.14. Observa-se que o índice Dst apresentou dois momentos de quedas bruscas, uma após o início do dia 22 e outro nas primeiras horas do dia 24. O menor valor para o índice foi alcançado nas primeiras horas do dia 23, sendo este valor igual a -69 nT. Nesta mesma figura, do lado direito é apresentado um histograma para a variação de Kp a cada três horas. Este índice também registrou os dois picos que ocorreram nesta tempestade. Um deles próximo ao dia 23 e o outro nas proximidades do dia 25. O máximo valor atingido por Kp ocorreu nas primeiras três horas do dia 23, quando o valor do índice chegou a 5.

A classificação da tempestade T2 foi moderada, usando o índice Dst como parâmetro, e fraca segundo o índice Kp. Essa pequena diferença pode ser justificada pela configuração de observatórios utilizados no cálculo de cada um dos índices, sendo o índice Dst mais representativo na classificação de tempestades magnéticas para médias e baixas latitudes, como é o caso do Pantanal.

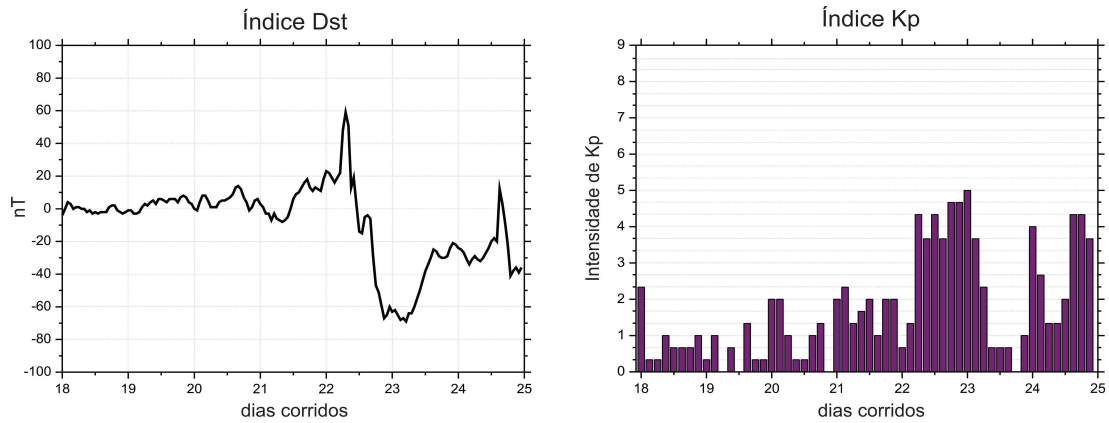


Figura 4.14: Variação dos índices Dst e Kp durante a tempestade magnética T2. O gráfico a esquerda representa o índice Dst (variação em nT/tempo). O gráfico a direita mostra os valores do índice Kp nos dias em que a tempestade magnética ocorreu.

Além das comparações a latitudes semelhantes (Fig. 4.13), comparamos também os registros do Pantanal com observatórios a longitudes semelhantes (Fig. 4.15). Pode-se perceber que também houve bastante concordância entre os dados, onde os dados do Pantanal seguiram o mesmo padrão geral de início e fim da tempestade. A variação da componente F desses observatórios ficou abaixo da variação ocorrida na estação do Pantanal. Esta tempestade apresentou um comportamento distinto da tempestade magnética T1, apresentando duas tempestades em sequência e com uma menor intensidade na variação do campo do que a primeira.

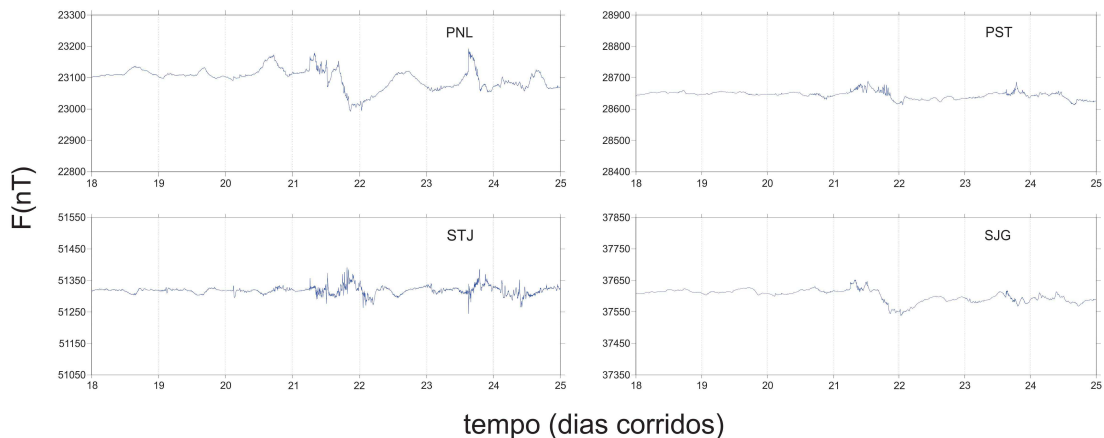


Figura 4.15: Tempestade T2 comparada com observatórios a longitudes semelhantes às do PNL. Os observatórios da comparação são: Port Stanley (PST), San Juan (SJG) e St John's (STJ).

Objetiva-se, num futuro próximo, criar um sistema de classificação e alerta de tempestades magnéticas com os dados dos observatórios no Brasil. Como no início de uma tempestade magnética o campo tem um repentino aumento da sua magnitude, se tivermos uma ferramenta que detecta essa mudança de tendência abrupta dos dados conseguiremos

constatar o início exato de cada tempestade. Uma das técnicas que podem registrar essa mudança de tendência é a análise dos dados com a transformada “wavelet”.

4.4 Transformada wavelet

A análise de wavelet foi inicialmente proposta por Jean Morlet [15] para o tratamento de dados geofísicos. A wavelet é uma extensão da análise de Fourier, sendo que ambas objetivam transformar a informação de um sinal em coeficientes. As duas principais características que diferem o método wavelet dos demais são as propriedades de dilatação, pela variação da escala (s), e translação que é o deslocamento ao longo do sinal.

Uma wavelet ψ é uma função cuja área total sob a curva é nula, ou seja, a sua média é zero:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0. \quad (4.1)$$

Esta função é dilatada através de um parâmetro de escala s e ela é transladada utilizando um parâmetro u :

$$\psi_{u,s}(t) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi\left(\frac{t-u}{s}\right). \quad (4.2)$$

onde $\frac{1}{\sqrt{s}}$ tem a função de conservar a norma ([23] e [30]).

A transformada de wavelet de uma função qualquer f em uma escala s e posição u é calculada através da correlação desta função com a wavelet, ou seja:

$$Wf(u, s) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \frac{1}{\sqrt{s}} \psi^*\left(\frac{t-u}{s}\right) dt = f * \psi'_s(u). \quad (4.3)$$

onde $\psi'_s(u) = \frac{1}{\sqrt{s}} \psi^*\left(\frac{-t}{s}\right)$. A transformada de wavelet pode ser dividida em algumas etapas [33]. Primeiramente, a wavelet escolhida para análise é comparada com a primeira seção do sinal e em seguida é gerado um coeficiente (C) que indica o grau de equivalência que existe entre o sinal e a wavelet de análise. Quanto maior for o C, maior será a similaridade entre as curvas. A seguir a wavelet percorre todo o sinal, calculando coeficientes C a cada etapa (Fig. 4.16). Depois de terminado, a escala da wavelet é mudada e se repete o processo já descrito até que sejam usados todos os valores até o valor máximo da escala escolhida. Assim a janela percorre todo o sinal que se quer analisar e para cada escala o espectro é calculado. No final é gerado um conjunto de representações tempo-frequência do sinal com diferentes resoluções. Por esta razão interpreta-se que a wavelet apresenta uma análise de multiresolução.

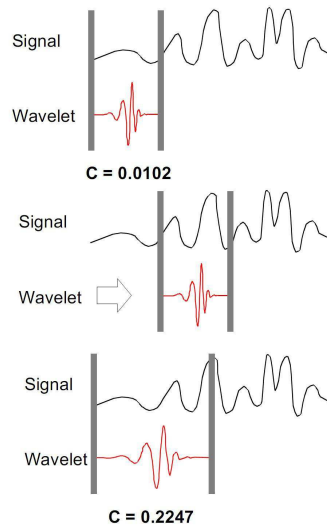


Figura 4.16: Etapas simplificadas do processo de transformada wavelet contínua.

A transformada de wavelet pode identificar estruturas localizadas do sinal com um procedimento de “zoom”, reduzindo o parâmetro de escala. Singularidades podem ser detectadas através do máximo local da transformada de wavelet em pequenas escalas. Para a análise dos dados do Pantanal utilizamos a transformada wavelet 1-D da interface do programa MATLAB. A wavelet de análise escolhida foi a “coiflet3”.

Na figura 4.17 mostramos o resultado da decomposição usando wavelet nos dados da tempestade T1 do Pantanal. Pode-se notar que o início da tempestade fica bem marcado na decomposição para altas frequências (do d_1 ao d_7). Entretanto, a identificação do início da tempestade fica mais clara a partir da escala d_4 até a d_1 , no final do dia 24 de outubro. Entre os dias 27 e 28 há um ruído no sinal que pode ser identificado a partir da escala d_3 até a d_1 . Com essa decomposição para altas frequências é possível detectar exatamente a mudança de tendência que ocorre nos dados no início da tempestade, fornecendo a informação do instante em que ela começou. Com isso, calcula-se que o início da tempestade T1 ocorreu às 17 h 51 min do dia 24 de outubro, na estação do Pantanal. A duração da tempestade é outro parâmetro que pode ser analisado pela wavelet. No caso do Pantanal nota-se que d_4 delimita bem a duração do evento, que foi de 24 horas e 38 minutos.

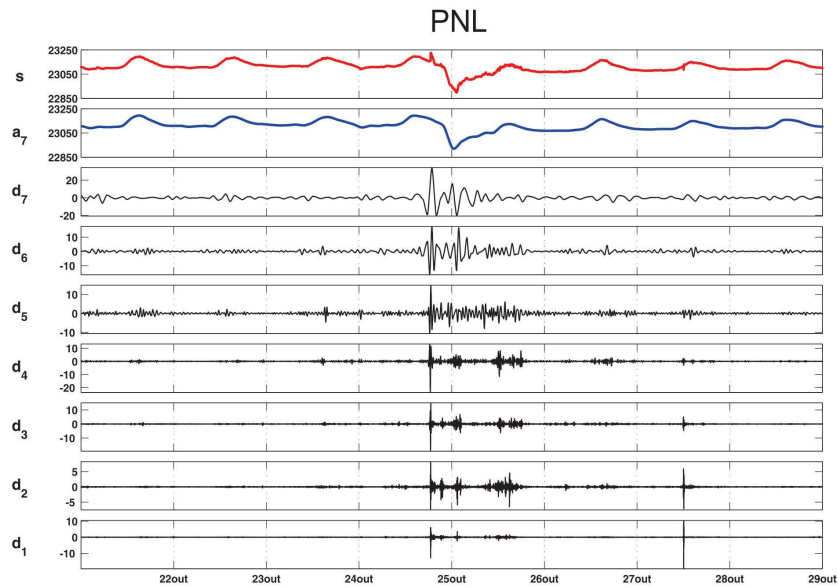


Figura 4.17: Decomposição usando o método de wavelets, para dados da tempestade T1 medida pela estação do Pantanal. Na figura, “s” representa os dados originais, a_7 é uma decomposição para mais baixas frequências e d_{1-7} são as decomposições para mais altas frequências.

A tabela 4.4 mostra o início da tempestade em todos os observatórios estudados e a suas respectivas durações. Utilizou-se para esta análise a decomposição d_4 , pois marcava bem o início e o fim das tempestades em todos os observatórios. O início das tempestades foi interpretado como o momento em que a tendência da variação diurna se tornava perturbada, ou seja, surgia um pico no espectro da decomposição. O final da tempestade magnética foi extraído dos dados utilizando o mesmo critério, com a diferença de que registrávamos o instante em que os picos deixavam de existir no espectro. Observa-se que os observatórios PST, SJG e STJ apresentaram uma duração incomum a dos outros. Porém, os dados registraram um início muito próximo para todos os observatórios analisados, o que era de se esperar visto que o vento solar que causa as tempestades atinge o planeta integralmente.

Observatório (Sigla)	Início	Duração
Pantanal (PNL)	17:51	24 horas e 38 minutos
Ascension Island (ASC)	17:52	24 horas e 35 minutos
Kakadu (KDU)	17:52	24 horas e 53 minutos
Pamatai (PPT)	17:52	24 horas e 36 minutos
Port Stanley (PST)	17:51	26 horas e 20 minutos
San Juan (SJG)	17:52	26 horas e 27 minutos
St John’s (STJ)	18:08	26 horas

Tabela 4.4: Informações sobre a hora do início e a duração da tempestade magnética T1 que ocorreu entre os dias 24 e 25 de outubro de 2011.

As figuras 4.18 e 4.19 representam a mesma análise realizada para os dados do Pantanal só que feita para os observatórios localizados a latitudes e longitudes semelhantes,

respectivamente. Na primeira delas a decomposição d1 mostra que todos os observatórios concordaram com os dados do Pantanal em relação ao início da tempestade. O mesmo ocorre para os observatórios a longitudes semelhantes às do Pantanal, registrando o início da tempestade no mesmo instante. De um modo geral, os dados do PNL se comportam de maneira bastante satisfatória, com baixos ruídos e de acordo com o início global da tempestade magnética.

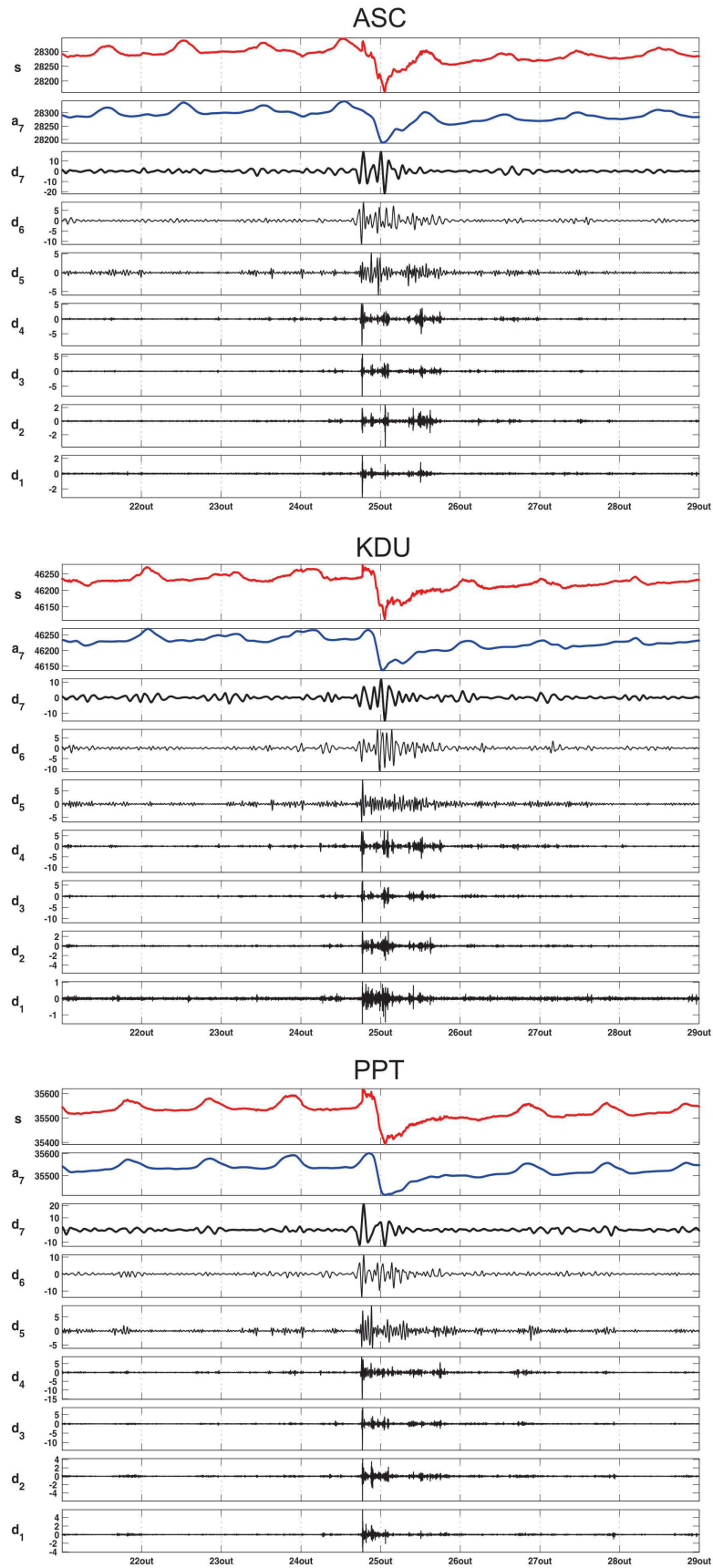


Figura 4.18: Decomposição usando o método de wavelets, para dados dos observatórios a latitudes semelhantes às do Pantanal no período da tempestade T1: Ascension Island (ASC), Kakadu (KDU) e Pamatai (PPT). 48

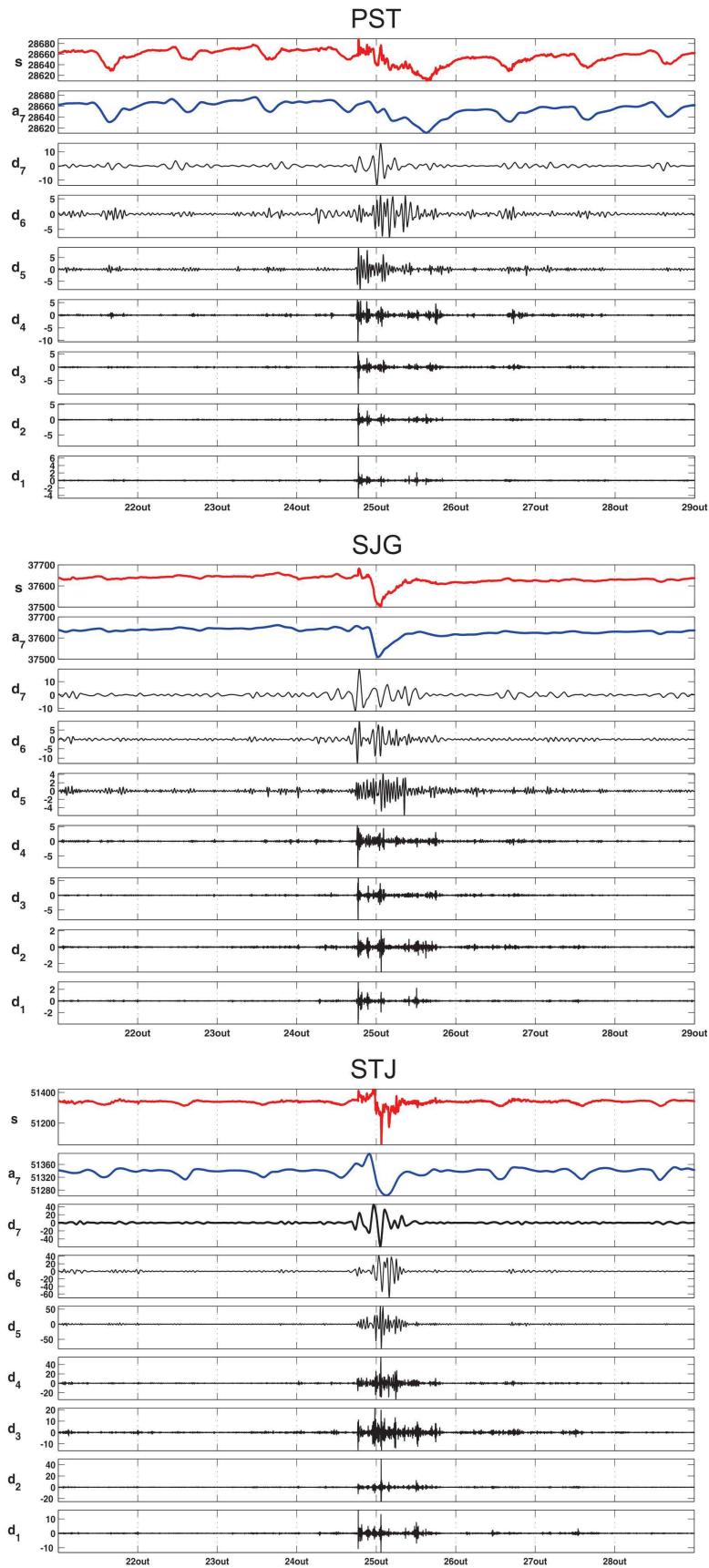


Figura 4.19: Decomposição usando o método de wavelets, para dados dos observatórios a longitudes semelhantes às do Pantanal no período da tempestade T1: Port Stanley (PST), San Juan (SJG) e St John's (STJ).⁴⁹

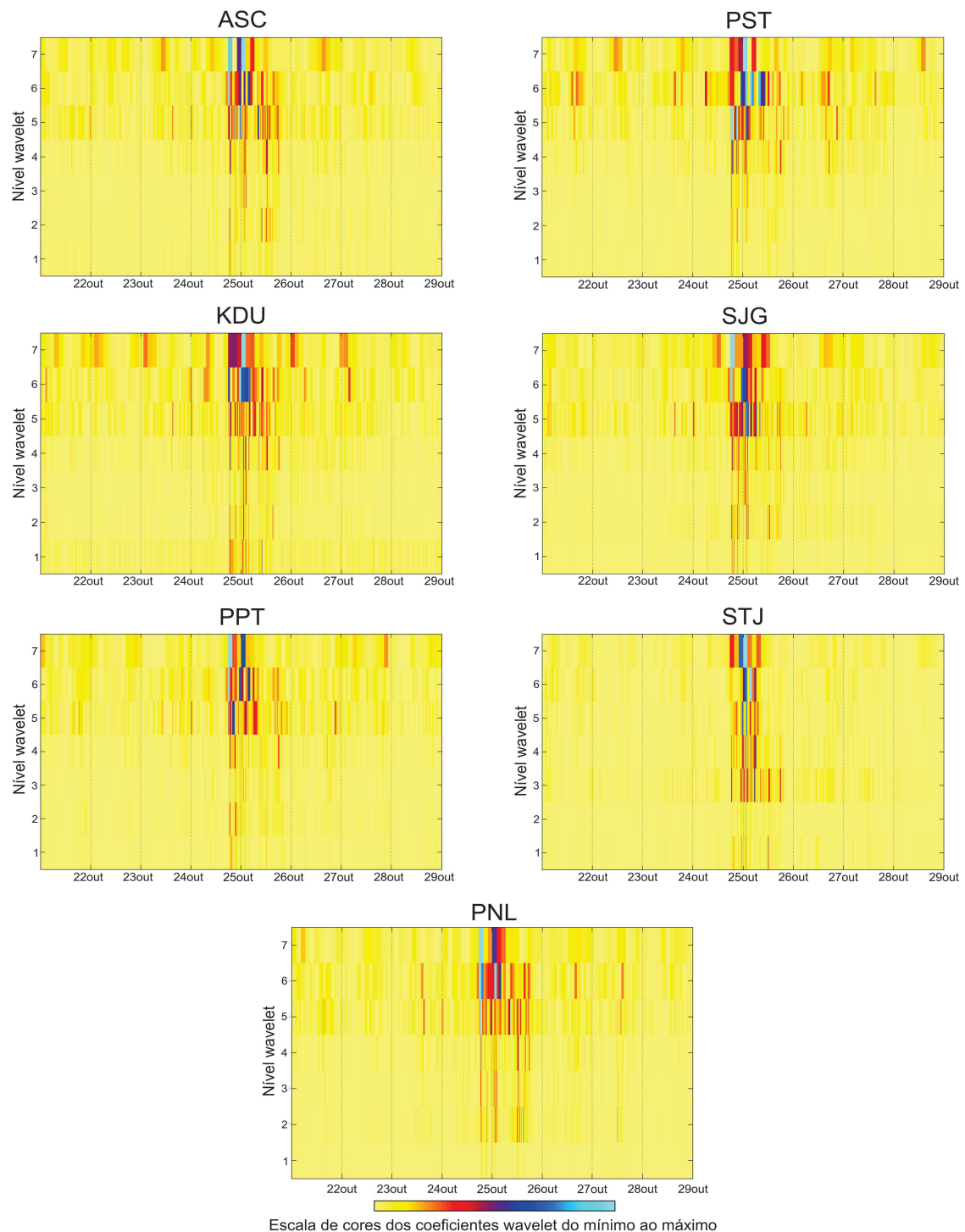


Figura 4.20: Transformadas de wavelet dos dados de diferentes observatórios, do dia 21 a 29 de outubro de 2011. Os observatórios ASC, KDU e PPT estão localizados em latitudes próximas ao Pantanal (PNL), enquanto os observatórios PST, SJG e STJ estão em longitudes próximas.

A mesma análise com wavelets foi realizada para a tempestade T2. Diferente do que ocorreu em T1, no caso de T2 surgiram dois picos indicativos dos impactos das duas ondas de choque que atingiram o planeta (Fig. 4.21). A primeira mudança brusca da tendência das curvas ocorreu às 05 h 50 min do dia 21 e a segunda às 13 h 15 min do dia

23 de janeiro no Pantanal. Estas horas foram obtidas analisando a decomposição d4 da figura 4.21, onde são analisadas as altas frequências dos dados.

Percebe-se também que o ajuste no nível a7 ficou de acordo com os dados obtidos, onde seria visto a variação diurna sem o conteúdo de mais alta frequência da tempestade magnética. Da decomposição de mais baixa frequência (d7) até a mais alta (d1), as duas ondas de choque da tempestade foram percebidas.

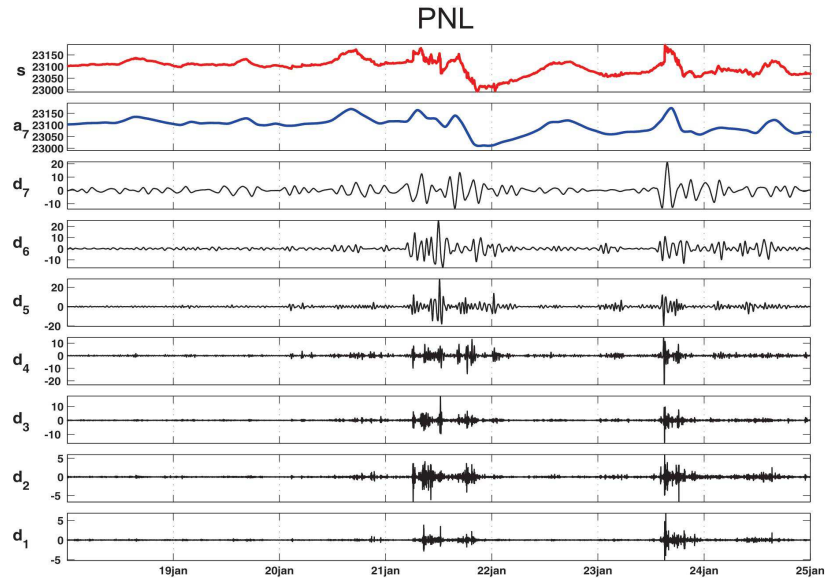


Figura 4.21: Decomposição usando o método de wavelets, para dados da tempestade T2 medida pela estação do Pantanal.

Foram dispostos na tabela 4.5 as horas do início das duas pequenas tempestades que ocorreram em T2. Listamos também a duração da primeira parte desta tempestade magnética, que ocorreu entre os dias 21 e 22 de janeiro. Na segunda parte desta tempestade não constam os valores de duração pois, seguindo os mesmos critérios que utilizamos para a tempestade magnética T1, os dados continuaram perturbados até o início do dia 25 de janeiro, onde termina a série analisada. Nota-se que a primeira parte da tempestade T2 apresentou um comportamento regular de início global mas a segunda parte não apresentou a mesma característica. A duração da primeira apresentou homogeneidade, com exceção do observatório STJ, que durou aproximadamente uma hora a mais.

Observatório (Sigla)	Início (1ª parte)	Duração (1ª parte)	Início (2ª parte)
Pantanal (PNL)	05:50	22 horas e 18 minutos	13:15
Ascension Island (ASC)	05:51	22 horas e 18 minutos	13:15
Kakadu (KDU)	05:51	22 horas e 50 minutos	13:34
Pamatai (PPT)	05:51	22 horas e 1 minuto	11:15
Port Stanley (PST)	05:53	22 horas e 07 minutos	14:37
San Juan (SJG)	05:52	22 horas e 15 minutos	14:06
St John's (STJ)	05:56	23 horas e 10 minutos	14:44

Tabela 4.5: Informações sobre a hora do início e a duração da primeira parte da tempestade magnética T2 que ocorreu entre os dias 21 e 22 de janeiro de 2012 e a hora do início da segunda parte dessa tempestade, que ocorreu no dia 23 de janeiro.

Nas figuras 4.22 e 4.23 analisaram-se os dados dos observatórios a latitudes e longitudes semelhantes as do PNL, respectivamente. Em ambas as figuras contrastata-se a concordância com respeito ao início das duas ondas de choque da tempestade T2 e entre elas e os registro do PNL. Nos dados de PPT existe um pico na decomposição de mais alta frequência (d1) no dia 22 às 20 h 23 min, que representa um ruído nos dados. No geral, os dados não apresentaram mais ruídos perceptíveis pela nossa análise.

A figura 4.24 mostra a transformada de wavelet dos dados do Pantanal e de todos os outros observatórios analisados. Como verificou-se nos dados, o observatório que apresenta o maior conteúdo espectral para a análise da tempestades foi o observatório do Pantanal. Isto fornece um panorama da variabilidade espectral que o campo apresentou, sendo que a maior variação ocorreu durante a tempestade.

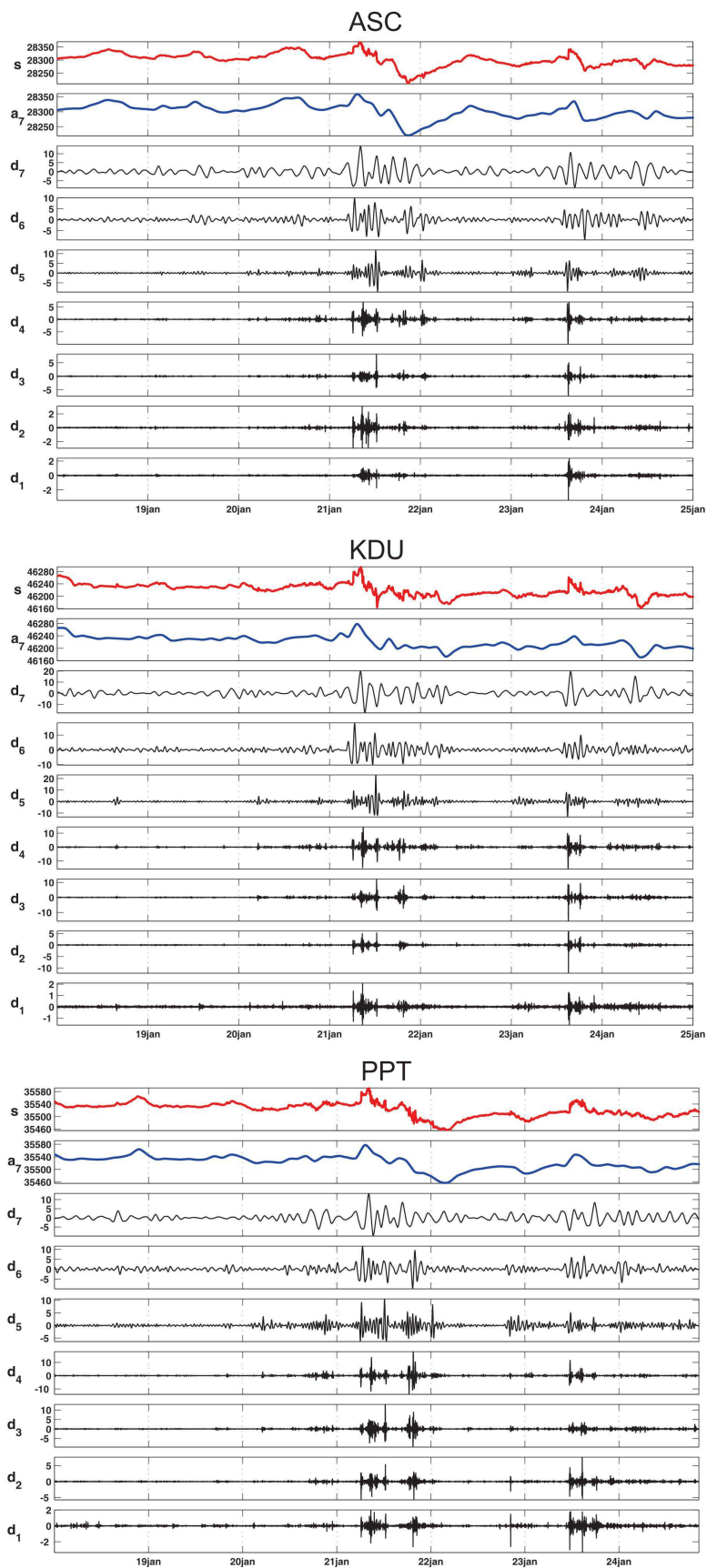


Figura 4.22: Decomposição usando o método de wavelets, para dados dos observatórios a latitudes semelhantes às do Pantanal no período da tempestade T2: Ascension Island (ASC), Kakadu (KDU) e Pamatai (PPT).

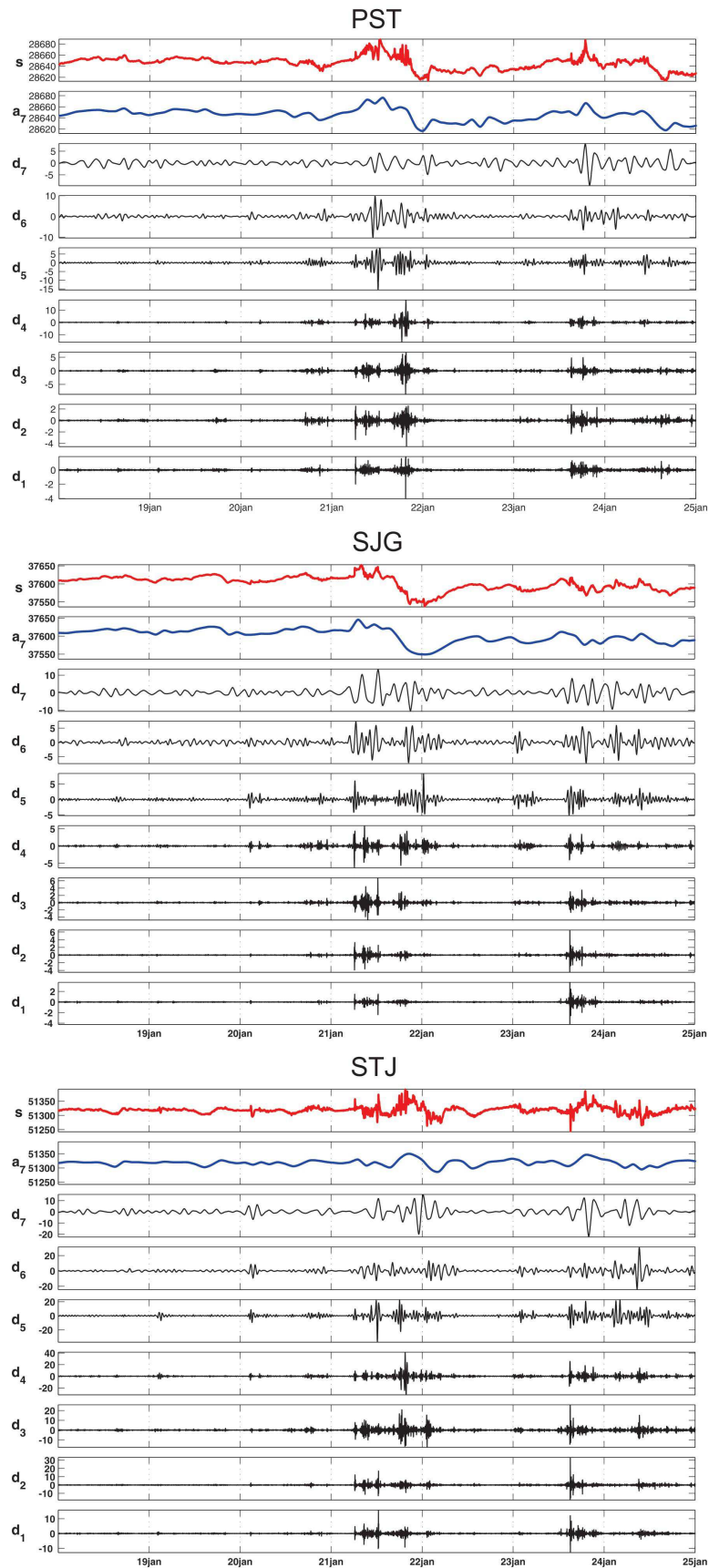


Figura 4.23: Decomposição usando o método de wavelets, para dados dos observatórios a latitudes semelhantes às do Pantanal no período da tempestade T2: Port Stanley (PST), San Juan (SJG) e St John's (STJ).

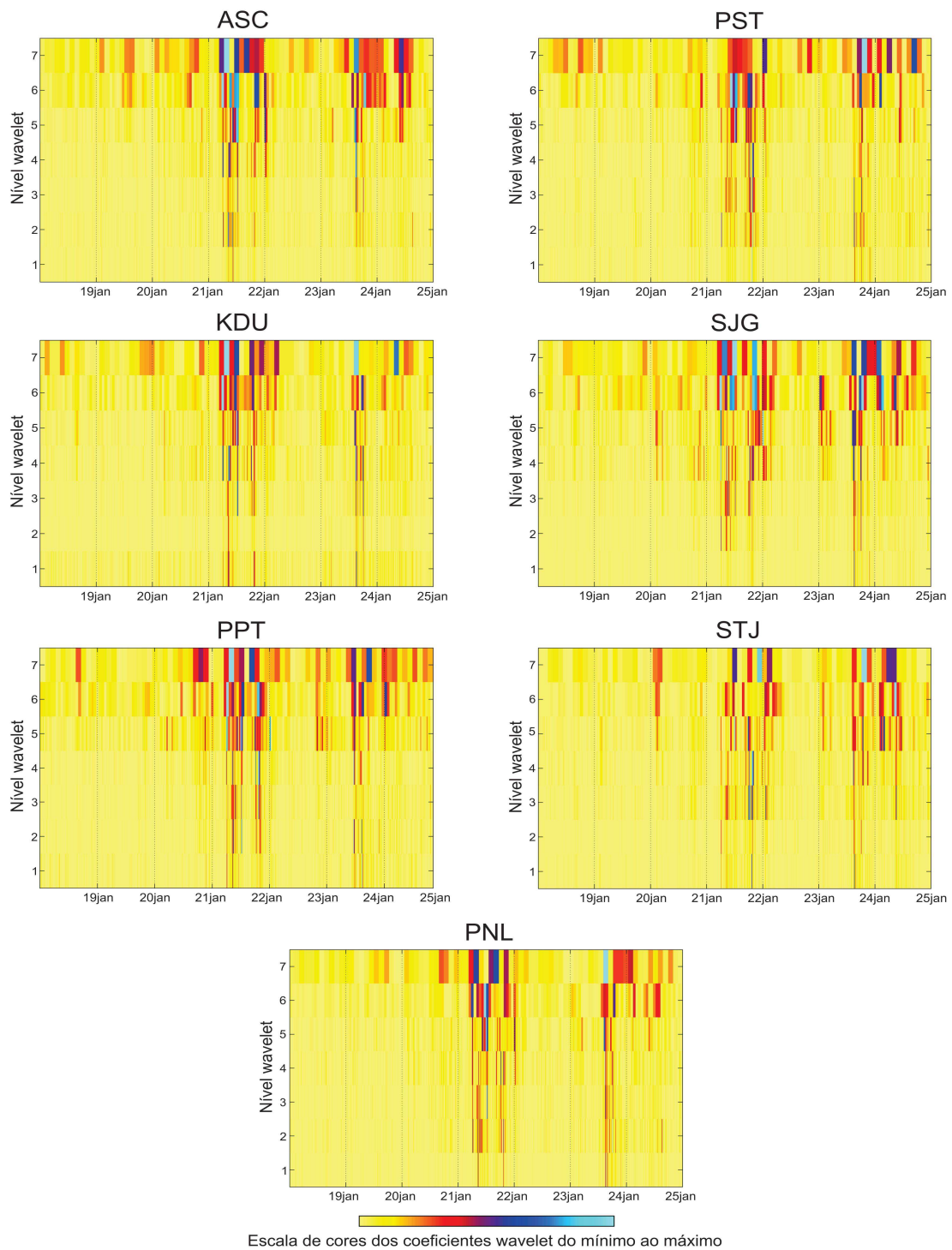


Figura 4.24: Transformadas de wavelet dos dados de diferentes observatórios, do dia 19 a 25 de janeiro de 2012. Os observatórios ASC, KDU e PPT estão localizados em latitudes próximas ao Pantanal (PNL), enquanto os observatórios PST, SJG e STJ estão em longitudes próximas.

Capítulo 5

Conclusão

Nesta dissertação de mestrado foram analisados os procedimentos de instalação e processamento de dados de observatórios magnéticos. A construção do Observatório do Pantanal (OBS-PNL) foi usada como estudo de caso. Todas as etapas de instalação do OBS-PNL, desde a escolha do local até a realização dos testes com dados magnéticos, foram discutidas neste trabalho.

A primeira etapa para instalação do OBS-PNL foi a escolha da área livre de interferências magnéticas. Na etapa seguinte medimos o gradiente magnético da área selecionada com o objetivo de verificar a existência de possíveis anomalias. O resultado mostrou um baixo gradiente, em torno ± 0.5 nT/m, na maior parte da área. Porém, numa pequena região do mapa observou-se um gradiente maior, atingindo $+3.5$ nT/m. Com objetivo de identificar os possíveis objetos metálicos causadores das anomalias, foram feitas rasas escavações e retirados pequenos arames de ferro enterrados no solo. A gradiometria magnética foi refeita e como resultado houve uma diminuição considerável da anomalia.

Todos os materiais que utilizamos na construção do observatório, como pregos de latão, cimento e pedras, foram testados previamente. Os testes foram realizados utilizando o magnetômetro de prótons, para verificar a possibilidade de magnetismo nos materiais que influenciaria as medições do campo magnético natural. Os materiais foram selecionados de acordo com o resultado positivo dos testes. As plantas das casas do variômetro e das medidas absolutas foram elaboradas neste trabalho, seguindo os padrões de dimensões e isolamento térmico, sugeridos pela IAGA.

Uma das etapas mais fundamentais na instalação de um observatório magnético é o treinamento da equipe para execução das medidas absolutas com alto padrão de qualidade. Neste trabalho, foi elaborado um manual de como devem ser feitas as medidas absolutas. O manual inclui um exemplo prático realizado no observatório magnético de Vassouras e a ilustração de todos os passos necessários até a conclusão da medida absoluta. Este material contribuirá para o treinamento tanto da equipe do Pantanal quanto dos futuros observatórios. Além do manual, foram discutidos os temas sobre medidas variacionais e como são calculadas as linhas de base. Todos os equipamentos que devem ser utilizados num observatório foram mencionados, incluindo a especificação técnica daqueles instalados no Pantanal. A última etapa na instalação de um observatório magnético é a transmissão de dados, que foi descrita para o caso da transmissão dos dados do Pantanal para o Observatório Nacional e para o INTERMAGNET.

Com a finalidade de realizar uma análise prévia dos dados magnéticos na região do Pantanal, antes da finalização do observatório, uma estação magnética foi instalada entre

os dias 29 de setembro de 2011 e 25 de janeiro de 2012. O campo total (F) medido nesta estação foi comparado com outros observatórios INTERMAGNET e como resultado foi observado uma boa qualidade dos dados do Pantanal. Durante estes quatro meses de observações, ocorreram duas tempestades magnéticas: entre os dias 24 e 25 de outubro e entre 21 e 24 de janeiro. O comportamento dessas tempestades magnéticas foi comparado aos de observatórios de diferentes latitudes e longitudes. Foi realizada uma análise de dados utilizando “wavelets” para a filtragem do sinal e detecção do início súbito das tempestades e suas durações, registradas no Pantanal.

Perspectivas futuras

As próximas etapas para a construção do observatório do Pantanal, que serão realizadas em abril, são: testes de temperatura no interior da casa do variômetro, testes de estabilidade dos pilares das casas e marcações dos azimutes dos pilares em relação às miras. A instalação dos equipamentos será feita em maio pela equipe do Observatório Nacional e GFZ-Alemanha. Logo após a instalação dos equipamentos, a equipe do SESC-Pantanal será treinada para a execução das medidas absolutas, quando os primeiros testes de linha de base poderão ser feitos. Estima-se que em junho o observatório do Pantanal estará em pleno funcionamento enviando dados em tempo real para o Observatório Nacional.

O projeto para o futuro doutorado envolve a construção de quatro novos observatórios: Amazônia, Pernambuco, Tocantins e Ilha de Trindade. Neste projeto há dois objetivos principais:

- i. Análise do campo magnético externo e sistema de alerta de tempestades magnéticas do Brasil. As tempestades magnéticas são mais comumente analisadas usando a componente horizontal do campo (H), que é mais afetada pela corrente em anel (“ring current”), intensificada durante uma tempestade. O índice Dst, por exemplo, utiliza observatórios próximos ao Equador, já que nestes locais a componente horizontal é mais intensa e as tempestades são identificadas mais facilmente pois causam maiores perturbações nesta componente. Alguns dos novos observatórios do Brasil estarão na região do equador magnético, o que favorece estudos sobre este fenômeno. Criaremos um sistema de detecção de tempestades magnéticas, calculando o índice K de cada observatório em tempo real. Seguindo a metodologia da NOAA, indicaremos o momento em que o índice $K > 4$, o que indica o início de uma tempestade magnética. A ideia é criar uma página na internet vinculada ao site do Observatório Nacional em que os dados obtidos em tempo real pelos observatórios fiquem disponíveis. O alerta estará disponível na página da internet do Observatório Nacional e poderá contribuir para avisar equipes de campo, por exemplo.
- ii. Análise da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS): os processos dinâmicos de geração da AMAS no núcleo terrestre são ainda pouco compreendidos, sendo uma questão em pleno debate na comunidade científica. Na região da AMAS há atualmente poucos dados disponíveis, o que dificulta a análise do problema. Os novos dados adquiridos permitirão elucidar aspectos ainda desconhecidos da AMAS e posicionar o Brasil no contexto internacional de desenvolvimento científico. Os

temas mais debatidos sobre a AMAS, que pretendemos contribuir na tese de doutorado, são:

- Como a AMAS é gerada no núcleo;
- Quais são suas consequências no campo magnético externo;
- Processos de difusão no núcleo.

Considerações finais

O processo de modelagem global e análise do campo geomagnético tem avançado muito, entretanto a falta de dados em regiões críticas como na AMAS, prejudica o avanço destas pesquisas. O observatório do Pantanal contribuirá para aquisição e análise dos dados nesta importante região para o geomagnetismo. A perspectiva futura do geomagnetismo no Brasil é a instalação de quatro novos observatórios magnéticos e padronização dos observatórios já existentes, totalizando assim oito observatórios no Brasil até 2015: Vassouras, Tatuoca, Pantanal, São Martinho da Serra, Amazônia, Pernambuco, Tocantins e Ilha de Trindade. Os novos dados do Brasil em conjunto com a missão de satélite SWARM, que será lançada em junho de 2012, contribuirão para questões em aberto sobre a origem da AMAS e a interação entre os campos interno e externo nesta região.

Apêndice A

Protocolo de medições absolutas

O equipamento utilizado na medição que descreveremos é um Teodolito Zeiss 010B (Fig. A.1) com um Fluxgate acoplado a sua luneta. Utilizamos também a eletrônica Bartington128H que esta conectada ao sensor Fluxgate.

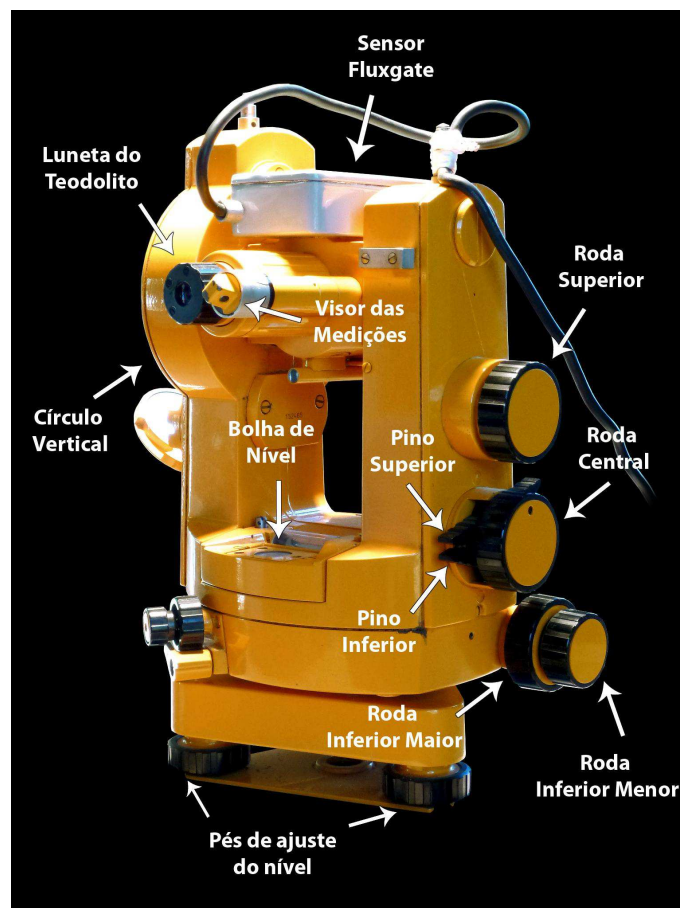


Figura A.1: Principais componentes do equipamento utilizado para as medições absolutas.

A seguir apresentamos a função de cada componente do equipamento:

- Roda superior: faz o alinhamento dos traços do visor das medições.

- Roda central: muda da escala amarela (posição em graus na rotação vertical) para a escala verde (posição em graus na rotação horizontal). Isto é ilustrado na figura A.2.

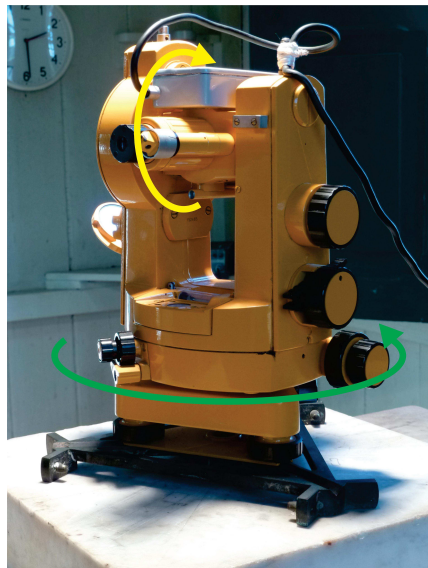


Figura A.2: A escala verde indica o ângulo da rotação no plano horizontal enquanto a escala amarela indica o ângulo da rotação no plano vertical.

- Pino central superior: destrava/trava a rotação vertical do equipamento.
- Pino central inferior: destrava/trava a rotação horizontal do equipamento.
- Roda inferior menor: faz o ajuste fino da rotação horizontal.
- Roda inferior maior: faz o ajuste fino da rotação vertical.
- Círculo vertical: é utilizado para a orientação geográfica do teodolito durante as medições.
- Visor das medições: local em que a leitura em graus, minutos e segundos é feita.
- Pés de ajuste do nível: rodas que auxiliam a centralização das bolhas de nível.

Abaixo descrevemos minuciosamente todas as etapas de uma medição absoluta num observatório magnético. Alguns dos tópicos a seguir serão acompanhados de ilustrações que se baseiam numa medida real que fizemos no Observatório Magnético de Vassouras (VSS), no Rio de Janeiro. Todas as medidas são anotadas numa planilha (Fig. A.3) para que sejam efetuadas as contas que nos fornecerão os valores absolutos de D e I (declinação e inclinação do campo geomagnético, respectivamente).

MCT - OBSERVATÓRIO NACIONAL
 Coordenação de Geofísica
 Observatório Magnético de Vassouras

Observações do D e I com DI-flux e do F

Data: Dia: Observador: Pilar: "A"
 Theodolito: Zeiss 010 B Eletrônica: Bartington128H Azimute: 326,6808°
 Proton: GSM19T sn 8123051 Overhause: Pos1 sn 126

D - Observação da declinação Hora média: #DIV/0!

Leitura da mira antes				Leitura da mira depois			
Sensor acima		Sensor abaixo		Sensor acima		Sensor abaixo	
°	'	''	'''	°	'	''	'''

Leituras do sensor Dados do flux-gate Lemi417 #A033 e #A056

Sensor	Circulo vertical	Hora UT	°	'	''	ΔD 033	ΔZ 033	ΔD 056	ΔH 056
Acima	ao norte								
Abaixo	ao norte								
Abaixo	ao sul								
Acima	ao sul								

Média das leituras do sensor

Média + 90° Média - 90°

Declinação =

I - Observação da Inclinação Hora média: #DIV/0!

Leituras do sensor				Dados dos variômetros						
Sensor	Circulo vertical	Hora UT	°	'	''	ΔH 033	ΔZ 033	ΔH 056	ΔZ 056	ΔF 126
Acima	A leste									
Abaixo	A leste									
Abaixo	A oeste									
Acima	A oeste									

Inclinação =

Intensidade total = #DIV/0!

Cálculo da Declinação		Calculos I, H, Z, F e linhas de base	
Mira+270		Leitura 1	F=
Leitura do Sensor		Leitura 2 - 180°	H=
Azimuth Magnético		360° - leitura 3	Z=
Azimuth Astronômico		180° - leitura 4	LbD=
Declinação		Inclinação	LbH=
Declinação		Inclinação	LbZ=
Declinação		Inclinação	LbF=
Declinação			

Figura A.3: Planilha utilizada nas medições absolutas.

Dividiremos a medição absoluta em partes. Na primeira parte, trataremos da preparação básica que deve ser executada antes de cada medição absoluta. Na segunda parte trataremos da medida do azimuth. A seguir, trataremos da medida da Declinação do campo geomagnético (D). Por fim, mostraremos as etapas para a medição da Inclinação (I) do campo magnético da Terra.

Parte 1: Preparação antes das Medições Magnéticas

1. Não portar objetos magnéticos (celulares, chaves, moedas, óculos, etc.) quando estiver dentro das casas onde se encontram os equipamentos do observatório.
2. Nivelar o equipamento antes de efetuar as medidas. O nivelamento pode ser feito de duas formas: ou ajustando os níveis de bolha ou girando o equipamento com a luneta em 90° na escala amarela. No primeiro caso, basta girar os pés do teodolito até que os níveis de bolha do equipamento fiquem centralizados (Fig. A.4).



Figura A.4: Níveis de bolha centralizados após o nivelamento com o ajuste dos pés do teodolito.

No segundo caso, deve-se fazer o seguinte:

- Destruar o pino superior para que a luneta possa girar. Deve-se manter o pino inferior travado e, com isso, não haverá rotação no plano horizontal.
- Girar a roda central para a posição da escala amarela.
- Ajustar com a roda superior o indicador da segunda casa dos minutos e da casa dos segundos, para que fique em 0' 0" (Fig. A.5).

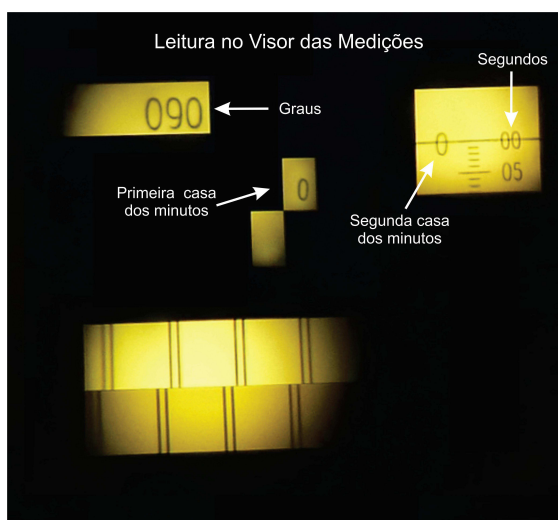


Figura A.5: Exemplo de leitura na escala amarela. Para o nivelamento, deve-se ajustar a segunda casa dos minutos e a casa dos segundos para a posição vista acima.

- Mexer com a luneta na escala amarela até que ela fique, aproximadamente, na posição de $90^{\circ} 00' 00''$ (Fig. A.6). Quando alcançar um valor aproximado, devemos travar o pino superior.

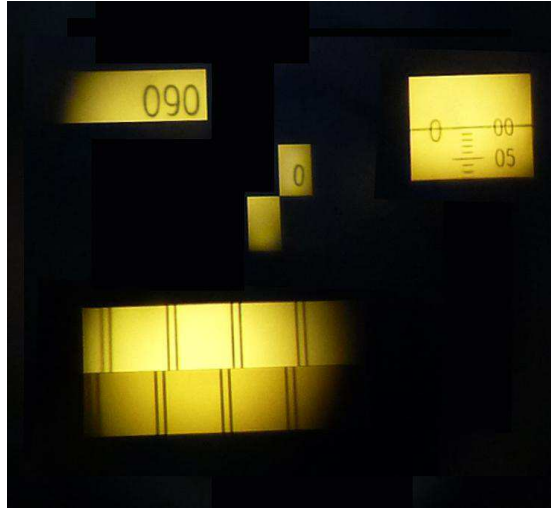


Figura A.6: Posição aproximada em $90^{\circ} 00' 00''$. Note que os traços na parte inferior da figura ainda estão desalinhados.

- Agora, giramos a roda inferior maior ao mesmo tempo em que observamos o interior do visor das medições até que o valor exato de $90^{\circ} 00' 00''$ seja obtido e que os traços que ficam dentro do visor fiquem perfeitamente alinhados (Fig. A.7).

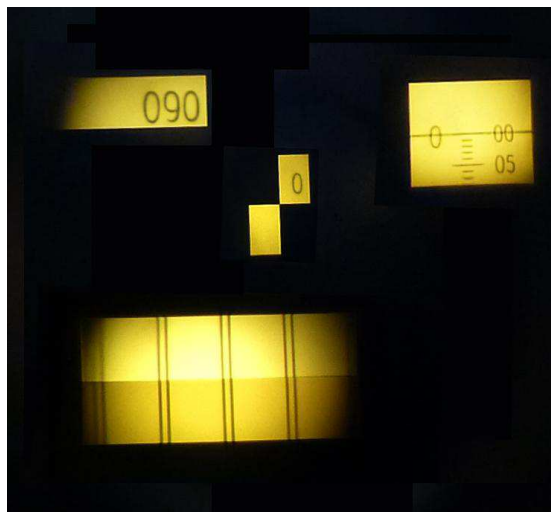


Figura A.7: Posição final desejada para efetuar o nivelamento. Com os traços alinhados, a luneta está formando um ângulo exato de $90^{\circ} 00' 00''$ em relação ao eixo vertical.

- Em seguida, destravamos o pino inferior e giramos o equipamento para verificar se a luneta permanecerá na horizontal, ou seja, formando o ângulo de $90^{\circ} 00' 00''$ com o eixo vertical do equipamento.
- No caso em que, com a rotação do equipamento, os traços do interior do visor das medições começam a desalinhar, devemos ajustar os pés do equipamento até que em qualquer posição que giremos o equipamento permaneça formando o ângulo de $90^{\circ} 00' 00''$, sem mexer no alinhamento dos traços do visor das medições.

Parte 2: Medindo o Azimute

1. Destrave os dois pinos e aponte a luneta na direção da mira de referência geográfica de uma maneira aproximada. No primeiro momento, o sensor do equipamento deve estar na parte superior da luneta (Fig. A.8).



(a) No primeiro momento o sensor deve estar na parte superior.



(b) O ajuste fino é feito com as rodas inferiores menor e maior.

Figura A.8: Ilustração da posição e dos ajustes feitos com o equipamento para a medição do azimute.

2. Quando a luneta estiver aproximadamente na direção da mira, trave os dois pinos (superior e inferior) do equipamento (Fig. A.9).



Figura A.9: Ajuste aproximado da mira da luneta na direção da mira de referenciamento geográfico.

3. Faça o ajuste fino com as rodas inferiores (maior e menor) para que as linhas do interior da luneta fiquem centralizadas na mira de referenciamento geográfico (Fig. A.10).

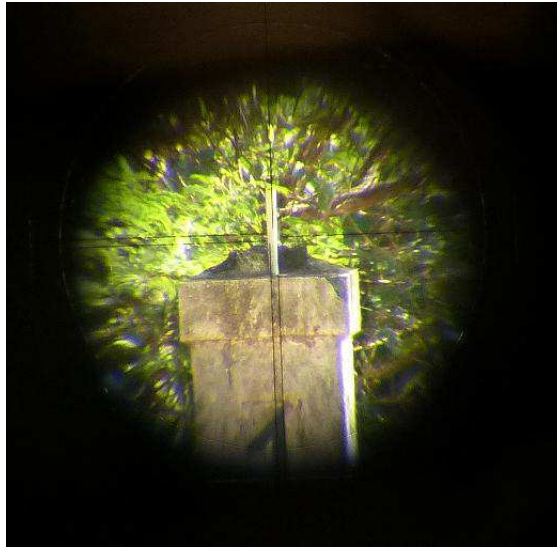


Figura A.10: Mira centralizada na mira de referenciamento geográfico.

4. Coloque a escala no verde (com a roda central) e ajuste com a roda superior os traços do visor das medições para que estes fiquem perfeitamente alinhados (fig. A.11).

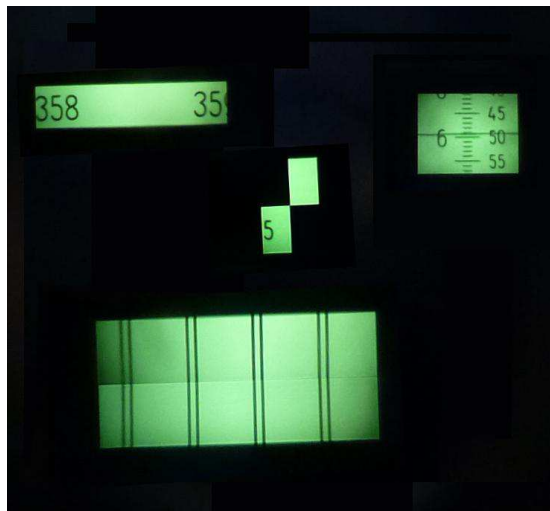


Figura A.11: Leitura na escala verde do azimute. Esta leitura deve ser realizada quando os traços da parte inferior estiverem alinhados.

5. Com os traços alinhados, faça a medição do ângulo do azimute que aparece no interior do visor das medições e anote na planilha. No nosso exemplo, esta primeira medição é igual a $358^{\circ} 56' 49''$.

6. Destrave os dois pinos e gire a luneta e o teodolito em 180° até que a luneta aponte para a mira e o sensor fique embaixo da luneta (Fig. A.12).

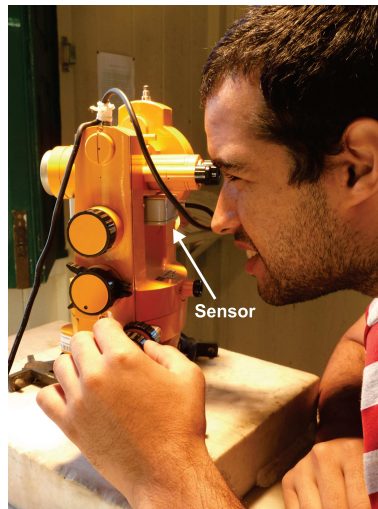


Figura A.12: A segunda medida do azimute é feita com o sensor abaixo da luneta.

7. Quando a luneta estiver aproximadamente na direção da mira, trave os dois pinos (superior e inferior) do equipamento.
8. Com as rodas inferiores (maior e menor) faça o ajuste fino para que as linhas da luneta fiquem perfeitamente alinhadas ao centro da mira do pilar.
9. Na escala verde, alinhe os traços do visor das medições e anote na planilha o valor do ângulo que aparece no visor (Fig. A.13). No exemplo que estamos utilizando, a segunda medida resultou no ângulo $178^\circ 56' 30''$.



Figura A.13: Segunda leitura do azimute.

Parte 3: Medida da Declinação (D) do campo geomagnético

1ª Etapa da Medição de D

1. Coloque na escala amarela e destrave o pino superior.
2. No visor das medições, ajuste com a roda superior o local que indica a segunda casa dos minutos e a casa dos segundos para que fiquem marcando 0' e 00".
3. Mexa com a luneta e olhe pelo visor das medições até que marque aproximadamente 90°.
4. Trave o pino superior.
5. Faça o ajuste fino com a roda inferior maior para que os traços fiquem alinhados no visor e o ângulo seja exatamente 90° 00' 00".
6. Ligue a eletrônica (Fig. [A.14](#)).



Figura A.14: Eletrônica utilizada nas medidas absolutas.

7. Solte o pino inferior e, com o círculo vertical do equipamento apontando aproximadamente para o norte geográfico, tente zerar os números que aparecem no visor da eletrônica.
8. Quando o número estiver próximo de zero trave o pino inferior.
9. Agora, faça o ajuste fino com a roda inferior menor até que os números do visor zerem (Fig. [A.15](#)).

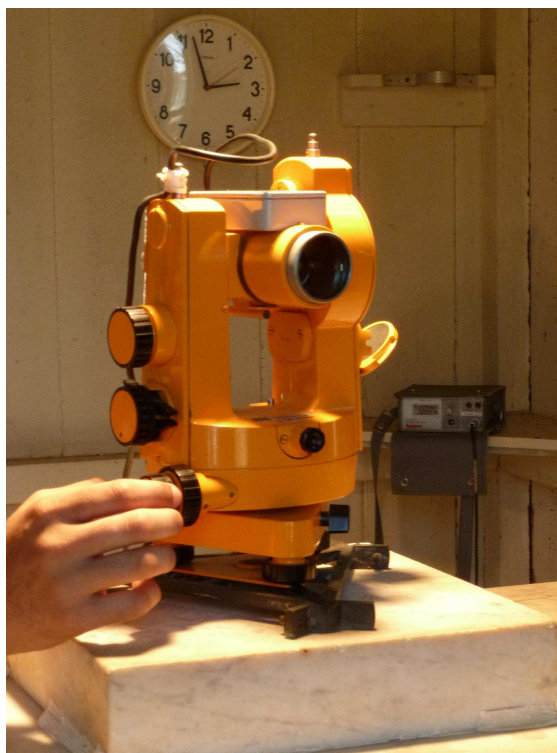


Figura A.15: Girando a roda inferior menor para zerar a eletrônica.

10. No instante em que zerar, a hora deve ser anotada na planilha (Fig. A.16).

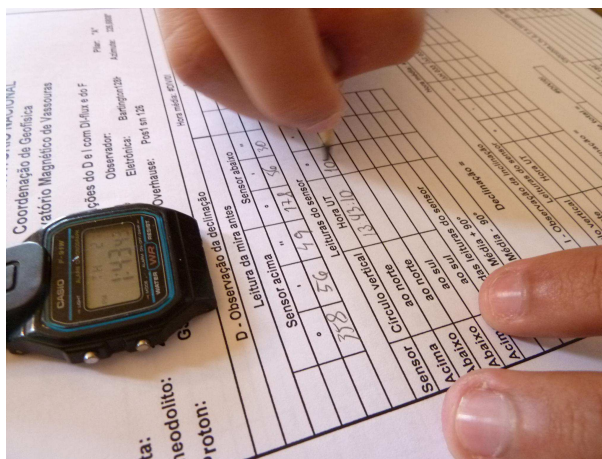


Figura A.16: Anotação da hora em que a eletrônica zerou.

11. Coloque na escala verde com o auxílio da roda central do equipamento.
12. A seguir, olhe no visor das medições e com o auxílio da roda superior alinhe os traços do interior do visor.
13. Anote na planilha o ângulo que aparece no visor das medições (Fig. A.17). No exemplo que estamos acompanhando, a medida foi de $100^{\circ} 06' 32''$.

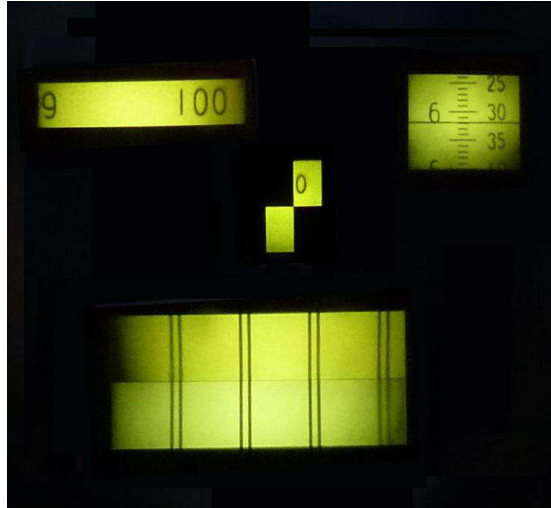


Figura A.17: Imagem do interior do visor das medições.

2ª Etapa da Medição de D

14. Destrave o pino superior.
15. Gire a luneta de 180° até que o sensor fique abaixo da luneta (Fig. A.18).



Figura A.18: Posição do sensor e do pino superior na segunda etapa da medição de D.

16. Coloque na escala amarela.
17. No visor das medições, ajuste com a roda superior o local que indica a segunda casa dos minutos e a casa dos segundos para que fiquem marcando 0' e 00".
18. Mexa com a luneta e olhe pelo visor das medições até que marque aproximadamente 270°.
19. Trave o pino superior.

20. Faça o ajuste fino com a roda inferior maior para que os traços fiquem alinhados no visor e o ângulo seja exatamente $270^{\circ} 00' 00''$ (Fig. A.19).



Figura A.19: Posição exata em $270^{\circ} 00' 00''$.

21. Agora, os números do visor da eletrônica já devem estar próximos de zero. Então, com a roda inferior menor, ajuste até que eles zerem momentaneamente.
22. No instante em que zerar, anote as horas na planilha.
23. Mude a escala para o verde.
24. Alinhe os traços do visor das medições com a roda superior.
25. Faça a medida do ângulo (Fig. A.20) e anote na planilha. No nosso exemplo, a leitura foi de $100^{\circ} 04' 22''$.

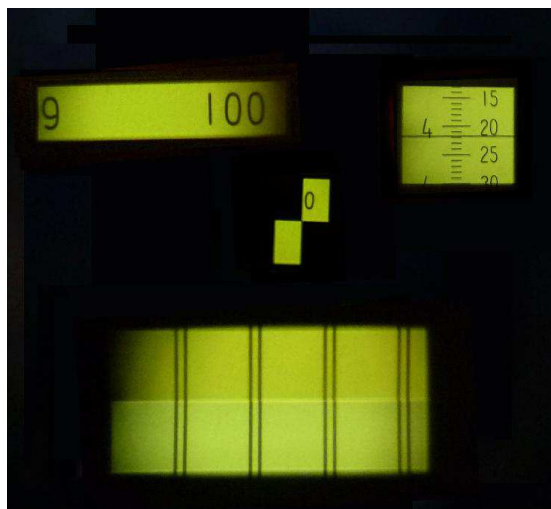


Figura A.20: Leitura da segunda etapa da medida de D.

3ª Etapa da Medição de D

26. Destrave o pino inferior
27. Gire o círculo vertical de aproximadamente 180° até que ele aponte, aproximadamente, para o Sul geográfico (Fig. A.21).



Figura A.21: Girando o Teodolito de 180° no plano horizontal.

28. Quando o visor da eletrônica estiver próximo de zero, trave o pino inferior.
29. Gire a roda inferior menor até que os números do visor da eletrônica zerem (Fig. A.22).



Figura A.22: Girando a roda inferior menor para zerar a eletrônica.

30. No instante em que zerar, anote as horas na planilha.
31. Alinhe os traços do visor das medições com a roda superior.
32. Faça a medida do ângulo (Fig. A.23) e anote na planilha. Nesta terceira etapa do nosso exemplo, a medida foi de $280^\circ 05'45''$.

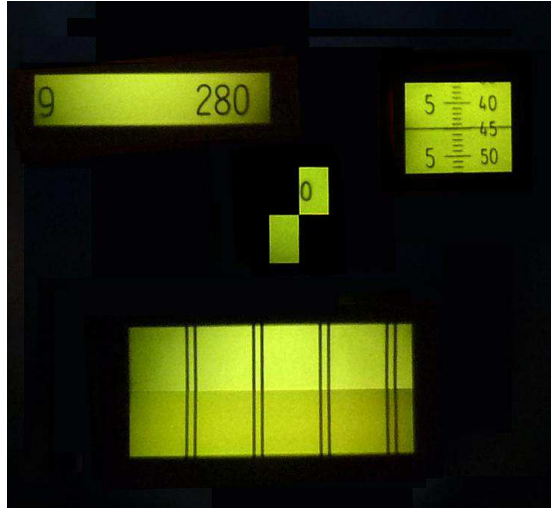


Figura A.23: Leitura da 3ª etapa da medição de D.

4ª Etapa da Medição de D

33. Destrave o pino superior.
34. Gire a luneta de 180° até que o sensor esteja acima da luneta.
35. Coloque na escala amarela.
36. No visor das medições, ajuste com a roda superior o local que indica a segunda casa dos minutos e as casas dos segundos para que fiquem marcando $0'$ e $00''$.
37. Mexa com a luneta e olhe pelo visor das medições até que marque, aproximadamente, 90° .
38. Trave o pino superior.
39. Faça o ajuste fino com a roda inferior maior para que os traços fiquem alinhados no visor e o ângulo seja exatamente $90^\circ 00' 00''$.
40. Agora, os números do visor da eletrônica já devem estar próximos de zero. Então, com a roda inferior menor, ajuste até que eles zerem momentaneamente.
41. Quando zerar, deve-se anotar na planilha a hora em que isso ocorre.
42. Mude a escala para o verde.
43. Alinhe os traços do visor das medições com a roda superior.
44. Faça a medida do ângulo (Fig. A.24) e anote na planilha (Fig. A.25). A leitura desta etapa do nosso exemplo foi de $280^\circ 07' 24''$.

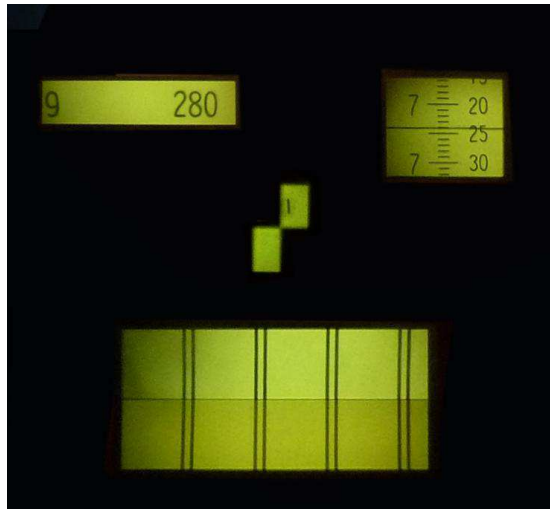


Figura A.24: Leitura da 4ª etapa da medição de D.

D - Observação da declinação		Leitura da mira antes		Sensor acima		Sensor abaixo	
358	56	49	77	56	30		
Leituras do sensor		Hora UT		Sensor acima		Sensor abaixo	
Acima	Círculo vertical	13:43:10	100	06	32		
Acima	ao norte	13:55:08	280	05	45		
Acima	ao sul	13:52:51	280	07	24		
Abaixo	ao sul	13:47:50	190	06	16		
Abaixo	ao norte		190	06	16		
Média das leituras do sensor				10	06	16	
Média + 90°							
Média - 90°							
Declinação =							

Figura A.25: Anotações feitas na planilha após as quatro etapas da medição de D.

Com as etapas acima, calcula-se o valor da declinação do campo geomagnético (D). Conseguimos também calcular a posição do meridiano geomagnético, que na tabela aparece com os nomes de “Média + 90°” e “Média - 90°”. Após o fim desta parte, deve-se repetir a medição do azimute e tomar nota dos resultados na planilha da figura 3. Nos próximos tópicos, descreveremos o procedimento para a medida absoluta da Inclinação do campo geomagnético (I) e, para tal, utilizaremos estas duas medidas do meridiano que já calculamos com a medição de D.

Parte 4: Medida da Inclinação (I) do campo geomagnético

1ª Etapa da Medição de I

1. Ligue o magnetômetro que medirá a intensidade total do campo geomagnético (F).
2. Destrave o pino inferior.
3. Gire a roda superior até que, no visor das medições, a segunda casa dos minutos e a casa dos segundos sejam idênticas a segunda casa dos minutos e a casa dos segundos do valor da “Média + 90” que, no nosso exemplo, vale $190^{\circ} 06' 16''$.
4. Agora, gire o equipamento olhando o interior do visor das medições até que o grau do visor fique idêntico ao grau do ângulo “Média + 90” (190° , no nosso exemplo).
5. Trave o pino inferior.
6. Faça o ajuste fino com a roda inferior menor até que o ângulo no interior do visor seja idêntico ao ângulo (grau, minuto e segundo) da “Média + 90” (Fig. A.26).

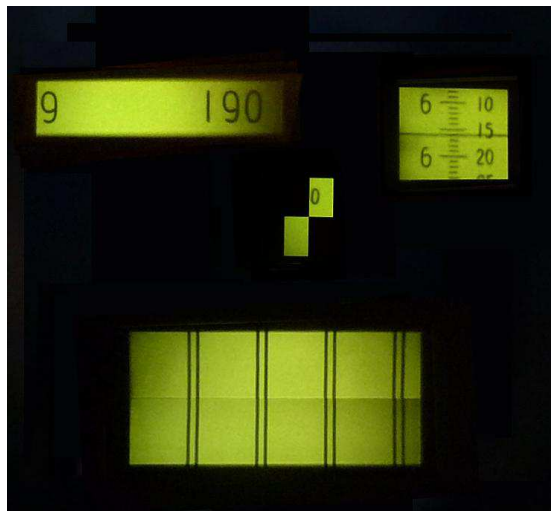


Figura A.26: Ajustando a luneta ao ângulo calculado anteriormente.

7. Destrave o pino superior.
8. Com o sensor para cima (Fig. A.27), incline a luneta até que os números do visor da eletrônica fiquem bem próximos a zero.

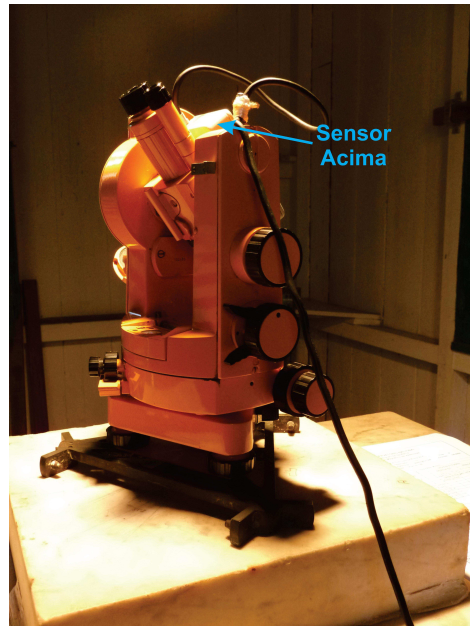


Figura A.27: Na primeira etapa da medição de I o sensor fica acima da luneta.

9. Quando os números do visor da eletrônica estiverem bem próximos a zero, trave o pino superior.
10. Gire a roda inferior maior até que o visor da eletrônica zere por completo.
11. Quando o número do visor da eletrônica zerar, deve-se anotar na planilha a hora em que isto ocorreu.
12. Gire a escala para o amarelo.
13. Faça o alinhamento dos traços do visor das medições com a roda superior.
14. Anote na planilha o ângulo que aparece no visor das medições. No exemplo, o valor do ângulo foi de $37^{\circ} 02' 50''$ (Fig. A.28).

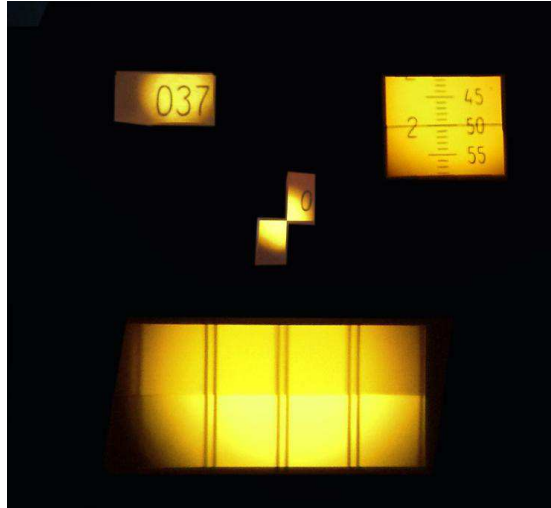


Figura A.28: Ângulo medido na primeira etapa da medição de I.

2ª Etapa da Medição de I

15. Destrave o pino superior e gire a luneta de aproximadamente 180° até que o sensor fique abaixo da luneta (Fig. A.29).

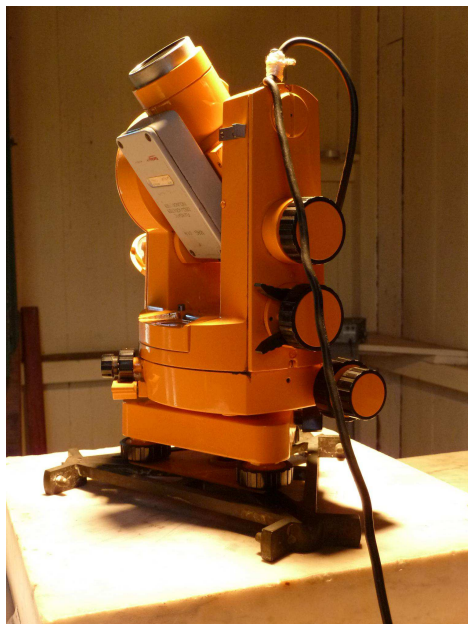


Figura A.29: O sensor deve ficar abaixo da luneta na segunda etapa da medição de I.

16. Observe o visor da eletrônica e tente mexer na luneta até que os números do visor se aproximem de zero.
17. Quando os números do visor da eletrônica estiverem bem próximos a zero, trave o pino superior.

18. Gire a roda inferior maior até que os números do visor da eletrônica zerem por completo.
19. Quando o número do visor da eletrônica zerar, deve-se anotar na planilha a hora em que isso ocorreu.
20. Faça o alinhamento dos traços do visor das medições com a roda superior.
21. Anote na planilha o ângulo que aparece no visor das medições (Fig. A.30). No nosso exemplo o ângulo medido foi de $217^{\circ} 02' 20''$.

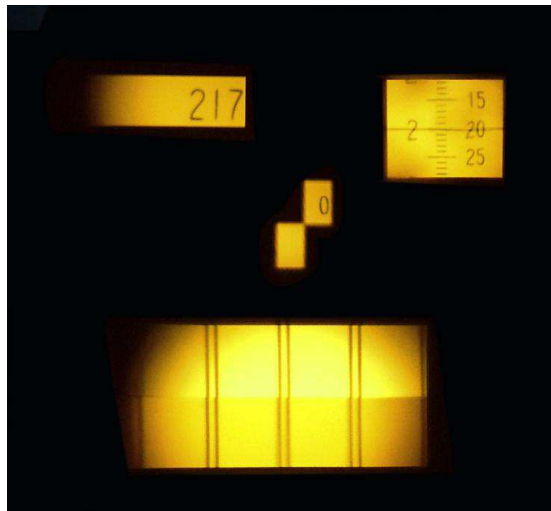


Figura A.30: Ângulo medido na segunda parte da medição de I.

3ª Etapa da Medição de I

22. Destrave o pino inferior.
23. Mude a escala para o verde.
24. Gire a roda superior até que, no visor das medições, a segunda casa dos minutos e a casa dos segundos sejam idênticas a segunda casa dos minutos e a casa dos segundos do valor da “Média - 90” que, no nosso exemplo, vale $10^{\circ} 06' 16''$.
25. Agora, gire o equipamento olhando o interior do visor das medições até que o grau do visor fique idêntico ao grau do ângulo “Média - 90” (10° , no nosso exemplo).
26. Trave o pino inferior.
27. Faça o ajuste fino com a roda inferior menor até que o ângulo no interior do visor seja idêntico ao ângulo (grau, minuto e segundo) da “Média - 90”.
28. Destrave o pino superior.

29. Com o sensor para baixo, incline a luneta até que os números do visor da eletrônica fiquem bem próximos a zero (Fig. A.31).

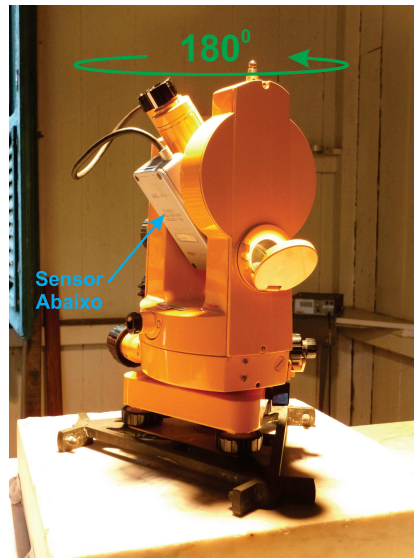


Figura A.31: Na terceira etapa, o teodolito é girado de 180° e o sensor deve estar abaixo da luneta.

30. Quando os números do visor da eletrônica estiverem bem próximos a zero, trave o pino superior.
31. Gire a roda inferior maior até que o visor da eletrônica zere por completo.
32. Quando o número do visor da eletrônica zerar, deve-se anotar na planilha a hora em que isso ocorreu.
33. Gire a escala para o amarelo.
34. Faça o alinhamento dos traços do visor das medições com a roda superior.
35. Anote na planilha o ângulo que aparece no visor das medições (Fig. A.32). No nosso exemplo, a medida foi de $322^\circ 55' 32''$.

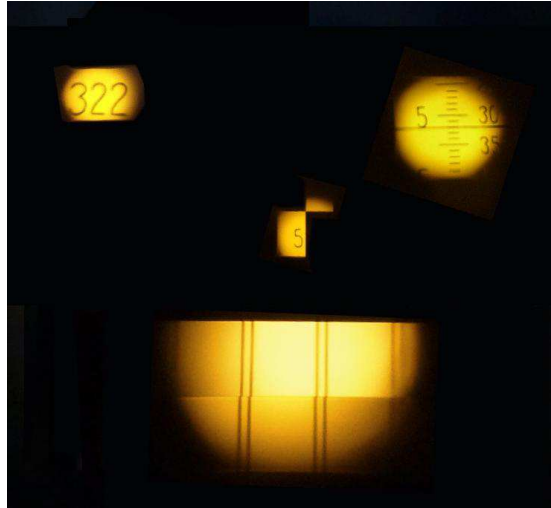


Figura A.32: Leitura da terceira parte da medição de I no nosso exemplo.

4ª Etapa da Medição de I

36. Destrave o pino superior e gire a luneta de aproximadamente 180° até que o sensor fique acima da luneta.
37. Observe o visor da eletrônica e tente mexer na luneta até que os números do visor se aproximem de zero.
38. Quando os números do visor da eletrônica estiverem bem próximos a zero, trave o pino superior.
39. Gire a roda inferior maior até que os números do visor da eletrônica zerem por completo.
40. Quando o número do visor da eletrônica zerar, deve-se anotar na planilha a hora em que isso ocorreu.

Sensor		Círculo vertical	Hora UT	"	"	ΔH 033	ΔZ 01
Acima	ao norte	13:43:10	190	06	37		
Abaixo	ao norte	13:55:08	180	05	45		
Abaixo	ao sul	13:52:51	280	07	24 *		
Acima	ao sul	13:44:50	190	06	16		
Média das leituras do sensor			190	06	16		
Média + 90°			10	06	16		
Média - 90°							
Declinação =							
I - Observação da Inclinação						Hora média: #DIV/0!	
Sensor		Círculo vertical	Hora UT	"	"	ΔH 033	ΔZ 01
Acima	A leste	14:06:49	37	02	50		
Abaixo	A leste	14:09:49	219	02	30		
Abaixo	A oeste	14:12:19	312	55	32		
Acima	A oeste	14:13:36	142	58	48		
Inclinação =							
Intensidade total = #DIV/0!							

Figura A.33: Anotações na planilha durante o exemplo que tratamos no texto.

41. Faça o alinhamento dos traços do visor das medições com a roda superior.
42. Anote na planilha o ângulo que aparece no visor das medições (Fig. A.34). No nosso exemplo, a medida foi de $142^{\circ} 55' 45''$.

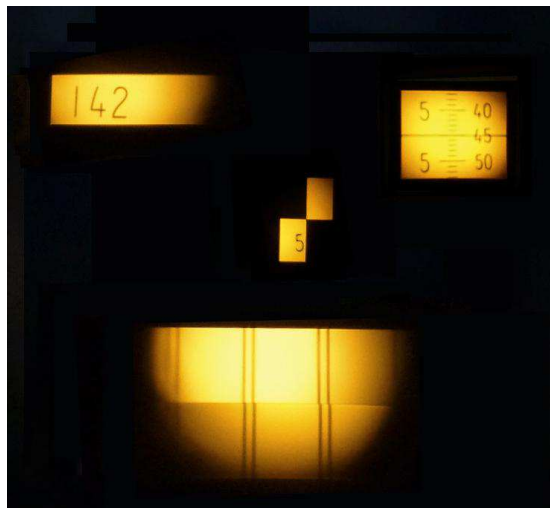


Figura A.34: Leitura da quarta parte da medição de I no nosso exemplo.

43. Desligue a eletrônica do equipamento.
44. Desligue o magnetômetro que registrou o F.

Com isso, finalizamos os procedimentos para a realização das medidas absolutas de um observatório magnético.

Bibliografia

- [1] Bartels, J., Heck, N., Johnston, H., *The Three-hour-range index measuring geomagnetic activity*, Terrestrial Magnetism and Atmospheric Electricity, VOL. 44, N. 4, pag. 411-454, 1939.
- [2] Bartington Instruments, *Fluxgate Declinometer/Inclinometer Mag-01H Manual*. Fonte: <http://www.bartington.com>.
- [3] Beirigo, R., Torrado, P., Stape, J., Couto, E., Andrade, G., *Solos da Reserva Particular do Patrimônio Natural SESC Pantanal*, Serviço Social do Comercio, 2011.
- [4] Benyosef, L., Novak, M., *Magnetômetros de núcleos saturados*, Revista de Física Aplicada e Instrumentação, Vol. 11, N. 3, 1996.
- [5] Bloxham, J., GUBBINS, D., *The secular variation of Earth's magnetic field*, Nature 317: 777-781, 1985.
- [6] Burch, J., *The fury of space storms*, Scientific American, 284, 86-94, 2001.
- [7] Daglis, I., Thorne, R., Baumjohann, W., Orsini, S., *The Terrestrial Ring Current: Origin, Formation, and Decay*, Reviews of Geophysics, Vol. 37, p. 407-438, 1999.
- [8] Davis, T., Sugiura, M., *Auroral Electrojet Activity Index AE and Its Universal Time Variations*, Journal of Geophysical Research, Vol. 71, N. 3, PP. 785-801, 1966.
- [9] de Paula, E., *Resposta da região F ionosférica às tempestades magnéticas em baixas latitudes no Brasil*, INPE, São José dos Campos, 210 p., Tese de Doutorado, 1987.
- [10] Finlay, C., Maus, S., Beggan, C., Bondar, T., Chambodut, A., Chernova, T., Chuliat, A., Golovkov, V., Hamilton, B., Hamoudi, M., Holme, R., Hulot, G., Kuang, W., Langlais, B., Lesur, V., Lowes, F., Lühr, H., Macmillan, S., Manda, M., McLean, S., Manoj, C., Menvielle, M., Michaelis, I., Olsen, N., Rauberg, J., Rother, M., Sabaka, T., Tangborn, A., Tøffner-Clausen, L., Thébaud, E., Thomson, A., Wardinski, I., Wei, Z., Zvereva, T., *International Geomagnetic Reference Field: the eleventh generation*, Geophysical Journal International, 183, 1216-1230, 2010.
- [11] Geese, A., Auster, U., Korte, M., *DI3 – A new procedure for absolute directional measurements*, Data Science Journal, 10, IAGA47-IAGA51(2011).
- [12] Glatzmaier, G., Olson, P., *Probing the Geodynamo*, Scientific American, 2005.
- [13] Gonzaga, A., *Madeira: Uso e Conservação*, IPHAN/MONUMENTA, 2006. Disponível em: http://www.monumenta.gov.br/upload/Caderno%20Madeiraweb_1173383037.pdf.

- [14] Gonzales, W., Joselyn, J., Kamide, Y., Kroehl, H., Rostoker, G., Tsurutani, B., Vasyliunas, V., *What is a geomagnetic storm?*, Journal of Geophysics Research, 99, 5771-5792, 1994.
- [15] Goupillaud, P., Grossman, A., Morlet, J., *Cycle-Octave and Related Transforms in Seismic Signal Analysis*, Geoexploration, 23:85-102, 1984.
- [16] Griffiths, D., *Introduction to Electrodynamics*, 3rd ed., Addison Wesley, 1999.
- [17] GSM-19 v7.0, *Instruction Manual*, GEM Systems, 2008. Fonte: <http://www.gemsys.ca>.
- [18] Gubbins, D., Herrero-Bervera, E., *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, XXVI, 2007.
- [19] Hartmann, G., Pacca, I., *Time evolution of the South Atlantic Magnetic Anomaly*, Anais da Academia Brasileira de Ciências, 2009.
- [20] Hathaway, D., *The Solar Cycle*, Living Reviews in Solar Physics, 7, (2010), 1. Disponível em: <http://solarphysics.livingreviews.org/Articles/lrsp-2010-1/download/lrsp-2010-1Color.pdf>.
- [21] Heirtzler, J., *The future of the South Atlantic anomaly and implications for radiation damage in space*, Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 64, 1701-1708, 2002.
- [22] Heynderickx, D., *Comparison between methods to compensate for the secular motion of the South Atlantic anomaly*, Radiation Measurements, 26 (3), 369-373, 1996.
- [23] Hubbard, B., *The World According to Wavelets: The Story of a Mathematical Technique in the Making*, Second Edition, A K Peters/CRC Press, 286 p., 1998.
- [24] Jerzy, J., Sucksdorff, C., *Guide for Magnetic Measurements and Observatory Practice.*, Warsaw, 1996.
- [25] Kivelson, M., Russel, C., *Introduction to Space Physics*, Cambridge University Press, 1^a Ed., 1995.
- [26] Korte, M., Manda, M., Linthe, H.-J., Hemshorn, A., Kotzé, P., Ricaldi, E., *New geomagnetic field observations in the South Atlantic Anomaly region*, Annals of Geophysics, Vol. 52, N. 1, 2009.
- [27] Loewe, C., Pröller, G., *Classification and mean behavior of magnetic storm*, Journal of Geophysical Research, VOL. 102, N. A7, pag. 14209-14213, 1997.
- [28] Lowrie, W., *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge University Press, Second Edition, 2007.
- [29] Macmillan, S., Turbitt, C., Thomson, A., *Ascension and Port Stanley geomagnetic observatories and monitoring the South Atlantic Anomaly*, Annals of Geophysics, Vol. 52, n. 1, 2009.
- [30] Mallat, S., *A Wavelet Tour of Signal Processing*, Second Edition, Academic Press, 620 p., 1999.

- [31] Mayaud, P., *Derivation, Meaning, and Use of Geomagnetic Indices*, Geophysical Monograph Series, Vol. 22, 1980.
- [32] Merrill, R., McElhinny, M., McFadden, P., *The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle*, International Geophysics Series, vol 63, Academic Press, 1996.
- [33] Misiti, M., Misiti, Y., Oppenheim, G., Poggi, J., *Wavelet Toolbox, for use with Matlab*, The MathWorks, 1996. Disponível em: http://web.mit.edu/1.130/WebDocs/wavelet_ug.pdf.
- [34] Nevanlinna, H., *A study on the great geomagnetic storm of 1859: Comparisons with other storms in the 19th century*, Advances in Space Research, 38, 180–187, 2006.
- [35] Okeke, F., Hamano, Y., *Daily variations of geomagnetic H, D and Z-field at equatorial latitudes*, Earth Planets Space, Vol. 52, p. 237–243, 2000.
- [36] Roberts, P., *Theory of the Geodynamo*, Elsevier, 2007.
- [37] Sabaka, T., Olsen, N., Purucker, M., *Comprehensive models of the Earth's magnetic field with Orsted and CHAMP data*, Geophysics Journal International, 2004.
- [38] Silbergleit, V., Artigas, M., Manzano, J., *Austral electrojet indices derived for the great storm of March 1989*, Annali di Geofisica, Vol. XXXIX, N. 6, December 1996.
- [39] Technical Report 96-4, *Manual Fluxgate Magnetometer Model FGE Version K*, Danish Meteorological Institute, 2006.