

Aplicação da Análise Wavelet no Estudo de Singularidades Magnetosféricas

Marcelo Gramignia (UNITAU/Bolsista PIBIC/CNPq)
Dra. Margarete Oliveira Domingues (LAC/CTE/INPE)
Dra. Aracy Mendes da Costa (DGE/CEA/INPE)
Dr. Odim Mendes Jr. (DGE/CEA/INPE)

RESUMO

Neste trabalho estuda-se o comportamento das tempestades geomagnéticas e sua interação com a magnetosfera terrestre utilizando dados da componente horizontal do campo geomagnético de tempestades moderadas, intensas e super intensas. Para localizar temporal e frequencialmente as singularidades associadas às tempestades uma ferramenta de análise matemática denominada transformada wavelet é empregada. Essa ferramenta é semelhante à transformada janelada de Fourier, no entanto a grande diferença entre elas é que a transformada wavelet é capaz de identificar características localizadas num dado sinal e as bandas de frequência presentes nessa região. Para calcular essa transformada utilizou-se a ferramenta FracLab do pacote numérico SciLab/INRIA.

Aluno do Curso de Engenharia Ambiental, UNITAU . **E-mail: gramignia@ig.com.br**
Orientadores: **E-mail: margarete@lac.inpe.br, aracy@dge.inpe.br,**
odim@dge.inpe.br



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS



RELATÓRIO ANUAL DE PROJETO DE INICIAÇÃO
CIENTÍFICA
(PIBIC/CNPq/INPE)

APLICAÇÃO DA ANÁLISE WAVELET NO ESTUDO DE
SINGULARIDADES MAGNETOSFÉRICAS

Marcelo Gramignia

Dra. Margarete Domingues Oliveira (LAC/INPE)
mo.domingues@lac.inpe.br

Dr. Aracy Mendes da Costa (DGE/INPE)
aracy@dge.inpe.br

Dr. Odim Mendes Júnior (DGE/INPE)
odim@dge.inpe.br

Maio 2004

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
CAPÍTULO 1 – Introdução	5
CAPÍTULO 2 – Dados e Metodologia	9
2.1 – Índice Dst	9
2.2 – Magnetômetros	12
2.2.1 – Magnetômetros de Fluxgate	12
2.3 – Magnetogramas	13
CAPÍTULO 3 – Transformada de Wavelet	17
3.1 – Análise Multiresolução	18
3.2 – Ferramenta utilizada para cálculo da transformada wavelet	21
CAPÍTULO 4 – Resultados	23
CAPÍTULO 5 – Considerações finais	29

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Posições dos observatórios utilizados para o cálculo do índice Dst. . . .	9
2.2 Classificação das tempestades magnéticas de acordo com o índice Dst .	11
4.1 Tempestade geomagnética fraca. O primeiro gráfico é uma representação cartesiana do índice Dst e o segundo da componente H do campo magnético na estação de Kakioka. Os gráficos d^1 , d^2 e d^3 representam os coeficientes wavelet, que por sua vez foram selecionados pelas barras paralelas no gráfico.	24
4.2 Tempestade geomagnética moderada. A descrição dos gráficos é a mesma da Figura 4.1.	25
4.3 Tempestade geomagnética intensa. A descrição dos gráficos é a mesma da Figura 4.1.	26
4.4 Tempestade geomagnética super intensa. A descrição dos gráficos é a mesma da Figura 4.1.	27

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Coordenadas das estações utilizadas no cálculo do índice Dst.	10
2.2 Formato dos magnetogramas do Centro Mundial de Dados Geomagnéticos de Kioto (Japão)	14
2.3 Tempestades Geomagnéticas Moderadas.	15
2.4 Tempestades Geomagnéticas Intensas.	16
2.5 Tempestades Geomagnéticas Super Intensas.	16

Agradecimentos

O autor deste trabalho agradece:

ao INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais o apoio financeiro;

ao grupo organizador do PIBIC/INPE e CNPq o apoio e a estrutura para execução deste projeto;

ao Dr. Odim Mendes Júnior, Dra. Margarete Oliveira Domingues e Dra. Aracy Mendes da Costa o apoio e orientação dedicada, com muita paciência e disposição;

a minha família e a todas as pessoas que contribuíram com incentivo, ajuda técnica e acadêmica, enfim de alguma forma para a execução deste trabalho.

CAPÍTULO 1

Introdução

Este trabalho faz parte de um estudo do comportamento das tempestades geomagnéticas, que é um decréscimo do campo geomagnético em baixas latitudes próximo à superfície e sua interação com a magnetosfera terrestre. Assim Torna-se conveniente a utilização da componente horizontal H do campo geomagnético para estudar o comportamento das tempestades. Esse estudo é feito com uma ferramenta de análise matemática denominada Análise Wavelet, que é semelhante a análise de Fourier. No entanto a grande diferença entre elas é que a técnica de Wavelet é capaz de identificar características localizadas em um sinal ou conjunto de dados; já na técnica de Fourier obtêm-se uma análise geral do sinal.

Torna-se necessário adquirir conceitos teóricos sobre a Terra e sua interação eletrodinâmica com o sol. Para esse embasamento, pesquisou-se que o sol é uma estrela comum, que apresenta cerca de 70% em massa composto de hidrogênio com pequenas quantidades de quase todos os elementos [7]. A região coronal do sol apresenta-se tão quente (106 K) que mesmo sua enorme força gravitacional não consegue reter as partículas que a populam. Dessa forma, parte da coroa está constantemente “evaporando”, isto é, escapando em um fluxo aproximadamente constante para longe do Sol, e forma o que é denominado vento solar. O vento solar caracteriza-se por ser um plasma (gás ionizado de comportamento coletivo e macroscopicamente neutro), essencialmente formado por prótons, elétrons e hélio; cuja velocidade varia de aproximadamente 200 a 1000 Km/s que tem uma densidade aproximada de 10 partículas/ cm^3 .

A radiação eletromagnética do sol tanto aquece quanto ioniza a atmosfera terrestre. Como a Terra possui um campo magnético, o vento solar incidente interage com essa atmosfera ionizada e magnetizada, estabelecendo uma região espacial dinâmica que envolve a Terra, denominada Magnetosfera, em que os processos físicos são denominados pelo campo geomagnético. Essa região física é muito importante nos processos de deposição de energia e de matéria na atmosfera terrestre.

Grosso modo, as regiões da magnetosfera podem ser classificadas de diferentes formas, como, por exemplo, quanto as regiões de linhas magnéticas fechadas ou abertas; quanto ao tipo e organização do plasma, etc.

Quanto às principais regiões espaciais, a magnetosfera pode ser dividida fundamentalmente em [6]:

- Cauda magnetosférica - região caracterizada por uma deformação das linhas do campo geomagnético sob a influência do vento solar. É formada pelas linhas abertas do campo magnético;
- Lâmina neutra - região de fraco campo magnético próxima da Eclíptica, separando o campo que se aproxima da Terra na porção do hemisfério norte do campo que se afasta da Terra na porção do hemisfério sul;
- Lâmina de plasma - região que se estende pra dentro da magnetosfera, bifurcando até as regiões polares;
- Corrente de anel - corrente elétrica na forma de toroidal localizada próxima ao equador geomagnético e que circunda a Terra;
- Plasmasfera - região das linhas de campo magnético fechadas em que o plasma co-rota com a Terra. Normalmente possui uma altura de 4 raios terrestres, mas pode variar de 3 a 8 raios em função da atividade solar;
- Magnetopausa - fronteira exterior a magnetosfera, o limite entre o domínio do campo geomagnético e o domínio do Campo Magnético Interplanetário (CMI). Estima-se que a espessura da magnetopausa seja da ordem do raio ciclotrônico do íon, que sob condições típicas é aproximadamente de 100 km.

Essencialmente, no lado diurno há um achatamento da magnetosfera e no noturno, um prolongamento, constituindo uma cauda magnetosférica. Essa cauda pode armazenar energia com liberação gradual ou abrupta e também na forma de uma bolha de plasmas (esta denominada plasmóide). O vértice polar permite acesso direto do plasma solar à região da atmosfera superior da porção diurna da região auroral. Nas regiões de mais baixas latitudes, as partículas incidentes também contribuem para o estabelecimento de correntes elétricas, contribuindo para a energização e a população das altas camadas (distância superior a 3 raios terrestres).

Observações experimentais na superfície da Terra, por meio de magnetômetros e satélites, comprovam a existência de uma distribuição de correntes em torno da Terra, aproximadamente na região do equador magnético. Essa corrente, denominada corrente de anel, é gerada pelo movimento de partículas eletricamente carregadas em torno da Terra, devido à distribuição de partículas injetadas e aprisionadas na magnetosfera interna. A perturbação do campo geomagnético gerada

por essa corrente reflete na condição do campo magnético interplanetário que controla o suprimento de energia para o interior da magnetosfera. A resposta da magnetosfera ao vento solar é complexa e ocorre por meio de diversos processos físicos. Os magnetogramas, registros temporais gráficos da intensidade do campo geomagnético na superfície da Terra, mostram uma diminuição global na componente horizontal do campo geomagnético em latitudes média e baixa, caracterizando as tempestades geomagnéticas. O índice denominado Dst, produzido a partir de dados de magnetogramas, informa sobre o campo magnético criado pela corrente de anel e, por conseguinte, a sua energia cinética total. Por meio dos magnetogramas, podem-se fazer análises que irão classificar as tempestades e suas intensidades: Fracas ($Dst < 50nT$), moderadas ($50nT < Dst < 100nT$), intensas ($100nT < Dst < 150nT$) e super-intensas ($Dst > 150nT$) [3, 10]. Essa classificação deve-se ao índice Dst, dada em nanotesla (nT). Os satélites, por sua vez, nesse momento indicam uma variação na densidade, composição, localização e energia das partículas em regiões próximas a Terra, aproximadamente de 4-6 raios terrestres.

As tempestades geomagnéticas, analisadas a partir do índice Dst, comumente apresentam 3 fases: um início súbito e/ou uma fase inicial, uma fase principal e uma fase de recuperação. As relações entre as várias fases de uma tempestade geomagnética e o vento solar vêm sendo entendidas qualitativamente. Em geral, aceita-se que o início súbito e/ou fase inicial estão associados a aumentos de pressão dinâmica (incidência de partículas) do vento solar, que comprime a magnetosfera. A intensidade dessa perturbação no campo geomagnético seria proporcional à raiz quadrada da pressão dinâmica. Essa perturbação é gerada pelas correntes que fluem na magnetopausa e causam um aumento de campo na superfície da Terra. A fase principal, que é caracterizada por uma redução da intensidade do campo na superfície terrestre, está associada primariamente a existência e a manutenção de uma componente, no referencial da magnetosfera, com orientação norte-sul do CMI. Essa redução do campo estaria associado à intensificação da corrente de anel. A fase de recuperação de uma tempestade, estaria caracterizada pela diminuição e eliminação gradual de depressão, associada a um decréscimo ou extinção da componente sul do campo magnético interplanetário, passando a predominar os processos de perda da corrente de anel. A taxa temporal da recuperação relaciona-se com a magnitude do índice Dst. Todavia, muitos aspectos da relação das fases de uma tempestade com os parâmetros interplanetários e magnetosféricos necessitam ainda ser investigados.

O objetivo deste trabalho é desenvolver um estudo baseado diretamente nos

magnetogramas para análise das tempestades geomagnéticas, utilizando a técnica de wavelet [4, 1] por meio da ferramenta computacional denominada Scilab [8]. Uma característica fundamental da análise wavelet que se pretende explorar neste trabalho, é a sua capacidade de destacar singularidades associadas aos choques presentes na componente horizontal do campo magnético da Terra, pois com as singularidades podemos determinar exatamente o período da tempestade. Por isso, buscou-se desenvolver um texto definindo e caracterizando as Tempestades Geomagnéticas, além de apresentar as ferramentas utilizada neste estudo.

Portanto, no capítulo 2, explora-se o contexto relacionado aos dados de origem, suas estruturas e a forma de maneja-los, além de citar como são adquiridos e o aparelho que capta os dados. No capítulo 3, demonstra-se a ferramenta de tratamento, sua estrutura e sua utilização aliada ao ambiente computacional de processamento dos dados. O capítulo 4 torna evidente os resultados, apontando exemplos de análises feitas em tempestades geomagnéticas fracas, moderadas, intensas e super intensas. Por fim, no capítulo 5 fazem-se às considerações finais do trabalho.

CAPÍTULO 2

Dados e Metodologia

2.1 Índice Dst

O campo magnético sendo uma quantidade vetorial, pode ser caracterizado por meio de 3 componentes. Alguns magnetômetros usam os eixos geográficos e vertical como referência, medindo a componente **X** (positiva para norte), a componente **Y** (positiva para leste) e a componente **Z** (positiva para baixo). Outra maneira de definir a componente vetorial magnética é através de sua declinação **D** (positiva para leste), a componente horizontal **H** e a componente vertical **Z**.

O índice Dst informa sobre o campo magnético criado pela corrente de anel e, por conseguinte, a sua energia cinética total. Atualmente, o índice Dst está baseado nas médias horárias da componente horizontal **H** do campo magnético obtido em 4 observatórios de latitudes média e baixa: Hermanos, Honolulu, Kakioka e San Juan. Os observatórios estão afastados de 20° a 30° do equador geomagnético. Na Figura 2.1 mostra-se o equador-"dip", que é definido como a linha na superfície da Terra em que o campo geomagnético medido apresenta somente a componente vertical.

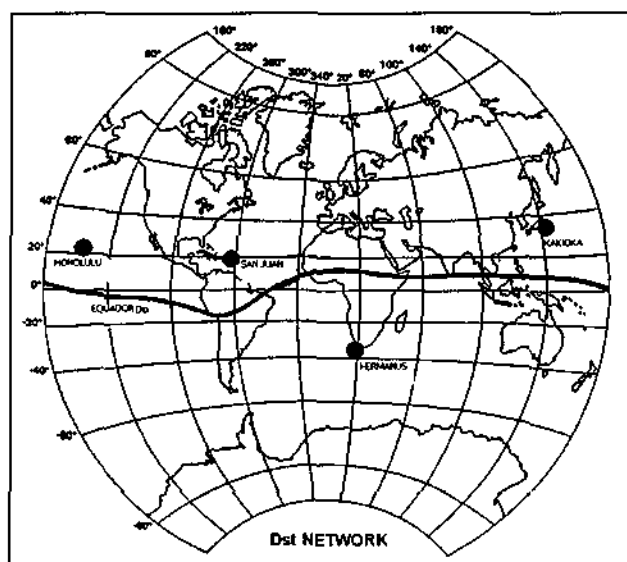


Fig. 2.1 – Posições dos observatórios utilizados para o cálculo do índice Dst.

Fonte: <http://swdcd.db.kugi.kyoto-u.ac.jp>.

Essas estações uniformemente distribuídas em longitude, foram escolhidas por estarem localizadas em latitudes que eliminam grande parte as influências das correntes do eletrojato auroral e do eletrojato equatorial. Contudo, as correntes que fluem na magnetopausa e na cauda magnetosférica contribuem para a atividade magnética identificada pelo índice Dst [9, 6]. Contribuem ainda para uma incerteza no índice Dst a assimetria em hora local da corrente de anel e a bifurcação das correntes que geram as subtempestades e as correntes que nela circulam. A Tabela 2.1 apresenta as coordenadas geomagnéticas e geográficas de localização das estações.

TABELA 2.1 – Coordenadas das estações utilizadas no cálculo do índice Dst.

Observatório	Longitude(E)	Latitude	Latitude do Dipolo
Hermanus	19.22°	-34.40°	-33.3°
Kakioka	140.18°	36.23°	26.0°
Honolulu (Até Abril de 1960)	201.90°	21.30°	21.0°
Honolulu (Após Abril de 1960)	201.98°	21.32°	21.1°
San Juan (Até Janeiro de 1965)	293.88°	18.38°	29.9°

A corrente na magnetopausa é regida pela pressão do vento solar e o maior valor da sua perturbação magnética é em torno do meio-dia local. A corrente da cauda magnetosférica ainda precisa ser melhor estudada, pois não existem ainda modelos quantitativos satisfatórios.

A Figura 2.2 apresenta exemplos típicos de tempestades geomagnéticas fracas, moderadas, intensas e super intensas representadas pelo índice Dst. Observa-se que na tempestade fraca, Figura (a), existem pequenas flutuações, pois são períodos de atividade solar com variações baixas do índice Dst, que por sua vez encontra-se muito próximo de $0nT$.

Já na tempestade moderada [5], Figura (b), o índice Dst ilustra uma flutuação diferente da tempestade fraca, visto que este índice atinge um nível muito próximo de $-100nT$, neste caso podemos classificá-la como tempestade magnética moderada.

A Figura (c) ilustra uma tempestade geomagnética intensa. Pode-se observar que existe um evento que se destaca no gráfico, isso o torna diferenciado dos eventos (a) e (b), pois é um evento significativo por obter um índice Dst inferior a $-100nT$. Portanto, sua atividade magnética é intensa, bem como a interação da magnetosfera

com o plasma solar.

Por fim, as tempestades magnéticas super intensas são eventos particulares. Estes eventos podem atingir índices como $-250nT$, $-300nT$ ou até índices ainda menores como mostra a Figura (d). Esses períodos possuem intensas variações da componente H e sua duração pode ser muito extensa, representando vários dias. Neste período, a atividade magnética é muito intensa, e sua interação plasma solar e magnetosfera é tão forte que formam as chamadas Anomalias Magnéticas.

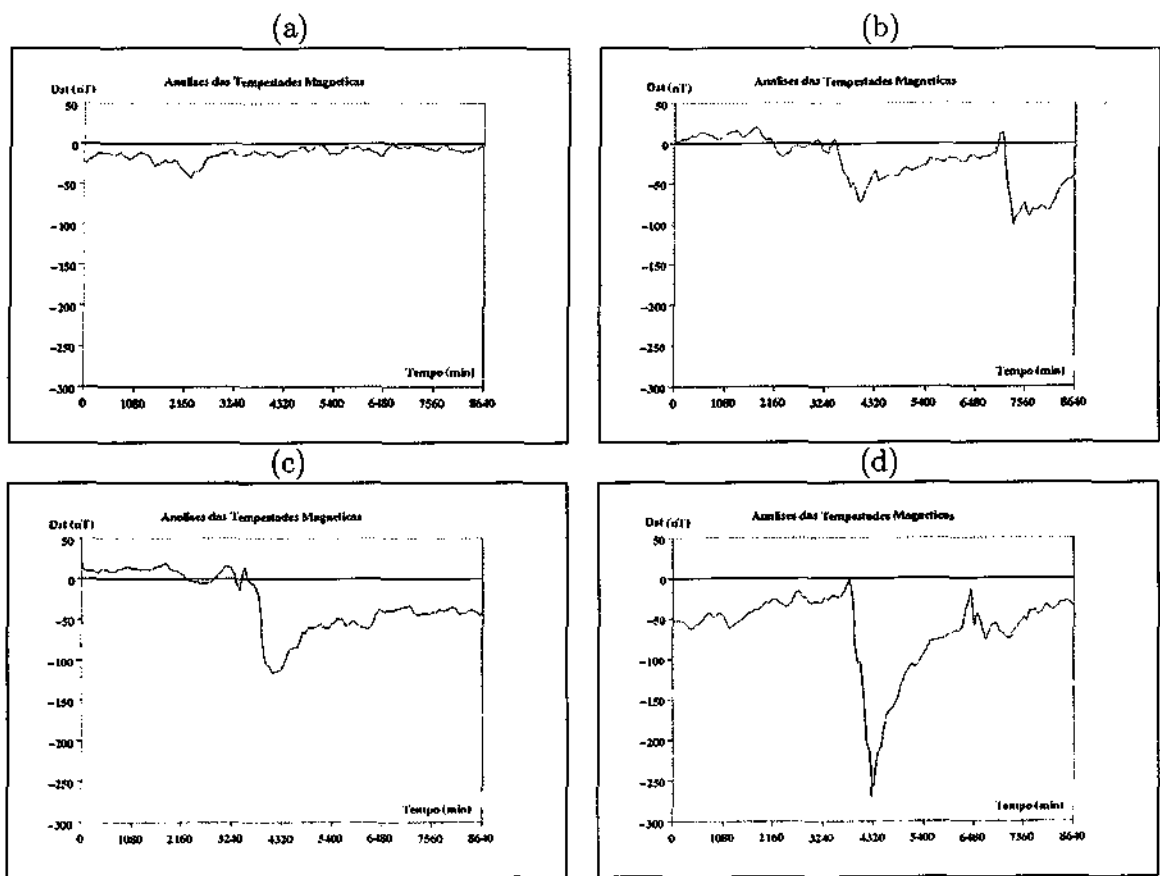


Fig. 2.2 – Classificação das tempestades magnéticas de acordo com o índice Dst (a) Tempestade Geomagnética Fraca, (b) Tempestade Geomagnética Moderada, (c) Tempestade Geomagnética Intensa, (d) Tempestade Geomagnética Super Intensa.

2.2 Magnetômetros

O Campo Magnético Terrestre (CMT) é medido com o emprego de magnetômetros. Estes são habitualmente classificados em instrumentos absolutos, relativos e variógrafos.

Denominam-se aparelhos absolutos os que efetuam a medida da declinação e inclinação, ou que medem o campo magnético B a partir de medidas de massa, comprimento, tempo, intensidade de corrente elétrica ou que recorrem a fenômenos como a ressonância magnética nuclear.

Os instrumentos que precisam ser calibrados (comparando-os com instrumentos absolutos) são designados por relativos e os mais conhecidos são os QHM (Magnetômetro Horizontal de Quartzo) que equipou durante décadas os Observatórios Magnéticos para a medida da componente horizontal do campo magnético. Os instrumentos relativos têm que ser regularmente calibrados por comparação com instrumentos absolutos, para se obter valores absolutos do CMT.

Alguns instrumentos apenas medem a variação temporal do campo magnético. Esses instrumentos são denominados variógrafos e o exemplo mais conhecido é constituído pelo magnetômetros de **fluxgate**, que estiveram na base dos primeiros levantamentos sistemáticos para fins de prospecção e que ainda hoje equipam muitos dos Observatórios Magnéticos.

2.2.1 Magnetômetros de Fluxgate

Os magnetômetros de fluxgate foram desenvolvidos durante a II Guerra Mundial para a detecção de submarinos, é amplamente utilizado para coleta de dados magnéticos de várias naturezas, entre eles estão as variações do Campo Magnético Terrestre. Este aparelho é o magnetômetro que deu origem aos magnetogramas amplamente utilizados neste trabalho, sobretudo na estação de KAKIOKA.

Seu sensor é constituído por dois núcleos paralelos de um material com permeabilidade magnética muito elevada, em volta de dois enrolamentos - primário e secundário - que são feitos com sentidos contrários. Quando se alterna uma corrente, essa é aplicada a um dos núcleos gerando um campo magnético induzido, de igual direção e sentidos contrários. Na ausência de um campo externo, a corrente aplicada é escolhida de modo que os núcleos não atinjam a saturação. Neste caso, o sinal em

tensão observado no enrolamento secundário é nulo.

Quando um campo magnético exterior é aplicado, ele vai reforçar o campo do núcleo desde que este não seja perpendicular. Neste caso, e se a regulagem do magnetômetro for tal que a saturação é atingida, gera-se um atraso entre os dois campos induzidos, que se traduz por um sinal em tensão cuja amplitude é proporcional à componente do campo exterior que é colinear com o núcleo do sensor. Por esta razão, o magnetômetro de fluxgate é um magnetômetro vetorial, isto é, com uma disposição adequada pode-se utilizar para medir de forma independente as três componentes do CMT. Um magnetômetro deste tipo pode atingir uma precisão de 1 nT.

2.3 Magnetogramas

As variações temporais detectadas por meio de magnetômetros localizados no solo são denominados magnetogramas. Neste trabalho, foram coletados magnetogramas de estações localizadas em latitudes e longitudes distribuídas próximas ao equador magnético, como Kakioka e Hermanos. Além desses observatórios, podemos citar também Durmont d'Urville (DRV) e Fort Churchill (FCC) que foram utilizados para análises de singularidades magnetosféricas no período de 4-9 de novembro de 1978 e 26-31 de agosto de 1979.

A obtenção dos magnetogramas é efetuada no site japonês <http://swdcd.db.kugi.kyoto-u.ac.jp>. Neste site pode-se obter dados globais e localizados, entre eles o índice Dst e magnetômetros de observatórios específicos como Kakioka. Os magnetogramas podem ser coletados na escala de segundos, minutos e horas. Na Tabela 2.2 estão apresentados os valores tabulados de um magnetogramas na escala de minutos.

O formato do magnetograma exemplificado na Tabela 2.2 é composto pela data, hora, Doy (uma constante do magnetograma) e pelos campos D , H , Z e F , que representam as componentes do campo magnético.

Quando coletados, os dados devem ser interpretados e conferidos de acordo com a data e hora, pois podem haver algumas diferenças nos dados. Essas diferenças são devido ao formato do magnetograma, ou seja, na coleta dos dados podem ocorrer distorções e algumas vezes os dados de uma linha podem se perder ou serem plotados em outra linha.

TABELA 2.2 – Formato dos magnetogramas do Centro Mundial de Dados Geomagnéticos de Kioto (Japão)

DATE	TIME	DOY	KAKD	KAKH	KAKZ	KAKF
1998-08-04	00:00:00.000	216	-419.57	30036.30	35316.40	46362.00
1998-08-04	00:01:00.000	216	-419.59	30036.40	35316.50	46362.10
1998-08-04	00:02:00.000	216	-419.61	30037.40	35316.40	46362.10
1998-08-04	00:03:00.000	216	-419.72	30036.40	35316.40	46362.00
1998-08-04	00:04:00.000	216	-419.53	30036.40	35316.60	46362.20
1998-08-04	00:05:00.000	216	-419.81	30034.40	35316.70	46362.30
1998-08-04	00:06:00.000	216	-419.96	30035.30	35316.60	46362.20
1998-08-04	00:07:00.000	216	-419.72	30033.40	35316.60	46362.30
1998-08-04	00:08:00.000	216	-419.74	30038.40	35316.80	46362.40
1998-08-04	00:09:00.000	216	-419.86	30036.40	35316.90	46362.50
1998-08-04	00:010:00.000	216	-419.61	30036.40	35316.80	46362.40

Depois de coletado, os magnetogramas precisam ser tratados, ou seja, informações como dia, hora, campos D, Z e F, não são necessárias e precisam ser excluídas para a execução da próxima etapa. Como neste trabalho somente a componente H está sendo utilizada, é preciso que o arquivo fique em formato coluna, contendo somente a componente H. Esse processo é necessário, pois os dados são processados somente em formato de coluna.

Os magnetogramas e a metodologia utilizada baseada na análise wavelet, são ponto de origem para análise das tempestades geomagnética que foram feitas neste trabalho. A Tabela 2.3 apresenta o conjunto de 86 tempestades moderadas e o índice Dst, todas baseadas na componente horizontal H do campo magnético retirado dos magnetogramas obtidos pelo observatório de Kakioka (Japão).

A Tabela 2.4 apresenta o conjunto de 34 tempestades Intensas e o índice Dst, todas baseadas na componente horizontal H do campo magnético medido no observatório de Kakioka (Japão).

A Tabela 2.5 apresenta o conjunto de 16 tempestades super intensas e o índice Dst, todas baseadas na componente horizontal H do campo magnético medido no observatório de Kakioka (Japão).

TABELA 2.3 - Tempestades Geomagnéticas Moderadas.

1997	Data de início das tempestades					
Data	10/01/97	10/02/97	17/02/97	28/02/97	11/04/97	02/05/97
Min. Dst (nT)	- 78	- 68	- 54	- 63	- 82	- 64
Data	09/06/97	15/07/97	03/08/97	03/09/97	18/09/97	01/10/97
Min. Dst (nT)	- 84	- 45	- 49	- 98	- 56	- 98
Data	10/12/97	30/12/97	17/04/97	27/05/97	24/10/97	27/10/97
Min. Dst (nT)	- 56	- 77	- 77	- 73	- 60	- 60
Data	25/10/97					
Min. Dst (nT)	- 63					
1998	Data de início das tempestades					
Data	07/01/98	30/01/98	21/03/98	24/04/98	06/06/98	14/06/98
Min. Dst (nT)	- 77	- 55	- 85	- 69	- 50	- 55
Data	16/07/98	18/09/98	07/10/98	11/12/98	25/12/98	29/03/98
Min. Dst (nT)	- 58	- 51	- 70	- 69	- 57	- 54
Data	20/08/98	29/12/98				
Min. Dst (nT)	- 67	- 58				
1999	Data de início das tempestades					
Data	23/01/99	01/03/99	17/04/99	31/07/99	09/08/99	20/08/99
Min. Dst (nT)	- 52	- 94	- 91	- 53	- 50	- 56
Data	13/09/99	10/10/99	07/11/99	08/11/99	13/12/99	31/12/99
Min. Dst (nT)	- 74	- 67	- 67	- 57	- 85	- 50
Data	07/03/99	10/03/99	29/03/99	23/08/99	16/09/99	15/10/99
Min. Dst (nT)	- 57	- 81	- 56	- 66	- 67	- 67
Data	16/11/99	24/11/99				
Min. Dst (nT)	- 79	- 50				
2000	Data de início das tempestades					
Data	11/01/00	23/01/00	08/03/00	31/03/00	17/05/00	08/06/00
Min. Dst (nT)	- 81	- 94	- 91	- 53	- 92	- 90
Data	26/06/00	12/09/00	04/11/00	23/12/00	16/04/00	24/04/00
Min. Dst (nT)	- 76	- 73	- 50	- 62	- 79	- 61
Data	20/07/00	23/07/00	29/07/00	29/08/00	30/09/00	03/10/00
Min. Dst (nT)	- 93	- 68	- 71	- 60	- 76	- 79
Data	23/10/00	10/11/00				
Min. Dst (nT)	- 53	- 96				
2001	Data de início das tempestades					
Data	24/01/01	13/02/01	05/03/01	28/03/01	10/05/01	18/06/01
Min. Dst (nT)	- 61	- 50	- 73	- 87	- 76	- 61
Data	13/09/01	23/09/01	12/10/01	22/12/01	24/12/01	30/12/01
Min. Dst (nT)	- 57	- 73	- 71	- 59	- 55	- 58

TABELA 2.4 - Tempestades Geomagnéticas Intensas.

1997	Data de início das tempestades					
Data	15/05/97	07/11/97	21/04/97	11/10/97	23/11/97	
Min. Dst (nT)	- 115	- 106	- 107	- 130	- 108	
1998	Data de início das tempestades					
Data	18/02/98	10/03/98	05/05/98	06/08/98	19/10/98	08/11/98
Min. Dst (nT)	- 101	- 116	- 119	- 138	- 112	- 142
Data	26/06/98	13/11/98	07/11/98			
Min. Dst (nT)	- 101	- 131	- 149			
1999	Data de início das tempestades					
Data	13/01/99	18/02/99	13/11/99			
Min. Dst (nT)	- 107	- 123	- 106			
2000	Data de início das tempestades					
Data	12/02/00	24/05/00	11/08/00	05/10/00	14/10/00	29/10/00
Min. Dst (nT)	- 133	- 147	- 106	- 116	- 107	- 127
Data	07/11/00	29/11/00				
Min. Dst (nT)	- 159	- 119				
2001	Data de início das tempestades					
Data	20/03/01	18/04/01	22/04/01	23/04/01	17/08/01	26/09/01
Min. Dst (nT)	- 149	- 114	- 102	- 105	- 102	- 102
Data	01/10/01	01/11/01				
Min. Dst (nT)	- 106	- 292				

TABELA 2.5 - Tempestades Geomagnéticas Super Intensas.

1998	Data de início das tempestades					
Data	04/05/98	25/09/98	27/08/98			
Min. Dst (nT)	- 205	- 207	- 155			
1999	Data de início das tempestades					
Data	22/09/99					
Min. Dst (nT)	- 173					
2000	Data de início das tempestades					
Data	06/04/00	12/08/00	06/11/00	16/07/00	17/09/00	
Min. Dst (nT)	- 287	- 235	- 159	- 301	- 201	
2001	Data de início das tempestades					
Data	31/03/01	11/04/01	03/10/01	21/10/01	28/10/01	06/11/01
Min. Dst (nT)	- 387	- 271	- 166	- 187	- 157	- 292
Data	24/11/01					
Min. Dst (nT)	- 221					

CAPÍTULO 3

Transformada de Wavelet

Originalmente empregadas para a análise de sinais sísmicos na geofísica, as transformadas wavelet foram melhor e mais amplamente formalizadas com os esforços dos matemáticos embora tais ideias já constituíssem um centro de convergência dos desenvolvimentos físicos, matemáticos, engenheiros, entre outros. Com isso, o uso das técnicas de wavelet na área de análise de dados vem crescendo exponencialmente, pois ela apresenta uma síntese de ideias antigas aliada a resultados matemáticos recentes, a eficientes algoritmos computacionais e ao interesse de ampla comunidade [4, 2].

Uma das primeiras utilizações da transformada wavelet foi como ferramenta para processamento de sinais e imagens. Foram desenvolvidas como uma extensão da transformada de Fourier, sendo que o propósito fundamental das técnicas como as transformadas de Fourier é fornecer informações de frequência em função do sinal dependente do tempo. Contudo, elas não fornecem informações sobre frequências no domínio de tempo, i.e., qual frequências existentes no instante de tempo.

A transformada Wavelet faz um passo adicional usando janelas de variáveis de tempo para diferentes frequências, tornando possível a análise do sinal em diferentes resoluções. Sendo assim, a transformada de Fourier fornece uma descrição global do sinal, mas não é bem adaptada para encontrar a localização e distribuição espacial das singularidades. Essa é a maior motivação para estudar as transformadas wavelets nas ciências matemáticas.

Com essa característica excepcional de análise do sinal em diferentes resoluções, verifica-se a necessidade de determinar qual a melhor função para o presente trabalho. Baseado nesta necessidade, observa-se que a transformada wavelet discreta (DWT) é uma transformada tempo \times frequência implementada em valores discretos de escala e localização. Uma função de destaque é a DWT com a wavelet de Haar, que é utilizada para detectar variações bruscas nos sinais.

Além disso, é possível construir funções wavelet utilizando uma ferramenta matemática conhecida como análise multiresolução [4]. Nessa técnica gera-se a função wavelet-mãe a partir de uma função de escalonamento. Com isso, bases com suporte compacto e grau de suavidade arbitrários podem ser construídas. As funções wavelet

de Daubechies são um exemplo desse tipo de construção.

3.1 Análise Multiresolução

Análise Multiresolução é um método que permite a comunicação da informação contida em um nível de resolução baixo com um nível de resolução alto e vice-versa.

Define-se uma análise multiresolução de $L^2(\mathbb{R}) - \{V^j, \phi\}$ - como seqüências de subespaços fechados V^j do $L^2(\mathbb{R})$ como função de escala associada ϕ satisfazendo as seguintes condições:

$$\dots \subset V^{-2} \subset V^{-1} \subset V^0 \subset V^1 \subset V^2 \subset \dots$$

$$\bigcap_{k \in \mathbb{Z}} V^k = \{0\}$$

$$L^2(\mathbb{R}) = \bigcup_{k \in \mathbb{Z}} V^k$$

$$f(x) \in V^j \Leftrightarrow f(2x) \in V^{j+1}$$

$$f(x) \in V^0 \Leftrightarrow f(x - k) \in V^0, k \in \mathbb{Z}$$

$$\{\phi(x - k)\}_{k \in \mathbb{Z}}, \text{ formam a base Riesz de } V^0$$

Devido a essas propriedades existem coeficientes h_k tais que ϕ satisfaz a relação de escala

$$\phi(x) = \sqrt{2} \sum_{k \in \mathbb{Z}} h(k) \phi(2x - k) \quad (3.1)$$

e para cada família j

$$\phi_k^j(x) = 2^{\frac{j}{2}} \phi(2^j x - k), k \in \mathbb{Z} \quad (3.2)$$

formam a base Riesz para o espaço V^j . Para cada $j \in \mathbb{Z}$, define W^j para ser complemento de V^j em V^{j+1} . Tem-se então,

$$V^{j+1} = V^j + W^j \quad (3.3)$$

Isso significa que W^j contem a diferença de informação entre o nível de resolução j e o nível de resolução $j + 1$. Existem muitas análises multiresolução. Para fixar j , a

família ϕ_k^j e suas transladadas,

$$\langle \phi_k^j, \phi_\ell^j \rangle = \delta_{k,\ell}. \quad (3.4)$$

As funções wavelet ortogonais ψ são definidas por,

$$\psi(x) = 2 \sum_{k \in \mathbb{Z}} g(k) \phi(2x - k) \quad (3.5)$$

em que $g(k) = (-1)^{k+1} h(-k + 1)$ e a família de função

$$\psi_k^j(x) = 2^{\frac{j}{2}} \psi(2^j x - k) \quad (3.6)$$

que formam a base Riesz para W^j . Neste contexto, se $f \in L^2(\mathbb{R})$ e P^j é a projeção de f em V^j , então

$$P^j(x) = \sum_j \langle f, \phi_k^j \rangle \phi_k^j(x) \quad (3.7)$$

A projeção em W^j é definida por,

$$Q^j f(x) = \sum_j \langle f, \psi_k^j \rangle \psi_k^j(x) \quad (3.8)$$

contém a diferença de informação entre o nível j e $j + 1$, i.e.,

$$Q^j f(x) = [P^{j+1} - P^j] f(x) \quad (3.9)$$

então,

$$P^{j+1} f(x) = [P^j - Q^j] f(x) \quad (3.10)$$

corresponde para a decomposição,

$$V^{j+1} = V^j + W^j \quad (3.11)$$

Para decomposição multiescala

$$P^{j+1} f(x) = [P^{j_0} + Q^{j_0} + \dots + Q^j] f(x), \quad (3.12)$$

Onde $j_0 < j$. Isso corresponde a somatória,

$$V^{j+1} = V^{j_0} + W^{j_0} + \dots + W^j. \quad (3.13)$$

Definindo

$$c_k^j = \langle f, \phi_k^{*j} \rangle, d_k^j = \langle f, \psi_k^{*j} \rangle, \quad (3.14)$$

a equação pode ser escrita como

$$\sum_k c_k^{j+1} \phi_k^{j+1}(x) = \sum_k c_k^j \phi_k^j(x) + \sum_k d_k^j \psi_k^j(x), \quad (3.15)$$

em que d_k^j são os coeficientes wavelet.

Para que cada wavelet tenha um suporte compacto, i.e., esteja definida num intervalo limitado e fechado, é necessário que apenas um número finito de coeficientes tome valores diferentes de 0. Para a família N , o numero de coeficientes de filtro a considerar é dado por $2N$.

A função de escala está assim definida no intervalo $[0, 2N - 1]$. A este intervalo designa-se suporte da função de escala. Uma propriedade importante das waveletes, para além da ortogonalidade, é a de permitir representar exatamente um polinômio de grau $N - 1$, por meio da combinação linear da função de escala e das suas translações inteiras.

Essa transformada é utilizada para detectar variações bruscas nos sinais. Deve-se salientar que os coeficientes wavelet indicam a região de transição entre diferentes tipos de movimentos. A transformada de Fourier não é capaz de reconhecer essa região de transição. Na análise de Fourier apenas a presença das frequências envolvidas é detectada, sem nenhuma informação sobre a localização espacial dessas frequências.

3.2 Ferramenta utilizada para cálculo da transformada wavelet

Com a melhor representação definida, utiliza-se o Scilab para análise dos dados. O Scilab é um ambiente [8] voltado para a programação interpretada na resolução de problemas numéricos e representação gráfica. A interação do usuário com o programa, pode ocorrer de duas formas distintas. Na primeira, os comando são digitados diretamente no prompt do Scilab. Neste modo, o programa funciona como se fosse uma sofisticada e poderosa calculadora. Na segunda, um conjunto de comandos é digitado em um arquivo texto, que será levado ao ambiente Scilab e executado. Neste modo, o scilab funciona como um ambiente de programação.

O FRACLAB é uma ferramenta ou um “toolbox” do Scilab. Ela possui funções para o com o calculo de algumas Transformadas Wavelet como a DWT com a wavelet de Daubechies. Desta forma é possível tratar os dados e gerar uma visualização gráfica dos mesmos.

Por meio dessas ferramentas e com os magnetogramas disponíveis, precisa-se fazer um programa (Apêndice A) para processar os dados e determinar as singularidades. Portanto, este programa depois de elaborado, é levado ao ambiente Scilab e executado com o auxílio do FRACLAB, que utiliza a análise de wavelet como ferramenta.

No primeiro passo, o programa verifica os dados (número de linhas, coluna, etc), portanto se o formato do arquivo que contém os dados estiver diferente do estabelecido no programa, isso acarretará em erro e não será possível processar os dados. Na próxima etapa, o programa determina qual família wavelet está sendo usada, neste caso a 'Daubechies, 4'.

Com os dados no formato que estabelece o programa e a transformada wavelet selecionada, o programa seleciona o arquivo ou estação para a análise, assim pode-se trabalhar com várias estações ao mesmo tempo ou ainda com uma única estação.

Ele lê os dados e utiliza a ferramenta wavelet gerando 3 níveis de decomposição. Esses dados tem como saída uma parte gráfica que expõe o Dst, os dados em estudo e os três níveis de decomposição. Com esses resultados pode-se fazer um estudo das tempestades e determinar o exatamente o ponto em que ocorre o decaimento abrupto do sinal.

CAPÍTULO 4

Resultados

Para estudar as tempestades geomagnéticas utiliza-se a componente H do campo magnético contida nos magnetogramas. Utilizou-se uma ferramenta que caracteriza bem peculiaridades desse dados como a transformada de wavelet, em que a intensidade dos coeficientes wavelet são utilizados. Essa implementação foi feita no Fraclab do Scilab, desta forma pode-se utilizar essas ferramentas de análise que são as transformadas Wavelet e de forma acessível a qualquer grupo de pesquisa.

Neste trabalho seguiu-se duas linhas de análise. Na primeira estudou-se o comportamento das tempestades de forma global, ou seja, as estações estavam distribuídas uniformemente em latitude e longitude, com algumas exceções, como é o caso da estação de Fort Churchill (FCC). Além disso, levou-se em conta o índice AE, todos comparados com o índice Dst. Neste caso, efetuaram-se somente algumas análises, portanto, os resultados são exploratórios. De outra forma, foram feitas análises localizadas, isso significa que somente a estação de Kakioka foi comparada com o índice Dst. Neste caso, observa-se que a representação gráfica ou cartesiana dos magnetogramas na estação, apresentam maior semelhança a representação gráfica do índice Dst. Baseado nas representações cartesianas, observa-se ainda que a estação de Kakioka atua de forma decisiva para a determinação do índice. Essas estações foram analisadas por meio da transformada wavelet de Daubechies (família 4, $N=2$) em três níveis de decomposição. As próximas figuras explicam e ilustram essa situação.

Na Figura 4.1 utiliza-se a aplicação da transformada wavelet em uma tempestade magnética utilizando os magnetogramas como base para detecção de singularidades magnetosféricas. Baseado no coeficiente wavelet representado nos níveis de decomposição desta aplicação, pode-se observar que não ocorre a presença de grandes flutuações do índice Dst neste caso, portanto uma tempestade classificada como Fraca.

Cada nível de decomposição, d^1 , d^2 e d^3 , representam uma banda de frequência analisada. Observa-se que não existe a presença de singularidades significativas, a não ser no nível de decomposição 3. Portanto, de acordo os coeficientes wavelet, a interação do vento solar com a magnetosfera está em um período calmo com pequenas variações entre os dias 5 e 6.

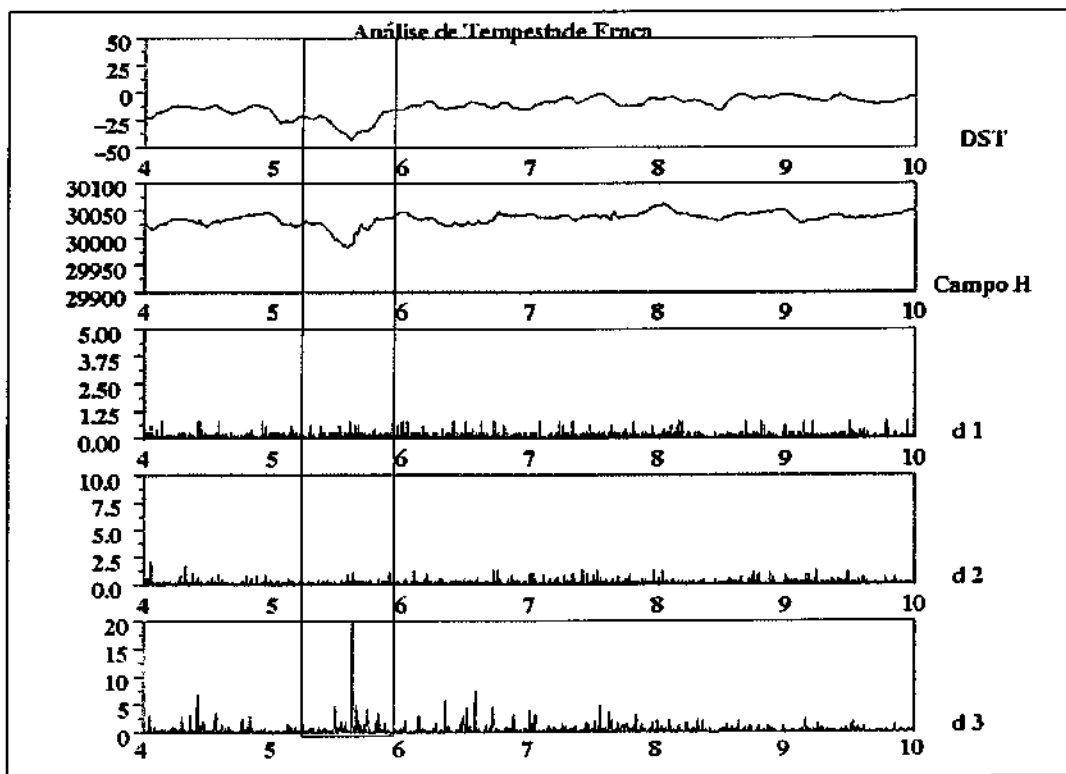


Fig. 4.1 – Tempestade geomagnética fraca. O primeiro gráfico é uma representação cartesiana do índice Dst e o segundo da componente H do campo magnético na estação de Kakioka. Os gráficos d^1 , d^2 e d^3 representam os coeficientes wavelet, que por sua vez foram selecionados pelas barras paralelas no gráfico.

Na Figura 4.2 pode-se observar os coeficientes wavelet baseado nesta aplicação e verificar a ocorrência de um evento entre os dias 6 e 7 com o índice Dst atingindo valores entre $-50nT$ e $-100nT$, portanto uma tempestade classificada como Moderada.

De acordo com os 3 níveis de decomposição, observa-se nessa análise a presença de singularidades selecionadas pelas barras paralelas, isso significa que houve uma alteração da atividade magnética nesse período, e a interação do plasma solar com a magnetosfera se intensificou.

Portanto, o aumento da pressão dinâmica do vento solar da origem a fase inicial da tempestade geomagnética moderada, que comprime a magnetosfera. Isso traduz em um achatamento maior da magnetosfera no período de tempestade moderada com relação à tempestade fraca.

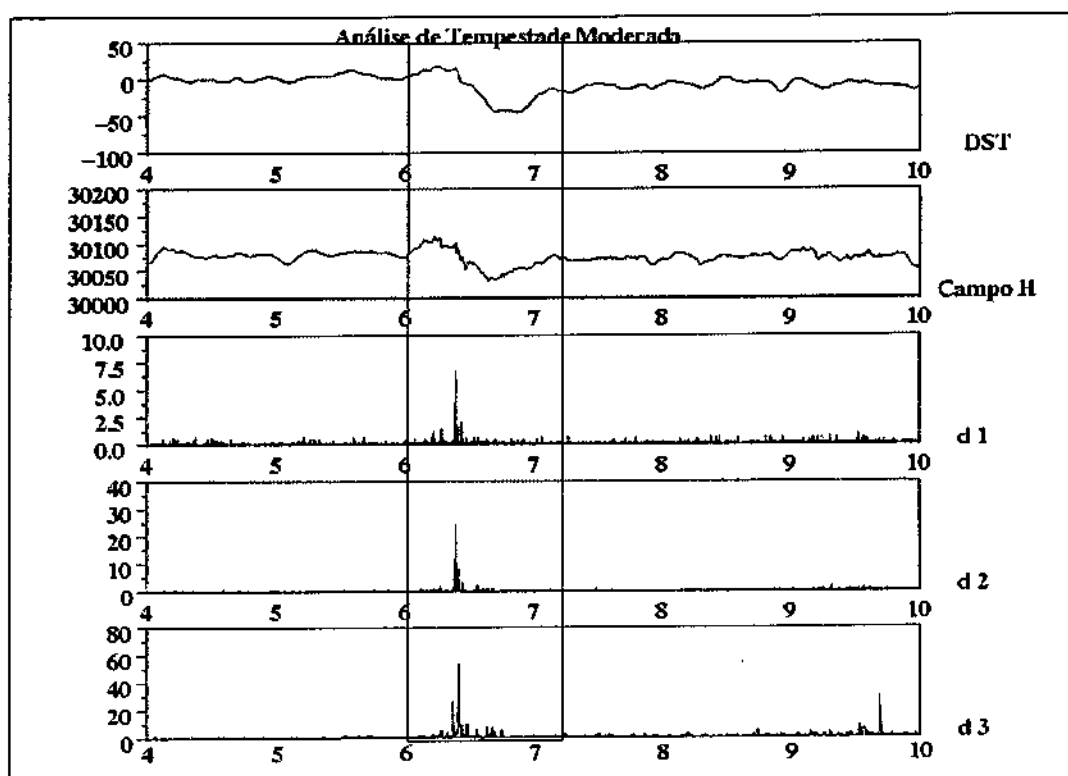


Fig. 4.2 – Tempestade geomagnética moderada. A descrição dos gráficos é a mesma da Figura 4.1.

Na Figura 4.3 pode-se observar os coeficientes wavelet baseado nesta aplicação e verificar a ocorrência de um evento prolongado, no período selecionado pelas barras paralelas. O índice Dst atinge valores próximos a $-150nT$, portanto uma tempestade classificada como Intensa.

De acordo com as singularidades, representadas principalmente no d^3 , pode-se observar que existem quedas abruptas nos índices da componente de campo H.

Essas quedas abruptas significam a presença de atividade magnética mais intensa e maior achatamento da magnetosfera com relação as tempestades moderadas e fracas. Isso traduz o aumento da pressão dinâmica do vento solar sobre a magnetosfera, que da origem a fase inicial da tempestade geomagnética Intensa.

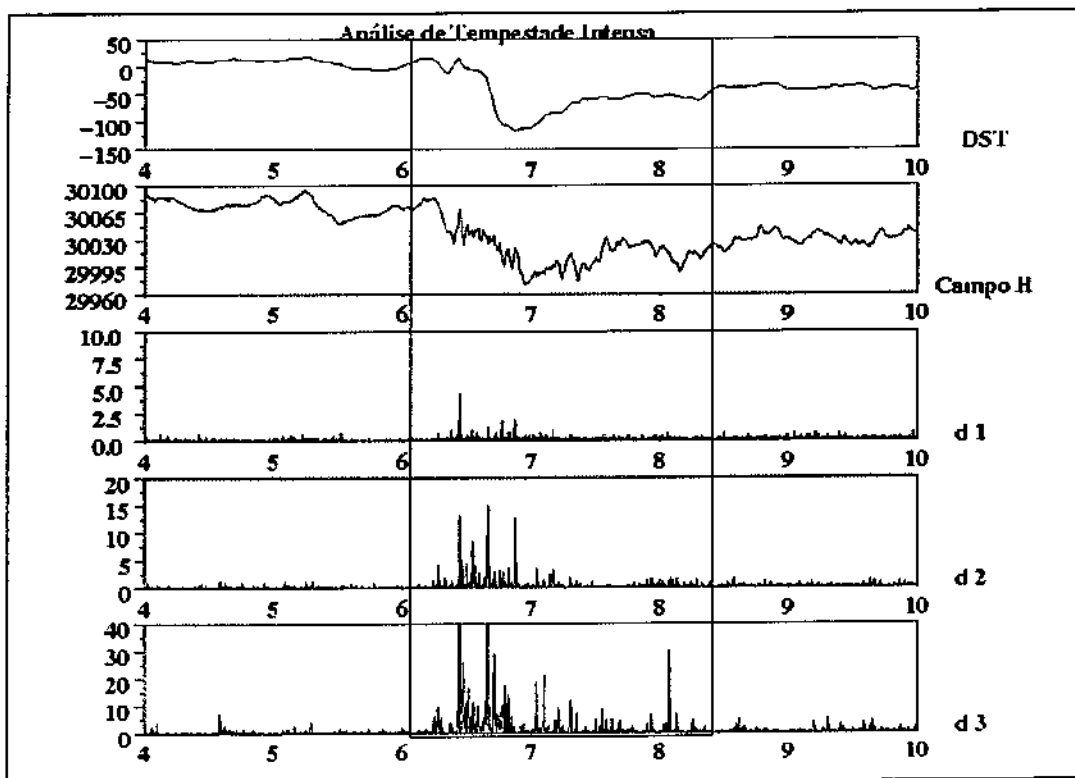


Fig. 4.3 – Tempestade geomagnética intensa. A descrição dos gráficos é a mesma da Figura 4.1.

Na Figura 4.4 pode-se observar os coeficientes wavelet baseado nesta aplicação selecionados pelas barras paralelas e verificar a ocorrência de um evento com grande atividade magnética. O índice Dst atinge valores próximos a $-250nT$, portanto uma tempestade classificada como Super Intensa.

Os níveis de decomposição d^1 , d^2 e d^3 detectam e ilustram a região em que ocorreram as quedas do índice Dst e da componente H do campo magnético, além disso, não ocorre a presença de singularidades no período restante. Portanto, este exemplo mostra bem como a análise de wavelet aplicada a singularidades é eficiente, pois detecta a presença de um decaimento abrupto nos dias em que ocorrem intensas variações da componente H.

A atividade magnética é muito intensa, e a tempestade causa grande achatamento da magnetosfera com relação as tempestades fracas, moderadas e intensas. Neste caso a atividade magnética é tão grande que podem formar as chamadas Auroras Boreais.

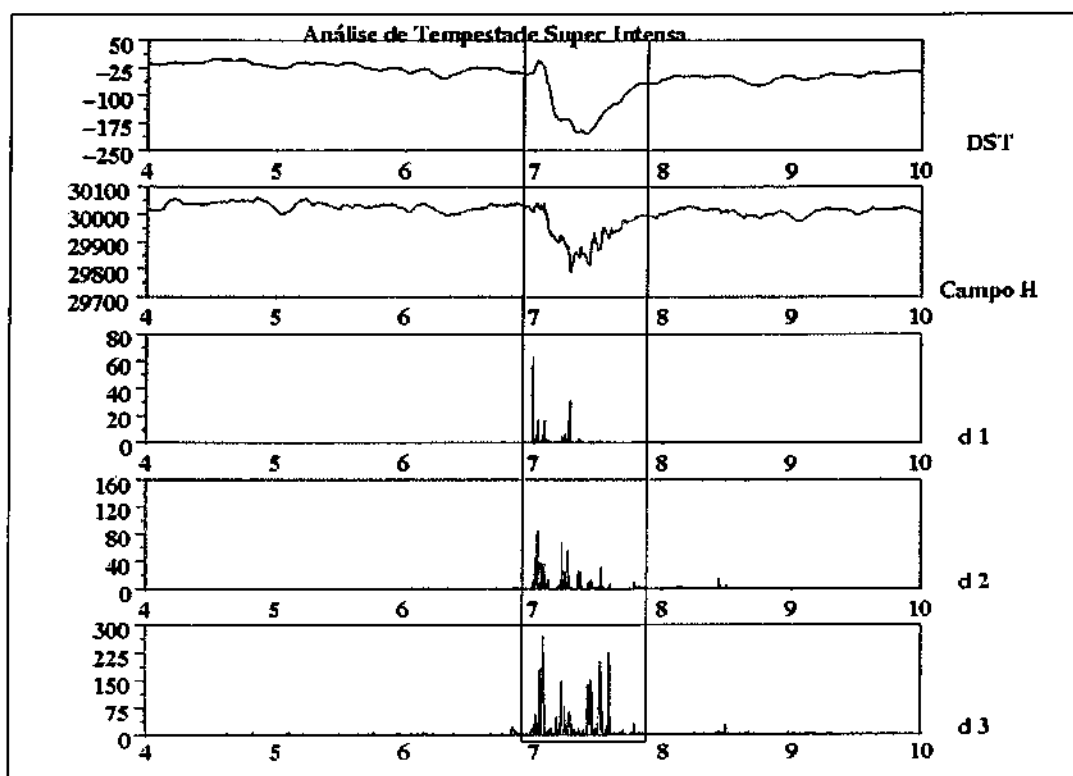


Fig. 4.4 - Tempestade geomagnética super intensa. A descrição dos gráficos é a mesma da Figura 4.1.

CAPÍTULO 5

Considerações finais

Na análise das tempestades quanto a sua intensidade, torna-se interessante a comparação de estações localizadas, como é o caso de Kakioka, com índices globais, como é o caso do Dst.

Em alguns casos, principalmente em tempestades intensas e super intensas, em que os períodos são mais perturbados, observa-se que a fase de recuperação de uma tempestade pode ser muito próxima da fase de início de outra tempestade subsequente.

Pode-se dizer que a transformada Wavelet torna-se útil na análise das tempestades geomagnéticas, visto que a análise de Fourier consegue-se determinar as frequências participantes, porém não consegue determinar em que instante de tempo, isso torna os resultados globais. Na análise wavelet é possível determinar as frequências no instante de tempo em que estão presentes, portanto os resultados são localizados.

Observou-se que com a wavelet de Daubechies ortogonal é possível distinguir as quedas abruptas no sinal.

Baseado nos resultados obtidos, pode-se constatar que a aplicação da Análise Wavelet no estudo das tempestades magnéticas, revela-se útil, pois permite lidar diretamente com os magnetogramas e não somente com o índice pós-processado Dst.

Existem várias possibilidades para continuidade do projeto. Uma delas seria a utilização e comparação com outras estações de baixas latitudes como San Juan, Honolulu e Hermanos. Considerando que estas estações e a estação de Kakioka formam as 4 componentes para determinação do índice Dst, a comparação entre elas com o índice poderia determinar se todas estações estão contribuindo uniformemente para a determinação do mesmo.

Outra opção, seria fazer uma comparação com estações de alta Latitude como a estação de Fort Churchill (FCC), ou ainda comparar com o índice AE.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- [1] A.R. Barbosa. Wavelets no intervalo em elementos finitos. Master's thesis, Instituto Superior Técnico, 2001.
- [2] M.O. Domingues, O.Jr. Mendes, and A.M. Costa. Algumas aplicações wavelet na análise de sinais atmosféricos. Technical report, SBMAC - Sociedade Brasileira de Matemática Aplicada e Computacional, São José dos Campos, SP, Brasil, ago 2003.
- [3] W.D. Gonzalez. What is a geomagnetic storm. *Journal of geophysical research*, 99(5771-5792), April 1994.
- [4] Daubechies. I. *Ten Lectures on Wavelets*. SIAM, Philadelphia, 1992. 357pp.
- [5] O.Jr Mendes. Causas interplanetárias das tempestades geomagnéticas moderadas. Technical report, INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, set 1990.
- [6] O.Jr Mendes. *A origem interplanetária e o desenvolvimento da fase principal das tempestades geomagnéticas moderadas. (Tese de Doutorado em Ciência Espacial/Geofísica Espacial)*. PhD thesis, INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, ago 1992. Inpe-5445-TDI/491.
- [7] O.Jr. Mendes and M.O. Domingues. Introdução à eletrodinâmica atmosférica. *Revista Brasileira de Ensino de Física*, page 29, mar 2002.
- [8] P.S.M. Pires. Introdução ao scilab versão 1.0. Technical report, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal-RN, 2001.
- [9] M.M.F. Saba. *Estudo da atividade magnetosférica através dos índices geomagnéticos AE, AP e DST*. PhD thesis, INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, nov 1992. Inpe-5470-IP1/501.
- [10] B.T. Tsurutani. Great magnetic storms. *Geophysical research letters*, 19(1):73-76, January 1992.

APÊNDICE A

Programa de Análise Wavelet

```
%;exec("/home/margaret/fraclab-2.0/builder.sce");
%;exec("/home/margaret/fraclab-2.0/loader.sce");

ColumnElement=['AE','DRV','FCC','BOU','KAK','HER'];

N=8640;
beginday=4;
smin=7;
smax=int(log2(N)-1);
Np= smax-smin;
ns=2**smax;

q=MakeQMF('daubechies',4);

arqname=msprintf("DST4a9nov78.dat");
fd=mopen(arqname,"r");
NAN=0;
for i=1:144
dst(i)=mfscanf(fd,"%f");
if(dst(i)==-99999)
NAN=1;
dst(i)=%nan;
end
end

mclose(fd);

for pos=1:6
clear arqname
arqname=msprintf("%s4a9nov78.dat",ColumnElement(pos));
fd=mopen(arqname,"r");
NAN=0;
for i=1:N
x(i)=mfscanf(fd,"%f");
```



```

if(x(i)==99999)
NAN=1;
x(i)=%nan;
end
if(x(i)==9999)
NAN=1;
x(i)=%nan;
end
end

[wt, wti, wtl]=FWT(x,smax,q);

arq=msprintf("WT%sNov78.dat",ColumnElement(pos));
[fd1, err]=mopen(arq,"wt");
ss=size(wt);
for i=1:ss(2)
fprintf(fd1, "%f \n",abs(wt(i)*wt(i)) );
end
mclose(fd1);

arq=msprintf("WTi%sNov78.dat",ColumnElement(pos));
[fd1, err]=mopen(arq,"wt");
ss=size(wti);
for i=1:ss(2)
fprintf(fd1, "%f \n",wti(i));
end
mclose(fd1);

arq=msprintf("WTl%sNov78.dat",ColumnElement(pos));
[fd1, err]=mopen(arq,"wt");
ss=size(wtl);
for i=1:ss(2)
fprintf(fd1, "%f \n",wtl(i));
end
mclose(fd1);

xbasec()

```

```

xset("font",4,3)
xset("thickness",1)

ttitle=msprintf("4th-9th, November 1978");
subplot(Np,1,1)
tdst=linspace(1,8640,144);
tdst=tdst/(24*60)+beginday;
plot2d(tdst,dst, rect=[4,-50,10,20], nax=[3,2,3,2])
xtitle(['Weak/ModerateStorm4th - 9th, November1978'],'DST','Days')

subplot(Np,1,2)
t=linspace(1,N,N);
t=t/(24*60)+beginday;
plot2d(t,x, rect=[4, 6800, 10, 8000], nax= [3, 2, 3, 2])
xtitle(' ',ColumnElement(pos),' ');

for ki=1:Np-2
NN=wtl(ki);
N1=wti(ki)+1;
N2=wti(ki+1);

t=linspace(1,N,wtl(ki));
t=t/(24*60)+beginday;

awt=abs(wt(N1:N2))**2;

if(NAN==0)
else
kkmax=max(size(awt));
MAXawt=0;
for kk=1:kkmax
if(awt(kk)>MAXawt)
MAXawt=awt(kk);
end
end
end

subplot(Np,1,ki+2)

```

```
plot2d(t,awt);
clear ttitle
ttitle=msprintf('d %d ',ki);
xtitle(' ',ttitle,' ');

end

xbasimp(0,"OUT");
unix_s("/usr/lib/scilab-2.6/bin/BEpsf OUT.0");
cmd=msprintf("mv OUT.eps %sNov78.epsf",ColumnElement(pos));
unix_s(cmd)

mclose(fd);
end
```