
UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Omar Cléo Neves Pereira

**FÍSICA ESTATÍSTICA APLICADA AO ESTUDO DA
DINÂMICA DOS SISMOS E TEMPESTADES
GEOMAGNÉTICAS**

Maringá
2011

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Omar Cléo Neves Pereira

**FÍSICA ESTATÍSTICA APLICADA AO ESTUDO DA
DINÂMICA DOS SISMOS E TEMPESTADES
GEOMAGNÉTICAS**

*Dissertação apresentada à
pos-graduação em Física
da Universidade Estadual
de Maringá como requisito
parcial para obtenção do
título de Mestre.*

Orientador: Prof. Dr. Luis Carlos Malacarne

Maringá
2011

À Thaís, Anaih e Raul,

OFEREÇO.

Ao Meu pai (in memorian),

DEDICO.

Agradecimentos

À inteligência suprema, causa primária de todas as coisas.

À Universidade Estadual de Maringá e ao Programa de Pós-Graduação em Física pela oportunidade.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES pela concessão da bolsa de estudo.

Ao professor e orientador Luis Carlos Malacarne, pela paciência e compreensão na orientação deste trabalho.

Aos professores, funcionários, vigias e alunos da UEM que contribuíram nesta etapa.

À família pelo apoio.

Enfim, a todos que, direta ou indiretamente, cooperaram para a realização deste trabalho.

Sumário

Resumo	v
Abstract	1
1 Introdução	2
2 Conceitos e Métodos	7
2.1 Distribuição de probabilidades	7
2.1.1 Distribuições do tipo lei de potência	10
2.1.2 Distribuição dos incrementos	11
2.2 Correlação de longo alcance	13
2.2.1 O método DFA	14
3 Abalos Sísmicos	18
3.1 Estrutura interna da Terra	20
3.2 Avaliando os terremotos	22
3.3 Principais leis	25
3.4 Catálogo <i>Northern California</i>	26
3.4.1 DFA <i>clustesrs</i>	33
3.4.2 Energias e Intervalo entre sismos	35
3.4.3 DFA: Série Energia e Série Intervalo	38
4 Geomagnetismo	40
4.1 Atividade solar	41
4.1.1 Ciclo de atividade solar	41
4.1.2 Explosões solares e ejeções de massa coronal	43

4.2	Relações Sol-Terra	45
4.2.1	Vento solar	45
4.2.2	Magnetosfera terrestre	47
4.2.3	Cinturões de van Allen	49
4.2.4	Ionosfera terrestre	51
4.2.5	Inversão dos pólos magnéticos	53
4.3	Tempestades geomagnéticas	55
4.4	O índice Dst	59
4.4.1	Intervalos de Calmaria e Tempestade	63
4.4.2	Intensidade das Tempestades e Índice de Dano	71
4.4.3	Correlações de longo alcance	73
5	Conclusão	76
	Bibliografia	78

Resumo

Neste trabalho, aplicamos os conceitos e métodos de física estatística para analisar a dinâmica de sismos e tempestades geomagnéticas. Para isto, utilizamo-nos de duas séries temporais, a série sismológica do Norte da Califórnia e o índice Dst. A primeira contém aproximadamente 412000 registros, do período entre 1984 a 1998, de uma das falhas geológicas mais ativas e estudadas do planeta. A série do Dst, com aproximadamente 334000 registros entre os anos de 1957 a 2004, representa uma estimativa global das variações na componente horizontal do campo magnético da Terra em baixas latitudes. Em particular, dos dados de sismos trabalhamos com duas séries, denominadas Série Energia, representando a energia dissipada $E = \exp(M)$, com M sendo a magnitude do terremoto, e Série Intervalo, que dá o tempo de duração entre um sismo e o subsequente. Do índice Dst derivamos outras quatro séries, Série Intervalo de Calmaria, representando a duração dos períodos sem tempestades, Série Intervalo de Tempestade, que trata da duração das tempestades, Série Intensidade das Tempestades, com o maior valor absoluto do Dst em uma tempestade e Série Índice de Dano, que contempla a duração e intensidade de uma tempestade. Por meio da física estatística, estas séries foram analisadas e discutidas, e seus resultados podem ser encarados como uma forma de entendermos um pouco mais a respeito da dinâmica dos sistemas físicos aqui estudados.

Abstract

In this work, we apply concepts and methods from statistical physics to analyze the dynamics of seismic and geomagnetic storms. We consider two time series, the seismic series of North of California and the Dst index. The first contains approximately 412000 records, in the period between 1984 to 1998, from one of the most active and studied geological faults on the planet. The Dst series, with approximately 334000 records in the period between 1957 to 2004, represents a global estimate of the horizontal magnetic Earth field variations for low latitudes. Particularly, in the seismic database case, we work with two series, Energy Series, to represents the energy dissipated $E = exp(M)$, where M is the magnitude of earthquake, and Interval Series, which gives the time between an earthquake and the subsequent. From the Dst index, we derive other four series, Calm Interval Series, representing the time interval without storms, Storm Interval Series, which represents the duration of storms, Intensity Storm Series, representing the largest absolute value for the Dst in a storm and Damage Index Series, which provides the length and intensity of a storm. By using statistical physics properties, these series were analyzed and discussed, and their results can be seen as a way to understand a little more about the dynamics of the physical systems studied here.

Introdução

O todo é mais do que a simples soma das partes. Talvez esta expressão, dita por Aristóteles há mais de dois mil anos atrás e que é usado como conceito básico da teoria do gestaltismo iniciada no final do século XIX, possa refletir o emergente campo de pesquisa da física teórica chamado "sistemas complexos". Estes sistemas são formados por partes interconectadas que interagem de tal forma que evidenciam comportamentos ou propriedades que não são evidentes considerando apenas as partes individuais. Destas interações, não lineares, podem surgir propriedades interessantes nos sistemas complexos e não, necessariamente, da complexidade das partes individuais. Estas interações não são desprezíveis mesmo para partes muito distantes em relação a uma distância característica apropriada do sistema.

O histórico de um sistema complexo também pode ser fundamental, pois estados passados podem influenciar estados presentes, podendo existir interações temporais de longo prazo, sendo comuns os efeitos de memória e correlações no tempo. Uma marcante propriedade de tais sistemas é a presença de leis de potência, que são observadas em diversos contextos como biologia, geologia, economia, sociologia e outros. Com o intuito de obter modelos teóricos mais gerais para esses fenômenos, conceitos como auto-similaridade, criticalidade auto-organizada e fractais passaram a fazer parte da física contemporânea.

Alguns fenômenos que parecem se comportar desordenadamente no curto prazo podem apresentar tendências quando o tempo de observação é longo. Estudando a variação no preço do algodão, Mandelbrot (1963) [1] percebeu certa simetria em pequenas e grandes escalas, ou seja, as variações diárias eram semelhantes às variações mensais, sugerindo que as sequências de variações não dependiam da escala, indicando a presença de

leis de potência. Esta percepção, de que havia certa ordem oculta ou um padrão na irregularidade, compõe uma das principais características dos fractais: a auto-similaridade. Isto pode ser observado em descargas atmosféricas em que um pedaço do raio se parece com o raio todo, ou em um pequeno pedaço de couve-flor que se parece com a verdura inteira.

A expressão fractal foi cunhada por Mandelbrot (1967) [2] em seu artigo "*How long is the coast of Britain?*". Ali, Mandelbrot afirma que as irregularidades do litoral, conforme a riqueza de detalhes com que se observa ou a resolução espacial, levam a medidas de comprimento indefinidas. No entanto, muitas destas medidas são estatisticamente auto-similares, significando que cada porção pode ser considerada uma imagem em escala reduzida do todo. Assim como nos preços do algodão [1], havia um padrão na irregularidade.

Os pontos críticos podem ser atingidos espontaneamente, sem intervenção externa, pela natureza. Este fenômeno é denominado criticalidade auto-organizada. Isto parece acontecer quando as partes de um sistema lentamente se afastam do estado de equilíbrio, e as ações individuais das partes são dominadas pelas interações. Isto pode ser ilustrado com a idéia de uma avalanche. De forma prática, imaginemos uma pequena quantidade de arroz que se deposita aos grãos, um por um em uma superfície plana, formando uma pilha. Um único grão pode cair sobre a pilha e derrubar toda a estrutura como também não ter consequência alguma, ou ainda qualquer outro efeito entre estes dois extremos. Neste caso, podemos prever a frequência de ocorrências das avalanches mas não quando elas irão ocorrer. Tem-se outra vez uma lei de potência [3] representando uma ordem oculta na aparente complexidade de uma pilha de arroz.

Os terremotos, que são o resultado de um processo geológico no qual as tensões são acumuladas lentamente e liberadas quase que instantaneamente, também distribuem-se em função da energia liberada como uma lei de potência conhecida como lei de Gutenberg-Richter [4]. Se os considerarmos como um fenômeno crítico, a causa que produz pequenos sismos é a mesma que provoca grandes terremotos. Essa lei de potência de grande simplicidade e ordem representa um sistema, a primeira vista, aleatório. Sabemos que um sismo com grande liberação de energia produz uma sequência de pequenos tremores chamados de *aftershocks*, os quais decaem com o tempo como uma lei de potência conhecida como lei de Omori [5]. Apesar disso, as sequências de *aftershocks* podem apresentar uma estrutura hierárquica complicada, na qual cada *aftershock* pode produzir sua própria sequência de *aftershocks*, e assim por diante.

Aparentemente, a natureza busca ordem em meio ao caos, o que parece contrariar a segunda lei da termodinâmica. À luz dessa lei, como explicar a origem da vida na

Terra? Pequenas moléculas que se organizaram e, a partir daí, se organizaram mais ainda formando outras estruturas cada vez mais complexas e ordenadas. No entanto, a ordem e os padrões podem aparecer por conta da interação do sistema com o meio. Quando colocamos dois osciladores periódicos idênticos, por exemplo pêndulos, para executar suas funções, cada um as faz conforme uma frequência própria, característica de cada um. Mesmo supondo que estes osciladores sejam realmente idênticos, ou seja, feitos a partir do mesmo material, tenham mesma massa, sejam constituídos das mesmas peças, etc., quando são colocados para oscilar, sem nenhum tipo de acoplamento, cada um o faz em uma determinada frequência. No entanto, quando existe algum tipo de acoplamento, isto é, quando as partes passam a "saber" da existência das demais, estas podem oscilar em uníssono, dependendo da qualidade do acoplamento ou da quantidade de informação que é transmitida entre as partes. Um exemplo bem conhecido disto é o caso de algumas espécies de vaga-lumes que, apesar de cada vaga-lume piscar numa frequência que só depende dele, ao se reunirem passam a piscar em uníssono [6, 7]. Este fato, já observado há quase quatro séculos, é especialmente visto na Malásia (Ásia) quando miríades de vaga-lumes machos, que se reúnem à beira dos rios em busca de fêmeas para o acasalamento, produzem um verdadeiro espetáculo de luzes sincronizadas. Outro fato muito interessante que merece ser citado é o aplauso humano, fenômeno em que a sincronia das palmas pode aparecer e desaparecer várias vezes durante um evento, tornando-se uma prazerosa expressão de auto-organização social [8]. Estes fatos ocorrem devido ao que se chama de física de campo médio. Quando uma grande população de osciladores está presente e passam a interagir, o que existe é um campo médio ou uma intensidade média que dirige cada oscilador à ordem.

Contudo, a natureza não se expressa apenas por meio de osciladores periódicos. A exemplo disso podemos citar a atividade elétrica de um neurônio do cérebro humano que apresenta uma dinâmica muito complicada. Além disso, temos uma quantidade aproximada de cem bilhões de neurônios em nosso cérebro acoplados de maneira complexa. Para que este sistema complexo dê lugar aos processos cognitivos, ao pensamento, à fala, enfim, a todo potencial ou capacidade de se auto-superar é preciso que os neurônios interajam em uma rede estruturada. Aliás, uma rede estruturada não existe apenas no nosso cérebro mas também em outros sistemas. Por exemplo, as redes de relacionamento também são estruturadas. Pessoas fisicamente muito próximas podem não se relacionar e ao mesmo tempo pode haver algum tipo de relacionamento entre pessoas muito distantes. As relações de amizade possuem uma estrutura que pode ser explicada estatisticamente. Em seu artigo "*Why your friends have more friends than you do*"[9], Feld (1991) argumenta

que existem pessoas que não tem amigo nenhum e que portanto não somos amigos delas, mas que quando buscamos fazer amizades existe uma tendência de procurarmos pessoas que já possuem bastante amigos ou que fazem amigos mais facilmente, aumentando ainda mais o número de amigos dessa pessoa. Estas pessoas que possuem grande número de amigos ou, de forma mais geral, aqueles elementos de uma rede estruturada que possuem grande número de conexões, os quais são conhecidos como "*hubs*", possuem a tendência de aumentarem ainda mais o seu número de conexões, enquanto que aqueles elementos da rede com pouca conexão possuem tendência de se tornarem ainda mais isolados na rede. Isto também acontece em outros tipos de redes estruturadas como aeroportos [10, 11] e internet [12].

Este efeito já havia sido descrito há quase dois mil anos atrás na conhecida parábola dos talentos¹, no evangelho de Matheus, Capítulo 25. Resumidamente, um homem, precisando viajar, chama seus escravos e distribui alguns talentos a eles. Cinco para o primeiro, que negociou e ganhou mais cinco; dois para outro que também produziu outros dois; e um ao terceiro que o enterrou. Ao retornar e pedir contas aos seus escravos elogiou os dois primeiros e qualificou como mal e preguiçoso o terceiro, retirando-lhe o único talendo e dando ao que tinha dez. E disse: "Pois ao que tem muito, mais lhe será dado e ele terá em abundância. Mas ao que não tem, até o que tem lhe será tirado".

Sistemas complexos parecem apresentar estreita e sutil ligação entre caos e ordem, necessitando dos dois estados para existirem. É notório que estes estados são importantes na natureza ou então não existiriam, mas o mais formidável é a coexistência harmoniosa deles, o que a nossa acanhada inteligência ainda não pode entender em seu conjunto. Assim, acredito² que o caos, capaz de promover estabilidade aos sistemas, permite que o mesmo retorne ao equilíbrio após algum tipo de perturbação, e que a ordem, capaz de produzir trabalho, permite aos sistemas evoluírem.

Como especialidade, trataremos aqui dos métodos de física estatística aplicadas ao estudo da dinâmica dos sismos e tempestades geomagnéticas, como generalidade, de fenômenos que a ciência pouco conhece e que por isso tornaram-se especulativos, especialmente nos últimos anos, por parte da mídia e de místicos. Dessa forma, este assunto não representa um consenso. É na realidade um proteu, em que cada um ajeita conforme seja conveniente.

De forma racional e cética, esperamos, utilizando-nos das ferramentas da física es-

¹Determinada quantia em dinheiro, equivalente a 6000 denários. Denário era uma moeda de prata romana correspondente ao salário pago por um dia de trabalho no campo.

²Aqui, acreditar é sinônimo de ignorância, visto que acreditamos apenas naquilo que não conhecemos.

tatística, contribuir no entendimento destes sistemas complexos. No Capítulo 2, fazemos uma revisão dos conceitos e métodos de física estatística utilizados em nosso estudo. No Capítulo 3, faremos uma abordagem sobre abalos sísmicos. Inicialmente faremos uma revisão sobre o assunto e então, a partir de uma série sismológica do Norte da Califórnia, trataremos da relação Gutenberg-Richter e da lei de Omori. Além disso, desta série extraímos outras duas, denominadas Série Energia e Série Intervalo. Na primeira, cada evento representa a energia dissipada por um sismo e na outra o intervalo de tempo entre um sismo e o subsequente. No Capítulo 4, explanaremos o geomagnetismo, com uma revisão sobre os conceitos mais importantes para o nosso trabalho e a partir de uma série temporal que representa uma estimativa global das variações na componente horizontal do campo magnético da Terra em baixas latitudes, o índice Dst, derivamos outras quatro séries. A primeira, Série Intervalo de Calmaria, representa a duração dos períodos sem tempestades; a segunda, Série Intervalo de Tempestade, trata da duração das tempestades; a terceira, Série Intensidade das Tempestades, retrata o maior valor absoluto do Dst em uma tempestade; e a quarta, Série Índice de Dano, contempla, numa tempestade, a sua duração e sua intensidade. Em todas as séries, investigamos as correlações de longo alcance com o método DFA, descrito no Capítulo 2. Por fim, apresentaremos as considerações finais no Capítulo 5.

Conceitos e Métodos

Na descrição e no estudo de sistemas naturais, muitas vezes utilizamo-nos de aspectos determinísticos e probabilísticos. De fato, é possível notar em diversos campos do conhecimento - como física, geologia, ciências agrárias, medicina, economia, ciências sociais, biologia e outros; a presença de padrões que podem ser descritos com boa precisão por distribuições de probabilidade e leis de evolução. Como extraordinário, até a relação felicidade versus dinheiro tem sido explicada por meios probabilísticos [13]. Devido à importância no estudo de séries temporais e o aspecto interdisciplinar, trataremos, nesta seção, dos conceitos de distribuição de probabilidades e correlações de longo alcance, que utilizaremos no decorrer deste trabalho.

2.1 Distribuição de probabilidades

Em síntese, nosso trabalho consiste em analisar séries temporais ou conjuntos de observações feitas sequencialmente no tempo a fim de compreender, na medida do possível, a dinâmica do sistema físico que a gerou.

Quando uma série temporal se desenvolve aleatoriamente no tempo, em torno de uma média constante, é dita estacionária, ou seja, uma série é dita estacionária se suas propriedades estatísticas não mudam com o tempo. De forma estrita, um processo estocástico é estacionário se sua densidade de probabilidade for invariante sob translação temporal. Numa definição mais geral, um processo estacionário é dado por $\langle X(i) \rangle = \mu$, $\langle X(i)Y(j) \rangle = A(i, j)$, com $A(i, j) = A(t)$ em que $t = j - i$ e $\langle X^2(i) \rangle = A(0)$; implicando que a variância do processo, $A(0) - \mu^2$, é independente do tempo. Um exemplo deste tipo de série é a saída de um gerador de ruídos, em que, ao compararmos diferentes

trechos dessa série, obtemos resultados muito próximos. Entretanto, a maior parte das séries obtidas de sistemas complexos apresentam alguma forma de não estacionaridade. Como exemplo, temos a concentração global de CO_2 nos últimos 100 anos, que apresenta uma tendência crescente, ou as séries econômicas que mostram tendências lineares crescentes e decrescentes. Podemos observar isto, com mais detalhes, nas séries apresentadas na Figura 2.1. Nota-se que, na Figura 2.1 (a), não existe nenhum tipo de tendência local, ou seja, os valores ali representados oscilam em torno de um valor médio constante. Esta série foi gerada pelo sorteio, com reposição, de 300 números inteiros entre 1 e 50, dispostos conforme a ordem de sorteio. Já a Figura 2.1 (b) representa a temperatura média diária da cidade de Dourados no estado de Mato Grosso do Sul no ano de 2010 (de 01/01/2010 a 31/12/2010). Nitidamente, vê-se a presença de tendências locais. De maneira simplista, nesta série, quando caminhamos da esquerda para a direita, há uma tendência decrescente da temperatura média diária na metade inicial, e uma tendência crescente na metade final. Concluimos que a primeira série (Figura 2.1 (a)) representa uma série estacionária, enquanto que a outra (Figura 2.1 (b)) representa uma série não estacionária.

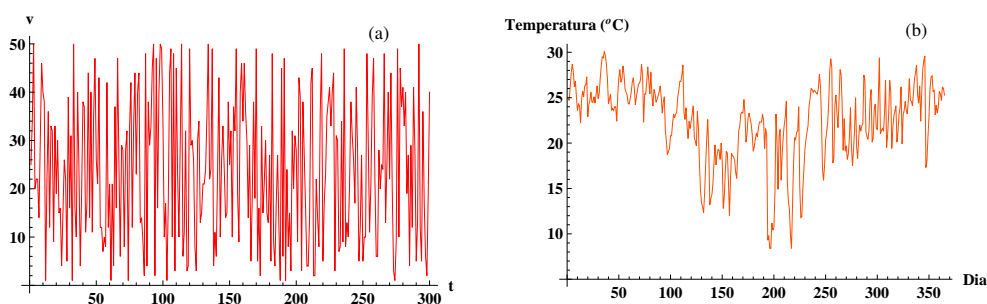


Figura 2.1: Séries estacionária e não estacionária. (a) Série de ruídos produzida pelo sorteio, com reposição, de 300 números inteiros entre 1 e 50 dispostos conforme ordem de saída. (b) Série da temperatura média diária da cidade de Dourados no estado de Mato Grosso do Sul no ano entre os dias de 01/01/2010 a 31/12/2010.

Devemos agora destacar o termo variável aleatória, conceito muito utilizado em física estatística. Por exemplo, temos que a concentração global de CO_2 e a temperatura média diária, referidas no texto supracitado, são chamadas de variáveis aleatórias. Aqui, aleatória significa que conhecemos apenas a probabilidade associada à variável ou que só conhecemos o seu valor real após o evento ter ocorrido. Dizemos, então, que a variável discreta X é aleatória se a cada um de seus possíveis valores se associa uma probabilidade

$p(X)$. O conjunto de todos os possíveis valores da variável (X_i) e de suas respectivas probabilidades ($p(X_i)$) é a distribuição de X [14, 15]. Para isto,

$$p(X) \geq 0 \quad (2.1)$$

de forma que

$$\sum_{i=1}^n p(X_i) = 1. \quad (2.2)$$

Se a variável é contínua, definimos a função de densidade de probabilidade $f(X)$ de tal modo que

$$p(a < X < b) = \int_a^b f(X)dX, \quad (2.3)$$

ou seja, a probabilidade de X ter um valor entre a e b é numericamente igual à área sob a função de densidade de probabilidade e o eixo das abcissas, neste intervalo. Para isto,

$$f(X) \geq 0 \quad (2.4)$$

e

$$\int_{-\infty}^{\infty} f(X)dX = 1. \quad (2.5)$$

Admitindo a distribuição de uma variável aleatória X , por definição, o momento de ordem n é

$$\langle X^n \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} X^n f(X)dX. \quad (2.6)$$

Assim, o valor médio μ e o desvio padrão σ da variável aleatória X são definidos como

$$\mu = \langle X \rangle \quad (2.7)$$

e

$$\sigma = \sqrt{\langle X^2 \rangle - \langle X \rangle^2}. \quad (2.8)$$

A fim de obter, para cada valor de X , o número de medidas maiores ou iguais a X temos a função distribuição acumulada dada por

$$p_c(X) = \int_X^\infty f(Y) dY. \quad (2.9)$$

2.1.1 Distribuições do tipo lei de potência

No estudo dos sistemas complexos é comum encontrarmos variáveis que se distribuem como uma lei de potência. Neste caso, a relação entre X e $p(X)$ pode ser escrita na forma

$$p(X) = aX^{-\alpha}, \quad (2.10)$$

em que a e α são constantes. Uma propriedade importante da lei de potência é que ela apresenta a mesma forma para qualquer escala utilizada, e por isso é chamada de distribuição livre de escala. Para ser livre de escala, uma distribuição deve obedecer a relação

$$p(bX) = g(b)p(X), \quad (2.11)$$

para qualquer b . É fácil verificar que a lei de potência satisfaz essa condição, pois a Equação 2.11 conduz a

$$\begin{aligned} p(bX) &= a(bX)^{-\alpha} \\ &= b^{-\alpha}p(X), \end{aligned} \quad (2.12)$$

em que $g(b) = b^{-\alpha}$.

A lei de potência pode ser representada por uma reta em um gráfico log-log (escala logarítmica nos dois eixos). Isto é muito conveniente, pois, ao analisarmos os dados de um experimento qualquer, a comparação dos dados com uma reta tem apelo visual direto. Assim,

$$\ln[p(X)] = \ln(a) - \alpha \ln(X), \quad (2.13)$$

em que $\ln(a)$ é o coeficiente linear e $-\alpha$ a inclinação da reta. Podemos observar isto na Figura 2.2 que representa estas distribuições na escala linear (Figura 2.2(a)) e log-log (Figura 2.2(b)).

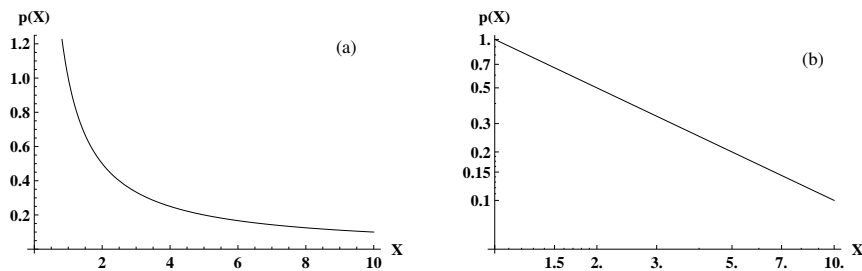


Figura 2.2: Lei de potência. (a) Representação da Equação 2.10 na escala linear com $a = 1$ e $\alpha = 1$. (b) Representação da Equação 2.10 na escala logarítmica (log-log) com $a = 1$ e $\alpha = 1$

2.1.2 Distribuição dos incrementos

Dada uma série temporal, podemos construir outras a partir desta. Um exemplo é as séries relacionadas à flutuação dos valores da série original. Dessa forma, podemos considerar as variações entre sucessivos valores (incrementos consecutivos) de uma série

temporal

$$\Delta X_1(t) = X(t + 1) - X(t), \quad (2.14)$$

em que $X(t + 1)$ e $X(t)$ são os valores de X nos instantes $t + 1$ e t . Ou, de uma maneira mais geral, os incrementos consecutivos nos intervalos de tempo n ,

$$\Delta X_n(t) = X(t + n) - X(t), \quad (2.15)$$

em que n é a escala de tempo e $X(t + n)$ é o valor de X no instante $t + n$.

Este tipo de definição é encontrada na análise de vários sistemas. Um exemplo é a caminhada humana [16]. Apesar de um passo não ser, em geral, igual ao anterior e nem ao posterior, espera-se que o tamanho dos sucessivos passos não venham a aumentar ou diminuir sistematicamente. Também podemos citar, como exemplo, o estudo da dinâmica dos terremotos [17, 18], temperatura média diária [19] e batimentos cardíacos [20].

Para os casos em que a escala de tempo, n , assume mais que um valor, pode-se usar a variável normalizada

$$\Delta X_n(t) = \frac{\Delta X_n(t) - \langle \Delta X_n(t) \rangle}{\sigma_{\Delta X_n}}, \quad (2.16)$$

em que $\sigma_{\Delta X_n}$ e $\langle \Delta X_n(t) \rangle$ são o desvio padrão e o valor médio, para melhor comparação entre as distribuições da série dos incrementos.

Pode ocorrer que as distribuições dos incrementos, para os vários valores de n , convirjam para uma única curva. É usual repetir o processo para a série embaralhada e verificar se mudanças significativas são observadas. Caso não apresente nenhuma mudança, isto pode indicar, para as escalas estudadas, nenhuma correlação ou fraca correlação na organização temporal das séries estudadas.

A distribuição de probabilidade da diferença entre duas variáveis aleatórias independentes é dada por

$$p(\Delta X_n) = \int_0^\infty f(X)f(X + \Delta X_n)dX \quad (2.17)$$

Assumindo que uma dada variável X segue uma distribuição do tipo lei de potência com expoente α (ver Equação 2.10) e nenhuma correlação entre dois eventos é verificada (uma primeira aproximação), a distribuição de probabilidades para os incrementos (Equação 2.15) é dada por

$$\begin{aligned} p_n(\Delta X_n) &= K \int_0^\infty dX \int_0^\infty dX' (XX')^\alpha \delta(X' - X - \Delta X_n) \\ &= K \int_\varepsilon^\infty dX [X(X + |\Delta X_n|)]^{-\alpha}, \end{aligned} \quad (2.18)$$

em que K é uma constante de normalização e, para evitar divergência em $X = 0$, um pequeno valor positivo, ε , é acrescentado. Com α real e positivo, esta integração leva à função densidade de probabilidade normalizada

$$p_n(\Delta X) = \frac{(\alpha - 1)^2}{\varepsilon(2\alpha - 1)} {}_2F_1\left(\alpha, 2\alpha - 1, 2\alpha, -\frac{|\Delta X|}{\varepsilon}\right), \quad (2.19)$$

em que ${}_2F_1$ é a função hipergeométrica [18].

2.2 Correlação de longo alcance

Para uma série estacionária, dada uma sequência de variáveis aleatórias $X(i)$, com $i = 1, \dots, N$, pode-se definir a função de auto-correlação $A(t)$ como

$$\begin{aligned} A(t) &= \langle \bar{X}(i) \bar{X}(i+t) \rangle \\ &= \frac{1}{N-t} \sum_{i=1}^{N-t} \bar{X}(i) \bar{X}(i+t), \end{aligned} \quad (2.20)$$

em que $\bar{X}(i) = X(i) - \langle X \rangle$ e t é a escala de tempo. De maneira geral, a função de auto-correlação é uma medida dos elementos separados entre si por t passos, ou seja, entre $X(i)$ e $X(i+t)$. Com isto, busca-se saber se eventos presentes influenciam eventos futuros distantes. Quando a série não é correlacionada $A(t) = 0$ para $t > 0$. Caso contrário, se existir correlação, $A(t)$ é uma função decrescente que parte de $A(0) = \langle X^2(i) \rangle$ chegando a $A(t) \simeq 0$ para valores grandes de t .

O decaimento da função de auto-correlação pode ser rápido, como no caso exponencial e, neste caso, diz-se que a série exibe correlação de curto alcance. Também pode apresentar decaimento mais lento do tipo lei de potência (Equação 2.10) e, neste caso, diz-se que a correlação é de longo alcance.

O cálculo direto da função de auto-correlação (Equação 2.20) exige que a série seja estacionária. Em geral, as séries que representam a dinâmica de sistemas complexos não são estacionárias. Normalmente, estas séries estão acompanhadas de ruídos sobrepostos ao sinal original ou de tendências diversas. Dessa forma, é necessário remover estas tendências da série sem alterar o comportamento original das correlações.

2.2.1 O método DFA

Para a análise das correlações nas séries estudadas em nosso trabalho, os efeitos de não-estacionaridades serão removidos usando o método *detrended fluctuation analysis* (DFA). Este método, capaz de quantificar as correlações de longo alcance em séries temporais não estacionárias, foi introduzido por Peng *et al.* (1994) [21] para análise de sequências gênicas de DNA. Entretanto, o método se popularizou e hoje é aplicado em inúmeros fenômenos como batimentos cardíacos [20, 22], estudos climáticos [19, 23, 24, 25], sismos [17, 26], economia [27], entre outros.

A técnica, que consiste em integrar as séries e remover as tendências em janelas de tamanhos diferentes para obter o expoente de flutuação, o qual segue uma lei de potência, será descrito a seguir.

Supondo uma série temporal representada pelos elementos $X(i)$, com $i = 1, \dots, N$, obtemos os elementos da série acumulada com

$$Y(i) = \sum_{k=1}^i [X(k) - \langle X \rangle]. \quad (2.21)$$

A série acumulada é então dividida em N_t janelas não coincidentes de tamanho t . Na escolha do tamanho das janelas, t deve estar no intervalo $t_{min} < t < t_{max}$. Para isto devemos considerar dois casos extremos. Um quando t_{min} é muito pequeno e então temos poucos dados em cada janela, e outro quando t_{max} é muito grande, aproximando-se do tamanho da série, teremos poucas janelas. Como estes extremos são indesejáveis, geralmente usa-se $t_{max} \sim N/10$ e $t_{min} \geq 6$ [28].

Podem ocorrer também de o número de termos da série não ser múltiplo de t , restando

uma parte da série acumulada. Assim, repetimos o mesmo procedimento a partir do fim da série. Isto evita que se despreze parte da série, obtendo, ao final do procedimento, um total de $2N_t$ janelas de tamanho t . Agora, em cada janela, indexada pelo índice ν , efetuamos um ajuste polinomial de ordem l aos dados, representando a tendência local. Depois deste ajuste, subtraímos a série acumulada de sua tendência local, ou seja,

$$W_t(i) = Y(i) - Y_\nu(i), \quad (2.22)$$

em que Y_ν é o ajuste polinomial da janela ν . A Figura 2.3 exemplifica o procedimento.

Depois de retirada a tendência local, o próximo passo é calcular a variância

$$F_t^2(\nu) = \frac{1}{t} \sum_{i=1}^t W_t^2[(\nu - 1)t + i], \quad (2.23)$$

fazendo a média de $W_t^2(i)$ sobre todos os elementos da janela ν . Definimos, finalmente, a função de flutuação como

$$\tilde{F}(t) = [\langle F_t^2(\nu) \rangle]^{1/2}, \quad (2.24)$$

em que a média de $F_t^2(\nu)$ calculada sobre todas as $2N_t$ janelas, $\langle F_t^2(\nu) \rangle$, é dada por

$$\langle F_t^2(\nu) \rangle = \frac{1}{2N_t} \sum_{\nu=1}^{2N_t} F_t^2(\nu). \quad (2.25)$$

Normalmente, variando-se o tamanho das janelas t , a dependência de $\tilde{F}(t)$ com t é estabelecida. Em geral, $\tilde{F}(t)$ é uma função crescente pois a variância tipicamente aumenta com o aumento do tamanho das janelas. Para um processo fractal ou de auto-similaridade

$$\tilde{F}(t) \sim t^h, \quad (2.26)$$

em que h é o coeficiente angular da reta ajustada para $\log(\tilde{F}(t))$ versus $\log(t)$.

Deve-se atentar para o caso de $h < 0.5$. Neste caso t_{min} deve assumir valores muito maiores que 6. Esta dificuldade pode ser contornada fazendo-se a série acumulada novamente, ou seja, a série, por fim, acaba sendo integrada duas vezes [28]. Observa-se assim, um comportamento do tipo lei de potência

$$\tilde{F}(t) \sim t^{h+1}, \quad (2.27)$$

eliminando a dificuldade relacionada com o valor de t_{min} .

O parâmetro de auto-similaridade h , também conhecido como expoente de Hurst, pode ser interpretado da seguinte forma [29]:

- As séries não correlacionadas (ruído branco) apresentam $h = 0.5$ e a função de auto-correlação (Equação 2.20) $A(t) = 0$ para $t \neq 0$;
- Muitos fenômenos naturais são caracterizado por correlações de curto alcance e a função de autocorrelação decai exponencialmente. Neste caso, o expoente h poderá ser diferente de 0.5 para pequenas escalas de tempo t e se aproximará de 0.5 para t grande;
- Um expoente h maior que 0.5 e menor ou igual a 1.0 indica correlação de longo alcance e a série é persistente, isto é, valores grandes (pequenos) tem maior probabilidade de serem seguidos por valores grandes (pequenos);
- Quando $0 < h < 0.5$ indica a presença de anti-correlação de longo alcance e a série é anti-persistente, isto é, valores grandes (pequenos) tem uma maior probabilidade de serem seguidos por valores pequenos (grandes);
- Quando $h > 1$, existem correlações, mas não na forma de lei de potência.

Toda a análise do DFA pode ser repetida com as versões embaralhadas da série original. Quando a série é embaralhada, seus valores são colocados em ordem aleatória, destruindo as correlações existentes. Com isto, espera-se que o expoente h seja igual a 0.5.

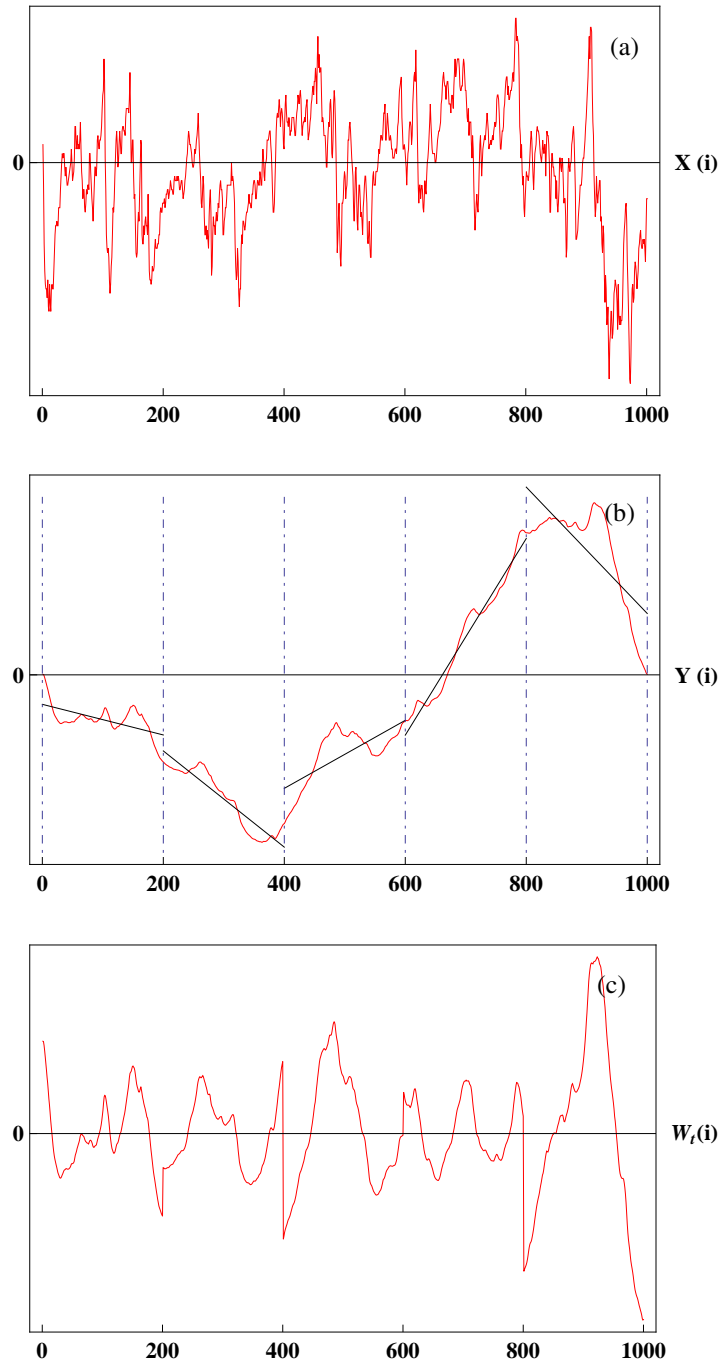


Figura 2.3: Ilustração dos procedimentos do *detrended fluctuation analysis* - DFA. (a) Série original $X(i)$ com $N = 1000$ termos. (b) Série acumulada $Y(i)$ (Equação 2.21) em vermelho. As linhas tracejadas mostram as janelas de tamanho $t = 200$ e as linhas cheias (preto) são os ajustes polinomiais de ordem 1 representando a tendência local. (c) Série das diferenças $W_t(i)$ (Equação 2.22).

Abalos Sísmicos

Os abalos sísmicos são fenômenos de vibração brusca e passageira da superfície da Terra, os quais liberam grande quantidade de energia. Os grandes abalos sísmicos são popularmente designados por terremotos. Estima-se que, nos últimos 20 anos, os sismos mataram mais de meio milhão de pessoas. Na Tabela 3.1, vemos alguns exemplos de terremotos que ocorreram ao longo dos últimos 25 anos no mundo e o quão impotente se torna o homem diante deste fenômeno natural.

Neste capítulo, trabalharemos com dados reais de sismos obtidos do catálogo *Northern California* [30] do período entre 1984 a 1998, de uma das mais ativas e estudadas falhas geológicas do mundo, a Falha de San Andreas. A partir daí, discutiremos algumas leis empíricas características deste sistema físico, a lei de Gutenberg-Richter e a lei de Omori. Também, a partir da série original, obtivemos outras duas as quais chamamos de Série Energia e Série Intervalo. Estas novas séries, correspondentes à energia dissipada pelos sismos e aos intervalos entre os eventos, foram estudadas por meio da física estatística dos sistemas complexos descrita anteriormente. Obtivemos então, as distribuições de probabilidades, as distribuições das flutuações e analisamos as correlações de longo alcance com o DFA. Ademais, antes de iniciarmos os trabalhos com a série dos sismos, faremos uma breve revisão sobre o assunto.

Tabela 3.1: Terremotos com 1000 mortos ou mais.

FONTE: U. S. Geological Survey [31]

Data	Local	Mortos	Magnitude
12/01/2010	Haiti	222,570	7.0
30/09/2009	Indonésia	1,117	7.5
12/05/2008	China	87,587	7.9
26/05/2006	Indonésia	5,749	6.3
08/10/2005	Paquistão	86,000	7.6
28/03/2005	Indonésia	1,313	8.6
26/12/2004	Indonésia	227,898	9.1
26/12/2003	Irã	31,000	6.6
21/05/2003	Argélia	2,266	6.8
25/03/2002	Afeganistão	1,000	6.1
26/01/2001	Índia	20,085	7.6
20/09/1999	Taiwan	2,400	7.6
17/08/1999	Turquia	17,118	7.6
25/01/1999	Colombia	1,185	6.1
17/07/1998	Nova Guiné	2,183	7.0
30/05/1998	Afeganistão	4,000	6.6
04/02/1998	Afeganistão	2,323	5.9
10/05/1997	Irã	1,567	7.3
27/05/1995	Islândia	1,989	7.5
16/01/1995	Japão (Kobe)	5,502	6.9
29/09/1993	Índia	9,748	6.2
12/12/1992	Indonésia	2,500	7.5
19/10/1991	Índia	2,000	7.0
16/07/1990	Islândia	1,621	7.7
20/06/1990	Irã	50,000	7.4
07/12/1988	Armênia	25,000	6.8
20/08/1988	Índia	1,000	6.8
06/03/1987	Colômbia	1,000	7.0
10/10/1986	El Salvador	1,000	5.5
19/09/1985	México	9,500	8.0

3.1 Estrutura interna da Terra

Devido às limitações tecnológicas, no confronto com altas temperaturas e pressões, o acesso às partes mais profundas da Terra torna-se praticamente impossível. Neste sentido, destacamos que vários países da Europa envolveram-se em projetos de perfurações super-profundas com objetivos essencialmente científicos. A antiga União Soviética executou um projeto desse tipo na Península de Kola que, iniciado em 1970, foi interrompido em 1990 após atingir $12260m$, uma fração insignificante comparada ao raio da Terra de $6370km$, pois, a tais profundidades, as rochas tornam-se extremamente duras e reduzem a velocidade de perfuração à irrisória marca de $1cm/dia$. Além disso, a temperatura, nestas profundidades, pode ultrapassar os $200^{\circ}C$ e causar avaria em equipamentos de medição. Entretanto, podemos especular a respeito da estrutura interna da Terra, construindo modelos que inferem, por exemplo, sobre a composição química, rigidez e temperatura dos materiais do interior da Terra. Esta estrutura interna só pode ser estudada indiretamente por meio da análise dos efeitos produzidos pelos sismos, as ondas sísmicas. Dessa forma, podemos dividir a estrutura principal do interior da Terra em: crosta ou litosfera, manto, núcleo externo e núcleo interno (Figura 3.1).

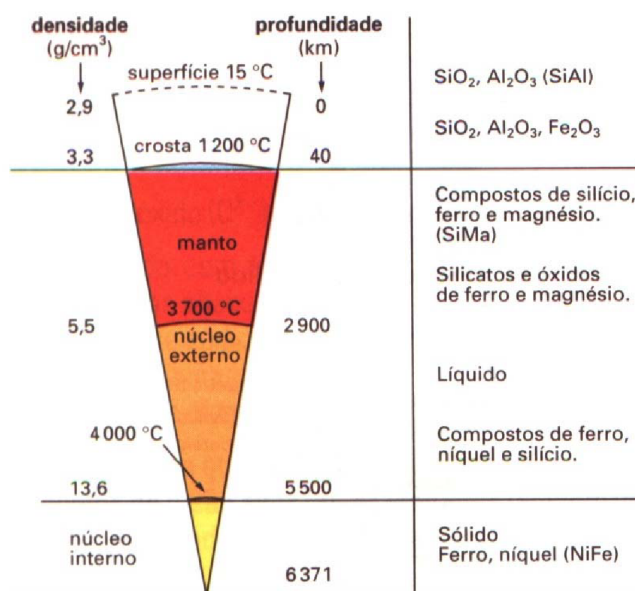


Figura 3.1: Estrutura interna da Terra.

FONTE: <http://www.fis.unb.br/plasmas/aula082.pdf>

A litosfera é a camada superficial e mais rígida da Terra e sua espessura varia de 25 a 50km nos continentes e de 5 a 10km nos oceanos. Abaixo da litosfera está o manto que se estende até 2900km e atinge temperaturas próximas dos 4000°C. A seguir vem a parte líquida do núcleo, o núcleo externo. Em seguida, o núcleo interno, sólido, com temperaturas acima de 4000°C e pressões 3 milhões de vezes maior que no nível do mar. Admite-se também que abaixo da litosfera exista uma camada parcialmente fluídica onde as rochas são mais maleáveis, a astenosfera.

As placas tectônicas ou litosféricas são definidas como pedaços da litosfera que se movimentam sobre a astenosfera. O movimento lento destas placas, da ordem de centímetros por ano, gera tensões que se acumulam em vários pontos, principalmente próximo as bordas. Quando estas tensões atingem o limite de resistência das rochas, ocorre uma ruptura (Figura 3.2). O ponto inicial da ruptura, onde ocorre a liberação da energia acumulada, é chamado de hipocentro que, ao ser projetado na superfície da Terra, é chamado de epicentro. O plano da ruptura forma o que chamamos de falha geológica. Durante a ruptura, o rápido movimento entre os blocos de cada lado da falha gera vibrações que se propagam em todas as direções na forma de ondas sísmicas. São estas ondas que, dependendo de sua magnitude, podem causar danos nas regiões próximas ao epicentro.

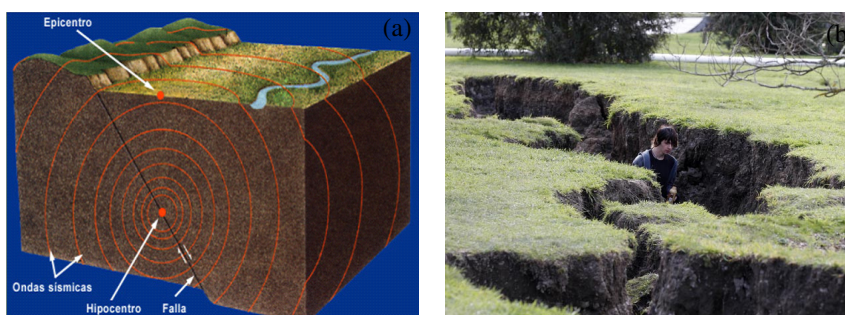


Figura 3.2: Geração de um sismo devido ao acúmulo e liberação de tensões. (a) O plano da ruptura é chamado de falha geológica. O ponto inicial da ruptura é chamado de hipocentro e sua projeção na superfície de epicentro. A ruptura gera vibrações que se propagam em todas as direções na forma de ondas sísmicas. (b) Homem caminhando em rachadura provocada pelo terremoto de magnitude 7 ocorrido na Nova Zelândia em 4 de setembro de 2010.

FONTE: <http://tic10dg3.wikispaces.com/Sismos>

<http://g1.globo.com/mundo/noticia/2010/09/nova-zelandia-comeca-voltar-ao-normal-depois-de-forte-terremoto.html>

As principais ondas sísmicas geradas por um terremoto são as ondas P ou primárias e as ondas S ou secundárias. As ondas P são ondas longitudinais e fazem a rocha vibrar paralelamente à direção de propagação. As ondas S , transversais, tem vibração perpendicular à direção de propagação. Além destas, ainda há as chamadas ondas superficiais, a onda Rayleigh e a onda Love. As ondas Rayleigh são uma combinação de ondas P e S em que cada partícula oscila num movimento elíptico e as ondas Love são o resultado da interferência de duas ondas S e têm oscilação horizontal transversal (Figura 3.3). As ondas sísmicas, como qualquer outro fenômeno ondulatório, mudam sua direção de propagação (refratam) ao passar de um meio para outro. Assim, estas ondas sofrem refração e reflexão e também obedecem a lei de Snell. As ondas P e S podem propagar-se pelo interior da Terra e são usadas para estudar a estrutura interna da Terra. Já as ondas Rayleigh e Love, por serem superficiais, são as mais destrutivas.

3.2 Avaliando os terremotos

A sismologia surge com a invenção do aparelho que permite converter os movimentos de vibração do solo em registros enumeráveis, o sismógrafo (Figura 3.4 (a)). Os sismógrafos são responsáveis por registrarem as ondas sísmicas, respondendo aos movimentos horizontais e verticais da superfície da Terra. O princípio de funcionamento do sismógrafo mecânico de movimento horizontal é idêntico ao de movimento vertical. De maneira geral, ele possui uma massa suspensa por uma mola. Ao oscilar, por exemplo, devido aos sismos, registra os movimentos em uma bobina. Quando organizados em rede, estes aparelhos permitem determinar a posição exata de um hipocentro.

Um sismograma corresponde à conversão do sinal do sismógrafo para um registro temporal do evento sísmico (Figura 3.4 (b)). Ele pode conter numerosas ondas sísmicas que viajaram por vários percursos diferentes através da Terra, por isso sua interpretação requer considerável experiência. Num sismograma, as ondas P são as primeiras a serem registradas pois se deslocam mais rapidamente. Em seguida são registradas as ondas S que normalmente tem uma amplitude superior às ondas P . Em seguida chegam as perturbações associadas às ondas superficiais, com comprimento de onda e amplitudes muito maiores que as anteriores, entretanto, as ondas Love se deslocam mais rapidamente que as Rayleigh e chegam antes que essas.

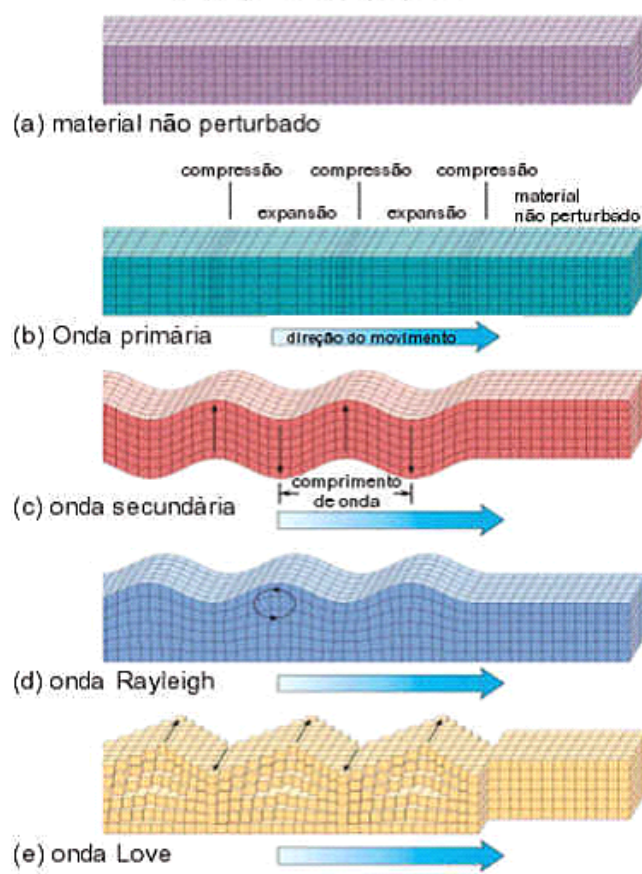


Figura 3.3: Ondas sísmicas. (a) Material não perturbado. (b) Onda P . (c) Onda S . (d) Onda Rayleigh. (e) Onda Love.

FONTE: http://fisicamoderna.blog.uol.com.br/arch2010-01-10_2010-01-16.html

Em 1935, o simólogo americano Charles Francis Richter (1900 - 1985) e o sismólogo alemão Beno Gutenberg (1889 - 1960) desenvolveram uma escala de magnitude baseada na amplitude dos registros das estações sismográficas, a Escala Richter. Existem várias fórmulas diferentes para se calcular a magnitude Richter, as quais dependem da escolha da onda sísmica que se queira trabalhar. O princípio básico para se calcular a magnitude de um sismo M consiste em medir a amplitude A máxima (Figura 3.4 (b)) das ondas de superfície registradas num sismograma e compará-la a um valor de referência (A_0) conforme

$$M = \text{Log}(A) - \text{Log}(A_0). \quad (3.1)$$

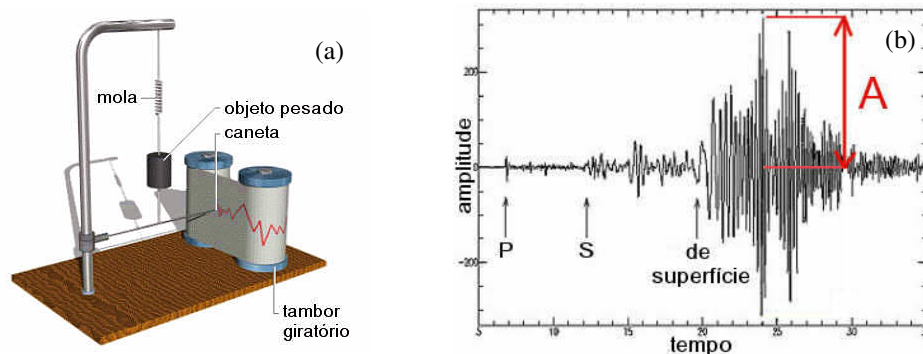


Figura 3.4: Sismologia. (a) Sismógrafo mecânico. (b) Sismograma mostrando as ondas P chegando primeiro, depois as ondas S , e por fim as ondas de superfície com amplitude A .

FONTE: http://fisicamoderna.blog.uol.com.br/arch2010-01-10_2010-01-16.html

O valor A_0 estabelecido por Richter e Gutenberg referia-se à sensibilidade máxima (amplitude mínima) do aparelho de medida da época. Para $M = 0$, $A = A_0$. Porém, hoje existem sismógrafos mais sensíveis que dos anos 1930 e que registram micro terremotos de amplitudes menores que A_0 correspondendo a magnitudes negativas $M < 0$ na Escala Richter.

Apesar da mídia continuar divulgando "graus na Escala Richter", os sismólogos adotam outra definição para a magnitude de um sismo chamada de Magnitude de Momento, M_W . O conceito de magnitude de um terremoto precisou ser aprimorado, adotando, para isto, parâmetros físicos mais rigorosos como a área da falha geológica e o deslocamento médio causado pelo tremor. O W da Magnitude do Momento refere-se a *work* ou trabalho realizado. Na prática, na maioria dos casos, as duas escalas dão valores muito próximos e, por isso, continuam sendo tratadas, sem rigor científico, de maneira indistinta.

Vale comentar aqui, a título de curiosidade, que antes da Escala Richter os terremotos não eram medidos e sim classificados de acordo com sua intensidade. A intensidade de um sismo é uma classificação dos efeitos que as ondas sísmicas provocam em um determinado local, e não é uma medida direta feita com instrumentos. Baseia-se simplesmente em descrever os efeitos em pessoas, construções, objetos e na natureza. Uma escala utilizada para isto é a Escala de Mercalli Modificada, elaborada pelo sismólogo italiano Giuseppe Mercalli (1850 - 1914) em 1902. Como a intensidade não é uma medida, mas uma classificação, está sujeita a incertezas de ordem subjetiva. Sua maior utilidade está no estudo de sismos históricos ocorridos antes da existência de estações sismográficas.

3.3 Principais leis

A deformação da crosta terrestre é responsável pela geração dos terremotos, ou seja, estes são o resultado de um processo geológico no qual as tensões são acumuladas lentamente e liberadas quase que instantaneamente. Os terremotos podem ainda ser classificados como *foreshocks*, *mainshocks* ou *aftershocks*. Tipicamente, um evento de grande magnitude é seguido de uma sequência de terremotos de magnitudes menores. O evento de grande magnitude é chamado de *mainshock* e os terremotos subsequentes são ditos *aftershocks*. Há casos em que certos *mainshocks* são precedidos por pequenos tremores e, quando este for o caso, temos os *foreshocks*.

A distribuição de frequência da magnitude de terremotos é aproximado pela relação Gutenberg-Richter (*GR*) [4]

$$\log_{10}N(\geq M) = a - bM, \quad (3.2)$$

em que $N(\geq M)$ é o número acumulado de terremotos com magnitudes maiores que M . Apesar da constante b variar de região para região, esta, geralmente, assume valores entre $0,8 < b < 1,2$ [32]. A constante a é o logaritmo do número de terremotos com magnitude maior que zero.

A relação *GR* (Equação 3.2) é satisfeita, tanto para sequências de *aftershocks*, como para séries temporais de sismos. Apesar disso, até o momento nenhuma teoria geral explica esta invariância de escala. No ajuste pelos mínimos quadrados desta relação, Shcherbakov *et al.* [33] utilizou-se dos eventos com $M \geq 2$, obtendo, para dados de quatro *clusters* - entendendo-se por *clusters* o *mainshock* e sua sequência de *aftershocks* -, os valores 0.98 e 6.08; 0.91 e 5.37; 1.01 e 5.81; e 1.00 e 5.40 para os coeficientes b e a .

Uma medida importante é a energia dissipada por um sismo. Essa energia, E^* , é dada como função da magnitude M , pela relação

$$E^*(M) = E_R 10^{\frac{3}{2}M}, \quad (3.3)$$

em que $E_R = 6.3 \times 10^4$ Joules.

Uma sequência de *aftershocks*, além de ajustar-se à relação *GR* (Equação 3.2) para a frequência de magnitudes, ajusta-se também a uma lei empírica, chamada Lei de Omori [5], que descreve o decaimento da atividade dos *aftershocks* com o tempo como uma lei

de potência

$$N(t) \propto t^{-p}, \quad (3.4)$$

em que $N(t)$ é o número de *aftershocks* por intervalo de tempo, t é o tempo decorrido desde o *mainshock* e p é a taxa de decaimento do número de *aftershocks* com o tempo. O valor de p varia de 0.5 a 2.5, mas normalmente aproxima-se de 1 em regiões tectonicamente ativas [34].

3.4 Catálogo *Northern California*

Aqui, trabalhamos com dados reais de sismos do catálogo *Northern California* [30] para os anos de 1984 a 1998, aproximadamente 334000 registros, da falha geológica de San Andreas. Neste trabalho representaremos a energia dissipada por um sismo, $E(M)$, como

$$E(M) = e^M, \quad (3.5)$$

em que M é a magnitude [17, 18].

Da série original de sismos, em que temos a magnitude em função do tempo, convertemos a magnitude em energia por meio da Equação 3.5 e excluímos os valores de E menores que cinco, ou seja, somente os eventos $E(M) > 5$ foram usados. Os 5000 primeiros eventos destas duas séries, a série das magnitudes e a série das energias, podem ser vistas na Figura 3.5. A Figura 3.5 (a) mostra a magnitude dos eventos em função do tempo e a Figura 3.5 (b) a energia, calculada com a Equação 3.5, em função do tempo.

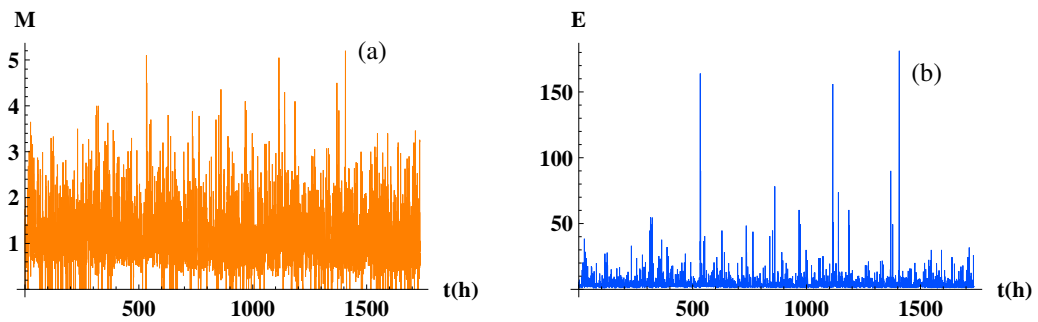


Figura 3.5: Séries dos sismos em função do tempo. (a) Magnitude em função do tempo. (b) Energia, $E(M) = e^M$, em função do tempo.

A partir da série de energia em função do tempo, temos uma série representando os eventos de energia chamada Série Energia (E) e outra que seleciona os intervalos de tempo entre um sismo e outro, ou seja, o tempo de recorrência, chamada Série Intervalo (R). Estas séries, E e R, possuem, respectivamente, 95592 e 95591 eventos e estão ilustradas na Figura 3.6, onde vê-se também a série de seus incrementos consecutivos dados pela Equação 2.14

$$\Delta X_1(t) = X(t + 1) - X(t).$$

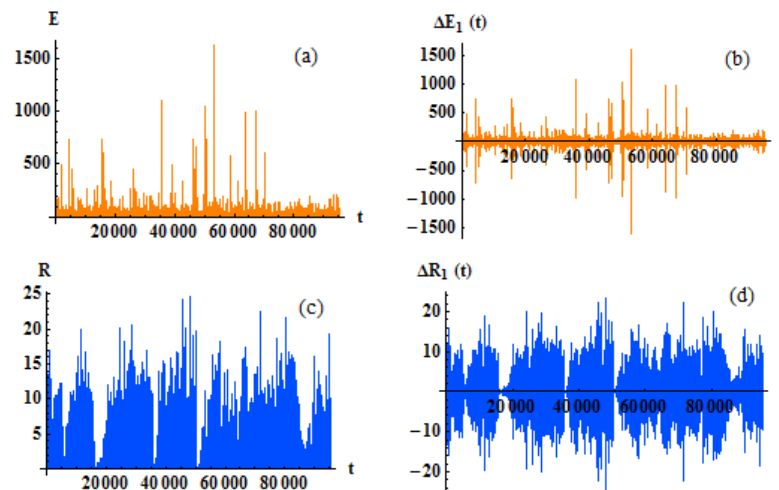


Figura 3.6: Séries dos sismos. (a) Série Energia. (b) Incrementos consecutivos obtidos da série em (a). (c) Série Intervalo. (d) Incrementos consecutivos obtidos da série em (c).

Trabalhando com a série das magnitudes dos sismos, pudemos estabelecer a relação GR (Equação 3.2). Para esta série temporal, o número acumulado de sismos com magnitudes maiores que M , $N(\geq M)$, como função de M , para valores de $M \geq 2$ conforme Shcherbakov *et al.* [33], pode ser visto na Figura 3.7. Os coeficientes obtidos no ajuste da relação GR foram $b = 0.89$ e $a = 6.5$.

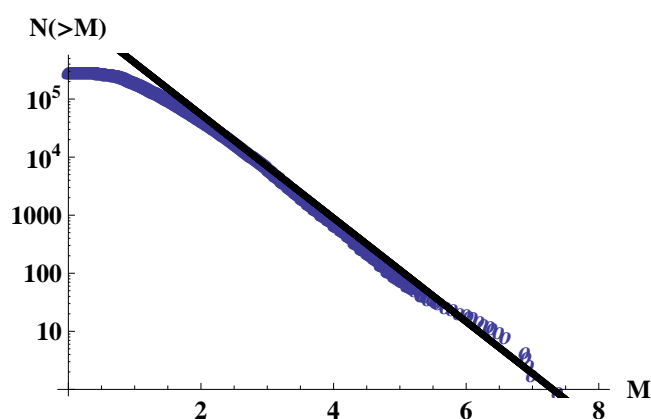


Figura 3.7: Número acumulado de sismos com magnitude maior que M , $N(\geq M)$, dados em função de M .

Plotaremos agora, o valor da energia de um sismo, Equação 3.5, contra o intervalo de tempo entre este sismo e o próximo. Em suma, plotamos a Série Energia (E) contra a Série Intervalo (R) (Figura 3.8). Com isto, ilustramos que os maiores valores para os intervalos de tempo posteriores a um sismo ocorrem para as energias de menores valores, ou seja, vê-se que para os grandes sismos o intervalo subsequente é pequeno. A título de exemplo, se considerarmos apenas as energias maiores que 150, correspondente, aproximadamente, à magnitude 5, o maior intervalo de tempo entre eventos desta magnitude e o próximo foi inferior a 3 horas. Já para energias em torno de 5 (nosso valor de corte) ou aproximadamente uma magnitude de 1.6 temos valores de intervalos de tempo próximos a 25 horas.

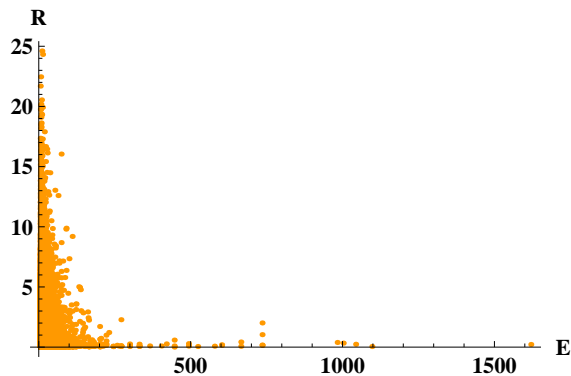


Figura 3.8: A energia (Equação 3.5) de um sismo plotada contra o intervalo de tempo entre ele o e próximo evento.

Da série original de sismos selecionamos três *clusters*. Estes *clusters* são conhecidos como Mount Lewis (1986) [35, 36, 37], Loma Prieta (1989) [37, 38, 39, 40, 41, 42] e Joshua Tree (1992) [43, 44, 45] (Figura 3.9). Cada *cluster* compreende um período de 60 dias, ou seja, após o *mainshock* considerou-se os eventos ou *aftershocks* ocorridos durante os próximos 60 dias.

Estes *cluster* contém 4301, 9274 e 5326 *aftershocks* e seus *mainshocks* ocorreram em 31/03/86, 18/10/89 e 25/04/92, com magnitudes iguais a 5.70, 7.00 e 6.95, e energias (Equação 3.5) correspondentes a 298.9, 1096.6 e 1043.2. A partir da seleção destes *clusters* estudamos a relação GR (Equação 3.2) e a Lei de Omori, (Equação 3.4).

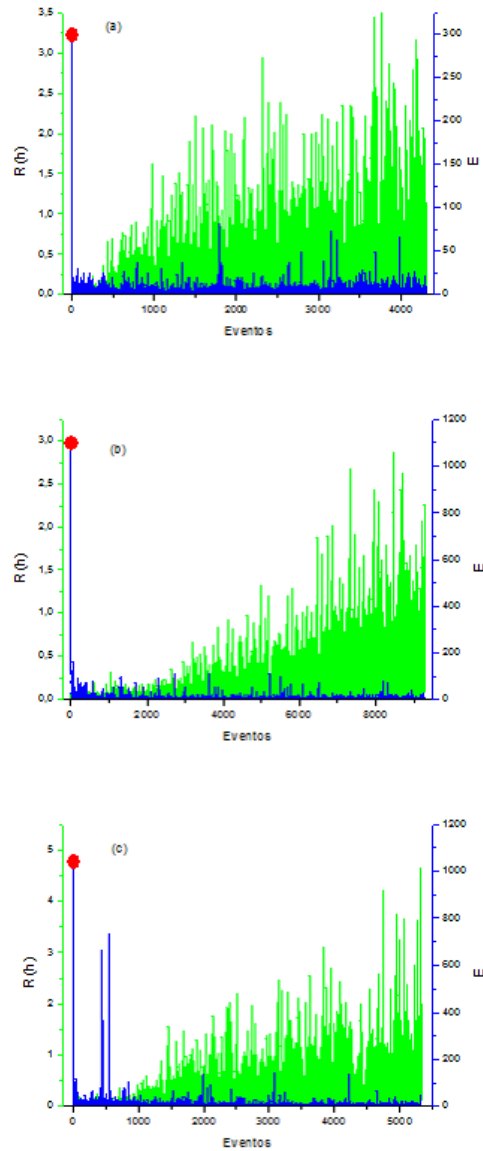


Figura 3.9: *Clusters* selecionados. O ponto em vermelho corresponde a energia (Equação 3.5) do *mainshock*, a cor azul representa os *aftershocks* e a cor verde ilustra o intervalo de tempo entre um evento e seu subsequente. Para isto, os valores dos intervalos de recorrência foram aumentados em 70, 350 e 200 vezes para melhor visualização. (a) Mount Lewis ocorrido em 31/03/1986 com magnitude de 5.70. (b) Loma Prieta de 18/10/1989 com magnitude igual a 7.00. (c) Joshua Tree de 25/04/92 e magnitude de 6.95.

A relação GR para os *aftershocks* referentes ao Mount Lewis, Loma Prieta e Joshua Tree está ilustrada na Figura 3.10, onde o número acumulado de *aftershocks* com magni-

tudes maiores que M , $N(\geq M)$, são dados em função de M . No ajustes pelos mínimos quadrados foram usados os *aftershocks* com $M \geq 2$, conforme Shcherbakov *et al.* [33], obtendo-se como coeficientes b e a , da relação GR, respectivamente, 0.96 e 4.67; 0.82 e 4.76; e 0.80 e 4.84. Isto está de acordo com Frohlich *et al.* [32] que cita valores entre 0.8 e 1.2 para o coeficiente b e Shcherbakov *et al.* [33] que obteve valores para este coeficiente entre 0.91 e 1.01.

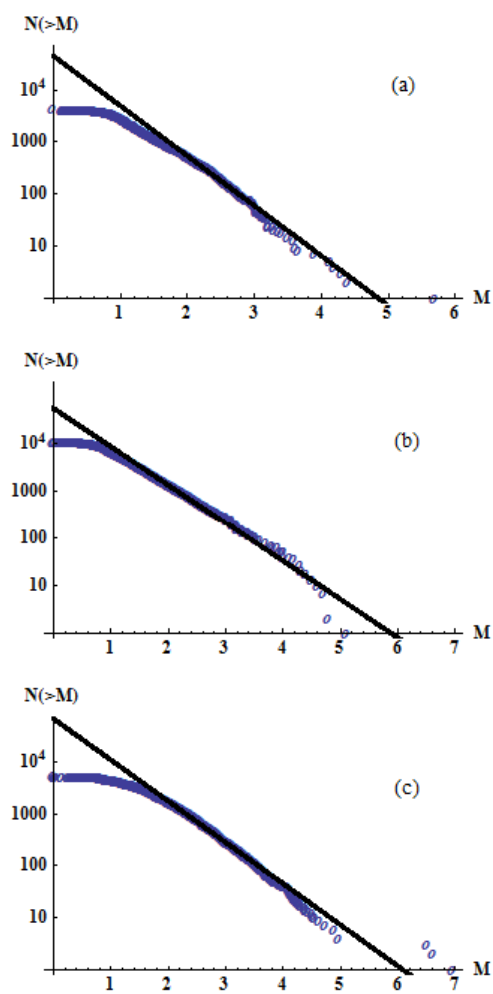


Figura 3.10: Relação GR (Equação 3.2). (a) Mount Lewis. (b) Loma Prieta. (c) Joshua Tree.

A lei de Omori também mostrou-se adequada para explicar os três *cluster* selecionados quanto a frequência dos aftershocks ao longo do tempo. Na Figura 3.11 ilustramos o fato da lei de Omori seguir uma lei de potência, plotando, primeiramente, na escala linear a quantidade de aftershocks ocorridos em cada um dos 60 dias em função do tempo (em dias) e, em seguida, na escala log-log (conforme Figura 2.2). Os coeficientes p de $N(t) \propto t^{-p}$ (Equação 3.4) obtidos para estes três clusters foram 0.41, 0.71 e 0.48 respectivamente para Mount Lewis, Loma Prieta e Joshua Tree.

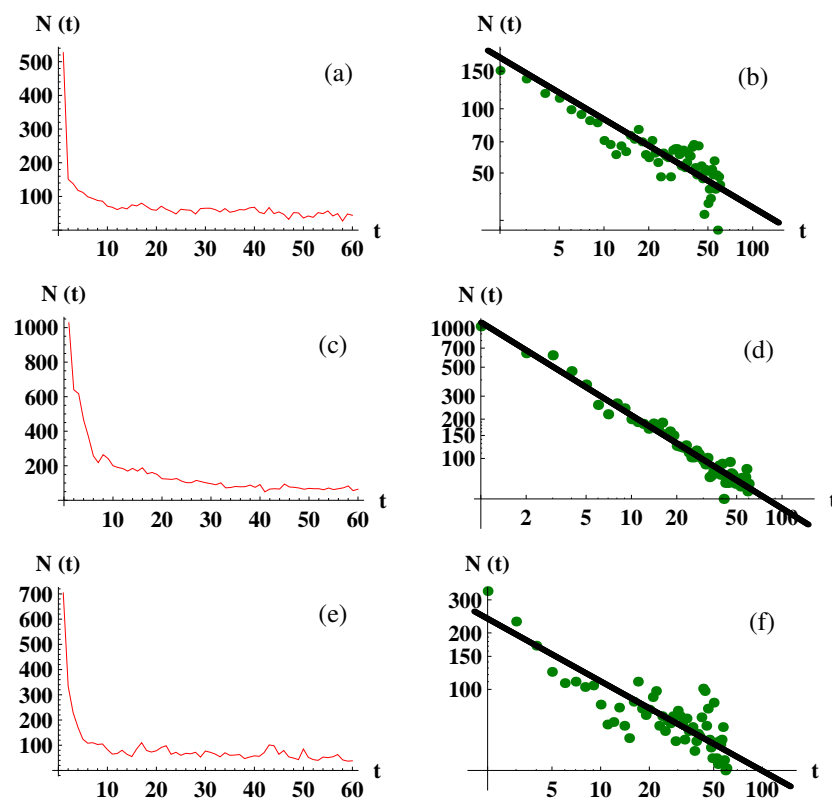


Figura 3.11: Lei de Omori (Equação 3.4). (a) Escala linear para Mount Lewis. (b) Escala logarítmica para Mount Lewis. A linha sólida mostra o ajuste da lei de potência com $\alpha \sim 0.41$. (c) Escala linear para Loma Prieta. (d) Escala logarítmica para Loma Prieta. A linha sólida mostra o ajuste da lei de potência com $\alpha \sim 0.71$. (e) Escala linear para Joshua Tree. (f) Escala logarítmica para Joshua Tree. A linha sólida mostra o ajuste da lei de potência com $\alpha \sim 0.48$.

Na Tabela 3.2, apresentamos um resumo dos três *clusters* selecionados da série original.

Tabela 3.2: Resumo dos resultados estatísticos para os clusters selecionados.

Mainshock	Data	M	<i>Aftershocks</i>	Relação GR		Omori
				a	b	
Mount Lewis	31/03/86	5.70	4301	4.67	0.96	0.41
Loma Prieta	18/10/89	7.00	9274	4.76	0.82	0.71
Joshua Tree	25/04/92	6.95	5326	4.84	0.80	0.48

3.4.1 DFA *clusters*

Nos clusters selecionados, dos quais separamos a série em outras duas, ou seja, na energia e intervalo entre sucessivos sismos, também investigamos a presença de correlação de longo alcance com o método DFA. Esta análise foi feita no intervalo de $18 \leq t \leq 327$ eventos para as séries das energias, e no intervalo de $18 \leq t \leq 327$ horas para as séries dos intervalos entre sismos. Na Figura 3.12, vemos as respectivas funções de flutuação para cada série e os resultados desta análise estão apresentados na Tabela 3.3.

Tabela 3.3: Expoente h para os clusters selecionados.

Séries	Série das energias (t)	Tempo de recorrência
Mount Lewis	0.55	0.51
Loma Prieta	0.64	0.61
Joshua Tree	0.57	0.60

Observamos, por meio da Figura 3.12, que as funções de flutuação crescem em função de t como uma lei de potência dada pela Equação 2.26

$$\tilde{F}(t) \sim t^h,$$

com h caracterizando as correlações na série. Para Mount Lewis a série das energias apresentou $h \sim 0.55$ caracterizando uma fraca correlação e a série dos tempos de recorrência não exibiu correlação ($h \sim 0.51$). Para as séries de Loma Prieta e Joshua Tree as séries das energias e intervalos apresentaram fraca correlação de longo alcance. Para as versões

embaralhadas $h \sim 0.50$.

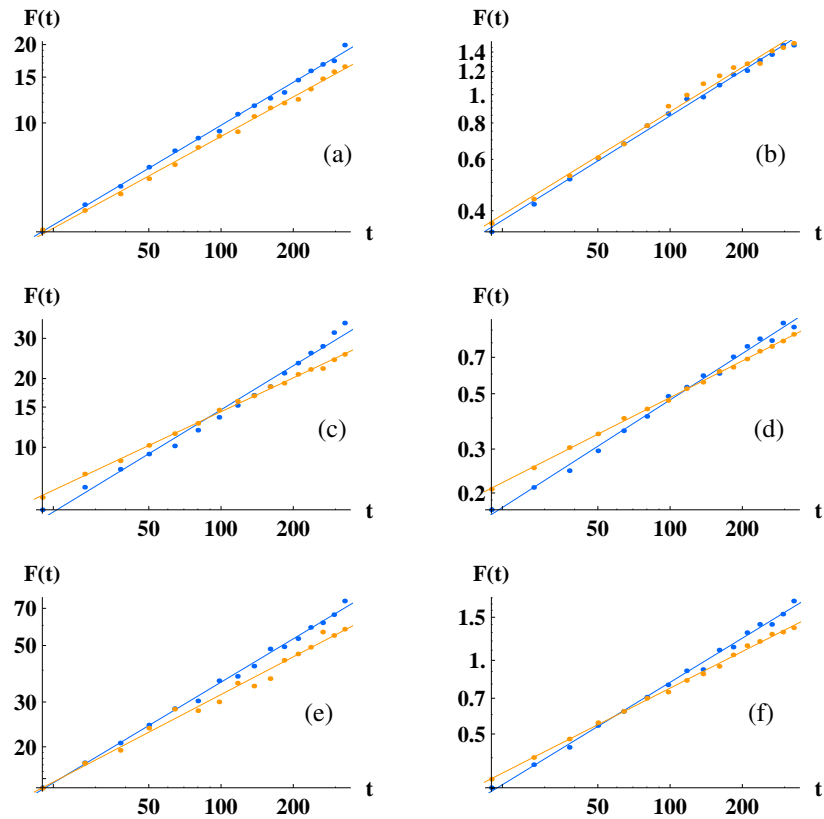


Figura 3.12: Correlações de longo alcance com o método DFA para os *clusters* selecionados. Os pontos em azul ilustram as flutuações da série original e os pontos em laranja as flutuações das séries embaralhadas. As linhas sólidas representam leis de potência dadas pela Equação 2.26. (a) Função de flutuação para a série das energias do *cluster* Mount Lewis com $h \sim 0.55$ para a série original e $h \sim 0.5$ para a versão embaralhada. (b) Função de flutuação para a série dos intervalos do *cluster* Mount Lewis com $h \sim 0.51$ e $h \sim 0.5$. (c) Função de flutuação para a série das energias do *cluster* Loma Prieta com $h \sim 0.64$ e $h \sim 0.5$. (d) Função de flutuação para a série dos intervalos do *cluster* Loma Prieta, com $h \sim 0.61$ e $h \sim 0.5$. (e) Função de flutuação para a série das energias do *cluster* Joshua Tree, com $h \sim 0.57$ e $h \sim 0.5$. (f) Função de flutuação para a série dos intervalos do *cluster* Joshua Tree, com $h \sim 0.60$ e $h \sim 0.5$.

3.4.2 Energias e Intervalo entre sismos

Como dissemos, nossa série original, do catálogo *Northern California*, que traz a magnitude dos sismos em função do tempo foi subdividida em outras duas. A série das magnitudes que, por meio da Equação 3.5 ($E(M) = e^M$), foi convertida em energia, de onde excluimos os valores de $E < 5$ e a chamamos de Série Energia. A série com os valores sequenciais do tempo de ocorrência dos sismos que, por meio da Equação 2.14 ($\Delta X_1(t) = X(t+1) - X(t)$), passou a indicar os intervalos de tempo entre um evento e outro, e foi chamada de Série Intervalo. Agora, nesta subseção, vamos tratar destas duas séries discutindo suas distribuições e investigar a presença de correlações de longo alcance.

De início, determinamos as distribuições de probabilidades para a Série Energia e Série Intervalo, que estão ilustradas na Figura 3.13. Na Figura 3.13 (a), vemos as distribuições para a Série Energia, em que a linha cheia representa o ajuste feito para os pontos em cor laranja, comportando-se como uma lei de potência

$$p(X) \sim X^{-\alpha}, \quad (3.6)$$

com $\alpha \sim 3.2$. Este valor concorda com os resultados obtidos por Caruso *et al.* [18] e Mendes *et al.* [17].

No estudo da distribuição de probabilidade da Série Intervalo, observamos na Figura 3.13 (b) que esta distribuição normalizada segue uma função dada por

$$P(r) = \frac{b^{-\gamma}}{\Gamma(\gamma)} \frac{1}{r^{1-\gamma}} \exp(-r/b), \quad (3.7)$$

em que os parâmetros para a série foram $\gamma = 0.53$ e $b = 2.4$. Este ajuste, para os dados de intervalo de tempo entre eventos, mostrou-se coerente especialmente para os grandes e médios valores de intervalos. Ressaltamos que para pequenos valores dos intervalos de tempo o ajuste não foi tão preciso, subestimando os valores reais.

Corral (2004) [46] ajustou uma função Gamma generalizada

$$P(r) = c \frac{1}{r^{1-\gamma}} \exp(-r^\delta/b), \quad (3.8)$$

para dados de intervalos entre sismos do catálogo *Southern California* com parâmetros

$\gamma = 0.67$ e, $b = 1.58$, $\delta = 0.98$ e $c = 0.50$.

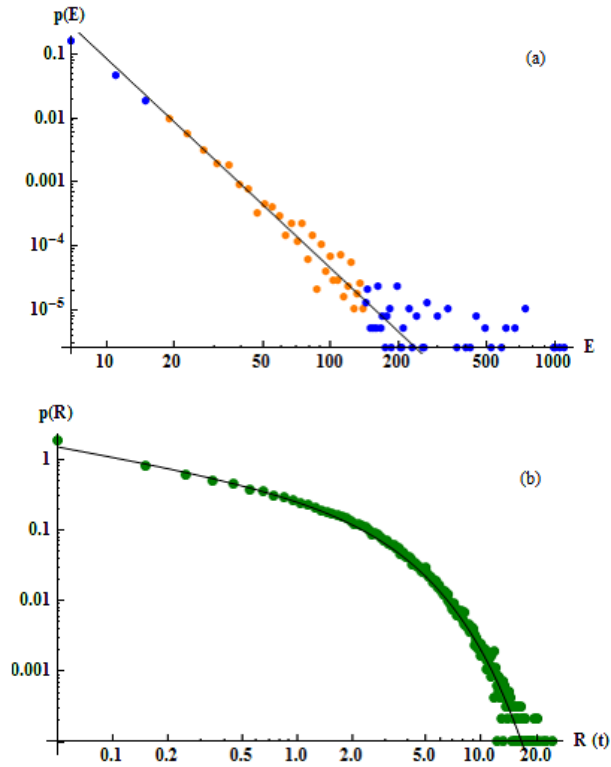


Figura 3.13: Distribuição de probabilidades. (a) Distribuição para a energia dissipada pelos sismos. A linha sólida é uma lei de potência dada pela Equação 3.6 com expoente $\alpha = 3.2$. (b) Distribuição para os intervalos de tempo entre os sismos. A linha sólida corresponde ao ajuste feito por uma função Gamma conforme Equação 3.7.

Em seguida, investigamos as flutuações das séries E e R em diferentes escalas, de acordo com a Equação 2.15

$$\Delta X_n(t) = X(t+n) - X(t).$$

As distribuições dos incrementos com $n = 1$ (azul), $n = 10$ (verde) e $n = 100$ (vermelho) para as séries E e R estão ilustradas na Figura 3.14 (a) e 3.14 (c).

Estes dados foram ajustados conforme a Equação 2.17

$$p(\Delta X_n) = \int_0^\infty f(X)f(X + \Delta X_n)dX,$$

com os mesmos coeficientes da distribuição de probabilidades para a Série Energia e Série Intervalo.

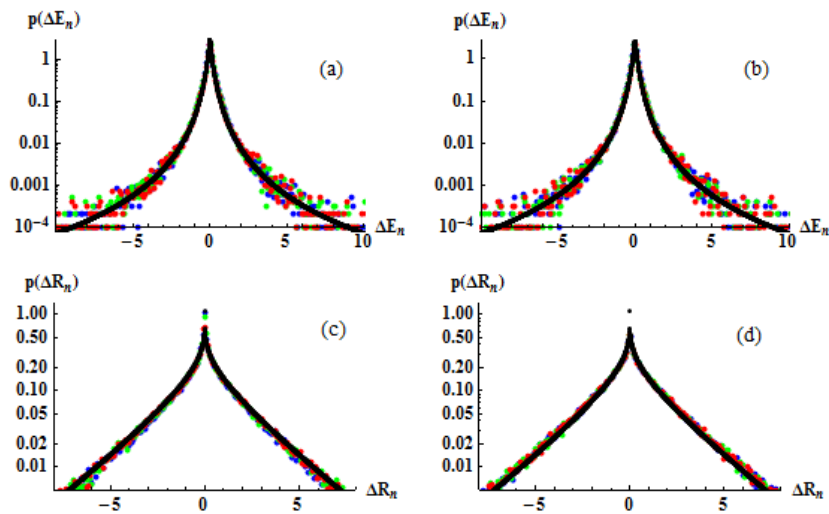


Figura 3.14: Distribuição das flutuações para $n = 1$ (azul), $n = 10$ (verde) e $n = 100$ (vermelho) da Série Energia e Série Intervalo. (a) Densidade de probabilidade das flutuações para a Série Energia. A linha sólida representa a distribuição dada pela Equação 2.19 com $\alpha = 3.2$, o mesmo expoente da lei de potência (Equação 3.6). (b) Densidade de probabilidade das flutuações para os dados embaralhados da Série Energia. A linha sólida também representa a distribuição 2.19 com $\alpha = 3.2$. (c) Densidade de probabilidade das flutuações para a Série Intervalo. A linha sólida representa a distribuição dada pela Equação 2.17 com $\gamma = 0.53$ e $b = 2.4$, os mesmos expoentes da Equação 3.7. (d) Densidade de probabilidade das flutuações para os dados embaralhados da Série Intensidade. A linha sólida também representa a Equação 3.7 com $\gamma = 0.53$ e $b = 2.4$.

Conforme a Figura 3.14, as diferentes escalas convergiram para uma única curva indicando que a distribuição dos incrementos possuem uma forma funcional comum. O mesmo procedimento foi feito para as séries embaralhadas (Figura 3.14 (b) e 3.14 (d)) e nenhuma mudança significativa foi observada, indicando a inexistência de correlação ou fraca correlação na organização dos eventos. Outro fato é que as distribuições dos

incrementos foram ajustadas pelas Equações 2.19 e 2.17 para as Série Energia e Série Intervalo, indicando também, como primeira aproximação, a ausência de correlação ou fraca correlação.

3.4.3 DFA: Série Energia e Série Intervalo

Nesta subseção, investigaremos a presença de correlações de longo alcance nas Série Energia (E) e Série Intervalo (R) com o método DFA. No entanto, como estas séries possuem 95592 e 95591 eventos, decidimos dividi-las em partes menores com 3288 eventos cada, totalizando 29 partes. Os últimos pedaços das duas séries com número de eventos menor que 3288 foram descartados. Todas as 58 partes foram investigadas com o DFA, sendo as 29 da Série Energia no intervalo $18 \leq t \leq 327$ eventos e as 29 da Série Intervalo no intervalo $18 \leq t \leq 327$ horas. Todas as análises foram repetidas para as séries embaralhadas e os expoentes de Hurst se aproximaram de 0.5. Os expoentes das partes das séries originais estão plotadas na Figura 3.15 e apresentados na Tabela 3.4.

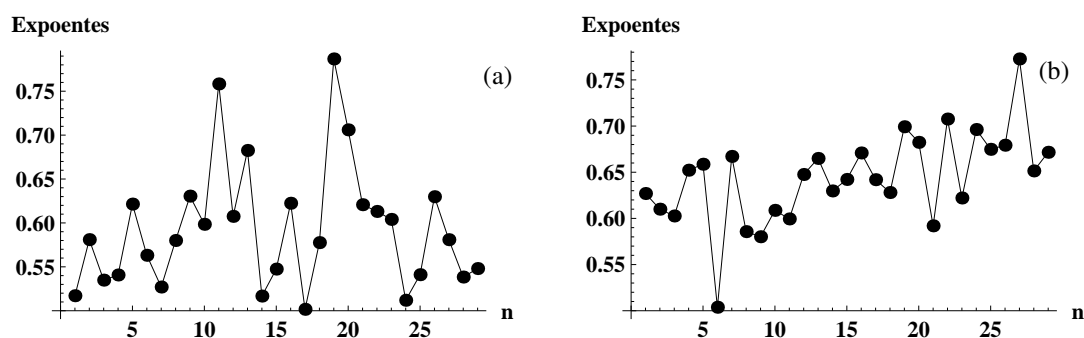


Figura 3.15: Correlações de longo alcance para as Série Energia e Série Intervalo com o método DFA. (a) Expoentes de Hurst para as 29 partes da Série Energia. (b) Expoentes de Hurst para as 29 partes da Série Intervalo.

Observamos que a Série Energia, com valor médio para o expoente de Hurst igual a 0.59, é menos correlacionada que a Série Intervalo, que apresentou o valor médio para o expoente de Hurst de 0.64. Destacamos também que o menor e maior valor para o expoente de Hurst foram de 0.50 e 0.79 para a Série Energia e 0.50 e 0.77 para a Série Intervalo.

Tabela 3.4: Expoente h para os clusters selecionados.

	Série Energia	Série Intervalo
1	0.51	0.63
2	0.58	0.61
3	0.54	0.60
4	0.54	0.65
5	0.62	0.66
6	0.56	0.50
7	0.53	0.67
8	0.58	0.59
9	0.63	0.58
10	0.60	0.61
11	0.76	0.60
12	0.61	0.65
13	0.68	0.67
14	0.52	0.63
15	0.55	0.64
16	0.62	0.67
17	0.50	0.64
18	0.58	0.63
19	0.79	0.70
20	0.71	0.68
21	0.62	0.59
22	0.61	0.71
23	0.60	0.62
24	0.51	0.70
25	0.54	0.68
26	0.63	0.68
27	0.58	0.77
28	0.54	0.65
29	0.55	0.67
Média	0.59	0.64

Geomagnetismo

O estudo das variações geomagnéticas pode ser determinante para a compreensão e prevenção, com alguma antecedência, das tempestades geomagnéticas. O objetivo destes estudos é obter informações sobre os processos físicos que ocorrem na magnetosfera devido à interação do vento solar com o campo magnético da Terra. As tempestades geomagnéticas, com origem solar, são capazes de afetar os sistemas tecnológicos e biológicos, daí o interesse econômico para o contínuo estudo deste fenômeno físico. Entre os exemplos de sistemas tecnológicos afetados pelas tempestades geomagnéticas podemos citar redes elétricas, oleodutos, transmissão de ondas de rádio e sistemas de navegação [47, 48, 49]. Em casos extremos, dependendo da intensidade da tempestade geomagnética, pode haver aumento da radiação UV sobre a superfície do planeta, atingindo diretamente os seres vivos. Há indícios de que, as tempestades geomagnéticas, afetam, inclusive, o sistema cardio-vascular humano [20, 50, 51]. Além destes danos, astronautas ficam expostos a doses fatais de radiação durante operações fora das espaçonaves ou da estação espacial.

Neste capítulo, que contém os principais resultados do nosso trabalho, tratamos da dinâmica do índice Dst, um sinal que mede a variação da intensidade do campo magnético da Terra na região equatorial. Para isto, trabalhamos com a série temporal do Dst entre os anos de 1957 a 2004. Para iniciar nosso estudo, definimos uma tempestade geomagnética a partir do Dst, e daí, extraímos outras quatro séries, a Série Intervalo de Calmaria representando os períodos calmos, a Série Intervalo de Tempestade que mostra a duração das tempestades, a Série Intensidade das Tempestades que trata do maior valor absoluto do Dst em uma tempestade geomagnética e a Série Índice de Dano que qualifica o potencial de dano de uma tempestade. Para cada nova série, calculamos suas distribuições de probabilidades, as distribuições das flutuações e investigamos a existência de correlações

com o método DFA.

4.1 Atividade solar

O Sol é a fonte de energia da Terra e um intenso modulador do meio ambiente. É uma estrela de comportamento dinâmico que envolve processos físicos com origem no núcleo e que resultam em eventos observados nas camadas externas. Em determinados períodos apresenta alta atividade, durante as quais, observa-se muitas manchas escuras em sua superfície. Em outros, seu disco fica completamente livre de manchas. Estas fases apresentam ciclos de 11 anos e estão intrinsecamente relacionadas ao campo magnético do Sol. Além disso, as explosões solares e as ejeções de massa coronal também variam periodicamente com um ciclo de 11 anos, sendo mais frequentes em períodos com muitas manchas solares. Estes períodos são conhecidos como máximos de atividade solar.

4.1.1 Ciclo de atividade solar

Atualmente, a atividade solar é fonte de diversos estudos, especialmente por meio de imagens e dados coletados por satélites. O SOHO - *Solar and Heliospheric Observatory*, missão não tripulada da European Space Agency (ESA) e da NASA lançada em dezembro de 1995, é um destes satélites com a finalidade de estudar o Sol. Todavia, manchas escuras no Sol já haviam sido observadas por gregos e chineses há mais de 4000 anos atrás. Mas somente a partir de Galileu (1564 – 1642), que observou pela primeira vez manchas solares (Figura 4.1) com seu telescópio em 1610, que elas passaram a ser monitoradas continuamente. Estas manchas solares são regiões do disco solar, com tamanhos situados entre 2500 e 50000km, que apresentam temperaturas, entre 1500 e 2500K, mais frias que o entorno. Nestes locais há altas concentrações de campos magnéticos com fluxos entre 0.01 e 1 Tesla.

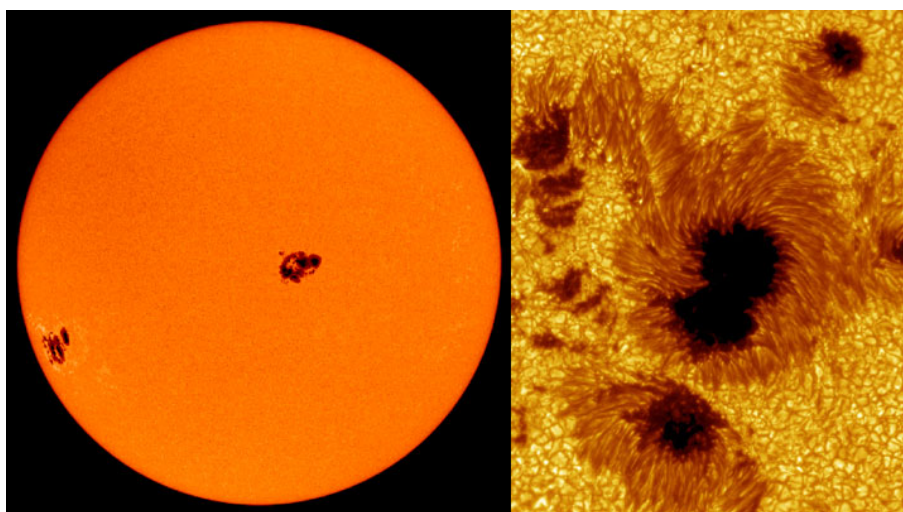


Figura 4.1: Imagens de manchas solares observadas por instrumentos a bordo do satélite SOHO. Na Figura, à esquerda, aparece uma imagem completa do Sol com algumas manchas escuras (manchas solares). Estes grupos de manchas, visualizados nesta imagem, são tão grandes como o planeta Júpiter, o qual apresenta raio 11 vezes maior que o raio da Terra. A Figura à direita mostra um *close-up* destas manchas.

FONTE: Solar and Heliospheric Observatory Homepage

O estudo das manchas solares ao longo do tempo mostra que sua presença ou ausência é periódica, aumentando e diminuindo a cada 11 anos (Figura 4.2 no alto). Observou-se também que, no início do ciclo solar, quando as manchas começam a aparecer, essas tendem a surgir em latitudes mais altas e, conforme o ciclo evolui, as novas manchas apresentam uma tendência de aparecerem em latitudes cada vez mais próximas ao equador solar. Cabe evidenciar aqui, que uma determinada mancha não muda de latitude durante seu período de vida, e sim que, as novas manchas é que surgem em latitudes mais baixas que as anteriores. Outro fato é que, raramente ocorrem manchas solares em latitudes acima de 50° e no equador. A Figura 4.2 embaixo mostra a localização das manchas solares no decorrer dos anos, entre o período de 1875 a 2005. Devido a sua semelhança com as asas de uma borboleta, o diagrama mostrado nesta Figura é conhecido como o diagrama da borboleta.

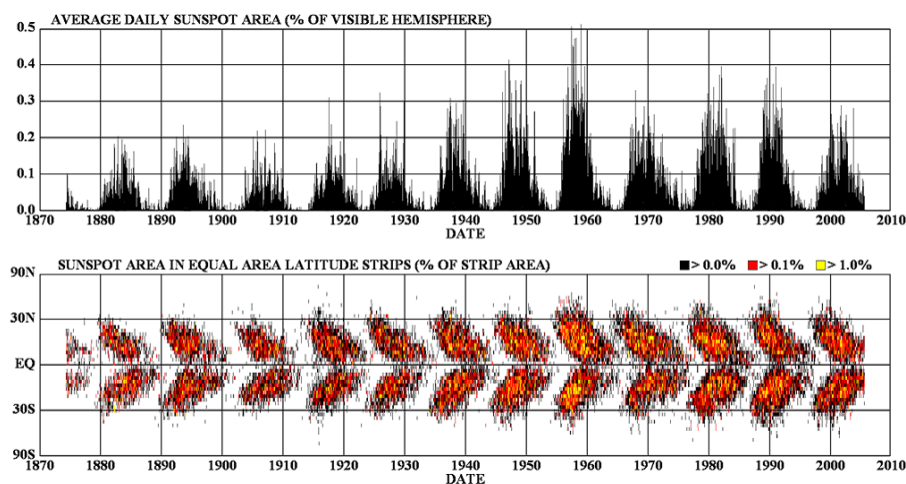


Figura 4.2: Manchas solares desde 1875 até 2005. A Figura de cima mostra o número relativo de manchas solares no disco solar, evidenciando o cunho cíclico de ocorrência dessas. A Figura de abaixo mostra o diagrama da borboleta, identificando a posição de surgimento das manchas solares com a latitude. FONTE: Adaptado de <http://www.absoluteastronomy.com/topics/Sunspot>

Sabe-se, hoje, que a variação na quantidade de manchas solares está estreitamente relacionada com a inversão de polaridade do campo magnético do Sol, ou seja, se, em um determinado período, há um máximo da atividade solar e o pólo norte magnético do Sol coincide com seu pólo norte geográfico (com relação ao eixo de rotação, que não se altera), 11 anos mais tarde, quando houver outro máximo da atividade solar, o pólo norte magnético coincidirá com o pólo sul geográfico. Dessa forma, o ciclo magnético total do Sol é de 22 anos, quando a configuração original do campo magnético é novamente obtida. A polaridade do campo magnético terrestre também se inverte, no entanto, seu período médio é muito maior, da ordem de 250 mil anos.

4.1.2 Explosões solares e ejeções de massa coronal

Na atmosfera solar, além das manchas solares, também ocorrem fenômenos energéticos e transientes. Entre os mais importantes estão as explosões solares e as ejeções de massa coronal, que também obedecem ao ciclo solar, com maior frequência nos máximos de atividade.

As explosões solares (Figura 4.3), também conhecidas como *flares* ou labaredas solares, são os eventos mais frequentes que ocorrem na superfície solar, sendo caracterizados pela grande liberação de energia em regiões ativas do Sol [52]. Esta energia aquece

o plasma local e produz grandes quantidades de radiação e partículas aceleradas de alta energia. Durante os máximos de atividade solar, dezenas de explosões ocorrem por dia e, nos mínimos de atividade, estas explosões são raras e de menor intensidade.

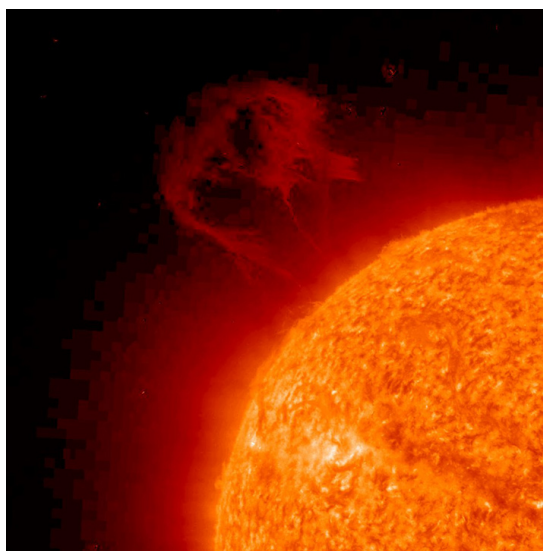


Figura 4.3: Imagem de uma explosão solar ocorrida em 04/01/2011. Filamentos prolongam-se formando nuvens de gases mais frios e suspensos, acima da superfície do Sol, por forças magnéticas.

FONTE: Solar and Heliospheric Observatory Homepage

As ejeções de massa coronal (Figura 4.4) são bolhas de matéria (elétrons, prótons e também íons) enleadas a campos magnéticos e lançadas ao meio interplanetário durante várias horas. São os fenômenos mais associados à ocorrência das tempestades magnéticas na Terra [53], e que podem atrapalhar o funcionamento de satélites, perturbar sistemas de navegação, interromper comunicações de longas distâncias e danificar equipamentos elétricos e eletrônicos. Pode acontecer de algumas ejeções ocorrerem simultaneamente com as explosões. No entanto, estas ejeções não são causadas pelas explosões como acreditava-se há algum tempo atrás. Na realidade, 60% das ejeções ocorrem sem que haja explosão relacionada. Durante o máximo de atividade solar, são observadas de 2 a 3 ejeções diárias, enquanto que, nos mínimos de atividade, observa-se apenas uma por semana.

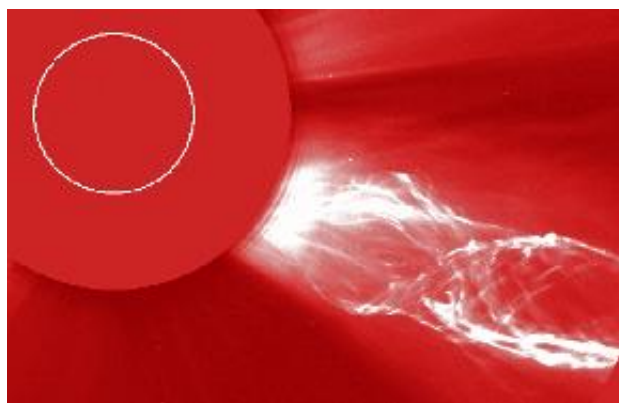


Figura 4.4: Imagem de uma ejeção coronal observada por meio de um coronógrafo - instrumento utilizado no estudo da coroa solar o qual simula um eclipse, bloqueando a luz do disco solar - a bordo do satélite LASCO C2. O tamanho do Sol é representado pelo disco branco.

FONTE: Solar and Heliospheric Observatory Homepage

4.2 Relações Sol-Terra

O Sol é a principal fonte de energia da Terra. Suas radiações influenciam inúmeros processos e sistemas terrestres. A consequência principal da relação Sol-Terra é a injeção de partículas e radiação provenientes da atividade solar no espaço próximo à Terra, que podem ou não causar prejuízos, dependendo da sua intensidade.

4.2.1 Vento solar

O vento solar é um fluxo contínuo de partículas, essencialmente prótons e elétrons, que emana da coroa solar e preenche todo o meio interplanetário. Devido às altas temperaturas da coroa solar, as partículas adquirem velocidades maiores que a velocidade de escape do Sol, ou seja, a gravidade solar não é suficiente para reter as partículas do plasma coronal que escapam para o meio interplanetário na forma de um "vento". Nas proximidades da Terra, o vento solar tem densidade média de 10^7 partículas por metro cúbico, temperatura próximo a $10^5 K$, e suas partículas podem atingir velocidades entre 400 e $800 km/s$ ($450 km/s \sim 1.6$ milhão de km/h). O vento solar é composto por igual número de elétrons e íons (principalmente prótons), tornando-o globalmente neutro. Estas partículas carregam um campo magnético da ordem de $5nT$ [54].

Como consequência da rotação do Sol e das atividades magnéticas, o vento solar torna-se variável e instável, exercendo influência nos gases ao redor da estrela e planetas

próximos. O movimento de rotação do Sol faz com que o fluxo de partículas liberadas e as linhas de campo magnético também acompanhem a rotação, tomando a forma de espirais, conforme mostra a Figura 4.5. Por observações de sondas espaciais e pela detecção, no solo, da emissão de rádio dos elétrons acelerados produzidos em explosões solares, pôde-se confirmar esta configuração do campo magnético solar no meio interplanetário. A Figura 4.5 também mostra a trajetória de elétrons que partiram do Sol em explosões ocorridas nos dias 25 e 30 de outubro de 1994, acompanhando as linhas do campo magnético.

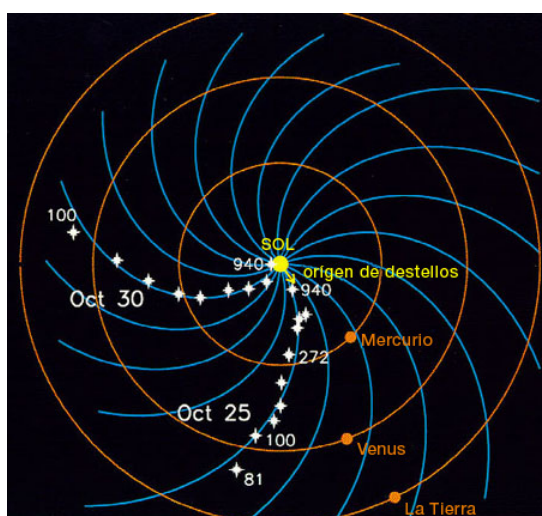


Figura 4.5: Ilustração mostrando as linhas de campo magnético em forma de espiral, contempladas por um observador situado acima do eixo polar do Sol. Os pontos brancos representam a localização de elétrons oriundos de duas explosões solares. Ainda é possível observar os planetas próximos à estrela.

FONTE: <http://windows2universe.org/sun/imf.html&lang=sp&edu=elem>

4.2.2 Magnetosfera terrestre

Da mesma forma que o Sol, a Terra também tem o seu campo magnético. Próximo à superfície terrestre, este campo magnético pode ser aproximado por um dipolo magnético, ligeiramente inclinado, aproximadamente 12 graus, com relação ao eixo de rotação (Figura 4.6). Por convenção, o pólo Sul magnético situa-se no pólo Norte geográfico e vice-versa.



Figura 4.6: Ilustração do campo magnético da Terra aproximado por um dipolo.
FONTE: <http://criacionistaconsciente.blogspot.com/2009/06/decaimento-da-intensidade-do-campo.html>

A origem deste campo magnético está no movimento de fluidos ionizados, por altas temperaturas, no núcleo externo da Terra. O movimento destes fluidos ionizados gera grandes correntes elétricas, produzindo um intenso campo magnético. Este processo, conhecido como geodínamo, é a teoria mais aceita para explicar a geração do campo magnético da Terra. O desafio, desta teoria, está em explicar os mecanismos existentes para a manutenção do movimento das correntes elétricas no núcleo líquido (Figura 4.7).

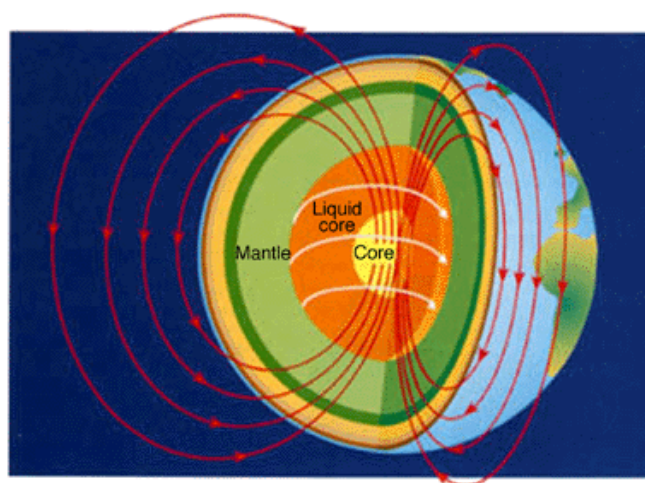


Figura 4.7: Ilustração da origem do campo magnético da Terra, mostrando o sentido das correntes no núcleo externo (*liquid core*), as quais geram o campo magnético.

FONTE: <http://www.glossary.oilfield.slb.com/DisplayImage.cfm?ID=99>

A magnetosfera é a região do espaço em que o campo magnético da Terra tem predominância sobre o campo magnético solar, ou seja, o campo geomagnético controla o movimento do plasma, oriundo do vento solar [54]. A magnetosfera serve de blindagem contra as partículas, carregadas pelo vento solar, que fustigam, continuamente, nosso planeta. É um sistema dinâmico que altera sua forma, a medida que o vento solar choca-se com o campo geomagnético a velocidades da ordem de 400km/s . No lado diurno da Terra, a fronteira onde o vento solar encontra o campo magnético da Terra é chamada magnetopausa. Neste lado, a magnetosfera é comprimida, atingindo, em média, 10 raios terrestres. No lado oposto, o noturno, a magnetosfera pode estender-se por mais de 100 raios terrestres formando a magnetocauda. A magnetosfera é, portanto, assimétrica, ou seja, comprimida em um lado e alongada do outro (Figura 4.8). Dependendo do vento solar, no lado diurno, a magnetosfera pode diminuir ou aumentar. Quando a atividade solar é muito intensa, o vento solar comprime ainda mais a magnetosfera, a qual pode atingir apenas 5 raios terrestres. Em tempos de calmaria, este estende-se para 20 raios.

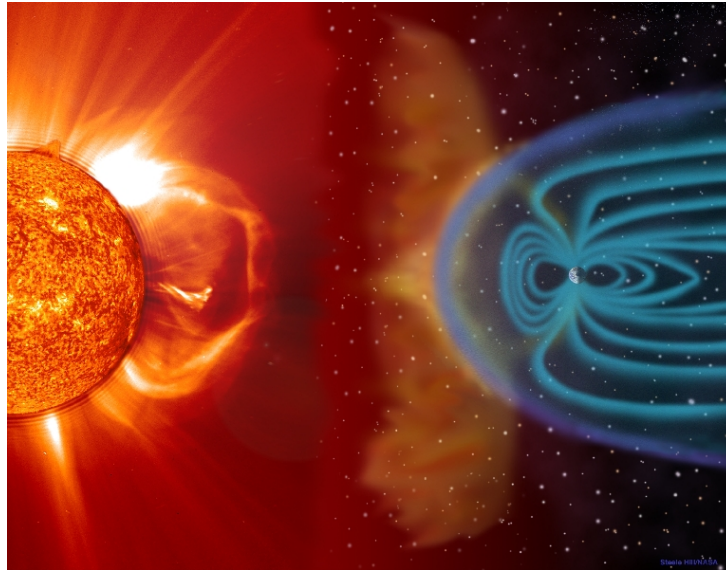


Figura 4.8: Representação artística da interação entre o vento solar e a magnetosfera.

FONTE: Solar and Heliospheric Observatory Homepage

4.2.3 Cinturões de van Allen

Partículas cósmicas carregadas, ao entrarem no campo geomagnético, sofrem a ação da força magnética, que as faz espiralar em torno das linhas do campo magnético. Estas partículas seguem o campo magnético até as regiões próximas aos pólos, onde o campo magnético torna-se mais intenso. Devido a isto, as espirais, descritas por estas partículas, passam a ter raios cada vez menores, até que, estas partículas revertam o movimento e sigam as linhas de campo magnético até alcançar o outro pólo, onde o processo se repete.

As partículas confinadas no campo magnético da Terra podem realizar este movimento, em um vai-e-vem constante entre os pólos sul e norte, durante semanas, dando origem a duas regiões, chamadas de cinturões de van Allen (Figura 4.9), uma mais interna que encontra-se, aproximadamente, entre 2000 e 5000km da superfície terrestre, e a outra mais externa, situada, aproximadamente, entre 13000 e 50000km. O cinturão interno é composto por prótons e o externo por elétrons de alta energia (1 – 100MeV).

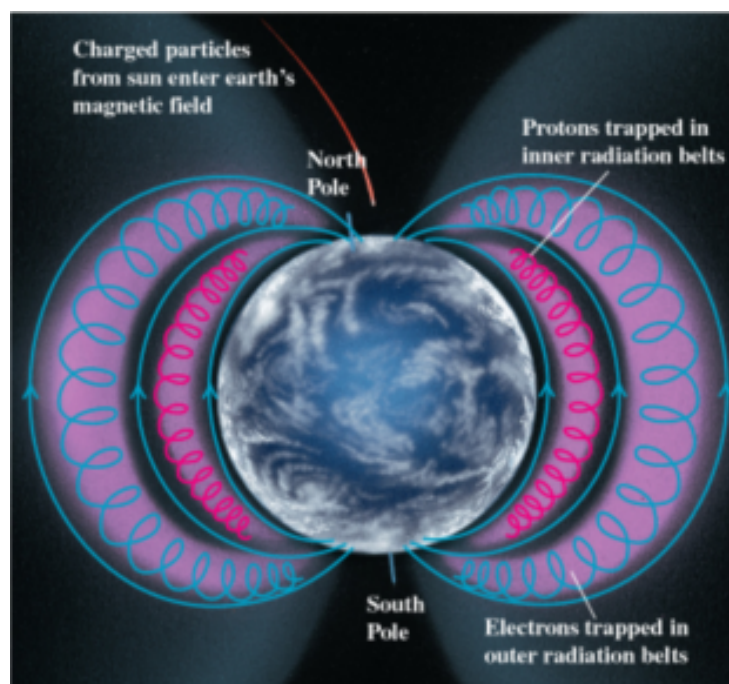


Figura 4.9: Cinturões de van Allen. Mostra-se o movimento espiralado das partículas carregadas, prótons e elétrons, em torno das linhas do campo magnético da Terra, as quais, chegando próximas aos polos, onde o campo magnético é mais intenso, podem ser refletidas de volta.

FONTE: http://fisica.ufpr.br/viana/fisicab/aulas2/a_21.htm

Em 1958, detectou-se, por meio de um contador Geiger a bordo de um satélite, a presença destes cinturões de partículas carregadas na magnetosfera. Quando estes imensos cinturões foram observados, houve grande apreensão por parte dos cientistas, devido às sérias ameaças que poderiam oferecer às viagens espaciais. As partículas de alta energia penetram facilmente uma nave espacial podendo causar danos a instrumentos e perigo para os astronautas. Todas as missões, tripuladas ou não, evitam estas regiões.

Os cinturões externos são alimentados continuamente pelo vento solar e a circulação equatorial deste sistema dá origem a uma importante corrente elétrica, denominada "corrente de anel", a qual gera uma parte do campo magnético medido na superfície da Terra [54]. Ou seja, simultaneamente, o movimento espiral sofre um deslocamento longitudinal, elétrons para leste e íons para oeste, originando uma corrente elétrica em grande escala (corrente de anel). Este movimento só é possível devido à ausência de colisões. É neste sentido que costuma-se dizer que a magnetosfera é a região do espaço em que o campo geomagnético controla o movimento das partículas. A corrente de anel é uma característica permanente da magnetosfera interna da Terra, estando presente, tanto nos períodos

geomagneticamente calmos quanto nos períodos perturbados.

Algumas partículas carregadas eletricamente penetram na magnetosfera, espiralam em torno das linhas do campo magnético da Terra, e conseguem, eventualmente, invadir a atmosfera pelas regiões polares. Estas partículas colidem com átomos de oxigênio e nitrogênio, a $150km$ de altura, que, então excitados, decaem emitindo luz. O oxigênio produz radiação verde e vermelha, e o nitrogênio emite luz rósea ou azul, dependendo do estado de ionização. A consequência disto é um espetáculo visual de luzes coloridas, conhecido como "aurora" (Figura 4.10). Este espetáculo, exclusivo das regiões de latitudes altas, é chamado de auroras austrais no hemisfério Sul, e de auroras boreais no Norte. As auroras são muito mais frequentes nos períodos de máxima atividade solar.



Figura 4.10: Aurora Boreal

FONTE: <http://imagemmegami.blogspot.com/2010/07/aurora-boreal.html>

4.2.4 Ionosfera terrestre

A ionosféra é a camada mais externa da nossa atmosfera e se localiza entre 70 e $1000km$ de altitude. Diferentemente do restante da atmosfera que é constituído por átomos e moléculas neutros, a ionosfera é composta por partículas carregadas (plasma ionosférico). A presença destas partículas se deve à ionização dos compostos atmosféricos pela radiação ultravioleta do Sol. Sabe-se que a temperatura da atmosfera terrestre decaem com a altitude. Entretanto, contrariando esta tendência, as radiações X e ultravioleta do Sol aquecem as camadas mais elevadas da atmosfera, fazendo com que, no topo da ionosfera,

a temperatura fique em torno de $80^{\circ}C$.

Devido à presença de partículas eletricamente carregadas, a ionosfera interage com qualquer radiação eletromagnética, refletindo-a. Esta interação depende da densidade de elétrons na ionosfera, que é variável com a altura, hora do dia, estação do ano, composição química da alta atmosfera e com os períodos da atividade solar. Essa reflexão depende de uma frequência máxima chamada frequência de plasma (ω_p) dada por

$$\omega_p^2 = \frac{e^2 N}{4\pi^2 \epsilon_0 m}, \quad (4.1)$$

em que N é a densidade volumétrica de elétrons, ϵ_0 a permissividade elétrica do vácuo, m e e a massa e a carga do elétron. Por exemplo, como a densidade volumétrica de elétrons da ionosfera varia, a medida que uma onda incidente de frequência ω se propaga, pode ocorrer da frequência de plasma, ω_p , ser menor que ω na região de entrada da onda no plasma. Isso faz com que o plasma ionosférico comporte-se como se fosse transparente para a onda incidente. No entanto, pode ocorrer que, a medida em que a onda (de frequência ω fixa) entra no plasma e a densidade volumétrica N de elétrons aumenta (Equação 4.1), ω_p torne-se maior que ω e, nesse caso, a onda é refletida de volta.

Do mesmo modo como ondas de rádio provenientes do Sol, com frequências menores que ω_p , são refletidas no topo da ionosfera de volta para o meio interplanetário, ondas com frequência menores que ω_p vindas da Terra também são refletidas para baixo. Esta propriedade da ionosfera possibilita a comunicação de longa distância.

Em razão da densidade de partículas da atmosfera diminuir com a altura, a ionosfera também é dividida em camadas denominadas D , E e F (Figura 4.11). A camada D é a mais próxima ao solo, estendendo-se até $90km$ e reflete ondas de frequência mais baixa, entre 0.003 e $0.3MHz$. A camada E , entre 95 e $140km$ reflete ondas de rádio de frequências entre 0.3 e $3MHz$. A camada mais externa, F , em média a $250km$ de altura, reflete ondas com frequência entre 3 e $30MHz$.

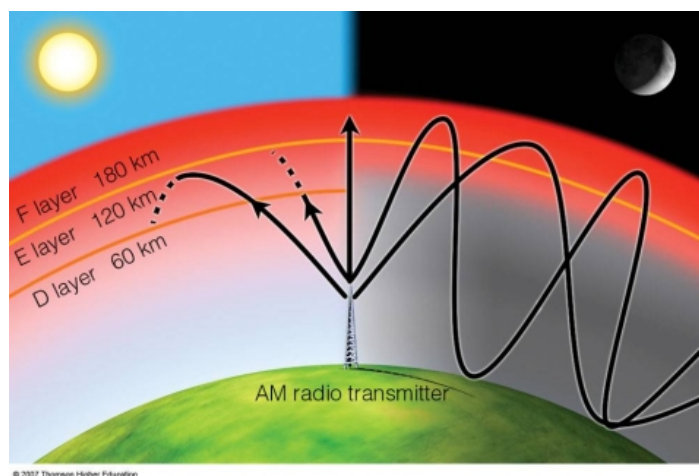


Figura 4.11: Estrutura da ionosfera. Camadas *D*, *E* e *F* e a interação com ondas de rádio, durante o dia e noite.

FONTE:

<http://blog.sarmiento.eng.br/2009/03/15/entendendo-a-propagacao-ionosferica-parte-2/>

Durante as explosões e ejeções de massa coronal, algumas partículas eletricamente carregadas podem penetrar, pelas regiões polares, na magnetosfera. Isso aumenta a densidade volumétrica de elétrons da ionosfera, fazendo, por exemplo, com que a altura em que uma onda de rádio de comunicação terrestre é refletida se altere. Esse fato pode impedir sua detecção na estação de destino, interrompendo temporariamente a comunicação.

4.2.5 Inversão dos pólos magnéticos

Assim como acontece com o campo magnético solar, o campo magnético da Terra também inverte seu sentido, no entanto, em escalas de tempo maiores e sem uma periodicidade bem definida. Em média, a polaridade do campo geomagnético se inverte a cada 250 mil anos. Para os últimos 76 milhões de anos, houve aproximadamente 170 reversões de polaridade.

Este fato é evidenciado por registros geológicos no fundo dos oceanos. Sabe-se que no centro do Oceano Atlântico, entre as Américas e a África e Europa, existe uma cadeia de vulcões submarinos que atravessa o globo de Norte a Sul, a dorsal oceânica. A medida que o material expelido por estes vulcões se esfria, ou seja, a rocha derretida se solidifica, compostos magnetizados contidos neste material registram a polaridade do campo magnético da Terra, correspondente à época de sua solidificação. Sabe-se também que as duas placas (América e África) estão se afastando uma da outra, isto é, a crosta oceânica basáltica se forma regularmente ao nível das dorsais afastando as placas tectônicas e, re-

gistrando as inversões do campo magnético ocorridas ao longo do tempo (Figura 4.12).

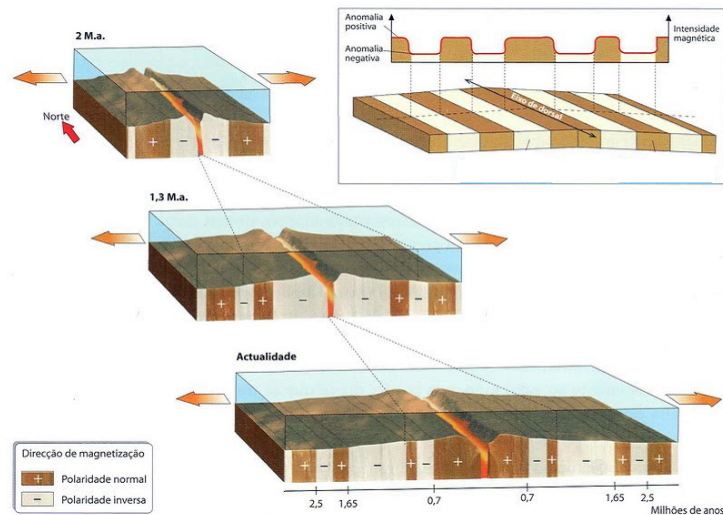


Figura 4.12: Representação do fundo do oceano Atlântico, em que as placas estão se afastando uma da outra. As faixas brancas representam rochas com polaridade magnética paralela à atual e oposta as coloridas em marrons. Também é mostrado o sistema em três etapas geológicas - atual, 1,3 milhões de anos e a 2 milhões de anos.

FONTE: <http://sites.google.com/site/geologiaebiologia/tect%C3%B3nica-de-placas/paleomagnetismo>

Observou-se ainda que, estas anomalias (inversões de polaridade de materiais magnetizados no fundo do oceano) eram paralelas e simétricas em relação ao eixo da dorsal (Figura 4.13). A análise destas evidências levou a admitir que periodicamente, ao longo do tempo geológico, ocorreram inversões de polaridade do campo magnético da Terra [55].

Além disso, os pólos magnéticos terrestres não são fixos. Por exemplo, o pólo magnético no hemisfério Norte, atualmente no Ártico Canadense, move-se para o norte com velocidade de aproximadamente 10 quilômetros por ano. Devido à mudanças nas correntes elétricas no interior da Terra, em um mesmo dia, o pólo caminha por várias dezenas de metros.

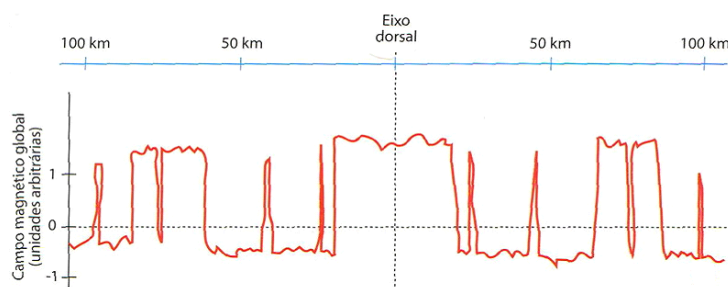


Figura 4.13: Ilustração mostrando a simetria entre os dois lados a partir do eixo da dorsal Atlântica.

FONTE: <http://sites.google.com/site/geologiaebiologia/tect%C3%B3nica-de-placas/paleomagnetismo>

4.3 Tempestades geomagnéticas

Periodicamente, a Terra é atingida por emissões de plasma, provenientes de erupções solares e ejeções de matéria coronal. Neste sentido, a magnetosfera é essencial para a vida na Terra, atuando como um escudo protetor. No entanto, devido a esses fenômenos, o fluxo do vento solar aumenta, e ao interagir com a magnetosfera provoca a penetração de partículas, a indução de correntes e alterações no campo magnético da Terra.

Um dos efeitos mais marcantes da interação vento solar-magnetosfera é a tempestade magnética, um acontecimento durante o qual o campo magnético da Terra exibe variações rápidas em escala global. A principal característica de uma tempestade magnética é o decréscimo na componente horizontal do campo geomagnético com subsequente recuperação. Este decréscimo se deve ao aumento na população de partículas capturadas pela corrente de anel [56].

A intensidade de um evento geomagnético é especificado por uma variedade de índices, sendo o índice Dst (Disturbance Storm-Time Index), o que melhor identifica a ocorrência de uma tempestade. Este índice é obtido a partir de quatro estações de magnetômetros localizadas na região equatorial e distribuídas longitudinalmente. São os observatórios de Hermanus na África do Sul (long. 19.22° e lat. -34.40°), Kakioka no Japão (long. 140.18° e lat. 36.23°), Honolulu no Hawaí (long. 201.98° e lat. 21.32°) e San Juan em Porto Rico (long. 293.88° e lat. 18.11°) como mostra a Figura 4.14.

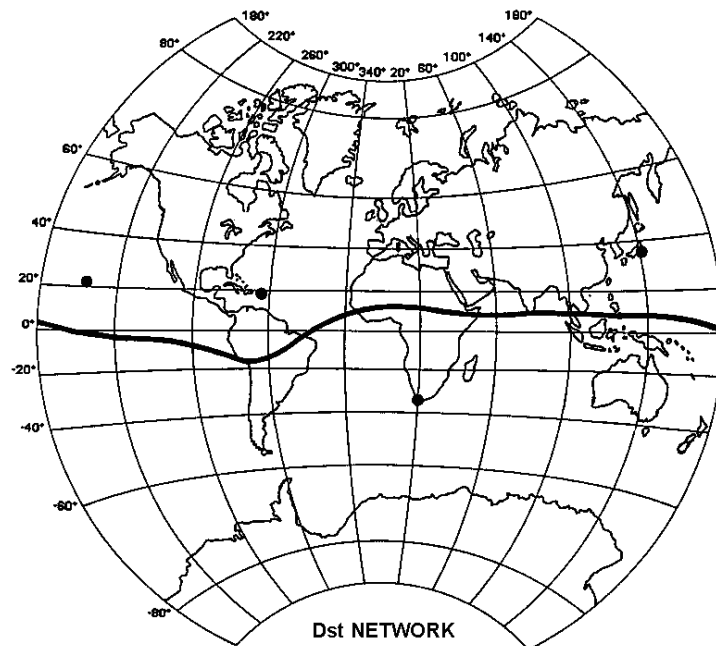


Figura 4.14: Rede de observatórios do índice Dst.
FONTE: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>

Por obter medidas da região equatorial, esse índice representa, principalmente, a intensidade das correntes de anel nos períodos perturbados. Proposto no fim dos anos 1960, sua unidade de medida é o nanotesla (nT) e está baseado no valor médio da componente horizontal do campo magnético da Terra medido de hora em hora.

Numa tempestade magnética ocorre um acentuado decréscimo no índice Dst, o qual é proporcional à corrente de anel que circunda o globo terrestre. As tempestades magnéticas podem ser subdivididas em três fases como mostra a Figura 4.15. Normalmente, há um início súbito ou fase inicial, caracterizado pelo aumento do índice Dst (representado pela região I na Figura 4.15). Isto pode ocorrer em função da pressão do vento solar que é intensificada e comprime a magnetosfera. Esta fase é seguida pela fase principal da tempestade (região II na Figura 4.15), que caracteriza-se pela injeção de energia na corrente de anel, a qual gera um campo magnético oposto ao campo geomagnético, fazendo o Dst, que identifica a variação do campo no equador, decrescer. Em seguida ocorre a fase de recuperação, em que o fluxo do vento solar para dentro da magnetosfera cessa (região III na Figura 4.15) e a corrente de anel decresce com a perda de íons.

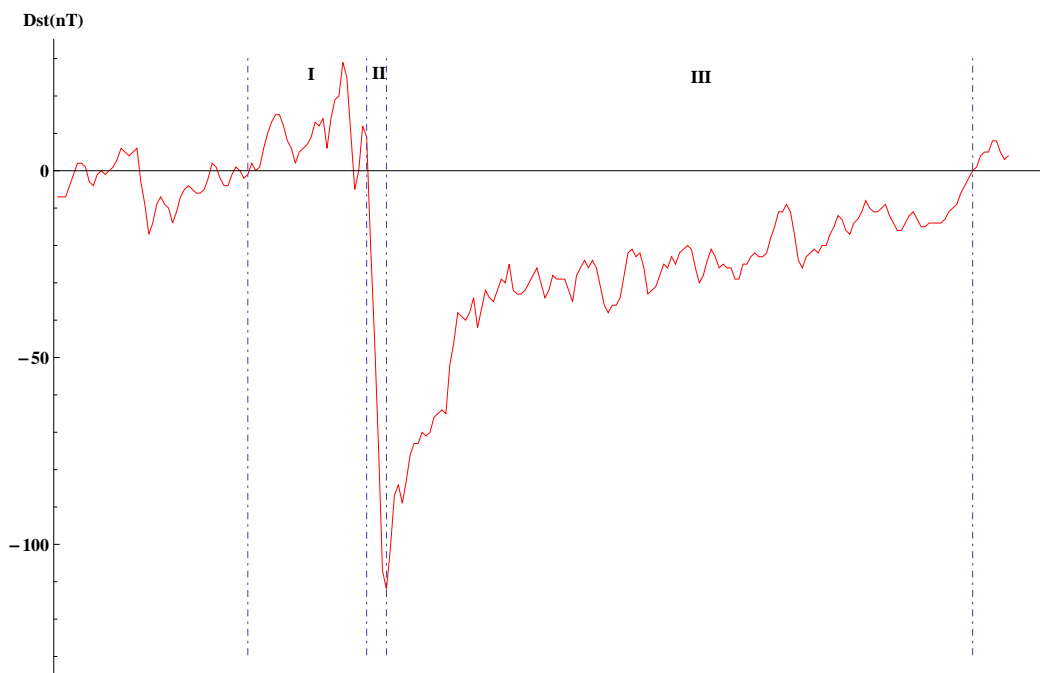


Figura 4.15: Ilustração mostrando o índice Dst e as fases de uma tempestade geomagnética. A região I representa a fase inicial, caracterizada por um aumento do Dst, como consequência do achatamento da magnetosfera em resposta ao choque com o vento solar. A região II representa a fase principal da tempestade, onde o Dst decresce em razão da deflexão da componente horizontal do campo geomagnético. Na sequência, tem-se a região III representando a fase de recuperação da componente horizontal, em que o campo magnético da Terra volta ao seu estado normal, não perturbado.

Em particular, a corrente de anel produz um campo magnético na região do equador, causando alterações na componente horizontal do campo magnético da Terra durante a fase principal da tempestade (identificadas pelo Dst). Durante a fase de recuperação da tempestade, a corrente de anel decai por meio de vários mecanismos de perda e o campo magnético da Terra retorna à condição normal [57].

Podemos, então, classificar as tempestades, em relação à intensidade dos seus efeitos na corrente de anel, pelo índice Dst. Por exemplo, uma classificação proposta é a que aparece na Tabela 4.1, que permite qualificar as tempestades geomagnéticas medidas pelo Dst.

Tabela 4.1: Classificação das tempestades geomagnéticas.

Tempestade geomagnética	Dst (nT)
Muito intensa	< -200
Intensa	-200 a -100
Moderada	-100 a -50

FONTE: Kumar *et al.* (2005) [58].

Um outro índice também usado para medir o campo horizontal perturbado, da mesma forma que o Dst, mas com resolução de 1 minuto e usando diferentes estações, é o índice simétrico Sym (Geomagnetic Symmetric Index). Assim como o Dst, o Sym mede as perturbações causadas na corrente de anel na região equatorial.

Devemos destacar aqui, que o campo magnético terrestre é da ordem de 30000 a $60000nT$ e que, durante os distúrbios magnéticos, sofre variações de 50 a mais de $500nT$. Estes distúrbios ainda podem ser classificados, dependendo da duração e extensão espacial, como tempestades ou subtempestades. Com maior frequência, as subtempestades tem duração de 1 a 3 horas e ocorrem normalmente nas regiões de altas latitudes, estando associadas às auroras. Entretanto, as tempestades podem durar dias e causam fortes perturbações no campo magnético. Acredita-se que a causa das tempestades mais intensas são as ejeções de massa coronal. A Figura 4.16 comprova a relação entre tempestades magnéticas intensas (vermelho) e o ciclo de atividade solar (amarelo).

Devido à rotação do equador solar, as subtempestades apresentam uma periodicidade equivalente a 27 dias, ao contrário das tempestades causadas por ejeções de massa coronal que são esporádicas. Dos buracos coronais, regiões do Sol onde a densidade de massa coronal é menor, emana, principalmente, o vento solar rápido, com velocidade de $800km/s$, que ao encontrar o vento normal, com $400km/s$, produz choques que são os responsáveis pelas subtempestades [59].

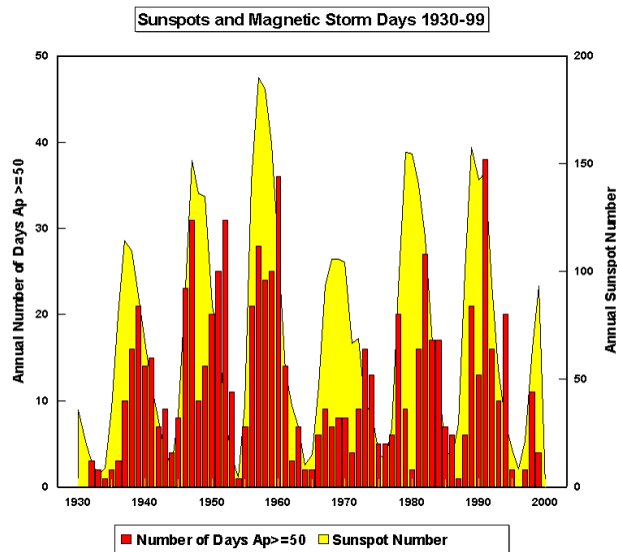


Figura 4.16: Correlação entre o número de ocorrências de tempestades geomagnéticas (vermelho) e manchas solares (amarelo).

FONTE: <http://www.who.edu/oceanus/viewImage.do?id=11151&aid=5280>

4.4 O índice Dst

Nesta seção, analisamos propriedades estatísticas do índice Dst no período entre 1957 a 2004 [60], com aproximadamente 412000 valores. Estes dados estão ilustrados na Figura 4.17, onde ve-se a série temporal do índice Dst e de seus incrementos consecutivos dados pela Equação 2.14

$$\Delta X_1(t) = X(t+1) - X(t),$$

em que $X(t)$ é o valor do Dst no tempo t .

Em nosso estudo, definimos, a partir da série original do Dst (Figura 4.17), outras séries de importância para investigarmos a dinâmica das tempestades geomagnéticas. Para caracterizar uma tempestade geomagnética, decidimos estabelecer um valor de corte para o índice Dst - *cutoff*. O instante em que o Dst cai abaixo do *cutoff* tem-se o começo de uma tempestade geomagnética. A tempestade acaba no instante em que o Dst volta a ficar acima do *cutoff*. Portanto, este valor de corte (*cutoff*), dicotomiza a série em tempestade geomagnética e calma, ou seja, valores do Dst abaixo desse *cutoff* serão considerados como tempestade geomagnética e valores iguais ou acima serão considerados como calma. Neste trabalho, para todos os casos, o *cutoff* usado foi igual a $-50nT$ [58].

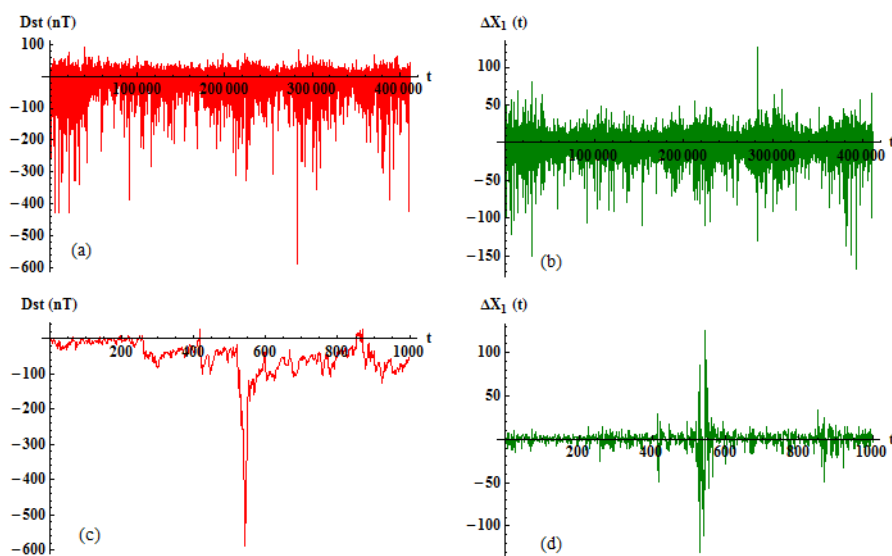


Figura 4.17: Índice Dst do período entre 1957 e 2004. (a) Evolução temporal do Dst, com o tempo t dado em horas. (b) Incrementos consecutivos obtidos da série em (a). (c) Evolução temporal do Dst num período de 1000 horas. (d) Incrementos consecutivos obtidos da série em (c).

As novas séries estabelecidas, originárias da série do Dst, foram nominadas como Série Intervalo de Calmaria (C), Série Intervalo de Tempestade (T), Série Intensidade das Tempestades (I) e Série Índice de Dano (D). A Série Intervalo de Calmaria contém os períodos ou intervalos de tempo em que o índice Dst ficou acima do *cutoff*. Os intervalos de tempo em que o índice ficou abaixo do *cutoff* forma a Série Intervalo de Tempestade. O valor mínimo do Dst em cada tempestade (supracitada) forma a Série Intensidade das Tempestades. Definimos também uma medida para designar o potencial de dano causado por uma tempestade geomagnética, e o conjunto destas medidas forma a Série Índice de Dano. Esta série consiste no produto da área de uma tempestade, definida como a área acima da curva do Dst e abaixo da linha de corte, pelo valor mínimo do Dst durante a tempestade (valores que formam a Série Intensidade das Tempestades). Para obtermos a área de uma tempestade somamos áreas menores circunscritas correspondentes ao produto de cada valor do Dst pelo intervalo de tempo entre uma medida e outra do Dst. Como cada medida do Dst é feita de hora em hora, a área de uma tempestade é, na realidade, a soma dos valores do Dst na tempestade. A Série Índice de Dano também foi normalizada, dividindo-se todos os seus valores pelo seu maior valor. Esta série foi proposta

com o intuito de indicar os danos causados por uma tempestade geomagnética. A priori, entendemos que o potencial de dano causado por uma tempestade é proporcional à intensidade do valor mínimo que o Dst atinge, ou seja, quanto maior o valor absoluto do Dst numa tempestade, maior o dano causado por esta; e também à área coberta por ela, pois esta compreende todos os valores do Dst abaixo do *cutoff* e ainda considera o período de duração da tempestade. Portanto, inferimos que o potencial de dano de uma tempestade geomagnética é dada pelo produto do valor mínimo alcançado pelo Dst com a área contemplada por ela. Salientamos a origem destas séries por meio da Figura 4.18, a qual mostra duas tempestades geomagnéticas retiradas da nossa base de dados.

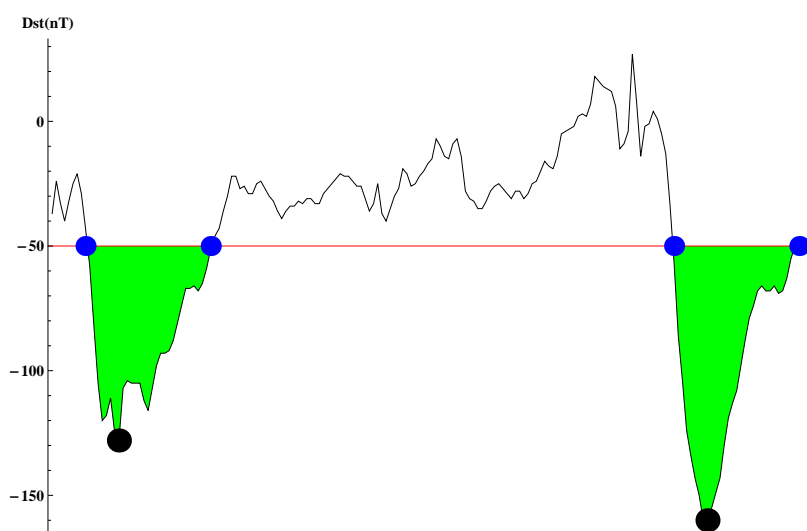


Figura 4.18: Ilustração para identificação das novas séries extraídas do índice Dst.

Aqui, ve-se uma linha em vermelho representando o *cutoff* em $-50nT$. Da esquerda para a direita, o primeiro e o terceiro ponto em azul indicam o início da primeira e segunda tempestade, e o segundo e quarto ponto indicam o final delas. Os intervalos de tempo compreendidos entre o primeiro e segundo ponto e entre o terceiro e quarto ponto denotam períodos em que o índice Dst permaneceu abaixo de $-50nT$ e portanto representam dois valores da Série Intervalo de Tempestade. O período entre o segundo e o terceiro ponto, em que o Dst ficou acima de $-50nT$, representa um valor da Série Intervalo de Calmaria. Os dois pontos pretos representam o valor mínimo do Dst nas duas tempestades geomagnéticas, fazendo parte da Série Intensidade das Tempestades. As hachuras em verde representam as áreas das tempestades. Cada área multiplicada pelo seu menor valor do Dst (ponto preto) formam a Série Índice de Dano, a qual, ainda foi normalizada dividindo-se todos os seus valores pelo maior valor da série.

Estas novas séries, as quais trabalharemos nesta seção, juntamente com a série dos seus incrementos consecutivos, dados pela Equação 2.14, são mostradas na Figura 4.19. Também relacionamos suas informações estatísticas na Tabela 4.2. A série Intervalo de Calmaria mostra que no período estudado, entre 1957 a 2004, o índice Dst ficou acima de $-50nT$ um total de 3289 vezes, sendo que, o maior tempo permanecido neste estado foi de 5804 horas. O número de vezes que o Dst ficou abaixo de $-50nT$, ou seja, o número de ocorrências de tempestades geomagnéticas durante o período estudado, foi 3288 vezes, e o maior tempo de duração de uma tempestade foi 166 horas (aproximadamente 7 dias). Neste período estudado, o valor mais baixo alcançado pelo Dst foi $-589nT$.

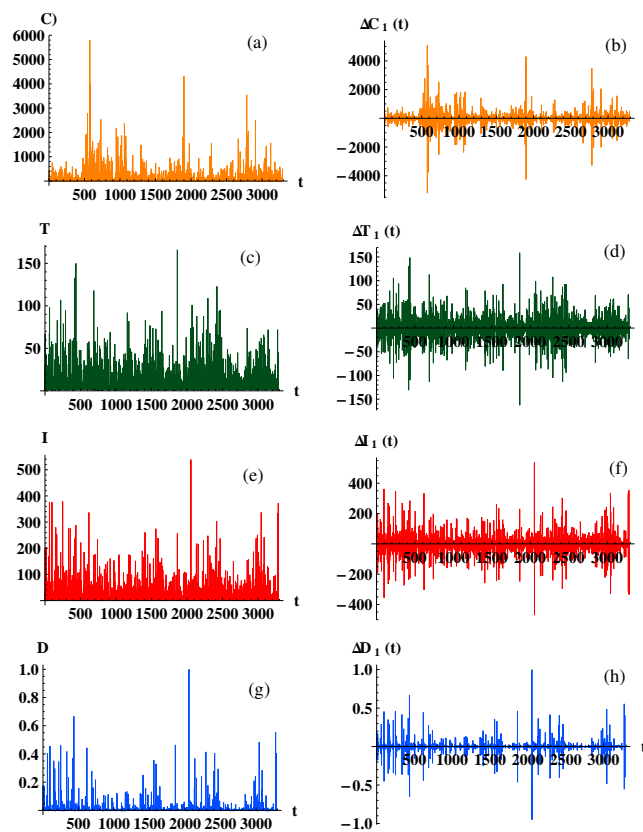


Figura 4.19: Índice Dst do período entre 1957 a 2004. (a) Série Intervalo de Calmaria. (b) Incrementos consecutivos obtidos da série em (a) com a equação 2.14. (c) Série Intervalo de Tempestade. (d) Incrementos consecutivos obtidos da série em (c). (e) Série Intensidade das Tempestades. (f) Incrementos consecutivos obtidos da série em (e). (g) Série Índice de Dano. (h) Incrementos consecutivos obtidos da série em (g).

Tabela 4.2: Dados estatísticos do índice Dst do período entre 1957 a 2004 para as séries C, T, I, D.

Séries	Σ_X	X_{min}	X_{max}	$\langle X \rangle$	σ
Intervalo de Calmaria (C)	3289	1	5804	116	293
Intervalo de Tempestade (T)	3288	1	166	9	14
Intensidade da Tempestade (I)	3288	51	589	72	39
Índice de Dano (D)	3288	0	1	0.01	0.04

Nesta seção, analisamos as propriedades estatísticas das novas séries obtidas a partir do Dst - Série Intervalo de Calmaria, Série Intervalo de Tempestade, Série Intensidade das Tempestades e Série Índice de Dano. Para cada série, além da distribuição de probabilidades, investigamos as flutuações em diferentes escalas de tempo. Para isto, definimos uma variável padrão $\Delta X_n(t)$, comum a todas as séries, assumindo os valores C para a Série Intervalo de Calmaria, T para a Série Intervalo de Tempestade, I para a Série Intensidade das Tempestades e D para a Série de Índice de Danos. Então, calculamos os incrementos com a equação padrão (Equação 2.15):

$$\Delta X_n(t) = X(t+n) - X(t),$$

em que n é a escala de tempo (em horas) e $X(t)$ é o valor nominal dos termos respectivos a cada série no tempo t . A fim de uma melhor comparação entre as distribuições dos incrementos ΔX_n , para $n = 1$, $n = 10$ e $n = 100$, usamos a variável normalizada (Equação 2.16)

$$\Delta x_n(t) = \frac{\Delta X_n(t) - \langle \Delta X_n(t) \rangle}{\sigma_{\Delta X_n}},$$

em que $\sigma_{\Delta X_n}$ e $\langle \Delta X_n(t) \rangle$ são o desvio padrão e o valor médio da série das diferenças, dados pela Equação 2.15.

4.4.1 Intervalos de Calmaria e Tempestade

A partir do valor de corte ($-50nT$), estabelecido no início desta seção [58], definimos o início e o término de uma tempestade, e com isto, o tempo de duração das

tempestades e dos períodos calmos . Nesta subseção, trataremos destas duas séries obtidas do índice Dst, a Série Intervalo de Calmaria e a Série Intervalo de Tempestade.

Primeiramente, determinamos a distribuição de probabilidades, as quais são mostradas na Figura 4.20. A linha cheia nas duas distribuições é o ajuste feito para os pontos em cor laranja. Estas distribuições comportam-se como uma lei de potência,

$$p(X) \sim X^{-\alpha}, \quad (4.2)$$

com $\alpha \sim 2,3$ para os dois ajustes.

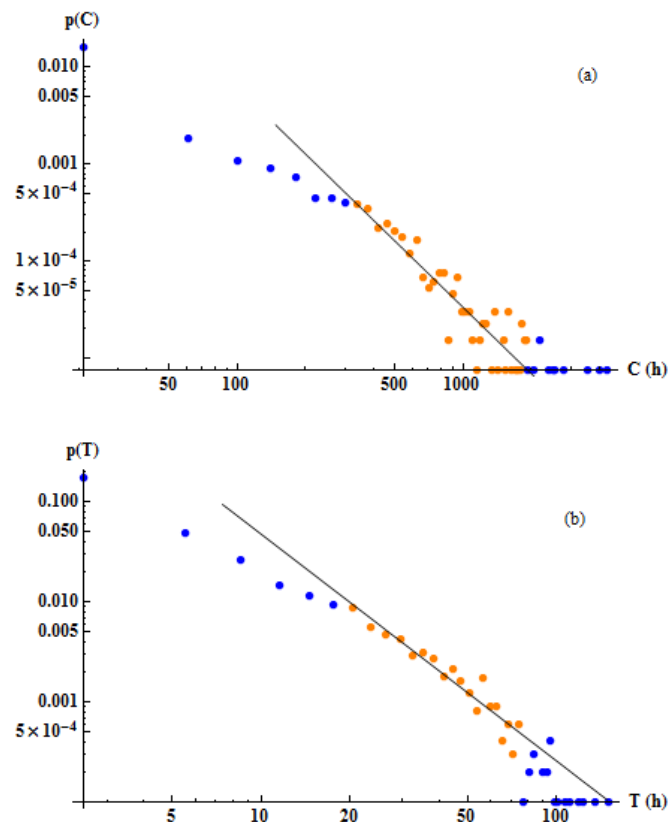


Figura 4.20: Distribuição de probabilidades. (a) Distribuição dos intervalos de tempo sem tempestades geomagnéticas. (b) Distribuição do tempo de duração das tempestades. A linha sólida nas duas Figuras é uma lei de potência, estimada pelos pontos em laranja, dada pela equação 4.2 com $\alpha \sim 2,3$, para ambas distribuições.

Quando observamos as duas distribuições na Figura 4.20, notamos a presença de dois comportamentos ou regimes bem evidentes. Um para os intervalos de tempo maiores, onde foi ajustado a linha de tendência, e outro para os intervalos menores, identificado pelos pontos azuis à esquerda dos laranjas. Podemos ligar este fato às oscilações do índice Dst, ao longo do tempo, e à linha de corte estabelecida, ao provermos as séries aqui discutidas ($cutoff = -50nT$). Em uma grande tempestade, por exemplo, pequenas oscilações do Dst em torno da linha de corte geram pseudotempestades, as quais são computadas como intervalos de duração de tempestades e de calmarias. Verificamos isto na Figura 4.21 que mostra uma tempestade geomagnética. Neste caso, quando o índice Dst, durante a fase de recuperação (Figura 4.15), atinge a linha de corte, ocorrem oscilações e temos, então, o aparecimento das regiões I, II, III e IV, sendo I e III regiões de calmaria, e II e IV regiões de tempestade. Estes acontecimentos podem ser uma explicação para o aparecimento dos dois regimes apresentados pelas ditribuições (Figura 4.20).

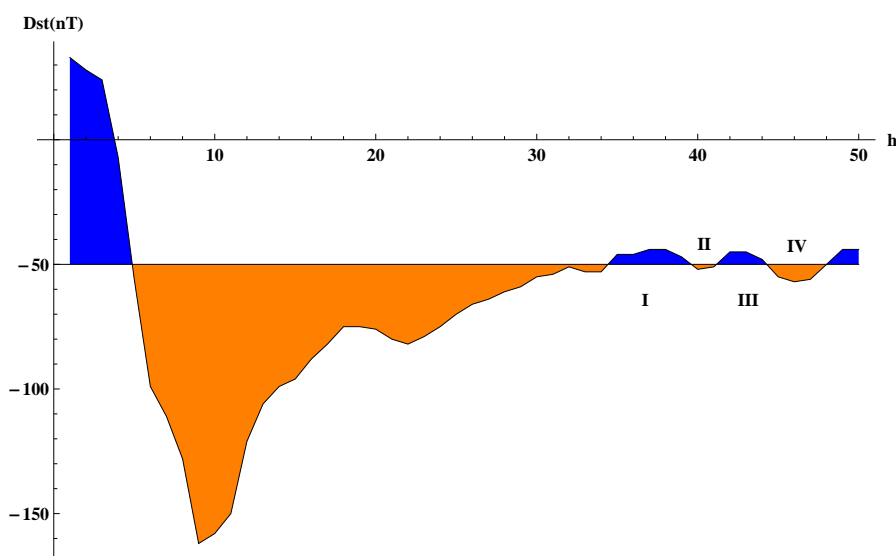


Figura 4.21: Índice Dst mostrando uma tempestade geomagnética e a linha de corte ($-50nT$). As regiões em laranja, abaixo da linha de corte, representam tempestades geomagnéticas, e as regiões em azul calmaria. Devido às oscilações do Dst e da linha de corte, produz-se as regiões I, II, III e IV.

Uma outra possibilidade, para a produção dos dois regimes nas distribuições das séries estudadas, é a existência de fenômenos físicos distintos capazes de provocar distúrbios magnéticos diferentes. Por exemplo, como já dissemos, tempestades e subtempestades

possuem causas distintas e, portanto, distribuições diferentes, ou seja, as subtempestades são mais frequentes que as tempestades e isto poderia gerar os dois diferentes regimes nas distribuições.

Para entendermos melhor este aspecto e convergir para a assertiva, precisamos detalhar mais o fenômeno. Assim, produzimos outras séries com a mesma idéia das duas aqui investigadas. Entretanto, estas novas séries foram geradas com valores de *cutoff* diferentes de $-50nT$, isto é, -1 , -5 , -10 , -30 , -80 e -100 , e $-150nT$. Com estas novas séries e as séries com *cutoff* = $-50nT$ construímos suas distribuições acumuladas, as quais são mostradas nas Figuras 4.22 e 4.23 para o caso de calmarias e tempestades. De antemão, estamos supondo que as oscilações do Dst sempre ocorrem, independente da região em que o *cutoff* passar. Inicialmente, vamos observar a Figura 4.22, onde vemos a distribuição acumulada dos intervalos de calmaria para vários *cutoffs*. Para os maiores *cutoffs*, -1 e $-5nT$ por exemplo, os períodos de calmaria, por serem valores muito pequenos, se confundem com as oscilações. Notamos nas Figuras 4.22 (a) e 4.22 (b) que os maiores períodos de calmaria estão em torno de 200 horas e portanto, nestas Figuras, não é evidente os dois regimes. Estes períodos aumentam conforme descemos o *cutoff*, passando de 3000 horas para valores acima de $-50nT$. Ou seja, a medida que abaixamos o *cutoff* e evidenciamos as tempestades, os períodos calmos também tornam-se relevantes e se destacam das oscilações. Dessa forma, vê-se claramente os dois regimes nas séries com *cutoff* abaixo de $-30nT$, um para as oscilações e outro para os períodos de calmaria. Agora, com a Figura 4.23, vamos verificar o que acontece com as séries dos períodos de duração das tempestades para as diferentes linhas de corte. Aqui, é importante admitir que, mesmo para *cutoffs* muito próximos de zero, as tempestades sempre estão em evidência, ou seja, sempre acontecem para quaisquer valores de *cutoffs* escolhidos (aliás, os valores mais proeminentes ocorrem para *cutoffs* próximos de zero). Assim, nota-se que, independentemente da altura do *cutoff*, os dois regimes ocorrem, evidenciando que, o regime para pequenos valores, realmente se trata de oscilações e não de efeitos físicos. Atentamo-nos, de que estas oscilações já são um efeito físico em si, e que fogem do escopo deste estudo. Nosso interesse está no que ocorre com as tempestades de fato, justificando assim, a exclusão dos pontos em azul (a esquerda dos pontos laranjas) no ajuste da lei de potência para as duas séries aqui estudadas (Figura 4.20).

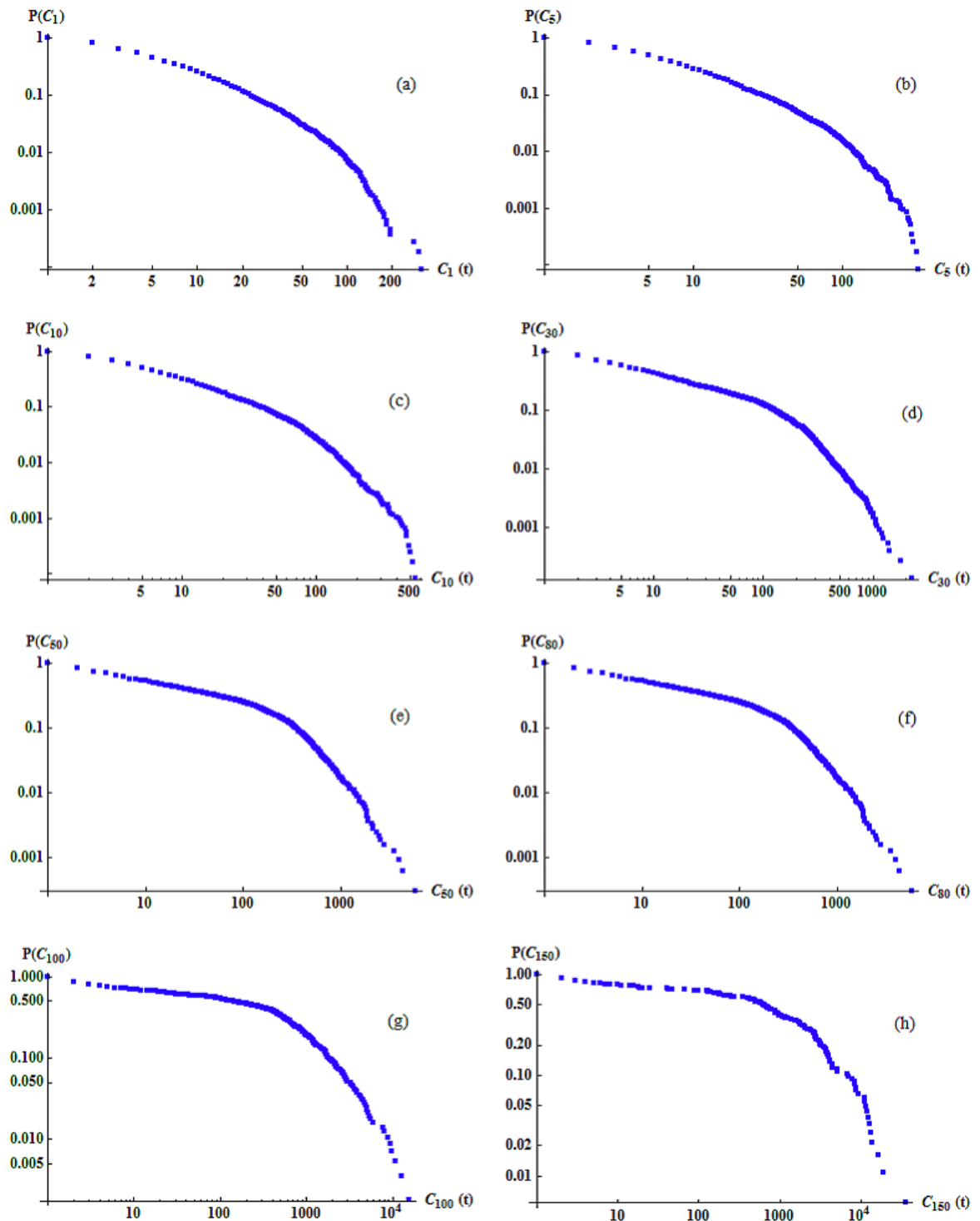


Figura 4.22: Distribuições acumuladas para o aspecto calmaria com diferentes valores de corte. (a) $-1nT$. (b) $-5nT$. (c) $-10nT$. (d) $-30nT$. (e) $-50nT$ (Série Intervalo de Calmaria). (f) $-80nT$. (g) $-100nT$. (h) $-150nT$.

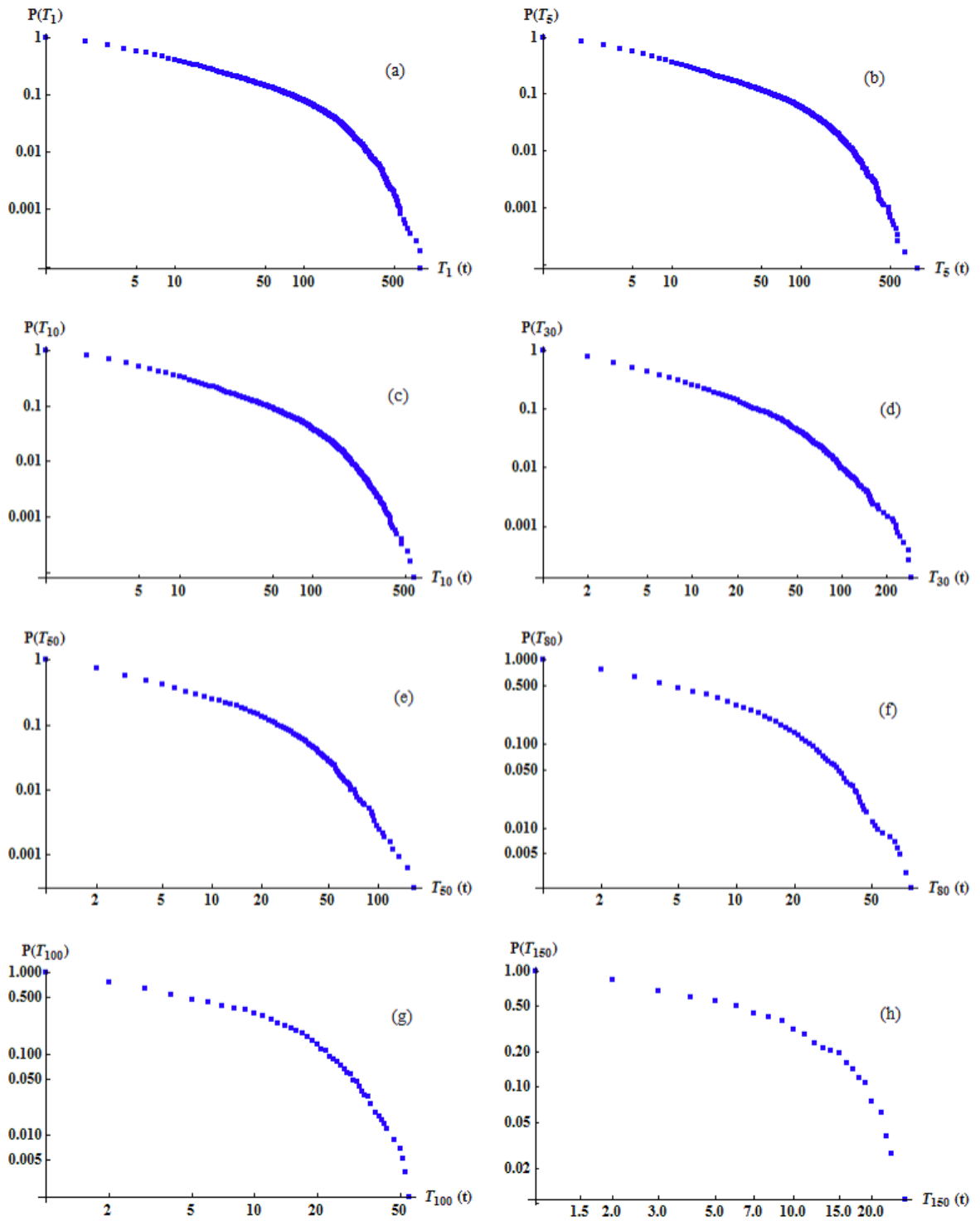


Figura 4.23: Distribuições acumuladas para o aspecto tempestade com diferentes valores de corte. (a) $-1nT$. (b) $-5nT$. (c) $-10nT$. (d) $-30nT$. (e) $-50nT$ (Série Intervalo de Tempestade). (f) $-80nT$. (g) $-100nT$. (h) $-150nT$.

A seguir, investigamos as flutuações nas duas séries em diferentes escalas, conforme a Equação 2.16

$$\Delta x_n(t) = \frac{\Delta X_n(t) - \langle \Delta X_n(t) \rangle}{\sigma_{\Delta X_n}}.$$

As distribuições dos incrementos normalizados para $n = 1$ (azul), $n = 10$ (verde) e $n = 100$ (vermelho) são mostradas na Figura 4.24 (a) e 4.24 (c) para as Série Intervalo de Calmaria e Série Intervalo de Tempestade. Nas duas séries, os valores das diferentes escalas colapsam para uma única curva indicando que a distribuição dos incrementos exibem uma forma funcional comum para todas as escalas dentro da faixa pesquisada. Também repetimos todo o processo para as séries embaralhadas (Figura 4.24 (b) e 4.24 (d)) e nenhuma mudança significativa foi observada. Este resultado pode indicar nenhuma correlação ou fraca correlação na organização temporal dos intervalos de calmarias e tempestades.

Assumindo que uma dada variável X segue uma distribuição do tipo lei de potência com expoente α (ver Equação 4.2) e nenhuma correlação entre dois eventos é verificada, a distribuição de probabilidade para os incrementos $\Delta X_n(t) = X(t+n) - X(t)$ (Equação 2.15) pode ser dada pela Equação 2.19 que é a função densidade de probabilidade normalizada

$$p_n(\Delta X) = \frac{(\alpha - 1)^2}{\varepsilon(2\alpha - 1)} {}_2F_1\left(\alpha, 2\alpha - 1, 2\alpha, -\frac{|\Delta X|}{\varepsilon}\right),$$

em que ${}_2F_1$ é a função hipergeométrica. Esta função densidade de probabilidade é mostrada na Figura 4.24 (a) e 4.24 (c) em contraste com os dados reais. É importante ressaltar que ambas as curvas (Série Intervalo de Calmaria e Série Intervalo de Tempestade) são dados pela equação 2.19 com os mesmos parâmetros. O bom ajuste dos dados indica que a distribuição dos tempos de duração das calmarias e tempestades exibem um modelo comum.

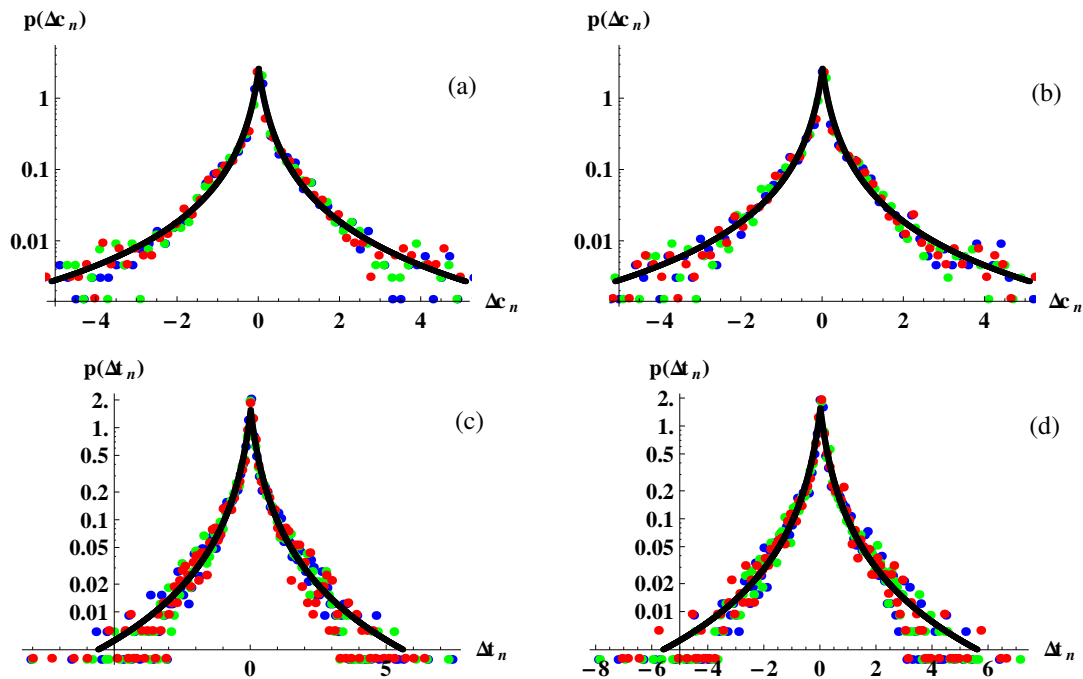


Figura 4.24: Distribuição das flutuações para $n = 1$ (azul), $n = 10$ (verde) e $n = 100$ (vermelho), normalizadas (equação 2.16), das séries Intervalo de Calmaria e Intervalo de Tempestade. (a) Densidade de probabilidade $p(\Delta C_n)$. A linha sólida representa a distribuição dada pela Equação 2.19 com $\alpha = 2, 3$ (b) Densidade de probabilidade das flutuações para a Série Intervalo de Calmaria embaralhada. A linha sólida também representa a distribuição 2.19 com $\alpha = 2, 3$. (c) Densidade de probabilidade $p(\Delta T_n)$ com a linha sólida reproduzindo a função hipergeométrica com $\alpha = 2, 3$. (d) Densidade de probabilidade das flutuações para a Série Intervalo de Tempestade embaralhada. A linha sólida representando a distribuição hipergeométrica com $\alpha = 2, 3$.

Agora, vamos plotar a duração de uma tempestade geomagnética contra a duração da calmaria posterior (Figura 4.25). Vemos que para as tempestades de longa duração, a subsequente calmaria é pequena. Já, as tempestades de pequena duração, apresentam calmarias imediatas muito grandes. Por exemplo, podemos destacar que para os valores de T maiores que 75 horas, o maior valor de C encontrado foi menor que 300 horas. Já as tempestades com duração de aproximadamente 25 horas apresentaram calmarias subsequentes de mais de 2000 horas. Este fato pode estar ligado ao ciclo de atividade solar. Em épocas de grande atividade do Sol, há o desencadeamento de tempestades mais intensas com intervalos de tempo, entre um evento e outro, menores. O mesmo raciocínio pode ser usado para os períodos de baixa atividade solar, ou seja, nestes períodos as tempestades são menos intensas e os intervalos de calmaria são maiores.

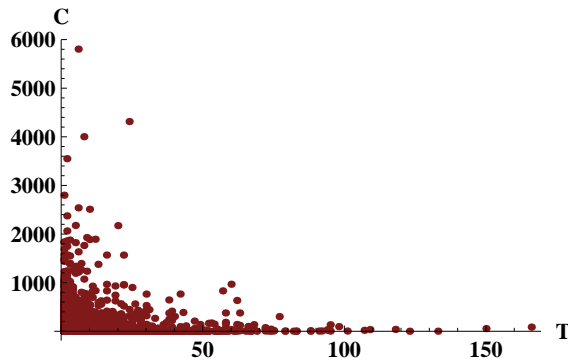


Figura 4.25: Duração das tempestades geomagnéticas plotadas contra a subsequente calma.

4.4.2 Intensidade das Tempestades e Índice de Dano

Nesta subseção estudaremos as Série Intensidade das Tempestades e Série Índice de Dano já definidas anteriormente. Decidimos tratá-las em conjunto pois são instrumentos que podem indicar a qualidade ou o grau de uma tempestade geomagnética. Dessa forma, por meio das ferramentas de física estatística, podemos compreender um pouco mais a respeito deste sistema.

Inicialmente, investigamos as distribuições de probabilidades das duas séries, as quais são mostradas na Figura 4.26. Observamos, por meio da Figura 4.26, que as distribuições das duas séries também apresentam a forma de uma lei de potência dada pela equação 4.2, da mesma forma que as séries discutidas na subseção anterior. Porém, neste caso, temos $\alpha \sim 3.4$ e $\alpha \sim 1.3$ para as Série Intensidade das Tempestades e Série Índice de Danos. Isto sugere que a forma de lei de potência é uma característica das distribuições destas séries.

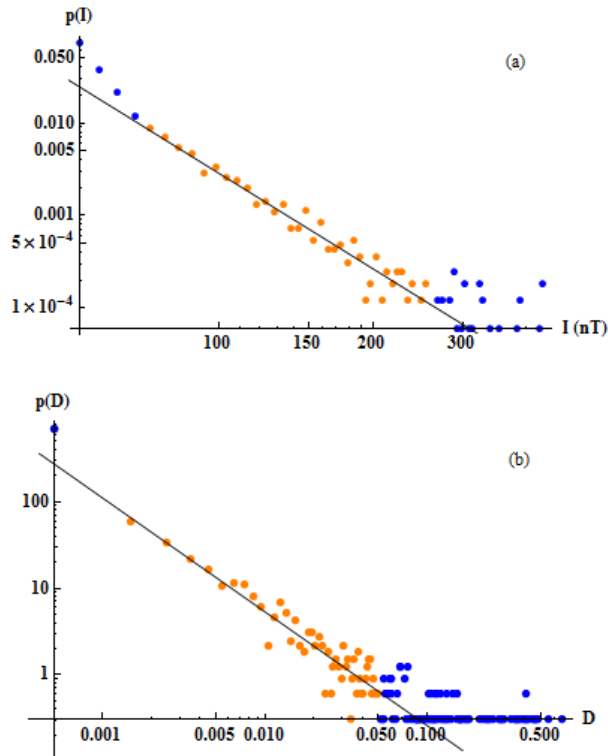


Figura 4.26: Distribuição de probabilidades. (a) Distribuição dos menores valores do Dst em cada tempestade geomagnética. (b) Distribuição da Série Índice de Danos. A linha sólida mostra que as duas distribuições são consistentes com uma lei de potência, $p(X) \sim X^\alpha$, a primeira com $\alpha \sim 3.4$ e a outra com $\alpha \sim 1.3$.

As flutuações nas duas séries em diferentes escalas, conforme Equação 2.16, também foi investigada aqui. A Figura 4.27 (a) e 4.27 (c) mostram a distribuição dos incrementos normalizados para $n = 1$ (azul), $n = 10$ (verde) e $n = 100$ (vermelho) para as Série Intensidade das Tempestades e Série Índice de Dano respectivamente. Vê-se que, os valores para os diferentes n convergem para uma única curva nas duas séries. Isto também ocorre para as respectivas séries embaralhadas (Figura 2.16 (b) e (d)). Este fato pode indicar fraca correlação ou nenhuma correlação na estruturação temporal das intensidades. Dessa forma, como a distribuição das séries tende a uma lei de potência e aparentemente nenhuma correlação entre eventos dentro da série foi verificada, temos que a distribuição de probabilidade para os incrementos $\Delta X_n(t) = X(t+n) - X(t)$ é dada pela Equação 2.19

$$p_n(\Delta X) = \frac{(\alpha - 1)^2}{\varepsilon(2\alpha - 1)} {}_2F_1\left(\alpha, 2\alpha - 1, 2\alpha, -\frac{|\Delta X|}{\varepsilon}\right).$$

A Figura 4.27 (a) e 4.27 (c) mostra esta função como uma linha sólida com $\alpha \sim 3.4$ e $\alpha \sim 1.3$, os mesmos coeficientes das leis de potência para as Série Intensidade das Tempestades e Série Índice de Danos.

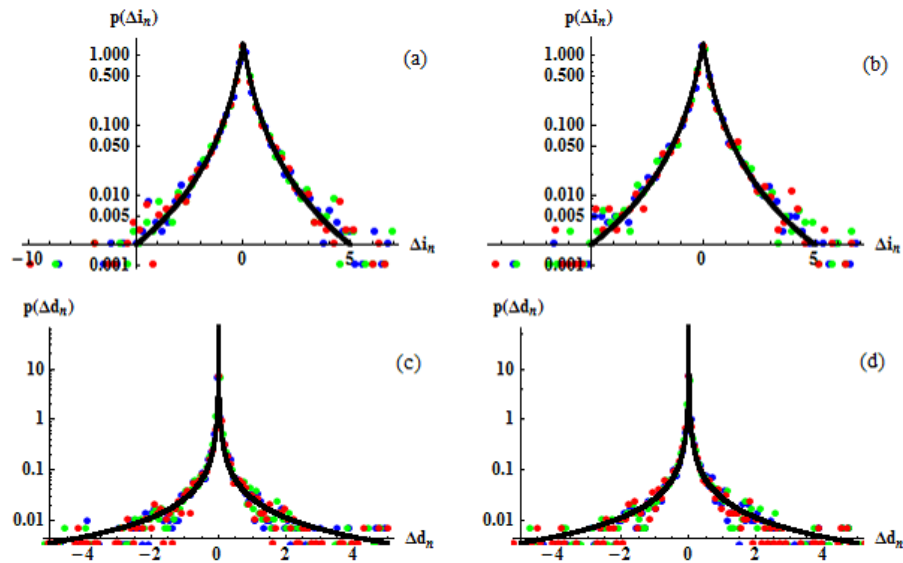


Figura 4.27: Distribuição das flutuações para $n = 1$ (azul), $n = 10$ (verde) e $n = 100$ (vermelho), normalizadas (equação 2.16), das Série Intensidade das Tempestades e Série Índice de Danos. (a) Densidade de probabilidade $p(\Delta I_n)$. A linha sólida representa a distribuição hipergeométrica com $\alpha = 3.4$. (b) Densidade de probabilidade das flutuações para a Série Intensidade das Tempestades embaralhada. A linha sólida também representa a distribuição hipergeométrica com $\alpha = 3.4$. (c) Densidade de probabilidade $p(\Delta D_n)$ com a linha sólida reproduzindo a função hipergeométrica com $\alpha = 1.3$. (d) Densidade de probabilidade das flutuações para a Série Índice de Danos embaralhada. A linha sólida representando a distribuição hipergeométrica com $\alpha = 1.3$.

4.4.3 Correlações de longo alcance

Investigaremos agora, a presença de correlações de longo alcance nas Série Intervalo de Calmaria (C), Série Intervalo de Tempestade (T), Série Intensidade das Tempestades (I) e Série Índice de Dano (D) com o método DFA nos intervalos de $18 \leq t \leq 327$ eventos. Fez-se esta análise para todas as séries originais e também para suas versões embaralhadas. Na Figura 4.28, vemos as devidas funções de flutuação para cada série e na Tabela 4.3

apresentamos um resumo dos resultados.

As funções de flutuação crescem com t como uma lei de potência dada pela Equação 2.26

$$\tilde{F}(t) \sim t^h,$$

em que h é o coeficiente angular da reta ajustada para $\log(\tilde{F}(t))$ versus $\log(t)$ e que caracteriza as correlações na série. As Série Intervalo de Calmaria e Série Intervalo de Tempestade apresentaram, respectivamente, comportamento persistente e fraca correlação com $h \sim 0.67$ e $h \sim 0.52$. As outras séries não indicaram correlação, apresentando $h \sim 0.44$ para a Série Intensidade das Tempestades e $h \sim 0.45$ para a Série Índice de Dano. De certa forma, estes resultados já eram esperados, visto que as distribuições das séries dos incrementos, para os diferentes valores de n estudados, convergiram para uma única curva. O mesmo ocorreu com as séries embaralhadas. Este fato, ou seja, a fraca correlação ou nenhuma correlação de longo alcance indicada pelo DFA, também justifica o uso da Equação 2.19 no ajuste da distribuição dos dados das série dos incrementos. Nas Série Intensidade das Tempestades e Série Índice de Dano é possível inferir ainda, que a falta de correlação se deve ao fato de que o menor valor do Dst em uma tempestade não deve ter influência sobre o menor valor do Dst da próxima tempestade.

Tabela 4.3: Expoente h para as séries originais correspondentes à C, T, I, D.

Séries	$X(t)$
Série Intervalo de Calmaria (C)	0.67
Série Intervalo de Tempestade (T)	0.52
Série Intensidade da Tempestade (I)	0.44
Série Índice de Dano (D)	0.45

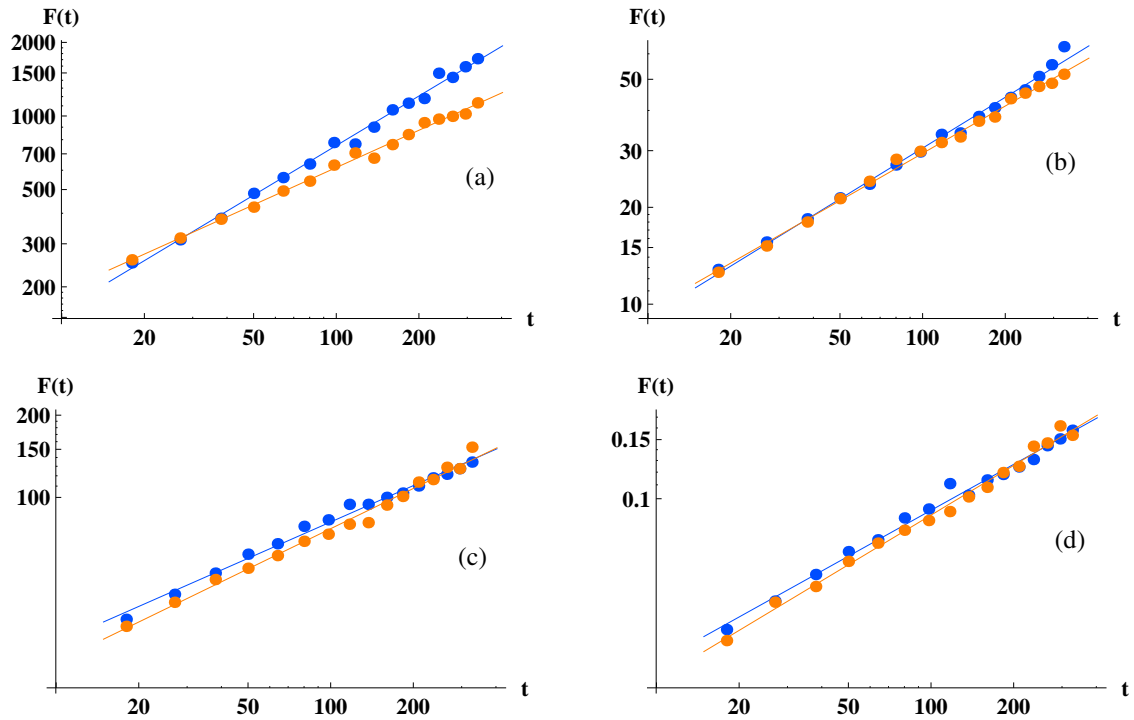


Figura 4.28: Correlações de longo alcance para as Série Intervalo de Calmaria, Série Intervalo de Tempestade, Série Intensidade da Tempestade e Série Índice de Dano. Os pontos em azul representam as flutuações das séries originais e os pontos em laranja as flutuações das séries embaralhadas. As linhas sólidas ilustram as leis de potência dadas pela Equação 2.26. (a) Função de flutuação para a Série Intervalo de Calmaria com $h \sim 0.67$ para a série original e $h \sim 0.5$ para a versão embaralhada. (b) Função de flutuação para a Série Intervalo de Tempestade com $h \sim 0.52$ para a série original e $h \sim 0.5$ para a versão embaralhada. (c) Função de flutuação para a Série Intensidade de Tempestade com $h \sim 0.44$ para a série original e $h \sim 0.5$ para a versão embaralhada. (d) Função de flutuação para a Série Índice de Dano com $h \sim 0.45$ para a série original e $h \sim 0.5$ para a versão embaralhada.

Conclusão

Neste trabalho estudamos dois fenômenos físicos, os abalos sísmicos e o geomagnetismo. Ao aplicarmos os conceitos e métodos de física estatística à série sísmológica do Norte da Califórnia e à série temporal do índice Dst, verificamos que tais sistemas exibem características comuns, que se sustentam sobre a invariância de escala.

Nas séries extraídas dos sismos, a presença de invariância de escala pode ser observada no comportamento assintótico do tipo lei de potência, $p(X) \sim X^\alpha$, na distribuição da Série Energia, com $\alpha \sim 3.2$. Nas séries derivadas do índice Dst isto também ocorre. Mais especificamente, as Série Intervalo de Calmaria e Série Intervalo de Tempestade exibiram o mesmo coeficiente α , ou seja, $\alpha \sim 2.3$. As Série Intensidade das Tempestades e Série Índice de Dano apresentaram $\alpha \sim 3.4$ e $\alpha \sim 1.3$. Para a Série Intervalo, derivada da série de sismos, ajustamos a distribuição dada com a Equação 3.7

$$P(r) = \frac{b^{-\gamma}}{\Gamma(\gamma)} \frac{1}{r^{1-\gamma}} \exp(-r/b), \quad (5.1)$$

com $\gamma = 0.53$ e $b = 2.4$. Para estas séries, calculamos as flutuações para $n = 1$, $n = 10$ e $n = 100$, notando que a forma da distribuição se mantém praticamente inalterada para diferentes escalas de tempo, indicando a presença de invariância de escala na distribuição das flutuações nestas séries.

A série original de sismos também foi analisada sob a luz da lei de Gutenberg-Richter (GR), $\log_{10}N(\geq M) = a - bM$ (Equação 3.2), e da lei de Omori, $N(t) \propto t^{-p}$ (Equação 3.4). Para todos os eventos da série original, o coeficiente obtido no ajuste da relação GR foi $b = 0.89$. Da série original, retiramos três *clusters* - Mount Lewis, Loma Prieta, Joshua Tree; e ali obtivemos os ajustes para a relação RG e lei de Omori. Neste

caso, os coeficientes para a relação GR foram $b = 0.96$, $b = 0.82$ e $b = 0.80$ e para a lei de Omori $p = 0.41$, $p = 0.71$ e $p = 0.48$. Desses clusters também derivamos a série das energias e do tempo de recorrência entre um evento e outro, e investigamos, em cada uma, a presença de fraca correlação de longo alcance. Estas séries, de energia e tempo de recorrência, apresentaram $h \sim 0.55$ e $h \sim 0.51$, $h \sim 0.64$ e $h \sim 0.61$, $h \sim 0.57$ e $h \sim 0.60$, respectivamente para os *clusters* Mount Lewis, Loma Prieta e Joshua Tree.

Nas Série Energia e Série Intervalo, extraídas dos sismos, também investigamos a presença de fraca correlação de longo alcance. Para isto as séries foram divididas em 29 partes e os expoentes médios ajustados para as funções de flutuação foram $h \sim 0.59$ e $h \sim 0.64$ respectivamente para Série Energia e Série Intervalo, ou seja, em média, um comportamento persistente nas duas séries.

A presença de correlação de longo alcance também foi investigada nas séries extraídas do índice Dst - Série Intervalo de Calmaria, Série Intervalo de Tempestade, Série Intensidade das Tempestades e Série Índice de Dano. A Série Intervalo de Calmaria apresentou comportamento persistente com $h \sim 0.67$, enquanto as demais apresentaram fraca correlação com $h \sim 0.52$, $h \sim 0.44$ e $h \sim 0.45$ respectivamente para a Série Intervalo de Tempestade, Série Intensidade das Tempestades e Série Índice de Dano.

De maneira geral, concluímos que os sistemas estudados, apesar de apresentarem comportamentos relativamente simples quando olhados de forma pontual ou quando dividimos o sistema e olhamos suas partes, são sistemas complexos de comportamento estocástico em que nenhuma lei pode prever os acontecimentos futuros. O que podemos dizer é que estes fenômenos acontecem e continuarão acontecendo por um longo período de tempo com probabilidade igual a 1. No entanto, esta certeza não implica que podemos determinar quando estes fenômenos ocorrerão. Isto é inacessível, tornando-se mister a busca por sinais da natureza que indiquem, o quanto antes, o início destes fenômenos ou o seu *trigger* a fim de minimizar os seus efeitos sobre as pessoas, animais e coisas.

Referências Bibliográficas

- [1] B. Mandelbrot, The variation of certain speculative prices, *The Journal of Business* 36, 394 (1963).
- [2] B. Mandelbrot, How long is the coast of Britain?, *Science* 156, 636 (1967).
- [3] V. Frette, K. Christensen, A. M.-Sorensen, J. Feder, T. Jossang, P. Meakin, Avalanche dynamics in a pile of rice, *Nature* 379, 49 (1996).
- [4] B. Gutenberg, C. F. Richter, *Seismicity of the Earth and Associated Phenomenon*, 2ed. (Princeton Univ. Press, Princeton, 1954).
- [5] F. Omori, On after-shocks of earthquakes, *J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo* 7, 113 (1894).
- [6] J. Buck, Synchronous rhythmic flashing of fireflies. II, *The Quarterly Review of Biology* 63, 265 (1988).
- [7] B. Ermentrout, An adaptive model for synchrony in the firefly *Pteroptyx malaccae*, *Journal of Mathematical Biology* 29, 571 (1991).
- [8] A. Néda, E. Ravasz, Y. Brechet, T. Vicsek, A. -L. Barabási, The sound of many hands clapping - Tumultuous applause can transform itself into waves of synchronized clapping, *Nature* 403, 849 (2000).
- [9] S. L. Feld, Why your friends have more friends than you do, *The American Journal of Sociology* 96, 1464 (1991).
- [10] R. Guimerà, L. A. N. Amaral, Modeling the world-wide airport network, *The European Physical Journal B* 38, 381 (2004).

- [11] B. Derudder, L. Devriendt, F. Witlox, Empirical analysis of hubs in the global airline network, *Royal Dutch Geographical Society* 98, 307 (2007).
- [12] R. Albert, H. Jeong, A. -L. Barabási, Diameter of the World-Wide Web, *Nature* 401, 130 (1999).
- [13] D. Kahneman, A. Danon, High income improves evaluation of life but not emotional well-being, *Psychological and Cognitive Sciences Early Edition*, 1, (2010).
- [14] R. Hoffmann, Estatística para economistas (3. ed. Pioneira, 1998).
- [15] M. R. Spiegel, Estatística (McGraw-Hill, 1993).
- [16] B. J. West, N. Scaffeta, Nonlinear dynamical model of human gait, *Physical Review E* 67, 051917 (2003).
- [17] R. S. Mendes, L. C. Malacarne, R. P. B. Santos, H. V. Ribeiro, S. Picoli Jr., Earthquake-like patterns of acoustic emission in crumpled plastic sheets, *EPL* 92, 29001 (2010).
- [18] F. Caruso, A. Puchino, V. Latora, S. Vinciguerra, A. Rapisarda, Analysis of self-organized criticality in the Olami-Feder-Christensen model and in real earthquakes, *Physical Review E* 75, 055101(R) (2007).
- [19] A. Király, I. M. Jánosi, Stochastic modeling of daily temperature fluctuations, *Physical Review E* 65, 051102 (2002).
- [20] S. Picoli Jr., R. S. Mendes, L. C. Malacarne, R. R. Papa, Similarities between the dynamics of geomagnetic signal and of heartbeat intervals, *EPL* 80, 50006 (2007).
- [21] C.-K. Peng, S. V. Buldyrev, S. Havlin, M. Simons, H. E. Stanley, A. L. Goldberger, Mosaic organization of DNA nucleotides, *Physical Review E* 49, 1685 (1994).
- [22] Y. Ashkenazy P. C. Ivanov, S. Havlin, C.-K. Peng, A. L. Goldberger, H. E. Stanley, Magnitude and signal correlations in heartbeat fluctuations, *Physical Review Letters* 86, 1900 (2001).
- [23] K. Ivanova, M. Ausloos, Application of the detrended fluctuation analysis (DFA) method for describing cloud breaking, *Physica A* 274, 349 (1999).

- [24] E. K-Bunde, A. Bunde, S. Havlin, H. E. Roman, Y. Goldreich, H.-J. Schellnhuber, Indication of a universal persistence law governing atmospheric variability, *Physical Review Letters* 81, 729 (1998).
- [25] M. L. Kurnaz, Application of detrended fluctuation analysis to monthly average of the maximum daily temperatures to resolve different climates, *Fractals* 12, 4 (2004).
- [26] S. Lennartz, V. N. Livina, A. Bunde, S. Havlin, Long-term memory in earthquakes and the distribution of interoccurrence times, *EPL* 81, 69001 (2008).
- [27] Y. Liu, P. Cizeau, M. Meyer, C.-K. Peng, H. E. Stanley, Correlations in economic time series, *Physica A* 245, 437 (1997).
- [28] K. Hu, P.-Ch. Ivanov, Z. Chen, P. Carpena, H. E. Stanley, Effect of trends on detrended fluctuation analysis, *Physical Review E* 64, 011114 (2001).
- [29] Y. Liu, P. Gopikrishnan, P. Cizeau, M. Meyer, C.-K. Peng, Statistical properties of the volatility of price fluctuations, *Physical Review E* 60, 1390 (1999).
- [30] <http://www.ncedc.org/ncedc/catalog-search.html>.
- [31] U. S. Geological Survey, <http://www.usgs.gov/>.
- [32] C. Frohlich, D. S. Davis, Teleseismic b-values - or, much ado about 1.0, *J. Geophys. Res.* 98, B1, 631 (1993).
- [33] R. Shcherbakov, D. L. Turcotte, J. B. Rundle, Aftershock statistics, *Pure and Applied Geophysics* 162, 1051 (2005).
- [34] C. Kisslinger, L. M. Jones, Properties of aftershock sequences in Southern California, *J. Geophys. Res.* 96, B7, 11947 (1991).
- [35] Y. Zhou, K. C. McNally, T. Lay, Analysis of the 1989 Mt. Lewis, California, earthquake: preshock sequence-mainshock-aftershock sequence, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 75, 267 (1993).
- [36] D. Kilb, A. M. Rubin, Implications of diverse fault orientations imaged in relocated aftershocks of the Mount Lewis, M-5.7, California, earthquake, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 107, 2294 (2002).

- [37] A.-S. Provost, H. Houston, Investigation of temporal variations in stress orientations before and after four major earthquakes in California, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 139, 255 (2003).
- [38] S. Gross, R. Burgmann, Rate and state of background stress estimated from the aftershocks of the 1989 Loma Prieta, California, earthquake, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 103, 4915 (1998).
- [39] D. E.-Phillips, A. J. Michael, Seismotectonics of the Loma Prieta, California, region determined from Three-dimensional V-p, V-p/V-s, and seismicity, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 103, 21099 (1998).
- [40] J. N. Thomas, J. J. Love, M. J. S. Johnston, On the reported magnetic precursor of the 1989 Loma Prieta earthquake, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 173, 207 (2009).
- [41] D. Kilb, M. Ellis, J. Gomberg, S. Davis, On the origin of diverse aftershock mechanisms following the 1989 Loma Prieta earthquake, *Geophys. J. Int.* 128, 557 (1997).
- [42] P. A. Reasenberg, R. W. Simpson, Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta Earthquake, *Science* 255, 5052 (1992).
- [43] T. Parsons, D. S. Dreger, Static-stress impact of the 1992 Landers earthquake sequence on nucleation and slip at the site of the 1999 $M = 7.1$ Hector Mine earthquake, southern California, *Geophysical Research Letters*, *In Press*, (2000).
- [44] D. Marsan, S. Nalbant, Methods for measuring seismicity rate changes: a review and a study of how the M_w 7.3 Landers earthquake affected the aftershock sequence of the M_w 6.1 Joshua Tree earthquake, *Pure and Applied Geophysics* 162, 1151 (2005).
- [45] G. T. Lindley, Source parameters of the 23 april 1992 Joshua Tree, California, earthquake, its largest foreshock, and aftershocks, *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 1051 (1994).
- [46] A. Corral, Long-term clustering, scaling, and universality in the temporal occurrence of earthquakes, *Physical Review Letters* 92, 108501 – 1 (2004).
- [47] L. J. Lanzerotti, Impacts of ionospheric / magnetospheric process on terrestrial science and technology *North Holland Publishing Co., New York* (1979).

- [48] H. B. Garrett, *Space Systems and Their Interactions with Earth's Space Environment American Institute of Aeronautics and Astronautics, New York* (1980).
- [49] J. A. Joselyn, The human impact of solar flares and magnetic storms, *In: Suess, S.T. and Tsurutani, B.T., Editors. From the Sun, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 6772* (1998).
- [50] S. R. C. Malin and B. J. Srivastava, Correlation between heart attacks and magnetic activity, *Nature* 277, 646 (1979).
- [51] S. Dimitrova, Relationship between human physiological parameters and geomagnetic variations of solar origin, *Advances in Space Research* 37, 1251 (2006).
- [52] I. G. Hannah, S. Krucker, H. S. Hudson, S. Christe, R. P. Lin, An intriguing solar microflare observed with RHESSI, Hinode, and TRACE, *Astronomy & Astrophysics* 481, L45 (2008).
- [53] J. T. Gosling, Coronal mass ejections: The link between solar and geomagnetic activity, *Phys. Fluids B* 5, 2638 (1993).
- [54] G. Backus, R. Parker, C. Constable, *Foundations of geomagnetism (Cambridge University Press, 1993)*.
- [55] F. J. Vine, D. H. Matthews, Magnetic anomalies over oceanic ridges, *Nature* 199, 489 (1963).
- [56] W. D. Gonzalez, J. A. Joselyn, Y. Kamide, H. W. Kroehl, G. Rostoker, B. T. Tsurutani, V. M. Vasyliunas, What is a geomagnetic storm, *Journal of Geophysical Research-Space Physics* 99: 5771 (1994).
- [57] V. K. Jordanova, R. M. Thorne, C. J. Farrugia, Y. Dotan, J. F. Fennell, M. F. Thomsen, G. D. Reeves, D. J. McComas, Ring current dynamics during the 13 – 18 July 2000 storm period, *Solar Physics* 204, 361 (2001).
- [58] S. Kumar, H. Chandra, S. Sharma, Geomagnetic storms and their ionospheric effects observed at the equatorial anomaly crest in the Indian Region, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 67, 581 (2005).
- [59] A. V. R. Silva, *Nossa estrela: o Sol (Livraria da Física, 2006)*.
- [60] World Data Centre for Geomagnetism, <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>.