

**Técnicas de suavização aplicadas à caracterização de
fontes sísmicas e à análise probabilística de ameaça
sísmica**

Marlon Pirchiner

DISSERTAÇÃO APRESENTADA À
ESCOLA DE MATEMÁTICA APLICADA DA
FUNDAÇÃO GETÚLIO VARGAS-RJ
PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
MESTRE EM CIÊNCIAS

Programa: Modelagem Matemática de Informação

Orientador: Prof. Dr. Vincent Guigues

Rio de Janeiro, junho de 2014

Técnicas de suavização aplicadas à caracterização de fontes sísmicas e à análise probabilística de ameaça sísmica

Esta é a versão original da dissertação elaborada pelo
candidato Marlon Pirchiner, tal como
submetida à Comissão Julgadora.

Agradecimentos

A todos do Grupo de Sismologia (e também a todo pessoal) do Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP) por todo apoio e suporte de sempre e durante o tempo em que estive entre o curso de mestrado e o trabalho.

Aos companheiros e professores pelas conversas e discussões ao longo do curso.

Aos meus amigos e familiares pela benevolência de sempre.

A Didi.

Resumo

A avaliação de risco sísmico, fundamental para as decisões sobre as estruturas de obras de engenharia e mitigação de perdas, envolve fundamentalmente a análise de ameaça sísmica, ou o nível de determinada medida de intensidade em certo local, no qual, durante um certo tempo, a chance de que essa intensidade seja excedida seja de um certo percentil de probabilidade.

Dependendo da complexidade da atividade geológica essas estimativas podem ser bastante sofisticadas. Em locais com baixa sismicidade, como é o caso do Brasil, o pouco tempo (geológico) de observação e a pouca quantidade de informação são fonte de muitas incertezas e dificuldade de análise pelos métodos mais clássicos e conhecidos que geralmente consideram, através de opiniões de especialistas, determinadas zonas sísmicas.

Esse texto discute algumas técnicas de suavização e seus fundamentos como métodos alternativos ao zoneamento, em seguida se exemplifica suas aplicações no caso brasileiro.

Palavras-chave: terremotos, ameaça sísmica, suavização.

Abstract

PIRCHINER, M. **Smoothing seismicity techniques applied to probabilistic seismic hazard analysis in Brazil.** 2014. Master thesis - Applied Math School, Getúlio Vargas Foundation, Rio de Janeiro, 2014.

Seismic risk assesment is crucial to make better decisions about engineering structures and loss mitigation. It involves, mainly, the evaluation of seismic hazard, or in other words, the level of some intensity ground motion measure, in a given site, which, in some time window, will be exceeded in some probability percentile.

Depending on geological and tectonic complexity, the seismic hazard evaluation becomes more sofisticated. At sites with low seismicity, which is the brazilian case, the relative (geologically) low observation time and the lack of earthquake and tectonic information, increases the uncertainties and makes more difficult the standard analysis, which in general, consider expert opinions, to characterize the seismicity into disjoint zones.

This text discusses some smoothing seismicity techniques and their theoretical foundations as alternative methods for seismicity characterization. Next, the methods are exemplified in the brasilian context.

Keywords: earthquakes, seismic hazard, smoothing.

Sumário

Lista de Figuras	xi
Lista de Tabelas	xv
1 Introdução	1
1.1 Objetivos	2
1.2 Contribuições	2
1.3 Organização do Trabalho	2
2 Conceitos	3
2.1 Tectônica	3
2.1.1 Teoria tectônica das placas	4
2.1.2 Sismotectônica	5
2.2 Probabilidade	6
2.2.1 Função de densidade de probabilidade	6
2.2.2 Função de distribuição acumulada de probabilidade	6
2.2.3 Histograma	6
2.3 Sismicidade	7
2.3.1 Ocorrência	7
2.3.2 Magnitude	8
2.3.3 Catálogos	10
2.3.4 Distribuição de Frequência e Magnitude	11
2.3.5 Valor-b	13
2.3.6 Taxa de Sismicidade	14
2.3.7 Valor-a	14
2.3.8 Magnitude de Completude M_c	14
2.4 Risco Sísmico	15
2.5 Ameaça Sísmica	15
2.6 Projeção da Ocorrência de Rupturas	16
2.7 Análise Probabilística de Ameaça Sísmica	16
2.7.1 Método de Zoneamento	17
2.7.2 Identificação das Fontes Sísmicas	17

2.7.3	Caracterização da Distribuição de Frequência e Magnitude	18
2.7.4	Caracterização da Distribuição de Distâncias	18
2.7.5	Predição do Movimento do Chão	18
2.7.6	Combinação de Incertezas e Avaliação da Ameaça Sísmica	20
3	Região de Estudo	23
3.1	Contexto Geológico e Tectônico Sul-Americanoo	23
3.2	Contexto Geológico e Tectônico Brasileiro	26
3.3	Sismicidade do Brasil	27
3.3.1	Sul, Sudeste e Litoral Leste	28
3.3.2	Centro-Norte	28
3.3.3	Mato-Grosso	29
3.3.4	Extremo Oeste e Acre	30
3.3.5	Amazonas	31
3.3.6	Nordeste	32
4	Contexto Teórico	35
4.1	Apresentação	35
4.2	Técnicas de suavização	35
4.2.1	Histograma 2D: uma possível função de densidade de probabilidade para a taxa de sismicidade	35
4.2.2	Régressão e Suavizadores	35
4.2.3	Função de Núcleo e Estimadores de Nadaraya-Watson	36
4.2.4	Formas das funções de núcleo	36
4.2.5	Contribuição de uma função de núcleo bidimensional	36
4.3	Frankel, 1995	37
4.4	Woo, 1996	37
4.5	Helmstetter, 2012	38
4.5.1	Taxa de sismicidade	38
4.5.2	Método acoplado dos vizinhos mais próximos	39
4.5.3	Taxa de sismicidade estacionária	39
4.5.4	Verossimilhança	39
4.5.5	Ganho	40
4.5.6	Testes	41
5	Processamento	43
5.1	Conjunto de Dados	43
5.1.1	Catálogo ISC-GEM	43
5.1.2	Boletim Sísmico Brasileiro	44
5.2	Ferramentas	44
5.2.1	Linguagens de Programação para o Cálculo da Taxa de Sismicidade .	44

5.2.2	Programas de Computador para Cálculo de Ameaça Sísmica	44
5.2.3	Bibliotecas de Funções	45
5.2.4	Implementações e Novos Códigos	45
5.3	Pré-Processamento	46
5.3.1	Controle de Qualidade	46
5.3.2	Conversão de Magnitudes	48
5.3.3	Remoção de agrupamentos	48
5.3.4	Análise da Magnitude de Completude	50
5.4	Frankel, 1995	53
5.5	Woo, 1996	53
5.6	Helmstetter, 2012	53
5.7	Pós-Processamento	56
6	Resultados	57
6.1	Resultados Anteriores	57
6.1.1	GSHAP	57
6.1.2	Zoneamento Sísmico	58
6.2	Suavização da Sismicidade	61
6.2.1	Frankel, 1995	61
6.2.2	Woo, 1996	64
6.2.3	Helmstetter, 2012	67
7	Discussão	71
7.1	Considerações Finais	71
7.2	Sugestões para Pesquisas Futuras	72
Referências Bibliográficas		73
Índice Remissivo		79

Listas de Figuras

2.1	Mapa Mundial de Epicentros	3
2.2	Cartografia das placas litosféricas	4
2.3	Diferentes tipos de interações entre placas litosféricas em suas bordas	5
2.4	Sismos com magnitude acima de 9,0.	7
2.5	Ilustração da área de ruptura em um falhamento geológico	8
2.6	Distribuições de frequência e magnitude	13
2.7	Distribuição incremental e cumulativa de frequência e magnitude dos sismos presentes no catálogo ISC-GEM para a América do Sul unido com o Boletim Sísmico Brasileiro versão 2013.08 (BSB-2013.08)	14
2.8	Variação das intensidades com a magnitude e distância, para diferentes GMPEs	19
2.9	Separação do processo de chegada dos tremores da zona i em um processo causando, em S , intensidade maior que I (bolas pretas) e intensidade menor ou igual a I (bolas brancas).	20
3.1	Placa Sul-Americana em seu contexto global	23
3.2	Mapa geológico da América do Sul. Fonte http://onegeology.org	24
3.3	Sismicidade da América do Sul, Catálogo Catálogo ISC-GEM para a América do Sul (International Seismological Centre (ISC)-Global Earthquake Model (GEM)). Geologia: Comission for Geological Map of the World (CGMW) via OneGeology. Sismos mais profundos foram registrados no interior da placa, inclusive sobre o Acre.	25
3.4	Mapa Geológico do Brasil em escala 1:1.000.000	26
3.5	Sismicidade do Brasil. Catálogo BSB-2013.08 (seção 5.1.2).	27
3.6	Zona sísmica do SE. Dourado (2014)	28
3.7	Zona sísmica do Centro-Norte. Dourado (2014)	29
3.8	Zona sísmica do Centro-Norte. Dourado (2014)	30
3.9	Zona sísmica do Acre. Dourado (2014), Catálogo ISC-GEM.	31
3.10	Zona sísmica de Manaus. Dourado (2014).	32
3.11	Zona sísmica do NE. Dourado (2014)	33
5.1	Número de tremores registrados por ano após 1900	43
5.2	Ecossistema de módulos, bibliotecas e utilitários do OpenQuake	45

5.3	Checagem de qualidade.	47
5.4	Número cumulativo de tremores registrados por ano após 1900. A magnitude usada foi a do catálogo. As diferentes respostas vêm das diferentes janelas utilizadas por cada método.	49
5.5	Número de tremores registrados por ano após 1900	50
5.6	Contagem de sismos em tempo e em magnitude.	51
5.7	Diagrama de Stepp para análise da magnitude de completude M_c	52
5.8	Ajuste da largura de banda para o método de Woo1996. Os valores de 1.38 e 1.18 para a_0 e a_1 foram obtidos por mínimos quadrados.	53
5.9	Catálogos de aprendizado e de teste para o método de Helmstetter e Werner (2012)	54
5.10	Exemplo da largura de banda para um determinado evento para o método de Helmstetter, com $k_{cnn} = 5$ e $a_{cnn} = 100$	55
5.11	Taxa de sismicidade estacionaria calculara a partir da mediana da taxa de sismicidade modelada pelo método de Helmstetter para uma determinada célula r_0	55
5.12	Fluxo de trabalho clássico para a Análise Probabilística de Ameaça Sísmica (PSHA) (Crowley <i>et al.</i> , 2013).	56
6.1	Resultado do GSHAP para o Brasil: (10%/50anos) em unidades de g	58
6.2	Zoneamento sísmico e caracterização das zonas sísmicas por (Dourado, 2014). Os valores para a magnitude mínima foram de 3.0, e os <i>valores-a</i> correspondem a magnitude maior que 0.	59
6.3	Resultado de Dourado (2014) para o Brasil: PGA (10%/50anos) em unidades de g calculadas com o programa Crisis-2007	60
6.4	Mapa de ameaça sísmica, PGA(poe 0.1, 50y)[Dourado, 20014] OpenQuake-Engine	61
6.5	Mapa do valor-a, usando o catálogo BSB-2013.08 calculado pelo método de Frankel, 1995	62
6.6	Mapa do valor-a, catálogo ISC-GEM calculado pelo método de Frankel, 1995	63
6.7	Mapa de ameaça sísmica, PGA (poe 10%, 50y) [Frankel, 1995]	64
6.8	Mapa do valor-a, usando o catálogo BSB-2013.08 calculado pelo método de Woo, 1996	65
6.9	Mapa de ameaça sísmica, PGA (poe 10%, 50y) calculado com o Openquake a partir das fontes sísmicas determinas pelo método de Woo, 1996, usando uma Distribuição de Frequência e Magnitude (MFD) discreta e incremental.	66
6.10	Variação do resultado da ameaça em função do uso de diferentes MFDs no OpenQuake	67
6.11	Mapa do valor-a, usando o catálogo BSB-2013.08 calculado pelo método de Helmstetter, 2012	68

- 6.12 Mapa de ameaça sísmica, PGA (poe 10%, 50y), calculado com o OpenQuake
a partir das fontes sísmicas determinas pelo método de Helmstetter, 2012 . . . 69

Lista de Tabelas

2.1	Escala simplificada de intensidade sísmica, modificada em 1956 derivada da escala original de Giuseppe Mercalli de 1902	10
5.1	Magnitude de completude, ISC-GEM	52
5.2	Magnitude de completude, Cat.BSB2013	52
6.1	Parâmetros otimizados (método simplex) para o modelo de Helmstetter a partir do catálogo BSB-2013.08	67

Capítulo 1

Introdução

Um elemento primordial na análise de *risco sísmico* é a análise da *ameaça sísmica*, onde a identificação e caracterização das fontes sismogênicas (causadoras de movimento do chão, fundamentalmente tremores de terra) é a primeira das etapas.

Considera-se nessa fase, principalmente as falhas geológicas, o acúmulo de tensão medido através do movimento relativo da crosta terrestre, a neotecnônica da crosta, o possível acoplamento entre placas, os tremores (rupturas e falhamentos) já registrados anteriormente, enfim, todo conhecimento geológico disponível, para caracterizar (a) a geometria espacial da feição geológica e provável fonte sísmica e (b) o número de ocorrência - taxa - dos tremores conforme a proporção de energia liberada por cada um - magnitude.

No Brasil, onde a ocorrência de tremores não é desprezível mas menor do que a de outras partes do planeta, o processo de identificação das fontes sísmicas é executado geralmente através da opinião de especialistas que fazem o zoneamento sísmico segundo as informações, técnicas e a experiência que dispõem.

Para cada uma dessas zonas sísmicas, que serão consideradas como tendo atividade sísmica uniforme, é determinada a distribuição da ocorrência de tremores em função da magnitude de cada tremor.

Existem também outras propostas metodológicas envolvendo técnicas de suavização que permitem estimativas da taxa de sismicidade, por exemplo por funções de núcleo. As propostas de [Frankel \(1995\)](#), a de [Woo \(1996\)](#) e a de [Helmstetter e Werner \(2012\)](#) serão discutidas com maior detalhe.

O que todas elas possuem em comum é o objetivo de caracterizar a taxa de sismicidade (ocorrência de tremores) em uma malha sobre a região de interesse através da soma da contribuição de funções de núcleo (gaussianas, leis de potência, etc) em cada nó dessa malha.

O pressuposto central dessa idéia é que os grandes sismos (com menos evidências, pois aconteceram poucos fenômenos observáveis desse tipo) tendem a ocorrer no entorno de onde já ocorreram antes outros tremores (menores e mais frequentes).

Fundamentalmente o que os diferencia é a forma de escolher a largura para essas funções de núcleo associadas a cada tremor do catálogo.

O que se pretende é observar um pouco mais detalhadamente o comportamento desses diferentes métodos num ambiente com baixa e esparsa sismicidade.

Perifericamente, aproveitou-se a oportunidade para avaliar um recente conjunto de programas de computador, com código livre, implementado para esse tipo de análise.

1.1 Objetivos

O principal objetivo pretendido é a avaliação da aplicabilidade de algumas técnicas de suavização para a caracterização da ocorrência de sismos no Brasil.

Secundariamente, aproveita-se a oportunidade para testar o uso de um conjunto recente de programas de computador disponível livremente pela e para a comunidade científica, o Openquake¹.

Perifericamente, será possível fazer alguma contribuição ao Openquake ou a alguma outra biblioteca associada destinada a modelagem dos parâmetros de entrada para o cálculo de ameaça.

1.2 Contribuições

As principais contribuições deste trabalho são:

- Discorrer sobre métodos alternativos ao zoneamento para a caracterização de fontes sismogênicas, a primeira das etapas da análise probabilística de ameaça sísmica.
- Compreender e assimilar como usar Openquake, um conjunto de programas de computador desenvolvido recentemente e oferecido com código livre, contribuindo para oferecer uma ferramenta a mais para o cálculo da ameaça sísmica à comunidade de sismologia e engenharia sísmica brasileira.
- Implementar parte dos métodos utilizados no contexto do Openquake, ampliando os recursos oferecidos e deixando-os disponíveis para uso futuro de forma integrada.

1.3 Organização do Trabalho

No capítulo 2, são apresentados os conceitos mais elementares de sismologia e de estatística relevantes para uma melhor compreensão do tema. Em seguida, no capítulo 3 é apresentado com maior detalhe a região de estudo sob o ponto de vista geológico e tectônico. No capítulo 4 é apresentada e formalizada a teoria e os fundamentos dos métodos discutidos. O capítulo 5 discorre sobre as etapas de processamento propriamente ditas, enquanto o capítulo 6 foca apenas nos resultados de cada método e em resultados anteriores. As discussões relevantes a partir da análise dos resultados é apresentada no capítulo 7 finalmente.

¹<http://www.globalquakemodel.org/openquake>

Capítulo 2

Conceitos

Este capítulo apresenta, um a um, os conceitos mais elementares e tenta harmonizar a terminologia empregada no decorrer do texto.

2.1 Tectônica

A **tectônica** é disciplina científica focada nos processos responsáveis pela criação e transformação das estruturas geológicas da Terra e de outros planetas..

Uma das principais evidências das transformações geológicas do planeta são os **terremotos**. A figura 2.1 ([Lowman Jr. e Montgomery, 1998](#)) é um mapa global com a ocorrência geográfica dos tremores. Nele é possível notar que os sismos não são distribuídos uniformemente pelo globo.

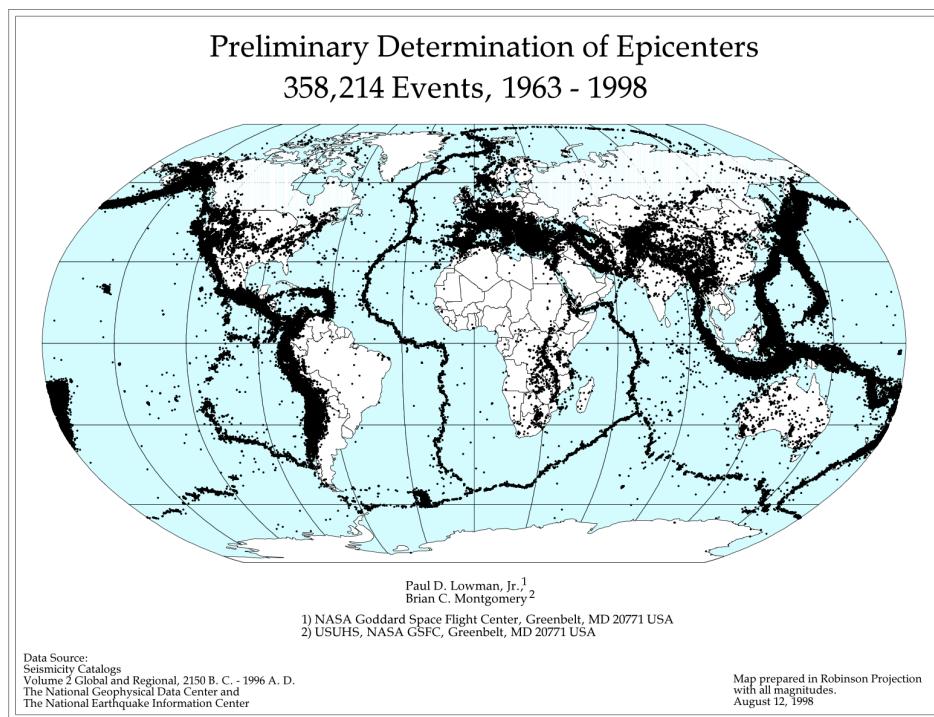


Figura 2.1: Mapa Mundial de Epicentros

O padrão apresentado pela **atividade sísmica** global foi essencial para o desenvolvimento posterior da teoria tectônica das placas.

2.1.1 Teoria tectônica das placas

A teoria tectônica das placas, desenvolvida na segunda metade do século XX, cartografava na superfície do globo as placas litosféricas.

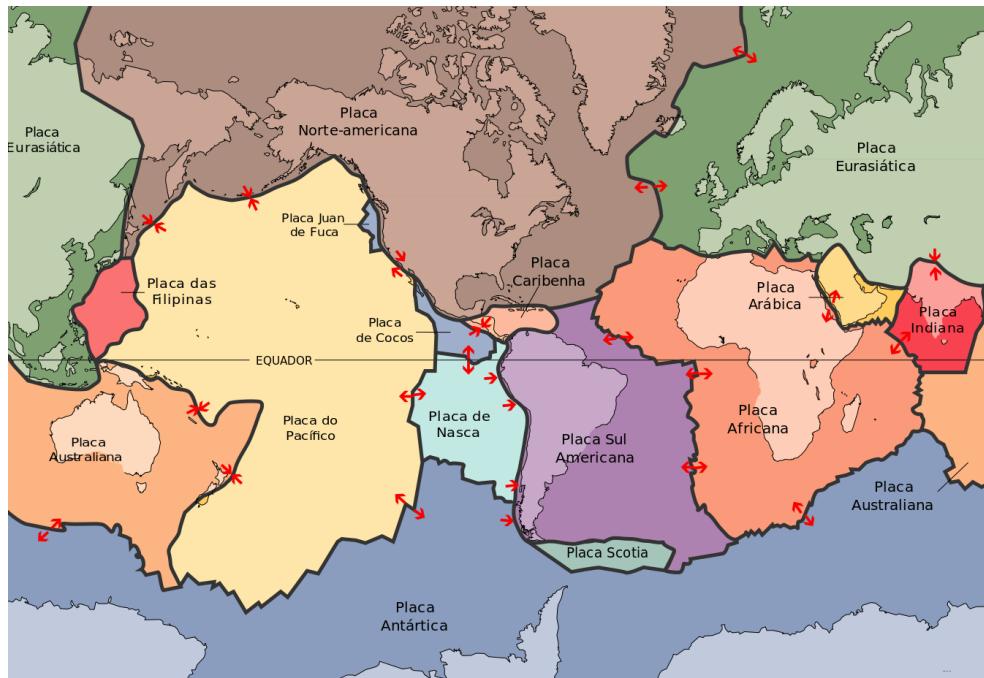


Figura 2.2: Cartografia das placas litosféricas

As placas litosféricas, como pode ser visto na figura 2.2 USGS (1996), e o conceito de astenosfera (região dúctil entre a litosfera e o manto terrestre, com profundidades que variam de 60 a 700km) surgem para conformar uma teoria capaz de explicar uma série de fenômenos tectônicos observados e ainda não bem explicados naquela época.

Bordas

Nas bordas das placas litosféricas a tectônica é mais intensa provocando uma enorme diversidade de fenômenos geológicos de acordo com o tipo de interação. Algumas delas estão esquematizadas na figura 2.3 Vigil (1997).

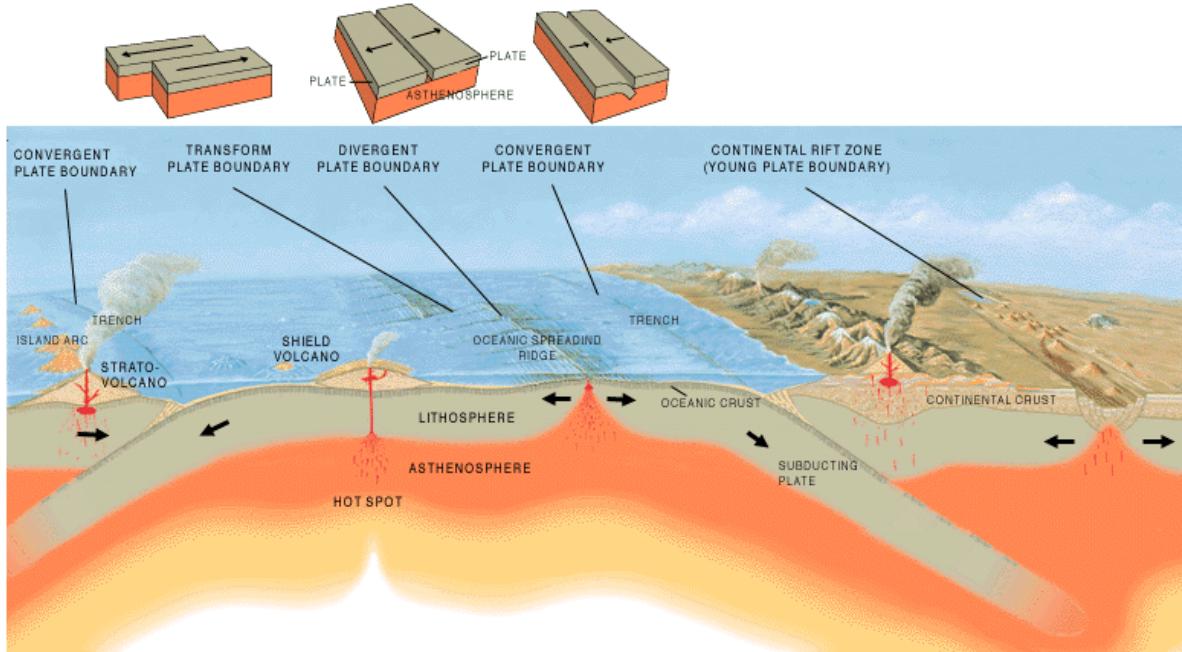


Figura 2.3: Diferentes tipos de interações entre placas litosféricas em suas bordas

Na figura 2.3 estão ilustrados os diferentes tipos de interação entre as placas litosféricas nas suas bordas, que causam, como já se sabe, a maior parte dos terremotos e vulcanismo.

Só na borda das placas é liberada cerca de 95% da quantidade total da energia disseminada na forma de terremotos no globo.

Interior

A dificuldade é explicar, com maior detalhe, porque e como são liberados os outros 5% do total de energia em terremotos, mais raros, no interior das placas litosféricas.

Não há pleno consenso nem um modelo geral para a explicação do mecanismo de ocorrência dos sismos no interior das placas (Talwani, 2014) embora sejam conhecidas diversas zonas sísmicas em regiões no interior de placas que apresentam sismicidade importante com sismos cujas magnitudes em alguns casos foram superior a 7, como em Nova Madrid, nos Estados Unidos e em locais da China e da Austrália para citar alguns outros.

2.1.2 Sismotectônica

A sismotectônica é o estudo das relações entre os terremotos e a tectônica recente de uma região. Procura compreender exatamente quais são os mecanismos que levam à uma ruptura geológica e são responsáveis pela atividade sísmica em uma certa área. Isso é feito analisando-se de forma combinada registros recentes de tectonismo global e regional, considerando também evidências históricas e geomorfológicas.

Na prática consiste por um lado, num esforço de compreensão dos processos geológicos através da observação dos tremores e analogamente, compreender os tremores através da observação de processos geológicos mensuráveis.

É fácil notar a contribuição dessa disciplina para a análise de sismicidade e vice-versa.

2.2 Probabilidade

2.2.1 Função de densidade de probabilidade

A função de densidade de probabilidade (densidade) de uma variável aleatória (v.a.) descreve a probabilidade de que essa v.a. assuma, entre todas as realizações possíveis, uma em especial.

Seja X , uma v.a. unidimensional. A densidade $f_X(x)$ de X é definida por

$$P\{X \in [x_0, x_1[\} = \int_{x_0}^{x_1} f_X(x) dx, \quad \forall x_0 \leq x_1 \in \mathbb{R}. \quad (2.2.1)$$

Para que uma função possa assumir o papel de densidade é necessário que ela possua as seguintes propriedades:

- (i) $f_X(x) \geq 0 \forall x$ (a função f_X deve ser sempre positiva), e
- (ii) $\int_{-\infty}^{+\infty} f_X(x) dx = 1$ (e deve somar, sobre todos os valores possíveis, a unidade).

2.2.2 Função de distribuição acumulada de probabilidade

Outro conceito importante e diretamente relacionado à densidade é a função de distribuição acumulada de probabilidade (pmf).

No caso da v.a. X , sua pmf $F_X(x)$ é definida como

$$P\{X \leq x\} = F_X(x) = \int_{-\infty}^x f_X(u) du. \quad (2.2.2)$$

2.2.3 Histograma

Quando a densidade de uma v.a. não é conhecida e se deseja estudar seu comportamento é preciso estimá-la e para isso o histograma é uma das técnicas mais antigas e amplamente utilizadas.

O histograma divide o universo das observações, possíveis realizações X_1, X_2, \dots, X_n da v.a., em compartimentos (*bins*).

Dados uma origem arbitrária x_0 e uma largura h de cada um, os compartimentos são definidos como os intervalos $[x_0 + (j-1)h, x_0 + jh[$ com $j \in \mathbb{Z}$, um identificador para cada um deles.

Considere um determinado intervalo $[-h/2, h/2[$. A probabilidade ((2.2.1)) de que uma observação qualquer venha a pertencer a esse intervalo é

$$P\{X \in [-h/2, h/2[\} = \int_{-h/2}^{h/2} f_X(x) dx. \quad (2.2.3)$$

E um estimador natural \hat{f}_X para a densidade f_X seria contar o número de observações

$$P\{X \in [-h/2, h/2[\} \approx \frac{\#\{X_i \in [-h/2, h/2[\}}{n} = \int_{-h/2}^{h/2} \hat{f}_X(x) dx, \quad (2.2.4)$$

de onde

$$\hat{f}_X(x) = \frac{\#\{X_i \in [-h/2, h/2[\}}{nh}, \quad (2.2.5)$$

para todo $x \in [-h/2, h/2[$.

De modo geral, sejam X_1, \dots, X_n observações independentes e identicamente distribuídas (i.i.d.) da v.a. X com densidade desconhecida f . Considere N_I intervalos de comprimento h e o conjunto de compartimentos $C_j = [x_0 + (j - 1)h, x_0 + jh[, j = 1..N_I$. Defina

$$I_A(x) := \begin{cases} 1 & \text{se } x \in A \\ 0 & \text{caso contrário} \end{cases}$$

e

$$n_j := \sum_{i=1}^n I_{C_j}(X_i) \text{ tal que } \sum_{j=1}^{N_I} n_j = n.$$

Dessa forma a estimativa \hat{f} parametrizada pela largura h para a densidade f seria

$$\hat{f}(x | h) = \frac{1}{nh} \sum_{j=1}^{N_I} n_j I_{C_j}(x) \quad (2.2.6)$$

para toda realização possível x de X .

2.3 Sismicidade

A sismicidade é a ocorrência dos tremores de terra. Como, quando, onde, de que tamanho?

É sabido que pequenos abalos são mais frequentes que os tremores de terra muito grandes e catastróficos cujos registros são extremamente raros.

A figura 2.4 apresenta os sismos de magnitude acima de nove conhecidos.



Figura 2.4: Sismos com magnitude acima de 9,0. Fonte: ISC

Tremores de terra, abalos, terremotos, sismos são a ocorrência de fenômenos geológicos de ruptura, instantânea, por certo mecanismo, de certa dimensão, na crosta terrestre.

2.3.1 Ocorrência

Os tremores acontecem por uma ruptura geológica (figura 2.5) num instante t , num lugar r e cada um com sua magnitude m associada.

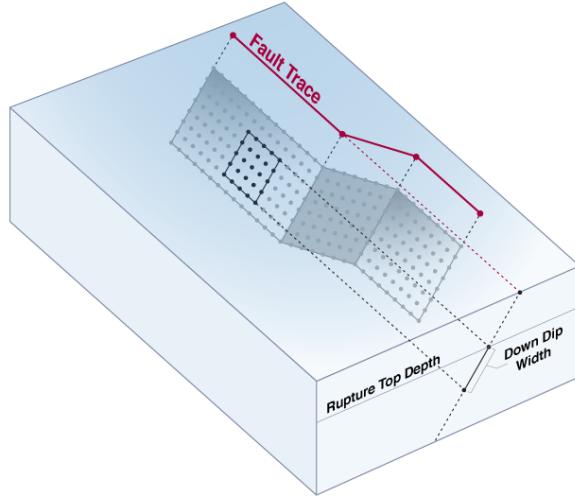


Figura 2.5: Ilustração da área de ruptura em um falhamento geológico¹

O local em que se iniciou a ruptura que deu origem ao tremor é um **hipocentro**, enquanto sua projeção na superfície, desconsiderando-se a profundidade, é o **epicentro**.

2.3.2 Magnitude (da ruptura)

A magnitude de um tremor de terra é um valor medido numa escala que versa sobre a energia liberada pelo sismo. Essa energia é proporcional à área rompida e ao deslocamento geológico relativo entre os blocos de rocha na superfície de ruptura.

O desenvolvimento experimental de escalas de magnitude, para medir o tamanho dos tremores, é marcado pelo trabalho do sismólogo Charles Richter (1935). Existem, entretanto, uma série de diferentes escalas de magnitude, baseadas em diversos tipos de medidas.

A escolha de qual usar fica a critério de cada sismólogo (ou analista) e de cada rede sismográfica. Geralmente usam escalas diferentes para avaliar a magnitude dos tremores ou até mesmo divulgam mais de um tipo de magnitude para um mesmo evento.

As escalas são calibradas para fornecerem valores similares, de acordo com o intervalo de utilidade para o qual foram desenvolvidas, mas apresentam diferenças consideráveis para um mesmo evento. Isso pode comprometer as análises estatísticas baseadas em um catálogo cujas magnitudes não tenham sido calculadas de maneira uniforme.

Magnitude Richter

As escalas de magnitude mais comuns são as que derivam da definição de Richter (1935) fundada na relação empírica entre o logaritmo da amplitude do registro das ondas sísmicas e a distância onde foram registradas. Em 1935 Richter notou a seguinte proporcionalidade

$$\log \hat{A} = 3.37 - 3 \log \hat{d}, \quad (2.3.1)$$

onde \hat{A} é amplitude no sismômetro Wood-Anderson e \hat{d} é distância entre o tremor e o sensor que era de aproximadamente 100km.

A amplitude máxima de sua escala foi definida pela amplitude máxima observada em um sismômetro Wood-Anderson, com período de 0.8s, registrando a 100km do tremor.

¹OpenSHA team (2010)

Algumas correções poderiam ser cogitadas, principalmente pelo fato da escala estar intimamente relacionada a um determinado equipamento, hoje obsoleto, e porque sismos locais (a menos de 100km) têm sua magnitude melhor calculada usando frequências mais altas que as registráveis pelo sismômetro da época.

Outras escalas foram desenvolvidas a partir da medida da amplitude máxima de determinadas fases de diferentes tipos de onda sísmica e apresentam bons resultados para a maior parte dos sismos, mas não refletem, com precisão, o tamanho dos maiores e mais destrutivos eventos, com magnitude acima de 7 ou 8 porque geralmente saturam.

Magnitude de Momento Sísmico

O evento de natureza sismológica ocorre num instante t liberando uma certa quantidade de energia na forma de momento sísmico M_0 . A magnitude de momento sísmico M_W desse evento é proporcional ao logarítmico dessa energia: M_0 .

O momento sísmico é apresentado na equação (2.3.2):

$$M_0 = \mu_{rig} A \tilde{D} \quad (2.3.2)$$

onde μ_{rig} é coeficiente de rigidez da rocha, A é área afetada e \tilde{D} é deslocamento médio. Tem unidades de energia [N.m].

O momento sísmico é estimado geralmente pela inversão duplamente acoplada de um tensor de momento aos registros em forma de onda do movimento do chão causado pelo terremoto. Ou, em casos de tremores muito bem registrados, ele pode ser estimado a partir de algum modelo numérico para a ruptura.

A magnitude de momento sísmico M_W (Hanks e Kanamori, 1979) é baseada no logarítmico do momento sísmico M_0 , e não se satura no caso de grandes eventos. Sua definição é dada pela equação (2.3.3)

$$M_W = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 10.7 \quad (2.3.3)$$

onde M_0 é momento sísmico em [N.m].

Intensidade Macrossísmica

A intensidade macrossísmica é uma escala para medir, não a energia proporcional à ruptura que originou o tremor de terra, mas para retratar a percepção humana, e os efeitos sobre construções e objetos, do movimento do chão onde quer este tenha produzido seus efeitos.

Uma das mais difundidas é a escala Modificada de Mercalli (Richter, 1958) apresentada em sua versão simplificada na tabela 2.1:

Categoría	Sensação	Efeitos
I	Imperceptível	Não sentido. Apenas registado pelos sismógrafos.
II	Muito fraco	Sentido por um muito reduzido número de pessoas em repouso, em especial pelas que habitam em andares elevados.
III	Fraco	Sentido por um pequeno número de pessoas. Bem sentido nos andares elevados.
IV	Moderado	Sentido dentro das habitações, podendo despertar do sono um pequeno número de pessoas. Nota-se a vibração de portas e janelas e das loiças dentro dos armários.
V	Forte	Praticamente sentido por toda a população, fazendo acordar muita gente. Há queda de alguns objectos menos estáveis e param os pêndulos dos relógios. Abrem-se pequenas fendas nos estuques das paredes.
VI	Bastante forte	Provoca início de pânico nas populações. Produzem-se leves danos nas habitações, caindo algumas chaminés. O mobiliário menos pesado é deslocado.
VII	Muito forte	Caem muitas chaminés. Há estragos limitados em edifícios de boa construção, mas importantes e generalizados nas construções mais frágeis. Facilmente perceptível pelos condutores de veículos automóveis em trânsito. Desencadeia pânico geral nas populações.
VIII	Ruinoso	Danos acentuados em construções sólidas. Os edifícios de muito boa construção sofrem alguns danos. Caem campanários e chaminés de fábricas.
IX	Desastroso	Desmoronamento de alguns edifícios. Há danos consideráveis em construções muito sólidas.
X	Destruidor	Abrem-se fendas no solo. Há cortes nas canalizações, torção nas vias de caminho de ferro e empolamentos e fissuração nas estradas.
XI	Catastrófico	Destruição da quase totalidade dos edifícios, mesmo os mais sólidos. Caem pontes, diques e barragens. Destruição das redes de canalização e das vias de comunicação. Formam-se grandes fendas no terreno, acompanhadas de desligamento. Há grandes escorregamentos de terrenos.
XII	Cataclismo	Destruuição total. Modificação da topografia. Nunca foi presenciado no período histórico.

Tabela 2.1: Escala simplificada de intensidade sísmica, modificada em 1956 derivada da escala original de Giuseppe Mercalli de 1902.

Existem estudos (Bakun e Wentworth, 1999) que propõem a inferência sobre o tamanho da ruptura, e sua magnitude, a partir de observações macrossísmicas, ou dos efeitos relatados pela escala de intensidade, georreferenciados.

2.3.3 Catálogos

Os catálogos podem ser vistos como uma coleção de parâmetros sobre os tremores. Podem ser classificados em três categorias (Woessner *et al.*, 2010) enumeradas a seguir:

- Pré-históricos: baseados na coleta de dados feitas por geólogos estruturais em trincheiras ou campos de subsidência. Podem conter registros de tremores que ocorreram há milhares de anos.
- Históricos: catálogos formados a partir de relatos históricos e inferência de valores de intensidade (seção 2.3.2), de análises de forma de onda com instrumentos antigos (registros em papel), eventualmente digitalizados. Cobrem o período das primeiras descrições humanas até os catálogos instrumentais.
- Instrumentais: são os catálogos de sismicidade definidos por dados produzidos por uma rede sismográfica bem estabelecida gerando localizações continuamente (que começam a existir a partir de 1960).

Os catálogos instrumentais são uma listagem onde se espera encontrar, para cada evento, as seguintes informações:

- algum identificador,
- a localização (**hipocentro**) do evento (longitude, latitude, profundidade) em algum sistema de referência,
- o tempo de origem (data e hora) com precisão de pelo menos décimos de segundo e
- uma ou várias informações de **magnitude**.

Adicionalmente, embora não seja muito frequente, podem ser fornecidas informações adicionais obtidas pela análise das formas de onda, como:

- incertezas sobre as magnitudes,
- incertezas sobre a localização (erro padrão, elipses de erro, cobertura dos sismogramas em diversas distâncias, cobertura dos sismogramas em vários ângulos azimutais, acurácia do modelo de velocidades utilizado, para enumerar alguns),
- intensidade máxima,
- intensidade no epicentro,
- número de, e as vezes as próprias, informações usadas para a determinação do hipocentro e hora de origem,
- sobre o mecanismo (alinhamento, mergulho e sentido do deslocamento na falha geológica) focal, entre outras.

É importante salientar (Woessner *et al.*, 2010) que cada um dos parâmetros determinados é fruto de uma série de decisões e etapas de processamento. Começam pela escolha dos sismômetros e pelos locais onde serão instalados para registrar as formas de onda. Sinais acima do nível de ruído são associados à chegadas de fases quando registradas em mais de uma estação. A localização e o tempo de origem são determinados juntando-se os tempos de chegadas das fases a um modelo de velocidade das ondas ao longo de camadas da crosta (ao qual a localização é extremamente dependente). As magnitudes, por fim, são computadas a partir das amplitudes e/ou da duração do sinal, dependendo profundamente da calibração dos instrumentos.

2.3.4 Distribuição de Frequência e Magnitude

Observa-se que os sismos menores são muito mais frequentes. Entretanto, os maiores e mais raros são os que trazem a maior ameaça e os que causam as maiores perdas. Em virtude disso, uma análise conveniente seria explorar como se distribuem as magnitudes.

Distribuição de Frequência e Magnitude (MFD) de Gutenberg-Richter

Gutenberg e Richter (1944) observaram empiricamente que a distribuição da frequência de ocorrência dos tremores e das magnitudes seguiam uma distribuição (de Pareto) cuja versão clássica é apresentada na equação (2.3.4) a seguir:

$$\log N(m, m + dm) = a - bm \quad (2.3.4)$$

onde $N(m, m + dm)$ é o número de eventos com magnitude entre m e $m + dm$, a é o valor-a (corresponde à um índice de produtividade), b é o valor-b (corresponde à proporção de sismos pequenos e grandes, geralmente em torno de 1).

Com uma simples transformação de variáveis ($\alpha = 10^a$ e $\beta = b \ln 10$), observa-se que o número de sismos que ocorrem com magnitudes dentro de um pequeno intervalo $[m, m + dm]$ é

$$\begin{aligned} N(m, m + dm) &= 10^{a - bm} \\ &= \alpha e^{-\beta m} \end{aligned} \quad (2.3.5)$$

A distribuição cumulativa, ou seja, o número de eventos com magnitude maior que um certo valor m_{min} , é apresentada na equação (2.3.6):

$$\begin{aligned} N(m > m_{min}) &= \alpha \int_{m_{min}}^{\infty} e^{-\beta m} dm \\ &= \frac{\alpha}{\beta} e^{-\beta m} \\ &= \alpha_{cum} e^{-\beta m}. \end{aligned} \quad (2.3.6)$$

onde $\alpha_{cum} = \alpha/\beta$ é o valor cumulativo da atividade sísmica.

Entretanto, a distribuição clássica de Gutenberg-Richter (GR) não impunha restrições sobre um limite inferior m_{min} ou superior m_{max} à validade da distribuição.

MFD Truncada

Variações da distribuição clássica de GR foram propostas em vista de melhor representar as MFD estudadas à partir de catálogos de diversas regiões.

A equação (2.3.7) versão incremental truncada com um limite superior m_{max} :

$$N(m, m + dm) = \frac{e^{-\beta m}}{1 - e^{-\beta m_{max}}}, m \leq m_{max} \quad (2.3.7)$$

Na equação (2.3.8) versão incremental duplamente truncada com um limite inferior m_{min} e superior m_{max} :

$$N(m, m + dm) = \frac{e^{-\beta(m - m_{min})}}{1 - e^{-\beta(m_{max} - m_{min})}}, m_{min} \leq m \leq m_{max} \quad (2.3.8)$$

A figura 2.6 ilustra essas distribuições.

MFD Limitada

Outra possibilidade, é limitar suavemente a parte final da curva (ver figura 2.6). A equação (2.3.9) apresenta a distribuição:

$$N(m, m + dm) = \alpha [e^{-\beta(m - m_{min})} - e^{-\beta(m_{max} - m_{min})}], m_{min} \leq m \leq m_{max} \quad (2.3.9)$$

MFD com decaimento exponencial

Yan Kagan (Kagan, 2002) propôs uma distribuição de magnitude mais adequada e acomodada à energia liberada pelos sismos, que pode ser descrita como na equação (2.3.10):

$$N(m, m + dm) = [\beta_p + \frac{m}{m_{min}}] m_{min}^{\beta_p} m_{corner}^{-1-\beta_p} e^{\frac{m_{min}-m}{m_{corner}}}, m_{min} \leq m < \infty \quad (2.3.10)$$

onde $\beta_p = \frac{2}{3}b$, é o beta da distribuição de Pareto e m_{corner} valor de magnitude responsável por controlar o decaimento da Kagan-MFD

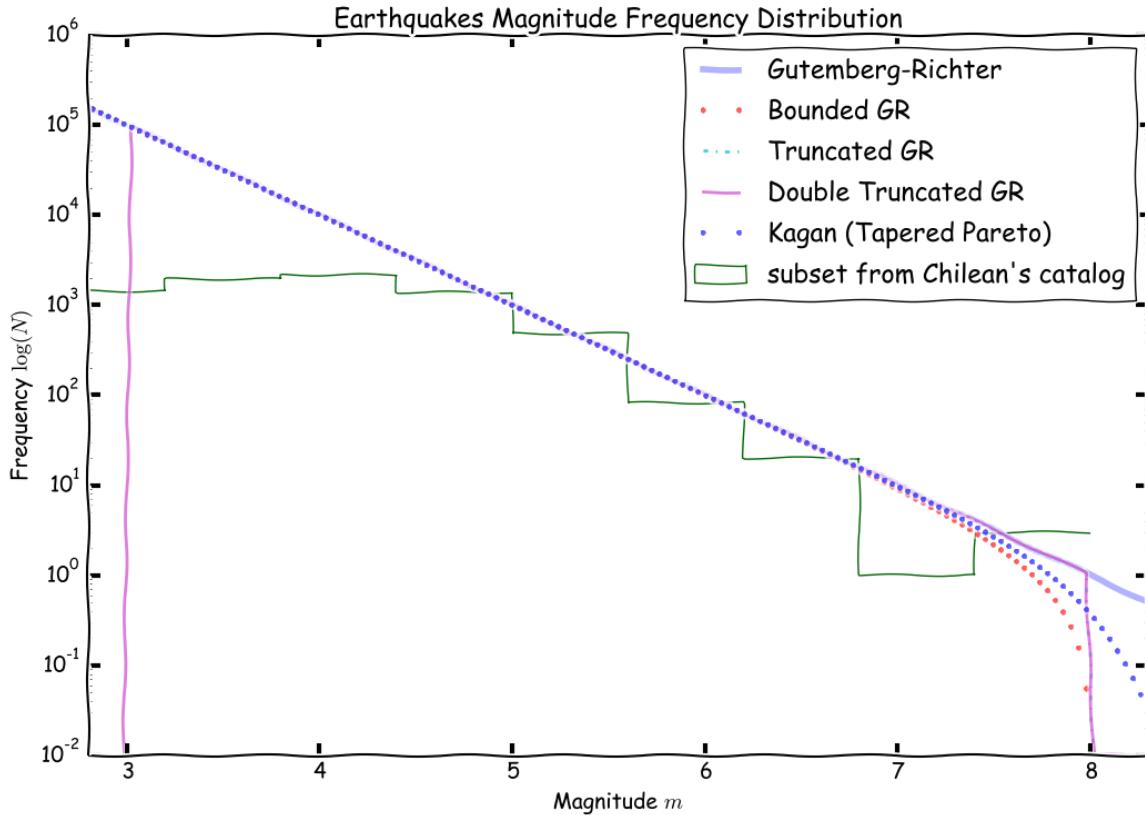


Figura 2.6: Distribuições de frequência e magnitude

A figura 2.6 apresenta um comparativo de algumas distribuições. Para ilustração, há também na figura um histograma de um catálogo de uma pequena região do norte do Chile, onde se pode observar que tanto a porção inferior (em torno de $m = 5$), como a porção posterior ($m > 7$) do histograma não seguem perfeitamente a distribuição. Há essencialmente duas zonas críticas em que é preciso estar atento à física do problema: (i) na parte inferior, muitos sismos de magnitude pequena não são registrados, seja por não terem energia suficiente para sensibilizar um conjunto razoável de estações que permitam determinar suas localizações, seja porque o número de estações é insuficiente na região onde os pequenos tremores ocorrem; (ii) a parte superior, por sua vez, é crítica por se acoplar diretamente aos limites físicos do tamanho da maior ruptura possível, relacionada diretamente ao limite de liberação de energia na forma de momento sísmico M_0 .

Nas distribuições de magnitude e frequência é importante que se possa reconhecer claramente alguns parâmetros fundamentais.

2.3.5 Valor-b

O *valor-b* foi apresentado na seção 2.3.4 como sendo a inclinação da reta que representa a parte linear descrescente da distribuição. Representa a proporção entre sismos pequenos e catastróficos que uma determinada fonte sísmica é capaz de produzir (figura 2.7).

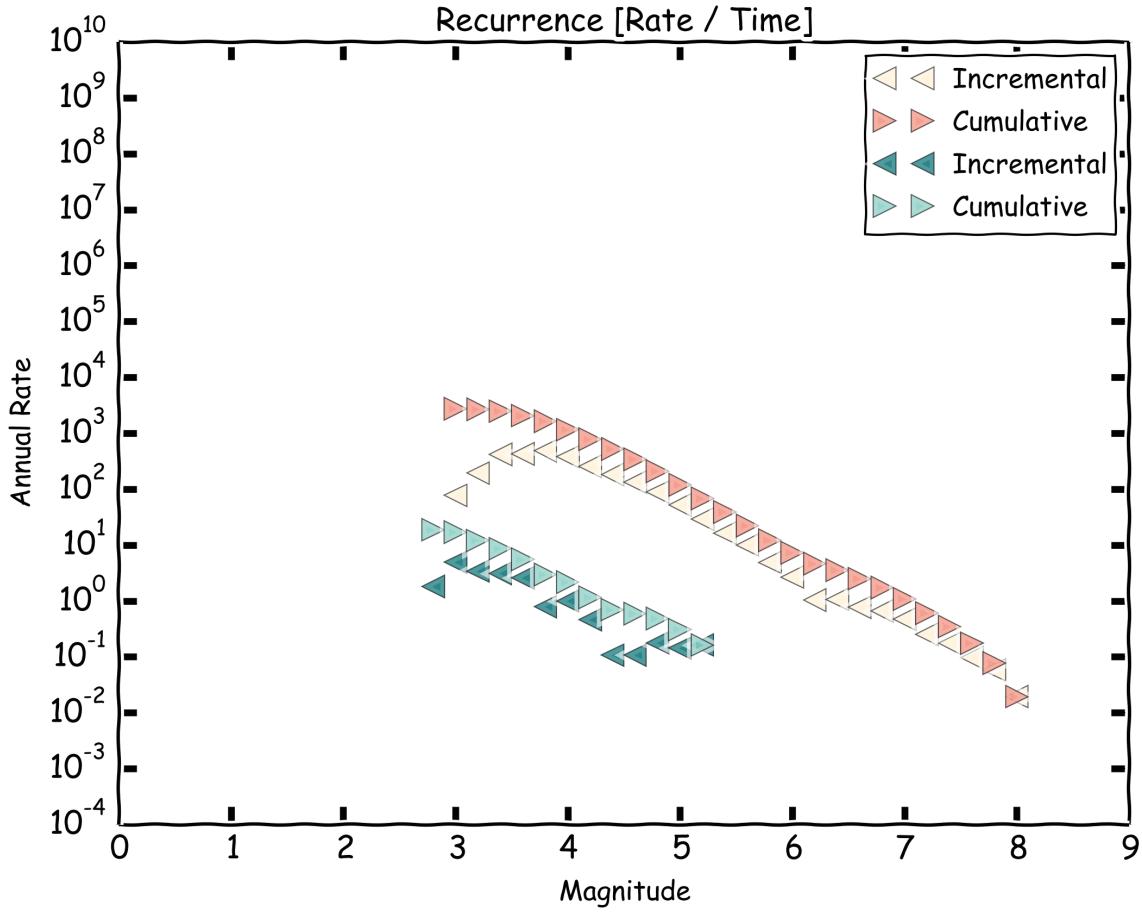


Figura 2.7: Distribuição incremental e cumulativa de frequência e magnitude dos sismos presentes no catálogo ISC-GEM para a América do Sul unido com o [BSB-2013.08](#)

2.3.6 Taxa de Sismicidade

A taxa de sismicidade é a medida da ocorrência dos tremores por uma determinada unidade de tempo (geralmente anos). Representa para cada magnitude, a frequência média de ocorrência de sismos.

2.3.7 Valor-a

O *valor-a* é a interseção da [MFD](#) no eixo das frequências e representa o nível geral de sismos que as fontes observadas pelo catálogo são capazes de produzir.

Costuma ser confundido pela forma de representação adotadas para a distribuição (incremental e/ou cumulativa) e pelos truncamentos onde por vezes se apresenta o valor-a como a taxa de sismicidade da magnitude mínima ou de completude do catálogo.

No presente trabalho o *valor-a* significará sempre o da distribuição cumulativa de sismos por unidade de tempo com magnitudes positivas.

2.3.8 Magnitude de Completude M_c

A magnitude de completude é o valor mínimo para o qual a distribuição é capaz de observar completamente o conjunto de sismos. Em outras palavras representa o limite de observação completa do catálogo.

Sua identificação é bem simples quando se observa a distribuição incremental de magnitudes. É facilmente notado o valor de magnitude na porção inferior na qual o número de sismos registrados começa a divergir da tendência geral da distribuição.

Seu mapeamento é importante uma vez que os métodos de ajuste e determinação dos parâmetros da distribuição baseados na máxima verossimilhança (Aki, 1965; Weichert, 1980) dependem fundamentalmente desse valor mínimo.

2.4 Risco Sísmico

A redução do risco sísmico é um problema complexo que envolve geralmente muitas pessoas, informações, decisões e ações.

A palavra risco, ao pé da letra, significa a exposição à possibilidade de injúria ou perda. E geralmente é usada como sinônimo de ameaça. Na literatura acerca do tema risco, inclusive, as palavras risco e ameaça são usadas com certa confusão.

No glossário da [Earthquake Engineering Research Institute \(EERI\)](#) (EERI Committee on Seismic Risk, 1984) a definição de risco sísmico é a probabilidade de que perdas sociais ou econômicas aconteçam como decorrência de tremores por superarem limiares estabelecidos para determinado local ou região durante um certo período de exposição.

A ameaça sísmica, por outro lado, é qualquer fenômeno físico (oscilação, falhamento) associado à terremotos que possam produzir efeitos adversos às atividades humanas. Na prática são avaliados por dadas probabilidades de ocorrência.

Pode-se deduzir que o risco sísmico é então uma combinação da ameaça sísmica com outros fatores:

$$\text{Risco Sísmico} = \text{Ameaça Sísmica} * \text{Vulnerabilidade} * \text{Valor Exposto}, \quad (2.4.1)$$

onde a vulnerabilidade é a quantidade de danos induzidos por um dado grau de ameaça e expressa como uma fração do valor exposto ao dano e varia de acordo com o modelo proposto.

Frequentemente, o fator vulnerabilidade advém das análises das (ii) respostas das estruturas edificadas ao espectro de acelerações produzidos pela (i) provável ameaça sísmica e da análise de possíveis (iii) danos estruturais à edificação.

A decisão de alterar ou não o desenho estrutural das edificações é feito a partir da análise dos (iv) prejuízos (quantidade de moeda, mortes, tempo inoperante) causados caso as estruturas sejam danificadas conforme as análises anteriores.

2.5 Ameaça Sísmica

A ameaça sísmica poderia ser definida de modo geral como a possibilidade de ocorrerem efeitos potencialmente destrutivos de um terremoto em uma particular localização. Com exceção de *tsunamis* ou falhamentos geológicos superficiais, todos os efeitos destrutivos de um tremor de terra estão diretamente relacionados ao movimento do chão induzido pela passagem das ondas sísmicas. Existem, entretanto diferenças de abordagem para a avaliação da ameaça sísmica.

A [Análise Probabilística de Ameaça Sísmica](#) foi introduzida por [Cornell \(1968\)](#), aprimorada por [McGuire \(1976\)](#) e se tornou técnica mais amplamente utilizada para a avaliação da ameaça sísmica. Também é possível fazer essa avaliação deterministicamente, através de cenários definidos pelo espectro de movimento forte do chão que pode ser causado pela ocorrência de um determinado tremor de terra em certa localização e de certa magnitude.

O possível espectro de movimento no local de interesse é avaliado através de relações de atenuação ou **GMPEs**.

Os mecanismos da **PSHA** (Abrahamson, 2006; Bazzurro e Cornell, 1999) são menos óbvios do que os da **Análise Determinística de Ameaça Sísmica (DSHA)** (Kramer, 1996; Reiter, 1991), e em essência significam identificar todos os possíveis tremores que podem afetar o local de interesse, incluindo todas as possíveis combinações de distâncias e caracterizar a frequência de ocorrência das diferentes magnitudes através de relações de recorrência. As equações de atenuação são utilizadas para calcular os parâmetros do movimento do chão no local de interesse devido a esses tremores e consequentemente a taxa com que diferentes níveis de movimento do chão ocorram no local de interesse.

Seus resultados também apresentam certa distinção. Se por um lado a **PSHA** traz consigo o aspecto temporal, ou a taxa com que diferentes níveis de aceleração excederão determinado limiar em determinado local de interesse, por outro, a **DSHA** apresenta o movimento do chão esperado quando ocorra determinado evento de controle.

2.6 Projeção da Ocorrência de Rupturas

As projeções (*forecasting*) são feitas para se estimar a ocorrência de futuros tremores (Kagan e Jackson, 2000; Marzocchi e Zechar, 2011), principalmente dos maiores, com grandes chances de provocar perdas.

Nas de curto prazo, estimam-se os próximos tremores numa escala de dias ou horas considerando uma taxa de sismicidade variável com o tempo como no caso dos pré e pós-abalos, ou de quando acontece um enxame sísmico, período de maior atividade numa região. Sua principal aplicação é auxiliar a tomada de decisões de curto período, como evacuação de edifícios.

Nas de longo prazo, foco desse texto, a principal consideração feita é de que a **taxa de sismicidade** não varie ao longo do tempo, servindo para estimar as acelerações provocadas por tremores, mesmo que possam ocorrer muito raramente, de grandes proporções.

São geralmente aplicadas quando se deseja saber o nível de segurança e resistência estrutural que devem ser impostos às edificações em geral, ou quando se deseja estimar o valor de um contrato de resseguro de algum outro grande investimento.

2.7 Análise Probabilística de Ameaça Sísmica

Na **PSHA** são considerados todos os possíveis tremores, as rupturas que os originaram e os movimentos do chão resultantes conjuntamente com suas probabilidades de ocorrência associadas de modo a encontrar o nível de movimento do chão que será excedido, numa janela de tempo, com uma pré-definida baixa tolerância (Baker, 2008).

Uma das formas de se enxergar o resultado de uma análise de ameaça sísmica é como uma estimativa da pequena probabilidade ξ , em uma janela de tempo dada, com que determinada medida de intensidade I é raramente excedida.

Na análise probabilística de ameaça sísmica o nível de confiança ξ e a janela de tempo são fixadas (por exemplo, t anos). A tarefa é então estimar o valor da intensidade I , em um determinado local S , de forma que a probabilidade do evento

$$E_t(I, S) = \{\text{Haja pelo menos um evento causando intensidade maior que } I \text{ em } S \text{ nos próximos } t \text{ anos}\} \quad (2.7.1)$$

seja ξ .

2.7.1 Método de Zoneamento

Na ausência de informações geológicas mais precisas, o método introduzido por Cornell (1968) e McGuire (1976) para modelar e resolver esse problema consiste primeiramente em identificar quais zonas sísmicas (que em geral não se sobrepõem) podem ter impacto sobre o valor de intensidade em S .

O número de tremores que provocam intensidade em S maior que I em t anos depende da frequência de tremores em cada zona. O valor da intensidade I provocada por cada tremor depende da magnitude, aleatória, desses tremores e de sua localização, também aleatória.

Para considerar esses fatores Cornell & McGuire propõem que

- (i) em cada zona i , o processo de ocorrência de tremores seja modelado como um processo de Poisson com taxa λ_i , assumindo que os tremores em diferentes zonas são independentes.
- (ii) Numa zona i , a magnitude dos tremores é modelada como uma v.a. com densidade $f_{M_i}(\cdot)$.
- (iii) A distância entre cada tremor da zona i e o local S é modelada como uma v.a. com densidade $f_{D_i}(\cdot)$.
- (iv) O modelo de predição do movimento do chão (GMPE) é expresso pela regressão da medida de intensidade em magnitude, distância, condições geológicas do local S e outros fatores.

A habilidade de se calcular a probabilidade do evento (2.7.1) para qualquer I faz com que seja possível a estimativa, por dicotomia, de uma intensidade I que satisfaça $P\{E_t(I, S)\} \geq \xi$.

2.7.2 Identificação das Fontes Sísmicas

Para identificar fontes sísmicas são utilizados desde registros históricos de sismicidade à evidências geológicas de falhamentos/rupturas datados com deslocamento e magnitudes inferidos e busca-se aproveitar de toda informação relevante disponível, como a medida secular de deslocamento relativo entre observações geodésicas contínuas ou mesmo da sismicidade recente.

Quando se identifica uma fonte sísmica é comum representá-la por uma forma geométrica simples mas consistente com o conjunto das observações disponíveis para descrever as possíveis rupturas (Crowley *et al.*, 2013).

Ponto

Se toda informação disponível é uma localização isolada de um tremor antigo, com magnitude e com mecanismo de falhamento conhecido, é possível representá-lo como uma fonte sísmica de tipo pontual. Nesse tipo de fonte são definidos os limites superior e inferior da ruptura, sua orientação e tipo de falhamento (quando disponível) e o hipocentro era definido como o centro de cada ruptura. Recentemente porém é possível definir uma distribuição de profundidades hypocentrals.

Área

Quando o conhecimento sobre a geologia, a tectônica, ou mesmo a correlação espacial dos tremores no catálogo permitam o delineamento de zonas ou áreas com características sísmicas comuns se costuma representar por um polígono na superfície.

Essas áreas, para efeito de cálculo, são discretizadas como um conjunto de fontes sísmicas de característica pontual distribuídas uniformemente por toda área.

Falha Simples

Muitas vezes os parâmetros de um falhamento ativo são claramente conhecidos e monitorados. Isso permite uma maior especificidade na representação da fonte sísmica, restringindo mais, por exemplo, as flutuações na orientação das rupturas. Nesse caso a geometria da falha se caracteriza pela projeção do traço de falha na superfície e pelos limites superior e inferior da ruptura no plano de mergulho (ver figura 2.5).

Falha Complexa

Casos de sismicidade em zonas de subducção ou encontro de placas, de contexto geológico mais complexo geralmente apresentam variações laterais, de mergulho, de acúmulo de esforços, de orientação, etc. Fontes sísmicas em situações como essa são modeladas por um poliedro unido de forma suave.

2.7.3 Caracterização da Distribuição de Frequência e Magnitude

Conhecida a fonte sísmica e sua representação geométrica, é preciso caracterizar sua capacidade sismogênica determinando uma (ou mais) possíveis MFDs que se ajustam às observações. Isso inclui a expressão matemática da distribuição, a taxa geral de sismicidade (*valor-a*) e frequentemente as magnitudes mínima e máxima.

A densidade $f_{M_i}(\cdot)$ usada para a distribuição de magnitude dos tremores na zona i depende do histórico de magnitudes na mesma zona, e possui uma das formas funcionais da seção 2.3.4, como por exemplo a distribuição duplamente truncada, com M_i sendo o intervalo entre as magnitudes mínima e máxima $[M_{\min}(i), M_{\max}(i)]$ em cada zona i .

2.7.4 Caracterização da Distribuição de Distâncias

Dados um local de interesse e uma provável ruptura em uma fonte sísmica é necessário calcular a distribuição das distâncias da fonte, isto é, das possíveis rupturas, ao local em que se deseja avaliar a ameaça.

Em cada zona as rupturas são consideradas como tendo distribuição espacial uniforme $f_{D_i}(\cdot)$. A distribuição das distâncias, usadas pelas equações de atenuação, podem então ser calculadas analiticamente ou por aproximação.

2.7.5 Predição do Movimento do Chão

Para se estimar os possíveis níveis de movimento do chão causados por eventos de uma determinada magnitude à uma certa distância do local de interesse são utilizadas as equações de predição de movimento do chão (GMPEs).

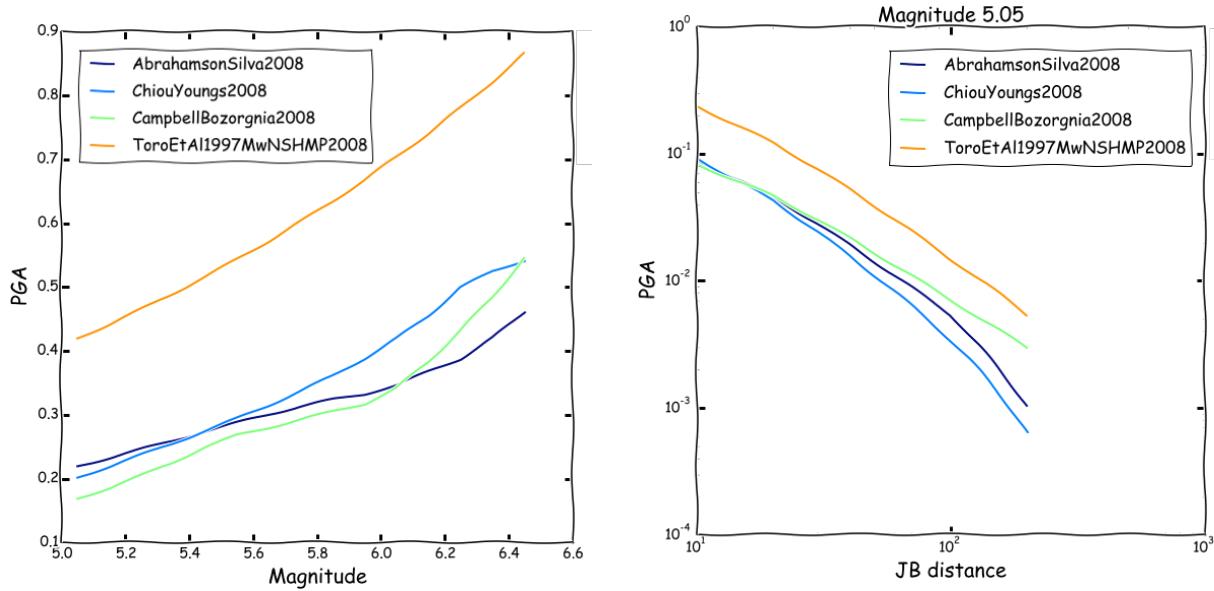
As GMPEs são modelos (equações e coeficientes) de regressão representando certo valor de intensidade I induzida por um tremor de magnitude M a uma distância D do epicentro

(ruptura, epicentro, etc, dependendo da modelagem da GMPE) mas que depende também de outros fatores θ que considerem as condições do local de estudo e do tipo de falhamento por exemplo. Geralmente as GMPEs tem a forma

$$\ln I = \bar{\ln} I(M, D, \theta) + \sigma(M, D, \theta)\varepsilon. \quad (2.7.2)$$

Nessa relação, $\bar{\ln} I(M, D, \theta)$ (e respectivamente $\sigma(M, D, \theta)$) é a média condicional (e desvio padrão) de $\ln I$ para certa magnitude M , distância D e condições θ , enquanto ε é uma [v.a. gaussiana](#) padrão.

Essa média $\bar{\ln} I(M, D, \theta)$ deve crescer com M já que quanto maior a magnitude, maior a intensidade provocada, e, por outro lado, decrescer com a distância D pois quanto maior a distância, menor a intensidade, como é possível observar nas figuras 2.8a e 2.8b.



(a) Variação da intensidade máxima aceleração do chão (PGA) com a magnitude.

(b) Variação da intensidade (PGA) com a distância de Joyner-Boore, para um valor de magnitude de 5.05

Figura 2.8: Variação das intensidades com a magnitude e distância, para diferentes GMPEs

A distância de [Joyner e Boore](#) (1981) é uma das várias medidas de distância utilizadas e corresponde especificamente à menor distância entre o local de avaliação da ameaça S à projeção da ruptura na superfície da topografia.

Apenas como exemplo, a forma funcional que [Toro et al.](#) (1997) dão à GMPE é

$$\begin{aligned} \ln I(M, R_M, \theta) = & \theta_1 + \theta_2(M - 6) + \theta_3(M - 6)^2 \\ & - \theta_4 \ln(R_M) - (\theta_5 - \theta_4) \max \left[\ln \left(\frac{R_M}{100} \right), 0 \right] - \theta_6 R_M \\ & + \varepsilon_e + \varepsilon_a, \end{aligned} \quad (2.7.3)$$

com

$$R_M = \sqrt{R_{jb}^2 + \theta_7^2}$$

onde R_{jb} é a distância de Joyner-Boore, M é a magnitude de momento, θ_i são as componentes do vetor de coeficientes e $\varepsilon_e + \varepsilon_a$ são as incertezas epistêmica e aleatória do modelo.

Nesse exemplo

$$\begin{aligned} \ln \bar{I}(M, D, \theta) = & \theta_1 + \theta_2(M - 6) + \theta_3(M - 6)^2 \\ & - \theta_4 \ln(R_M) - (\theta_5 - \theta_4) \max [\ln(R_M/100), 0] - \theta_6 R_M \end{aligned} \quad (2.7.4)$$

e

$$\sigma(M, D, \theta) = \varepsilon_e(M, D) + \varepsilon_a(M, D). \quad (2.7.5)$$

2.7.6 Combinação de Incertezas e Avaliação da Ameaça Sísmica

A distribuição do número de tremores N_{ti} , na zona i , na janela de tempo t , por Poisson, é dada por

$$P(N_{ti} = k) = e^{-\lambda_i t} \frac{(\lambda_i t)^k}{k!}, \quad k \in \mathbb{N},$$

onde a taxa λ_i representa o número médio de tremores na zona i por unidade de tempo, por exemplo, por ano.

Fixado um valor de intensidade I , o evento

$$E(I, S, i) = \{\text{Um tremor da zona } i \text{ gera uma intensidade maior ou igual a } I \text{ em } S\} \quad (2.7.6)$$

tem probabilidade $p_i = P\{E(I, S, i)\}$.

Para cada tremor na zona i , o evento $E(I, S, i)$ ocorre, ou não. Como resultado, é possível definir dois novos processos de contagem em cada zona i : o processo \tilde{N}_{ti} , contando os tremores que causam intensidade maior ou igual a I em S e os que causam intensidade menor que I em S .

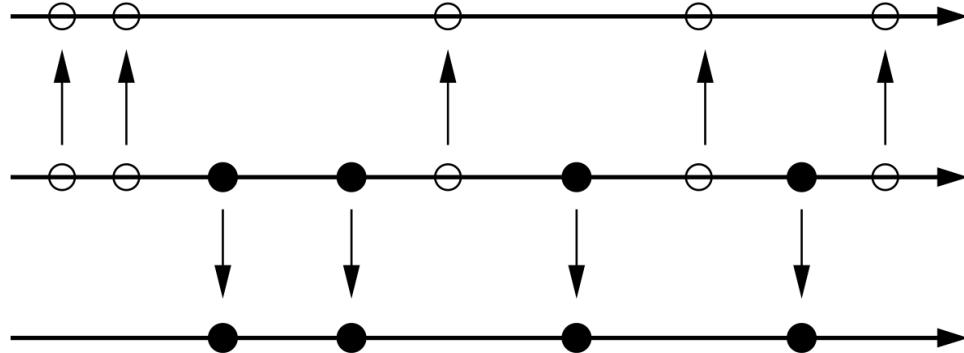


Figura 2.9: Separação do processo de chegada dos tremores da zona i em um processo causando, em S , intensidade maior que I (bolas pretas) e intensidade menor ou igual a I (bolas brancas).

É preciso utilizar o seguinte

Lema 2.7.1. Considere um processo de Poisson N_t com taxa de ocorrência λ . Assumindo que as chegadas são de dois tipos: tipo 1 com probabilidade p , e tipo 2 com probabilidade $1 - p$ e que elas são independentes, então o processo \tilde{N}_t do tipo 1 é um processo de Poisson com taxa λp .

Demonstração. Para cada $k \in \mathbb{N}$, calcule

$$\begin{aligned} P(\tilde{N}_t = k) &= \sum_{j=k}^{+\infty} P(\tilde{N}_t = k | N_t = j) P(N_t = j) \quad [\text{Teorema da Probabilidade Total}] \\ &= \sum_{j=k}^{+\infty} C_j^k p^k (1-p)^{j-k} e^{-\lambda t} \frac{(\lambda t)^j}{j!} \\ &= e^{-\lambda t} \frac{(\lambda pt)^k}{k!} \sum_{j=0}^{+\infty} \frac{[\lambda(1-p)]^j}{j!} = e^{-\lambda pt} \frac{(\lambda pt)^k}{k!}, \end{aligned}$$

o que mostra que \tilde{N}_t , usando a independência dos tipos de chegada em intervalos disjuntos, é uma v.a. de Poisson com parâmetro λpt . \square

Esse lema mostra que o processo $(\tilde{N}_{ti})_t$ é um processo de Poisson com taxa $\lambda_i p_i$.

Sendo \mathcal{N} o número de zonas sísmicas, segue que a probabilidade de que haja k sismos causando intensidade maior que I em S na janela de tempo t é

$$\begin{aligned} P\left(\sum_{i=1}^{\mathcal{N}} \tilde{N}_{ti} = k\right) &= \sum_{x_1+\dots+x_{\mathcal{N}}=k} P(\tilde{N}_{t1} = x_1; \dots; \tilde{N}_{t\mathcal{N}} = x_{\mathcal{N}}) \\ &= \sum_{x_1+\dots+x_{\mathcal{N}}=k} \prod_{i=1}^{\mathcal{N}} P(\tilde{N}_{ti} = x_i) \\ &= \sum_{x_1+\dots+x_{\mathcal{N}}=k} \prod_{i=1}^{\mathcal{N}} e^{-\lambda_i p_i t} \frac{(\lambda_i p_i t)^{x_i}}{x_i!} \end{aligned}$$

em que para a segunda igualdade foi utilizada a independência de $\tilde{N}_{t1}, \dots, \tilde{N}_{t\mathcal{N}}$.

Para $k = 0$ na relação acima obtém-se que

$$1 - P(E_t(I, S)) = P(\overline{E_t(I, S)}) = e^{-(\sum_{i=1}^{\mathcal{N}} \lambda_i p_i)t}. \quad (2.7.7)$$

Com $\tilde{N}_t = \sum_{i=1}^{\mathcal{N}} \tilde{N}_{ti}$, o valor esperado \tilde{N}_t é o número médio de tremores causando intensidade maior que I em S nos próximos t anos e pode ser expresso por

$$\lambda_t(I, S) = \mathbb{E}[\tilde{N}_t] = \sum_{i=1}^{\mathcal{N}} \mathbb{E}[\tilde{N}_{ti}] = \left(\sum_{i=1}^{\mathcal{N}} \lambda_i p_i \right) t. \quad (2.7.8)$$

Usando essa relação e a equação (2.7.7), a probabilidade do evento $E_t(I, S)$ pode ser reescrita

$$P\{E_t(I, S)\} = 1 - e^{-\lambda_t(I, S)} \quad (2.7.9)$$

com $\lambda_t(I, S)$ dado por (2.7.8).

Combinando todos os elementos

Assumindo que as variáveis aleatórias da distância D_i entre o tremor na zona i e o local S e magnitude M_i são independentes e usando o Teorema da Probabilidade Total, obtém-se

que

$$p_i = \int_{m_i=M_{\min}(i)}^{M_{\max}(i)} \int_{x_i=0}^{\infty} P\{\text{intensidade} > I | M_i = m_i; D_i = x_i\} f_{M_i}(m_i) f_{D_i}(x_i) dm_i dx_i \quad (2.7.10)$$

onde $P\{\text{intensidade} > I | M_i = m_i; D_i = x_i\}$ é dada pelo de predição do movimento do chão (2.7.2).

Para implementação, a integral acima é geralmente estimada discretizando as distribuições contínuas de magnitude $M_i, i = 1, \dots, \mathcal{N}$, e distância $D_i, i = 1, \dots, \mathcal{N}$.

Capítulo 3

Região de Estudo

Esse capítulo apresenta a região de estudo sob o ponto de vista tectônico e sismológico.

3.1 Contexto Geológico e Tectônico Sul-Americanoo

A placa Sul-Americana, como mostra a figura 3.1 [Bizzi e CPRM \(2003\)](#), tem ao norte a placa do Caribe e a placa Norte-Americana. Ao sul estão a placa de Scotia e a placa Antártica. Todas elas se deslocam majoritariamente tangencialmente à placa Sul-Americana.

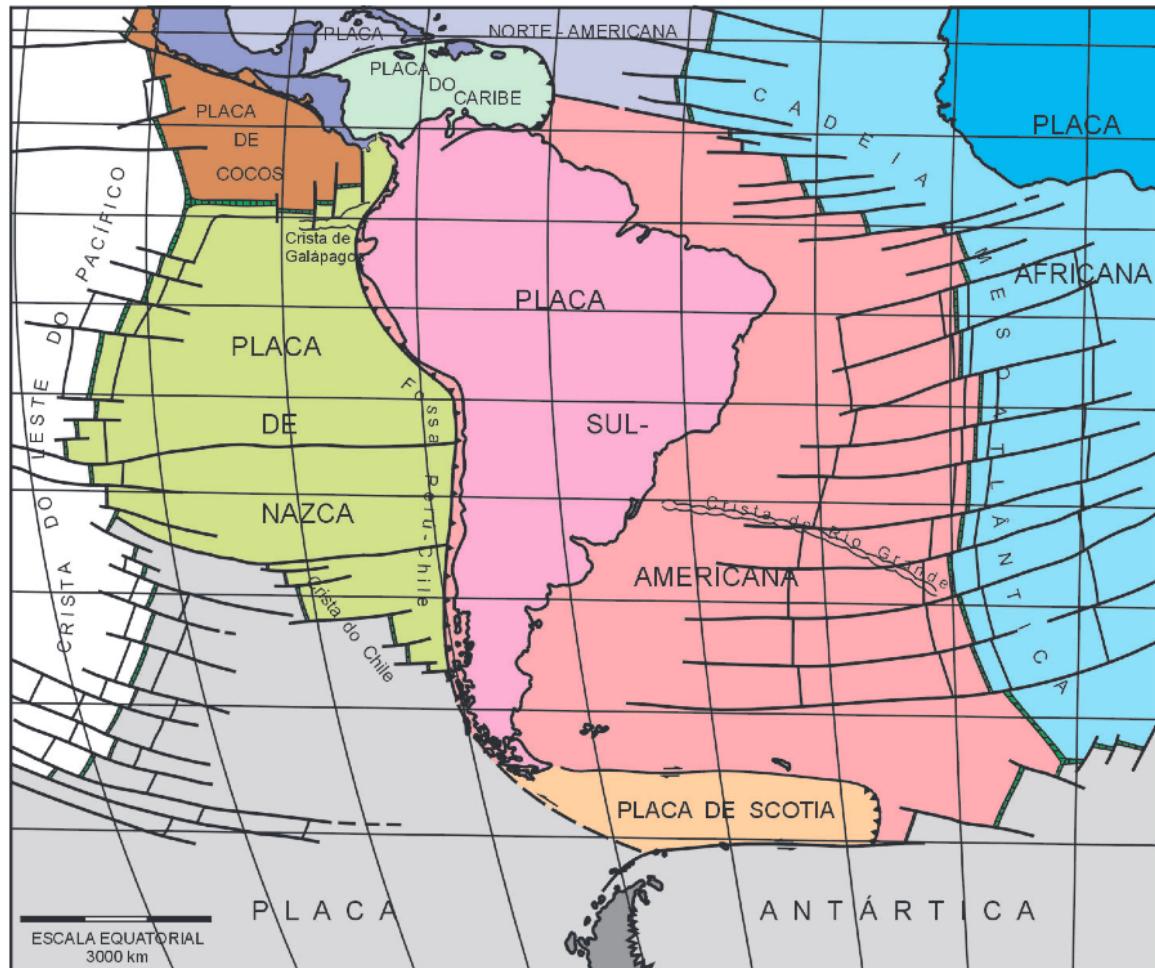


Figura 3.1: Placa Sul-Americana em seu contexto global

Na divisa com placa Africana à leste está a Dorsal Meso-Atlântica que é resultado do processo de abertura dos oceanos e separação dos continentes. A abertura dos Atlântico na dorsal é responsável por um considerável esforço de compressão horizontal na placa Sul-Americana.

E há também a subducção da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana, à oeste, responsável, entre outros processos, pelo surgimento das Fossas Oceânicas e da cordilheira dos Andes com suas altitudes e vulcanismo.

Olhando um pouco mais de perto para a parte continental da placa Sul-Americana (figura 3.2) é interessante destacar três grupos principais de rochas: (i) o Embasamento Pré-Cambriano, (ii) as Coberturas Fanerozóicas e (iii) a Cadeia Andina.

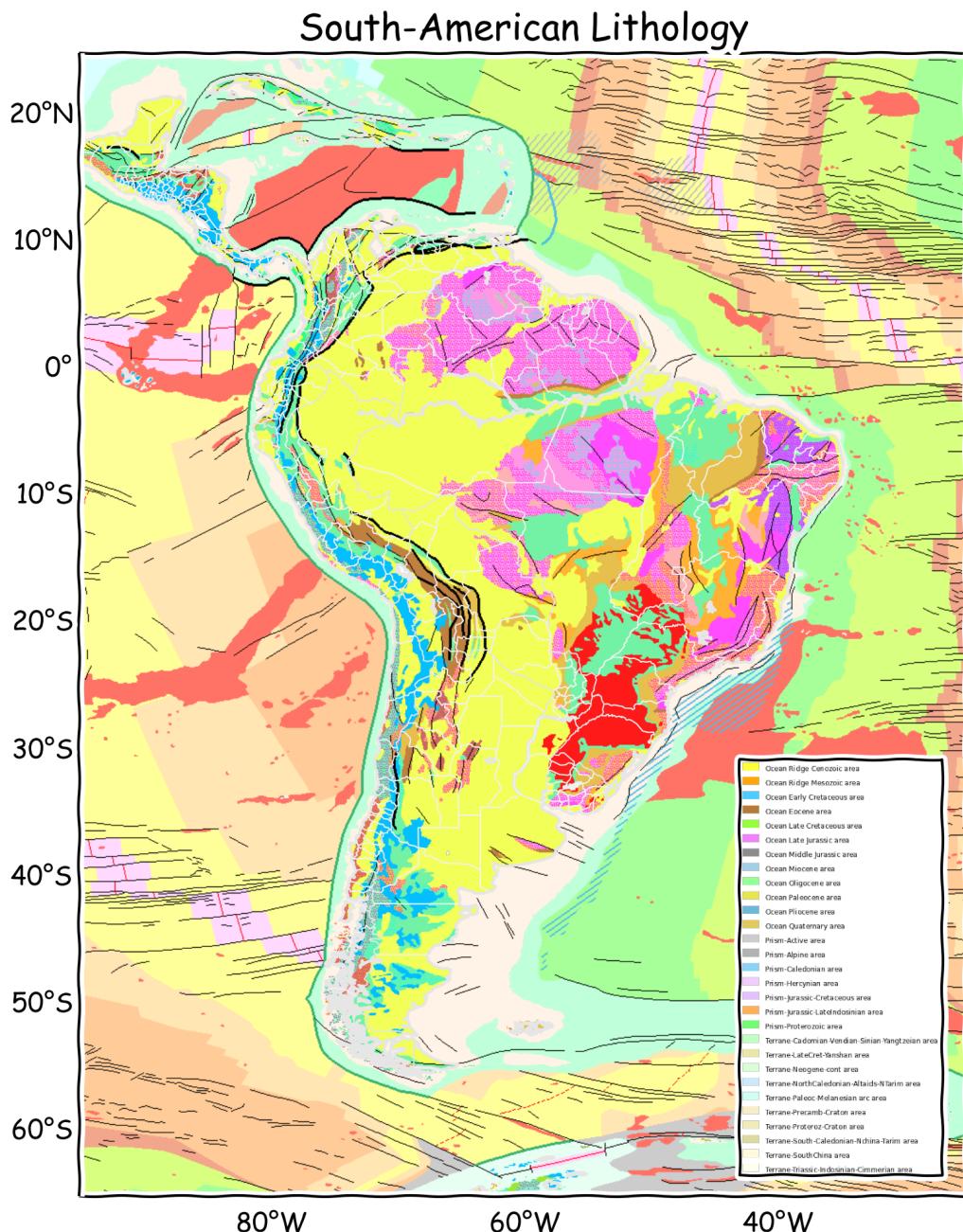


Figura 3.2: Mapa geológico da América do Sul. Fonte <http://onegeology.org>

As rochas do embasamento pré-cambriano se originaram a mais de 500Ma. Por serem mais

antigas são mais estáveis. A cobertura Fanerozóica é resultado da sedimentação ocorrida a menos de 250Ma. Formam as bacias sedimentares. A Cadeia Andina com 30Ma é resultado da subducção e embora exponha rochas pré-cambrianas em algumas partes é a parte mais ativa e interessante tectonicamente.

Sismicidade Sul Americana

A sismicidade Sul-Americana é marcada fortemente pela subducção à oeste e pela separação dos oceanos à leste. América Central, Caribe e a parte Antartica ao sul são placas menores e seus movimentos merecem estudo de maior detalhe.

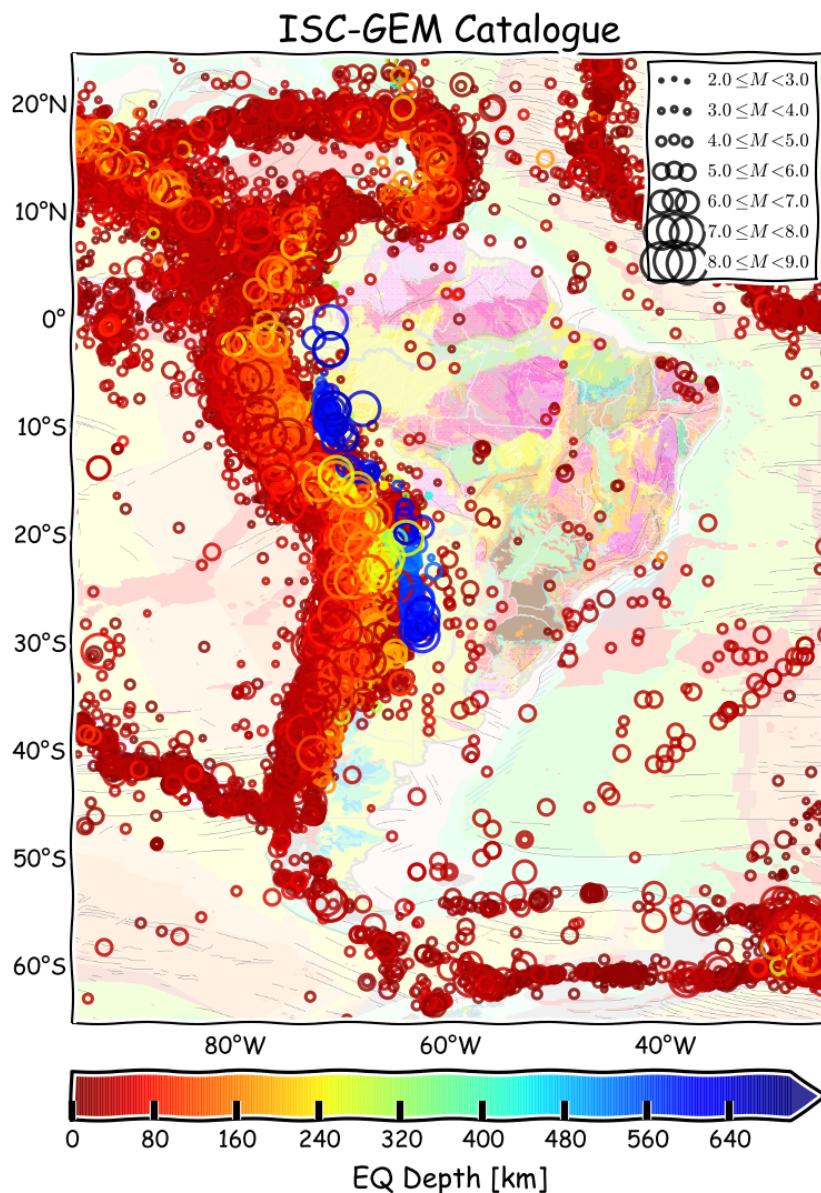


Figura 3.3: Sismicidade da América do Sul, Catálogo ISC-GEM. Geologia: CGMW via OneGeology. Sismos mais profundos foram registrados no interior da placa, inclusive sobre o Acre.

A figura 3.3 apresenta a sismicidade da América do Sul pelo catálogo ISC-GEM (seção 5.1.1). É possível notar claramente a subducção, ou seja, do mergulho, da placa de Nazca sob a placa Sul-Americana. Fica mais claro quando se observa que os sismos com profundidade

variando cerca de centenas de quilômetros e que vão se tornando mais profundos para interior da placa Sul-Americana.

Isso acontece porque parte da quantidade de rocha fria, oceânica e continental, está afundando sob o manto e lentamente se incorporando à ele. Mas ainda existem atrito, compressões e processos de ruptura nessas profundidades e que ocorrem majoritariamente na interface entre essas placas pelo acúmulo de tensão e deslocamentos mínimos durante milhares de anos e que são liberados instantaneamente na ruptura. Esse processo é também o responsável pelo soerguimento da cordilheira dos Andes e de boa parte do vulcanismo na região.

Sismos profundos, de 70 e 700km, geralmente provocam acelerações de baixa intensidade em seus epicentros devido à atenuação das ondas.

Também é latente a constatação da diferença de distribuição da sismicidade sul-americana nas bordas de placa e do resto do continente como um todo. A maior parte do Brasil é praticamente inativa, não desprezível, no histórico comparado.

3.2 Contexto Geológico e Tectônico Brasileiro

Tomando-se como referência 500Ma, destacam-se dois grandes grupos de rochas na figura 3.4 [Bazzi e CPRM \(2003\)](#) a seguir.

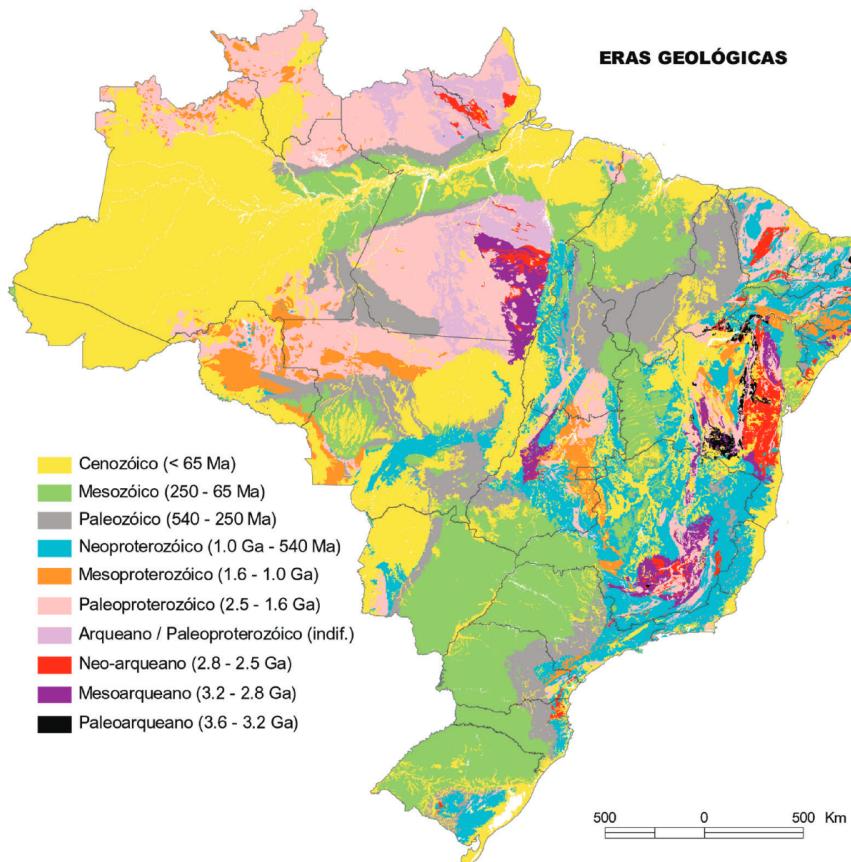


Figura 3.4: Mapa Geológico do Brasil em escala 1:1.000.000

O embasamento, mais antigo, exposto sob a Amazônia e em porções menores e mais recentes também expostos no sudeste e nordeste, cedem espaço à um segundo grupo de

rochas mais jovens, fruto da sedimentação e metamorfismos mais recentes (Bazzi e CPRM, 2003).

3.3 Sismicidade do Brasil

No Brasil não há terremotos. Não ao menos em quantidade proporcional a 10% dos sismos sul-americanos. Mesmo assim, ou por isso mesmo, a ocorrência de um sismo é ainda mais ameaçadora. Onde se espera, já se está preparado. Por outro lado onde nunca se espera é sempre uma surpresa.

É fato que o Brasil por estar numa área continental, mais no interior da placa (Talwani, 2014) e geologia com uma formação antiga e estável tem um número reduzido, não desprezível, de tremores. A figura 3.5 mostra o detalhe da sismicidade brasileira com a litologia ao fundo.

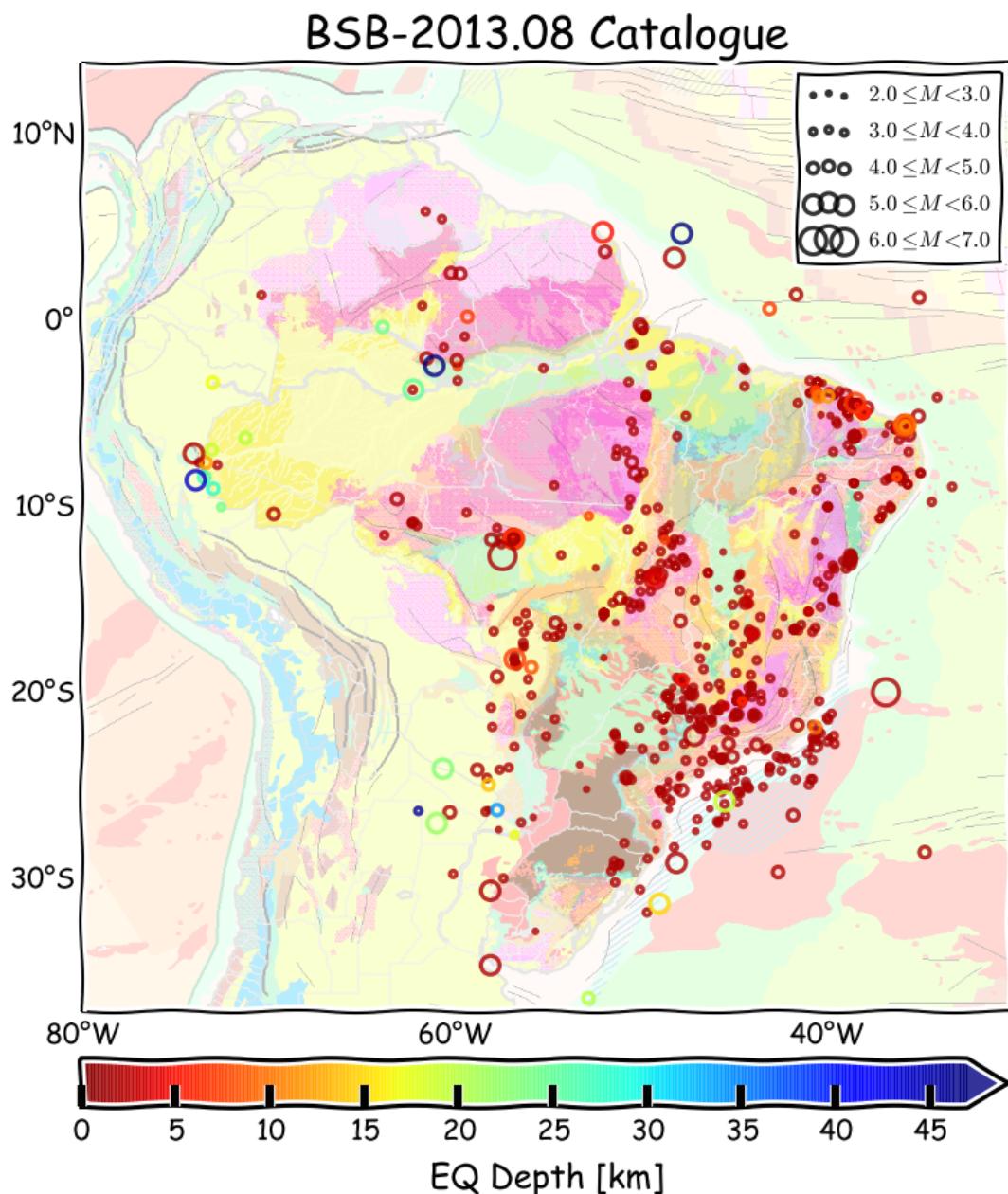


Figura 3.5: Sismicidade do Brasil. Catálogo BSB-2013.08 (seção 5.1.2).

É importante notar que já houve registro de sismos com magnitudes pouco acima de 6, e que sismos de magnitude acima de 4, rassos, em área urbana e em um continente estável, com baixa atenuação das amplitudes das ondas sísmicas, podem ser danosos.

3.3.1 Sul, Sudeste e Litoral Leste

A sismicidade do sudeste e seu litoral possui características diferentes. Enquanto no litoral, a principal sismicidade ocorre na área do talude continental (porção dos fundos marinhos com declive muito pronunciado que fica entre a plataforma continental e a margem continental e onde começam as planícies abissais), com destaque nessa sismicidade para um dos maiores sismos que se tem registro no Brasil (figura 3.6).

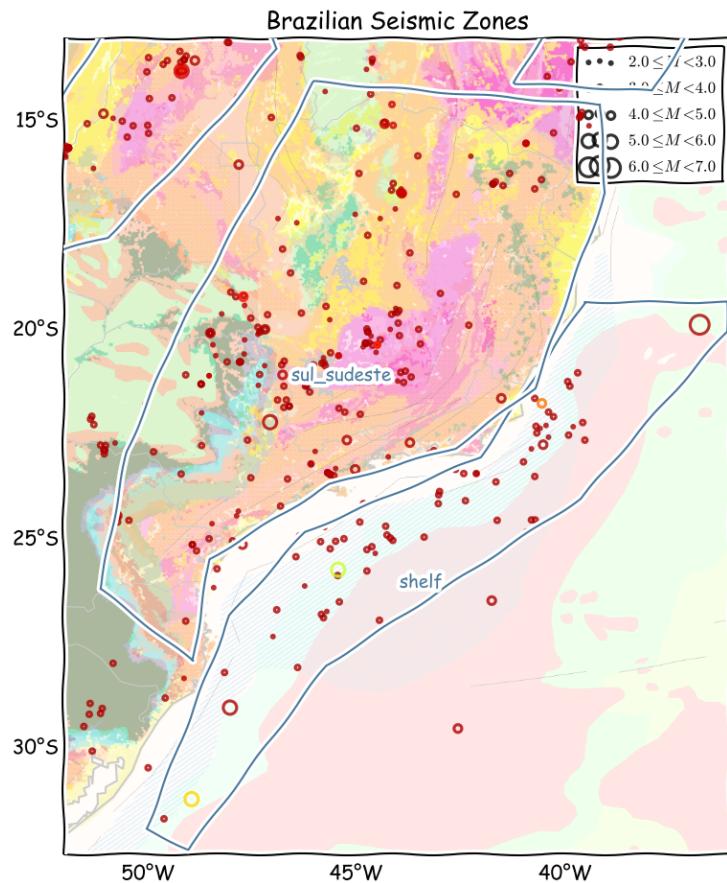


Figura 3.6: Zona sísmica do SE. *Dourado* (2014)

O continente é marcado por uma sismicidade difusa na área do cráton que se estende pelo norte de Minas Gerais até quase o sul da Bahia e outra parte a nordeste da bacia do Paraná. Há também uma pequena sismicidade acompanhando a costa. Para maiores referencias, veja Assumpção *et al.* (2004).

É nessa região o único registro no Brasil de vítimas fatais decorrentes de tremores de terra, em Itacarambi, MG.

3.3.2 Centro-Norte

É uma área com sismicidade peculiar. Na figura 3.7, de norte a sul, a sismicidade acompanha grosseiramente o contato entre o cráton e parte da bacia do Parnaíba. O mesmo

ocorre também no que seria a área central próxima à Chapada dos Veadeiros em uma outra formação cratônica.

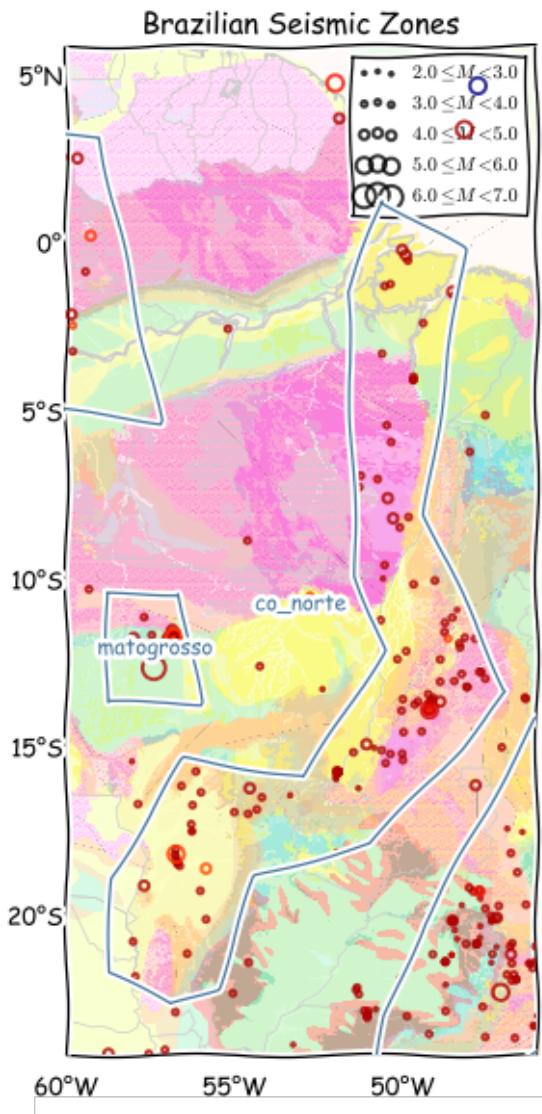


Figura 3.7: Zona sísmica do Centro-Norte. *Dourado (2014)*

A última porção, ao sul, a sismicidade ocorre na área sedimentar da bacia do Pantanal.

3.3.3 Mato-Grosso

A sismicidade do Mato-Grosso, mais precisamente de Porto-de-Gaúchos (3.8), é emblemática para o Brasil. Poderia ser considerada com características similares a Nova Madri, EUA.

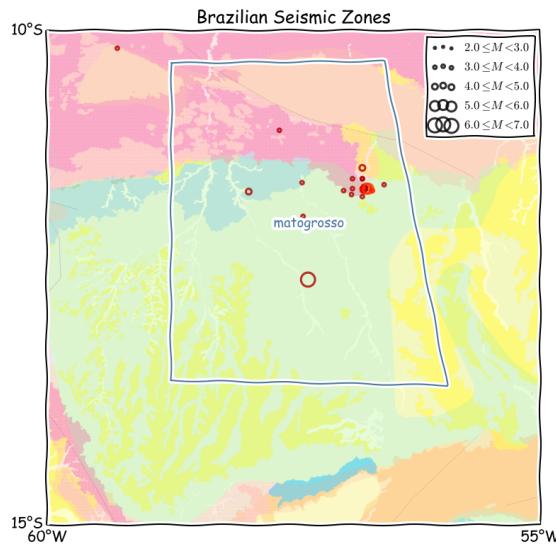


Figura 3.8: Zona sísmica do Centro-Norte. Dourado (2014)

A região sofreu um dos maiores sismos já registrados no Brasil, com magnitude pouco acima de 6. Não há registros de falhas geológicas neo-tectônicas e mais complexa de ser explicada (Barros *et al.*, 2009).

3.3.4 Extremo Oeste e Acre

No extremo oeste do Brasil, na região do Acre, a sismicidade tem uma característica distinta das outras. É possível reparar, na figura 3.9, primeiramente na quantidade de sismos, e em seguida perceber a influência dos sismos sul americanos, desde os mais profundos aos intermediários e relativamente rasos de 70km.

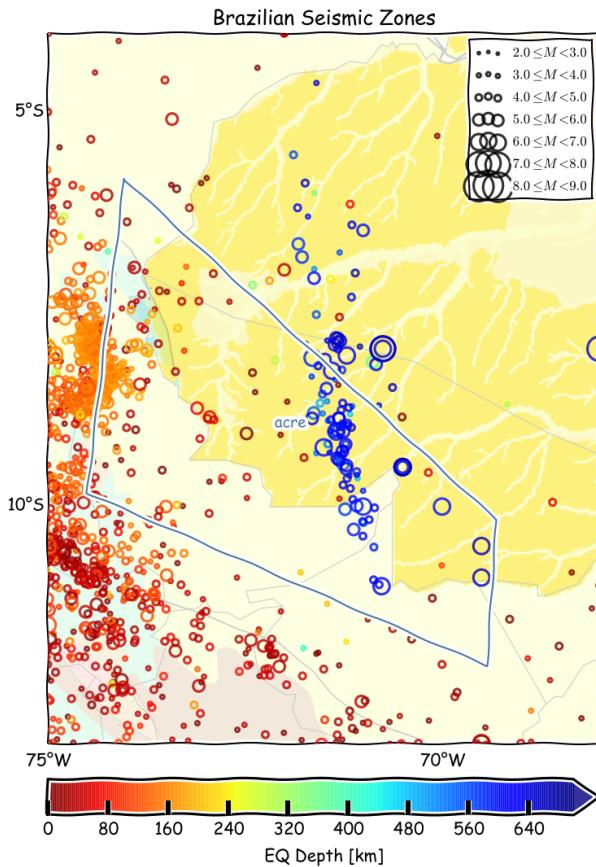


Figura 3.9: Zona sísmica do Acre. *Dourado (2014), Catálogo ISC-GEM*.

Note que a escala de profundidade da figura 3.9 é diferente das demais que seguem a mesma escala da figura 3.5.

3.3.5 Amazonas

É a região com menor quantidade de conhecimento e informação disponível. Ainda assim, na figura 3.10 é possível observar a ocorrência de sismos na direção norte-sul.

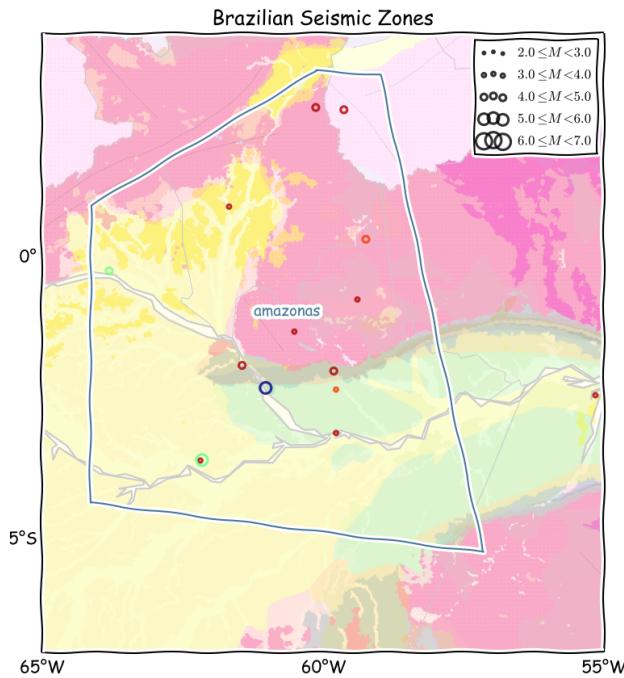


Figura 3.10: Zona sísmica de Manaus. *Dourado* (2014).

O registro de um sismo de magnitude 5 determinada por dados macrossísmicos, é o indício mais marcante na região.

3.3.6 Nordeste

A região nordeste brasileira é sismicamente a mais ativa (figura 3.11).

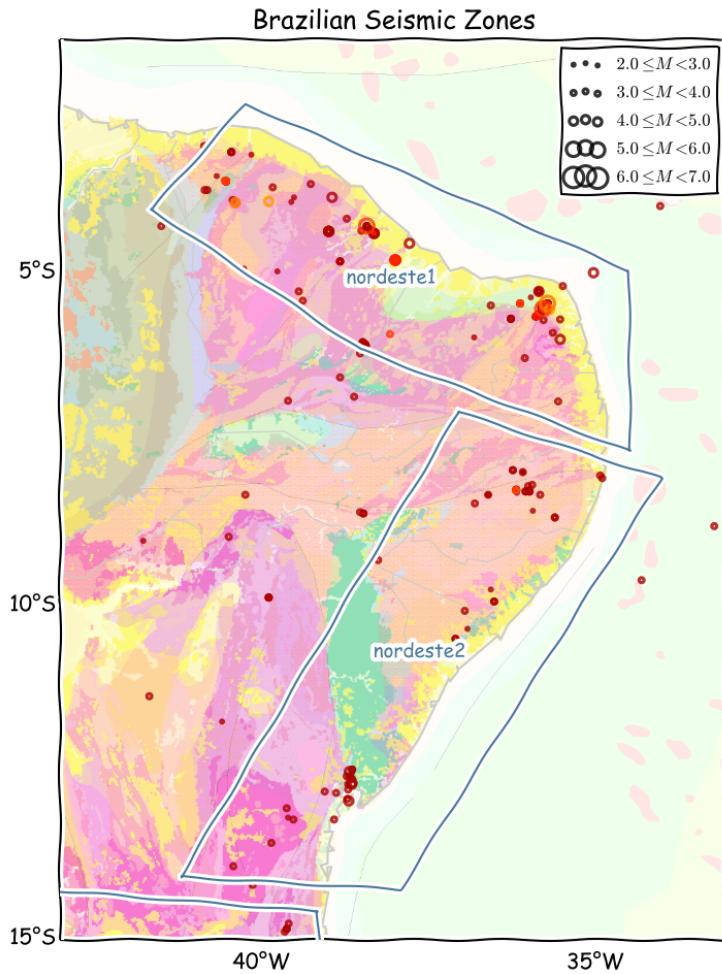


Figura 3.11: Zona sísmica do NE. Dourado (2014)

Destaca-se a sismicidade na região de João Câmara no Rio Grande do Norte, com um enxame sísmico em meados da década de 1980 (Bezerra, 1998; Takeya *et al.*, 1989). Além disso são bem conhecidas as atividades sísmicas na região de Sobral-CE, na região de Pernambuco e um pouco mais ao sul já na Bahia.

Capítulo 4

Contexto Teórico

4.1 Apresentação

Este capítulo apresenta a formalização das teorias aplicadas na fase de processamento.

Trata-se essencialmente das **técnicas de suavização** que, em geral, permitem extrair feições importantes do conjunto de dados.

Quando aplicadas à caracterização das **fontes sísmicas** em **PSHA** tornam possível gerar um conjunto regular de **fontes sísmicas pontuais** singularmente definidas pela suavização das **taxas de sismicidade** nas células de uma malha regular.

4.2 Técnicas de suavização

A ideia, no fundo, é estimar a distribuição espacial da taxa anual de sismicidade R ou sua **densidade**. O método mais simples conhecido para essa estimativa seria o histograma.

4.2.1 Histograma 2D: uma possível função de densidade de probabilidade para a taxa de sismicidade

Numa malha regular a taxa anual de sismicidade em cada célula seria calculada contando, à partir de um catálogo com tempo de observação conhecido,

$$\frac{\text{o número observado de sismos na célula}}{\text{área/volume da célula} \times \text{número total de sismos observados}} / \text{tempo de observação em anos.} \quad (4.2.1)$$

Isso seria equivalente a preparar um histograma normalizado dos tremores em duas (ou três, considerando a profundidade) dimensões.

O que se busca, em geral, por essas técnicas é suavizar justamente essas contagens ou esse histograma normalizado que representa uma estimativa da função de densidade de probabilidade da taxa de ocorrência espacial de tremores.

4.2.2 Regressão e Suavizadores

Para os n pares (célula, taxa de sismicidade) $(x_1, R_1), (x_2, R_2), \dots, (x_n, R_n)$ obtidos pela contagem anterior, considere um modelo para a taxa de sismicidade R em uma determinada célula x_i a partir dessa amostra dado por

$$R(x_i) = \lambda(x_i) + \epsilon(x_i), \quad i = 1, \dots, n \quad (4.2.2)$$

onde os ϵ_i são v.a. não-correlacionadas que representam os erros tais que $E(\epsilon_i|X = x_i) = 0$ e a $Var(\epsilon_i|X = x_i) = \sigma^2(x_i)$. A função $\lambda(x_i) = E(R_i|X = x_i)$ é uma função de regressão.

É possível definir um estimador ou suavizador linear $\hat{\lambda}$ para λ , se para todo $x \in \mathbb{R}$ existe uma sequência de pesos $w_1(x), w_2(x), \dots, w_n(x)$ tais que $\sum_{i=1}^n w_i(x) = 1$, como sendo

$$\hat{\lambda}(x) = \sum_{i=1}^n w_i(x) R_i. \quad (4.2.3)$$

A questão passa a ser então como encontrar essa sequência de pesos w_i .

4.2.3 Função de Núcleo e Estimadores de Nadaraya-Watson

Uma função de núcleo K (*Kernel*) é qualquer função par, contínua e limitada que satisfaz as seguintes propriedades:

$$(i) \int |K(\mathbf{r})| d\mathbf{r} < \infty \quad (ii) \lim_{|\mathbf{r}| \rightarrow \infty} |K(\mathbf{r})| = 0 \quad (iii) \int K(\mathbf{r}) d\mathbf{r} = 1.$$

Uma das possíveis maneiras de se encontrar os pesos w_i é o Estimador de Nadaraya-Watson (Nadaraya, 1965).

Seja $h \in \mathbb{R}, h > 0$ e K uma função de núcleo. Nadaraya e Watson propõem, para a estimativa (4.2.3), os pesos

$$w_i(x) = \frac{K\left(\frac{x-x_i}{h}\right)}{\sum_{j=1}^n K\left(\frac{x-x_j}{h}\right)}, \quad (4.2.4)$$

onde h é conhecida como largura de banda ou *bandwidth*.

4.2.4 Formas das funções de núcleo

Dentre as possíveis expressões para as funções de núcleo é relevante destacar duas (Kagan e Jackson, 2000).

A equação (4.2.5) apresenta a expressão da função de núcleo gaussiana:

$$K_{gs}(\mathbf{r}|h) = \eta_1(h) e^{-\frac{\|\mathbf{r}\|^2}{2h^2}}, \quad (4.2.5)$$

onde h é a largura de banda definida para a função de núcleo e $\eta_1(h)$ um fator de normalização para que sua integral seja igual à unidade.

Outra forma possível para a função de núcleo é uma Lei de Potência (*power-law*), que decai com o inverso do cubo da distância, como na equação (4.2.6) a seguir:

$$K_{pl}(\mathbf{r}|h) = \frac{\eta_2(h)}{(\|\mathbf{r}\|^2 + h^2)^{\frac{3}{2}}}, \quad (4.2.6)$$

onde h é a largura de banda definida para a função de núcleo e $\eta_2(h)$ um fator de normalização para que sua integral também seja igual à unidade.

Quaisquer dessas duas funções podem ser usadas como função de núcleo para os estimadores de Nadaraya-Watson apresentados anteriormente.

4.2.5 Contribuição de uma função de núcleo bidimensional

É importante notar que há uma outra abordagem possível para a estimativa da taxa de sismicidade.

Se, em vez de suavizar o histograma do catálogo sísmico numa malha regular, a proposta for avaliar a contribuição em probabilidade pela **densidade** de cada tremor em uma determinada célula da malha, é possível considerar uma função de núcleo como a **densidade** da ocorrência de cada tremor, e, essa contribuição numa célula j , devido ao tremor i em \mathbf{r}_i , dada pela integral da função de núcleo na área/volume da célula (Zechar e Jordan, 2010):

$$R_j(\mathbf{r}_i|h) = \int_{\text{cell } j} K(\mathbf{r} - \mathbf{r}_i | h) d\mathbf{r}, \quad (4.2.7)$$

onde h é a largura de banda da suavização.

Em todos os casos apresentados, é fácil notar que, a determinação da largura de banda influencia diretamente a estimativa da taxa de sismicidade. Os métodos estudados variam essencialmente na forma com que a escolha da largura de banda é concebida e proposta.

4.3 Frankel, 1995

A proposta de Arthur **Frankel** (1995) foi usar uma largura de banda fixa, nomeada distância de correlação d_F , e aplicar o estimador de Nadaraya-Watson (4.2.3) para suavizar o histograma 2D da sismicidade utilizando uma função de núcleo gaussiana:

$$\tilde{n}_j = \frac{\sum_i n_i e^{-\left(\frac{d_{ij}}{d_F}\right)^2}}{\sum_i e^{-\left(\frac{d_{ij}}{d_F}\right)^2}}, \quad (4.3.1)$$

onde \tilde{n}_j é a taxa de sismicidade (número de sismos com magnitude m maior que a mínima magnitude M_d do catálogo) suavizada na célula j , n_i é o número de sismos em cada outra célula i e d_{ij} é distância entre a célula i e a célula j na malha.

Zechar e Jordan (2010) propuseram uma variação da abordagem de Frankel avaliando a contribuição de cada tremor i na célula j em vez de suavizar o histograma 2D, mas para isso é preciso avaliar essa contribuição como na equação (4.2.7).

4.4 Woo, 1996

Já Gordon **Woo** (1996) propôs avaliar a contribuição de uma função de núcleo de cada sismo i ocorrido em \mathbf{r}_i na célula centrada em \mathbf{r} que dependa também de sua magnitude m :

$$R(\mathbf{r}, m) = \sum_{i=1}^N \frac{K(\mathbf{r} - \mathbf{r}_i, m)}{T(\mathbf{r}_i)}, \quad (4.4.1)$$

onde N é o número de tremores i no catálogo e $T(\mathbf{r}_i)$ é o período em que todo sismo de magnitude acima de m é completamente observado em \mathbf{r}_i .

A função de núcleo utilizada por Woo foi a proposta por Kagan e Knopoff (1980) para um domínio espacial infinito:

$$K_{KJ}(\mathbf{r}, m | a_W) = \frac{a_W - 1}{\pi h(m)^2} \left(1 + \frac{\mathbf{r}^2}{h(m)^2}\right)^{-a_W}, \quad (4.4.2)$$

onde a_W é, segundo Vere-Jones (1992), parâmetro de decaimento tipicamente entre 1.5 e 2

que gera um decaimento de 3^a a 4^a ordem na densidade de probabilidade com a distância epicentral.

Uma variante limitada para a função de núcleo foi proposta por Vere-Jones (1992):

$$K_{VJ}(\mathbf{r}, m | D_W) = \begin{cases} \frac{D_W}{2\pi h(m)} \left(\frac{h(m)}{\mathbf{r}} \right)^{2-D_W} & \mathbf{r} \leq h(m) \\ 0 & \mathbf{r} > h(m) \end{cases}, \quad (4.4.3)$$

onde D_W é dimensão fractal dos epicentros $D_W = 2 - a_W$.

Para a largura de banda $h(m)$, nos dois casos, Gordon Woo propôs utilizar a relação

$$h(m | a_0, a_1) = a_0 e^{a_1 m}, \quad (4.4.4)$$

em que a_0 e a_1 são determinados pela regressão entre a distância média h de cada tremor ao vizinho mais próximo em cada faixa de magnitude $m \pm dm$. É uma largura de banda dependente da magnitude.

4.5 Helmstetter, 2012

O trabalho de Agnès Helmstetter e Maximilian Werner (Helmstetter e Werner, 2012) é focado principalmente em projeção de longo-prazo para ocorrência de tremores/rupturas. O principal pressuposto dessa técnica (seção 2.6) é que nesse período a taxa de sismicidade se mantenha invariante, que também é o pressuposto da PSHA.

4.5.1 Taxa de sismicidade

Para eles a taxa de sismicidade em uma localização \mathbf{r} e em um instante t em função dos tempos T_i e localizações \mathbf{r}_i dos tremores i em um catálogo poderia ser expresso por

$$R(\mathbf{r}, t) = \sum_{i=1}^N \frac{1}{h_i d_i^2} K_t \left(\frac{t - t_i}{h_i} \right) K_r \left(\frac{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_i\|}{d_i} \right), \quad (4.5.1)$$

onde $R(\mathbf{r}, t)$ é taxa de sismicidade na localização \mathbf{r} e no instante t , K_t é a função de núcleo semi-gaussiana na dimensão do tempo, onde t_i é a localização temporal do tremor i e h_i é a largura de banda temporal para o tremor i , K_r é a função de núcleo na dimensão do espaço, onde \mathbf{r}_i é a localização espacial do tremor i e d_i é a largura de banda espacial para o tremor i .

Como seu interesse é em projeção, restringiram os tempos do catálogo aos $t_i < t$ e ponderaram segundo um peso w da seguinte maneira:

$$R(\mathbf{r}, t) = R_{min} + \sum_{t_i < t} \frac{2 w(\mathbf{r}_i, t_i)}{h_i d_i^2} K_t \left(\frac{t - t_i}{h_i} \right) K_r \left(\frac{\|\mathbf{r} - \mathbf{r}_i\|}{d_i} \right), \quad (4.5.2)$$

onde R_{min} é a mínima taxa de sismicidade, positiva, permitindo que ocorram eventos-surpresa onde não se tem registro de sismicidade.

Os pesos $w(\mathbf{r}_i, t_i)$, calculados em cada tremor i , propostos por Helmstetter são a transformação de Gutemberg-Richter. Consideraram uma contribuição maior para a taxa de sismicidade daqueles sismos que ocorreram onde e quando a magnitude de completude M_c era maior que a mínima magnitude M_d do catálogo em locais onde a magnitude de completude e

o *valor-b* variam. Note que o modelo de pesos acomoda bem variações espaciais e temporais tanto da magnitude de completude como do *valor-b*. A expressão é a seguinte:

$$w(\mathbf{r}, t) = 10^{\frac{b(\mathbf{r}, t)[M_c(\mathbf{r}, t) - M_d]}{k^{simo}}}, \quad (4.5.3)$$

onde w é o peso na localização \mathbf{r} e no instante t , $b(\mathbf{r}, t)$ é o valor-b (corresponde à proporção de sismos pequenos e grandes, geralmente em torno de 1), $M_c(\mathbf{r}, t)$ é a magnitude de completude na localização \mathbf{r} e no instante t , M_d é a valor mínimo de magnitude no catálogo.

4.5.2 Método acoplado dos vizinhos mais próximos

Em sismologia, as funções de núcleo no espaço e no tempo são usualmente estimadas pela distância entre cada tremor e seu k^{simo} vizinho mais próximo.

A definição de cada h_i e d_i é feita por otimização, pelo método acoplado do k^{simo} vizinho mais próximo proposto por Choi e Hall (1999) com uma modificação para a função de núcleo temporal assimétrica.

Para cada tremor i , as larguras de banda h_i e d_i são escolhidas para minimizar a soma $h_i + a_{cnn} d_i$ sob a condição de que hajam ao menos k_{cnn} eventos a uma distância espacial menor que d_i e, simultaneamente, estejam no intervalo de tempo $[t_i - h_i, t_i]$. O parâmetro k_{cnn} controla a suavização geral do modelo, e a_{cnn} controla a importância relativa entre o tempo e o espaço. Valores altos de a_{cnn} apresentam alta resolução espacial e, ao mesmo tempo, são mais suaves no domínio do tempo. Em outras palavras:

$$h_i, d_i = \arg \min_{\substack{h_i \geq h_k \\ d_i \geq d_k}} [s(h_i, d_i | k_{cnn}, a_{cnn}) := h_i + a_{cnn} d_i], \quad (4.5.4)$$

onde k_{cnn} é o k^{simo} vizinho mais próximo, a_{cnn} é o acoplamento espaço-temporal, d_k é o $\max \{d_j\}, j = 1, \dots, k_{cnn}$ e h_k é o $\max \{h_j\}, j = 1, \dots, k_{cnn}$.

As larguras de bandas são escolhidas localmente, podendo ser menor, aumentando a resolução onde há maior densidade de informação, ou crescer onde há escassez de informação e menor resolução.

4.5.3 Taxa de sismicidade estacionária

Mesmo havendo modelado a dependência com o tempo para distribuição da taxa de sismicidade, a taxa estacionária \bar{R} que se preserva no longo-prazo em uma determinada localização \mathbf{r}_0 é a que mais interessa à PSHA e, segundo o método proposto por Helmstetter e Werner (2012), será definida pelo valor da mediana da taxa fornecida pelo modelo no período considerado:

$$\bar{R}(\mathbf{r}_0) = \text{Mediana}[R(\mathbf{r}_0, t)]. \quad (4.5.5)$$

O fato de se tomar a mediana faz com que variações na taxa de sismicidade devido a pré e pós-eventos não interfiram significativamente no valor da taxa estacionária. A decorrência mais importante desse fato é que o método dispensa a remoção de agrupamentos (seção 5.3.3) do catálogo, um método paramétrico e quase sempre controverso.

4.5.4 Verossimilhança

Para otimizar os parâmetros do modelo de Helmstetter, é preciso dividir o catálogo de sismos. Uma parte serve para o aprendizado do modelo e a outra para avaliação.

Se a ocorrência de tremores pode ser modelada por um processo de Poisson com taxa N_p , então a probabilidade de se observar exatamente n eventos no período de tempo considerado é dada por

$$p(N_p, n) = \frac{N_p^n e^{-N_p}}{n!}. \quad (4.5.6)$$

E o logarítmico, a ser maximizado, da verossimilhança entre o que o modelo predisse e o que foi observado pode ser escrito como

$$L = \sum_{i_x=1}^{N_x} \sum_{i_y=1}^{N_y} \log p [N_p(i_x, i_y), n(i_x, i_y)] \quad (4.5.7)$$

onde $N_p(i_x, i_y)$ é taxa de sismicidade prevista pelo modelo para a célula (i_x, i_y) , $n(i_x, i_y)$ é número de eventos observados na célula (i_x, i_y) .

Os parâmetros R_{min} , a_{cnn} e k_{cnn} do modelo são otimizados pela maximização da verossimilhança L .

4.5.5 Ganho

Uma distribuição de Poisson espacialmente uniforme para a sismicidade com taxa N_u teria sua verossimilhança L_u expressa por

$$L_u = -N_t + \sum_{i_x=1}^{N_x} \sum_{i_y=1}^{N_y} n(i_x, i_y) \log N_u - \log [n(i_x, i_y)!] \quad (4.5.8)$$

onde $N_u = N_t/N_c$ com N_t o número de sismos no catálogo-alvo e N_c o número de células,

O ganho de probabilidade G por tremor predito no catálogo-alvo (de teste) sobre o que seria predito por uma distribuição espacialmente uniforme foi definido por Kagan e Knopoff (1977) como

$$G = e^{\frac{L-L_u}{N_t}}. \quad (4.5.9)$$

Quando se compara dois modelos frente o mesmo catálogo-alvo, com a mesma quantidade de tremores N_t , a equação (4.5.9) pode ser simplificada, pois

$$\begin{aligned} L - L_u &= \sum_{i_x=1}^{N_x} \sum_{i_y=1}^{N_y} n(i_x, i_y) \log \left[\frac{N_p(i_x, i_y)}{N_u} \right] \\ &= \sum_{i=1}^{N_t} \log \left[\frac{N_p(i)}{N_u} \right] \end{aligned} \quad (4.5.10)$$

e o ganho G do modelo passa a ser o mesmo que média geométrica da taxa prevista pelo modelo sobre a taxa uniforme em todas as células:

$$\begin{aligned} G &= e^{\sum_{i=1}^{N_t} \frac{\log[N_p(i)/N_u]}{N_t}} \\ &= \langle N_p(i)/N_u \rangle_{geom} \end{aligned} \quad (4.5.11)$$

onde $\langle \cdot \rangle_{geom}$ significa média geométrica.

4.5.6 Testes

Helmstetter e Werner (2012) usam os testes propostos por Schorlemmer *et al.* (2007) e Rhoades *et al.* (2011) para comparar diferentes modelos.

O teste-T avalia quando o ganho de informação de um modelo é significativamente diferente de um outro.

Para isso as taxas preditas pelos modelos são re-normalizadas para que o valor da taxa de sismicidade prevista pelos modelos seja igual à taxa observada.

Sendo $N_A(i)$ a taxa de sismicidade em i predita pelo modelo A e $N_B(i)$ a taxa de sismicidade em i predita pelo modelo B , o ganho de informação I_{inf} por tremor se reduz à

$$I_{inf}(A, B) = \frac{1}{N_t} \sum_{i=1}^{N_t} \log \left[\frac{N_A(i)}{N_B(i)} \right]. \quad (4.5.12)$$

O ganho de informação I_{inf} se relaciona com o ganho dos modelos (eq. (4.5.9)) por

$$I_{inf} = \log \left(\frac{G_A}{G_B} \right). \quad (4.5.13)$$

A variância da amostra de Rhoades apresentada por Helmstetter é

$$\sigma^2 = \frac{1}{N_t - 1} \left(\sum_{i=1}^{N_t} x_i^2 \right) - \frac{1}{N_t^2 - N_t} \left(\sum_{i=1}^{N_t} x_i \right)^2, \quad (4.5.14)$$

onde $x_i = \log [N_A(i)/N_B(i)]$.

Seja o valor T_s também definido por Rhoades e apresentado por Helmstetter

$$T_s = \frac{I_{inf} \sqrt{N_t}}{\sigma}. \quad (4.5.15)$$

Se x_i é independente e tem distribuição normal, então T_s deve ter distribuição de Student com $N_t - 1$ graus de liberdade. Para grandes valores de N_t a distribuição converge rapidamente para a normal.

O valor do ganho de informação é considerado significante se $T_s > 2$ no intervalo de 95% de confiança.

O teste de Wilcoxon é usado no caso de que x_i não tenha distribuição normal mas permanece simétrica e independente (Rhoades *et al.*, 2011). Esse teste avalia o quanto a mediana de x_i difere significativamente de zero. Isso é o mesmo que avaliar o quanto a taxa prevista por um modelo é significativamente diferente da prevista por outro modelo.

A probabilidade p_W de se observar um valor maior que a mediana de x_i é retornada pelo teste. Valores de $p_W < 0.05$ indicam que a mediana de x_i é significativamente diferente de 0.

Capítulo 5

Processamento

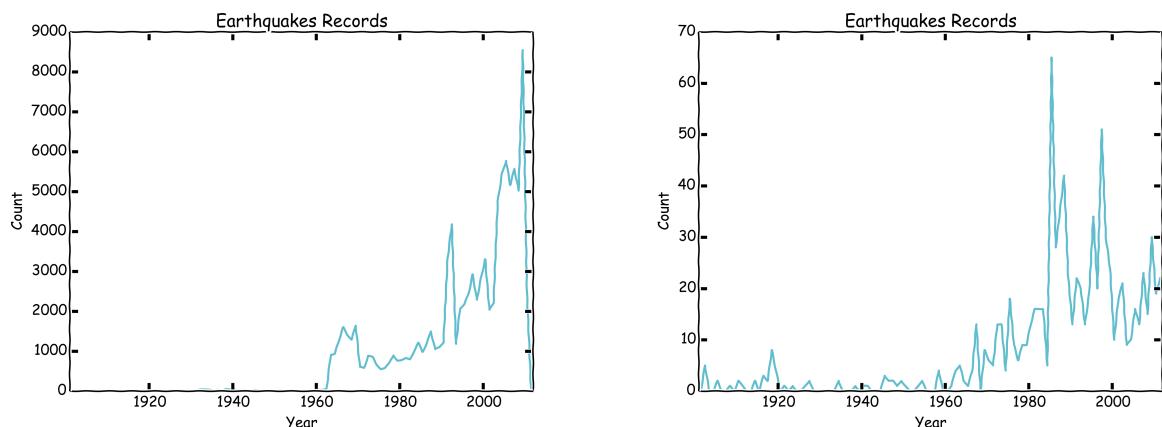
Esse capítulo apresenta como as teorias do capítulo anterior foram utilizadas para obtenção dos resultados que serão discutidos no próximo capítulo.

5.1 Conjunto de Dados

Os dados utilizados foram os dados do catálogo ISC-GEM (Storchak *et al.*, 2013) para a América do Sul e os dados do Boletim Sísmico Brasileiro versão 2013.08 (IAG-USP, 2013) para o Brasil.

O dados são texto e formatados em arquivos de Valores Separados por Vírgulas (CSV).

A figura 5.1 ilustra o número de registros de tremores por ano nos dois catálogos.



(a) Número de tremores registrados por ano, ISC-GEM (b) Número de tremores registrados por ano, BSB-2013.08

Figura 5.1: Número de tremores registrados por ano após 1900

Em ambos é possível notar um incremento do número de registros de sismos com o passar dos anos, além de algumas variações bem destacadas em períodos reduzidos de poucos anos.

5.1.1 Catálogo ISC-GEM

O Catálogo ISC-GEM para a América do Sul versão 1.04 possui licença CC-BY-SA e é fruto da redeterminação de parâmetros dos terremotos com os dados disponíveis no ISC-GEM e de um detalhado estudo para que ao menos um valor de magnitude estivesse disponível com incertezas.

Possui pouco mais de 110 000 registros.

5.1.2 Boletim Sísmico Brasileiro

O Boletim Sísmico Brasileiro (IAG-USP, 2013), versão 2013.08 possui licença CC-BY e é fruto do esforço de compilação de dados e determinação de epicentros e magnitudes que contou com a colaboração de várias instituições como o Observatório Sismológico (ObSis) da Universidade de Brasília (UnB), o Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), a Universidade Estadual Paulista (UNESP), a Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) liderados pelo Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP).

Possui algo em torno de 900 registros.

5.2 Ferramentas

As ferramentas utilizadas para as análises e cálculos apresentados nesse texto foram de código aberto. Utilizou-se o Latex para a edição do texto, o software de processamento de dados geoespacial QGIS, o console do Linux BASH, a IDE Eclipse, o git/GitHub para o controle de versão,

O iPython como console interativo, a Matplotlib e Basemap para o gráficos, a SciPy para um conjunto de funções científicas e estatísticas, a shapely e gdal para lidar com objetos com atributos geométricos.

5.2.1 Linguagens de Programação para o Cálculo da Taxa de Sismicidade

A principal linguagem de programação utilizada foi Python.

Os códigos-fonte dos modelos de Woo e de Helmstetter foram providos pelos autores e estão em Fortran. O método de Frankel estava disponível em Python.

5.2.2 Programas de Computador para Cálculo de Ameaça Sísmica

O programa mais comumente utilizado para análise de ameaça sísmica é o CRISIS (M. Ordaz, 2007) nas suas mais diversas versões. Como nesse trabalho a opção foi por código aberto, poderia ter se optado pelo Open Source Seismic Hazard Analysis (openSHA)¹ que é escrito em Java. A intenção no entanto foi provar o conjunto de tecnologias mantido pela fundação GEM para o cálculo de ameaça e risco sísmico que é o Openquake (OQ) (Pagani *et al.*, 2014).

O código do OQ está abertamente disponível para consulta e clonagem no GitHub² e seu ecossistema é ilustrado na figura a seguir:

O destaque em vermelho na figura 5.2 fica para o Motor de Cálculo do OQ (oq-engine) que executa as simulações de cada tronco da árvore-lógica e as usa para calcular o cenário de risco e armazenar o resultado. Faz isso distribuindo o processamento em tarefas e permitindo escalar o cálculo.

¹<http://www.opensha.org>

²<https://github.com/GEM>

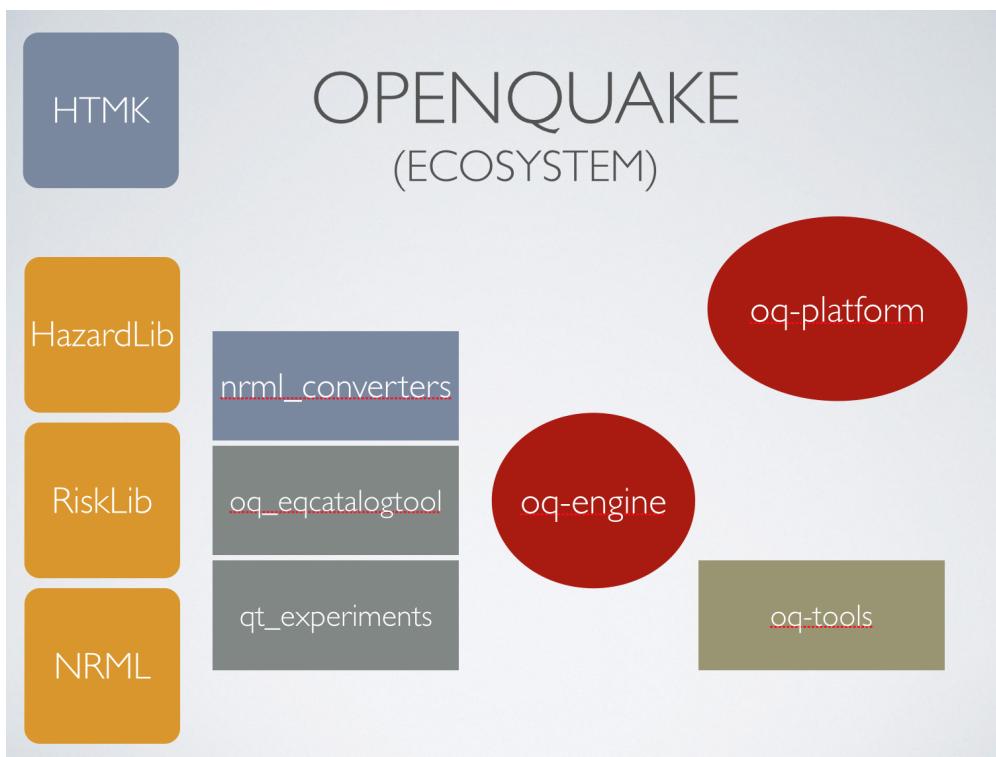


Figura 5.2: Ecossistema de módulos, bibliotecas e utilitários do OpenQuake

A Plataforma *web* de Interação com o OQ (oq-platform) permite interagir com os dados armazenados e gerenciados na nuvem, como catálogos, falhas, dados de esforços, fontes sísmogênicas e suas geometrias usados em cálculos de ameaça/risco. Permite também interagir com o resultado do cálculo, visualizando mapas de ameaça e curvas de intensidade.

5.2.3 Bibliotecas de Funções

Em amarelo na figura 5.2 está a Biblioteca de Ameaça (HazardLib) que contém toda lógica e ciência para o cálculo de ameaça, como os tipos de fontes sísmogênicas, as MFD, as GMPEs, etc.

Está também a Biblioteca de Risco (RiskLib) que contém os modelos de vulnerabilidade e exposição para a análise de risco.

E por último, a Natural-hazard and Risk Markup Language (NRML) que é a sintaxe da linguagem de representação das árvores-lógicas, fontes sísmicas e resultados, como mapas de risco, espectro de alguma medida de intensidade, etc.

5.2.4 Implementações e Novos Códigos

Incluído no suporte da fundação GEM está a manutenção de um Comitê Científico que desenvolve ferramentas auxiliares adicionais como conversores, ferramentas para trabalho com o catálogo, ferramentas gráficas, entre outras para interação com o OQ como pode ser visto na figura 5.2 em azul, cinza e bege.

Uma dessas ferramentas em especial é o Hazard Modeller's Toolkit (HMTK) (Weatherill , 2014; Weatherill *et al.*, 2012) que facilita todo o processo de modelagem da PSHA como a remoção de agrupamentos, a caracterização de zonas sísmicas, a visualização da evolução da taxa de sismicidade, a análise da magnitude de completude e estimativa do *valor-b*.

O HMTK já trazia um módulo para trabalhar com a sismicidade que usava as técnicas de suavização implementando o método de Frankel (1995). E é na HMTK que se pretende contribuir com a implementação dos métodos de Woo (1996) e de Helmstetter e Werner (2012).

5.3 Pré-Processamento

Para aplicar as técnicas de suavização no conjunto de dados é necessário alguns primeiros procedimentos.

5.3.1 Controle de Qualidade

A primeira coisa a fazer no conjunto de dados é uma checagem geral.

Nessa hora é preciso observar se não há pontos com coordenadas erradas, invertidas, faltando valores de dias ou horas.

É recomendado também fazer uma varredura em busca de vieses no catálogo (van Stiphout *et al.*, 2010). Isso é feito com, por exemplo, um histograma do dia da semana da ocorrência dos tremores em busca de algum descíscimo em fins de semana que seriam um provável indicativo de contaminação do catálogo por atividade humana, por exemplo explosões em pedreiras. Também é possível fazer um histograma para observar a distribuição do horário de ocorrência durante o dia, ou mesmo da profundidade para estimar a resolução do catálogo nesse quesito. A figura 5.3 apresenta alguns dos histogramas sugeridos para a análise exploratória dos dados dos catálogos.

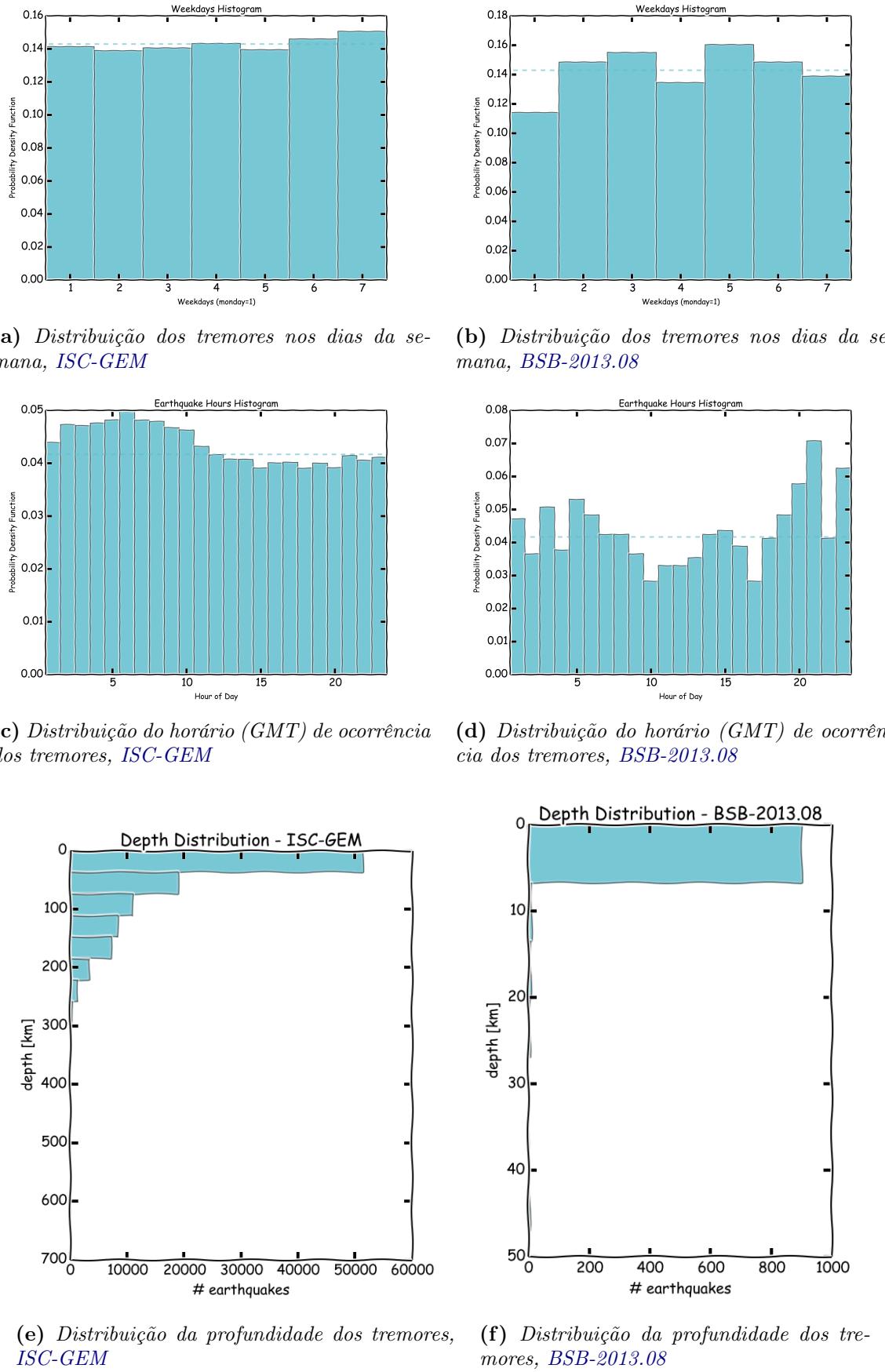


Figura 5.3: Checagem de qualidade.

Nas figuras 5.3a e 5.3b não se observam grandes vieses aparentes em relação aos dias da

semana, nem aos horários de ocorrência durante o dia (figuras 5.3a e 5.3b) nos dois catálogos.

No que diz respeito à distribuição de profundidade, o catálogo do ISC tem as profundidades mais distribuidas, mesmo com grande maioria sendo eventos rasos também se observa um número razoável de sismos a mais de 600km de profundidade. O BSB por sua vez é composto praticamente todo de sismos rasos, com menos de 10km de profundidade, ou na prática, com profundidade desconhecida.

5.3.2 Conversão de Magnitudes

Para que a magnitude dos tremores possam ser analizadas em termos do momento sísmico e do tamanho da ruptura que geram é preciso que os sismos do catálogo apresentem pelo menos um valor M_W para a magnitude.

No catálogo do ISC-GEM isso é assunto resolvido pois as magnitudes M_W já foram computadas (Storchak *et al.*, 2013), mas no caso do Boletim Sísmico Brasileiro (BSB) a maior parte das magnitudes são regionais m_R que se assemelham às magnitudes m_b ou magnitudes estimadas a partir de dados macrossísmicos. Nos dois casos é preciso avaliar funções que relacionem os vários valores de magnitude e M_W .

Para o catálogo BSB as relações conhecidas³ para serem usadas são as de equivalência entre m_R e m_b :

$$m_R \equiv m_b, \quad (5.3.1)$$

as de conversão de m_b em M_W

$$M_W(m_b) = 1.12m_b - 0.76, \quad (5.3.2)$$

as de conversão entre A_f e M_W

$$M_W(A_f) = 0.6 + 0.8 \log A_f, \quad (5.3.3)$$

onde A_f é área afetada medida em km^2 ; e por fim as estimativas de m_b a partir da intensidade máxima (I_0) presentes no catálogo.

NOTA: Essa etapa de pré-processamento, por simplicidade, não foi feita no escopo desse trabalho mas é aqui apresentada como referência para trabalhos futuros.

5.3.3 Remoção de agrupamentos

A maior parte dos modelos de sismicidade estudados assumem que a ocorrência de tremores segue um processo de Poisson.

Mas sabe-se que os predecessores e sucessores de tremores principais não são independentes. O aumento do número de sismos pouco antes e pouco depois de um grande tremor contamina o catálogo com mais sismos do que seriam realmente esperados se os tremores fossem realmente independentes. Por exemplo, logo após um sismo de magnitude 8, geralmente ocorrem durante um curto espaço de tempo mais alguns sismos de magnitude próximo a 7 e cerca de dezenas de sismos de magnitude menores que 5, que não ocorreriam com essa mesma frequência na ausência do sismo principal, de magnitude 8.

Existem outros modelos que usam exatamente essa variação das taxas de sismicidade com o tempo para fazerem projeções de curto-prazo, mas que não estão no escopo desse trabalho.

³por Assumpção,M. e Drouet, S. (não-publicado)

Os métodos mais difundidos para a remoção desses agrupamentos não-Poissonianos são métodos que consistem em definir janelas de tempo e espaço em função da magnitude (Gardner e Knopoff, 1974), dentro das quais, os sismos são considerados como pertencentes ao mesmo agrupamento.

A seguir estão três formulações implementadas no HMTK para a remoção de agrupamentos. A primeira de Gardner e Knopoff (1974) é

$$d(m) = 10^{0.1238m+0.983}$$

$$t(m) = \begin{cases} 10^{0.032m+2.7389} & \text{se } m \geq 6.5 \\ 10^{0.5409m-0.547} & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (5.3.4)$$

Uma formulação alternativa foi proposta por Grünthal (Marsan, David *et al.*, 2012) :

$$d(m) = e^{1.77+(0.037+1.02m)^2}$$

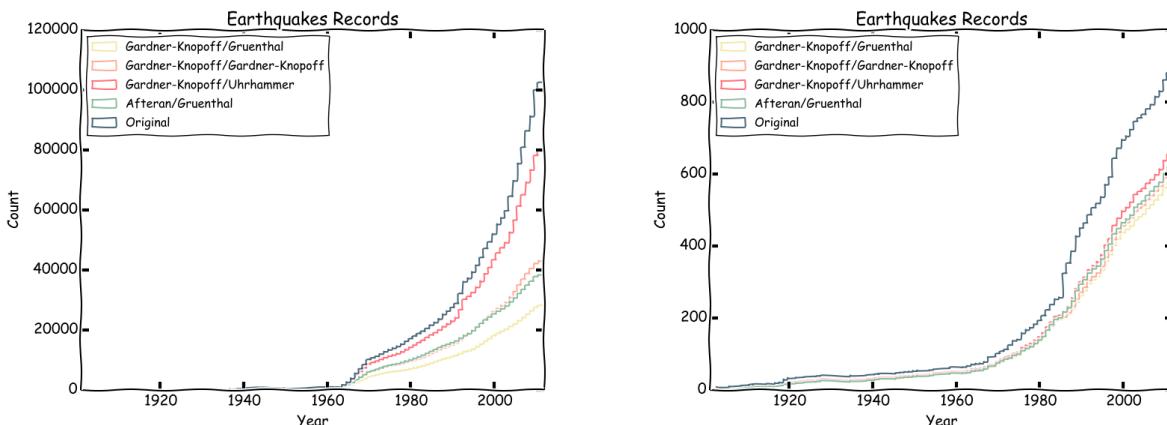
$$t(m) = \begin{cases} |e^{-3.95+(0.62+17.32m)^2}| & \text{se } m \geq 6.5 \\ 10^{2.8+0.024m} & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (5.3.5)$$

E outra sugerida por Uhrhammer (1986)

$$d(m) = e^{-1.024+0.804m} \quad t(m) = e^{-2.87+1.235m} \quad (5.3.6)$$

Enquanto os métodos acima definem explicitamente a janela de tempo, Musson (1999), propôs que as janelas de tempo fossem janelas móveis em vez de fixas. Sua teoria é consistente com a de Gardner e Knopoff (1974).

A figura 5.4 apresenta os resultados de distintos métodos e janelas aplicados aos catálogos.



(a) Número cumulativo de tremores registrados por ano para o **ISC-GEM** original e para diferentes métodos/janelas de remoção de agrupamentos.

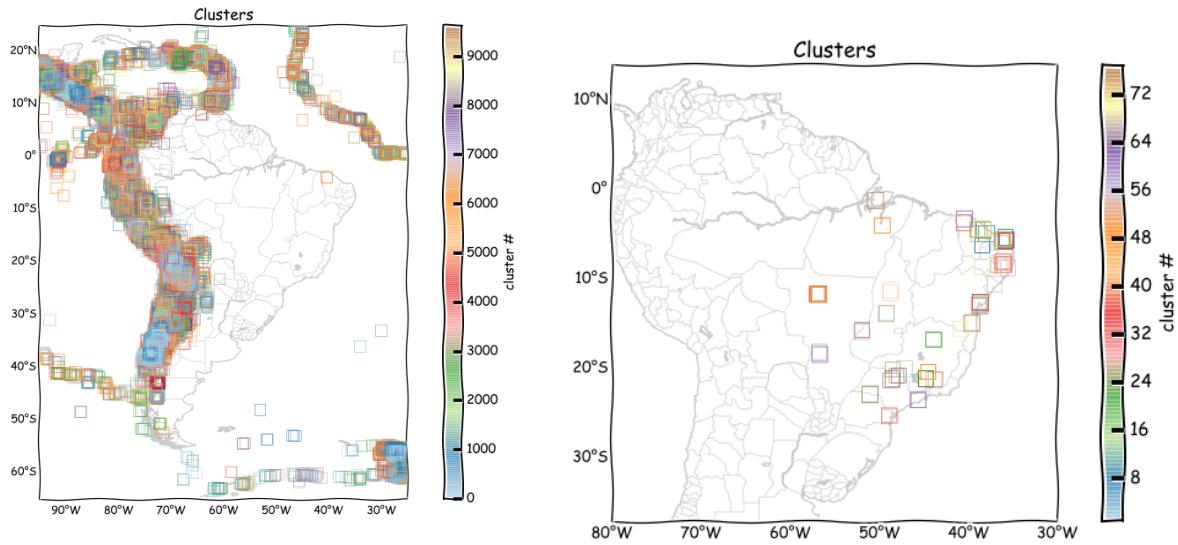
(b) Número cumulativo de tremores registrados por ano para o **BSB-2013.08** original e para diferentes métodos/janelas de remoção de agrupamentos.

Figura 5.4: Número cumulativo de tremores registrados por ano após 1900. A magnitude usada foi a do catálogo. As diferentes respostas vêm das diferentes janelas utilizadas por cada método.

No caso do **BSB-2013.08** os resultados são relativamente equivalentes quando comparados aos resultados no caso do **Catálogo ISC-GEM** para a **América do Sul**, onde é possível notar claramente as diferenças nos resultados de cada método de remoção de agrupamento.

Isso demonstra que uma discussão mais aprofundada sobre os métodos de remoção de agrupamentos é necessária mas está além dos propósitos desse texto.

A figura 5.5 ilustra os agrupamentos de sismos não-Poissonianos encontrados pelo método de AFTERAN ([Musson, 2000](#)) e janelas de Grüenthal quando aplicados aos catálogos **ISC-GEM** e **BSB-2013.08**. As sequencia de cores indica o número de cada agrupamento, e sua distribuição espacial não apresenta qualquer padrão.



(a) Número de tremores registrados por ano, **ISC-GEM**

(b) Número de tremores registrados por ano, **BSB-2013.08**

Figura 5.5: Número de tremores registrados por ano após 1900

Os catálogos com os agrupamentos removidos passam a ser os catálogos utilizados nas etapas posteriores.

5.3.4 Análise da Magnitude de Completude

Uma evidência da necessidade de se avaliar a magnitude de completude M_c pode ser percebida ao contar a quantidade de sismos registrados ao longo do tempo para cada intervalo de magnitude. A figura 5.6 apresenta esses gráficos para os catálogos considerados.

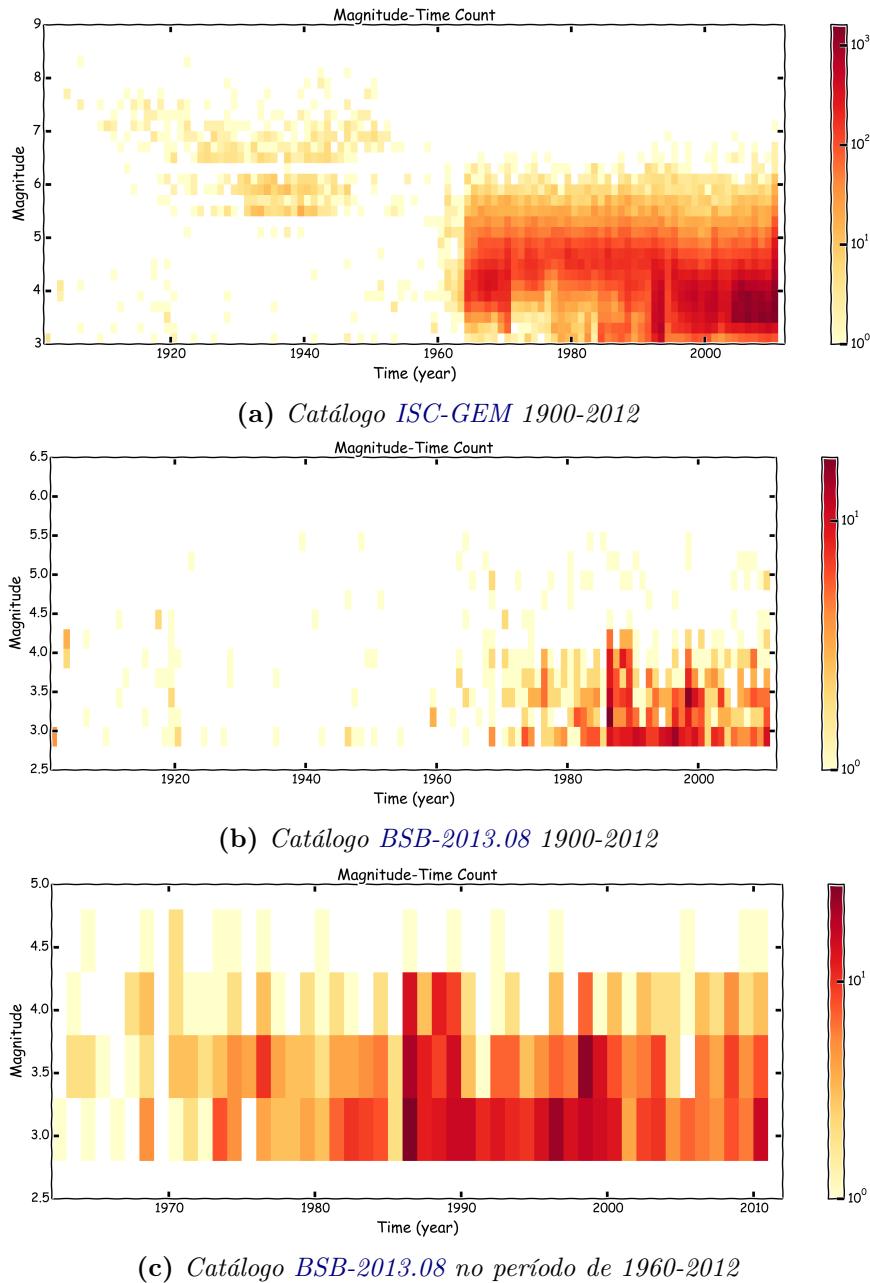


Figura 5.6: Contagem de sismos em tempo e em magnitude.

Na figura 5.6 é possível perceber, nos dois catálogos, que a quantidade de sismos no mesmo intervalo de magnitude varia bastante ao longo do tempo. Isso se deve a uma série de fatores, mas principalmente à capacidade de registro da rede sismográfica, implantação de redes globais e à modernização e aumento de sensibilidade de equipamentos.

A magnitude de completude é importante (Woessner e Wiemer, 2005) por sua influência direta no cálculo dos parâmetros a e b de Gutemberg-Richter. Ela pode variar ao longo do tempo e do espaço (variação da densidade de estações sismográficas).

Stepp Test

O método de Stepp (1971) permite obter a variação temporal da magnitude de completude M_c diretamente a partir do catálogo com um teste simples.

Esse procedimento analítico foi um dos primeiros a serem propostos para esse fim. Sejam $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_n$ o número de sismos por unidade de tempo. Assumindo que os tremores de certa faixa de magnitude têm distribuição de Poisson, a estimativa da taxa de média de

sismicidade λ por unidade de tempo é expressa por

$$\lambda = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i. \quad (5.3.7)$$

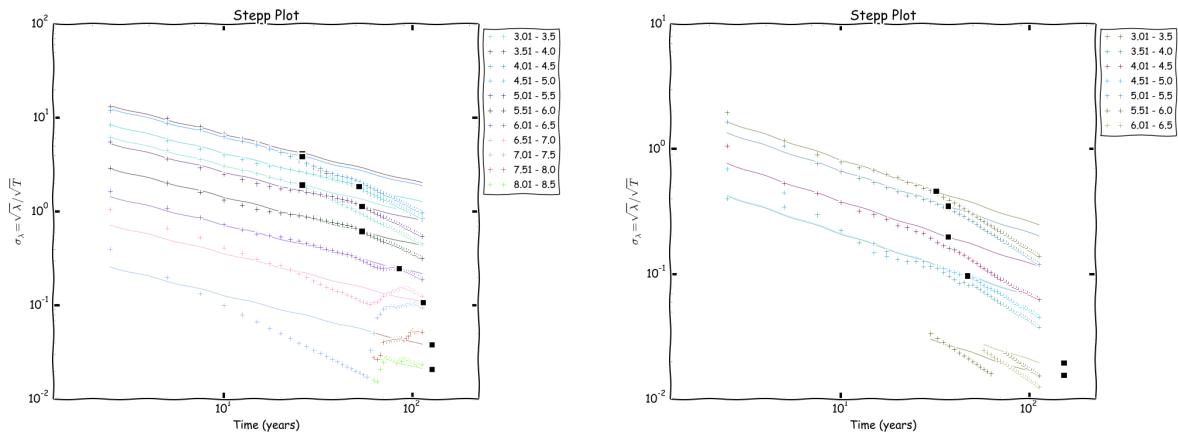
Sua variância é $\sigma_\lambda^2 = \lambda/n$, onde n o é número de intervalos.

Com intervalos de 1 ano, n intervalos é o período T de observação com desvio padrão

$$\sigma_\lambda = \frac{\sqrt{\lambda}}{\sqrt{T}}. \quad (5.3.8)$$

A taxa de sismicidade sendo estacionária, seu desvio padrão deve se comportar como $1/\sqrt{T}$ em tempos de observação crescentes T .

Os diagramas abaixo tomam intervalos de observação crescentes com passo de 2.5 anos, em intervalos de 0.5 de magnitude.



(a) Diagrama de Stepp para o ISC-GEM (declustered) (b) Diagrama de Stepp para o BSB-2013.08 (declustered)

Figura 5.7: Diagrama de Stepp para análise da magnitude de completude M_c

Com esses parâmetros, as magnitudes de completude M_c , determinadas pelo método de Stepp, estão listadas nas tabelas 5.1 e 5.2.

M_c	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	8
Ano	1986	1986	1986	1960	1958	1958	1927	1898	1885	1885	1885

Tabela 5.1: Magnitude de completude, ISC-GEM

M_c	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0
Ano	1980	1975	1975	1965	1965	1860	1860

Tabela 5.2: Magnitude de completude, Cat.BSB2013

Os parâmetros a serem utilizados podem ser controversos, inclusive a opção de forçar com que os anos de completude de magnitudes maiores sejam ao menos iguais aos de magnitude menores, mas novamente, a discussão sobre os melhores parâmetros para o método de Stepp, sua validade, ou mesmo outros métodos estão além da proposta desse texto.

Os valores de M_c das tabelas 5.1 e 5.2 são os valores utilizados no cálculo da recorrência no resto do trabalho.

5.4 Frankel, 1995

Tanto no método de Frankel como nos demais métodos avaliados, a malha para a estimativa de taxa de sismicidade para o Brasil foi de $1^\circ \times 1^\circ$, o *valor-b* foi fixado em 1.

Para o processamento pelo método de Frankel, utilizou-se o catálogo com os agrupamentos removidos, e a tabela de magnitude de completude mencionada. A distância de correlação utilizada apenas como exemplo foi de 150km a 68% (totalizando uma influência total da ordem de 500km). A zona de influência foi limitada em 3 vezes a distância de correlação.

5.5 Woo, 1996

O processamento pelo método de Woo também foi feito com a remoção dos agrupamentos no catálogo.

A largura de banda dependente da magnitude é ajustada pelo próprio método. O ajuste da função de largura de banda é apresentado na figura 5.8 para o BSB-2013.08:

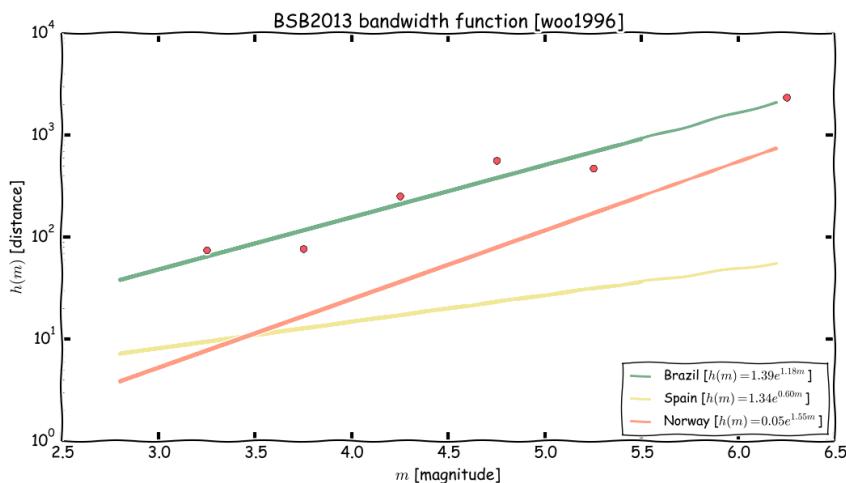


Figura 5.8: Ajuste da largura de banda para o método de Woo1996. Os valores de 1.38 e 1.18 para a_0 e a_1 foram obtidos por mínimos quadrados.

Apenas como comparação estão apresentados também os ajustes citados por Beauval (2003) para a Espanha e Noruega. Como é possível observar o ajuste brasileiro apresenta distâncias médias sistematicamente maiores, provavelmente devido à escala continental do Brasil ou ao baixo volume de registros.

A função de núcleo utilizada foi a proposta pela equação (4.4.2).

5.6 Helmstetter, 2012

Utilizou-se, para a projeção da taxa de sismicidade, como catálogo de teste o período 1950-2007. Os sismos de 2007-2012 juntamente com os sismos ocorridos antes de 1950 foram colocados no catálogo-alvo.

A escolha por colocar os sismos anteriores a 1950 no catálogo se deve ao baixo número de sismos no Brasil e de pouca capacidade histórica de observação, de forma que esses eventos trazem informações importantes sobre essas fontes sismogênicas que não aparecem no catálogo no período escolhido para a aprendizagem.

Para a aprendizagem foram utilizados sismos com magnitudes acima de 3.8 buscando projeções para sismos com magnitudes acima de 4.0. O pressuposto que é assumido é de que sismos com magnitudes grandes ocorrem onde geralmente ocorrem sismos de magnitude inferior.

A figura 5.9 apresenta os catálogos de treino e de teste usados na otimização.

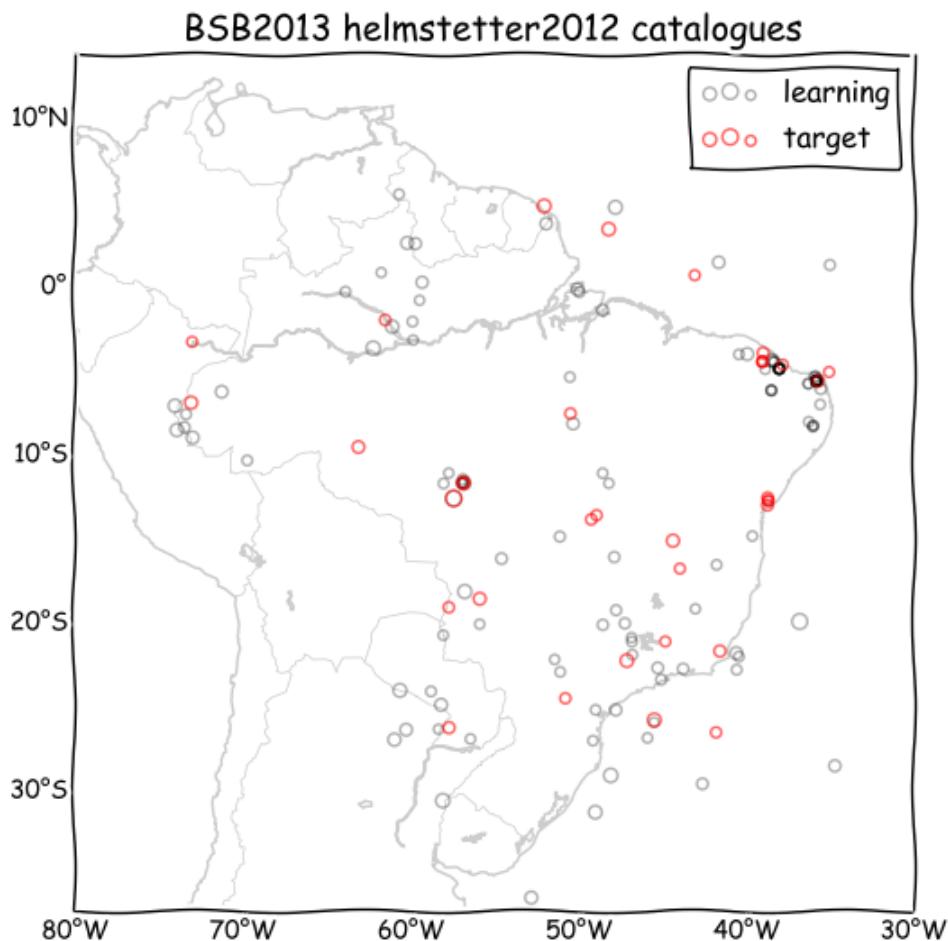


Figura 5.9: Catálogos de aprendizado e de teste para o método de Helmstetter e Werner (2012)

As magnitudes de completude, embora haja espaço no modelo para sua representação espacial e temporal e, teoricamente, pudessem ser calculadas para o instante e posição de cada sismo para que fossem considerados com os pesos adequados, não foram consideradas dessa forma. Em vez disso a magnitude de completude utilizada foi a mínima magnitude no catálogo de teste ($m = 3.8$) uniformemente para todo o catálogo.

Os cálculos da largura de banda h_i e d_i de cada sismo é ilustrado no caso de um evento particular na figura 5.10.

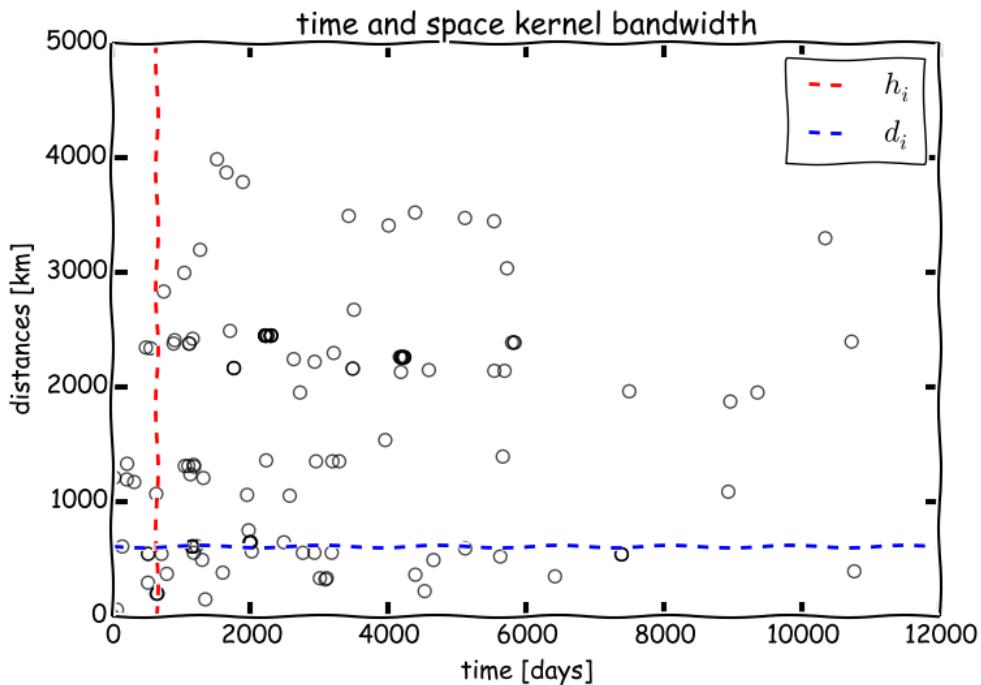


Figura 5.10: Exemplo da largura de banda para um determinado evento para o método de Helmstetter, com $k_{cnn} = 5$ e $a_{cnn} = 100$

Nota-se que as larguras de banda são escolhidas de forma a deixar k_{cnn} eventos entre h_i e d_i .

A taxa estacionária em cada célula é calculada a partir da mediana da taxa prevista pelo modelo em cada célula, como na figura 5.11.

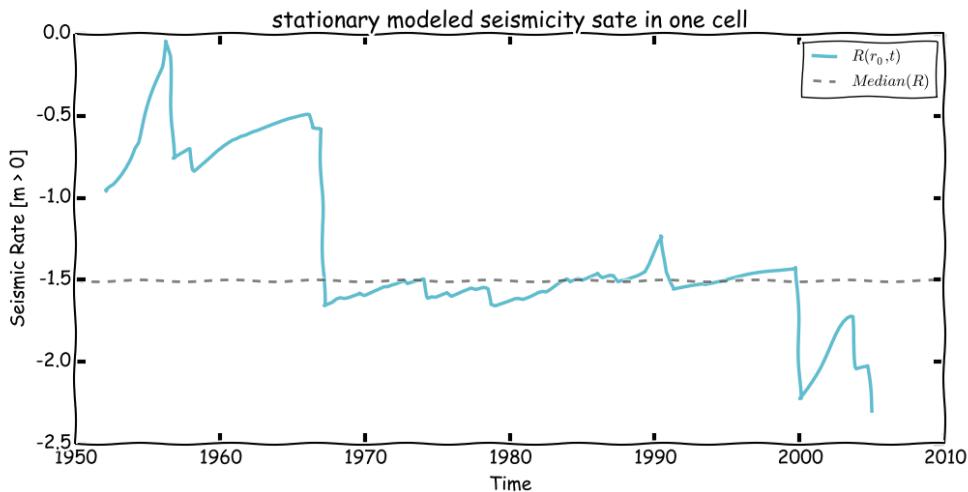


Figura 5.11: Taxa de sismicidade estacionaria calculara a partir da mediana da taxa de sismicidade modelada pelo método de Helmstetter para uma determinada célula r_0

A célula em questão fica próxima à região de Mato Grosso e o pico de sismicidade em torno de 1955, ocorre justamente na época do grande tremor da região.

A função de núcleo utilizada na dimensão do espaço foi a gaussiana (4.2.5) multivariada, e univariada na dimensão do tempo.

5.7 Pós-Processamento

Como o objetivo desse trabalho é a caracterização das fontes sísmogênicas, o cálculo da ameaça pelo método clássico propriamente dito acaba figurando como pós-processamento.

A figura 5.12 apresenta o fluxograma de trabalho para uma análise clássica de PSHA conforme implementado no Openquake ([Pagani et al., 2010](#); [Weatherill et al., 2012](#)).

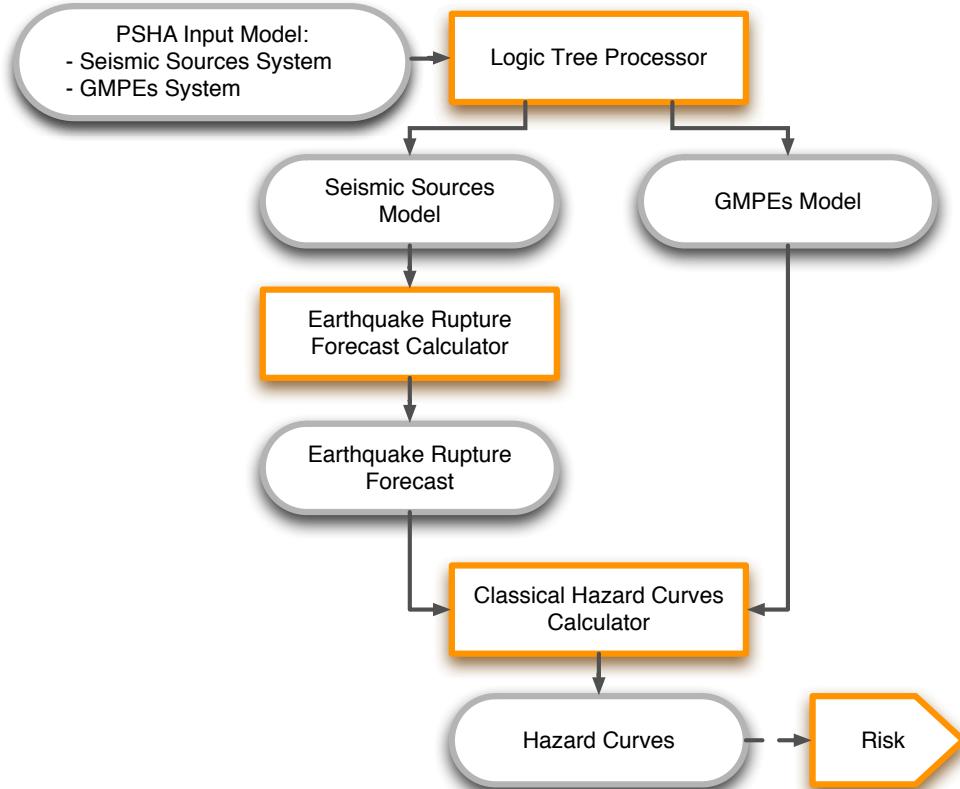


Figura 5.12: Fluxo de trabalho clássico para a PSHA ([Crowley et al., 2013](#)).

Capítulo 6

Resultados

Os resultados obtidos através do processamento descrito no capítulo anterior serão enumerados a seguir.

6.1 Resultados Anteriores

Antes dos resultados obtidos pelos modelos discutidos, serão apresentados alguns já conhecidos que poderão servir como referência ou ponto de partida.

6.1.1 GSHAP

Um dos resultados mais conhecidos de avaliação de ameaça sísmica global é o GSHAP ([Giardini et al., 1999](#)).

A figura 6.1 apresenta os resultados do GSHAP para América do Sul. E escala está limitada para que sejam claras as variações no território brasileiro.

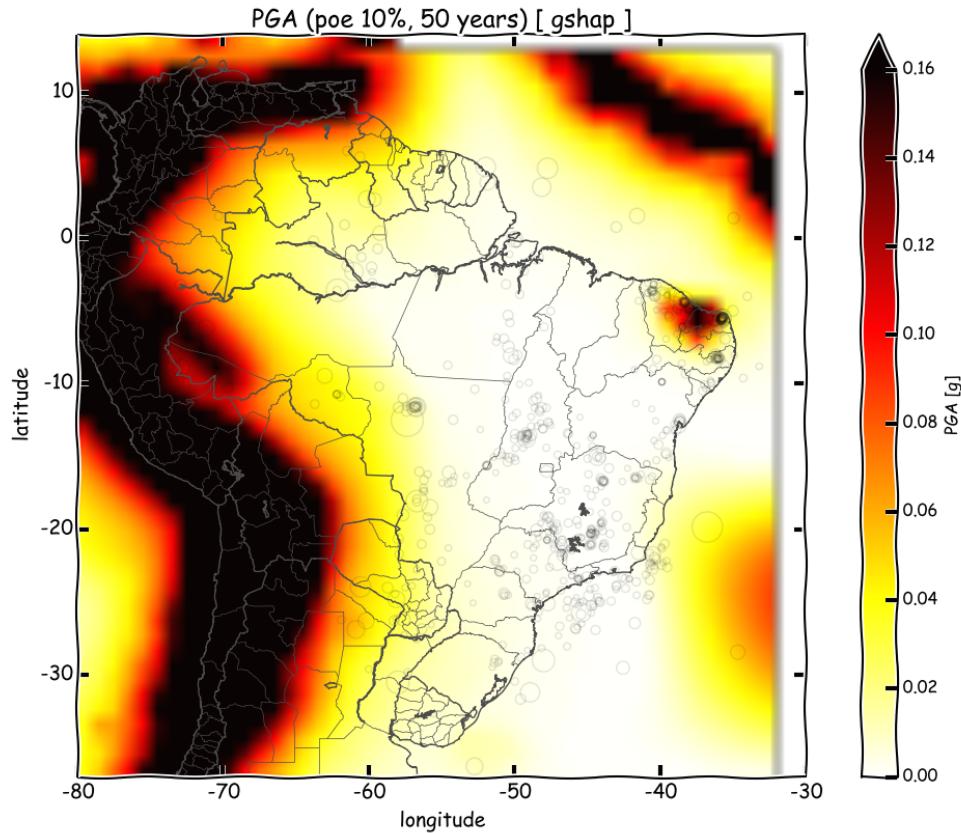


Figura 6.1: Resultado do GSHAP para o Brasil: (10%/50anos) em unidades de g

É possível observar no GSHAP a grande influência de sismos provenientes da zona de subdução nos Andes sob o território do Acre. Também é destacada a sismicidade no Nordeste, com um pico de 0.16g para a PGA, e por último, chama a atenção o resto do país por haver um vazio de informação.

6.1.2 Zoneamento Sísmico

Existem também esforços ([Dourado, 2014](#)) para se criar um modelo para a ameaça sísmica brasileira usando a metodologia clássica de Cornell & McGuire com zoneamento sísmico.

[Dourado \(2014\)](#), aplicou critérios de especialista para definir e caracterizar as zonas sísmicas apresentadas na figura 6.2.

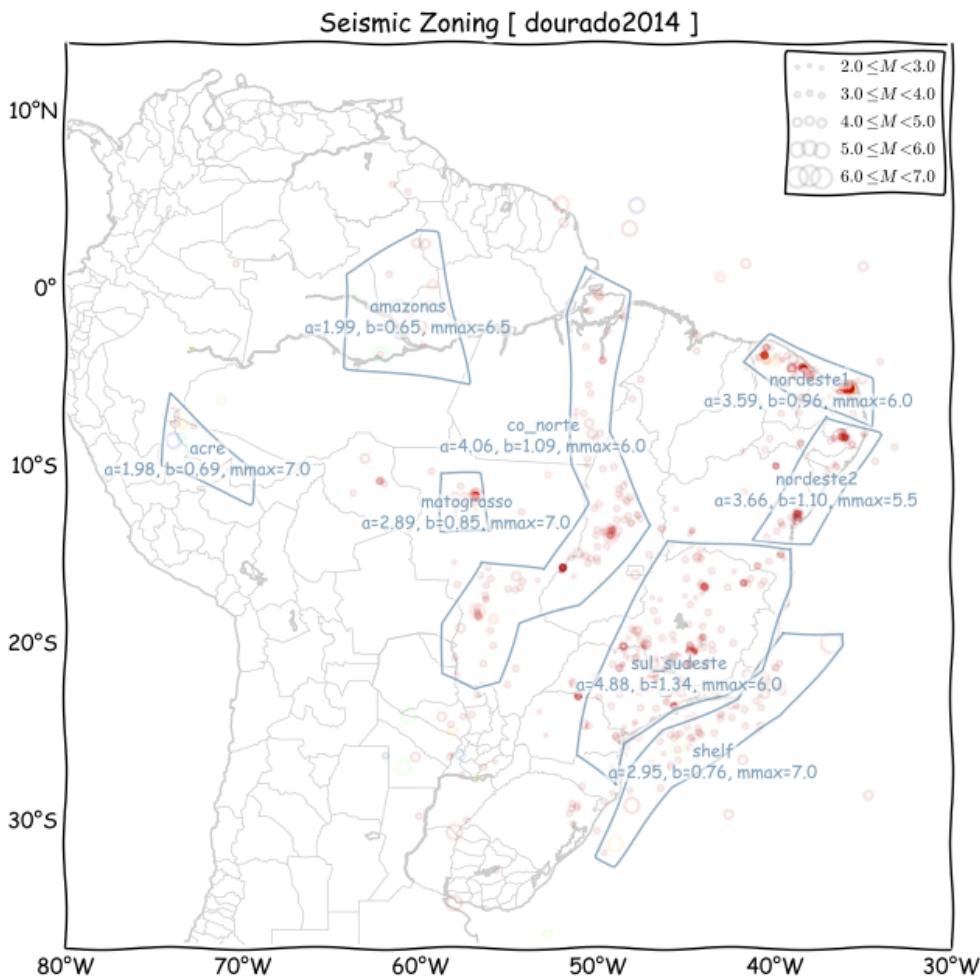


Figura 6.2: Zoneamento sísmico e caracterização das zonas sísmicas por (Dourado, 2014). Os valores para a magnitude mínima foram de 3.0, e os valores-a correspondem a magnitude maior que 0.

As zonas sísmicas foram apresentadas em detalhe de sismicidade e geologia no capítulo 3.

O cálculo feito por Dourado com o programa Crisis (M. Ordaz, 2007) gerou os resultados da figura 6.3 para o mapa de ameaça sísmica (PGA, poe 10% em 50 anos). Os valores originais Gal [cm/s^2] foram convertidos para unidades de g [m/s^2].

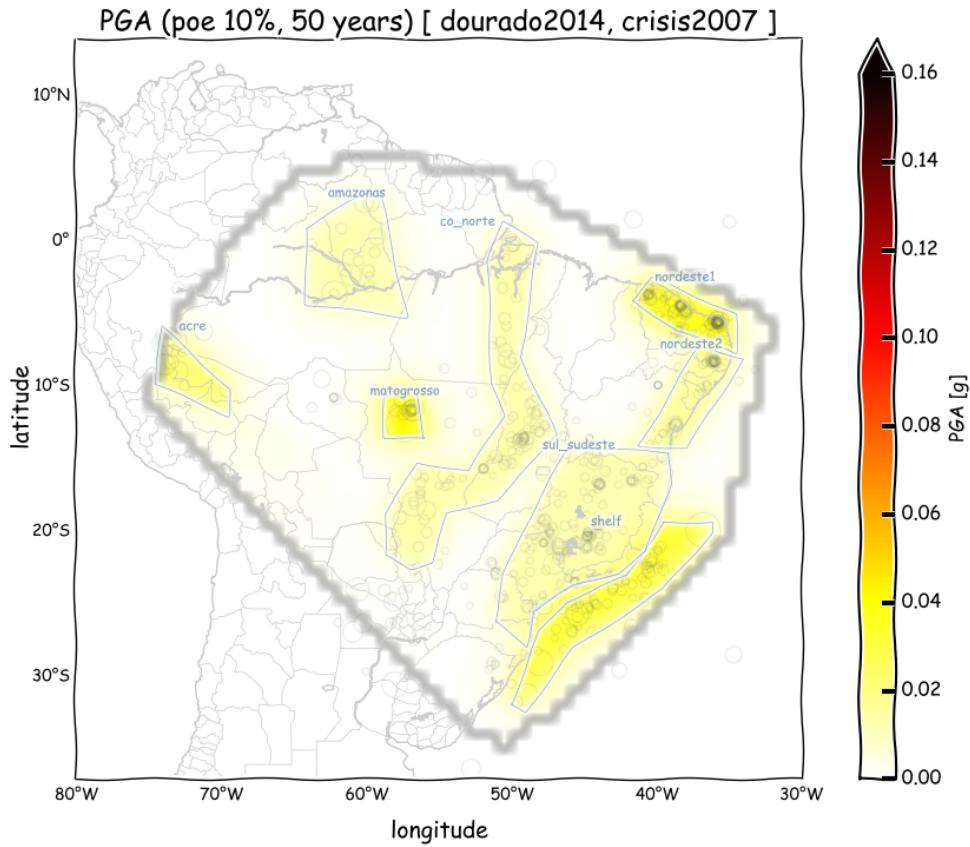


Figura 6.3: Resultado de Dourado (2014) para o Brasil: PGA (10%/50anos) em unidades de g calculadas com o programa Crisis-2007

As mesmas fontes sísmicas e suas respectivas características foram utilizadas para o cálculo no Openquake e os resultados estão apresentados na figura 6.4.

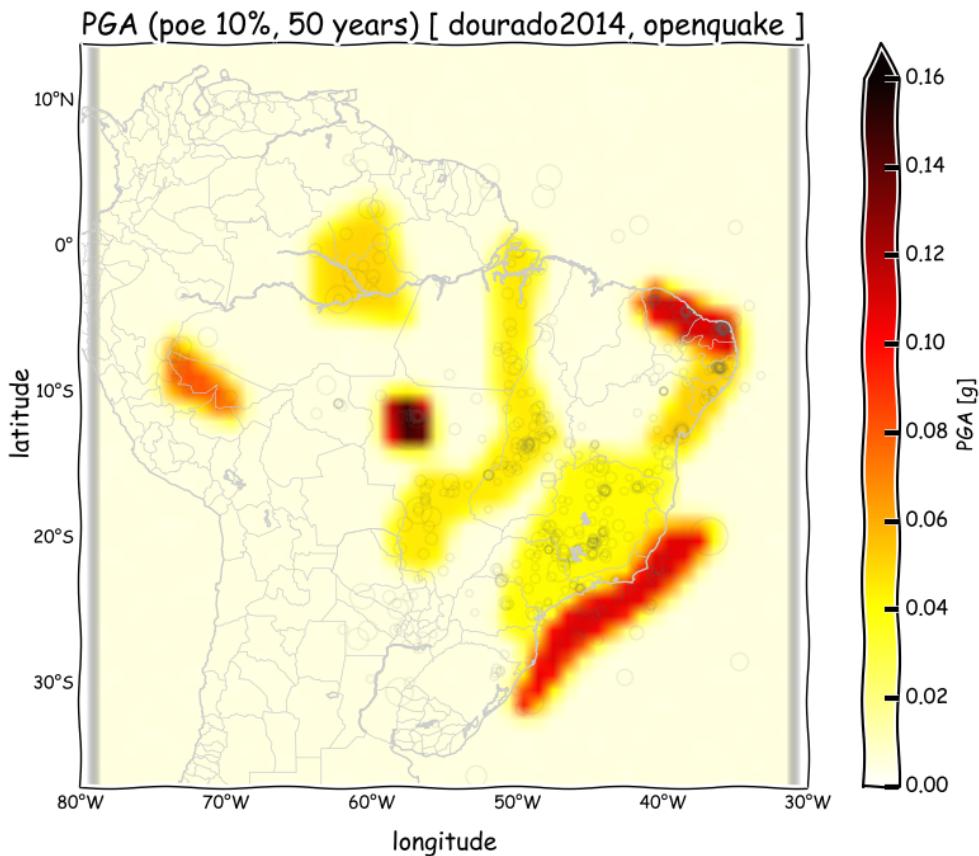


Figura 6.4: Mapa de ameaça sísmica, PGA(poe 0.1, 50y)[Dourado, 20014] OpenQuake-Engine

Os resultados preservam as feições mas apresentam quantidade significativamente diferentes. Provavelmente devido ao fator de escala entre a magnitude e a área de ruptura utilizada, que sobrevalora a área de ruptura para magnitudes pequenas (menores que 5).

6.2 Suavização da Sismicidade

Os métodos avaliados resultaram nos mapas de *valor-a* e de ameaça sísmica que serão apresentados nessa seção.

6.2.1 Frankel, 1995

Como resultado do processamento apresentado na seção 5.4, com distância de correlação de 150km e utilizando-se do catálogo BSB, a taxa de sismicidade suavizada gerada pelo modelo pode ser vista na figura 6.5.

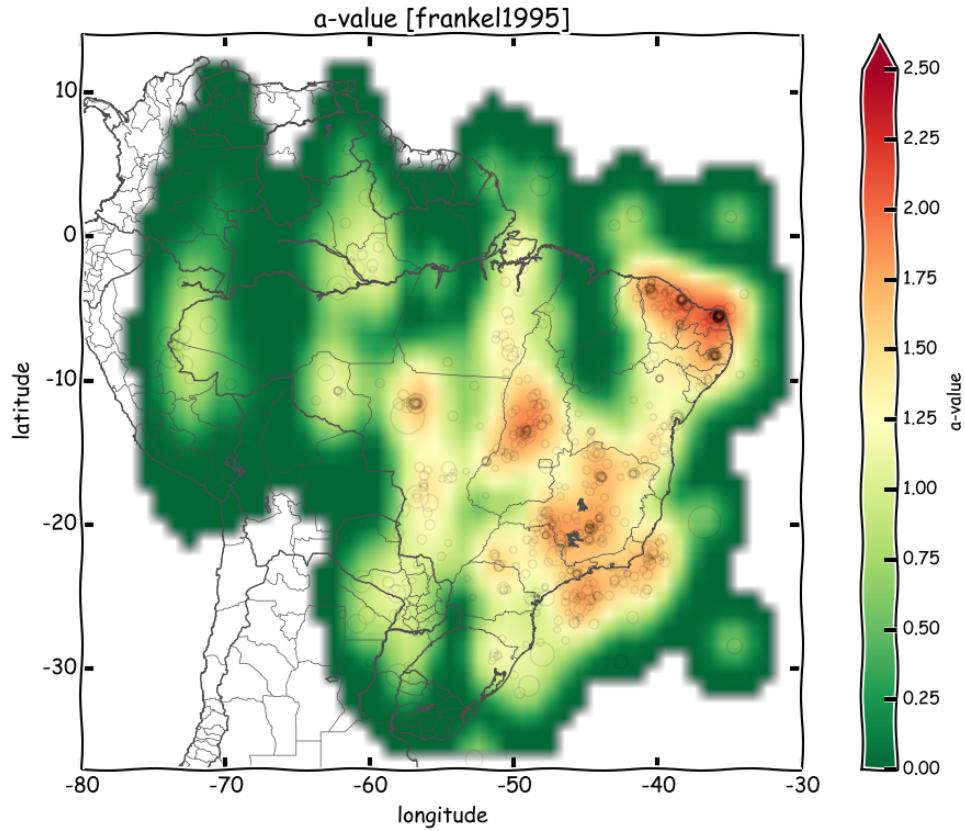


Figura 6.5: Mapa do valor- a , usando o catálogo [BSB-2013.08](#) calculado pelo método de Frankel, 1995

Apenas para comparação, o mesmo método foi empregado com o catálogo [ISC-GEM](#), como pode ser visto na figura 6.6.

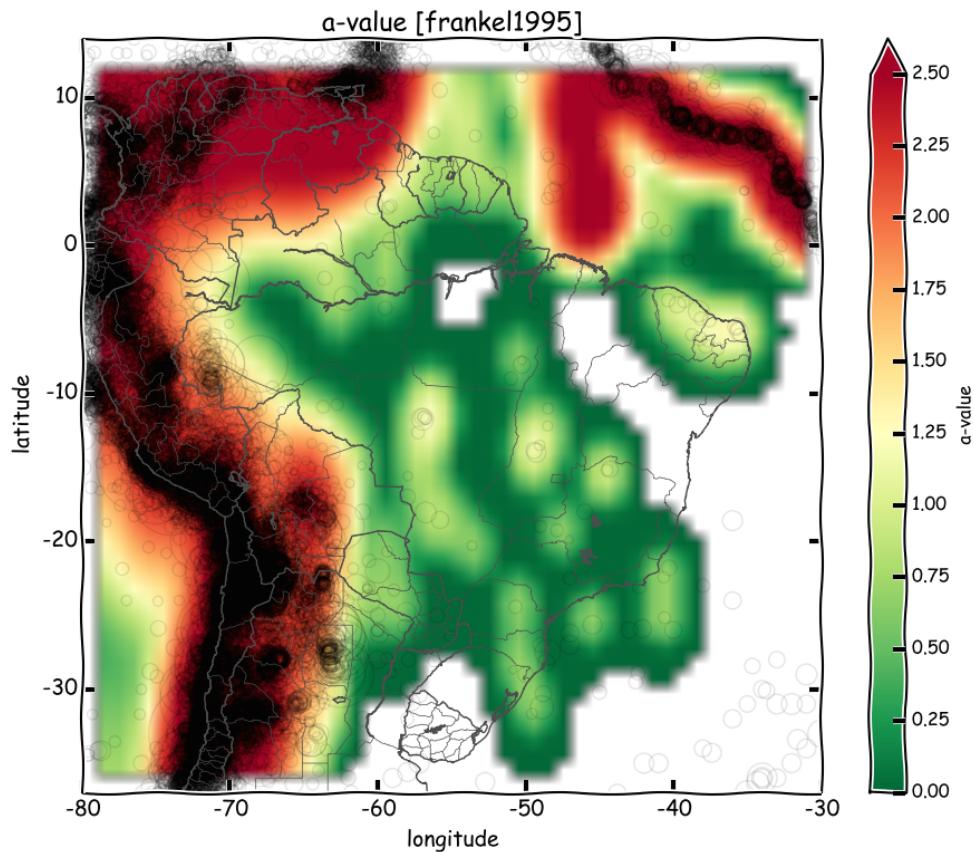


Figura 6.6: Mapa do valor-a, catálogo *ISC-GEM* calculado pelo método de Frankel, 1995

Nos dois casos é possível perceber a compatibilidade entre os resultados na maior parte do Brasil, mas com diferenças significativas na região do Acre, Rondônia e na porção norte na Dorsal Atlântica. Note que pela limitação da escala, os valores em vermelho são quaisquer valores acima de 2.5

Os valores da ameaça calculados conforme a seção 2.7.6 estão na figura 6.7.

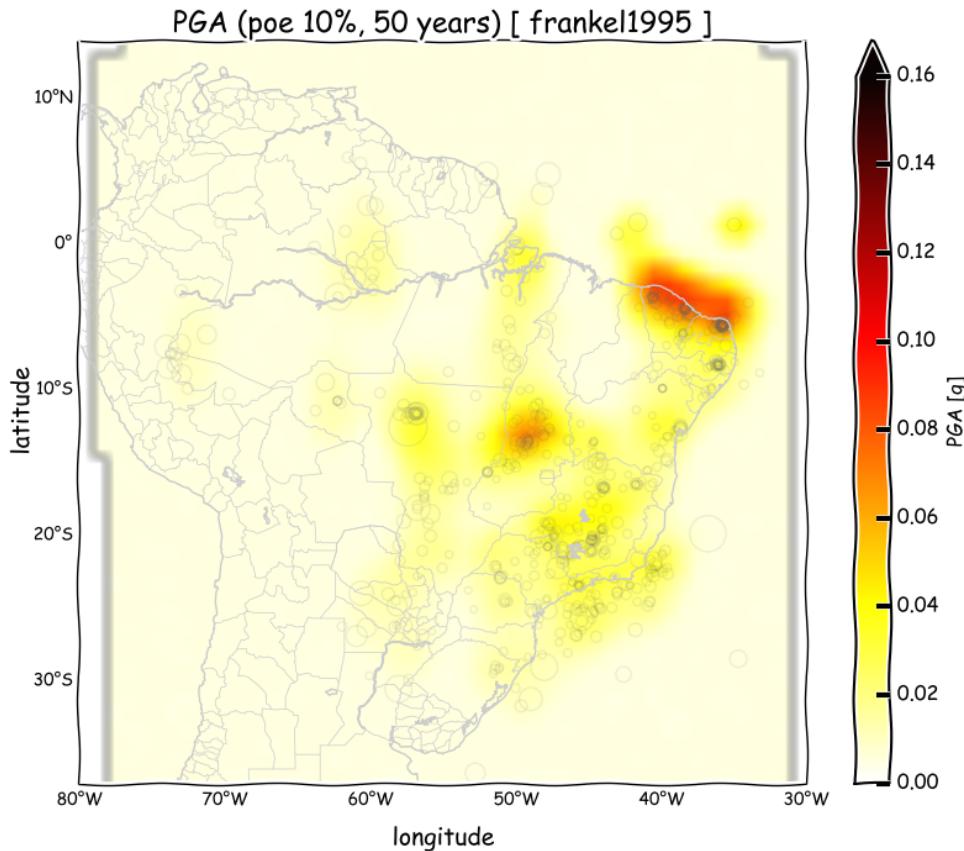


Figura 6.7: Mapa de ameaça sísmica, PGA (poe 10%, 50y) [Frankel, 1995]

Como técnica de suavização, é importante notar os principais altos de ameaça no nordeste e no centro do país. A ameaça é recuperada razoavelmente na plataforma continental.

6.2.2 Woo, 1996

O ajuste dos parâmetros da função de largura de banda resultou em $h(m) = 1.39e^{1.18m}$.

Aplicando-se o método de Woo ao catálogo brasileiro desagrupado, a taxa de sismicidade suavizada pode ser avaliada pela figura 6.8.

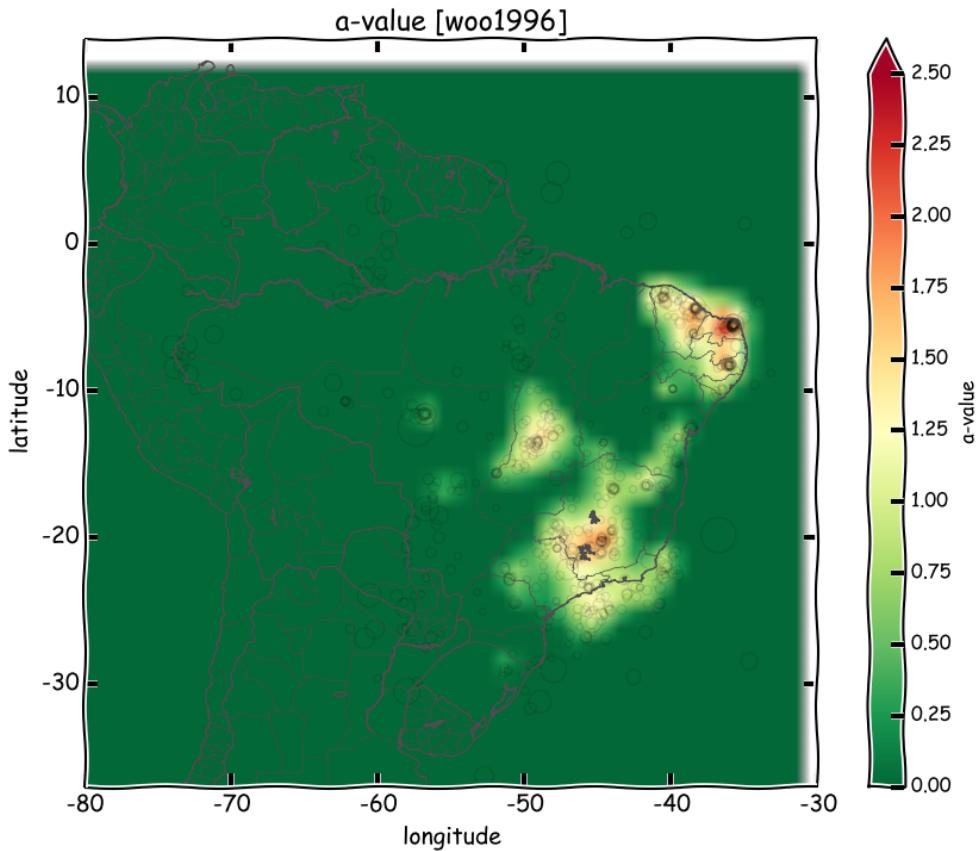


Figura 6.8: Mapa do valor- a , usando o catálogo [BSB-2013.08](#) calculado pelo método de Woo, 1996

A sismicidade de regiões como o nordeste, Goiás/Tocantins, sudeste e plataforma continental foram bem recuperadas, enquanto partes da região norte e centro-oeste não tiveram tanto destaque.

O cálculo da ameaça (figura 6.9) foi feito com o resultado direto do método, utilizando diretamente uma [MFD](#) discreta.

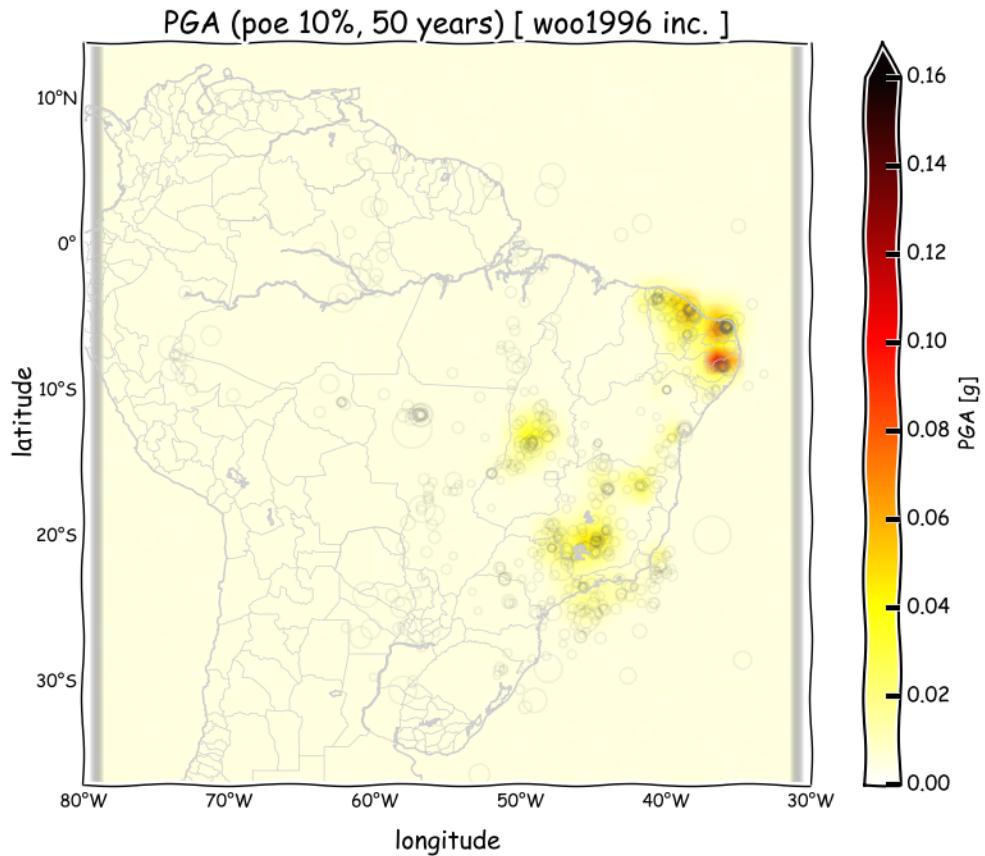
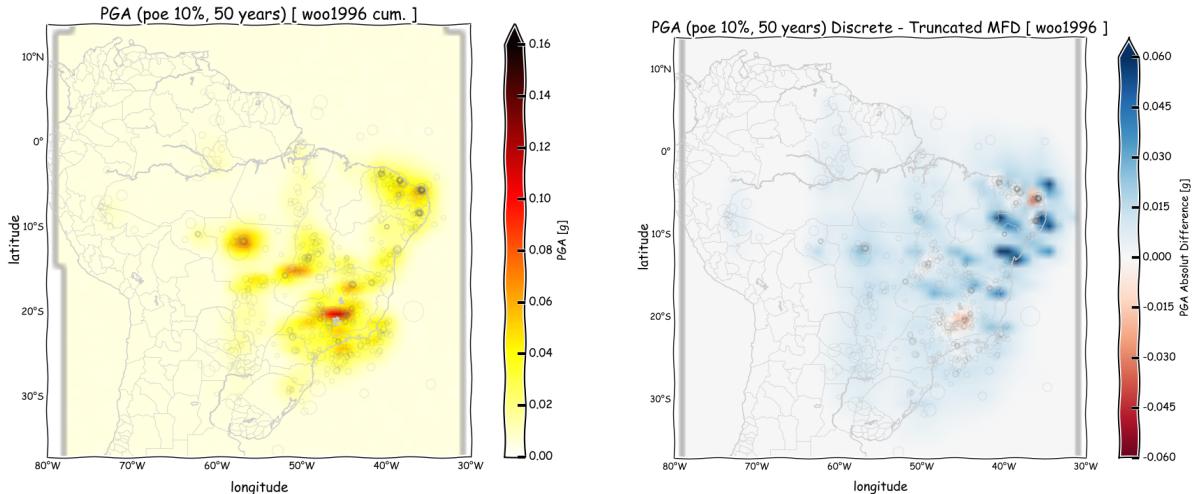


Figura 6.9: Mapa de ameaça sísmica, PGA (poe 10%, 50y) calculado com o Openquake a partir das fontes sísmicas determinadas pelo método de Woo, 1996, usando uma MFD discreta e incremental.

Coerentemente com a taxa de sismicidade modelada, as regiões norte, oeste e sul do país quase não figuraram enquanto parte do sudeste, plataforma, Goiás e nordeste foram destacadas. Merece ser notado o maior valor de ameaça localizado em Pernambuco, dentre as três principais regiões mais ameaçadas do nordeste.

Para quantificar as diferenças nos cálculos de ameaça em decorrência da MFD utilizada, em seguida é apresentado o mapa de ameaça (figura 6.10a) calculado a partir das taxas geradas pelo modelo, mas utilizando-se do acumulado nos valores de magnitude acima do mínimo do catálogo e aplicando a transformação de Gutenberg-Richter para obter o *valor-a*.



(a) Mapa de ameaça sísmica, PGA (poe 10%, 50y), calculado com o Openquake a partir das fontes sísmicas determinadas pelo método de Woo, 1996, usando uma MFD truncada usando o valor-a como o valor cumulativo contado a partir da m_{min} .

(b) Mapa diferencial de ameaça, PGA (poe 10%, 50y), entre os modelos usando MFD truncada e MFD discreta. Diferença entre os mapas das figuras 6.9 e 6.10a.

Figura 6.10: Variação do resultado da ameaça em função do uso de diferentes MFDs no OpenQuake

A figura 6.10b quantifica a diferença nos valores de ameaça obtidos quando utilizadas as diferentes distribuições de frequência e magnitude. Nota-se que enquanto o modelo com MFD incremental destaca principalmente o nordeste, o modelo utilizando o *valor-a* cumulativo e uma MFD truncada, destacou principalmente as ameaças no centro-oeste e sudeste.

6.2.3 Helmstetter, 2012

A otimização dos parâmetros do modelo de Helmstetter conforme descrito na seção 5.6 resultou, com ganho¹ $G = 2.43$ sobre uma distribuição uniforme, nos valores apresentados na tabela 6.1.

Parâmetro	Valor
R_{min}	0.1×10^{-13}
a_{cnn}	325
k_{cnn}	1

Tabela 6.1: Parâmetros otimizados (método simplex) para o modelo de Helmstetter a partir do catálogo BSB-2013.08

Usando os parâmetros otimizados, os valores calculados para a taxa de sismicidade de longo-prazo pelo método proposto por Helmstetter pode ser visto na figura 6.11.

¹equação (4.5.9)

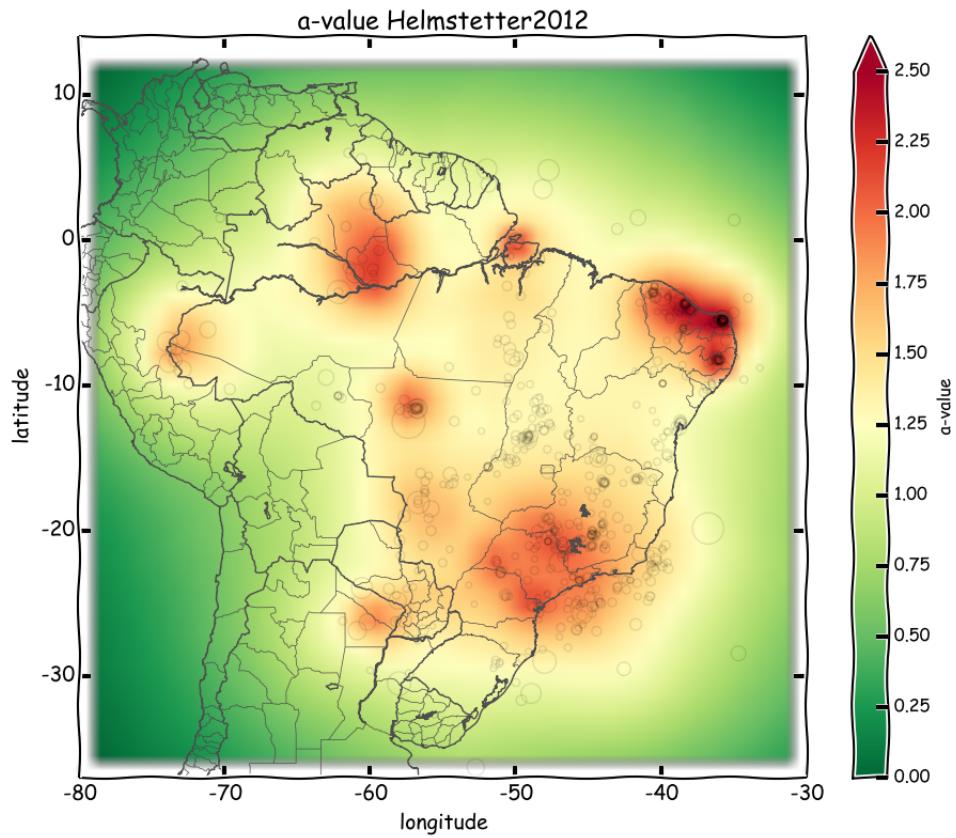


Figura 6.11: Mapa do valor-a, usando o catálogo [BSB-2013.08](#) calculado pelo método de Helmstetter, 2012

Observa-se que a sismicidade de regiões como amazônia, Mato-Grosso e Pará foram destacadas, enquanto no sudeste houve maior diluição. A sismicidade do nordeste aparece evidente, principalmente nas regiões do Ceará, Rio Grande do Norte e Pernambuco.

Na figura 6.12 estão os valores calculados para o mapa de ameaça com as taxas de sismicidade suavizadas pelo método.

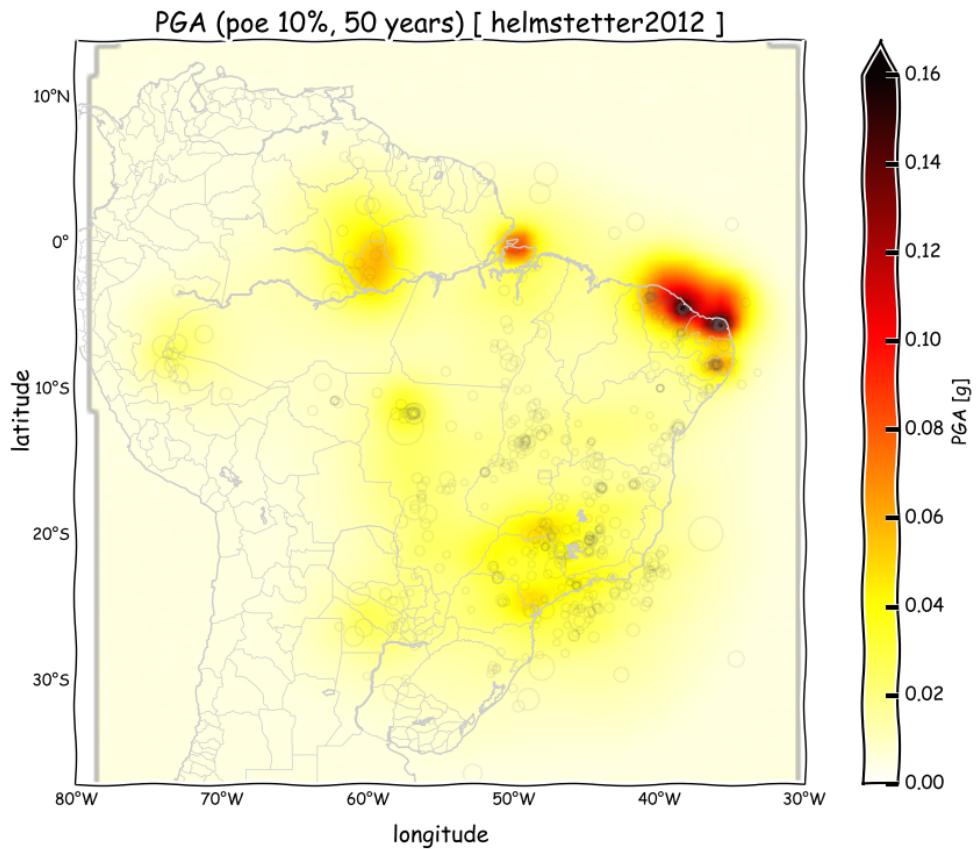


Figura 6.12: Mapa de ameaça sísmica, PGA (poe 10%, 50y), calculado com o OpenQuake a partir das fontes sísmicas determinadas pelo método de Helmstetter, 2012

Nota-se que ao passo em que houve um grande realce da ameaça em algumas regiões como amazônia e Pará (próximo a Belém), em regiões como a faixa sísmica no norte de Goiás e Tocantins não apresentaram o mesmo contraste.

Capítulo 7

Discussão

Apesar de possuirem implementações distintas de um mesmo fundamento matemático e estatístico que é a estimativa de densidade por funções de núcleo, os métodos, no geral, conseguiram apresentar uma boa estimativa das características da sismicidade a partir da sismicidade histórica catalogada.

Alguns distribuiram mais a taxa de sismicidade e a ameaça, uns destacando certas feições, outros outras. Pode-se perceber que a caracterização da distribuição de frequência e magnitude, o uso da sua forma discreta ou truncada, pode ter influência no valor calculado para a ameaça e merece atenção.

Pela variação de resultados, nenhum modelo parece ser o mais correto, e até mesmo o modelo de projeção de ocorrência de rupturas de Helmstetter, não era certo que seria aplicável razoavelmente num universo reduzido e esparço de amostras. Provavelmente todos mereçam sua devida consideração.

Ficou claro também que não é possível negligenciar a ocorrência de sismos profundos da zona de subducção para a ameaça sísmica do extremo oeste do país. Mesmo os sismos muito profundos (da ordem de centenas de km) não provocando grandes impactos nas estruturas, sismos maiores e um pouco mais distantes podem ter razoáveis amplitudes em determinados períodos do espectro de aceleração.

O openquake como calculador de ameaças foi positivo do ponto de vista metodológico, e o material bem documentado serviu de apoio e esclarecimento do cálculo.

O resultado discrepante entre os valores apresentados pelo Crisis-2007 e o Openquake, precisam ser investigados com maior detalhe, mas os resultados do openquake foram compatíveis com o modelo global, mesmo os valores calculados com o mesmo modelo de fontes sísmicas.

O HMTK se mostrou uma ferramenta essencial para a modelagem da ameaça. Muitas funcionalidades permitem facilmente a implementação dos principais fluxos de trabalho.

7.1 Considerações Finais

Foi possível de certa forma aplicar as técnicas de suavização, estimadoras das taxas suavizadas de sismicidade, gerar uma grade regular de fontes sísmicas pontuais, e então calcular a ameaça sísmica obtendo valores razoáveis, sem com isso definir zonas sísmicas, é o que se conhece também como métodos de *zoneless*.

As diferenças nas formas de escolher a largura de banda das funções de núcleo de cada método, podem talvez render ao método de Helmstetter alguma vantagem, por ser localmente adaptável, quando define claramente feições no nordeste, mas outros métodos, com escolhas mais rígidas, também o fizeram, privilegiando outras regiões.

O ajuste do método de Woo para o Brasil forneceu enormes larguras de banda, com cerca de 1500km para as maiores magnitudes (são poucas e o método se baseia em vizinhos mais próximos), isso dilui a influência dos grandes sismos nas taxas de sismicidade.

No caso do Brasil, essas primeiras estimativas sugerem que estudos de maior detalhe sejam feitos nas regiões de maior destaque.

7.2 Sugestões para Pesquisas Futuras

Ainda há muito o que explorar.

A variação temporal e espacial da magnitude de completude no Brasil seria a principal fonte de informação para melhoria significativa da resposta dos métodos que dependem dessas correções para darem bons resultados. Seu conhecimento permite também um mapeamento dos *valores-b*. Vorobieva *et al.* (2013) aponta caminhos muito interessantes.

Consideração de modelos que levem em consideração a distribuição da perda de tensão na forma de momento sísmico, e mesmo a suavização da distribuição de momento acumulado espacialmente pela placa também podem ser outra alternativa.

Na modelagem da ameaça sísmica, um passo importante, seria trabalhar daqui por diante também com uma metodologia para seleção das relações de atenuação.

Nas regiões de maior sismicidade, talvez seja possível estudar modelos onde a taxa de sismicidade varia com o tempo como os modelos de sequência epidêmica de pós-abalos, que podem dar melhor resposta com pouco volume de dados.

Coletar incertezas e elaborar um cenário de ameaça, detalhando a árvore lógica de possibilidades e variações tanto nos modelos de fonte sísmica, incluindo eventos históricos característicos, como nos modelos de atenuação.

Estudos de desagregação (Pagani e Marcellini, 2007) também precisarão ser feitos no futuro.

Referências Bibliográficas

- Abrahamson (2006)** N. A. Abrahamson. Seismic hazard assessment: problems with current practice and future developments. Em *Proceedings of the First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, Geneva, Switzerland,. Citado na pág. 16
- Aki (1965)** K. Aki. Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log n = a - b m$ and its confidence limits. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 43:237 – 239. Citado na pág. 15
- Assumpção et al. (2004)** Marcelo Assumpção, Martin Schimmel, Christian Escalante, José Roberto Barbosa, Marcelo Rocha e Lucas V. Barros. Intraplate seismicity in SE brazil: stress concentration in lithospheric thin spots. *Geophysical Journal International*, 159 (1):390–399. ISSN 0956540X, 1365246X. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02357.x. URL <http://gji.oxfordjournals.org/cgi/doi/10.1111/j.1365-246X.2004.02357.x>. Citado na pág. 28
- Baker (2008)** Jack W. Baker. An introduction to probabilistic seismic hazard analysis (PSHA). *White paper, version, 1:72.* URL [http://www.stanford.edu/~bakerjw/Publications/Baker_\(2008\)_Intro_to_PSHA_v1_3.pdf](http://www.stanford.edu/~bakerjw/Publications/Baker_(2008)_Intro_to_PSHA_v1_3.pdf). Citado na pág. 16
- Bakun e Wentworth (1999)** W. H. Bakun e C. M. Wentworth. Estimating earthquake location and magnitude from seismic intensity data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(2):557–557. URL <http://www.bssaonline.org/content/89/2/557.short>. Citado na pág. 10
- Barros et al. (2009)** Lucas Vieira Barros, Marcelo Assumpção, Ronnie Quintero e Daniel Caixeta. The intraplate porto dos gaúchos seismic zone in the amazon craton — brazil. *Tectonophysics*, 469(1-4):37–47. ISSN 00401951. doi: 10.1016/j.tecto.2009.01.006. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0040195109000055>. Citado na pág. 30
- Bazzurro e Cornell (1999)** P. Bazzurro e C. A. Cornell. Disaggregation of seismic hazard. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(2):501–520. Citado na pág. 16
- Beauval (2003)** Céline Beauval. *Analyse des incertitudes dans une estimation probabiliste de l'aléa sismique, exemple de la France.* Tese de Doutorado, Université Joseph-Fourier-Grenoble I. URL <http://hal.ird.fr/tel-00673231/>. Citado na pág. 53
- Bezerra (1998)** Francisco Hilário Rego Bezerra. *Neotectonics in Northeastern Brazil.* Tese de Doutorado, University College London. Citado na pág. 33
- Bizzi e CPRM (2003)** Luiz Augusto Bizzi e CPRM. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG = Geology, tectonics and mineral resources of Brazil : text, maps & GIS.* Serviço Geológico do Brasil, CPRM, Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Minas e Metalurgia, Brasília. ISBN 8523007903 9788523007904. Citado na pág. 23, 26, 27

- Choi e Hall (1999)** Edwin Choi e Peter Hall. Nonparametric approach to analysis of space-time data on earthquake occurrences. *Journal of Computational and Graphical Statistics*, 8(4):733–748. ISSN 1061-8600, 1537-2715. doi: 10.1080/10618600.1999.10474846. URL <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/10618600.1999.10474846>. Citado na pág. 39
- Cornell (1968)** C. A. Cornell. Engineering seismic risk analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58:1583–1606. Citado na pág. 15, 17
- Crowley et al. (2013)** H. Crowley, D. Monelli, M. Pagani, V. Silva e G. Weatherill. *Open-Quake Book*. GEM FOUNDATION, Pavia, Italy. Citado na pág. xii, 17, 56
- Dourado (2014)** J.C Dourado. Mapa de ameaça sísmica do brasil. Em *Congresso Brasileiro de Geologia*. Citado na pág. xi, xii, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 58, 59, 60
- Frankel (1995)** Arthur Frankel. Mapping seismic hazard in the central and eastern united states. *Seismological Research Letters*, 66(4):8–21. URL <http://srl.geoscienceworld.org/content/66/4/8.short>. Citado na pág. 1, 37, 46
- Gardner e Knopoff (1974)** J. K. Gardner e L. Knopoff. Is the sequence of earthquakes in southern california, with aftershocks removed, poissonian? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 64(5):1363 – 1367. Citado na pág. 49
- Giardini et al. (1999)** D. Giardini, G. Grünthal, K. M. Shedlock e P. Zhang. The GSHAP global seismic hazard map. *Annali di Geofisica*, 42(6):1225–1230. Citado na pág. 57
- Gutenberg e Richter (1944)** B. Gutenberg e C. F. Richter. Frequency of earthquakes in california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34:185 – 188. Citado na pág. 11
- Hanks e Kanamori (1979)** Thomas C. Hanks e Hiroo Kanamori. A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84(B5):2348. ISSN 0148-0227. doi: 10.1029/JB084iB05p02348. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/JB084iB05p02348>. Citado na pág. 9
- Helmstetter e Werner (2012)** Agnès Helmstetter e Maximilian J. Werner. Adaptive spatiotemporal smoothing of seismicity for long-term earthquake forecasts in california. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6):2518–2529. URL <http://www.bssaonline.org/content/102/6/2518.short>. Citado na pág. xii, 1, 38, 39, 41, 46, 54
- IAG-USP (2013)** IAG-USP. Boletim sísmico brasileiro (BSB), Agosto 2013. URL <http://moho.iag.usp.br/bsb/1.0/bsb-v201308.zip>. Citado na pág. 43, 44
- Joyner e Boore (1981)** W. B. Joyner e D. M. Boore. Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 imperial valley, califonia, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71(6):2011–2038. Citado na pág. 19
- Kagan e Knopoff (1977)** Y. Y Kagan e L. Knopoff. Earthquake risk prediction as sto-chastic process. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Citado na pág. 40
- Kagan e Knopoff (1980)** Y. Y Kagan e L. Knopoff. Spatial distribution of earthquakes: the two point correlation function. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 62. Citado na pág. 37
- Kagan (2002)** Yan Y. Kagan. Seismic moment distribution revisited: I. statistical re-sults. *Geophysical Journal International*, 148(3):520–541. ISSN 1365-246X. doi: 10.1046/j.1365-246x.2002.01594.x. URL <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246x.2002.01594.x>. Ci-tado na pág. 12

- Kagan e Jackson (2000)** Yan Y. Kagan e David D. Jackson. Probabilistic forecasting of earthquakes. *Geophysical Journal International*, 143(2):438–453. URL <http://gji.oxfordjournals.org/content/143/2/438.short>. Citado na pág. 16, 36
- Kramer (1996)** S. L. Kramer. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall. Citado na pág. 16
- Lowman Jr. e Montgomery (1998)** Paul Lowman Jr. e Brian Montgomery. *Digital World Tectonic Activity Map (DTAM)*. NASA. URL <http://denali.gsfc.nasa.gov/dtam/seismic/>. Citado na pág. 3
- M. Ordaz (2007)** A. Aguilar and J. Arboleda M. Ordaz. Crisis, 2007. URL <http://www.ecapra.org/crisis-2007>. Citado na pág. 44, 59
- Marsan, David et al. (2012)** Marsan, David, Stiphout, Thomas van e Zhuang, Jianchang. Seismicity declustering. doi: 10.5078/corssa-52382934. URL <http://dx.doi.org/10.5078/corssa-52382934>. Citado na pág. 49
- Marzocchi e Zechar (2011)** Warner Marzocchi e J. Douglas Zechar. Earthquake forecasting and earthquake prediction: different approaches for obtaining the best model. *Seismological Research Letters*, 82(3):442–448. URL <http://171.66.125.217/content/82/3/442.short>. Citado na pág. 16
- McGuire (1976)** K. K. McGuire. FORTRAN computer program for seismic risk analysis. Open-File report 76-67, United States Department of the Interior, Geological Survey. 102 pages. Citado na pág. 15, 17
- Musson (1999)** R. M. W. Musson. Probabilistic seismic hazard maps for the north balkan region. *Annali di Geofisica*, 42(2):1109 – 1124. Citado na pág. 49
- Musson (2000)** R. M. W. Musson. The use of monte carlo simulations for seismic hazard assessment in the U.K. *Annals of Geophys.*, 43(1):1–9. Citado na pág. 50
- Nadaraya (1965)** é. A. Nadaraya. On non-parametric estimates of density functions and regression curves. *Theory of Probability & Its Applications*, 10(1):186–190. ISSN 0040-585X, 1095-7219. doi: 10.1137/1110024. URL <http://pubs.siam.org/doi/abs/10.1137/1110024>. Citado na pág. 36
- OpenSHA team (2010)** OpenSHA team. Área de ruptura em um falhamento geológico., 2010. URL http://www.opensha.org/sites/opensha.org/files/rupture_surface_lg.png. Citado na pág. 8
- Pagani e Marcellini (2007)** M. Pagani e A. Marcellini. Seismic-hazard disaggregation: A fully probabilistic methodology. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(5): 1688–1701. doi: 10.1785/0120060126. Citado na pág. 72
- Pagani et al. (2010)** M. Pagani, D. Monelli, H. Crowley, L. Danciu, E. H. Field, S. Wiemer e D. Giardini. GEM1 hazard: Description of input models, calculation engine and main results. GEM Technical Report 2010-3, GEM Foundation, Pavia, Italy. Citado na pág. 56
- Pagani et al. (2014)** M. Pagani, D. Monelli, G. Weatherill, L. Danciu, H. Crowley, V. Silva, P. Henshaw, L. Butler, M. Nastasi, L. Panzeri, M. Simionato e D. Vigano. OpenQuake engine: An open hazard (and risk) software for the global earthquake model. *Seismological Research Letters*, 85(3):692–702. ISSN 0895-0695, 1938-2057. doi: 10.1785/0220130087. URL <http://srl.geoscienceworld.org/cgi/doi/10.1785/0220130087>. Citado na pág. 44

- Reiter (1991)** L. Reiter. *Earthquake hazard analysis*. Columbia University Press. Citado na pág. 16
- Rhoades et al. (2011)** David A. Rhoades, Danijel Schorlemmer, Matthew C. Gerstenberger, Annemarie Christophersen, J. Douglas Zechar e Masajiro Imoto. Efficient testing of earthquake forecasting models. *Acta Geophysica*, 59(4):728–747. ISSN 1895-6572, 1895-7455. doi: 10.2478/s11600-011-0013-5. URL <http://www.springerlink.com/index/10.2478/s11600-011-0013-5>. Citado na pág. 41
- Richter (1958)** C. Richter. *Elementary Seismology*. A Series of books in geology. W. H. Freeman. URL <http://books.google.com.br/books?id=rtYSAQAAIAAJ>. Citado na pág. 9
- Richter (1935)** Charles F. Richter. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25(1):1–32. URL <http://www.bssaonline.org/content/25/1/1.short>. Citado na pág. 8
- Schorlemmer et al. (2007)** D. Schorlemmer, M. C. Gerstenberger, S. Wiemer, D. D. Jackson e D. A. Rhoades. Earthquake likelihood model testing. *Seismological Research Letters*, 78(1):17–29. ISSN 0895-0695. doi: 10.1785/gssrl.78.1.17. URL <http://srl.geoscienceworld.org/cgi/doi/10.1785/gssrl.78.1.17>. Citado na pág. 41
- Stepp (1971)** J. C. Stepp. *An investigation of earthquake risk in the Puget Sound area by the use of the type I distribution of largest extreme*. Tese de Doutorado, Pennsylvania State University. Citado na pág. 51
- Storchak et al. (2013)** D. A. Storchak, D. Di Giacomo, I. Bondar, E. R. Engdahl, J. Harris, W. H. K. Lee, A. Villaseñor e P. Bormann. Public release of the ISC-GEM global instrumental earthquake catalogue (1900-2009). *Seismological Research Letters*, 84(5):810–815. ISSN 0895-0695, 1938-2057. doi: 10.1785/0220130034. URL <http://www.globalquakemodel.org/what/seismic-hazard/instrumental-catalogue/>. Citado na pág. 43, 48
- Takeya et al. (1989)** M. Takeya, J.M. Ferreira, R.G. Pearce, M. Assumpçao, J.M. Costa e C.M. Sophia. The 1986–1988 intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeast Brazil—evolution of seismicity. *Tectonophysics*, 167(2-4):117–131. ISSN 00401951. doi: 10.1016/0040-1951(89)90062-0. URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0040195189900620>. Citado na pág. 33
- Talwani (2014)** Pradeep Talwani, editor. *Intraplate earthquakes*. Cambridge University Press, New York. ISBN 9781107040380. Citado na pág. 5, 27
- Toro et al. (1997)** Gabriel R. Toro, Norman A. Abrahamson e John F. Schneider. Model of strong ground motions from earthquakes in central and eastern North America: best estimates and uncertainties. *Seismological Research Letters*, 68(1):41–57. URL <http://srl.geoscienceworld.org/content/68/1/41.short>. Citado na pág. 19
- Uhrhammer (1986)** R. Uhrhammer. Characteristics of northern and central California seismicity. *Earthquake Notes*, 57(1):21. Citado na pág. 49
- USGS (1996)** USGS. Lithospheric plates cartography illustration, 1996. URL http://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Placas_tect2_pt_BR.svg. Citado na pág. 4

- van Stiphout *et al.* (2010)** T. van Stiphout, J. Zhuang e D. Marsan. Theme v - basic Techniques/Models for analysing seismicity. Relatório técnico, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis. URL <http://www.corssa.org>. Citado na pág. 46
- Vere-Jones (1992)** D. Vere-Jones. Statistical methods for the description and display of earthquake catalogs. *Statistics in the Environmental and Earth Sciences*. Citado na pág. 37, 38
- Vigil (1997)** Jose Vigil. *A cross section illustrating the main types of plate boundaries*. URL <http://pubs.usgs.gov/gip/earthq1/fig13.gif>. Wall map produced jointly by USGS, the Smithsonian Institution, and the U.S. Naval Research Laboratory. Citado na pág. 4
- Vorobieva *et al.* (2013)** I. Vorobieva, C. Narteau, P. Shebalin, F. Beauducel, A. Nercessian, V. Clouard e M.-P. Bouin. Multiscale mapping of completeness magnitude of earthquake catalogs. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(4):2188–2202. ISSN 0037-1106. doi: 10.1785/0120120132. URL <http://www.bssaonline.org/cgi/doi/10.1785/0120120132>. Citado na pág. 72
- Weatherill (2014)** G. Weatherill. Hazard modeller's toolkit - user guide. Relatório técnico, Global Earthquake Model (GEM). Citado na pág. 45
- Weatherill *et al.* (2012)** G. A. Weatherill, M. Pagani e D. Monelli. The hazard component of the GEM modeller's toolkit: A framework for the preparation and analysis of probabilistic seismic hazard (PSHA) input tools. Em *Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering, Lisbon, Portugal, paper*. URL http://www.iitk.ac.in/nicee/wcee/article/WCEE2012_2316.pdf. Citado na pág. 45, 56
- Weichert (1980)** D. H. Weichert. Estimation of the earthquake recurrence parameters for unequal observation periods for different magnitudes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(4):1337 – 1346. Citado na pág. 15
- Woessner e Wiemer (2005)** J. Woessner e S. Wiemer. Assessing the quality of earthquake catalogues: estimating the magnitude of completeness and its uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(2):684 – 698. Citado na pág. 51
- Woessner *et al.* (2010)** J. Woessner, J. Hardebeck e E. Hauksson. What is an instrumental seismicity catalog. doi: 10.5078/corssa-38784307. URL http://www.corssa.ethz.ch/articles/themeiv/woessner_et_al/woessner_et_al.pdf. Citado na pág. 10, 11
- Woo (1996)** G. Woo. Kernel estimation methods for seismic hazard area source modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(2):353–362. Citado na pág. 1, 37, 46
- Zechar e Jordan (2010)** J. Douglas Zechar e Thomas H. Jordan. Simple smoothed seismicity earthquake forecasts for italy. *Annals of Geophysics*, 53(3):99–105. URL <http://www.annalsofgeophysics.eu/index.php/annals/article/viewArticle/4845>. Citado na pág. 37

Índice Remissivo

- Teoria tectônica das placas
bordas, 4
interior, 5
- Tectônica
Teoria tectônica das placas, 4
sismotectônica, 5
função de densidade de probabilidade, 6
função de distribuição acumulada de probabilidade, 6
- terremoto
ocorrência, 7
- tectônica, 3
América do Sul, 23
Brasil, 26
- ameaça sísmica, 15
- cálculo da ameaça, 20
- caracterização da Distribuição de Frequênci e Magnitude, 18
- caracterização da distribuição de distâncias, 18
- catálogos, 10
- Conjunto de Dados, 43
BSB, 44
ISC-GEM, 43
- declustering, 48
- Ferramentas, 44
programas, 44
- ferramentas
bibliotecas, 45
- fonte sísmica
área, 18
falha complexa, 18
falha simples, 18
ponto, 17
- Frankel, 1995, 37
processamento, 53
- Frankel, 1995
- resultados, 61
- GSHAP, 57
- Gutenberg-Richter MFD, 11
- Helmstetter
processamento, 53
- Helmstetter, 2012
resultados, 67
- hemlstetter, 2012, 38
- histograma, 6
- Implementações e novos códigos , 45
- instensidade macrossísmica, 9
- Linguagens de Programação, 44
- magnitude, 8
momento sísmico, 9
Richter, 8
- Magnitude de Completude, 50
- magnitude de completude, 14
- magnitudes
conversão, 48
- MFD, 11
- MFD com decaimento exponencial, 12
- MFD Limitada, 12
- MFD Truncada, 12
- pós-processamento, 56
- pré-processamento, 46
- pre-processamento
controle de qualidade, 46
- predição do movimento do chão, 18
- probabilidade, 6
- projeção de ocorrência de rupturas, 16
- PSHA
zoneamento, 17
- PSHA, Análise Probabilística de Ameaça Sísmica, 16
- remoção de agrupamentos, 48

- resultados anteriores, 57
Risco Sísmico, 15
- sismicidade, 7
Sismicidade do Brasil, 27
Amazonas, 31
centro-norte, 28, 29
extremo-oeste, 30
nordeste, 32
sul, sudeste e litoral leste, 28
software, 44
suavização
- fundamentos, metodologia, 35
suavização da sismicidade, 61
- taxa de sismicidade, 14
valor-a, 14
valor-b, 13
- Woo, 1996, 37
processamento, 53
resultados, 64
- zoneamento, 58