Mariana Silva Lopes

Estudo do Mecanismo Focal de Sismos Brasileiros Utilizando Inversão por Forma de Onda e Inversão Envelope

Niterói

Novembro 2019

Mariana Silva Lopes

## Estudo do Mecanismo Focal de Sismos Brasileiros Utilizando Inversão por Forma de Onda e Inversão Envelope

Projeto Final II em Geofísica apresentado à Universidade Federal Fluminense como exigência parcial para obtenção do título de Bacharel em Geofísica

Universidade Federal Fluminense

Orientador: Prof. Dr. Fábio Luiz Dias

Coorientador: Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos

Novembro 2019

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG Gerada com informações fornecidas pelo autor



Bibliotecária responsável: Yolle Vacariuc Bittencourt - CRB7/6040

Mariana Silva Lopes

# Estudo do Mecanismo Focal de Sismos Brasileiros Utilizando Inversão por Forma de Onda e Inversão Envelope

Projeto Final II em Geofísica apresentado à Universidade Federal Fluminense como exigência parcial para obtenção do título de Bacharel em Geofísica

Aprovado em Niterói, 29 de novembro de 2019:

1a Dr. Fabio Luiz Dias

Orientador – Observatório Nacional

Professor Dr. Marco Antonio Cetale Santos Coorientador – Universidade Federal Fluminense

> Professor Dr. Luiz Alberto Santos Universidade Federal Fluminense

Professor Dr. Rosrigo Bijani Universidade Federal Fluminense

Niterói Novembro 2019

All our dreams can come true, if we have the courage to pursue them.

Walter Elias Disney

#### Agradecimento

Primeiramente agradeço a minha família que me impulsionou durante esta trajetória na Universidade. Especialmente a minha mãe Cristina, meu pai Renato e minha irmã Marina por fazerem de mim quem eu sou hoje, me enchendo de amor, alegria, lindos momentos e ótimas lembranças. Eu não seria nada sem vocês três.

A todos meus amigos por acreditarem em mim e me fazerem uma pessoa feliz.

A Caetano por toda ajuda e amor.

A Fábio Dias, essa monografia não existiria sem você, muito obrigada por tudo que me ensinou e por todo tempo que dispôs a mim ao longo desses dois anos. Ao professor Marco Cetale por todas as dicas e ajuda. A minha banca, professor Luiz Alberto e Rodrigo Bijani obrigada pelas correções, sugestões e conselhos. Admiro muito vocês quatro e fico extremamente feliz em saber que dê alguma forma estiveram ligados ao meu trabalho.

A Petrobras, pela oportunidade de participar do projeto Tomografia Sísmica do Sudeste do Brasil (processo 2017/00159-0) como bolsista de iniciação científica.

E ao meu anjo da guarda por toda proteção dada a mim.

#### Resumo

Mecanismo Focal (MF) é uma ferramenta importante para entendermos a deformação da crosta e dinâmicas da Terra. Ele também nos ajuda a obter as direções de esforços que operam nas placas litosféricas. Em nosso trabalho, nós procuramos aumentar o número de eventos com MF determinado em território brasileiro. Nós estamos estudando alguns MFs previamente estimados, desejando explorar metodologias diferentes para determiná-los. Trabalhamos com dois métodos de inversão, o primeiro é o método da inversão por forma de onda padrão e segundo o método da inversão envelope, explorando suas vantagens e desvantagens. Ambos com modelos de velocidade específicos derivados da dispersão das ondas de superfície, e realizados pelo software ISOLA, verificando a primeira polaridade da onda P. Como resultado, encontramos o MF do sismo de Mara Rosa (2010), com estações diferentes das usadas como referência e o MF do sismo do Maranhão (2017), com as mesmas estações usadas pela referência. Para isso usamos os dois métodos de inversão, desta forma podemos compará-los com os que foram feitos antes. Por último testamos ambas inversões com as mesmas estações usadas para determinar nossos MFs, mas com o modelo de velocidade padrão usado pelas nossas referências. Nós obtivemos bons resultados para ambas as inversões utilizando os modelos de velocidade específicos. Concluímos que a metodologia que utilizamos funciona bem na recuperação do MF, uma vez que encontramos resultados similares aos que usamos como referência e que os modelos de velocidade específicos são mais indicados que os modelos padrões no caso de estações mais distantes do sismo. A inversão envelope realmente se demonstrou menos sensível as imprecisões dos modelos de velocidade, entretanto como foi demonstrado nos teste de Mara Rosa e Maranhão, não conseguimos chegar a um resultado único dentro do limiar de 0.9 da nossa incerteza, para os sismos com esta inversão. Em ambos os casos precisamos da inversão por forma de onda para confirmar o MF. Isto será útil para recuperar MFs de regiões que possuem poucos ou nenhum MF. Também trabalhamos para a determinação de três sismos ainda não publicados, o sismo de Cajati (2015), sismo de Mangaratiba (2018) e sismo de Rubim (2018), seguindo o intuito de aumentar o número de MFs.

Palavras-chave: sismo; mecanismo focal; ISOLA.

#### Abstract

Focal Mechanism (FM) is an important tool to understand crust deformation and dynamics of Earth. It also helps to obtain the stress directions that work on the lithospheric plates. In our work, we seek to increase the number of events with FM determined in Brazilian territory to help future studies. We are studying the FMs which have been previously estimated aiming to explore different methodologies to determine them. We have worked with two inversion methods, the first is the waveform inversion method and second is the envelope inversion method, exploring their advantages and disadvantages. Both with specific dispersion velocity models and carried out with the ISOLA software with P-wave first motion polarity check. As result, we have found the Mara Rosa earthquake FM (2010), with different stations from the one used as reference and Maranhão earthquake FM (2017) with the same stations as the reference. Using both methods, abled us to compare them with the ones that have been published before. At last, we tested both inversions, but with the standard velocity model used by our references. We obtained good results for the two inversions using the specific velocity models. We conclude that the methodology we have used works well to retrieve FM, once we found similar results to the ones used as reference and that the specific velocity models are better when we have stations farther from the event. The envelope inversion really showed itself as less sensible to velocity model imprecisions, otherwise, as it was shown at Mara Rosa and Maranhão tests, we can not get to a single result using the 0.9 threshold of uncertaint, for our earthquakes with this inversion. This will be useful to retrieve FM in regions that have just a few or none FMs obtained. We have also worked in the determination of three earthquakes that have not been published yet, Cajati (2015), Mangaratiba (2018) and Rubim (2018), following our goal to increase the number of FMs.

Keywords: earthquake; focal mechanism; ISOLA.

## Sumário

Li	Lista de Figuras			9		
1	Intr	odução		20		
2	Fun	Sundamentação Teórica				
	2.1	Ondas	Sísmicas	23		
	2.2	Escala	s de Magnitude e Intensidade	25		
		2.2.1	Escala de Mercalli Modificada (MM)	25		
		2.2.2	Escalas de Magnitude	26		
	2.3	Tipos	de limites entre placas litosféricas	28		
		2.3.1	Divergente	28		
		2.3.2	Convergente	28		
		2.3.3	Conservativo	29		
		2.3.4	Oblíquo	29		
	2.4	Tipos	de falhas	29		
		2.4.1	Falha normal	30		
		2.4.2	Falha inversa	30		
		2.4.3	Falha transcorrente	31		
		2.4.4	Falha oblíqua	31		
	2.5	Mecar	nismo Focal	32		
		2.5.1	Componentes do Mecanismo Focal - Strike, Dip E Rake	32		
		2.5.2	Entendendo a Esfera Focal (Diagrama Bola de Praia)	34		
		2.5.3	Regime de Esforços Tectônicos	38		
		2.5.4	Técnicas para determinação do Mecanismo Focal	39		
3	Met	odologi	a	41		
	3.1	Parâm	etros da Solução do Mecanismo Focal	42		
	3.2	Invers	ão por Forma de Onda e Inversão Envelope	44		
	3.3	Minin	num Shear Wavelength (MSW)	46		
4	Res	Resultados e Discussões				
	4.1	Sismo	Mara Rosa (Goiás, 2010)	48		
	4.2	Sismo	Mara Rosa Modelo de Velocidade Padrão	56		
	4.3	Sismo	do Maranhão (2017)	58		
	4.4	Sismo	do Maranhão Modelo de Velocidade Padrão	67		
	4.5	Analis	ando o MSW para os Modelos de Velocidade	70		
	4.6	Sismo	de Cajati (São Paulo, 2015)	71		
	4.7	Sismo	de Mangaratiba (Rio de Janeiro, 2018)	76		
	4.8	Sismo	de Rubim (Minas Gerais, 2018)	78		

5	Con	clusão	81
6	Refe	rências Bibliográficas	83
7	Apêndices		86
	7.1	Mapa Mangaratiba e Rubim	86
	7.2	Programa ISOLA	87
	7.3	III Simpósio Brasileiro de Sismologia (Abstract)	92

## Lista de Figuras

1	Distribuição de esforços intraplaca. Mapa da América do Sul, onde podemos	
	constatar que temos poucas informações sobre a distribuição de esforços in-	
	traplaca no Brasil (cada barra representa a SHMax de um mecanismo focal	
	determinado). SHMax é a tensão máxima horizontal que é indicada pela orienta-	
	ção da barra, como será visto na figura 22, possui informações in situ (coletadas	
	no local) e informações em BO (dados de poço). Na legenda aparecem os tipos	
	de falha: em azul a falha inversa (thrust), em verde a falha transcorrente (strike-	
	slip) e em vermelho a falha normal. O tamanho da barra indica a qualidade	
	dos dados: C1 (MF confiável recuperado por dois métodos utilizados), C2 (MF	
	recuperado por apenas um método utilizado), D (MF recuperado por apenas um	
	método utilizado e com grandes incertezas). As principais províncias geológicas	
	são: CBS = Escudo do Brasil Central, SFC = Cráton de São Francisco, AmB	
	= Bacia Amazônica, PnB = Bacia do Parnaiba, PcB = Bacia dos Parecis, PrB	
	= Bacia do Paraná, Pt = Bacia do Pantanal, TP = Cinturão de Dobramento da	
	Província Tocantins, GS = Escudo das Guianas e ChB = Bacia do Chaco. As	
	setas brancas indicam a convergência entre as placas. (atualizada deAssumpção	
	et al. (2016))	22
2	Onda P. Nesta imagem podemos observar o sentido de propagação da onda P e	
	como se comportam as partículas no meio em que a onda se propaga (indicado	
	pela seta dupla preta)(modificado de Assumpção (2010))	23
3	Onda S. Observamos aqui a propagação da onda S e o movimento das suas	
	partículas (indicado pela seta dupla preta)(modificado de Assumpção (2010)).	24
4	Onda Love e Rayleigh. Na figura à esquerda observamos como ocorre a pro-	
	pagação da onda Love, as setas rosas indicam o movimento das partículas. E	
	na figura à direita como ocorre a propagação da onda Rayleigh, as setas azuis	
	indicam o movimento de propagação das partículas (extraído de Assumpção	
	(2010))	24
5	Sismograma. Neste sismograma podemos ver as três componentes, primeiro a	
	Z, segundo a NS e por último a EW. Temos as letras P marcando a onda P, S a	
	onda S, Lv a onda Love e Rg a onda Rayleigh. Analisando a primeira chegada	
	da onda P podemos dizer que a estação que gravou esse sismo recebeu um	
	puxão (componente Z para baixo) e que o sismo vem do Sul, uma vez que na	
	componente NS ela chega para baixo e com amplitude bem maior que a EW. Os	
	valores no eixo vertical da figura são apenas representativos, visando melhorar	
	a visualização, logo as ondas não estão realmente elevadas em relação a outra	
	(extraído de Assumpção (2010))	25

6	Limite divergente. Nesta figura as setas vermelhas indicam o afastamento de duas placas litosféricas, também podemos ver a ascensão de magma que no	
	futuro pode criar uma nova litosfera (extraído de Press et al. (2006a)).	28
7	Limite convergente. Aqui temos a representação do encontro de duas placas,	
	neste caso uma crosta oceânica à esquerda e uma crosta continental à direita. A	
	seta azul indica a subducção sofrida pela crosta oceânica por ser mais densa que	
	a crosta continental (extraído de Press et al. (2006a)).	29
8	Limite conservativo. As setas amarelas indicam que o bloco da direita se mo-	
	vimenta para baixo em relação ao bloco da esquerda, representando como são	
	formadas as falhas transcorrentes do limite conservativo (extraído de Press et al.	
	(2006a))	29
9	Falha normal. (a) representa as forças de tensão, que causam a extensão das	
	rochas na falha normal (setas vermelhas apontam para fora); (b) as rochas	
	sobrepostas (à direita) movem-se para baixo em relação às rochas sotopostas (à	
	esquerda) e assim fica exposto o plano de falha normal, ao mesmo tempo que	
	temos a extensão da área em torno da falha (extraído de Press et al. (2006b)).	30
10	Falha inversa. (a) representa as forças de compressão, que comprimem as rochas	
	no caso da falha inversa (setas azuis apontam para dentro); (b) a parte à direita	
	das rochas sobe, enquanto a parte da esquerda desce devido ao encurtamento	
	sofrido pelas rochas causado forças de compressão (extraído de Press et al.	
	(2006b))	31
11	Falha transcorrente. (a) as setas amarelas indicam as forças de cisalhamento,	
	isto é, ocorre deformação em uma superfície a partir desta força, em sentido	
	contrário, mas seguindo uma mesma direção (horizontal); (b) observamos que	
	um bloco de rochas desliza em relação ao outro, de forma que temos apenas	
	deslocamento horizontal (extraído de Press et al. (2006b))	31
12	Falha oblíqua. (a) para este tipo de falha temos tensão ou compressão agindo	
	conjuntamente com cisalhamento; (b) podemos ver que temos tanto movimento	
	horizontal quanto vertical falhando os blocos de rochas, neste exemplo que	
	combina a tensão com o cisalhamento (extraído de Press et al. (2006b))	32
13	Direção (strike). (a) temos a representação de um plano de falha, onde uma seta	
	indica a direção do strike (strike direction) e outra seta indica o norte geográfico	
	(north); (b) aqui vemos que o ângulo do strike é caracterizado pelo ângulo entre	
	o norte e a direção do <i>strike</i> (corte no plano de falha), variando de $0^{\circ}$ a 360°,	
	também temos a direção do mergulho (dip direction) (extraído de Ammom (2001)).	33

14	Mergulho ( <i>dip</i> ). (a) representação do <i>dip</i> no plano de falha ( <i>fault</i> ), onde também podemos ver o teto ( <i>hanging wall</i> ) e o muro ( <i>footwall</i> ), que são blocos que estão sobre e abaixo do plano de falha, respectivamente; (b) vemos a seta que	
	exemplifica um ângulo do <i>dip</i> , variando de $0^{\circ}$ a 90°, que neste caso é 45°	
	(extraído de Ammom (2001))	33
15	Vetor de deslocamento de falha ( <i>rake</i> ). (a) Exemplo de posição do <i>rake</i> ( <i>slip</i> )	
	em uma superfície, indicando o ângulo do rake (slip angle) e seu vetor de	
	deslocamento (slip vector). Assim como as direções em que o bloco pode ter	
	deslizado, para cima (up), para baixo (down), para direita (right) e para esquerda	
	( <i>left</i> ); (b) posições e graus para o ângulo de <i>rake</i> ( $\lambda$ ) (modificado de Ammom	
	(2001))	34
16	Ângulos <i>strike</i> e <i>dip</i> . O ângulo <i>strike</i> dá a rotação do plano nodal entre $0^{\circ}$ e	
	$360^{\circ}$ , nesse caso temos o <i>strike</i> 1 igual a zero, encontrado a partir da regra da	
	mão direita (lembrando que o dedão aponta para o strike correto, nesse caso é o	
	strike 1). E o ângulo dip é representado pelo comprimento entre o plano nodal e	
	a borda da esfera focal, indo de 90° (meio da esfera) até 0° (borda da esfera),	
	nesse caso podemos esperar um $dip$ em torno de 30° (modificado de (Cronin,	
	2010))	34
17	Esfera Focal. (a) exemplo de esfera focal representando uma falha normal (eixo	
	de compressão P no meio), com seu plano de falha e plano auxiliar, onde T é	
	o eixo de tensão em cinza e P é o eixo de compressão em branco; (b) vários	
	exemplos de esferas focais de acordo com o tipo de falha, demonstrando como	
	mais de um tipo de movimento pode causar a mesma esfera focal, ocasionando	
	assim uma ambiguidade (extraído de (USGS, 2016)).	35
18	Eixo de Compressão e Tensão na esfera focal. Temos o eixo de compressão	
	P (pressure axis) em branco, com as setas apontando para dentro e o eixo de	
	tensão T (tension axis) em preto, com as setas apontando para fora, formando	•
10	uma esfera focal (extraído de Bormann et al. (2002))	36
19	Exemplo de percepção da onda P. Temos a representação de uma fonte de sismo	
	(F), cuja onda se propaga na direção indicada pela seta. E também podemos	
	ver quatro estações sismográficas chamadas de $\Delta 1$ , $\Delta 2$ , $\Delta 3$ e $\Delta 4$ (modificado de	
	Bormann et al. (2002))	36

- 20 Relação entre o sismograma e o plano de falha. O sismo é representado pela estrela que une o plano auxiliar e o plano de falha. Temos três exemplos de componentes verticais (Z) do sismograma, onde podemos observar como a recepção da onda P em cada estação influencia os quadrantes dos eixos P e T da esfera focal. Na estação A, podemos ver que a primeira chegada da onda P ocorre para baixo e isso implica que houve um puxão que é representado na esfera focal pelo eixo P, com a cor branca e sinal negativo. Já na estação B vemos que a primeira chegada da onda P ocorre para cima, isso indica um movimento de empurrão sofrido pela estação, que é representado pelo eixo T, com a cor preta e sinal positivo (modificado de Lopes (2008)).

Momentos tensores elementares. Estes são os MTs usados na inversão do momento tensor completo (Bormann et al. (2002)).
43

- 26 Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, apenas utilizando o valor VR acima de 0.5. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR (eixo vertical). À direita da imagem estão os MFs que possuem VR acima de 0.5. O MF maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados.
- 27 Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, apenas utilizando o valor VR com limiar de 0.9. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR (eixo vertical). À direita da imagem estão os MFs que possuem VR aceitável. O MF maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados. . . . .

50

51

- Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, utilizando o VR multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR\*PF (eixo vertical). Pode-se ver que estas imagens levam em consideração o ajuste das polaridades PF, no MF maior as bolinhas cinzas representam chegadas para baixo e as cruzes cinzas chegadas para cima. Os MFs menores são os encontrado para VR com limiar 0.9.
- 29 Ajuste da onda para inversão por forma de onda do sismo de Mara Rosa. O valor VR encontrado para cada onda está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua componente. Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta). O eixo vertical do gráfico representa a amplitude da onda e o eixo horizontal representa o tempo. A coluna NS é a variação Norte-Sul da onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste da onda e a coluna Z é a variação da onda na vertical.
- 31 Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelos de velocidade específicos para inversão envelope, utilizando apenas o VR (com limiar de 0.5). Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, profundidade (*depth*) e frequência.

32	Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelos de velocidade especí- ficos para inversão envelope, utilizando o VR (com limiar 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: <i>strike</i> , <i>dip</i> , <i>rake</i> , profundidade ( <i>denth</i> ) e frequência	54
33	Ajuste da onda por inversão envelope do sismo de Mara Rosa. O valor VR encontrado para cada onda está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua componente. Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta). O eixo vertical do gráfico representa a amplitude da onda (que tem sua parte negativa transformada em positiva e seus picos ligados pela transformada de Hilbert, como na figura 24) e o eixo horizontal representa o tempo em segundos a partir da tempo de origem do tremor. A coluna NS é a variação Norte-Sul da onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste da onda e a coluna Z é a variação	54
34	da onda na vertical	55
35	maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados	57
36	frequência	58
37	Teste de Frequência do sismo do Maranhão com modelos de velocidade específi- cos para inversão por forma de onda, apenas utilizando o valor VR > 0.5. Esta figura possui gráficos com informações sobre: <i>strike</i> , <i>dip</i> , <i>rake</i> , tempo ( <i>time</i> ), profundidade ( <i>depth</i> ), $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR (eixo vertical). À direita da imagem estão os MFs que possuem VR aceitável. O MF maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados	60
	· ·	

- 38 Teste de Frequência do sismo do Maranhão com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, apenas utilizando o valor VR (limiar de 0.9). Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*), *M<sub>w</sub>*, DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR (eixo vertical). À direita da imagem estão os MFs que possuem VR aceitável. O MF maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados. 61
- 40 Ajuste da onda para inversão por forma de onda do sismo do Maranhão. O valor VR encontrado para cada onda está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua componente. Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta). O eixo vertical do gráfico representa a amplitude da onda e o eixo horizontal representa o tempo. A coluna NS é a variação Norte-Sul da onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste da onda e a coluna Z é a variação da onda na vertical.
- 41 MFs pré-restritos para o sismo do Maranhão. Estes são os MFs que melhor se encaixam nas informações dadas sobre o sismo do Maranhão. Dentro do MF, que exibe vários planos nodais, temos um x preto que indica que a polaridade da primeira chegada da onda P foi para cima e a esfera cinza indica que a polaridade foi para baixo. A barra de cores indica o ajuste das polaridades. Podemos notar a falta de polaridades na parte de cima deste MF, se observarmos o mapa do sismo (figura 36) veremos que isso se deve ao fato de que, nesse caso, não temos estações sismográficas no oceano.

- 44 Ajuste da onda por inversão envelope do sismo do Maranhão. O valor VR encontrado para cada onda está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua componente. Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta). O eixo vertical do gráfico representa a amplitude da onda (que tem sua parte negativa transformada em positiva e seus picos ligados pela transformada de Hilbert, como na figura 24) e o eixo horizontal representa o tempo em segundos a partir da tempo de origem do tremor. A coluna NS é a variação Norte-Sul da onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste da onda e a coluna Z é a variação da onda na vertical.
- 45 Teste de Frequência do sismo Maranhão com modelo de velocidade padrão para inversão por forma de onda, apenas utilizando o valor VR (acima de 0.5). Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*), *M<sub>w</sub>*, DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR (eixo vertical). À direita da imagem estão os MFs que possuem VR aceitável. O MF maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados. . . . . 68

- 48 Mapa do sismo de Cajati. Mapa contendo o epicentro do sismo estudado representado pelo MF gerado na inversão por forma de onda. Com *strike* 340°, *dip* 90° e *rake* 0°, indicando uma falha inversa. E as quatro estações sismo-gráficas utilizadas na inversão (SPB01, PET01 e TIJ01) com suas coordenadas representadas por triângulos pretos. Mapa elaborado com o GMT. . . . . . . 72

49	Teste de Frequência do sismo de Cajati com modelos de velocidade específicos	
	para inversão por forma de onda, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado	
	pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: <i>strike</i> , <i>dip</i> , <i>rake</i> ,	
	tempo ( <i>time</i> ), profundidade ( <i>depth</i> ), $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos	
	em relação ao VR*PF (eixo vertical). Pode-se ver que estas imagens levam	
	em consideração o ajuste das polaridades PF, no MF maior as bolinhas cinzas	
	representam chegadas para baixo e as cruzes cinzas chegadas para cima. Os MFs	
	menores são os encontrado para VR com limiar 0.9.	73
50	Ajuste da onda para inversão por forma de onda do sismo de Cajati. A compo-	
	nente EW da estação TIJ01 foi desligada, pois estava apresentando problemas	
	que poderiam interferir nos resultados. O valor VR encontrado para cada onda	
	está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua componente.	
	Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta). O eixo vertical do	
	gráfico representa a amplitude da onda e o eixo horizontal representa o tempo. A	
	coluna NS é a variação Norte-Sul da onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste	
	da onda e a coluna Z é a variação da onda na vertical	74
51	MFs pré-restritos para o sismo de Cajati. Estes são os MFs que melhor se	
	encaixam nas informações dadas sobre o sismo de Cajati. Dentro do MF, que	
	exibe vários planos nodais, temos um x preto que indica que a polaridade da	
	primeira chegada da onda P foi para cima e a esfera cinza indica que a polaridade	
	foi para baixo. A barra de cores indica o ajuste das polaridades	75
52	Teste de Frequência do sismo de Cajati com modelos de velocidade específicos	
	para inversão envelope, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta	
	figura possui gráficos com informações sobre: strike, dip, rake, profundidade	
	( <i>depth</i> ) e frequência.	75
53	Ajuste da onda por inversão envelope do sismo de Cajati. O valor VR encontrado	
	para cada onda está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua	
	componente. Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta).	
	O eixo vertical do gráfico representa a amplitude da onda (que tem sua parte	
	negativa transformada em positiva e seus picos ligados pela transformada de	
	Hilbert, como na figura 24) e o eixo horizontal representa o tempo em segundos	
	a partir da tempo de origem do tremor. A coluna NS é a variação Norte-Sul da	
	onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste da onda e a coluna Z é a variação	
	da onda na vertical	76

Teste de Frequência do sismo de Mangaratiba com modelos de velocidade	
específicos para inversão por forma de onda, utilizando o VR (limiar de 0.9)	
multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: strike,	
<i>dip</i> , <i>rake</i> , tempo ( <i>time</i> ), profundidade ( <i>depth</i> ), $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência.	
Todos em relação ao VR*PF (eixo vertical). Pode-se ver que estas imagens	
levam em consideração o ajuste das polaridades PF, no MF maior as bolinhas	
cinzas representam chegadas para baixo e as cruzes cinzas chegadas para cima.	
Os MFs menores são os encontrado para VR com limiar 0.9.	77
Teste de Frequência do sismo de Mangaratiba com modelos de velocidade	
específicos para inversão envelope, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado	
pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: <i>strike</i> , <i>dip</i> , <i>rake</i> ,	
profundidade ( <i>depth</i> ) e frequência.	78
Teste de Frequência do sismo de Rubim com modelos de velocidade específicos	
para inversão por forma de onda, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado	
pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: <i>strike</i> , <i>dip</i> , <i>rake</i> ,	
tempo ( <i>time</i> ), profundidade ( <i>depth</i> ), $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos	
em relação ao VR*PF (eixo vertical). Pode-se ver que estas imagens levam	
em consideração o ajuste das polaridades PF, no MF maior as bolinhas cinzas	
representam chegadas para baixo e as cruzes cinzas chegadas para cima. Os MFs	
menores são os encontrado para VR com limiar 0.9.	79
Teste de Frequência do sismo de Rubim com modelos de velocidade específicos	
para inversão envelope, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta	
figura possui gráficos com informações sobre: strike, dip, rake, profundidade	
( <i>depth</i> ) e frequência.	80
Mapa do sismo de Mangaratiba. Mapa contendo o epicentro do sismo estudado	
representado pelo MF gerado na inversão por forma de onda. Com <i>strike</i> 42°, <i>dip</i>	
88° e <i>rake</i> 91°, indicando uma falha inversa. E as quatro estações sismográficas	
utilizadas na inversão (MAN01 e VAS01) com suas coordenadas representadas	
por triângulos pretos.	86
Mapa do sismo de Rubim. Mapa contendo o epicentro do sismo estudado	
representado pelo MF gerado na inversão por forma de onda. Com strike 42°, dip	
88° e <i>rake</i> 91°, indicando uma falha inversa. E as quatro estações sismográficas	
utilizadas na inversão (GUA01 e CMC01) com suas coordenadas representadas	
por triângulos pretos.	87
Página inicial do programa ISOLA. O programa possui seis conjuntos de fun-	
cionalidades: utilidades (utilities), informação do evento (event information),	
modelo crustal (crustal model), entrada de dados (input data), inversão (inver-	
sion) e ferramentas (tools).	88
	Teste de Frequência do sismo de Mangaratiba com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: <i>strike, dip, rake,</i> tempo ( <i>time</i> ), profundidade ( <i>depth</i> ), $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação oa VR*PF (eixo vertical). Pode-se ver que estas imagens levam em consideração o ajuste das polaridades PF, no MF maior as bolinhas cinzas representam chegadas para baixo e as cruzes cinzas chegadas para cima. Os MFs menores são os encontrado para VR com limiar 0.9

- 61 Mapa do sismo no ISOLA. Mapa do sismo do Maranhão e as estações sismográficas utilizadas ao seu redor. Os quadrados em rosa representam as estações sismográficas que iremos utilizar e, no caso, estão próximas ao sismo (estrela azul). 89

## 1 Introdução

Os abalos sísmicos, também chamados de sismos ou tremores de terra, são movimentos naturais ocasionados por rupturas instantâneas no interior da crosta terrestre. Eles também podem ser induzidos por atividades humanas, como no caso das represas, que chegam a causar tremor devido à reacomodação do solo para suportar o peso da água (Assumpção, 2015). Os sismos propagamse através de ondas mecânicas, podendo ser sentidos diretamente por nós e/ou registrados com o auxílio dos sismógrafos. O sismógrafo é um equipamento que grava as ondas sísmicas, o registro gráfico obtido através dele é chamado de sismograma, e a partir dele podemos obter dados como a magnitude do sismo e o seu hipocentro.

A origem do sismo é dada, basicamente, por rochas que armazenam energia resultante de esforços. A partir do momento que essa energia supera a resistência das rochas, elas se rompem instantaneamente e transmitem energia em todas as direções. Chamamos de hipocentro ou foco a posição exata da emissão dessas ondas e de epicentro sua projeção na superfície terrestre (Assumpção & Neto, 2000).

São registrados nas estações sismográficas por volta de um milhão de abalos sísmicos anualmente. Destes apenas cinco mil são perceptíveis pelo ser humano (Vasconcelos, 2010). E somente alguns chegam a causar danos em áreas ocupadas pelo homem. Essa quantidade de sismos anual deixa clara a falta de estabilidade da crosta terrestre. Um dos fatos mais interessantes em estudar os sismos é que a partir das refrações e reflexões de suas ondas podemos analisar e encontrar camadas de diferentes profundidades, densidades e composições (Vasconcelos, 2010).

O movimento das placas litosféricas podem causar sismos que se propagam por toda a Terra. Mesmo estando a mais de dois mil quilômetros do hipocentro as vibrações podem ser sentidas pelo ser humano, como no caso do sismo na Bolívia de magnitude 6,8 em abril de 2018, que foi sentido em vários estados do Brasil, como divulgado pelo website G1 (Globo, 2018). Os sismos de grande magnitude costumam ocorrer no limite de placas convergentes (será visto na página 29), ou seja, coincidem com áreas que possuem atividades vulcânicas, uma vez que essas áreas são tectonicamente instáveis, propensas a levantamentos, dobramentos e falhamentos (Assumpção, 2015).

É comum que se tenha baixa sismicidade em regiões intraplaca, no Brasil isso não é diferente. Acrescentando o fato da pouca quantidade de estações sismográficas existentes em nosso país, não temos muitas informações sobre a distribuição dos esforços intraplaca que causam o acúmulo de energia nas rochas. Atualmente contamos com a Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) que aumentou o número de estações (84 estações atualmente), facilitando o estudo de esforços crustais (Bianchi et al., 2018).

Mesmo com a ampliação do número de estações proporcionada pela RSBR, poucos sismos têm o seu mecanismo focal (MF) determinado. É por meio do MF, como será visto posteriormente,

que obtemos informações sobre a direção de esforços atuantes na placa (Assumpção et al., 2016). Esses esforços são importantes para estudos de convecção do manto e deformação de crosta terrestre. Comparando a base de dados de MF de Assumpção et al. (2016) e o catálogo de sismos brasileiro, percebemos que somente 4% dos sismos possuem o MF determinado. E em abrangência mundial, a *International Seismological Centre* (ISC, 2019) no seu último boletim, referente a julho-dezembro de 2016, mostra que de 563227 eventos, entre magnitudes -1.5 até 8.7, só 7312 têm mecanismo focal determinado, ou seja, um pouco mais de 1%. Na figura 1, podemos observar em torno de 90 mecanismos focais recuperados no Brasil desde 1960. O ideal é que recuperemos ainda mais.

Recentemente, novas técnicas para a determinação do MF têm sido desenvolvidas, por exemplo, a utilização de modelos de velocidade específicos (Dias et al., 2016) e a inversão de envelope (Zahradník & Sokos, 2018). Elas têm possibilitado o estudo de sismos que não eram possíveis, sendo pela grande distância do evento combinada com a baixa magnitude, ou sendo pela baixa cobertura azimutal do evento.

No trabalho de Adamova et al. (2009) e de Carvalho (2015) podemos ver que a inversão por forma de onda, feita no software ISOLA (Sokos & Zahradník, 2013), é considerada confiável na hora de recuperar mecanismos focais, mesmo com sismos de baixa magnitude (entre 1 e 3). Além disso, estudos recentes de Zahradník & Sokos (2018) indicam que a inversão de forma de onda deve ser substituída pela inversão envelope quando ela falhar. Isto é, em casos onde devemos calcular o mecanismo focal de sismos em estações relativamente distantes, onde sinais de frequências baixas acabam escondidos pelos ruídos e onde os modelos de velocidade não representam bem a geologia da região onde o sismo ocorreu (Zahradník & Sokos, 2018). Um dos objetivos deste trabalho é testar essas formas de inversão calculando o mecanismo focal tanto para inversão de forma de onda, quanto para inversão envelope. Assim como, comparar os resultados obtidos a partir de ambas.

Diante de tudo que foi exposto, o objetivo geral desse trabalho é contribuir com o estudo da distribuição de esforços intraplaca, aplicando metodologias disponíveis para obter os mecanismos focais de sismos e, consequentemente, ampliando a base de dados brasileira. E como objetivo específico buscamos comparar os nossos resultados para o sismo Mara Rosa com estações sismográficas abertas e modelos de velocidade específicos, com os da nossa referência (Zahradník et al., 2015) que utilizou estações fechadas e um modelo de velocidade padrão. E também comparar os resultados do sismo do Maranhão recuperado com as mesmas estações utilizadas pela nossa referência (Dias et al., 2018), tanto com modelos de velocidade específicos quanto com o modelo de velocidade padrão usado pela nossa referência. Ambos serão vistos no capítulo Resultados e Discussões.



SHmax Estimate from Focal Mechanisms

Figura 1: Distribuição de esforços intraplaca. Mapa da América do Sul, onde podemos constatar que temos poucas informações sobre a distribuição de esforços intraplaca no Brasil (cada barra representa a SHMax de um mecanismo focal determinado). SHMax é a tensão máxima horizontal que é indicada pela orientação da barra, como será visto na figura 22, possui informações in situ (coletadas no local) e informações em BO (dados de poço). Na legenda aparecem os tipos de falha: em azul a falha inversa (thrust), em verde a falha transcorrente (strike-slip) e em vermelho a falha normal. O tamanho da barra indica a qualidade dos dados: C1 (MF confiável recuperado por dois métodos utilizados), C2 (MF recuperado por apenas um método utilizado), D (MF recuperado por apenas um método utilizado e com grandes incertezas). As principais províncias geológicas são: CBS = Escudo do Brasil Central, SFC = Cráton de São Francisco, AmB = Bacia Amazônica, PnB = Bacia do Parnaiba, PcB = Bacia dos Parecis, PrB = Bacia do Paraná, Pt = Bacia do Pantanal, TP = Cinturão de Dobramento da Província Tocantins, GS = Escudo das Guianas e ChB = Bacia do Chaco. As setas brancas indicam a convergência entre as placas. (atualizada deAssumpção et al. (2016)).

## 2 Fundamentação Teórica

Neste capítulo abordaremos os tópicos necessários para entender o que o mecanismo focal representa e como interpretá-lo. Falando desde as ondas sísmicas até as componentes do mecanismo focal e as técnicas utilizadas para sua determinação.

## 2.1 Ondas Sísmicas

Ondas sísmicas são vibrações ou oscilações que se propagam pelo interior da Terra em todas as direções, a partir do foco ou hipocentro, sendo iniciadas com a ruptura de rochas. Podem ser ondas de corpo (onda P e S) ou ondas de superfície (onda Love e Rayleigh) (Assumpção, 2010). As ondas P (primárias) são longitudinais, ou seja, as partículas do meio vibram na mesma direção em que as ondas se propagam (figura 2).



Figura 2: Onda P. Nesta imagem podemos observar o sentido de propagação da onda P e como se comportam as partículas no meio em que a onda se propaga (indicado pela seta dupla preta)(modificado de Assumpção (2010)).

As ondas S (secundárias) são transversais, isto é, as partículas do meio oscilam perpendicularmente à direção de propagação de onda (figura 3). A onda S tem uma velocidade de propagação menor que da onda P, logo chega após a P na estação sismográfica. É importante considerar que a onda S se propaga apenas em meios sólidos, enquanto que a onda P se propaga em meios sólidos, líquidos e gasosos (Assumpção, 2010). A velocidade de propagação de cada uma depende do tipo de rocha e a deformação sofrida pelo meio é chamada de cisalhamento.



Figura 3: Onda S. Observamos aqui a propagação da onda S e o movimento das suas partículas (indicado pela seta dupla preta)(modificado de Assumpção (2010)).

As ondas de superfície, como o próprio nome já diz, se propagam junto a superfície e suas vibrações diminuem rapidamente com a profundidade. As partículas da onda Love vibram na direção horizontal, perpendicular à da propagação das ondas (direção transversal)(figura 4), é um modo de propagação de onda S polarizadas horizontalmente e restritas as camadas mais superficiais da Terra (Assumpção, 2010).



Figura 4: Onda Love e Rayleigh. Na figura à esquerda observamos como ocorre a propagação da onda Love, as setas rosas indicam o movimento das partículas. E na figura à direita como ocorre a propagação da onda Rayleigh, as setas azuis indicam o movimento de propagação das partículas (extraído de Assumpção (2010)).

E as partículas das ondas Rayleigh oscilam em um plano vertical descrevendo uma elipse (parece com o movimento das ondas do mar), é um modo de propagação por interferência construtiva de onda P e S refletidas nas camadas mais rasas da Terra (figura 4). As velocidades de propagação das ondas de superfície são menores que da onda P e S (Assumpção, 2010). E quanto mais raso for o terremoto, maior amplitude terão as ondas de superfície.

Essas ondas são divididas em três componentes: Z (elevação), NS (Norte-Sul) e EW (Leste-

Oeste). Em um sismograma (figura 5) podemos ver as três. Na Z a primeira chegada da onda P para cima indica que a estação sofreu um empurrão e para baixo indica que sofreu um puxão. Na NS a primeira chegada da onda P para cima indica que a onda está vindo do Norte e para baixo indica que a onda está vindo do Sul. Na EW a primeira chegada da onda P para cima indica que a onda está vindo do Leste e para baixo indica que a onda está vindo do Oeste. Unindo essas informações podemos descobrir que uma onda está vindo de noroeste por exemplo, isso nos ajuda a localizar o epicentro do sismo.



Figura 5: Sismograma. Neste sismograma podemos ver as três componentes, primeiro a Z, segundo a NS e por último a EW. Temos as letras P marcando a onda P, S a onda S, Lv a onda Love e Rg a onda Rayleigh. Analisando a primeira chegada da onda P podemos dizer que a estação que gravou esse sismo recebeu um puxão (componente Z para baixo) e que o sismo vem do Sul, uma vez que na componente NS ela chega para baixo e com amplitude bem maior que a EW. Os valores no eixo vertical da figura são apenas representativos, visando melhorar a visualização, logo as ondas não estão realmente elevadas em relação a outra (extraído de Assumpção (2010)).

#### 2.2 Escalas de Magnitude e Intensidade

A escala mais comumente usada para classificar sismos pela sua intensidade é a escala de Mercalli. Já quando se trata de classificação por magnitude temos escalas como: Magnitude da Onda P  $(m_b)$  ou Magnitude  $M_w$ . Os dois tipos de escala serão esclarecidos a seguir.

#### 2.2.1 Escala de Mercalli Modificada (MM)

Classifica os sismos quanto a sua destrutividade, em doze categorias, de acordo com a intensidade do sismo sentida pelo homem utilizando informações como impactos em construções e na própria natureza. Esse tipo de escala é muito importante no estudo de sismos antigos, onde são utilizadas informações (como rachaduras em casas e onde o tremor foi sentido) publicadas em um tempo onde não havia sismógrafos e, portanto, temos que confiar no relato de pessoas da época para estipular uma magnitude (Assumpção, 2010). Também são importantes em áreas com poucas

estações sismográficas, onde estipular com precisão o epicentro é uma tarefa complexa, então utilizamos a MM a fim de verificar em qual local foi detectada a categoria mais alta, e assim chegar a uma estimativa mais próxima do local do epicentro Assumpção (2010).

Para termos uma breve noção de como a escala funciona: o I MM (categoria 1) é quando o sismo não é sentido pelo ser humano, como no caso de um sismo muito distante ou de magnitude baixa; o VI MM (categoria 6) já é sentido por todos, muitas pessoas se assustam e vão para as ruas, janelas e louças quebram, objetos caem de prateleiras; no XII MM (categoria 12 e última) temos destruição quase total, onde até a topografia local chega a ser alterada (tabela completa pode ser encontrada em Assumpção (2015), na página 9).

#### 2.2.2 Escalas de Magnitude

Foi criada para comparar os tamanhos relativos dos sismos (não havendo limite inferior, nem superior), sendo baseada nos registros das estações sismográficas. Classifica os sismos de acordo com a quantidade de energia liberada. É uma escala logarítmica, isto é, cada ponto na escala corresponde a um fator de 10 vezes nas amplitudes das vibrações (Assumpção & Neto, 2000).

A primeira escala feita por Richter era destinada apenas a sismos ocorridos no Sul da Califórnia (Assumpção & Neto, 2000). Por isso, posteriormente, foram desenvolvidas outras escalas a partir desta, mas que dessa vez abrangeriam distâncias diferentes podendo ter alcance mundial e serem usadas em regiões diferentes da proposta inicial. Abaixo, vamos expor os principais tipos de escalas de magnitude.

#### Magnitude da onda $P(m_b)$

É medida utilizando informações da onda P (primeira onda a chegar à ocasião de um sismo) (Assumpção, 2010). Dada a partir da equação a seguir:

$$m_b = \log \frac{A}{T} + Q(\Delta, h) \tag{1}$$

Em que:

A = amplitude máxima de movimentação ( $\mu$ m), da onda P registrada na componente vertical; T = período da onda P (s) medido em A;  $\Delta$  = distância epicentral (em graus), para essa escala é indicado que a distância entre o sismo e a estação sismográfica encontre-se entre 21° e 100° (1° equivale a ~ 111 quilômetros); h = profundidade hipocentral; Q = fator tabelado para corrigir a diminuição da amplitude utilizando a distância epicentral e a profundidade. A tabela referente ao fator Q pode ser encontrada em Assumpção (2010), na página 6.

#### Magnitude Regional Brasileira (m<sub>R</sub>)

Para o caso de sismos no Brasil, utilizando estações brasileiras, é preferível utilizar a  $m_R$ . Uma

vez que na maioria desses casos não temos uma distância epicentral maior que 20°, que é exigida para uma resposta mais confiável desta escala (Assumpção, 2010). Então utilizamos a escala de magnitude regional (abaixo) que foi desenvolvida para atenuação das ondas sísmicas na litosfera brasileira.

$$m_R = \log V + 2.3 \log R - 2.8 \tag{2}$$

Em que:

V = velocidade da partícula da onda P ( $\mu$ m/s), a velocidade também pode ser calculada por V = ( $2\pi A$ )/T, onde A é a amplitude do chão e T é o período da onda P; R = distância em quilômetros, para que a equação tenha um resultado mais confiável é indicado que a distância esteja entre 200 e 1500 quilômetros.

#### Magnitude *M<sub>w</sub>*

A escala de magnitude  $M_w$  é a mais recente a ser aplicada e também é a escala utilizada em nossa metodologia. Sendo a que melhor reflete o tamanho dos sismos, pois é baseada no momento físico que ocorre durante a ruptura Assumpção (2010). Esse momento é chamado de momento sísmico ( $M_0$ ), que é apresentado na equação abaixo.

$$M_0 = \mu DS \tag{3}$$

Em que:

 $\mu$  = módulo de rigidez da rocha que se rompeu; D = deslocamento médio na falha; S = área total da superfície de ruptura.

Agora podemos apresentar a equação para a  $M_w$  (com  $M_0$  em N.m, sistema S.I.).

$$M_w = \frac{2}{3}\log M_0 - 6.0\tag{4}$$

Com  $M_0$  descrito na equação anterior.

Uma relação direta entre as duas escalas (Mercalli Modificada e Magnitude) não é tão simples, pois elas não são proporcionais entre si. Podemos ter um sismo de magnitude alta (magnitude 6, por exemplo), mas com quatrocentos quilômetros de profundidade, o que implica que dificilmente nós o sentiríamos na superfície. Portanto, acabaria sendo registrado como uma categoria I MM. Por outro lado, um sismo de magnitude 4 pode ocorrer em uma profundidade menor que 3 km e ser classificado como IV MM.

## 2.3 Tipos de limites entre placas litosféricas

O mecanismo focal nos informa qual tipo de falha gerou cada sismo, sendo que cada tipo de falha é normalmente gerada por um dos limites entre placas litosféricas (Press et al., 2006a). Para podermos então entender os tipos de falhas informadas pelos mecanismos focais nos capítulos posteriores, precisamos primeiro entender os limites de placas litosféricas existentes.

### 2.3.1 Divergente

Acontecem onde as placas litosféricas afastam-se uma da outra, formando uma nova litosfera (Press et al., 2006a). Geralmente são marcados por falhas normais (veremos este tipo de falha na figura 9), uma vez que as forças de extensão facilitam que um bloco de rochas desça em relação a outro. As placas divergentes têm como exemplo a dorsal mesoatlântica, que ocorre como podemos ver na figura abaixo.



Figura 6: Limite divergente. Nesta figura as setas vermelhas indicam o afastamento de duas placas litosféricas, também podemos ver a ascensão de magma que no futuro pode criar uma nova litosfera (extraído de Press et al. (2006a)).

### 2.3.2 Convergente

Acontece onde as placas litosféricas colidem, de forma que a mais densa mergulha por baixo da menos densa (figura 7). Isso produz uma área de intenso magmatismo, causado pelos processos de fusão parcial sofridos pela crosta que mergulhou (Vasconcelos, 2010). Costuma apresentar falhas inversas, também conhecidas como falhas de empurrão ou cavalgamento (mais informações na página 31). Temos o limite entre a placa de Nazca e a placa Sul-americana no Chile como exemplo.



Figura 7: Limite convergente. Aqui temos a representação do encontro de duas placas, neste caso uma crosta oceânica à esquerda e uma crosta continental à direita. A seta azul indica a subducção sofrida pela crosta oceânica por ser mais densa que a crosta continental (extraído de Press et al. (2006a)).

#### 2.3.3 Conservativo

Acontece onde as placas litosféricas deslizam lateralmente uma em relação a outra (figura 8), sem destruir ou gerar crostas, ao longo de fraturas chamadas falhas transcorrentes (veremos com mais detalhes na página 31) (Vasconcelos, 2010). Como exemplo, temos a falha de San Andreas na Califórnia.



Figura 8: Limite conservativo. As setas amarelas indicam que o bloco da direita se movimenta para baixo em relação ao bloco da esquerda, representando como são formadas as falhas transcorrentes do limite conservativo (extraído de Press et al. (2006a)).

#### 2.3.4 Oblíquo

É o tipo de limite que combina convergência ou divergência com alguma quantidade de falhamento transcorrente (Press et al., 2006a).

É importante salientar que grande parte dos sismos têm origem no limite das placas litosféricas. Também podem ocorrer no interior das placas, mas em menor frequência.

### 2.4 Tipos de falhas

Para sabermos a que tipo de mudanças as rochas foram submetidas dependemos de dois fatores: 1) o tipo de força a qual elas estão submetidas e 2) as condições em que essas forças são aplicadas. Devido a essa deformação podemos ter dobramento ou fratura das rochas. Uma falha é uma fratura com movimento relativo das rochas em ambos os lados paralelos à fratura, podem ser classificadas pela direção de movimento relativo ou deslizamento ao longo da fratura (Press et al., 2006b). Plano de falha é toda superfície ao longo da qual a formação fratura-se e desliza. Os mecanismos focais brasileiros possuem maior quantidade de falhas inversas e falhas transcorrentes, como visto na figura 1, veremos a seguir esses tipos de falhas, assim como a falha normal e a oblíqua.

#### 2.4.1 Falha normal

É uma falha com deslizamento paralelo ao mergulho, apresenta movimento relativo da formação rochosa para baixo. É uma falha associada com extensão. Em falhas normais as rochas sobrepostas ao plano de falha movem-se para baixo em relação às rochas sotopostas (Figura 9), causando uma extensão da seção (Press et al., 2006b).



Figura 9: Falha normal. (a) representa as forças de tensão, que causam a extensão das rochas na falha normal (setas vermelhas apontam para fora); (b) as rochas sobrepostas (à direita) movem-se para baixo em relação às rochas sotopostas (à esquerda) e assim fica exposto o plano de falha normal, ao mesmo tempo que temos a extensão da área em torno da falha (extraído de Press et al. (2006b)).

#### 2.4.2 Falha inversa

Assim como a falha normal, a falha inversa possui deslizamento paralelo ao mergulho, porém apresenta movimento relativo da formação rochosa para cima. É uma falha associada com compressão. Em falhas inversas as rochas sobrepostas ao plano de falha movem-se para cima em relação às rochas sotopostas, causando um encurtamento da seção (Press et al., 2006b), como podemos ver na figura 10.



Figura 10: Falha inversa. (a) representa as forças de compressão, que comprimem as rochas no caso da falha inversa (setas azuis apontam para dentro); (b) a parte à direita das rochas sobe, enquanto a parte da esquerda desce devido ao encurtamento sofrido pelas rochas causado forças de compressão (extraído de Press et al. (2006b)).

#### 2.4.3 Falha transcorrente

É uma falha direcional que constitui um limite de placa, tem movimento horizontal e paralelo à direção do plano de falha. Indica ação de forças de cisalhamento horizontais (figura 11). Podemos ter uma falha lateral esquerda (sinistral), caso o bloco do outro lado da falha esteja deslocado para esquerda. Ou uma falha lateral direita (dextral), caso o bloco do outro lado da falha esteja deslocado para direita (Press et al., 2006b).



Figura 11: Falha transcorrente. (a) as setas amarelas indicam as forças de cisalhamento, isto é, ocorre deformação em uma superfície a partir desta força, em sentido contrário, mas seguindo uma mesma direção (horizontal); (b) observamos que um bloco de rochas desliza em relação ao outro, de forma que temos apenas deslocamento horizontal (extraído de Press et al. (2006b)).

#### 2.4.4 Falha oblíqua

É quando temos uma falha com um movimento ao longo da direção e simultaneamente para cima ou para baixo ao longo do mergulho. Resulta de um cisalhamento em combinação com compressão ou extensão (Press et al., 2006b), como exemplificado na figura abaixo.



Figura 12: Falha oblíqua. (a) para este tipo de falha temos tensão ou compressão agindo conjuntamente com cisalhamento; (b) podemos ver que temos tanto movimento horizontal quanto vertical falhando os blocos de rochas, neste exemplo que combina a tensão com o cisalhamento (extraído de Press et al. (2006b)).

### 2.5 Mecanismo Focal

Nessas subseções vamos entender como funciona o mecanismo focal, quais são seus componentes e quais informações são necessárias para auxiliar na sua determinação.

#### 2.5.1 Componentes do Mecanismo Focal - Strike, Dip E Rake

Os sismos intraplaca são menos frequentes e possuem menor magnitude quando comparados aos sismos que ocorrem nos limites entre placas litosféricas. Por exemplo, um sismo de magnitude 5 ocorre quase toda semana no Chile, enquanto no Brasil, um sismo dessa magnitude é esperado a cada cinco anos (https://ds.iris.edu/wilber3/find\_event último acesso em: 1 de dezembro de 2018). Como os sismos intraplaca ocorrem em menor frequência existe uma dificuldade maior em estipular quais as suas causas e quais áreas são mais propícias para que eles ocorram novamente. A sismicidade intraplaca costuma ser interpretada como: resultado da reativação de zonas de fraqueza pré-existentes ou pela concentração de esforços ou como resultado de ambas (Oliveira, 2015).

A partir do mecanismo focal é possível identificar feições responsáveis pela atividade sísmica, de forma que podemos tentar correlacioná-la com alguma estrutura geológica ou também estimar a direção dos esforços em uma dada região (Oliveira, 2015). E ainda nos dá informações sobre a falha sismogênica: sua geometria, direção de movimento (escorregamento) e orientação dos esforços liberados na ruptura, o que permite inferências sobre o regime dos esforços na área epicentral (Carvalho, 2015). Para ler a esfera focal precisamos dos três parâmetros de uma falha: direção (*strike*), mergulho (*dip*) e vetor de deslocamento (*rake*), descritos a seguir.

**Direção da falha ou** *Strike* ( $\phi$ ) é o ângulo entre o norte geográfico do planeta e a direção da falha. Podendo variar entre 0° e 360°, no sentido horário (figura 13).



Figura 13: Direção (*strike*). (a) temos a representação de um plano de falha, onde uma seta indica a direção do *strike* (*strike direction*) e outra seta indica o norte geográfico (*north*); (b) aqui vemos que o ângulo do strike é caracterizado pelo ângulo entre o norte e a direção do *strike* (corte no plano de falha), variando de  $0^{\circ}$  a  $360^{\circ}$ , também temos a direção do mergulho (*dip direction*) (extraído de Ammom (2001)).

**Mergulho da falha ou** *Dip* ( $\delta$ ) é o ângulo que indica a relação entre a inclinação que a falha possui e a superfície do terreno. É medido em ângulo reto com o *strike*. Variando entre 0° e 90°, sempre levando em consideração o menor ângulo entre o mergulho da falha e a superfície (figura 14).



Figura 14: Mergulho (*dip*). (a) representação do *dip* no plano de falha (*fault*), onde também podemos ver o teto (*hanging wall*) e o muro (*footwall*), que são blocos que estão sobre e abaixo do plano de falha, respectivamente; (b) vemos a seta que exemplifica um ângulo do *dip*, variando de  $0^{\circ}$  a  $90^{\circ}$ , que neste caso é  $45^{\circ}$  (extraído de Ammom (2001)).

Vetor de deslocamento da falha ou vetor *slip* (ângulo *rake*  $\lambda$ ) é o parâmetro que descreve a direção na qual a falha se movimentou durante o sismo, ou seja, como um lado da falha se moveu em relação ao outro. O ângulo de *rake* (*slip angle*) é chamado de  $\lambda$ , e pode ser analisado da seguinte forma:  $\lambda$ =0 temos um falhamento puramente transcorrente sinistral (para esquerda),  $\lambda$ >0 temos um falhamento com componente reverso (falha inversa),  $\lambda$ <0 temos um falhamento com componente reverso (falha inversa),  $\lambda$ <0 temos um falhamento com componente reverso (falha inversa),  $\lambda$ <0 temos um falhamento com componente reverso (falha inversa),  $\lambda$ <0 temos um falhamento com componente reverso (falha inversa),  $\lambda$ <0 temos um falhamento com componente reverso (falha inversa),  $\lambda$ <0 temos um falhamento com componente reverso (falha inversa),  $\lambda$ <0 temos um falhamento com componente reverso (falha inversa),  $\lambda$ <0 temos um falhamento com componente reverso (falha inversa),  $\lambda$ <0 temos um falhamento com componente reverso (falha inversa),  $\lambda$ <0 temos um falhamento com componente normal (falha normal) e se  $\lambda$ =180° temos um falhamento puramente transcorrente dextral (para direita) (figura 15) (Oliveira, 2015). Consideramos também o movimento *oblique-slip* (falha oblíqua), que ocorre quando o movimento não é predominantemente vertical nem horizontal.



Figura 15: Vetor de deslocamento de falha (*rake*). (a) Exemplo de posição do *rake* (*slip*) em uma superfície, indicando o ângulo do *rake* (*slip angle*) e seu vetor de deslocamento (*slip vector*). Assim como as direções em que o bloco pode ter deslizado, para cima (*up*), para baixo (*down*), para direita (*right*) e para esquerda (*left*); (b) posições e graus para o ângulo de *rake* ( $\lambda$ ) (modificado de Ammom (2001)).

#### 2.5.2 Entendendo a Esfera Focal (Diagrama Bola de Praia)

Os ângulos *strike*, *dip* e *rake* (respectivamente ( $\phi$ ,  $\delta \in \lambda$ ), são os ângulos que descrevem a orientação e movimento dos planos nodais (possíveis planos de falha). No *strike* temos a ocorrência da ambiguidade de 180° (onde não sabemos qual ponta do plano nodal informa o ângulo correto). Para resolvê-la temos a regra da mão direita. Com a mão direita aberta e com a palma da mão virada em direção à esfera focal, assumimos que os dedos da mão apontam em direção ao *dip*, com exceção do dedão que permanece esticado para fora e nos indica o *strike* correto para o plano nodal em questão (figura 16). Depois podemos fazer o mesmo para descobrir o *strike* do outro plano nodal. Teremos dois planos nodais, um deles é o plano de falha e o outro é o plano auxiliar, mas só podemos diferenciá-los através de informações extras, como: determinação hipocentral da sequência dos eventos e/ou a geologia local, no caso de falhas aflorantes (Bormann et al., 2002).



Figura 16: Ângulos *strike* e *dip*. O ângulo *strike* dá a rotação do plano nodal entre  $0^{\circ}$  e 360°, nesse caso temos o *strike* 1 igual a zero, encontrado a partir da regra da mão direita (lembrando que o dedão aponta para o *strike* correto, nesse caso é o *strike* 1). E o ângulo *dip* é representado pelo comprimento entre o plano nodal e a borda da esfera focal, indo de 90° (meio da esfera) até 0° (borda da esfera), nesse caso podemos esperar um *dip* em torno de 30° (modificado de (Cronin, 2010)).

O ângulo *dip* é medido do meio do plano nodal até a borda da esfera focal, sendo que se o plano nodal estiver no centro da esfera focal temos um *dip* igual a 90° e caso o plano nodal esteja na borda da esfera focal temos um *dip* igual a  $0^\circ$ . O ângulo *rake* dá a rotação da esfera focal entre
$-180^{\circ}$  e  $180^{\circ}$ . A equação utilizada para seu calculo é:  $\lambda * = 180^{\circ} - \lambda$ , quando o centro da esfera está sob o quadrante de tensão (+), como na falha inversa. E igual a:  $\lambda * = -\lambda$ , quando o centro da esfera está no quadrante de compressão (-), como na falha normal.

Na figura 17, podemos ver exemplos da esfera focal esperada para cada tipo de falha geológica. Também podemos observar como mais de uma forma de movimento da falha pode originar o mesmo mecanismo focal, gerando assim uma ambiguidade, que não nos permite afirmar qual é a falha real sem que tenhamos mais informações, como geologia local, por exemplo.



Schematic diagram of a focal mechanism

Figura 17: Esfera Focal. (a) exemplo de esfera focal representando uma falha normal (eixo de compressão P no meio), com seu plano de falha e plano auxiliar, onde T é o eixo de tensão em cinza e P é o eixo de compressão em branco; (b) vários exemplos de esferas focais de acordo com o tipo de falha, demonstrando como mais de um tipo de movimento pode causar a mesma esfera focal, ocasionando assim uma ambiguidade (extraído de (USGS, 2016)).

Os principais eixos da esfera focal (planos nodais) coincidem com o eixo de compressão P e o eixo de tensão T ambos associados com a solução do plano de falha. O eixo de compressão P é representado normalmente pela cor branca e indica que a estação sofreu um puxão causado pela primeira chegada da onda P, também pode ser representado por um sinal de - (negativo) (Bormann et al., 2002). E o eixo de tensão T, representado normalmente pela cor preta, indica que a estação sofreu um empurrão causado pela primeira chegada da onda P e também pode ser representado normalmente pela cor preta, indica que a estação sofreu um empurrão causado pela primeira chegada da onda P e também podem ser representados por um sinal de + (positivo) (figura 18).

P e T são perpendiculares um ao outro e cada um forma um ângulo de 45° com os dois possíveis

planos de falha que neste caso também são perpendiculares um ao outro. A orientação de P e T é descrita por dois ângulos cada: o azimute e o mergulho. Não existe forma direta de determinar a direção de atuação principal do esforço a partir das direções de P e T, usando um único sismo (Bormann et al., 2002).



Figura 18: Eixo de Compressão e Tensão na esfera focal. Temos o eixo de compressão P (pressure axis) em branco, com as setas apontando para dentro e o eixo de tensão T (tension axis) em preto, com as setas apontando para fora, formando uma esfera focal (extraído de Bormann et al. (2002)).

Agora seguimos para a polaridade de cada estação em relação ao sismo. O sentido (polaridade) e a amplitude do movimento de chegada da onda sísmica em uma estação distante dependem do tipo de onda considerado e a posição da estação em relação ao movimento da fonte do sismo. Na figura 19, temos um exemplo da percepção da propagação da onda P e S pelas estações, onde há a representação de um deslocamento linear ocasionado por uma fonte pontual (F).

Quando a onda se move em direção a estação simográfica  $\Delta 1$  será observada uma chegada compressional (+, eixo T) da onda P. Já na estação  $\Delta 4$  teremos um registro da onda P de sinal oposto, ou seja, uma dilatação (-, eixo P). Na estação  $\Delta 2$  não receberemos onda P, por estar paralela a direção de movimento da onda (seta em negrito). No entanto, a onda S, cuja polarização é paralela ao deslocamento da fonte e perpendicular a direção de propagação da onda, será registrada em  $\Delta 2$ . Mas não será registrada em  $\Delta 1$  e  $\Delta 4$ , enquanto que a estação  $\Delta 3$  irá receber tanto a onda P quanto a onda S (Bormann et al., 2002).



Figura 19: Exemplo de percepção da onda P. Temos a representação de uma fonte de sismo (F), cuja onda se propaga na direção indicada pela seta. E também podemos ver quatro estações sismográficas chamadas de  $\Delta 1$ ,  $\Delta 2$ ,  $\Delta 3$  e  $\Delta 4$  (modificado de Bormann et al. (2002)).

Observando o sentido do primeiro movimento da onda P em várias estações com diferentes

azimutes em relação à fonte, é possível deduzir a solução do plano nodal (figura 20). Porém, a simetria do padrão do primeiro movimento faz com que seja possível estipular dois planos de ruptura em potencial, perpendiculares um ao outro. E usando somente os dados de polaridade, permaneceremos com uma ambiguidade sobre qual foi o plano de falha atuante.



Figura 20: Relação entre o sismograma e o plano de falha. O sismo é representado pela estrela que une o plano auxiliar e o plano de falha. Temos três exemplos de componentes verticais (Z) do sismograma, onde podemos observar como a recepção da onda P em cada estação influencia os quadrantes dos eixos P e T da esfera focal. Na estação A, podemos ver que a primeira chegada da onda P ocorre para baixo e isso implica que houve um puxão que é representado na esfera focal pelo eixo P, com a cor branca e sinal negativo. Já na estação B vemos que á representado pelo eixo T, com a cor preta e sinal positivo (modificado de Lopes (2008)).

Cada estação nos dará uma polaridade que pode ser P, para baixo (-) ou T, para cima (+), essa polaridade é representada por um pequeno círculo que é inserido na esfera focal, essa polaridade é informada no mecanismo focal e ajuda a determinar onde teremos compressão ou tensão. Sendo uma das razões do porque é importante termos várias estações registrando um sismo. Quanto mais estações, mais polaridades e assim temos uma maior certeza sobre qual quadrante/eixo é positivo ou negativo na hora de determinar uma falha como sendo inversa ou normal, por exemplo (Cronin, 2010).

Na figura 21, temos uma esfera focal demonstrando como são utilizados todos os componentes do mecanismo focal supracitados.



Figura 21: Esfera focal e seus componentes. Observamos na figura: o FP1 (primeiro plano nodal); o FP2 (segundo plano nodal); as polaridades da onda P no quadrante de compressão P (sinal negativo) e no quadrante de tensão T (sinal positivo); o mergulho (*plunge*), que dá a orientação de P e T; a letra A indica o valor encontrado para o *dip*; neste exemplo temos o MF de uma falha inversa, logo  $\lambda * \acute{e}$  igual a  $180^{\circ} - \lambda$ ; o ângulo do *strike*  $\phi$ , que vai do norte (0°) até o strike do primeiro plano nodal, que é igual a  $30^{\circ}$  neste exemplo; a direção do *strike*, de onde inicia o ângulo do *rake*. Temos então uma esfera focal cujo FP1 tem *strike*  $30^{\circ}$ , *dip*  $40^{\circ}$  e *rake*  $40^{\circ}$  (o ângulo que observamos na figura é o  $\lambda *$ , neste caso igual a  $140^{\circ}$ ) (modificado de Bormann et al. (2002)).

#### 2.5.3 Regime de Esforços Tectônicos

Aqui utilizaremos siglas para falar sobre os tipos de falha: NF - falha normal, SS - falha transcorrente (pode ter pequena presença de componente normal ou inversa), TF - falha inversa, NS - predominantemente falha normal com componente transcorrente (transtensão) e TS - predominantemente falha inversa com componente transcorrente (transpressão) (Heidbach et al., 2016).

Para entendermos quem é o eixo B temos que lembrar dos eixos P e T explicados anteriormente. Tanto o eixo P quanto o T, são perpendiculares a intersecção dos dois planos nodais. E o eixo formado por essa intersecção é chamado de eixo B ou eixo nulo. Logo os três eixos são ortogonais entre si (Heidbach et al., 2016). Esses três eixos são derivados do momento tensor e descrevem completamente o MF. Eles são reportados nos dados do mapa mundial de esforços com seu azimute (direção do dip) e mergulho (dip). Os mergulhos (plunge) dos eixos P, B e T são usados para atribuir o regime de esforço apropriado para os dados registrados, como veremos na tabela a seguir.

P/S1-eixo	B/S2-eixo	T/S3-eixo	Regime	$S_H$ -azimute
pl >52		pl <35	NF	azimute do eixo B
40 <pl <52<="" td=""><td></td><td>pl &lt;20</td><td>NS</td><td>azimute do eixo T + 90<math>^{\circ}</math></td></pl>		pl <20	NS	azimute do eixo T + 90 $^{\circ}$
pl <40	pl >45	pl <20	SS	azimute do eixo T + $90^{\circ}$
pl <20	pl >45	pl <40	SS	azimute do eixo P
pl <20		40 <pl <52<="" td=""><td>TS</td><td>azimute do eixo P</td></pl>	TS	azimute do eixo P
pl <35		pl >52	TF	azimute do eixo P

Tabela 1: Regimes tectônicos e  $S_H$ . Tabela onde podemos observar como o mergulho (representado por pl) em cada eixo determina o regime tectônico da falha. E como é plotado a barra  $S_H$  (modificado de Heidbach et al. (2016)).

Os valores exatos de corte que definem as categorias de regime tectônicos são subjetivos. A categorização apresentada por Heidbach et al. (2016) é a mais ampla possível, consistente com os valores dos eixos P, B e T reais. A escolha dos eixos usados para inferir a orientação SH (direção máxima de esforço compressivo) está na tabela 1. Como exemplo a orientação SH é dada como 90° + azimute do eixo T no caso da NS, quando o eixo B geralmente mergulha mais acentuadamente que o eixo T. Os dados que ficam fora dessas categorias são chamados de regime de esforços desconhecido ou tipo de falha indeterminado (U) e recebem um eixo de qualidade E, indicando que a orientação do esforço máximo horizontal não foi definida (figura 22).



Figura 22: Orientação SHMax. Nesta figura podemos ver as siglas explicadas no texto acima referentes aos MFs plotados, além de como fica a inclinação da barra da orientação SHMax (máxima compressão) em cada caso. As pequenas bolinhas dentro do MF representam o eixo P e T. Também podemos observar essas inclinações na figura 1.

#### 2.5.4 Técnicas para determinação do Mecanismo Focal

Neste tópico iremos analisar as várias técnicas utilizadas para obtermos o mecanismo focal de um sismo (Goldstein et al., 1999). Na tabela abaixo iremos elucidar sucintamente as principais dentre elas.

Tabela 2: Técnicas para se obter o Mecanismo Focal. Tabela citando as principais formas para se determinar os mecanismos focais, assim como suas vantagens e desvantagens (modificado de Goldstein et al. (1999)).

Técnicas para Mecanismo Focal	Vantagens	Desvantagens
	É precisa e tem alta resolução em profundidade.	
Ondas de corpo de banda larga	Possui boa sensitividade.	Não pode ser usada em telessismos (sismos com $\Delta > 20^{\circ}$ $\sim 2220$ km).
	Trabalha com um pequeno número de estações.	
Seleção de fases de profundidade pP, sP (reflexão da onda P e onda S, respectivamente, que sai do foco para cima, reflete na superfície e volta para o manto como onda P)	Simples de aplicar.	Difícil de identificar fases no sismograma.
Primeira polaridade da onda P	Simples de aplicar.	Difícil de medir no sismograma. Precisa de muitas estações e boa cobertura azimutal.
Amplitude relativa da fase (existe uma fase da onda P para cada camada no interior da Terra)	Probabilidades para diferentes mecanismos.	Dificuldade para identificar as fases.
Inversão do MF com dados globais	Usada para grandes eventos.	Magnitude >= 5.5. Resolução limitada da profundidade, especialmente para profundidades pequenas (rasa).
Inversão do MF regional (esse é o caso típico	Aplicável em magnitudes relativamente pequenas.	Resolução limitada em profundidade.
do nosso trabalho)	Funciona com um número menor de estações.	Sensibilidade significativa ao modelo da Terra (modelo crustal).

Para o nosso caso, um país cujas magnitudes são relativamente pequenas (entre 1 e 5 normalmente), utilizaremos a técnica da inversão do MF regional e da primeira polaridade da onda P através do programa ISOLA (Isolated Asperities)(Sokos & Zahradník, 2013), que será explicado com mais detalhes posteriormente. Além das técnicas supracitadas temos a inversão envelope (Zahradník & Sokos, 2018), que foi criada recentemente e também é realizada pelo ISOLA. Vamos utilizá-la neste trabalho, como já dito.

# 3 Metodologia

Escolhemos o programa ISOLA (Sokos & Zahradník, 2013) para a determinação dos mecanismos focais. O programa precisa de algumas informações como: hora de origem, epicentro, modelo de velocidade, sismograma de várias estações (registro em m/s). E temos algumas partes onde podemos configurar os valores, por exemplo: tamanho máximo da janela a ser invertida (duração em segundos da origem até o final do sismo) e profundidades verificadas (como temos uma maior resolução em xy, local do epicentro, procuramos as possíveis profundidades z).

Após escolhermos o programa, temos que obter as ondas sísmicas que utilizaremos na inversão. Essas podem ser adquiridas na Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) ou em estações sismográficas particulares, mas essas nem sempre são cedidas. São necessárias ondas de mais de uma estação, para aumentar a veracidade do mecanismo focal obtido. Uma vez obtidas podemos vê-las em programas como o SeisGram2K (LOMAX, 2018) e decidir se precisamos filtrá-las para retirar ruídos, por exemplo.

A polaridade da onda P é um dos componentes utilizados para obtermos a esfera focal, como dito no capítulo anterior. Após adquirirmos as ondas sísmicas e processá-las, devemos obter ou criar os modelos de velocidade crustal, que são utilizados para simular à subsuperfície da Terra por onde a onda passou, contendo informações como espessura das camadas, velocidade das ondas P e S e a atenuação dessas. Cada estação possui um modelo de velocidade, obtido a partir da dispersão das ondas de superfície Love e Rayleigh para o sismo de Mara Rosa (Assumpção et al., 2016) e do Maranhão (Dias et al., 2018). Como exemplo temos a figura 63, no Apêndice, com os modelos de velocidade específicos e padrão utilizados no sismo do Maranhão.

Em seguida escolhemos o tipo de fonte que será simulada. Podemos escolher entre as opções: fontes abaixo do epicentro (*Sources below epicenter*), que simula um sismo homônimo dessa opção. Ou fontes em uma linha ou plano (*Sources on a line or plane*) para fazer uma análise como se as fontes estivessem dispostas em uma dessas formas, esta opção também pode fazer uma análise em grid 3D a partir de repetidas execuções em planos paralelos de uma única fonte.

Com o tipo de fonte, a profundidade de investigação e o espaçamento escolhidos, vamos dar início as funções de Green. As funções de Green são calculadas com o método do número de ondas discreto de Bouchon (1981) para um modelo 1D, tornando o método aplicável para inversão de formas de ondas de eventos registrados em distâncias locais e regionais. Por último escolhemos qual tipo de inversão desejamos realizar. Nesse trabalho utilizamos a inversão por forma de onda e a inversão envelope. No apêndice Programa ISOLA apresentamos um passo-a-passo de como o programa foi utilizado, assim como a ordem de cada etapa.

### 3.1 Parâmetros da Solução do Mecanismo Focal

Para avaliar a confiabilidade do mecanismo focal (MF) encontrado pelo programa ISOLA, podemos usar os seguintes parâmetros: VR (*Variance Reduction*), CN (*Condition Number*), DC% (porcentagem *Double Couple*, que são modelos de esforço duplo par-de-forças), concordância de polaridades (PF) e dispersão dos resultados (MFs muito diferentes para frequências diferentes) (Křížová et al., 2013). A seguir explicaremos como funcionam alguns deles.

O software ISOLA tem sido usado para determinar a solução do momento tensor, como por exemplo em Assumpção et al. (2016), Dias et al. (2018) e Carvalho (2015), usando dados do sismograma de várias estações (dividido em três componentes: Norte-Sul, Leste-Oeste e elevação Z). Os momentos tensores (MT) são baseados na formulação do problema inverso de Kikuchi & Kanamori (1991) que tem como princípio os seis MT elementares (figura 23), como será visto mais adiante. O MT do evento é computado minimizando a diferença entre o deslocamento sintético e o observado utilizando o método dos mínimos quadrados.

O ISOLA (figura 60, figura 61 e figura 62, no apêndice) computa o MT em um conjunto de hipocentros, estimados através de teste pré-definido e testes de hora de origem. A grade de buscas (*Correlation Plot*) nos informa qual o MF obtido para cada tempo e profundidade percorrida, dentro do que estipulamos anteriormente, além de informar a porcentagem de DC e o valor VR de cada. O ajuste entre o dado observado e o dado sintético é caracterizado pela redução da variância (*Variance Reduction* 'VR'), que é dada pela equação abaixo:

$$VR = 1 - \frac{\sum (O_i - S_i)^2}{\sum (O_i)^2}$$
(5)

Em que, O são os dados observados, S são os dados sintéticos e i é o número de cada amostra. Assim o VR é o parâmetro que qualifica o encaixe entre o sismograma observado e o sintético. E temos VR máximo quando este é igual a 1, nos dando o ajuste perfeito entre o dado observado e sintético.

O MT pode ser expresso pela combinação linear dos seis momentos tensores elementares adimensionais (figura 23). Temos o algoritmo de inversão do momento tensor de Kikuchi & Kanamori (1991) onde o tensor é decomposto nestas fontes elementares Double-Couple (M1-M5) e uma fonte explosiva (M6). Considerando um momento tensor  $M_{kj}$  representado por uma combinação linear de  $N_e$ = 6 momentos tensores elementares  $M_n$  (figura 23) (Bormann et al., 2002).

$$M_{kj} = \sum_{n=1}^{N_e} a_n M_n \tag{6}$$

Na equação acima o  $M_n$  faz com que este somatório percorra os 6 tipos de momentos tensores

elementares e o  $a_n$  nos informa quanto cada um dos momentos tensores elementares implica no momento tensor  $M_{kj}$  (o ISOLA que calcula o  $a_n$ ) (Bormann et al., 2002).



Figura 23: Momentos tensores elementares. Estes são os MTs usados na inversão do momento tensor completo (Bormann et al. (2002)).

Os tensores de M1 à M5 representam as cinco variações básicas dos mecanismos focais do tipo Double-Couple (DC), o M6 representa uma fonte puramente isotrópica (possui as mesmas propriedades físicas independente da direção considerada) (Křížová et al., 2013).

Utilizamos o DC pelo fato de que uma fonte sísmica do tipo DC é equivalente a uma falha cisalhante em meio elástico e isotrópico (Kikuchi & Kanamori, 1991). E o modelo utilizado na solução dos planos de falha reproduz um duplo par de forças que pode ser descrito matematicamente como a soma de dois Single-Couples (par-de-força único). O motivo de desejarmos um evento double couple é que este é o que retrata um abalo sísmico relacionado ao movimento de falhas. Enquanto que o evento non-DC (não-DC) está possivelmente relacionado com outros fenômenos, principalmente em regiões vulcânicas e geotermais. Como movimento de fluidos, explosões nucleares, anisotropia, rachaduras por tensão e complexidade de falhas (Adamova et al., 2009).

A confiança em relação ao resultado pode ser quantificada pelo Número de Condição (CN). Valores pequenos (abaixo de 6) indicam que o momento tensor está bem resolvido matematicamente. Valores maiores indicam um problema mal posto, isto é, a solução final pode não ter significado físico (Dias et al., 2018). O CN mede a confiança da inversão do ponto de vista da configuração estação-fonte, alcance da frequência e modelo crustal utilizado. E não depende de dados usados em cada inversão, isto é, o CN pode ser calculado sem usar formas de onda reais (Sokos & Zahradník, 2013).

A seguir apresentaremos mais algumas informações sobre o programa ISOLA, que usa informações registradas por estações sismográficas. Um filtro passa banda é aplicado para selecionar a faixa de frequência de interesse. O sismograma observado em velocidade é inicialmente transformado em deslocamento. A inversão é feita em deslocamento e gera sismogramas sintéticos formados pela combinação dos seis sismogramas elementares, onde estes correspondem aos MTs elementares mostrados na figura 23. O ISOLA realiza a inversão por forma de onda tendo como fundamento a representação de fontes pontuais, usando método de deconvolução iterativa semelhante ao método de Kikuchi & Kanamori (1991). O cálculo dos mínimos quadrados do momento tensor e a busca da posição/tempo do centróide com melhor ajuste são base para a determinação do MF.

O MF descreve a deformação inelástica (irreversível) ocorrida em uma área durante um terremoto. Assim temos como informações a geometria da falha e a movimentação relativa dos blocos falhados. E é derivado da solução do momento tensor através da análise das formas de onda observadas em diversas estações sismográficas. A solução do MF de abalos sísmicos são úteis para estudar a natureza do processo de falhamento operando em uma área sismicamente ativa.

# 3.2 Inversão por Forma de Onda e Inversão Envelope

O mecanismo focal de grande parte dos sismos com magnitude de 4 ou menos permanecem sem solução devido a redes sísmicas esparsas. Em estações distantes temos sinais de baixa frequência que acabam ficando escondidos no ruído. Essas estações relativamente distantes são usadas, mas a modelagem dessas formas de onda são difíceis por causa da imprecisão dos modelos de velocidade (Zahradník & Sokos, 2018). Isso indica um problema na utilização da inversão por forma de onda, uma vez que ela se baseia nesses modelos.

Em situações como a descrita acima a inversão por forma de onda deve ser substituída por outro método. Uma opção seria utilizarmos a inversão envelope, esse método é indicado para computar o mecanismo focal em estudos de campos de esforços em redes esparsas, onde a inversão por forma de onda costuma falhar e temos várias polaridades com boa cobertura azimutal (Zahradník & Sokos, 2018).

A inversão envelope é menos sensível a imprecisões no modelo de velocidade (Zahradinik & Sokos, 2018). Mesmo assim, usando a envelope, poderíamos ter um mecanismo focal não confiável caso os dados estivessem muito ruidosos ou os modelos de velocidade muito imprecisos. Este método não nos dá profundidade focal, no entanto parece ser aplicável até 20 MSW (*Minimum Shear Wavelength*, traduzido como Cisalhamento Mínimo do Comprimento de Onda); o que é uma extensão significante comparada a forma de onda, que é normalmente limitada a 10 MSW (veremos em 3.3) e também dá uma boa estimativa do momento da magnitude (Zahradník & Sokos, 2018).

Envelope representa uma simplificação em relação à forma de onda (figura 24). Por isso o mecanismo focal resultante tem precisão e resolução limitadas e a melhor solução numericamente encontrada não deve ser considerada como resultado principal. Uma vez que o programa nos informa um MF para cada profundidade estimada, devemos levar em consideração todos os MFs com VR próximo ao maior valor de VR encontrado. No nosso trabalho utilizamos os MFs com valores de VR que tinham no mínimo o valor encontrado pela relação: VR máximo multiplicado por 0.9 (limiar estipulado). Por exemplo, se o VR máximo for 0.98, multiplicamos ele por 0.9 e obtemos o valor 0.88, então vamos trabalhar com os MFs que tem 0.88 de VR ou mais. Logo o resultado é uma união de soluções, entre o valor mínimo e máximo de VR indicados pelo limiar escolhido.



Figura 24: Exemplo da diferença entre a forma de onda para a inversão envelope e a inversão por forma de onda. Em preto temos a onda utilizada para inversão por forma de onda e em vermelho temos a onda utilizada para a inversão envelope. No eixo vertical temos a amplitude da onda em metros e no eixo horizontal temos o tempo em segundos.

Se esta união é compacta (não muito dispersa), então a média do momento tensor deve ser uma representação apropriada do resultado. Pelos motivos supracitados devemos considerar a inversão envelope como uma aliada da inversão por forma de onda, sendo indicado repetidas inversões com diferentes modelos de velocidades e diferentes limites de frequência (Zahradník & Sokos, 2018). Ou ainda uma comparação entre soluções baseadas em várias polaridades. Para que assim possamos chegar o mais próximo possível de um mecanismo focal confiável para o sismo em questão.

Essas inversões são designadas para calcular um modelo de fonte com ponto de origem puro DC. Formas de onda reais são encontradas retirando a resposta instrumental e transformando para velocidade. Estações e componentes são selecionados, e um alcance de frequência dependente da estação é definido. Um filtro passa banda e as formas de onda filtradas são integradas para deslocamentos computados.

A função Green da onda completa é calculada em um modelo de velocidade 1D, usando o método discreto do número de onda (Coutant, 1989), para um conjunto de profundidades para posição da fonte (frequências que a Green computa). As funções Green são convolvidas com os seis momentos tensores elementares DC, produzindo os sismogramas elementares. Estes passam pelo filtro passa-banda da mesma forma que os dados reais e são integrados em deslocamentos. Nestes quesitos a única diferença entre os dados de entrada, é que na inversão envelope a envoltória dos dados reais e sintéticos são calculadas usando a transformada de Hilbert.

A inversão por forma de onda utiliza a onda como ela é registrada (após ser filtrada para

retirada de ruídos), mas a inversão envelope transforma as amplitudes negativas em positivas, posteriormente ligando os picos das ondas usando a transformada de Hilbert. E também somente a inversão por forma de onda utiliza a combinação dos seis momentos tensores (figura 23). Enquanto que a inversão envelope realiza uma grade de busca pelos possíveis mecanismos, onde você pode informar os MFs mais prováveis de acordo com o ajuste da polaridade (opção pré-restrita) ou escolher a janela de valores onde você quer procurar o strike, dip, rake e ainda informar o passo entre esses valores (grid de busca completo).

De forma que a inversão por forma de onda informa o strike, dip, rake, a profundidade do sismo, o DC, o CN, a hora do centróide e a magnitude  $M_w$ , além de não precisar de nenhuma polaridade. E a inversão envelope informa apenas o strike, dip, rake e a magnitude  $M_w$  (considera o DC como 100%), esta precisa de pelo menos uma polaridade para funcionar. Na tabela a seguir temos um resumo dos parâmetros de entrada e saída para ambos tipos de inversão.

Tabela 3: Comparação da Metodologia entre a Inversão por Forma de Onda e a Inversão Envelope. Nesta tabela comparamos ambas inversões em relação a dados de entrada, tipo de inversão, ambiguidade do *rake* e dados de saída.

Metodologia	Forma de Onda	Envelope	
	Epicentro do evento		
Dadaa da Extrada	Posição das estações		
Daaos ae Entrada	Modelo de velocidade		
	Sismogramas		
		Grid-Search	
Tipo de Inversão	Mínimos Quadrados	Todas as soluções ou	
		pré-restritos	
Ambiguidade do Rake	Passível	Inerente	
	Mw		
	Strike, dip, rake	Mw Strike, dip, rake	
Dados Saída	Tempo de origem		
	Porcentagem DC		
	Profundidade		

### **3.3** Minimum Shear Wavelength (MSW)

O MSW (cisalhamento mínimo do comprimento de onda), já citado na subseção Inversão por Forma de Onda e Inversão Envelope, é calculado a partir da relação física:  $v = \lambda * f$ . Possuindo um valor específico para cada sismo e tipo de inversão. Vamos resolver um exemplo. Para a inversão por forma de onda vamos supor que a velocidade da onda S igual a 3 km/s (por ser a velocidade normalmente encontrada em camadas superficiais) e considerar como 1500 km a estação mais distante do sismo. Para saber quanto vale 1 MSW na inversão de forma de onda utilizamos o valor máximo de frequência obtido, supomos 0.2 Hz. Assim temos:

$$v = \lambda * f \tag{7}$$

$$3 = \lambda * 0.2 \rightarrow \lambda = 15 = 1$$
 MSW

Então tomando a estação mais distante utilizada na inversão, 1500 km, e dividindo pelo comprimento de onda.

$$1500/15 = 100 \text{ MSW}$$

Para inversão envelope temos os mesmos valores, com exceção da frequência máxima que vamos considerar 0.3 Hz. Então:

$$v = \lambda * f$$
  
3 =  $\lambda * 0.3 \rightarrow \lambda = 10 = 1 \text{ MSW}$   
1500/10 = 150 MSW

Assim podemos notar como o MSW pode ser diferente entre as inversões, sendo que quanto maior o MSW podemos utilizar estações ainda mais distantes do epicentro do sismo. Segundo Zahradník et al. (2015) inversões típicas chegam até 10 MSW, na metodologia envelope usada em Zahradník & Sokos (2018) foi estendido para 20 MSW. Por último, usando modelos de velocidade específicos baseados na dispersão das ondas de superfície, Dias et al. (2016) estenderam ainda mais esse valor até 60 MSW, aumentando a frequência em que a inversão é praticável. Neste trabalho também procuramos aumentar o valor de MSW utilizando a inversão envelope.

# 4 Resultados e Discussões

Mostraremos os resultados encontrados para o sismo de Mara Rosa (GO, 2010) (Zahradník et al., 2015) e para o sismo do Maranhão (2017) (Dias et al., 2018), testando diferenças entre a utilização de modelos de velocidade padrão e específicos. No caso de Mara Rosa utilizamos estações diferentes das usadas pela nossa referência. Também apresentaremos os resultados encontrados para os sismos de Cajati (SP, 2015), Mangaratiba (RJ, 2018) e Rubim (MG, 2018) que ainda não estão em trabalhos publicados. Os mecanismos focais foram obtidos a partir da inversão por forma de onda e da inversão envelope utilizando o programa ISOLA (Sokos & Zahradník, 2013).

### 4.1 Sismo Mara Rosa (Goiás, 2010)

Este abalo sísmico, que ficou conhecido como Sismo Mara Rosa segundo Zahradník et al. (2015)(figura 25), ocorreu em 08 de outubro de 2010. Às 20 horas, 16 minutos e 54 segundos (fuso UTC), com uma profundidade de aproximadamente 1.3 km. Com latitude -13.7713 e longitude -49.1602, sua magnitude foi estimada em  $M_w$  = 4.2 (Zahradník et al., 2015).



Figura 25: Mapa do sismo de Mara Rosa. Mapa contendo o epicentro do sismo estudado representado pelo MF obtido pela nossa referência Zahradník et al. (2015). Com *strike* 253°, *dip* 36° e *rake* 121°, equivalente a uma falha inversa. Também são representadas as quatro estações sismográficas utilizadas na inversão (BDFB, RCLB, VABB e ESAR) com suas coordenadas representadas por triângulos pretos. Mapa elaborado com o GMT.

A seguir temos as esferas focais e os ajustes da onda, referentes ao sismo de Mara Rosa, obtidos para este trabalho. Tanto a partir da inversão por forma de onda quanto a partir da inversão envelope, ambas realizadas com modelos de velocidade crustais específicos.

A figura 26 nos permite analisar as variáveis informadas pela inversão por forma de onda para os MFs encontrados com VR acima de 0.50, que é o valor mínimo para considerarmos o ajuste de

onda satisfatório (Zahradník et al., 2015). Os MFs mais próximos do que nós e nossa referência encontramos são, da esquerda para direita, o segundo e quinto MF, ambos indicando uma falha inversa. É com este gráfico (VR x *Frequency*) que encontramos a frequência máxima, neste caso 0.13 Hz (último gráfico da figura 26), utilizaremos essa frequência para encontrar o MSW.

O cálculo do MSW foi feito da seguinte forma. Tomamos a velocidade da onda S como 3 km/s. O valor máximo de frequência que a inversão por forma de onda conseguiu alcançar foi 0.13 Hz.

 $v = \lambda * f \rightarrow 3 = \lambda * 0.13 \rightarrow \lambda = 23.07 = 1 \text{ MSW}$ 

Então pegamos a estação mais distante utilizada na inversão, 1139 Km, e dividimos pelo comprimento de onda.

 $1139 / 23.07 = 49.5 \simeq 50 \text{ MSW}$ 



Figura 26: Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, apenas utilizando o valor VR acima de 0.5. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR (eixo vertical). À direita da imagem estão os MFs que possuem VR acima de 0.5. O MF maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados.

Na figura 27, diminuímos a quantidade de MFs obtidos estipulando um limiar de 0.9 do VR máximo, assim podemos melhor analisar o resultado dos gráficos. O VR máximo encontrado é

de 0.7, assim como explicado na subseção Inversão por Forma de Onda e Inversão Envelope, consideramos um limiar de 0.9 nos dando um VR mínimo de 0.63. Desta forma os parâmetros plotados equivalem aos MFs de VRs entre 0.63 e 0.7. Eles indicam que o MF com maior VR teria: *strike* =  $\sim 230^{\circ}$ , *dip* =  $\sim 30^{\circ}$ , *rake* =  $\sim 90^{\circ}$ , tempo =  $\sim 0$  (bom indicador de que o tempo de origem está correto), profundidade próxima de 4,  $M_w = \sim 4.7$ , DC indeterminado, CN =  $\sim 6$  (ainda considerado baixo, os resultados são matematicamente confiáveis), Kagan =  $\sim 8^{\circ}$  (kagan ou k-angle é o ângulo que mede a diferença entre dois MFs, sendo que os valores entre 0 e 20 são considerados como MFs próximos, Kagan (1991), aqui é calculado para cada MF encontrado em relação ao primeiro MF da esquerda) e frequência máxima 0.11 Hz.



Figura 27: Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, apenas utilizando o valor VR com limiar de 0.9. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip, rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR (eixo vertical). À direita da imagem estão os MFs que possuem VR aceitável. O MF maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados.

Na figura 27, vemos que com limiar de 0.90 para o VR, restam apenas três possíveis MFs. No terceiro MF (falha normal) podemos observar uma possível ambiguidade do *rake*, uma vez que ele é bem parecido com os outros dois MFs com exceção dos eixos P e T estarem invertidos. Essa ambiguidade pode ser vista no gráfico do tempo, onde dois grupos de soluções são vistos: um entre -2 s e 0 e outro próximo a 4 s. Para resolver a ambiguidade, refizemos o Teste de

Frequência agora relacionando VR com PF (ajuste de polaridade) (figura 28), uma vez que a polaridade pode resolver essa dúvida.



Figura 28: Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, utilizando o VR multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR\*PF (eixo vertical). Pode-se ver que estas imagens levam em consideração o ajuste das polaridades PF, no MF maior as bolinhas cinzas representam chegadas para baixo e as cruzes cinzas chegadas para cima. Os MFs menores são os encontrado para VR com limiar 0.9.

Com as polaridades a ambiguidade do *rake* foi retirada e podemos afirmar que o MF é de uma falha inversa. Este melhor MF possui *strike* =  $\sim 30^{\circ}$ , *dip* =  $\sim 50^{\circ}$ , *rake* =  $\sim 80^{\circ}$ , tempo =  $\sim -2.8s$ , profundidade menor que 8,  $M_w = \sim 4.6$ , DC =  $\sim 62\%$ , CN =  $\sim 5.7$ , Kagan =  $\sim 3^{\circ}$  e frequência máxima 0.12 Hz.



Figura 29: Ajuste da onda para inversão por forma de onda do sismo de Mara Rosa. O valor VR encontrado para cada onda está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua componente. Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta). O eixo vertical do gráfico representa a amplitude da onda e o eixo horizontal representa o tempo. A coluna NS é a variação Norte-Sul da onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste da onda e a coluna Z é a variação da onda na vertical.

No trabalho de Zahradník et al. (2015), foi estimado o mecanismo focal do sismo de Mara Rosa com *strike* entre  $248 - 259^{\circ}$ , *dip* entre  $47 - 59^{\circ}$  e *rake* entre  $115 - 129^{\circ}$ , que equivale a uma falha inversa. Na nossa inversão por forma de onda obtivemos um mecanismo focal com strike  $30^{\circ}$ , dip  $50^{\circ}$  e rake  $80^{\circ}$  (figura 28), que apresenta valores bem próximos ao trabalho de Zahradník et al. (2015), com um kagan  $\sim 11^{\circ}$  em relação ao MF utilizado como referência e tem  $\sim 50$  MSW. Também equivale a uma falha inversa como visto na figura 25. Chegamos a um bom ajuste da onda também, assim como pode ser visto na figura 29. Assim podemos afirmar que conseguimos um bom ajuste para a esfera focal utilizando esse tipo de inversão, mesmo usando estações diferentes e mais distantes.

Para realizar a inversão envelope utilizamos a opção pré-restrita (pre-constrained), onde podemos inserir um documento no ISOLA contendo os mecanismos focais que ajustam a maioria das polaridades informadas. Isso possibilita uma inversão mais rápida, uma vez que não iremos testar todos os MFs possíveis. Na figura abaixo, podemos observar os melhores MFs utilizados para o sismo Mara Rosa.



Figura 30: MFs pré-restritos para Mara Rosa. Estes são os MFs que melhor se encaixam nas informações dadas sobre o sismo de Mara Rosa. Dentro do MF, que exibe vários planos nodais, temos um x preto que indica que a polaridade da primeira chegada da onda P foi para cima e a esfera cinza indica que a polaridade foi para baixo. A barra de cores indica o ajuste das polaridades.



Figura 31: Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelos de velocidade específicos para inversão envelope, utilizando apenas o VR (com limiar de 0.5). Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, profundidade (*depth*) e frequência.



Figura 32: Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelos de velocidade específicos para inversão envelope, utilizando o VR (com limiar 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, profundidade (*depth*) e frequência.

Analisando as figuras 31 (teste de frequência da envelope) e 32 (teste de frequência da envelope mais polaridades), vemos que na figura 31, onde não contamos com as polaridades, o MF semelhante ao de referência (figura 25) aparece só em quarto lugar (da esquerda para direita). Podemos notar que a frequência alcançada nesta inversão foi de 1.47 Hz (utilizaremos para encontrar o MSW) que é bem mais alta que na inversão por forma de onda (0.13 Hz), ainda mantendo um bom valor de VR.

Para obtermos o MSW da inversão envelope temos os mesmos valores, com exceção da frequência máxima que é 1.47 Hz. Então:

 $v = \lambda * f \rightarrow 3 = \lambda * 1.47 \rightarrow \lambda = 2 = 1 \text{ MSW}$ 

1139 / 2 = 569.5  $\simeq$  570 MSW

Na figura 32, as polaridades aumentam a confiabilidade do resultado e mostram um MF similar com o encontrado usando a forma de onda na figura 28. Podemos interpretar ainda um MF com *strike*  $\sim 30^{\circ}$ , *dip*  $\sim 50^{\circ}$ , *rake*  $\sim 80^{\circ}$  e sem profundidade definida. Embora a melhor solução seja compatível com a referência e tenhamos encontrado um bom ajuste de onda (figura 33), dentro da nossa incerteza de 0.9 ainda temos outros três MFs, i.e., embora a solução de referência seja a com melhor ajuste (VR\*PF), com a inversão de envelope não conseguimos reduzir o resultado para apenas uma solução.



Figura 33: Ajuste da onda por inversão envelope do sismo de Mara Rosa. O valor VR encontrado para cada onda está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua componente. Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta). O eixo vertical do gráfico representa a amplitude da onda (que tem sua parte negativa transformada em positiva e seus picos ligados pela transformada de Hilbert, como na figura 24) e o eixo horizontal representa o tempo em segundos a partir da tempo de origem do tremor. A coluna NS é a variação Norte-Sul da onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste da onda e a coluna Z é a variação da onda na vertical.

Para esta inversão envelope conseguimos um MF com *strike*  $30^{\circ}$ , *dip*  $50^{\circ}$  e *rake*  $80^{\circ}$  (primeiro MF à esquerda na figura 32, também é uma falha inversa como o MF encontrado por Zahradník et al. (2015) com *strike* entre  $248 - 259^{\circ}$ , *dip* entre  $47 - 59^{\circ}$  e rake entre  $115 - 129^{\circ}$ . Apresentando um kagan de  $\sim 24^{\circ}$  que ainda é considerado aceitável. Nossa inversão envelope tem  $\sim 570$  MSW. Com isso podemos dizer que aumentamos a frequência de ajuste, uma vez que o MF encontrado na inversão por forma de onda, também foi encontrado na inversão envelope. Isso significa que poderíamos utilizar estações mais distantes do sismo estudado, o que também pode ajudar a aumentar nossa cobertura azimutal e podemos assim obter um MF mais confiável.

Entretanto, cabe ressaltar novamente que mesmo utilizando as polaridades, com a inversão de envelope não conseguimos reduzir o resultado para apenas uma solução (os quatro MFs da figura 32).

## 4.2 Sismo Mara Rosa Modelo de Velocidade Padrão

O artigo utilizado como referência (Zahradník et al., 2015) determinou o mecanismo focal desse evento utilizando apenas estações sismográficas com dados fechados (que pertencem a particulares) e também estavam bem mais próximas do sismo (120-240 km). Além disso utilizaram um único modelo de velocidade média padrão (regional), para todas as estações. Na subseção anterior nos propusemos a recuperar o mecanismo focal utilizando apenas estações abertas e mais distantes (240-1139 km), usamos modelos de velocidade específicos para cada estação. Resolvemos testar as inversões novamente utilizando nossas estações abertas, mas com o modelo de velocidade padrão para o Brasil denominado newBR, podendo assim comparar também o MSW de cada. Nesta subseção apresentaremos esses resultados.

Podemos ver na figura 34 que o VR é muito baixo (menor que 0.4), logo apenas 40% da onda está sendo ajustado, o que faz com que os outros dados do teste de frequência não sejam confiáveis. Notamos, que no caso da inversão por forma de onda, utilizar um modelo padrão para todas as estações não é indicado. Além disso o VR baixo faz com que o MSW não seja aceitável.



Figura 34: Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelo de velocidade padrão para inversão por forma de onda, apenas utilizando o valor VR. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake,* tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR (eixo vertical). À direita da imagem estão os MFs que possuem VR aceitável. O MF maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados.

Agora para a inversão envelope (figura 35), mesmo considerando as polaridades não conseguimos chegar a um resultado único. E apesar do primeiro resultado ser uma falha inversa semelhante ao encontrado pela nossa referência (Zahradník et al., 2015), não podemos afirmar que é o correto nesse caso, uma vez que ainda temos outros dois resultados possíveis para essa inversão. Esse resultado é semelhante ao da inversão envelope do sismo de Mara Rosa para os modelos específicos (figura 32) onde não conseguimos reduzir o resultado para apenas uma solução.



Figura 35: Teste de Frequência do sismo Mara Rosa com modelo de velocidade padrão para inversão envelope, utilizando o valor VR multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, profundidade (*depth*) e frequência.

Na inversão envelope obtivemos frequência máxima de 0.79 Hz, então:

 $v = \lambda * f \rightarrow 3 = \lambda * 0.79 \rightarrow \lambda = 3.8 = 1 \text{ MSW}$ 

 $1139 / 3.8 = 299.7 \simeq 300 \text{ MSW}$ 

Enquanto que com o modelo de velocidade específico chegamos a 570 MSW, quase o dobro do MSW utilizando o modelo de velocidade padrão. No caso do sismo Mara Rosa, podemos ver que não é indicado o uso de modelo padrão para estações distantes do sismo. E que os modelos de velocidade específicos fornecem resultados bem mais próximos do esperado.

### 4.3 Sismo do Maranhão (2017)

Nosso segundo teste foi feito para este abalo sísmico, conhecido como sismo do Maranhão de acordo com Dias et al. (2018) (figura 36). Ocorreu no dia 03 de janeiro de 2017, às 12 horas, 43 minutos e 46 segundos (fuso UTC). Com profundidade de 13.0 km e latitude -3,14 e longitude -43,86. Magnitude  $M_w$  igual a 4.32.



Figura 36: Mapa do sismo do Maranhão. Mapa contendo o epicentro do sismo estudado representado pelo MF obtido pela nossa referência (Dias et al., 2018). O MF possui *strike* 336°, *dip* 84° e *rake*  $-10^{\circ}$ , indicando uma falha transcorrente. Podemos ver também as quatro estações sismográficas utilizadas na inversão (ROSB, NBCL, PRPB e SMTB) com suas coordenadas representadas por triângulos pretos. Mapa elaborado com o GMT.

Abaixo, serão apresentadas as esferas focais e os ajustes de onda obtidos neste trabalho, referentes ao sismo do Maranhão. Esses dados foram obtidos tanto para inversão por forma de onda quando para inversão envelope, ambas utilizando modelos de velocidade específicos.

Na figura 37 podemos observar os MFs encontrados para VR > 0.5, assim como se comporta cada um dos parâmetros estimados pela inversão por forma da onda. O MF maior no lado direito representa todos os possíveis planos nodais. Nos MFs menores vemos que os que mais se assemelham ao que nossa referência encontrou são o primeiro e quinto MF, da esquerda para direita. No gráfico VR x *Frequency* também podemos ver que nossa frequência máxima é de 0.16 Hz, será utilizada para calcular o MSW. E também consideramos a velocidade da onda S como 3 Km/s. A estação mais distante utilizada neste sismo está a 755 Km de distância do epicentro.

 $v = \lambda * f \rightarrow 3 = \lambda * 0.16 \rightarrow \lambda = 18.8 = 1 \text{ MSW}$ 

755 / 18.8 = 40.16  $\simeq 40~\mathrm{MSW}$ 



Figura 37: Teste de Frequência do sismo do Maranhão com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, apenas utilizando o valor VR > 0.5. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake,* tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR (eixo vertical). À direita da imagem estão os MFs que possuem VR aceitável. O MF maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados.

Para melhor análise desses resultados, aumentamos o VR para um limiar de 0.9. A partir da figura 38 temos uma ideia que o MF com maior VR teria: *strike* =  $\sim 350^{\circ}$  ou  $\sim 160^{\circ}$ , *dip* =  $\sim 90^{\circ}$ , *rake* =  $\sim 0^{\circ}$ , tempo =  $\sim 0$  (bom indicador de que o tempo de origem está correto), profundidade maior que 6 km,  $M_w = \sim 4.3$ , DC indefinido, CN =  $\sim 2.3$  e Kagan =  $\sim 8^{\circ}$ . No gráfico do tempo, temos um único MF em -5 s provavelmente foi ele que gerou o terceiro MF onde vemos a ambiguidade do rake.



Figura 38: Teste de Frequência do sismo do Maranhão com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, apenas utilizando o valor VR (limiar de 0.9). Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR (eixo vertical). À direita da imagem estão os MFs que possuem VR aceitável. O MF maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados.

Na figura 38 temos três MFs como prováveis resultados corretos, o terceiro indica uma ambiguidade do rake em relação ao primeiro MF, o segundo indica uma falha inversa que já seria um MF totalmente diferente do esperado. Por isso levamos em consideração a polaridade gerando a figura 39 abaixo, onde conseguimos tirar a falha inversa e solucionar a ambiguidade do rake, nos deixando com uma falha transcorrente. Com *strike* =  $\sim 160^\circ$ , *dip* =  $\sim 90^\circ$ , *rake* =  $\sim 0^\circ$ .



Figura 39: Teste de Frequência do sismo do Maranhão com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, utilizando o VR (com limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR\*PF (eixo vertical). Pode-se ver que estas imagens levam em consideração o ajuste das polaridades PF, no MF maior as bolinhas cinzas representam chegadas para baixo e as cruzes cinzas chegadas para cima. Os MFs menores são os encontrado para VR com limiar 0.9.

De acordo com Dias et al. (2018) a melhor esfera focal encontrada para o sismo do Maranhão tem *strike* 336°, *dip* 84° e *rake*  $-10^\circ$ , essa esfera indica uma falha transcorrente, assim como a encontrada no nosso teste de frequência com polaridade (figura 39). Conseguimos obter uma esfera focal bastante próxima desses valores com a nossa inversão por forma de onda, com *strike* 160°, *dip* 90° e *rake* 0° (figura 39), com kagan ~ 8°, também indicando uma falha transcorrente. E possuí ~ 40 MSW. Conseguimos um bom ajuste da forma de onda (figura 40). Isso nos leva a crer que foi feita uma boa inversão por forma de onda no nosso trabalho e que conseguimos estimar o tipo de falha que gerou o sismo.



Figura 40: Ajuste da onda para inversão por forma de onda do sismo do Maranhão. O valor VR encontrado para cada onda está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua componente. Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta). O eixo vertical do gráfico representa a amplitude da onda e o eixo horizontal representa o tempo. A coluna NS é a variação Norte-Sul da onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste da onda e a coluna Z é a variação da onda na vertical.

Assim como no sismo Mara Rosa para realizar a inversão envelope utilizamos a opção pré-restrita (pre-constrained), onde podemos inserir um documento no ISOLA contendo os mecanismos focais que ajustam a maioria das polaridades informadas. Na figura abaixo, podemos observar os melhores MFs utilizados para o sismo do Maranhão.



Figura 41: MFs pré-restritos para o sismo do Maranhão. Estes são os MFs que melhor se encaixam nas informações dadas sobre o sismo do Maranhão. Dentro do MF, que exibe vários planos nodais, temos um x preto que indica que a polaridade da primeira chegada da onda P foi para cima e a esfera cinza indica que a polaridade foi para baixo. A barra de cores indica o ajuste das polaridades. Podemos notar a falta de polaridades na parte de cima deste MF, se observarmos o mapa do sismo (figura 36) veremos que isso se deve ao fato de que, nesse caso, não temos estações sismográficas no oceano.

Na próxima figura, podemos observar os parâmetros encontrados pelo teste de frequência para inversão envelope, com VR acima de 0.5. No último gráfico da figura (VR x Frequency) podemos constatar uma frequência máxima de 0.83 Hz. Os dois primeiros MFs menores (da esquerda para direita) são semelhantes ao MF encontrado pela nossa referência, mas fica difícil analisar o *strike*, *dip*, *rake* e profundidade com tantos valores possíveis. Por isso realizamos o teste novamente, desta vez também considerando o ajuste da polaridade (PF).



Figura 42: Teste de Frequência do sismo do Maranhão com modelos de velocidade específicos para inversão envelope, utilizando apenas o VR (acima de 0.5). Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, profundidade (*depth*) e frequência.

Mesmo com o ajuste de polaridade o teste de frequência para inversão envelope nos dá três resultados, semelhante ao caso de Mara Rosa. O MF com maior VR indica uma falha transcorrente (primeiro MF à esquerda)(figura 43). E apesar de não podermos afirmar com certeza que

o correto seria o primeiro, conseguimos observar que esses três MFs têm a mesma direção de compressão máxima (mesmo regime de esforços tectônicos, como visto na figura 22).



Figura 43: Teste de Frequência do sismo do Maranhão com modelos de velocidade específicos para inversão envelope, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake*, profundidade (*depth*) e frequência.



Figura 44: Ajuste da onda por inversão envelope do sismo do Maranhão. O valor VR encontrado para cada onda está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua componente. Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta). O eixo vertical do gráfico representa a amplitude da onda (que tem sua parte negativa transformada em positiva e seus picos ligados pela transformada de Hilbert, como na figura 24) e o eixo horizontal representa o tempo em segundos a partir da tempo de origem do tremor. A coluna NS é a variação Norte-Sul da onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste da onda e a coluna Z é a variação da onda na vertical.

Encontramos um MF (na primeira posição da figura 43) que indica uma falha transcorrente com *strike* 346°, *dip* 87° e *rake* 12°, com um kagan de  $\sim 16^{\circ}$  em relação ao MF encontrado por Dias et al. (2018). Novamente, nossas polaridades não foram o suficiente para permanecermos com apenas um MF como resultado.

O MSW foi calculado também para inversão envelope, onde alcançamos uma frequência máxima de 0.83 Hz. A estação mais distante é a mesma usada na inversão por forma de onda. Logo:

 $v = \lambda * f \rightarrow 3 = \lambda * 0.25 \rightarrow \lambda = 3.61 = 1 \text{ MSW}$ 

755 / 3.61 = 209.1  $\simeq$  209 MSW

Passamos dos 40 MSW da inversão por forma de onda para 209 MSW na inversão envelope. Como dito anteriormente com isso podemos utilizar estações mais distantes do sismo estudado, o que também pode ajudar a aumentar nossa cobertura azimutal e podemos assim obter um MF mais confiável.

### 4.4 Sismo do Maranhão Modelo de Velocidade Padrão

Repetimos as inversões por forma de onda e envelope, desta vez utilizando o mesmo modelo de velocidade padrão que a nossa referência (Dias et al., 2018). Anteriormente fizemos as inversões usando modelos de velocidade específicos com quatro estações (ROSB, NBCL, PRPB e SMTB), agora vamos repetir essas inversões utilizando um modelo padrão para todas as estações, o mesmo usado por Dias et al. (2018). As estações utilizadas já eram iguais as da referência (mantivemos as mesmas aqui). Assim podemos comparar se o tipo de modelo de velocidade pode fazer diferença na recuperação do mecanismo e se conseguimos assim aumentar o MSW. Os modelos de velocidade específicos usados para cada estação e o modelo de velocidade padrão utilizado posteriormente para todas as estações podem ser vistos na figura 63 no apêndice 7.2.



Figura 45: Teste de Frequência do sismo Maranhão com modelo de velocidade padrão para inversão por forma de onda, apenas utilizando o valor VR (acima de 0.5). Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip, rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR (eixo vertical). À direita da imagem estão os MFs que possuem VR aceitável. O MF maior acima deles representa todos os planos nodais encontrados.

Nosso teste de frequência (figura 45) para inversão por forma de onda com o modelo de velocidade padrão apenas considerando VR, só encontra MFs como os da nossa referência na quarta e sétima posição (da esquerda para direita). Se olharmos no gráfico do tempo veremos duas famílias, isso indica que o MF na primeira posição pode ser causado por uma ambiguidade do rake. Para resolver essa ambiguidade realizamos novamente o teste de frequência dessa vez levando em consideração as polaridades.



Figura 46: Teste de Frequência do sismo Maranhão com modelo de velocidade padrão para inversão por forma de onda, utilizando o valor VR (acima de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR\*PF (eixo vertical). Pode-se ver que estas imagens levam em consideração o ajuste das polaridades PF, no MF maior as bolinhas cinzas representam chegadas para baixo e as cruzes cinzas chegadas para cima. Os MFs menores são os encontrado para VR com limiar 0.9.

No teste da figura 46, vemos que conseguimos encontrar o MF esperado (falha transcorrente) utilizando as polaridades, com *strike* ~ 160°, *dip* ~ 90° e *rake* ~ 0°, porém os VRs estão abaixo de 0.5, de forma que se tivéssemos apenas esses dados não julgaríamos confiável.

Por último, vamos calcular o MSW de ambas inversões. Para o modelo padrão a inversão por forma de onda tem como frequência máxima 0.12 Hz, logo:

 $v = \lambda * f \rightarrow 3 = \lambda * 0.12 \rightarrow \lambda = 25 = 1 \text{ MSW}$ 

 $755 / 25 = 30.2 \simeq 30 \text{ MSW}$ 

Com a inversão por forma de onda e o modelo de velocidade específico obtivemos 40 MSW, um total de 10 MSW a mais que com o modelo de velocidade padrão.



Figura 47: Teste de Frequência do sismo do Maranhão com modelo de velocidade padrão para inversão envelope, utilizando o valor VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake*, profundidade (*depth*) e frequência.

Utilizando o teste de frequência para inversão envelope com modelo de velocidade padrão analisamos os resultados para combinação de VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Os dois MFs apresentados indicam falhas transcorrentes e também possuem a mesma direção de compressão máxima (mesmo regime de esforços tectônicos). Mais uma vez nossas polaridades não foram o suficiente para termos uma resposta única nesta inversão. Para inversão envelope nossa frequência máxima foi 0.48 Hz. O calculo do MSW será exposto abaixo:

 $v = \lambda * f \rightarrow 3 = \lambda * 0.48 \rightarrow \lambda = 6.25 = 1 \text{ MSW}$ 

 $755 / 6.25 = 120.8 \simeq 121 \text{ MSW}$ 

Na inversão envelope, utilizando o modelo de velocidade específico chegamos a 209 MSW, uma diferença de 88 MSW a mais do que o encontrado para o modelo de velocidade padrão. Analisando o que foi exposto acima podemos concluir que o modelo de velocidade específico é o mais indicado, apesar modelo de velocidade de padrão também encontrar MFs que indicam uma falha transcorrente.

### 4.5 Analisando o MSW para os Modelos de Velocidade

Analisando a tabela 4 fica claro que os modelos de velocidade específicos fornecem maiores MSW, isso significa que a partir do seu uso podemos aumentar a distância entre o epicentro do sismo e as estações utilizadas para obtenção dos MFs. O que pode nos dar uma boa cobertura azimutal, aumentando também a confiabilidade nos dados, uma vez que isso acarreta em polaridades de estações em posições que antes não alcançávamos. Da mesma forma que acontece com
a inversão envelope que chega a MSWs bem maiores que a inversão por forma de onda, mas em contraposição não conseguimos obter um MF único nas inversões envelope, o que reafirma que é necessário realizar as duas formas de inversão.

Tabela 4: MSW. A tabela apresenta os valores MSW encontrados para o sismo Mara Rosa e o sismo do Maranhão, para as duas formas de inversão, tanto com os modelos de velocidade específicos como com o modelo de velocidade padrão.

	Modelos de Velocidade Específicos	Modelo de Velocidade Padrão		
Sismo Mara Rosa	50 MSW	Não foi possível estimar		
Inversão por Forma de Onda	50 IVIS W			
Sismo Mara Rosa	570 MSW	200 MSW		
Inversão Envelope	570 WIS W	500 IVIS W		
Sismo do Maranhão	40 MSW	30 MSW		
Inversão por Forma de Onda	40 1013 00			
Sismo do Maranhão	200 MSW	121 MSW		
Inversão Envelope	207 1413 44			

Estes valores de MSW nos levam a acreditar que o modelo de velocidade padrão newBR é mais indicado para a região nordeste do país e não para a região central. Uma vez que não conseguimos nem estimar o MSW para o sismo de Mara Rosa na inversão por forma de onda.

### 4.6 Sismo de Cajati (São Paulo, 2015)

Agora, nós estudaremos três sismos que não possuem mecanismos focais determinados publicados na literatura: Cajati-SP, Mangaratiba-RJ, Rubim-MG.

Nosso próximo mecanismo focal foi feito para o evento chamado sismo de Cajati. Ocorreu no dia 23 de outubro de 2015, às 06 horas, 53 minutos e 11 segundos (fuso UTC). Possui profundidade fixada em 0 km. Com latitude -24,73 e longitude -48,12. Sua magnitude foi estimada como  $m_R$  = 3.3.



Figura 48: Mapa do sismo de Cajati. Mapa contendo o epicentro do sismo estudado representado pelo MF gerado na inversão por forma de onda. Com *strike* 340°, *dip* 90° e *rake* 0°, indicando uma falha inversa. E as quatro estações sismográficas utilizadas na inversão (SPB01, PET01 e TIJ01) com suas coordenadas representadas por triângulos pretos. Mapa elaborado com o GMT.

A partir de agora vamos apresentar os resultados encontrados para o sismo de Cajati, tanto para inversão por forma de onda quanto para inversão envelope, utilizando modelos de velocidade específicos.

Abaixo, na figura 49, temos nosso teste de frequência para inversão por forma de onda do sismo de Cajati. Temos apenas quatro polaridades, mas estas já ajudam a confirmar que o MF indica um tipo de falha indefinido (como o MF denominado *U* da figura 22). Podemos verificar dados como: *strike* =  $\sim 340^{\circ}$ , *dip* =  $\sim 10^{\circ}$ , *rake* =  $\sim 0^{\circ}$ , tempo =  $\sim -2.6$  s, profundidade próxima de 0.2 km,  $M_w = \sim 4.2$ , DC =  $\sim 98$ , CN =  $\sim 4$  e frequência máxima 0.17 Hz. O ajuste de onda (figura 50) é considerado bom.



Figura 49: Teste de Frequência do sismo de Cajati com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR\*PF (eixo vertical). Pode-se ver que estas imagens levam em consideração o ajuste das polaridades PF, no MF maior as bolinhas cinzas representam chegadas para baixo e as cruzes cinzas chegadas para cima. Os MFs menores são os encontrado para VR com limiar 0.9.



Figura 50: Ajuste da onda para inversão por forma de onda do sismo de Cajati. A componente EW da estação TIJ01 foi desligada, pois estava apresentando problemas que poderiam interferir nos resultados. O valor VR encontrado para cada onda está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua componente. Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta). O eixo vertical do gráfico representa a amplitude da onda e o eixo horizontal representa o tempo. A coluna NS é a variação Norte-Sul da onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste da onda e a coluna Z é a variação da onda na vertical.

Assim como nos sismos anteriores, para realizar a inversão envelope utilizamos a opção prérestrita (pre-constrained), onde podemos inserir um documento no ISOLA contendo os mecanismos focais que ajustam a maioria das polaridades informadas. Na figura abaixo, podemos observar os melhores MFs utilizados para o sismo de Cajati.



Figura 51: MFs pré-restritos para o sismo de Cajati. Estes são os MFs que melhor se encaixam nas informações dadas sobre o sismo de Cajati. Dentro do MF, que exibe vários planos nodais, temos um x preto que indica que a polaridade da primeira chegada da onda P foi para cima e a esfera cinza indica que a polaridade foi para baixo. A barra de cores indica o ajuste das polaridades.

A seguir apresentamos nosso teste de frequência para inversão envelope do sismo de Cajati. Onde observamos *strike* =  $\sim 100^{\circ}$ , *dip* =  $\sim 5^{\circ}$  e *rake* =  $\sim 100^{\circ}$ , que indica um MF com tipo de falha indefinido, é o nosso MF com maior VR (primeiro a partir da esquerda). Nosso ajuste de onda pode ser considerado bom (figura 53). No entanto as polaridades não foram o suficiente para deixar apenas uma solução como resposta, por isso não podemos afirmar que temos um MF definido.



Figura 52: Teste de Frequência do sismo de Cajati com modelos de velocidade específicos para inversão envelope, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, profundidade (*depth*) e frequência.



Figura 53: Ajuste da onda por inversão envelope do sismo de Cajati. O valor VR encontrado para cada onda está escrito entre parêntesis ao lado do nome da estação e sua componente. Temos a onda sintética (vermelha) e a onda observada (preta). O eixo vertical do gráfico representa a amplitude da onda (que tem sua parte negativa transformada em positiva e seus picos ligados pela transformada de Hilbert, como na figura 24) e o eixo horizontal representa o tempo em segundos a partir da tempo de origem do tremor. A coluna NS é a variação Norte-Sul da onda, a coluna EW é a variação Leste-Oeste da onda e a coluna Z é a variação da onda na vertical.

Devido ao resultado encontrado para inversão por forma de onda podemos constatar que este sismo possui um tipo de falha indefinido, como visto na classificação da figura 22. O kagan entre o MF dado pela forma de onda e o melhor MF da envelope é de ~23°, i.e., são MFs parecidos e a solução é confiável. Cabe ressaltar novamente que como ocorreu com os sismos de Mara Rosa e Maranhão, a inversão de envelope não foi capaz de achar uma única solução.

#### 4.7 Sismo de Mangaratiba (Rio de Janeiro, 2018)

Esse abalo, conhecido como sismo de Mangaratiba, ocorreu no dia 08 de agosto de 2018, às 05 horas, 08 minutos e 55 segundos (fuso UTC). Com profundidade fixada em 0 km (não foi possível determinar). Possui latitude -22,86 e longitude -43,99. Com magnitude  $m_R = 2.5$ . O mapa da sua localização pode ser encontrado no Apêndice (figura 58).

A seguir apresentaremos os resultados obtidos para este sismo, tanto para inversão por forma de onda quanto para inversão envelope, utilizando modelos de velocidade específicos.

Realizamos o teste de frequência para inversão por forma de onda do sismo de Mangaratiba (figura 54). Com somente duas polaridades não foi possível tirar a ambiguidade do rake entre o primeiro e terceiro MF (da esquerda para direita), que indicam um tipo de falha indefinido. Assim como não foi o suficiente para desconsiderar o segundo MF, que indica uma falha normal e continua sendo uma possibilidade de resultado. A frequência máxima é de 1.62 Hz. Não foi possível estimar valores coerentes para os outros parâmetros.



Figura 54: Teste de Frequência do sismo de Mangaratiba com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake*, tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR\*PF (eixo vertical). Pode-se ver que estas imagens levam em consideração o ajuste das polaridades PF, no MF maior as bolinhas cinzas representam chegadas para baixo e as cruzes cinzas chegadas para cima. Os MFs menores são os encontrado para VR com limiar 0.9.

Da figura 54, constatamos que o resultado é muito disperso, i.e., temos diferentes MFs que ajustam tanto a forma de onda quanto as polaridades.

No caso deste sismo a inversão envelope feita com a opção pré-restrita não é eficaz, uma vez que temos somente duas polaridades, então esta foi realizada com a opção grid de busca completo (Full Grid Search) que considera todos os *strike*, *dip*, *rake* e profundidades. Em seu teste de frequência (figura 55), temos uma falha indefinida como primeira à esquerda (VR mais alto), seguida por duas falhas normais. As duas polaridades que conseguimos provam ser muito poucas devido a quantidade de MFs que permanecem como opção, mesmo com limiar de 0.9 para o VR.

A frequência máxima é de 1.48 Hz. Não podemos tirar conclusões dos outros gráficos uma vez que eles sugerem diversos valores (vários MFs possíveis).



Figura 55: Teste de Frequência do sismo de Mangaratiba com modelos de velocidade específicos para inversão envelope, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake*, profundidade (*depth*) e frequência.

Mesmo analisando os testes de frequência dos dois tipos de inversão não conseguimos chegar a um resultado final, deixando o sismo de Mangaratiba sem solução por hora. Futuramente, podemos tentar resolver essa questão procurando novas estações que tenham gravado o sismo e se possível que tenham gravado a polaridade da onda P, incluindo solicitar as gravações de estações sismográficas fechadas (particulares como a de Angra dos Reis).

#### 4.8 Sismo de Rubim (Minas Gerais, 2018)

Nosso último mecanismo focal foi gerado para o sismo de Rubim, que ocorreu dia 20 de agosto de 2018, às 10 horas, 15 minutos e 32 segundos (fuso UTC). Com profundidade fixada em 0 km. Possui latitude -16,40 e longitude -40,72 e magnitude  $m_R = 3.3$ . O mapa com o seu epicentro pode ser encontrado no apêndice (figura 59). A seguir apresentaremos os resultados encontrados para este sismo, tanto para inversão por forma de onda quanto para inversão envelope, utilizando modelos de velocidade específicos.

A partir dos gráficos produzidos pelo teste de frequência da inversão por forma de onda podemos estimar alguns valores, como *strike* =  $\sim 90^{\circ}$ , *dip* =  $\sim 10^{\circ}$ , *rake* =  $\sim 88^{\circ}$ , tempo =  $\sim -3.1$ , profundidade próxima de 6 km,  $M_w = \sim 3.42$ , DC indeterminado, CN =  $\sim 2.8$  e frequência máxima 0.48 Hz. Estes valores são relacionados ao MF na primeira posição (a partir da esquerda). As duas polaridades que temos não foram suficientes para nos deixar com uma solução apenas, mas como os dois MFs indicam um tipo de falha indefinido podemos tomar como esta a solução a partir da inversão por forma de onda.



Figura 56: Teste de Frequência do sismo de Rubim com modelos de velocidade específicos para inversão por forma de onda, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike, dip, rake,* tempo (*time*), profundidade (*depth*),  $M_w$ , DC, CN, Kagan e frequência. Todos em relação ao VR\*PF (eixo vertical). Pode-se ver que estas imagens levam em consideração o ajuste das polaridades PF, no MF maior as bolinhas cinzas representam chegadas para baixo e as cruzes cinzas chegadas para cima. Os MFs menores são os encontrado para VR com limiar 0.9.

No caso deste sismo a inversão envelope também não pode ser feita com a opção pré-restrita,

uma vez que temos apenas duas polaridades, então esta foi realizada com a opção grid de busca completo (Full Grid Search). Temos na figura 57 o teste de frequência para a inversão envelope. Apesar do primeiro MF ser uma falha indefinida e ser o resultado com maior VR, ainda temos vários MFs que não puderam ser desconsiderados utilizando apenas duas polaridades.



Figura 57: Teste de Frequência do sismo de Rubim com modelos de velocidade específicos para inversão envelope, utilizando o VR (limiar de 0.9) multiplicado pelo PF. Esta figura possui gráficos com informações sobre: *strike*, *dip*, *rake*, profundidade (*depth*) e frequência.

Podemos considerar o resultado final como um MF que indica um tipo de falha indeterminado, porém com grande incerteza. Pois a inversão envelope apresentou-se inconclusiva e estamos realizando a inversão com apenas duas estações e duas polaridades, desta forma podemos nos apoiar apenas no resultado da inversão por forma de onda.

## 5 Conclusão

Os mecanismos focais são uma importante ferramenta para o estudo do regime de esforços tectônicos. Por isso nosso trabalho possui como objetivo geral a obtenção de novos mecanismos focais de forma a colaborar com este estudo no Brasil. Conseguimos determinar novos mecanismos focais, referentes aos sismos de: Cajati (2015), Mangaratiba (2018) e Rubim (2018). O sismo de Cajati possui informações suficientes para ser considerado confiável, nos possibilitando afirmar um tipo de falha indeterminado naquela região. Infelizmente conseguimos apenas duas estações e duas polaridades para os sismos de Mangaratiba e Rubim. Com isso este primeiro sismo não teve um resultado conclusivo e o segundo indica um tipo de falha indeterminado. Porém não pode ser considerado totalmente confiável, uma vez que estamos apenas nos apoiando no resultado da inversão por forma de onda. No futuro, podemos tentar resolver isso pedindo os registros destes eventos em estações sismográficas particulares e procurando estações que tenham registrado o sismo de forma que possamos recuperar algumas polaridades.

Como objetivo específico buscamos recuperar os sismos Mara Rosa (2010) e do Maranhão (2017), utilizando a inversão por forma de onda e também testando a nova inversão envelope. Como resultado observamos que a inversão envelope com modelos de velocidade específicos tem maior frequência de ajuste que a inversão por forma de onda, consequentemente um maior valor MSW. Por conta disso podemos utilizar estações com uma distância maior que na inversão por forma de onda, em alguns casos principalmente pelo fato da inversão envelope ser menos sensível aos modelos de velocidade do que a inversão por forma de onda. Isso significa que você pode usar mais estações e talvez ter uma melhor cobertura azimutal, obtendo um MF mais confiável na sua inversão.

Ainda tivemos a oportunidade de testar as diferenças entre o modelo de velocidade padrão (modelo newBR) e os modelos de velocidade específicos, para os sismos Mara Rosa e do Maranhão. Para o sismo Mara Rosa testamos tanto o modelo padrão quanto o específico, com estações diferentes das utilizadas pela nossa referência, com as inversões por forma de onda e envelope. No sismo do Maranhão testamos os modelos específicos e padrão, com as mesmas estações usadas pela referência, invertendo por forma de onda e envelope. Seguindo esses critérios podemos constatar que os modelos de velocidade específicos são melhores, chegam a maiores valores de MSW e com eles obtivemos uma recuperação confiável dos mecanismos focais. A inversão envelope realmente se demonstrou menos sensível às imprecisões dos modelos de velocidade, como visto na tabela 4, entretanto como foi demonstrado nos teste de Mara Rosa (figura 32) e Maranhão (figura 43), não conseguimos chegar a um resultado único dentro do limiar de 0.9 da nossa incerteza, para os sismos com esta inversão. Em ambos os casos precisamos da inversão por forma de onda para confirmar o MF.

Concluindo, conseguimos entender um pouco mais sobre a inversão envelope, que é uma metodologia relativamente nova (Zahradník & Sokos, 2018) e determinamos o MF do sismo de

Cajati, aumentando o quantidade de MFs determinados no Brasil para 90 (figura 1). O que é uma boa contribuição tendo em vista que os MFs no Brasil só começaram a ser determinados na década de 1960 e, como já foi mencionado, apenas 4% dos sismos do Brasil tem MF recuperado.

#### 6 Referências Bibliográficas

- Adamova, P., Sokos, E., & Zahradnik, J. (2009). Problematic non-double-couple mechanism of the 2002 amfilochia m w 5 earthquake, western greece. *Journal of Seismology*, 13(1), 1.
- Ammom, C. J. (2001). Faults and faulting, visto por último em 29 de outubro de 2018. Explicação sobre direção (*strike*), mergulho (*dip*) e vetor de deslocamento da falha (*rake*) em sismologia.
- Assumpção, M., Dias, F. L., Zevallos, I., & Naliboff, J. B. (2016). Intraplate stress field in south america from earthquake focal mechanisms. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 278–295.
- Assumpção, M. & Neto, C. M. D. (2000). Sismicidade e estrutura interna da terra. *Decifrando a terra. São Paulo, Oficina de Textos*, (pp. 43–62).
- Assumpção, Marcelo e Machado, R. (2015). *Apostila Introdução a Sismologia*. XVII Escola de verão IAG-USP.
- Assumpção, M. (2010). Apostila Medindo Sismos. IAG-USP.
- Bianchi, M. B., Assumpção, M., Rocha, M. P., Carvalho, J. M., Azevedo, P. A., Fontes, S. L., Dias, F. L., Ferreira, J. M., Nascimento, A. F., Ferreira, M. V., & Costa, I. S. L. (2018). The brazilian seismographic network (rsbr): Improving seismic monitoring in brazil. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 452 – 457.
- Bormann, P., Baumbach, M., Bock, G., Grosser, H., Choy, G. L., & Boatwright, J. (2002). Seismic sources and source parameters. *IASPEI New Manual of Seismological Observatory Practice*, 1, 1–94.
- Bouchon, M. (1981). A simple method to calculate green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4), 959–971.
- Carvalho, J. M. d. (2015). Determinação de parâmetros de fonte de eventos locais e regionais por inversão de formas de ondas. Master's thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Coutant, O. (1989). Program of numerical simulation axitra. *Res. Rep. LGIT (in French), Universite Joseph Fourier, Grenoble.*
- Cronin, V. (2010). A primer on focal mechanism solutions for geologists. *Science Education Resource Center, Carleton College*.
- Dias, F., Zahradník, J., & Assumpção, M. (2016). Path-specific, dispersion-based velocity models and moment tensors of moderate events recorded at few distant stations: Examples from brazil and greece. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 344–358.
- Dias, F. L., Assumpção, M., Bianchi, M. B., Barros, L. V., & Carvalho, J. M. (2018). The

intraplate maranhão earthquake of 2017 january 3, northern brazil: Evidence for uniform regional stresses along the brazilian equatorial margin. *Geophysical Journal International*, 213(1), 387–396.

- Globo (2018). Terremoto com Epicentro na Bolívia é sentido em várias cidades no Brasil. Fala sobre o terremoto que ocorreu na Bolívia em abril de 2018, com magnitude 6,8, que foi sentido no Brasil, Visto por último em 03 de novembro de 2018.
- Goldstein, P., Dodge, D., Ichinose, R., Bhattacharyya, B., Leach, R., et al. (1999). *Depth and source mechanism estimation for special event analysis, event screening, and regional calibration*. Technical report, Lawrence Livermore National Lab., CA (US).
- Heidbach, O., Müller, B., Reinecker, J., Stephansson, O., Tingay, M., & Zang, A. (2016). WSM Quality Ranking Scheme, Database Description and Analysis Guidelines for Stress Indicator. Technical report, Technical Report.
- ISC (2019). Summary of the bulletin of the isc. julho-dezembro 2016. international seismological centre. thatcham, united kingdom, visto por último em 06 de novembro de 2019.
- Kagan, Y. Y. (1991). 3-d rotation of double-couple earthquake sources. *Geophysical Journal International*, 106(3).
- Kikuchi, M. & Kanamori, H. (1991). Inversion of complex body waves—iii. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6), 2335–2350.
- Křížová, D., Zahradník, J., & Kiratzi, A. (2013). Resolvability of isotropic component in regional seismic moment tensor inversion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(4), 2460–2473.
- Lopes, A. E. d. V. (2008). Mecanismos focais e esforços litosféricos no brasil. Master's thesis, Universidade de São Paulo.
- Oliveira, P. H. S. d. (2015). *Sismicidade e esforços tectônicos na zona sísmica Acaraú, Nordeste do Brasil.* PhD thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Press, F., Siever, R., Grotzinger, J., & Jordan, T. H. (2006a). Para entender a terra. *et alii. Ed. Bookman, Porto Alegre, RS*, (pp. 47–74).
- Press, F., Siever, R., Grotzinger, J., & Jordan, T. H. (2006b). Para entender a terra. *et alii. Ed. Bookman, Porto Alegre, RS*, (pp. 271–289).
- Salamuni, E. (2013). Geologia estrutural: Falhas transcorrentes, visto por último em 04 de setembro de 2019. Fala sobre as falhas transformantes e transcorrentes.
- Sokos, E. & Zahradník, J. (2013). Evaluating centroid-moment-tensor uncertainty in the new version of isola software. *Seismological Research Letters*, 84(4), 656–665.

- USGS (2016). Science for a changing world. focal mechanisms, visto por último em 12 de novembro de 2018. Breve introdução aos mecanismos focais, de forma a explicar como são formados para cada tipo de falha.
- Vasconcelos, M. R. d. (2010). *Apostila de Geologia Geral do Instituto Federal de Educação, Ciência e Tecnologia do Pará*. Curso Técnico em Mineração.
- Zahradník, J., Fojtíková, L., Carvalho, J., Barros, L., Sokos, E., & Janskỳ, J. (2015). Compromising polarity and waveform constraints in focal-mechanism solutions; the mara rosa 2010 mw 4 central brazil earthquake revisited. *Journal of South American Earth Sciences*, 63, 323–333.
- Zahradník, J. & Sokos, E. (2018). Fitting waveform envelopes to derive focal mechanisms of moderate earthquakes. *Seismological Research Letters*, 89(3), 1137–1145.

## 7 Apêndices

#### 7.1 Mapa Mangaratiba e Rubim

Nesta subseção se encontram os mapas com os epicentros e estações referentes ao sismo de Mangaratiba e ao sismo de Rubim.



Figura 58: Mapa do sismo de Mangaratiba. Mapa contendo o epicentro do sismo estudado representado pelo MF gerado na inversão por forma de onda. Com *strike* 42°, *dip* 88° e *rake* 91°, indicando uma falha inversa. E as quatro estações sismográficas utilizadas na inversão (MAN01 e VAS01) com suas coordenadas representadas por triângulos pretos.



Figura 59: Mapa do sismo de Rubim. Mapa contendo o epicentro do sismo estudado representado pelo MF gerado na inversão por forma de onda. Com *strike* 42°, *dip* 88° e *rake* 91°, indicando uma falha inversa. E as quatro estações sismográficas utilizadas na inversão (GUA01 e CMC01) com suas coordenadas representadas por triângulos pretos.

#### 7.2 Programa ISOLA

Utilizamos o programa ISOLA (Sokos & Zahradník, 2013) para analisar os sismos que desejamos obter o mecanismo focal. Na Figura 60, temos a tela inicial do programa, onde podemos ver a distribuição das etapas necessárias para obtermos o mecanismo focal. Essas etapas serão descritas, em sua ordem de execução, a seguir.



Figura 60: Página inicial do programa ISOLA. O programa possui seis conjuntos de funcionalidades: utilidades (*utilities*), informação do evento (*event information*), modelo crustal (*crustal model*), entrada de dados (*input data*), inversão (*inversion*) e ferramentas (*tools*).

1 - Informação do Evento (*Event Info*) - é o local onde inserimos as informações que sabemos a priori sobre o sismo como: hora e data de ocorrência, coordenadas de seu epicentro, qual foi sua magnitude estimada, entre outros. Além de ser onde escolhemos o tamanho da janela do sinal que será invertido.

2 - Importação de Dados (*Import Data*) - aqui importamos os arquivos usando a opção de auto importação (*AutoSAC Import*), onde escolhemos quais sismogramas e quais estações iremos usar para encontrar as componentes do mecanismo focal do sismo.

3 - Preparação de Dados (*Data Preparation*) - Depois de importar as ondas sísmicas de todas as estações necessárias, nós vamos prepará-las para etapa da inversão. Para isso vamos fazer uma reamostragem (*resample*) de todas elas, assim como alinhar suas horas de origem.

4 - Seleção de Estações (*Station Selection*) - Nesta etapa é gerado um mapa que mostra o epicentro do sismo (representado por uma estrela) e as estações sismográficas (representadas por triângulos). No mapa selecionamos as estações que usaremos na determinação do mecanismo focal. As estações que aparecem no mapa são as que se encontram no arquivo station.stn, preparado previamente com os nomes das estações e suas coordenadas.



Figura 61: Mapa do sismo no ISOLA. Mapa do sismo do Maranhão e as estações sismográficas utilizadas ao seu redor. Os quadrados em rosa representam as estações sismográficas que iremos utilizar e, no caso, estão próximas ao sismo (estrela azul).

5 - Múltiplos Modelos Crustais (*Multiple Crustal Models*) - Preparamos nesse passo modelos crustais para cada estação que escolhemos usar na etapa anterior, normalmente importamos modelos feitos em estudos anteriores. Este arquivo deve conter: profundidade (em quilômetros), velocidade da onda P, velocidade da onda S (km/s), densidade ( $g/cm^3$ ), Qp (atenuação da onda P) e Qs (atenuação da onda S)(Figura 62). Podemos inserir até quatro modelos crustais (caso seja necessário) para cada sismo e escolhemos um modelo para cada estação.

<b>File</b>	rustmo Edit	d2 View Insert To	ols Desktop Wi	ndow Help					× 🗆 _
				Crusta	l model defin	ition			
	Crustal model					rosb		_	Select model number
		Depth (km)	Vp	Vs (km/sec)	Density (g/cm^3)	Qp	Qs		Saura as Marial 4
	1.	0	4.47	2.676	2.2	300	150	Load	
	2.	2	5.96	3.571	2.678	300	150		
	З.	9	5.7	3.411	2.593	300	150	Plot	Save As Model 2
	4.	16	7.13	4.269	3.051	300	150		
	5.	23	7.57	4.532	3.192	300	150		Save As Model 3
	6.	30	7.6	4.551	3.202	1000	1000		
	7.								Save As Model 4
	8.							🗌 Calculate Density	
	9.								
	10.							Use Vp/Vs	
	11.							1.79	
	12.							1.70	
	13.								
	14.								
	15.								Exit
			,	,	,	,			

Figura 62: Modelo Crustal. Exemplo de como fica o modelo crustal quando é importado para dentro do programa. Temos as colunas mencionadas no texto acima, que são preenchidas automaticamente quando apertamos o botão load e carregamos o arquivo de extensão .dat que já contem essas informações.



Figura 63: Modelos de Velocidade Utilizados no Sismo do Maranhão. Velocidade da onda S e onda P, respectivamente. Temos os modelos de velocidade usados na inversão com modelos de velocidade específicos para o sismo do Maranhão, que são: o modelo usado para estação ROSB em preto, para estação NBCL em vermelho, para estão PRPB em verde e o para estação SMTB em azul claro. E o modelo utilizado na inversão com modelo de velocidade padrão foi o modelo newBR em azul escuro. O gráfico possui profundidade (km) no eixo vertical e velocidade (km/s) no eixo horizontal.

6 - Definição da Fonte Sísmica (*Seismic Source Definition*) - Podemos escolher entre as opções: fontes abaixo do epicentro (*Sources below epicenter*) ou fontes em uma linha ou plano (*Sources on a line or plane*), que já foram explicadas anteriormente nesse capítulo. Para o nosso caso escolhemos fontes abaixo do epicentro, porque está opção possui apenas um epicentro. Como já conhecemos o epicentro, variamos apenas a profundidade. Depois preenchemos a profundidade inicial (em quilômetros), o passo em profundidade (em quilômetros) e o número de fontes.

7 - Computação da Função Green (*Green Function Computation*) - Nesta etapa escolhemos a frequência máxima em Hertz (Hz), para que o Isola percorra as fontes abrangendo as ondas sísmicas da melhor maneira.

8 - Inversão por Forma de Onda (*Waveform Inversion*) - Agora fazemos a inversão das ondas para que seja gerado o mecanismo focal, de onde iremos avaliar o tipo de falha que gerou o sismo estudado.

9 - Plot dos Resultados (*Plot Results*) - Aqui podemos ver graficamente o que geramos nas etapas anteriores. Temos resultados como o plot das formas de onda real e sintética, e também um resumo da solução obtida com informações sobre o mecanismo focal (que contem dados como a magnitude calculada para o sismo, a escala de magnitude utilizada é a  $M_w$  já explicada

anteriormente, por isso é importante que seja feita a correção instrumental, isto é, a conversão do traço para m/s), um plot da polaridade de cada onda, entre outros.

10 - Inversão Envelope/Amplitude (*Envelope/Amplitude Inversion*) - Este tipo de inversão é utilizada quando temos sismos de baixa magnitude e rasos. Ela nos dá o melhor plano de falha encontrado para cada source escolhido (etapa 6), dentre esses escolhemos o source com o maior valor de varience reduction. A *varience reduction* (VR) indica o quanto a onda foi realmente reproduzida, caso seja obtido um valor VR igual a 1 (um) teríamos o ajuste perfeito da onda.

## 7.3 III Simpósio Brasileiro de Sismologia (Abstract)

Os resultados e estudos desenvolvidos neste Trabalho de Conclusão de Curso, foram apresentados em sessão pôster no III Simpósio Brasileiro de Sismologia. O resumo enviado para participação no simpósio se encontra abaixo.



# Focal mechanisms of Brazilian earthquakes from waveform and envelope inversion

Mariana Lopes <sup>\*1</sup> and Fabio Dias<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidade Federal Fluminense (UFF) <sup>2</sup>Observatório Nacional (ON)

#### Abstract

Focal mechanism (FM) is an important tool to understand crust deformation and dynamics of Earth. It also helps to obtain the stress directions that work on the lithospheric plates, thus we can estimate areas prone to earthquakes occurrence. In our work, we seek to increase the number of events with FM determined in Brazilian events to help future studies. We are studying the FMs which have been previously estimated aiming to explore different methodologies to determine them. There are several ways to recover the focal solution, the applied technique heavily depends on the available data. Currently, we are working with two inversion methods, the first is the waveform inversion method standard and second is the envelope inversion method. Both with dispersion velocity models and carried out with the ISOLA software with P-wave first motion polarity check, exploring their advantages and disadvantages.

As preliminary resulties, we have found the Mara Rosa earthquake FM (2010), Cajati earthquake (2015) and Maranhão earthquake (2017) using both methods, making us able to compare them with the ones that have been made before. In Mara Rosa and Maranhão events, we used the same stations than the references. For these two events, we had a good answer on waveform inversion, but the envelope inversion did not give us a reliable FM, since it was very different from what we expected. The Cajati event was made with one station (TIJ01) more than in the FM we used as the reference, we found the same focal solutions like the one before. We conclude that the methodology we have used works to retrieve FM, once we found similar results to the ones used as reference, but we have to better explore envelope inversion. This will be useful to retrieve FM of future events in Brazil.

<sup>\*</sup>Presenting Author.

Abstract ID: fc83ee, Contribution type: Poster Presentation, Session: Local, Regional and Global Seismicity & Seismic Sources Studies, Submitted by: Fabio Dias (fabioludias@gmail.com).