

Universidade de São Paulo

**Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas**

Departamento de Geofísica

Fábio Dias

**MECANISMOS FOCAIS E O PADRÃO DE TENSÕES
INTRAPLACA NO BRASIL**

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Assumpção

São Paulo
Fevereiro, 2016

Fábio Dias

MECANISMOS FOCALIS E O PADRÃO DE TENSÕES
INTRAPLACA NO BRASIL

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade

Tese apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica Orientador: Prof. Dr. Marcelo Assumpção

Este trabalho contou com o apoio financeiro da FAPESP (2011/20165-9 e 2014/26015-7)

São Paulo
Fevereiro, 2016

Aqueles que se sentem satisfeitos sentam-se e nada fazem.

Os insatisfeitos são os únicos benfeitores do mundo.

Walter S. Landor

Agradecimentos

Primeiramente, agradeço a Deus.

À minha família e em especial aos meus pais João e Maria e meu irmão Flávio por todo apoio durante esses anos de estudo. Ao meu orientador Prof. Dr. Marcelo pela oportunidade, pelos conselhos, pela dedicação e pela paciência (principalmente nesse último mês).

Em especial também gostaria de agradecer ao Prof. Dr. Jiří Zahradník, meu orientador no durante o estágio em Praga, que contribuiu muito para este trabalho.

Aos amigos Carlos, Diana, Thais, Tatiana e Vanessa pela toda assistência durante a tese.

Aos colegas de trabalho Célia, Cleuza, Zé Roberto, Bianchi, Hans, Bruno, Jackson e ao pessoal de informática da sismologia que sempre foram muito pacientes.

A Suberri e Lucia meus amigos de Praga, onde tive a oportunidade de passar oito maravilhosos meses.

Aos professores do IAG pela qualidade das aulas e aos meus colegas de pós-graduação.

A Maria Ângela e Diana Camargo pela revisão do texto.

À FAPESP pelas duas bolsas concedidas (2011/20165-9 e 2014/26015-7).

Sumário

Lista de Figuras	viii
Lista de Tabelas	xviii
Resumo	2
Abstract	3
1 Introdução	4
1.1 Tensões Intraplaca	4
1.2 Determinação de Mecanismo Focal	8
1.3 Objetivos	10
2 Mecanismo Focal	11
2.1 Representação do Mecanismo Focal	12
2.1.1 Determinação do Mecanismo Focal	13
2.2 Ângulo de Kagan (<i>K-angle</i>)	16
2.3 Ajuste de Polaridades	17
3 Modelagem de Forma de Onda com Modelos de Velocidade Específicos	20
3.1 Modelagem de forma de onda com o programa ISOLA (Isolated Asperities)	20
3.2 Modelos de Velocidade Específicos para Inversão de Forma de Onda	23
3.3 Análise de Ondas de Superfície	23
3.4 Teste de Banda de Frequência (TBF)	25
3.5 Eventos teste	26
3.5.1 Sismo de São Vicente	27
3.5.2 Sismo de Coxim	27
3.5.3 Sismo da Grécia	28
3.6 Resultados da Inversão de Forma de Onda	28
3.6.1 Sismo de São Vicente	28
3.6.2 Sismo de Coxim	30
3.6.3 Sismo da Grécia	31
3.7 Discussão dos Mecanismos Focais	33
3.8 Teste a Posteriori para os Novos Modelos de Velocidade	33
3.9 Estabilidade no Teste de Banda de Frequência	35
3.10 Comparação entre Modelos de Velocidade para o caso do Sismo Principal de Mara Rosa	35
3.11 Uso dos Modelos específicos de Velocidade para Eventos Diferentes do que foram Determinados	36
3.12 Considerações Finais	37
3.13 Outros eventos estudados	38
3.13.1 Amapá, AM – 2006 - M_w 5.3	39
3.13.2 Bebedouro, SP – 2005 - M_w 2.8	39
3.13.3 Brasília, DF – 2000 - M_w 3.3	39

3.13.4	Guapé, MG – 1997 - M_w 3.0	39
3.13.5	Itacarambi, MG – 2007 - M_w 4.8	39
3.13.6	Itaguara, MG – 1993 - M_w 3.5	40
3.13.7	Mara Rosa, GO – 2010 - M_w 4.6	40
3.13.8	Miranda, MS – 2015 - M_w 3.8	40
3.13.9	Rio Peti, PA – 2014 - M_w 3.7	40
3.13.10	São Caetano, PE – 2007 - M_w 3.6	40
3.13.11	Amazonas – 2013 - M_w 4.2	41
3.14	Figuras do Capítulo 3	43
4	Mecanismos focais e Profundidade usando a Modelagem de Onda P telessísmica e Polaridades	64
4.1	Modelagem de Forma de Onda com o Pacote de Programas de Herrmann	64
4.2	Testes sintéticos	64
4.2.1	Teste sintético com o evento de profundidade rasa	65
4.2.2	Teste com o evento profundo	68
4.3	Teste com dados reais	69
4.3.1	Sismo de Itacarambi – MG, de 2007	71
4.3.2	Sismo de São Vicente – SP, de 2008	72
4.4	Comentários sobre o teste sintético e teste com dados reais	77
4.5	Comparação entre os Resultados das duas Metodologias usadas nesta tese	77
4.6	Outros eventos estudados	80
5	Tensor de Esforço a partir de Mecanismos Focais	81
5.1	Tipos de falhas	81
5.2	Compilação de Mecanismos Focais na América do Sul	82
5.3	Inversão de tensores de esforços	86
5.3.1	Padrão de Esforços	90
6	Conclusão e perspectivas	97
7	Referências Bibliográficas	99
	Referências	110
A	Anexo A - Anexo do Capítulo 3	111
A.1	Outros eventos estudados	111
B	Anexo B - Anexo do Capítulo 4	142
B.1	Teste com o evento profundo	142
B.2	Testes Adicionais	144
B.3	Outros Eventos Estudados	146
C	Anexo C - Compilação dos Mecanismos Focais no Brasil	152
D	Anexo D - Artigos	156
D.1	Artigo 1	156
D.2	Artigo 2	157

D.3 Artigo 3 158

Lista de Figuras

- 1.1 Mapa de tensão mundial baseado no *World Stress Map*. As barras representam a máxima compressão horizontal (S_{Hmax}) e sua cor representa o regime de esforço - vermelho: falha normal; azul: falha inversa; verde: falha transcorrente, preto: regime desconhecido. Figura de Heidbach et al. (2010). 4
- 1.2 Principais forças que atuam nas placas litosféricas. F e R referem-se às forças motoras e às forças de resistência respectivamente. O subscrito C refere-se ao continente e O ao oceano. As forças destacadas na figura são: F_{DO} = ocean driving force; R_{DO} = ocean drag force; R_{DC} = continental drag force; F_{RP} = ridge-push force; R_R = ridge resistance; R_{TF} = transform fault resistance; R_{TF} = transform fault resistance; F_{NB} = negative buoyancy force; F_{SP} = slab-pull force; R_S = slab resistance; R_B = bending resistance; R_O = overriding plate resistance; F_{SU} = trench suction force; R_{CR} = collisional resistance force. Figura disponível em <http://www.open.edu>. 5
- 1.3 Mapa de tensão (WSM) com as direções de esforços baseadas nas médias de *clusters* dos dados apresentados na figura 1.1. As cores indicam o regime tectônico. Figura de Zoback & Zoback (2007). 6
- 1.4 Regime tectônico de falhas com relação às tensões. Em vermelho: falhas normais, em verde, falhas transcorrentes e em azul tem-se as falhas inversas. S_v é a tensão vertical e S_H e S_h são as tensões máximas e mínimas horizontais, respectivamente. Figura de Zoback & Zoback (2007). 6
- 1.5 Direção das tensões crustais no Brasil. As barras pretas indicam compressão máxima horizontal (S_{Hmax}) e as setas brancas tração máxima horizontal (S_{hmin}). **Eq.Inv** = tensor de esforço com inversão de vários mecanismos focais próximos. **BO** = S_{Hmax} de *breakouts* em poços da Petrobrás (média de vários poços próximos). **FM** = estimativa de S_{Hmax} com mecanismo focal individual: círculo central preto = eixo P de falha inversa, branco = eixo B de falha normal; preto/branco = eixo P de falha transcorrente. **HF** = S_{Hmax} com medida por fraturamento hidráulico. Modelo teórico: **CR96** = modelo teórico de esforços na placa sul-americana (Coblentz & Richardson, 1996). Barra vermelha = compressão, seta amarela = tração. AM = Bacia Amazônica, CH = Bacia do Chaco, PB = Bacia do Parnaíba, PR = Bacia do Paraná. Fonte: Assumpção (1998c). 8
- 2.1 Ilustração do mergulho (*dip*) de uma falha. Figura de Ammon (2001). 11
- 2.2 Ilustração do (*strike*) de uma falha. Figura de Ammon (2001). 11
- 2.3 Ilustração do *rake* de uma falha. Figura de Ammon (2001). 12
- 2.4 Representação do ângulo de *strike* e *dip* em uma projeção. 12
- 2.5 Representação dos parâmetros do plano de falha. O plano da falha é indicado com FP1 e o plano auxiliar, por FP2. P1 e P2 são, respectivamente, os polos dos planos FP1 e FP2. Os sinais + e - são os quadrantes compressionais e dilatacionais. P e T são os pontos de máxima tensão compressiva e mínima tensão compressiva. Adaptado de (Bormann, 2012). 13
- 2.6 Movimentação da onda P. *UP* indica que o primeiro registro da P é para cima e *DOWN*, para baixo. Figura de INGV (2013). 14

2.7	Exemplo de mecanismos: transcorrente (a), normal (b) e inverso (c) sendo ajustados com o mesmo conjunto de polaridades. Figura de Kayal (2008, pág. 174).	14
2.8	Efeito de diferentes mecanismos focais nas ondas P, pP e sP. Figura de Stein & Wysession (2003).	15
2.9	Variação do ângulo de Kagan, indicada por cores, para um mecanismo inverso (<i>strike / dip / rake</i> = 0°/45°/90°). Mecanismos com <i>K-angle</i> de até 30° são considerados próximos e para ângulos maiores que 50°, bem diferentes.	16
2.10	Amplitude teórica entre -1 e 1 da primeira chegada de onda P para o mecanismo 0°/0°/0° de um terremoto (estrela). Acima é apresentado o diagrama de bola de praia e abaixo, os mapas para o mesmo mecanismo: esquerda o mapa mundial e a região epicentral à direita. Foi considerado somente distâncias até 90° (<i>takeoff</i> ~14°) do evento. A parte azul representa a parte dilatacional e a parte compressional está em vermelho.	18
2.11	Ajuste de polaridade da onda P para o sismo de São Vicente. Na esfera focal, os círculos são dilatação (polaridade para baixo) e as cruzes compressão (polaridade para cima). As cores indicam o PF, o máximo é de 0.947 e o mínimo considerado é 95% do valor máximo (0.913) totalizando treze soluções diferentes. O mecanismo que apresenta o melhor PF é uma solução com falha vertical (plano 90°/5°/20°). O <i>K-angle</i> mínimo usado foi de 20° e o máximo é de 109°, indicando a presença de um conjunto de soluções bem diferentes entre si.	19
3.1	Representação dos nove pares de força tensor de momento <i>M_{ij}</i> . Figura disponível em http://earthquake.usgs.gov	21
3.2	Mecanismos focais correspondentes aos seis tensores <i>M</i> da equação 3.1.	21
3.3	Número de condição (CN) para duas estações usando a redução de variância com (azul) e sem pesos (vermelho). Uma estação fica fixa em 15 km e a posição da segunda estação é mostrada no eixo das abcissas.	23
3.4	Espectrograma para as ondas de superfície Rayleigh (esquerda) e Love (direita). As cores refletem o sinal da amplitude normalizado.	24
3.5	Comparação entre todos os modelos iniciais testados (em torno de 8000) à esquerda e as curvas de dispersão de onda Love e Rayleigh. À direita, todos os modelos considerados na construção do modelo médio (traço preto). A escolha dos modelos foi feita baseando-se no ajuste: modelos com ajuste até três vezes superior ao melhor são considerados aptos. As cores indicam a qualidade do ajuste: roxo é melhor e vermelho o pior.	25
3.6	Todas 78 bandas usadas no teste de frequência. Cada banda é mostrada pela faixa horizontal.	26
3.7	Perfil de velocidade de onda S obtido pela análise da onda de superfície e usados para calcular as funções de Green para os três eventos testes (São Vicente, Coxim e grego).	43

3.8	Teste de banda de frequência para o evento de São Vicente usando os modelos de velocidades oriundos da análise das ondas superficiais. As barras horizontais (com diagramas de bolas de praia no centro) denotam a faixa usada. A redução de variância (VR) de cada sismograma é indicada no eixo vertical. Os painéis A, B, C e D (a letra está indica no título de cada painel) mostram o teste para cada estação usada na inversão de forma de onda e o E é o teste usando as quatro estações. As bolas de praia estão destacadas de acordo com o ajuste de polaridade (PF). É mostrado o mapa com a localização epicentral (estrela), as quatro estações sismográficas (triângulos) e as polaridades de onda P (cruzes-compressão, círculos-dilatação). O mecanismo focal mostrado é de Assumpção et al. (2011).	44
3.9	Teste de banda de frequência para o evento de São Vicente usando o modelo IASP91. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.	45
3.10	Teste de banda de frequência para o evento de São Vicente usando o modelo NewBR. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.	46
3.11	Gráfico de saída do programa <i>ISOLA</i> mostrando os possíveis mecanismos para a inversão de forma de onda na faixa de frequência 0.02-0.06 Hz. O eixo x representa a mudança em relação à hora de origem (<i>time shift</i>) e o eixo y a profundidade da fonte. As cores são a VR e os diagramas bola de praia estão destacados em relação à porcentagem <i>double-couple</i> . O melhor mecanismo, em termos de VR, está em destaque. Foram considerados mecanismos aptos todos aqueles que possuem VR maior que 95% da melhor solução (região roxa do gráfico). Note que a profundidade não tem boa resolução variando de 7 a 27 km (região roxa).	47
3.12	Exemplo de modelagem de forma de onda para o sismo de São Vicente com os modelos de velocidade oriundos da dispersão para as quatro estações (ESAR, SPB, VABB, RCLB). São plotadas todas as soluções consideradas aptas, i.e., soluções com VR e PF sob o limiar de 0.95 do melhor mecanismo. Os traços pretos são os sismogramas observados em deslocamento (Z-vertical, N-Norte, E-Leste) e em vermelho estão os sintéticos da melhor solução. A chegada das ondas P e S, azimute e distância são mostrados. A legenda dá informações sobre os parâmetros do centroide da melhor solução focal e em parênteses está a variação desses parâmetros para soluções aptas: Componente DC, CLVD e VOL, magnitude Mw, profundidade e hora do centroide, planos nodais (NP1 e NP2), número de condição (CN) e redução de variância (VR) e a banda da faixa usada. Note que não há resolução na profundidade, os valores variam de 7 a 25 km. Também é mostrado o máximo <i>K-angle</i> e sua mediana em parênteses entre os mecanismos. O valor de 11° indica que os mecanismos são bem próximos.	48
3.13	Teste de banda de frequência para o evento de Coxim usando os modelos de velocidades oriundos da análise das ondas superficiais. Solução focal de Dias et al. (2016). O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.	49
3.14	Teste de banda de frequência para o evento de Coxim usando o modelo IASP91. Solução focal de Dias et al. (2016). O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.	50

3.15	Teste de banda de frequência para o evento de Coxim usando o modelo NewBR. Solução focal de Dias et al. (2016). O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.	51
3.16	Exemplo de modelagem de forma de onda para o sismo de Coxim com os modelos de velocidade oriundos da dispersão para as duas estações (BEB4B e SAML). O resto da legenda é o mesmo da figura 3.12.	52
3.17	Teste de banda de frequência para o evento da Grécia usando os modelos de velocidades oriundos da análise das ondas superficiais. As bolas de praia estão identificadas de acordo com o <i>K-angle</i> em relação à solução de Sokos et al. (2012). O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.	53
3.18	Teste de banda de frequência para o evento da Grécia usando o modelo IASP91. O painel B está vazio porque não há soluções dentro dos valores considerados. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.	54
3.19	Exemplo de modelagem de forma de onda para o sismo da Grécia com os modelos de velocidade oriundos da dispersão. A legenda é a mesma do que a figura 3.12. O PF é zero, pois nenhuma polaridade foi usada.	55
3.20	Teste a posteriori da confiabilidade do sismo de São Vicente. As barras horizontais (com bolas de praia do meio) denotam a banda de frequência usada. A redução de variância (VR) do ajuste é o eixo vertical. Os painéis A, B C e D mostram o teste para cada estação usada na inversão. O painel E mostra o teste para a inversão conjunta de todas as estações. As cores das bolas indicam a diferença do tempo entre a hora de origem do evento e do centroide (CT). O tamanho da bola de praia é a magnitude M_w	56
3.21	Teste a posteriori da confiabilidade do sismo de Coxim. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.20.	57
3.22	Teste a posteriori da confiabilidade do sismo grego. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.20.	58
3.23	Teste de banda de frequência para o evento da Grécia usando os modelos de velocidades oriundos da análise das ondas superficiais. As bolas de praia estão identificadas de acordo com a polaridade de onda P. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.	59
3.24	Teste de banda de frequência para o evento da Grécia usando os modelos de velocidades oriundos da análise das ondas superficiais para as estações VTS e CUC. As bolas de praia estão identificadas de acordo com o <i>K-angle</i> em relação à solução de Sokos et al. (2012).	60
3.25	Perfis de velocidade S para o teste a posteriori do evento de Mara Rosa. São mostrados os modelos de Soares, de Lucas e o de dispersão.	61
3.26	Teste a posteriori para o sismo principal da sequência de Mara Rosa. O painel A refere-se ao modelo de velocidade de Soares; B, ao de Lucas e C ao modelo de velocidade vindo da dispersão. As cores referem-se à diferença entre a hora de origem de referência e a do centroide. O tamanho das bolas de praia representa a magnitude do evento.	62
3.27	Teste de frequência para o sismo do Mar Egeu (estrela preta) usando os modelos de velocidade do sismo grego (estrela vermelha). O mecanismo de referência de Yolsal-Çevikbilen et al. (2014) está plotado no mapa. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.17	63

4.1	<p>Teste sintético com o evento raso de profundidade 1.3 km. No topo, à esquerda, é apresentado o mecanismo focal com as polaridades das estações, cruzes para compressão e círculos para dilatação. Na parte, inferior à esquerda, está o mapa com as estações fictícias (triângulos) e o evento (estrela). No painel são apresentados os sismogramas em velocidade, normalizados da componente vertical sincronizados com a marcação da onda P e ordenadas por distância. Não é possível fazer a distinção entre as fases P, pP e sP o que dificulta a determinação da profundidade. Note que para as estações G004 e G006, próximas ao plano nodal, a amplitude da onda P é pequena, próxima a zero se comparada às outras fases.</p>	66
4.2	<p>Resultado da modelagem de forma de onda para o teste sintético com o evento raso. As cores indicam o ajuste, roxo melhor e vermelho pior (veja a escala na parte superior da direita). Foram plotados todos os mecanismos com o limiar de 95%. A solução em preto na esfera focal é o mecanismo usado nos testes sintéticos. Abaixo, localiza-se um gráfico com as informações sobre o ajuste da profundidade do evento onde as que apresentaram o melhor resultado foram as de 1.1 e 1.6 km (intervalo indicado no texto da figura) ambas próximas de 1.3 (profundidade de referência quadrado preto). O melhor mecanismo encontrado $270^\circ/70^\circ/-20^\circ$ e profundidade de 1.6 km . . .</p>	67
4.3	<p>Resultado da modelagem de forma de onda para o teste sintético com o evento raso com as polaridades. O restante da legenda é o mesmo da figura 4.2. O melhor mecanismo encontrado $270^\circ/75^\circ/-20^\circ$ e profundidade de 1.6 km.</p>	68
4.4	<p>Mapa com as 1108 estações sismográficas (triângulos pretos) ao redor do globo com distância menor que 90° para o sismo de Itacarambi (estrela). As estações em que a polaridade da onda P foi possível de se identificar estão em azul (93 ao todo). Em vermelho estão as 144 estações em que somente a chegada da onda P foi identificada. Para estações com distância menor que 30°, unicamente a informação da polaridade foi usada na inversão.</p>	70
4.5	<p>Grupos formados para o sismo de Itacarambi. O triângulo vermelho representa a “estação média” de cada grupo. São apresentadas as componentes verticais do grupo 001 (localizado nos Estados unidos) e o seu empilhamento abaixo.</p>	71
4.6	<p>Inversão para o sismo de Itacarambi considerando-se somente a forma de onda. São apresentados todos os mecanismos que ajustam os sismogramas dentro do limiar de 95%. Para efeitos de comparação, a solução Chimpliganond et al. (2010) e a profundidade de referência (quadrado preto, 0.65 km) estão plotados no gráfico. O conjunto de soluções é bem disperso (K-angle de 97°) e a melhor solução ($270^\circ/60^\circ/60^\circ$) é distante do mecanismo de referência (K-angle de 90°). As melhores profundidades estão confinadas entre 0.1 e 1.0 km.</p>	73

4.7	Inversão para o sismo de Itacarambi considerando-se as polaridades e a forma de onda. São apresentados todos os mecanismos que ajustam os sismogramas dentro do limiar de 95%. Para efeitos de comparação, a solução Chimpliganond et al. (2010) e a profundidade de referência (quadrado preto, 0.65 km) estão plotados no gráfico. A melhor solução ($190^\circ/45^\circ/70^\circ$) é próxima à do mecanismo de referência ($K-angle$ de 10°). As melhores profundidades estão confinadas entre 0.1 e 1.6 km.	74
4.8	Inversão para o sismo de São Vicente considerando somente a forma de onda. São apresentados todos os mecanismos que ajustam os sismogramas dentro do limiar de 95%. Para efeitos de comparação, a solução Assumpção et al. (2011) e a profundidade de referência (quadrado preto, 17 km) estão plotados no gráfico. A melhor solução ($0^\circ/75^\circ/60^\circ$) é próxima a do mecanismo de referência ($K-angle$ de 28°). As melhores profundidades são as de 19 km.	75
4.9	Inversão para o sismo de São Vicente considerando forma de onda e polaridades. São apresentados todos os mecanismos que ajustam os sismogramas dentro do limiar de 95%. Para efeitos de comparação, a solução Assumpção et al. (2011) e a profundidade de referência (quadrado preto, 17 km) estão plotados no gráfico. A melhor solução ($0^\circ/75^\circ/60^\circ$) é próxima a do mecanismo de referência ($K-angle$ de 28°). As melhores profundidades são confinadas entre 18 e 21 km.	76
4.10	Comparação entre os mecanismos focais e os intervalos de profundidades obtidos com duas metodologias apresentadas nesta tese. Também são apresentadas as soluções de estudos prévios.	78
4.11	Amplitude teórica normalizada da primeira chegada de onda P para um mecanismo transcorrente ($0^\circ/90^\circ/0^\circ$) à esquerda, e um inverso ($0^\circ/70^\circ/60^\circ$) à direita. Acima de ambos é apresentado o diagrama bola de praia e abaixo, os mapas para o mesmo mecanismo: à esquerda o mapa mundial e a região epicentral em destaque. Foram consideradas somente distâncias até 90° (takeoff $\sim 14^\circ$) do evento. A parte azul representa a parte dilatacional e a parte compressional em vermelho. A estrela representa o epicentro.	79
5.1	Mecanismos focais para os seis tipos de regime tectônico: inverso (TF), inverso com componente transcorrente (TS), normal (NF), normal com componente transcorrente (NS), transcorrente (SS) e indeterminado (U). Os círculos cheios e vazios, na esfera focal, são os eixos P e T dos mecanismos focais, respectivamente. A orientação das barras é atribuída conforme a tabela 5.1.	82

5.2	<p>Compilação dos mecanismos focais para a América do Sul. A orientação das barras indicam a estimativa da máxima compressão horizontal S_{Hmax}, seguindo o critério do WSM. As cores indicam o tipo do regime tectônico: azul para falhas inversas, verde para transcorrente e vermelha para normais. O tamanho das barras representa a qualidade dos mecanismos (B ou C). As maiores províncias geológicas são: GS = Escudo da Guiana; CBS = Escudo Central do Brasil; SFC = Craton do São Francisco; AmB = Bacia Amazônica; PnB= Bacia do Parnaíba; PcB= Bacia do Parecis; PrB= Bacia do Paraná; ChB= Bacia do Chaco; Pt = Bacia do Pantanal. A linha verde é o limite da placa, a vermelha é a cadeia Meso-Oceânica, laranja são as falhas transformantes do Caribe. AB é o bloco caribenho dos Andes. A batimetria de 200 m (linha tracejada) e o platô dos Andes de 3000 m (linha marrom)</p>	84
5.3	<p>Diagrama ternário de classificação de regime de esforços indicado por cores: verde (transcorrente), azul claro (inverso com componente transcorrente), azul (inverso), vermelho (normal), amarelo (normal com componente transcorrente) e cinza (indeterminado). Cada ponto refere-se a um mecanismo focal.</p>	85
5.4	<p>Exemplo do ajuste entre o <i>rake</i> observado (seta) e o calculado (outra extremidade do segmento mais espesso), para os dois planos nodais de um mesmo mecanismo. O tensor tem $S1$ orientado leste-oeste, $S2$ orientado norte-sul (fator de forma = 0.5) e $S3$ vertical. O mecanismo focal é: plano nodal 1: <i>strike</i> 45°, <i>dip</i> 55°, <i>rake</i> 120°; plano 2: <i>strike</i> 180°, <i>dip</i> 45°, <i>rake</i> 55°. O tensor é consistente com o <i>rake</i> =120° do plano nodal e, caso a falha for o plano nodal 2, há uma diferença de 35°.</p>	87
5.5	<p>Grupos formados para a inversão do tensor do esforço para as soluções focais da América do Sul. Foram formados 26 grupos ao todo, sendo dez deles localizados no Brasil, todos indicados, respectivamente, pelos números de 1 a 26. Considere-se o restante da legenda idêntico à da figura 5.2. . . .</p>	88
5.6	<p>Inversão do tensor de esforço para grupo 7 da figura anterior. A máxima compressão horizontal ($S1$), é ilustrada pelo diamante, a compressão intermediária ($S2$), pelo triângulo, e pelo círculo: a mínima compressão ($S3$). As setas são o <i>rake</i> observado e a linha grossa, próxima a elas, representa a diferença entre o <i>rake</i> observado e o <i>rake</i> calculado. A inversão mostra um esforço compressional com S_{Hmax} no eixo leste-oeste.</p>	89

5.7	Resultado para as 1000 reamostragens do <i>bootstrap</i> na inversão dos tensores de esforço para os grupos G1 a G12. Para cada grupo são mostrados dois histogramas: um circular com as orientações do S_{Hmax} e outro com barras mostrando os valores de R. As cores indicam o regime tectônico: azul para inverso, vermelho para normal e verde para transcorrente. No histograma circular cada círculo interno - ao círculo matriz - corresponde a uma frequência de 200. Na parte superior, encontram-se os dados estáticos dos gráficos. Por exemplo, nos histogramas do grupo G2 têm-se: SH:81±19° (95) , indicando que a média direcional é 81° com desvio padrão de 19° e 95 representa a certeza de 95%, ou mais, de que as orientações não são aleatórias, ou seja, há uma orientação média significativa; R:0.41±0.31 , indica o valor médio do fator de forma é 0.41 e o desvio padrão de 0.31; N10 indica que foram usados 10 mecanismos focais para obter as soluções.	91
5.8	Resultado para as 1000 interações do <i>bootstrap</i> na inversão dos tensores de esforço para os grupos que vão de 13 a 26. A legenda é a mesma da figura anterior.	92
5.9	Padrão de esforços na Placa Sul Americana. As barras nas cores azul e amarela indicam a orientação da compressão e da tensão deviatórica, respectivamente. As orientações plotadas são as obtidas nos histogramas das figuras 5.7 e 5.8. O restante da legenda é idêntico à figura 5.5.	93
5.10	Modelos teóricos de esforços comparados com os dados observados. a) Modelos regional de Coblenz & Richardson (1996, figura 6) que considera o empurrão da cadeia meso-oceânica, esforços de espalhamento devido à diferença de densidade na transição continente/oceano. b) Campo de esforços obtidos nesse trabalho (figura 5.9). c) Modelo global de Naliboff et al. (2009, figura 1d) com os esforços devido ao empurrão da cadeia e a convecção causada por diferenças de densidades no manto superior. As cores indicam a magnitude dos esforços.	95
5.11	Esquerda: Mecanismo focal final dos três eventos junto com a espessura do pacote sedimentar da região. Direita: Flexura associada à carga sedimentar no cone (Watts et al., 2009). As barras vermelhas indicam tração, azuis compressão e pretas, dados de S_{Hmax} de <i>breakout</i> . Figuras modificadas de Watts et al. (2009)	96
A.1	Teste de banda de frequência para o evento do Amapá.	111
A.2	Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo do Amapá.	112
A.3	Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo do Amapá.	112
A.4	Ajuste de forma de onda para o sismo do Amapá.	113
A.5	Teste de banda de frequência para o evento de Bebedouro.	114
A.6	Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Bebedouro.	115
A.7	Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Bebedouro.	115
A.8	Ajuste de forma de onda para o sismo de Bebedouro.	116
A.9	Teste de banda de frequência para o evento de Brasília.	117
A.10	Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Brasília.	118
A.11	Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Brasília.	118
A.12	Ajuste de forma de onda para o sismo de Brasília.	119

A.13	Teste de banda de frequência para o evento de Guapé.	120
A.14	Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Guapé.	121
A.15	Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Guapé.	121
A.16	Ajuste de forma de onda para o sismo de Guapé.	122
A.17	Teste de banda de frequência para o evento de Itacarambi.	123
A.18	Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Itacarambi.	124
A.19	Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Itacarambi.	124
A.20	Ajuste de forma de onda para o sismo de Itacarambi.	125
A.21	Teste de banda de frequência para o evento de Itaguara.	126
A.22	Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Itaguara.	127
A.23	Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Itaguara.	127
A.24	Ajuste de forma de onda para o sismo de Itaguara.	128
A.25	Teste de banda de frequência para o evento de Mara Rosa.	129
A.26	Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Mara Rosa.	130
A.27	Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Mara Rosa.	130
A.28	Ajuste de forma de onda para o sismo de Mara Rosa.	131
A.29	Teste de banda de frequência para o evento de Miranda.	132
A.30	Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Miranda.	133
A.31	Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Miranda.	133
A.32	Ajuste de forma de onda para o sismo de Miranda.	134
A.33	Teste de banda de frequência para o evento de Rio Peti.	135
A.34	Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Rio Peti.	136
A.35	Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Rio Peti.	136
A.36	Ajuste de forma de onda para o sismo de Rio Peti.	137
A.37	Teste de banda de frequência para o evento de São Caetano.	138
A.38	Resumo do tensor de momento e mapa o sismo de São Caetano.	139
A.39	Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de São Caetano.	139
A.40	Ajuste de forma de onda para o sismo de São Caetano.	140
A.41	Resumo do tensor de momento e mapa o sismo de Amazonas.	141
B.1	Resultado da modelagem de forma de onda para o teste sintético com o evento raso. As cores indicam o ajuste, roxo melhor e vermelho pior (veja a escala na parte superior da direita). Foram plotados todos os mecanismos com o limiar de 95%. A solução em preto na esfera focal é o mecanismo usado nos testes sintéticos. Abaixo, localiza-se um gráfico com as informações sobre o ajuste da profundidade do evento onde as que apresentaram o melhor resultado foram as de 17.0 e 18.0 km (intervalo indicado no texto da figura) ambas próximas de 17.5 km (profundidade de referência quadrado preto). O melhor mecanismo encontrado $280^{\circ}/75^{\circ}/-20^{\circ}$ e profundidade de 17 km.	142

B.2	Resultado da modelagem de forma de onda para o teste sintético com o evento raso com as polaridades. O resto da legenda é o mesmo da figura 4.2. O melhor mecanismo encontrado $280^{\circ}/75^{\circ}/-20^{\circ}$ e profundidade de 18.0 km.	143
B.3	Empilhamento da componente vertical dos sismogramas (traços pretos) de 200 estações (triângulos pretos) dentro de um raio ente 70° e 90° do evento (estrela). O triângulo vermelho é a estação média do grupo e o traço vermelho é o sinal empilhado.	144
B.4	Inversão para o sismo de Itacarambi considerando as polaridades com um peso muito superior ao da forma de onda. Note a perda de resolução na profundidade.	145
B.5	Resultado de modelagem para o sismo de Coxim-MS, 2009.	146
B.6	Resultado de modelagem para o sismo de Mara Rosa-GO, 2010.	147
B.7	Resultado de modelagem para o sismo de Foz do Rio Amazonas, 1998.	148
B.8	Resultado de modelagem para o sismo de Foz do Rio Amazonas, 2006.	149
B.9	Resultado de modelagem para o sismo de Foz do Rio Amazonas, 2007.	150
B.10	Resultado de modelagem para o sismo do Paraná, 2006.	151

Lista de Tabelas

3.1	Resumo dos parâmetros de inversão do tensor de momento para o sismo de São Vicente, considerando a redução de variância > 0.5 e ajuste de polaridade > 0.6 . São mostrados o intervalo dos valores e sua respectiva mediana em parênteses. Os símbolos são N (número de soluções ≤ 78), H (profundidade), CT (diferença entre a hora de origem e do centroide), Mw (magnitude de momento), DC% (porcentagem de <i>double-couple</i>), PF (ajuste de polaridade) e VR (redução de variância)	29
3.2	Resumo dos parâmetros de inversão do momento de tensor para o sismo de Coxim, considerando a redução de variância > 0.5 e ajuste de polaridade > 0.6 . O restante da legenda é o mesmo da tabela 3.1.	31
3.3	Resumo dos parâmetros de inversão do tensor de momento para o sismo da Grécia, considerando a redução de variância > 0.5 . O restante da legenda é o mesmo da tabela 3.1.	32
3.4	Localização e mecanismos focal usados no teste a posteriori dos modelos de velocidade. Os símbolos são OT (Hora de Origem - UTC), H (Profundidade), PN (Plano Nodal)	34
5.1	Classificação do regime tectônico de acordo com mergulho (m) dos eixos P, B e T e orientação do S_{Hmax} de acordo com os mesmos eixos. Caso o mecanismo não se encaixe em nenhuma das categorias, é atribuído o regime U. Valores de Zoback (1992).	81
5.2	Classificação do regime do esforço em relação à orientação vertical do tensor e relação entre S_{Hmax} e S_{hmin} deviatóricos	87
C.1	Compilação dos Mecanismos Focais no Brasil. Q :Qualidade, F :Falha, f -falha conhecida, n -não se sabe a falha, RG :Regime Tectónico, H : Profundidade (km), SH :Máxima compressão horizontal.	152
C.2	Tensores de esforço determinados nessa Tese. Tem-se: longitude, latitude, regime: R (inverso), S (transcorrente), N (normal), orientação do S_{Hmax} , qualidade e fator de forma. Exemplo: qualidade de 95 representa a certeza de 95%, ou mais, de que as orientações não são aleatórias, ou seja, há uma orientação média significativa.	155

Resumo

A determinação de mecanismos focais em regiões intraplacas pode ser bem desafiadora, pois, frequentemente, os sismos são registrados em poucas e/ou distantes estações sismográficas. Neste trabalho, são mostradas duas metodologias para situações como essa.

A primeira baseia-se na inversão de forma de onda completa, onde cada percurso fonte-estação tem seu próprio modelo de velocidade específico, modelo esse derivado da análise de dispersão de velocidade de grupo das ondas de superfície Rayleigh e Love. A inversão sendo posteriormente checada com as polaridades de onda P conhecidas.

Uma importante inovação foi o chamado teste de banda de frequência, que, basicamente, consiste em realizar a inversão em diversas faixas de frequência para checar a incerteza e a estabilidade da solução. Essa metodologia foi testada com dois sismos do Brasil e um da Grécia, todos com mecanismo focal publicados. Mostrou-se que os modelos de velocidade específicos melhoram a resolvabilidade das soluções focais.

Normalmente, a inversão só pode ser realizada até 10 comprimentos mínimos da onda S (MSW, *minimum shear wavelength*) para modelos de velocidade globais ou regionais. Com os novos modelos específicos, foi possível chegar a 65 MSW. Inversão de forma de onda para apenas uma estação foi testada exaustivamente, mas a inversão conjunta de várias estações mostrou-se mais estável e confiável. Concluiu-se que para ser confiável, uma solução deve ter: bom ajuste de forma de onda e polaridade de onda P e, também, estabilidade no teste de banda de frequência.

A segunda metodologia consiste em usar o registro de estações telessísmicas e, por meio da inversão de forma de onda P, recuperar o mecanismo focal e profundidade. Foram feitos dois testes sintéticos e dois testes com eventos reais de solução focal conhecida. Esses testes mostraram que, em alguns casos, a onda P telessísmica não é suficiente para obter o mecanismo e que informações adicionais, vindas da polaridade da onda P, são necessárias para confirmar o mecanismo focal.

As metodologias desenvolvidas aqui permitiram que a determinação de mecanismo focal para um conjunto de dados tão limitados fosse realizada, podendo ser aplicada em diversas regiões que se encontram na mesma situação. Com essas novas metodologias, foram determinados 12 novos mecanismos focais no Brasil, aumentando para 76 o número de tremores com soluções conhecidas.

Foi realizada uma compilação de soluções focais para a região intraplaca da América do Sul, usando dados publicados na literatura e catálogos de agências internacionais bem como dados de breakout e medidas in-situ. Os mecanismos foram agrupados por proximidade e semelhança e invertidos para momento tensor usando-se a técnica de *bootstrap* para analisar a estabilidade dos tensores.

Os resultados mostraram que a orientação do esforço varia de natureza e direção. Na região sudeste e na Bacia do Chaco-Pantanal a orientação da máxima compressão horizontal (S_{Hmax}) é predominantemente leste-oeste. No Craton do São Francisco S_{Hmax} é aproximadamente leste-oeste, mas a solução tem grande incerteza. Uma rotação de leste-oeste para noroeste-sudeste pode ser encontrada na região central e Amazônica no Brasil. O

efeito da costa (tendência de S_{Hmax} ser paralelo à costa) foi confirmado. Os novos dados de mecanismo focal e as orientações de S_{Hmax} servirão para testar, no futuro, modelos numéricos de tensões intraplaca na América do Sul.

Abstract

Focal mechanisms determination in intraplate regions can be quite challenging because often the earthquakes are recorded in few and/or distant seismographic stations. In this work, we show two methodologies for situations like this.

The first one is based on the full waveform inversion, with each source-station path having its own specific velocity model. This path-specific model is derived from Rayleigh- and Love-waves group velocity analysis. The result was systematically checked with known P-wave first motion polarities.

An important innovation is the so-called frequency-range test, which basically consists of performing inversion in various frequency bands to check uncertainty and stability of the solution. This methodology was tested with two earthquakes in Brazil and one in Greece, all with well-constrained published focal mechanism. We show that the path-specific velocity models significantly improve the resolvability of the focal mechanism solutions.

Normally, the inversion can only be performed up to 10 minimum shear wavelength (MSW) for global or regional velocity models. With the new specific models, it was possible to reach up to 65 MSW for the test events. Waveform inversion for only one station was tested thoroughly, but the joint inversion of multiple stations was more stable and trustworthy. We conclude that a reliable solution must have: good waveform fit and consistency with P-wave polarity, in addition to stability in the frequency range test.

The second methodology is to use short-period teleseismic records to recover the focal mechanism and depth by inversion of the P waveform. Two synthetic tests and two tests with real events with well-constrained published focal solution were made. These tests showed that, in some cases, the teleseismic P-wave is not sufficient to constrain the solution and additional information from the polarity of the P wave is required to confirm the focal mechanism.

The methodologies developed here enabled the determination of focal mechanism for several earthquakes with limited data. They can be applied in other regions which are in the same situation. With these new methods, we determined 12 new focal mechanisms in Brazil, increasing to 76 the number of events with known solutions.

We compiled focal mechanism solutions for intraplate South America using published results from the literature and catalogs of international agencies. Stress orientations from breakouts and in-situ measurements were also compiled. The mechanisms were grouped by proximity to be inverted for the stress tensor. We use the bootstrap technique to analyze the stability of the tensor.

The results showed that the intraplate stresses vary in nature and orientation. In Southeast Brazil and in the Chaco-Pantanal Basin orientation of maximum horizontal compression (S_{Hmax}) is predominantly E-W. In the São Francisco craton, S_{Hmax} is roughly E-W, but the solution has large uncertainty. We found a rotation from E-W to NW-SE in the central part and Amazon region of Brazil. The effect of the coast (S_{Hmax} trend is parallel to the coast) was confirmed. The new focal mechanism data and S_{Hmax} orientation will be useful to test future numerical models of intraplate stresses in South America.

1 Introdução

1.1 Tensões Intraplaca

Uma recente compilação das informações de tensão contemporâneas pertencentes ao projeto *World Stress Map (WSM)* foi mostrada por [Heidbach et al. \(2010\)](#). Ao todo, o mapa (figura 1.1) conta com 11.346 dados de tensões obtidas de diversas fontes como *breakouts*, fraturamento hidráulico e, principalmente, soluções de mecanismos focais.

Segundo [Heidbach et al. \(2004\)](#) e [Heidbach et al. \(2010\)](#) 75% dos tensores de esforços determinados no mundo foram obtidos com mecanismos focais. O restante foi determinado com *breakouts* de poços de petróleo (17%), indicadores geológicos (4%), fraturamento hidráulico (2%) e outros métodos (2%) tornando, portanto, a determinação de mecanismos focais em uma importante ferramenta no estudo de esforços crustais. Além disso, salvo experimentos de perfuração profunda, os mecanismos focais são a única fonte de informação abaixo de 6 km de profundidade.

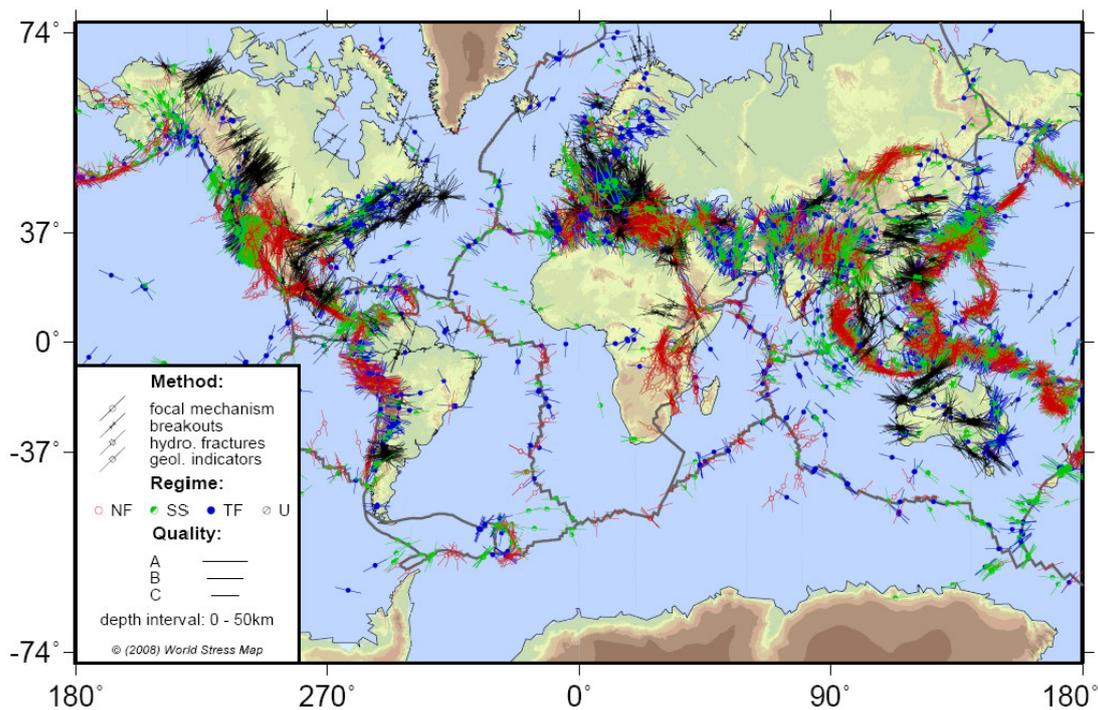


Figura 1.1: Mapa de tensão mundial baseado no World Stress Map. As barras representam a máxima compressão horizontal (S_{Hmax}) e sua cor representa o regime de esforço - vermelho: falha normal; azul: falha inversa; verde: falha transcorrente, preto: regime desconhecido. Figura de [Heidbach et al. \(2010\)](#).

Esses esforços litosféricos podem ser divididos em duas principais categorias: renováveis, aqueles que persistem mesmo com a liberação progressiva de energia, como as forças que atuam nas bordas das placas; e não-renováveis como esforços de flexura ([Bott & Kusznir, 1984](#); [Ribeiro, 2012](#)). O conhecimento dos esforços crustais é fundamental não apenas para

entender a sismicidade intraplaca, como principalmente para estudar a dinâmica das forças responsáveis pela movimentação e deformação das placas litosféricas (Bott & Kuszniir, 1984; Zoback, 1992; Lithgow-Bertelloni & Guynn, 2004; Zoback & Zoback, 2007).

Na figura 1.2 são apresentadas as forças que atuam sobre as placas: o arraste basal (R_{DO} e R_{DC}) é causado pelo empuxo da subducção da densa litosfera oceânica. O *trench suction* e o *slab roll back* são causadas pelas células de convecção formadas pelas rochas arrefecidas no processo de subducção e o *slab drag* que dificulta a subducção da placa. O *slab pull* é o esforço resultante do puxão da placa que está sendo subductada, normalmente mais fria e mais densa que o manto adjacente. Essa força pode agir na placa toda dependendo do grau de acoplamento e é uma força primária no movimento de placas (Wilson, 1993; van Summeren et al., 2012). A relação entre essas forças e os esforços litosféricos resultantes é ilustrada na figura 1.3.

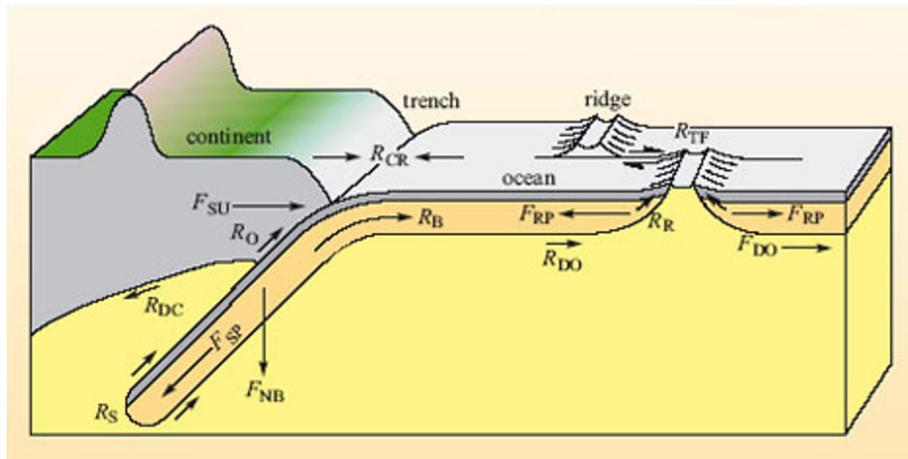


Figura 1.2: Principais forças que atuam nas placas litosféricas. F e R referem-se às forças motoras e às forças de resistência respectivamente. O subscrito C refere-se ao continente e O ao oceano. As forças destacadas na figura são: F_{DO} = ocean driving force; R_{DO} = ocean drag force; R_{DC} = continental drag force; F_{RP} = ridge-push force; R_R = ridge resistance; R_{TF} = transform fault resistance; F_{NB} = negative buoyancy force; F_{SP} = slab-pull force; R_S = slab resistance; R_B = bending resistance; R_O = overriding plate resistance; F_{SU} = trench suction force; R_{CR} = collisional resistance force. Figura disponível em <http://www.open.edu>.

Em ambos os mapas (figuras 1.1 e 1.3) as barras indicam o S_{Hmax} , ou seja, a máxima compressão horizontal. Anderson (1951) apud Zoback & Zoback (2007) explica que se pode definir o regime de esforço pela relação entre a tensão vertical (S_v) e as tensões horizontais (S_{Hmax} e S_{Hmin}) sendo que: em regimes de falhas normais, tem-se a relação $S_v > S_{Hmax} > S_{Hmin}$ e deformação extensional. A relação $S_{Hmax} > S_{Hmin} > S_v$ define regime inverso com deformação compressional e, por fim, o regime transcorrente, onde a deformação ocorre pela diferença entre as componentes horizontais, é dado por $S_{Hmax} \geq S_v \geq S_{Hmin}$ (figura 1.4).

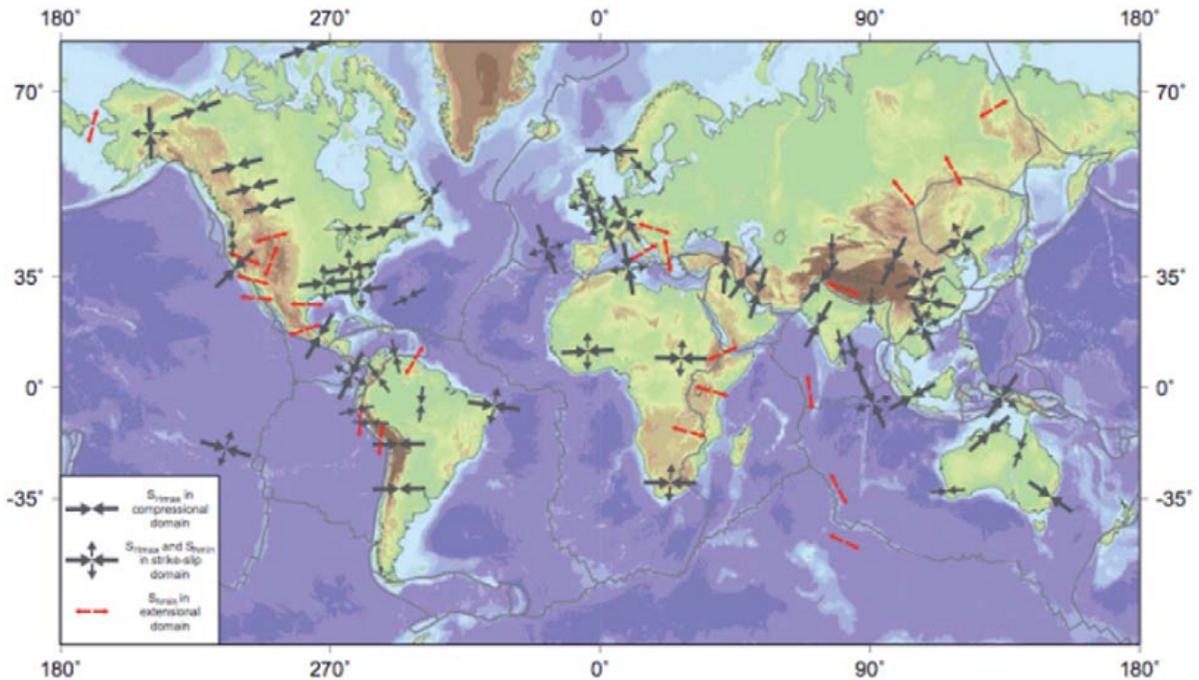


Figura 1.3: Mapa de tensão (WSM) com as direções de esforços baseadas nas médias de clusters dos dados apresentados na figura 1.1. As cores indicam o regime tectônico. Figura de Zoback & Zoback (2007).

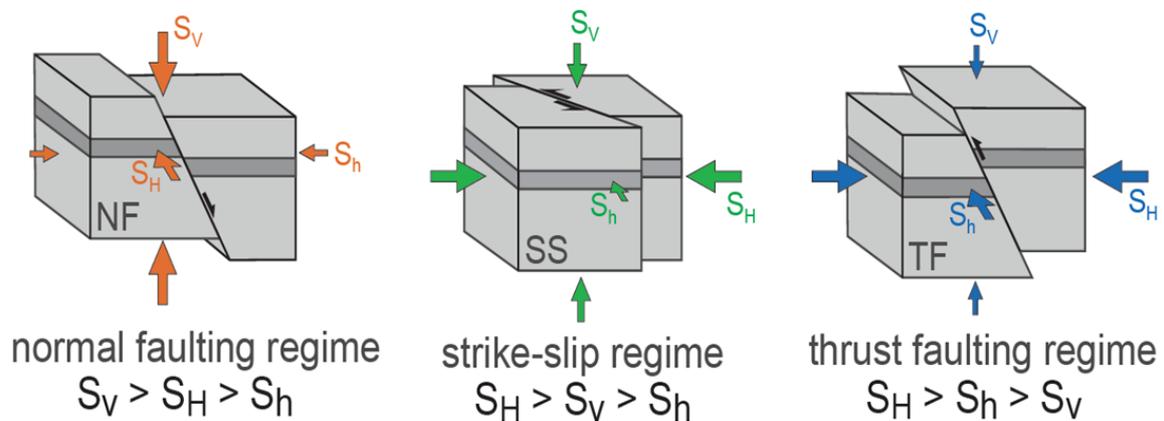


Figura 1.4: Regime tectônico de falhas com relação às tensões. Em vermelho: falhas normais, em verde, falhas transcorrentes e em azul tem-se as falhas inversas. S_v é a tensão vertical e S_H e S_h são as tensões máximas e mínimas horizontais, respectivamente. Figura de Zoback & Zoback (2007).

Pode-se perceber alguns padrões de regimes tectônicos na figura 1.3: no interior dos continentes tem-se a dominância de compressões (falhas inversas e transcorrentes) paralelas

ou subparalelas às cadeias meso-oceânicas indicando a importância do empurrão da cadeia e do arraste basal na geração de esforços litosféricos. Esse esforço é chamado de esforço de primeira ordem (Heidbach et al., 2007).

Em áreas de alta topografia, tanto continentais quanto oceânicas, encontra-se regime de falhas normais. Ademais, existem alguns fatores locais que podem influir no campo de esforços de uma região, tais como a flexura causada pelos sedimentos presente no Canadá, a deglaciação na presente Noruega e o regime extensional presente no Rift do Leste Africano (Zoback & Zoback, 2007; Heidbach et al., 2010). Esses são os esforços secundários que atuam em uma escala de 100-500 km (Heidbach et al., 2007). Há ainda os esforços terciários, atuantes em escalas menores que 100 km, controlados por fatores como erupções vulcânicas e contraste local de densidades (Heidbach et al., 2007).

No Brasil, a primeira estimativa de um padrão de esforços foi feita por Mendiguren & Richter (1978) que mostrou predominância de tensões compressivas. Desde então, o campo de esforços vem sendo estudado, principalmente, com mecanismos de sismos (Assumpção & Suárez, 1988; Assumpção, 1992; Assumpção et al., 1997; Assumpção, 1998a,b,c; Ferreira, 1997; Ferreira et al., 1998; Nascimento et al., 2004; Lopes, 2008; Neto et al., 2013); com análise de *breakouts* em poços de sondagem da Petrobrás (Lima et al., 1997) e também análise de estrias em falhas recentes (Riccomini & Assumpção, 1999) e, mais recentemente, com modelagem do campo regional de esforços (Assumpção & Sacek, 2013).

Apesar desses estudos, o campo de tensões crustais no Brasil ainda não é muito bem conhecido. A figura 1.5 mostra um resumo dos dados de tensões disponíveis (mecanismos focais, *breakout*, fraturamento hidráulico) no Brasil (Assumpção, 1998c) comparando-os ao modelo teórico para América do Sul proposto por Coblenz & Richardson (1996) que leva em consideração o empurrão da cadeia meso-oceânica, o espalhamento do continente em direção ao oceano, o espalhamento da Cordilheira dos Andes, a colisão com a Placa de Nazca e o arraste basal entre litosfera e astenosfera. O modelo teórico de Coblenz & Richardson (1996) prediz que a tensão no interior da placa possui uma compressão máxima horizontal (S_{Hmax}) leste-oeste e uma compressão mínima (S_{hmin}) norte-sul o que é consistente com a maior parte dos dados observacionais.

Modelos numéricos globais de esforços intraplacas (Bird, 1998; Lithgow-Bertelloni & Guynn, 2004; Naliboff et al., 2009, 2012) automaticamente levam em conta a variação lateral de densidade e interações interplacas mas ainda dependem dos padrões não muito bem determinados de convecção no manto superior e da topografia da litosfera/astenosfera para estimar contribuição do arraste basal. Na verdade, comparar o campo de esforços observado com o calculado é o melhor método para investigar os modelos de convecção (Naliboff et al., 2009).

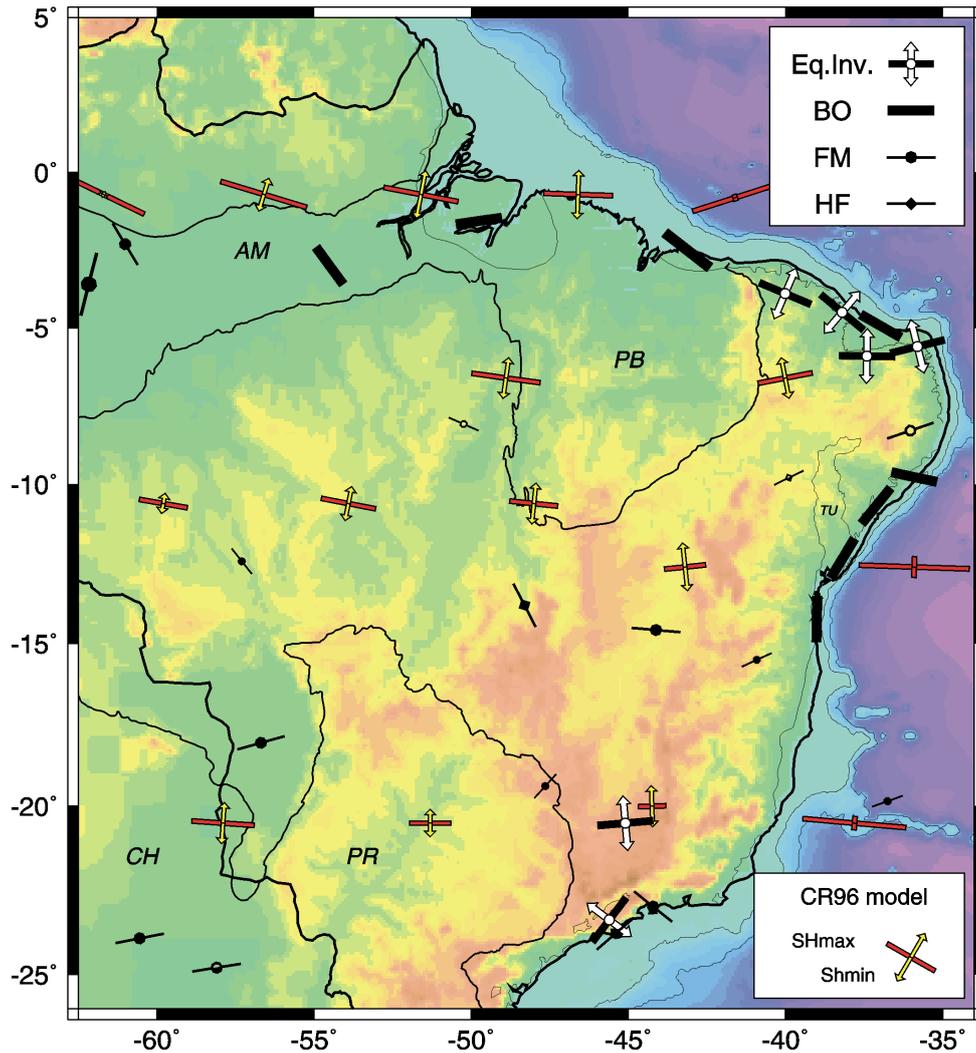


Figura 1.5: Direção das tensões crustais no Brasil. As barras pretas indicam compressão máxima horizontal (S_{Hmax}) e as setas brancas tração máxima horizontal (S_{hmin}). **Eq.Inv.** = tensor de esforço com inversão de vários mecanismos focais próximos. **BO** = S_{Hmax} de breakouts em poços da Petrobrás (média de vários poços próximos). **FM** = estimativa de S_{Hmax} com mecanismo focal individual: círculo central preto = eixo P de falha inversa, branco = eixo B de falha normal; preto/branco = eixo P de falha transcorrente. **HF** = S_{Hmax} com medida por fraturamento hidráulico. Modelo teórico: **CR96** = modelo teórico de esforços na placa sul-americana (Coblentz & Richardson, 1996). Barra vermelha = compressão, seta amarela = tração. AM = Bacia Amazônica, CH = Bacia do Chaco, PB = Bacia do Parnaíba, PR = Bacia do Paraná. Fonte: Assumpção (1998c).

1.2 Determinação de Mecanismo Focal

O conhecimento do campo de esforços crustais é fundamental para o melhor entendimento das causas da sismicidade intraplaca. Vários modelos de sismicidade intraplaca propostos (e.g., Mazzotti (2007); Talwani (2014)) incluem a identificação de zonas de fraqueza na crosta e modelos de concentração de esforços na parte superior da crosta. No Brasil,

Agurto-Detzel et al. (2015a) comparam a distribuição dos sismos e sua correlação com várias propriedades da litosfera e concluiu que a espessura elástica e o fluxo de calor são os principais fatores que controlam a distribuição dos sismos.

Entretanto, a determinação de mecanismos focais em regiões intraplacas, como o Brasil, pode ser bem desafiadora, pois frequentemente os sismos são registrados em poucas e/ou distantes estações sismográficas. Em áreas com poucos tremores e distribuição esparsa de estações, muitos eventos podem ser apenas registrados em grandes distâncias epicentrais, complicando a determinação do tensor de momento. Em particular, em regiões intraplaca, onde a atenuação é baixa (Hwang et al., 2011; Barros et al., 2011), sismos de magnitude moderada podem ser bem registrados em distância de ~ 1000 km. Entretanto, a determinação do tensor de momento em grandes áreas regionais pode sofrer com a inexatidão do modelo de velocidades (e.g., Nayak & Dreger (2014)).

Como mostrado por muitos autores, (e.g. Jechumtálová & Šílený (2005); Hofstetter (2014)), a determinação de mecanismos focais e, especialmente, os mecanismos em casos *double-couple*, baseada na polaridade de onda P ou na razão de amplitude entre as ondas P e S, é muito exigente em termos de cobertura da esfera focal. Esses métodos podem atender às necessidades de monitoramento microsísmico de hidrofraturamento industrial que compreendem milhares de receptores (e.g. Staněk et al. (2014)), mas eles têm uso limitado em terremotos.

Caso tremores sejam registrados em um número reduzido de estações, sem boa cobertura da esfera focal, eles podem ser estudados mais eficientemente por inversão completa de forma de onda. Mas o problema permanece: a inversão usando somente uma estação é confiável? Inversões de forma de onda com uma única estação são reportadas na literatura (e.g. , Fan & Wallace (1991); Dreger & Helmberger (1993); Kim & Kraeva (1999); Dreger & Savage (1999); Legrand & Delouis (1999); Pinar et al. (2003)). Entretanto, a inversão de forma de onda para uma única estação continua rara e desacreditada. Busfar & Toksöz (2013) mostram exemplos de soluções calculadas com menos de quatro estações e bons modelos de velocidade .

Zahradník & Custódio (2012) apresentam exemplos de inversões com e sem êxito com única estação, explicando o resultado com análise da resolvabilidade (elipsoides de erro 6D). Fojtíková & Zahradník (2014) mostra uma técnica na qual a inversão da forma de onda para uma única estação é feita somente para mecanismos que previamente satisfazem as polaridades de onda P.

Em outros trabalhos, como Červinková (2008), a inversão usando somente uma estação realizada com dados de estações locais e regionais na Grécia para eventos rasos (6 km) e de profundidade intermediária (73 km) mostrou que, para o evento raso, inversões de uma única estação foram capazes de recuperar corretamente a solução focal. Em contrapartida, o mesmo não pôde ser dito no caso do evento profundo.

A resolvabilidade do problema está ligada à sua condicionalidade, matematicamente caracterizada pelo número de condição (CN) que, segundo Křížová et al. (2013), é definido como a razão do maior e menor valor singular da matriz função de Green. Sokos & Zahradník (2013) comparam a solução focal obtida da modelagem de nove estações com resultado da inversão para cada estação quando usada individualmente. A inversão

conjunta de todas as estações teve CN menor 5 e os resultados individuais, embora o CN figurasse entre 5 e 20, recuperaram individualmente a solução, concluindo que o sucesso na inversão não está relacionado simplesmente ao valor de CN.

Segundo [Fojtíková & Zahradník \(2014\)](#); [Zahradník et al. \(2015\)](#), usando modelos de velocidades comuns somente distâncias menores que dez comprimentos mínimos da onda S podem ser modelados. Isso é insuficiente para sismos brasileiros. Por exemplo, para o evento de São Vicente em 2008 a estação mais próxima está a 300 km, a máxima frequência possível de ser modelada satisfatoriamente seria de 0.1 Hz. O caso é ainda pior para o sismo de Coxim de m_b 4.8, onde 0.03 Hz é a máxima frequência que pode ser atingida. Entretanto, frequências baixas assim possuem baixa relação sinal/ruído e são dificilmente modeladas impossibilitando a determinação do mecanismo focal.

Para o Brasil, se o resultado da inversão de forma de onda com uma única estação é confiável ou não é uma questão de extrema importância, pois frequentemente os tremores aqui são registrados por poucas e/ou distantes estações. Essas questões, se a inversão utilizando-se somente uma única estação é confiável, e a diferença no resultado final usando-se diversos modelos de velocidade serão discutidas ao longo da tese.

1.3 **Objetivos**

A determinação dos mecanismos focais no Brasil é difícil, pois frequentemente os sismos são registrados em poucas e/ou distantes estações sismográficas. Procedimentos usuais não são capazes de recuperar a solução focal nessas situações. Portanto, o objetivo do trabalho é estabelecer uma metodologia para a análise de sismos de magnitude pequena/moderada registrados por poucas estações. Com os novos sismógrafos implantados pelo projeto pela Rede Sismográfica Brasileira (RSBR), a determinação de mecanismo focal em situações como essa tornar-se-á mais recorrente.

Objetiva-se ampliar o número de mecanismos focais conhecidos usando-se diversas metodologias: polaridades de ondas P e modelagem de onda P telessísmica ondas; e de superfície e sismograma completo de acordo com as características dos eventos (profundidade focal, magnitude) e dados disponíveis (rede local, regional e/ou estações telessísmicas). Dessa forma, pretende-se obter um melhor conhecimento do campo de tensões no Brasil o que, por sua vez, contribuirá para explicar a sismicidade brasileira.

2 Mecanismo Focal

Os parâmetros que caracterizam uma falha são definidos por três ângulos (Aki & Richards, 2002): *strike* (ϕ), *dip* (δ) e o *rake* (λ). Eles representam, respectivamente, o azimute, o mergulho e o vetor de deslocamento da falha. As figuras 2.1, 2.2 e 2.3 ilustram as definições desses ângulos.

O *dip* varia de 0° a 90° e é o ângulo entre o plano de falha e o plano da superfície terrestre. Uma falha horizontal terá um ângulo de 0° e uma falha vertical, 90° .

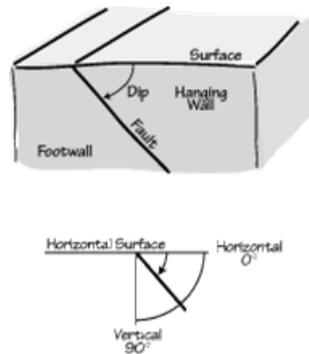


Figura 2.1: Ilustração do mergulho (*dip*) de uma falha. Figura de Ammon (2001).

O *strike* é o ângulo formado entre a intersecção do plano da falha com o norte geográfico. Ele é medido no sentido horário e varia entre 0° e 360° . Portanto, uma falha com *strike* 0° ou 180° indicam uma falha com orientação norte-sul e falhas leste-oeste têm direção 90° ou 270° . Para remover essa ambiguidade é necessário olhar para o mergulho. O mergulho está à direita do *strike*. Um observador posicionado sobre a falha de maneira que à sua direita esteja no sentido do mergulho “verá” o *strike* a sua frente. Por exemplo, na figura 2.2, o *strike* da falha está no intervalo de 0° a 90° .

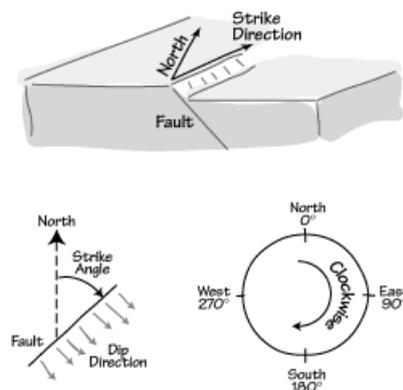


Figura 2.2: Ilustração do (*strike*) de uma falha. Figura de Ammon (2001).

Os ângulos de *strike* e de *dip* expressam somente a geometria da falha. A movimentação da falha é dada pelo λ . O ângulo entre o vetor de deslocamento e o *strike*, medido no

plano de falha e varia de -180° a 180° (figura 2.3). Um ângulo maior que zero indica um movimento de uma falha inversa (para cima) e uma falha normal é apresentada por um *rake* negativo. Se o *rake* for 0° , o movimento da falha ocorreu na direção do *strike*.

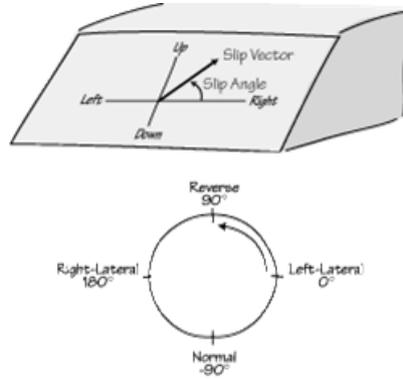


Figura 2.3: Ilustração do rake de uma falha. Figura de Ammon (2001).

2.1 Representação do Mecanismo Focal

O mecanismo focal é representado por meio de diagramas de projeção estereográfica onde são destacados o plano da falha e o seu plano perpendicular, comumente denominado plano auxiliar. No *strike*, é imaginado uma esfera e a interseção do plano da falha com a esfera é plotado no diagrama conforme é mostrado na figura 2.4.

Nela é mostrado *strike* (ϕ), ângulo com relação ao norte e o *dip* (δ) da falha. Note que para um mergulho 0° , a projeção no plano de falha coincidiria com a borda círculo e para 90° , a projeção seria feita sobre a linha tracejada. O ponto vermelho é denominado o polo da falha.

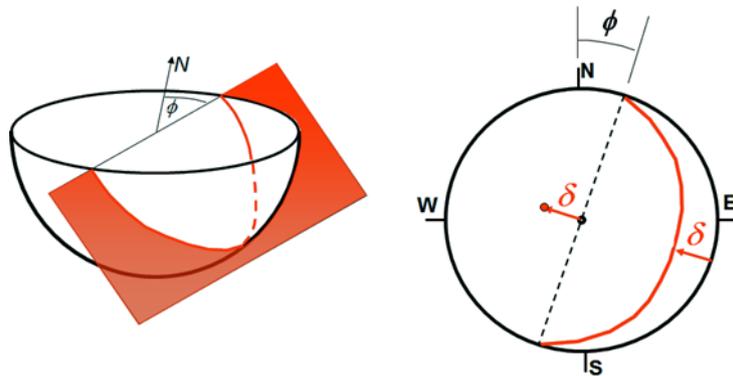


Figura 2.4: Representação do ângulo de strike e dip em uma projeção.

A representação do *rake* é um pouco mais complexa. Na figura 2.5, o plano da falha é indicado com FP1 e o plano auxiliar, por FP2. P1 e P2 são, respectivamente, os polos dos planos FP1 e FP2. Os sinais + e - são os quadrantes compressoriais e dilatacionais (conforme será explicado mais adiante) e P e T são os pontos de máxima tensão compressiva e mínima tensão compressiva.

O ângulo λ^* é mostrado como o ângulo formado entre a direção do *strike* a direção do deslocamento. Para falhas inversas, como a da figura, o ângulo plotado é o suplementar do *rake* ($\lambda^* = 180 - \lambda$) e para normais $\lambda^* = -\lambda$.

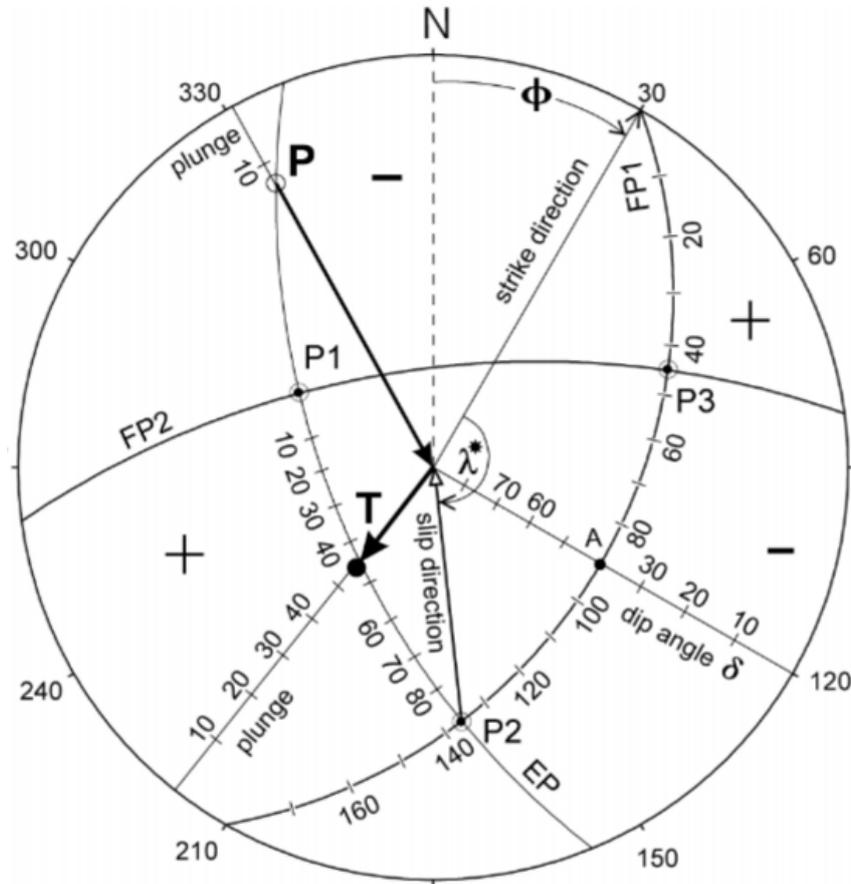


Figura 2.5: Representação dos parâmetros do plano de falha. O plano da falha é indicado com FP1 e o plano auxiliar, por FP2. P1 e P2 são, respectivamente, os polos dos planos FP1 e FP2. Os sinais + e - são os quadrantes compressionais e dilatacionais. P e T são os pontos de máxima tensão compressiva e mínima tensão compressiva. Adaptado de (Bormann, 2012).

2.1.1 Determinação do Mecanismo Focal

Há diferentes técnicas para a determinação do mecanismo de uma falha (Goldstein & Dodge, 1999; Stein & Wysession, 2003; Shearer, 2009). Normalmente, a metodologia aplicada depende das características do evento sísmico, como a magnitude, ou dos registros disponíveis de estações sismográficas. Eventualmente, mais de uma técnica pode ser empregada melhorando a determinação do mecanismo focal. Serão exploradas algumas metodologias mais usuais.

A metodologia mais aplicada na determinação do mecanismo focal é o ajuste de primeira polaridade de onda P (Goldstein & Dodge (1999); Hardebeck & Shearer (2002); Havskov & Ottemoller (2010); Hofstetter (2014)). Ela consiste no estudo da primeira polaridade da

chegada da onda P. Na figura 2.6, é ilustrada a polaridade da primeira amplitude da onda P conforme a movimentação da falha e a localização da estação. A figura mostra o padrão de polaridades de uma falha inversa plotada na projeção estereográfica e as estações, onde a primeira polaridade é negativa, há triângulos brancos e os triângulos pretos representam estações onde a polaridade positiva.

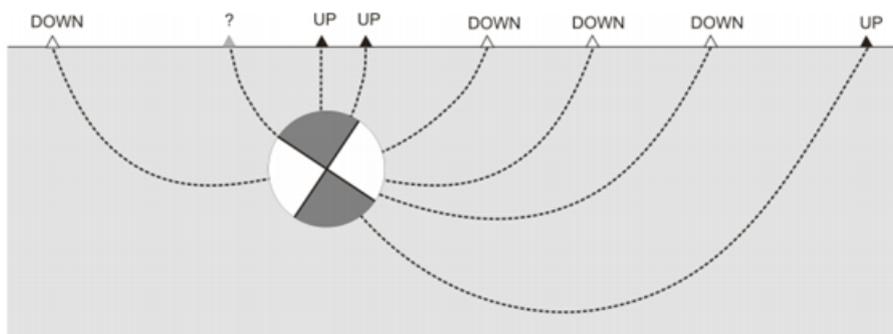


Figura 2.6: Movimentação da onda P. UP indica que o primeiro registro da P é para cima e DOWN, para baixo. Figura de INGV (2013).

Os quadrantes hachurados de pretos são quadrantes compressoriais de onde as ondas com primeira chegada positiva vêm e os brancos são os de polaridade compressional. Note que há uma estação em cinza na qual não há registro. Isso ocorre porque a onda P que chegaria nessa estação sairia do limite entre os dois planos, ou seja, entre os quadrantes de polaridade positiva e negativa, portanto, onde a amplitude da onda P é próxima de zero.

No caso de uma falha transcorrente, tanto estações próximas quanto distantes podem registrar o primeiro movimento da onda P compressional ou dilatacional. No caso de falhas inversas, normalmente, só estações próximas registram polaridades positivas e vice-versa para o caso de falhas normais.

Portanto, essa técnica exige uma boa cobertura azimutal e de distância em relação ao epicentro para uma boa qualidade do mecanismo como é mostrado na figura 2.7, onde o mesmo conjunto de polaridades é ajustado por falhas normais, inversos e transcorrentes.

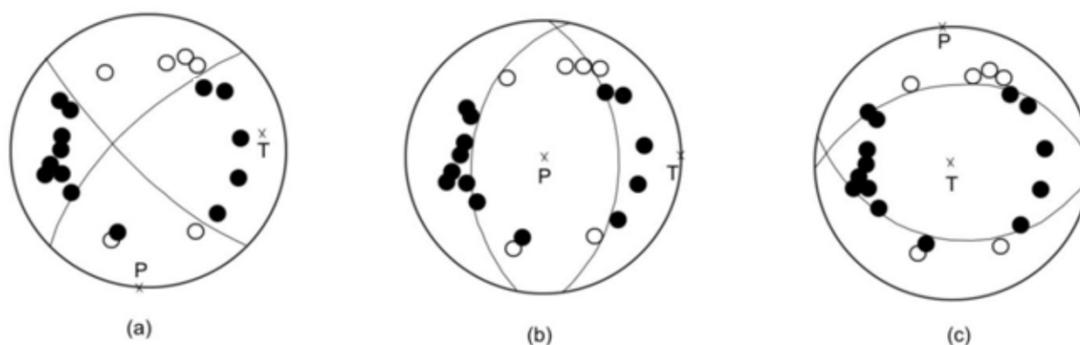


Figura 2.7: Exemplo de mecanismos: transcorrente (a), normal (b) e inverso (c) sendo ajustados com o mesmo conjunto de polaridades. Figura de Kayal (2008, pág. 174).

Também é possível utilizar a razão entre a amplitude das ondas P, SV e SH na determinação

de um mecanismo focal mais confiável, no caso de sismo local. Normalmente a onda SH é mais utilizada por não sofrer conversão para onda P. Uma dificuldade dessa metodologia, além da correta identificação das fases P e S, é a garantia que elas sejam do mesmo tipo: a fase Pg, P na crosta superior, deve ser comparada somente com a onda Sg. Essa técnica também é simples de ser aplicada, mas as fases SV e SH podem ser de difícil identificação no sismograma.

Outra metodologia é usar a modelagem do registro de estações telessísmicas ($\Delta > 30^\circ$) para determinar o mecanismo focal. A figura 2.8 ilustra a metodologia. A amplitude, a polaridade das ondas e o tempo de chegada pP (reflexão da onda P na superfície) e sP (conversão da onda S em P na reflexão superfície) depende do mecanismo focal e da profundidade do evento.

Se o evento é raso, a diferença de tempo entre a onda pP e P, usada para calcular a profundidade, é muito pequena, portanto, dificultando a distinção das fases. Essa distinção pode ser feita através da modelagem do sismograma. A modelagem de onda P em estações próximas ao evento é dificultada pela presença do conteúdo de alta-frequência do sismograma (períodos maiores são mais fáceis de modelar).

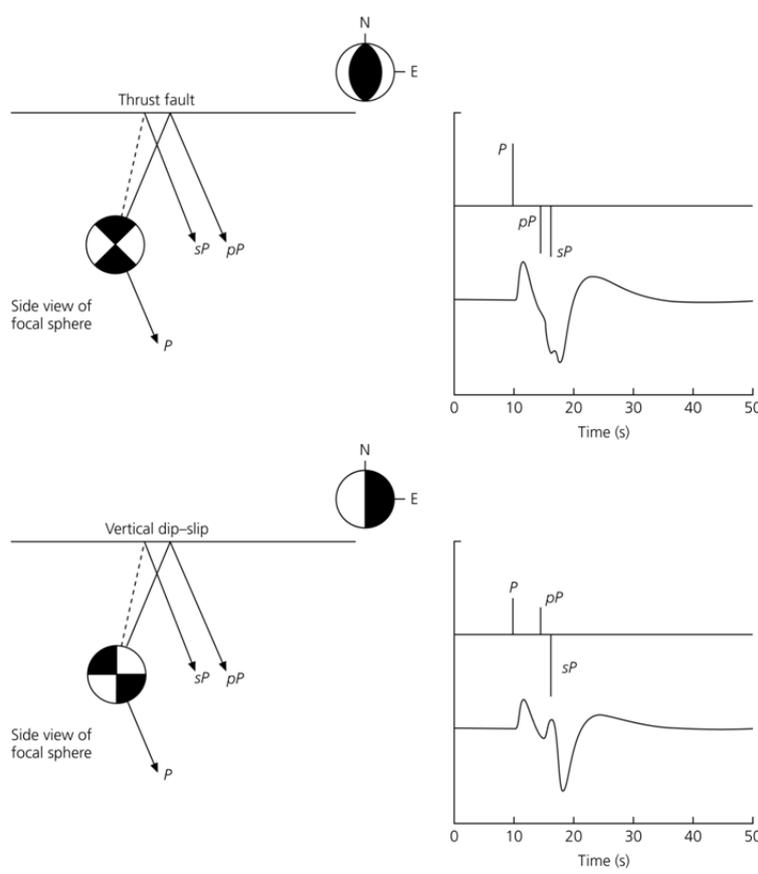


Figura 2.8: Efeito de diferentes mecanismos focais nas ondas P, pP e sP. Figura de Stein & Wyssession (2003).

2.2 Ângulo de Kagan (*K-angle*)

O ângulo de Kagan (Kagan, 1991, 2013) mede a diferença entre a parte DC (*double couple*) de dois mecanismos. Ele pode ser definido como o menor ângulo necessário para rotacionar os eixos de compressão, tensão e nulo (P, T e B) de um mecanismo nos eixos de outro (Tape & Tape, 2012). O *K-angle* é usado, por exemplo, para associar mecanismos provenientes da mesma falha (Uchida & Matsuzawa, 2013) e incerteza na determinação do MF (Sokos & Zahradník, 2013). O seu valor está compreendido entre 0 e 120°, sendo que ângulos menores que 30° são considerados próximos, 30°- 40° consideram-se similares e maiores que 50° são mecanismos bem diferentes (Zahradník & Custódio, 2012). A figura 2.9 mostra a variação *K-angle* para um mecanismo inverso (*strike /dip /rake* = 0°/45°/90°, com a parte compressiva em roxo e *K-angle* = 0 no gráfico).

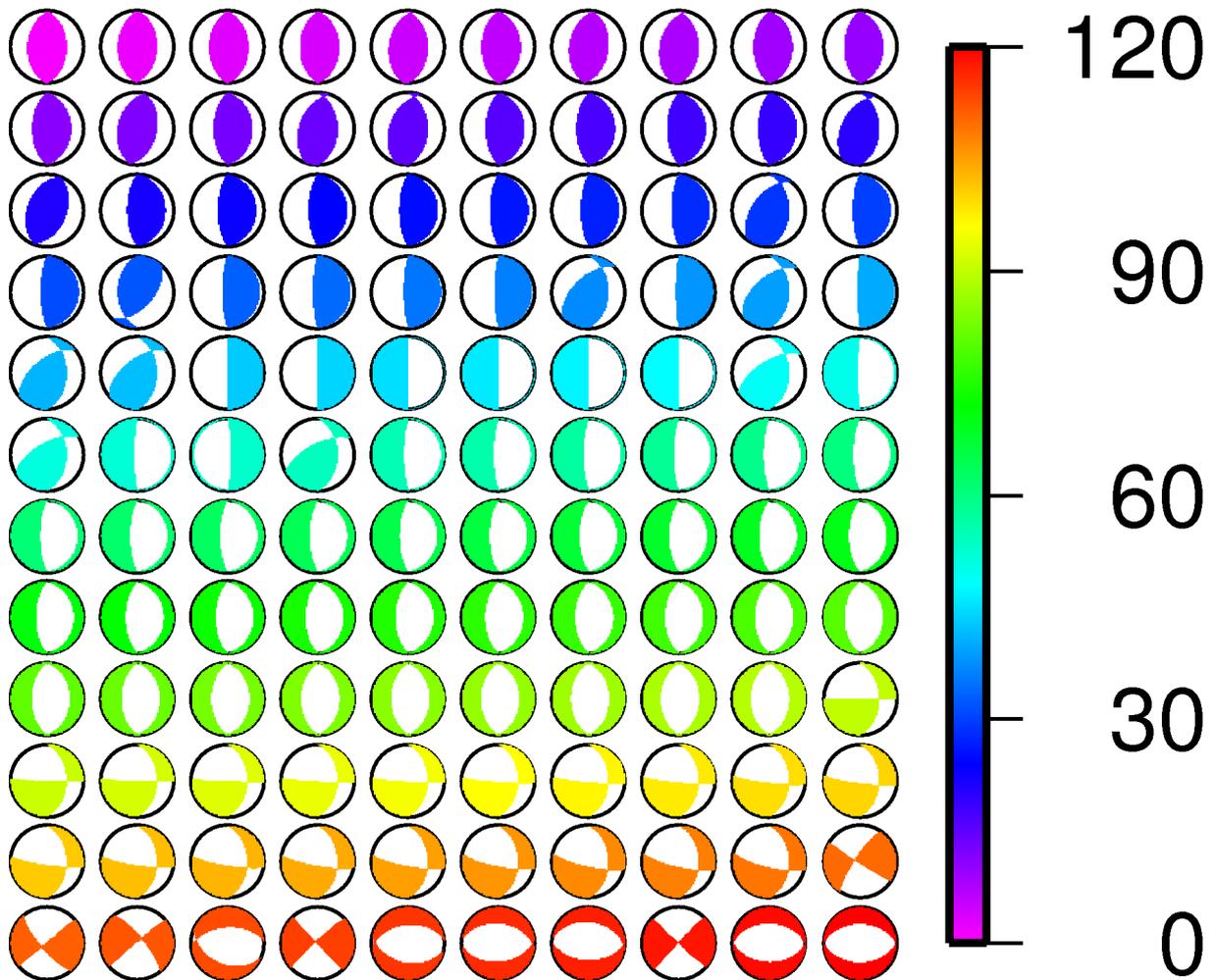


Figura 2.9: Variação do ângulo de Kagan, indicada por cores, para um mecanismo inverso (*strike /dip /rake* = 0°/45°/90°). Mecanismos com *K-angle* de até 30° são considerados próximos e para ângulos maiores que 50°, bem diferentes.

Para *K-angle* pequenos vale a simples aritmética: suponha a falha inversa com um plano

$0^\circ/45^\circ/90^\circ$ (como a primeira bola de praia da figura 2.9), mecanismos próximos como $5^\circ/45^\circ/90^\circ$, $0^\circ/40^\circ/90^\circ$, $0^\circ/45^\circ/95^\circ$ possuem *K-angle* 5° . Do último exemplo, nota-se também que o *K-angle* não é único, i.e., diferentes mecanismos possuem o mesmo *K-angle*.

2.3 Ajuste de Polaridades

A primeira chegada de onda P é uma das metodologias mais utilizadas para determinar mecanismo focal, bem como razão de amplitude S e P e amplitudes espectrais (Hofstetter, 2014; Hardebeck & Shearer, 2002). Neste trabalho, foi desenvolvido um simples código baseado na equação 4.89 de Aki & Richards (2002), onde a amplitude normalizada (entre -1 e 1) da primeira chegada da onda P é expressa em termos do *strike* (ϕ), *dip* (δ) e *rake* (λ), ângulo de takeoff (i) e azimute da estação em relação ao evento (ϕ_s).

$$A = \cos(\lambda)\sin(\delta)\sin^2(i)\sin 2(\phi - \phi_s) - \cos(\lambda)\cos(\delta)\sin(2i)\cos(\phi - \phi_s) + \sin(\lambda)\sin(2\delta)[\cos^2(i) - \sin^2(i)\sin^2(\phi - \phi_s)] + \sin(\lambda)\cos(2\delta)\sin(2i)\sin(\phi - \phi_s) \quad (2.1)$$

Por exemplo, para o mecanismo $0^\circ/0^\circ/0^\circ$ (figura 2.10), a equação acima se simplifica:

$$A = -\sin(2i)\cos(\phi_s) \quad (2.2)$$

Como $i \leq 90^\circ$ na parte inferior da esfera focal, o sinal da polaridade da onda P é controlado somente pelo azimute da estação (ϕ_s), i.e., estações ao norte do evento (azimute entre 270° e 90°) possuem polaridade negativa e estações ao sul (azimute entre 90° e 270°), positiva. Estações com azimute 90° e 180° , a amplitude esperada é 0 (plano nodal). Considerando estações de mesmo azimute, maiores amplitudes (em módulo) são esperadas para *takeoff* (ângulo de saída) de 45° .

Através da equação 2.1, a polaridade de uma estação pode ser facilmente classificada como coerente (amplitude teórica e observada com mesmo sinal), ou não para um determinado mecanismo. O ajuste de polaridade (PF) foi definido como:

$$PF = \frac{C}{N} \quad (2.3)$$

onde C são as polaridades coerentes e N o número total de polaridades, e.g., PF de 0.95 significa que 95% das polaridades são satisfeitas.

No código, os mecanismos são testados por tentativa-e-erro (*grid-search*). Para os MFs, o *strike* varia de 0 a 360° , o *dip*, 0 e 90° e o *rake* está compreendido entre -180° e 180° . Entretanto, uma busca feita em todo o intervalo é ambígua, uma vez que cada MF é composto por dois planos nodais e esses planos produzem resultados iguais. Como usado por Zhao & Helmberger (1994); Li et al. (2011) um dos dois planos nodais do MF sempre possui um *rake* entre -90° e 90° , portanto, valendo-se dessa propriedade, a busca pelo

mecanismo focal pode ser reduzida pela metade do tempo e, assim, elimina-se também a ambiguidade numérica da solução. Neste trabalho, o passo utilizado foi um pouco menor que o sugerido por Havskov & Ottemoller (2010): 10° para o *strike* e para o *rake*, e de 5° para o *dip*.

Outro fator do ajuste de polaridade é o “mecanismo invertido”. Por mecanismo invertido entende-se a solução focal em que os quadrantes de compressão e dilatação são trocados; para efeito de imagem significa trocar o preto pelo branco no diagrama bola de praia. O *strike* e o *dip* do mecanismo “normal” e do “invertido” são os mesmos, uma vez que a falha que ambos representam é a mesma; o que se modifica é apenas o sentido da movimentação da falha, ou seja, apenas o *rake* é alterado em 180° . Exemplo: a solução focal invertida do mecanismo $0^\circ/0^\circ/0^\circ$ é o mecanismo $0^\circ/0^\circ/180^\circ$ (o que significa trocar cores no diagrama da bola de praia da figura 2.10). Por exemplo, da figura 2.9, nota-se que o *K-angle* entre o mecanismo “normal” e o “invertido” é 90° .

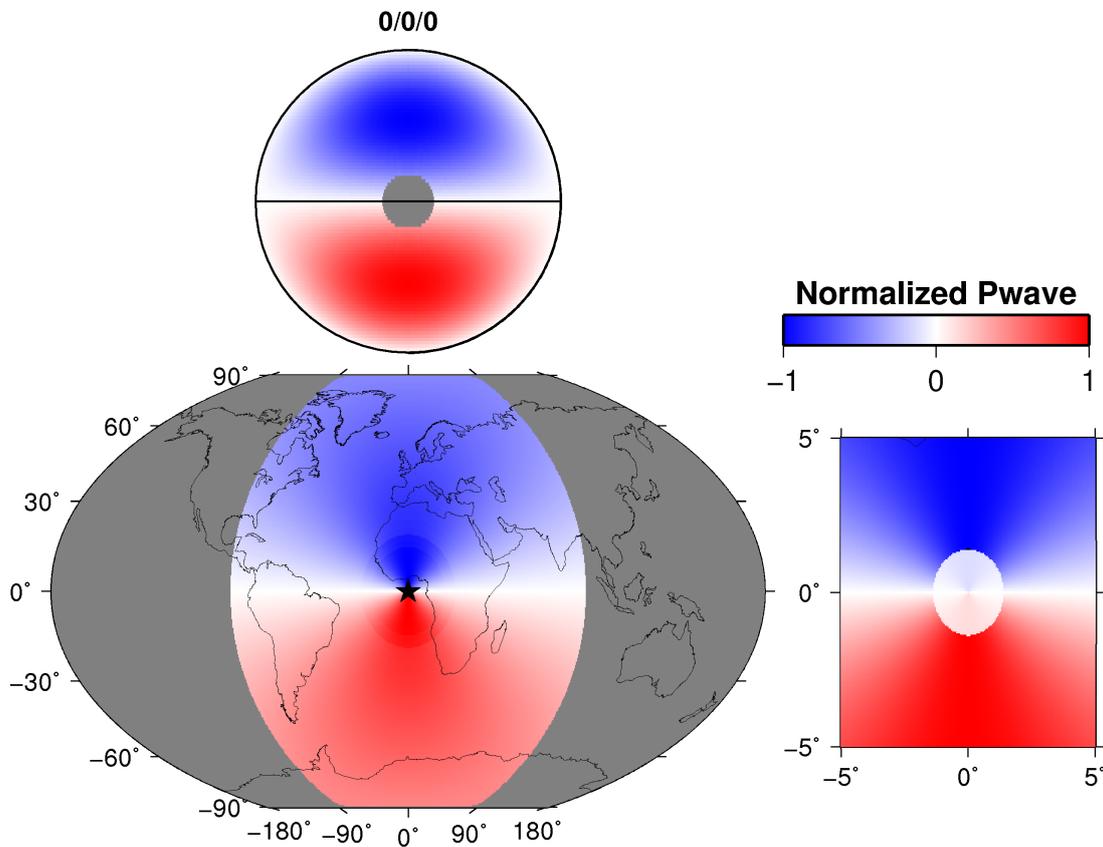


Figura 2.10: Amplitude teórica entre -1 e 1 da primeira chegada de onda *P* para o mecanismo $0^\circ/0^\circ/0^\circ$ de um terremoto (estrela). Acima é apresentado o diagrama de bola de praia e abaixo, os mapas para o mesmo mecanismo: esquerda o mapa mundial e a região epicentral à direita. Foi considerado somente distâncias até 90° (takeoff $\sim 14^\circ$) do evento. A parte azul representa a parte dilatacional e a parte compressional está em vermelho.

Suponha que um MF não seja capaz de explicar nenhuma polaridade, i.e., possua $PF = 0$. Isso resulta que a sua solução invertida explica todas as polaridades, ou seja, $PF = 1$. Na prática, isso implica que a cada plano testado durante o *grid-search*, o ajuste

das polaridades de quatro planos é obtido. Exemplo: Se o plano $0^\circ/0^\circ/0^\circ$ tem $PF = 0.3$, então o seu auxiliar ($270^\circ/90^\circ/90^\circ$) também possui $PF = 0.3$; e o seu plano do mecanismo invertido e o seu auxiliar, $0^\circ/0^\circ/180^\circ$ e $270^\circ/90^\circ/-90^\circ$, respectivamente, têm $PF = 0.7$. Portanto, para cada plano testado, sempre é possível encontrar um mecanismo que se ajuste, ao menos, metade das polaridades.

O teste de polaridade para o conjunto de polaridades do sismo de São Vicente de 2008 (Assumpção et al., 2011) é apresentado na figura 2.11. A melhor solução encontrada é um mecanismo com falha vertical (*strike*, *dip*, *rake* = $90^\circ/5^\circ/20^\circ$) com $PF=0.957$. Foram considerados aceitáveis mecanismos dentro de um limiar de 95%, i.e., mecanismos que possuam PF superior a 95% da melhor solução. Nesse caso, as soluções aceitáveis têm $VR > 0.913$. A escolha desse limiar é subjetiva, Zahradník & Sokos (2013) usam 98% por exemplo; o importante é que ele necessariamente precisa ser o mesmo em todos os experimentos para que os resultados sejam comparáveis.

Na figura 2.11 foi utilizado o $K\text{-angle} > 20^\circ$ entre os mecanismos para evitar a presença de soluções muito parecidas entre as aceitáveis. Seguindo essa ideia, a primeira solução apresentada é aquela que possui o mais alto PF ; a segunda é o mecanismo com $K\text{-angle}$ de, no mínimo, 20° em relação ao primeiro que possua o melhor PF e, assim, por diante.

No final, todas as soluções plotadas na figura 2.11 têm $K\text{-angle}$ de, no mínimo, 20° entre elas. No caso de São Vicente, o máximo $K\text{-angle}$ entre as soluções foi de 109° , i.e., o conjunto de soluções aceitáveis não é uniforme. Por exemplo, a melhor solução é um plano vertical, entretanto mecanismos transcorrentes, como o mostrado em vermelho na figura, ainda possuem ajuste aceitável, dentro do limiar de 95% considerado.

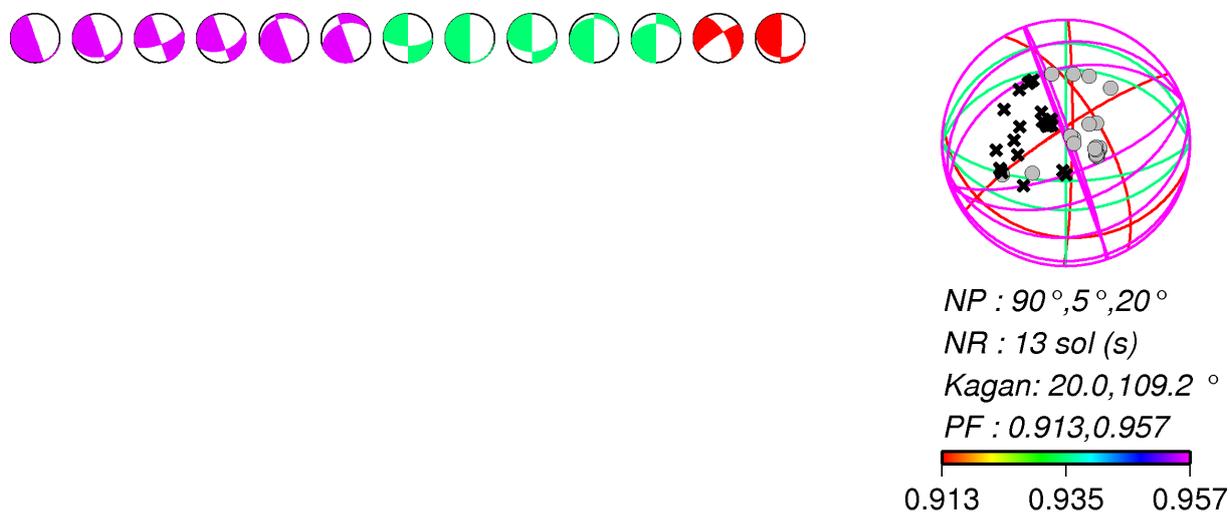


Figura 2.11: Ajuste de polaridade da onda P para o sismo de São Vicente. Na esfera focal, os círculos são dilatação (polaridade para baixo) e as cruces compressão (polaridade para cima). As cores indicam o PF , o máximo é de 0.947 e o mínimo considerado é 95% do valor máximo (0.913) totalizando treze soluções diferentes. O mecanismo que apresenta o melhor PF é uma solução com falha vertical (plano $90^\circ/5^\circ/20^\circ$). O $K\text{-angle}$ mínimo usado foi de 20° e o máximo é de 109° , indicando a presença de um conjunto de soluções bem diferentes entre si.

3 Modelagem de Forma de Onda com Modelos de Velocidade Específicos

Nesse capítulo serão apresentadas as metodologias de construção de modelos de velocidades a partir de ondas de superfície e de teste de banda de frequência, desenvolvidos para o aprimoramento da modelagem dos sismogramas de eventos regionais usando o software ISOLA [Sokos & Zahradník \(2008, 2013\)](#).

3.1 Modelagem de forma de onda com o programa ISOLA (Isolated Asperities)

Embora seja uma técnica complexa no estudo de mecanismo focal (MF), a modelagem de forma de onda é a mais completa para obter informações sobre os parâmetros de fonte de um tremor. Nela, não somente o mecanismo é determinado, mas também sua profundidade, hora de origem e momento sísmico são recuperados. Contudo, essa técnica é altamente sensível ao modelo de velocidade usado para calcular as funções de Green (resposta impulsiva ao meio), como também demanda um elevado tempo computacional.

Neste trabalho, utilizou-se o software ISOLA ([Sokos & Zahradník, 2008, 2013](#)) para o estudo dos tensores de momento (MT) dos sismos brasileiros. O programa é escrito em linguagem *FORTRAN* e usa o *MATLAB* ([Matlab, 2010](#)) como interface gráfica para facilitar a interação com o usuário. Dentro do ISOLA, as funções de Green são calculadas como método de número de onda discreto introduzido por [Bouchon & Aki \(1977\)](#) e, mais tarde, usado por [Bouchon \(1981\)](#) e [Coutant \(1989\)](#). O tensor de momento é calculado por mínimos quadrados, minimizando a diferença entre o sismograma sintético e o observado. A profundidade e a hora de origem do centroide são estimadas por método de *grid-search*.

A metodologia do *ISOLA* é descrita no trabalho de [Křížová et al. \(2013\)](#) e será apresentada resumidamente aqui. Para uma fonte sísmica com posição e origem conhecidas, o deslocamento u pode ser expresso como:

$$u_i(t) = \sum_{p=1}^3 \sum_{q=1}^3 \sum_{i=1}^6 a_i M_{pq}^i * G_{ip,q} \quad (3.1)$$

onde $a_1 \dots a_6$, são os coeficientes dos seis tensores M elementares, G são as funções de Green, p e q são as três coordenadas cartesianas (figura 3.1). Momento tensor M é definido como:

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix}$$

onde M_{pq} representa um par de forças opostas que aponta na direção p , separados na direção q (figura 3.1). Ele descreve matematicamente, através de nove componentes de pares de força (*double – couple*), o movimento em uma falha durante um sismo. O tensor

é simétrico por causa da conservação de momento angular, i.e., $M_{pq} = M_{qp}$, portanto sendo representado por seis componentes .

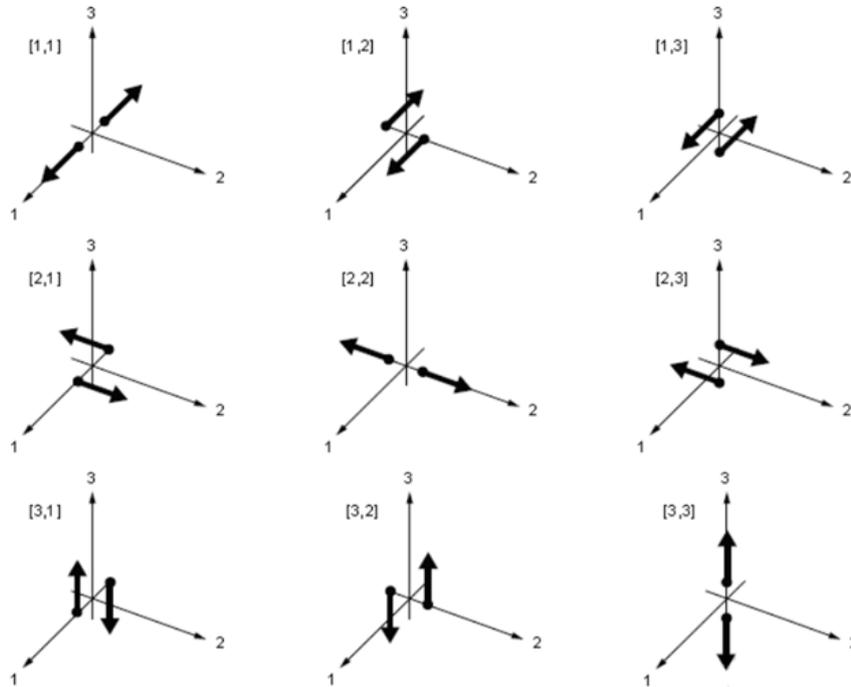


Figura 3.1: Representação dos nove pares de força tensor de momento M_{ij} . Figura disponível em <http://earthquake.usgs.gov>

Os mecanismos focais correspondentes aos seis tensores estão na figura 3.2. Esses seis tensores são chamados elementares, pois qualquer outro tensor pode ser formado pela combinação linear dos elementares.

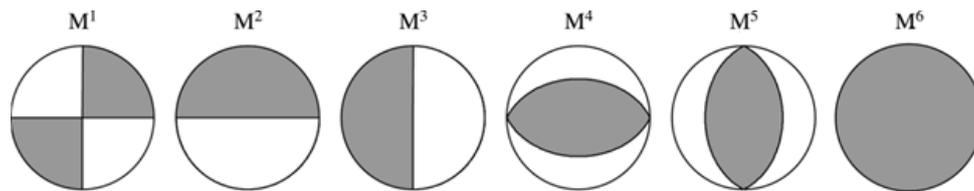


Figura 3.2: Mecanismos focais correspondentes aos seis tensores M da equação 3.1.

O tensor do momento pode ser decomposto em $M = M_{dev} + M_{iso}$. M_{dev} corresponde à parte deviatória (tensores $M1$ a $M5$) e M_{iso} à parte isotrópica (tensor $M6$). O tensor $M6$ corresponde a uma fonte isotrópica que irradia energia igual em todas as direções, como explosões de pedreiras ou bombas. Como pode ser visto na inversão de forma do teste nuclear de janeiro de 2016 na Coreia do Norte, a solução focal apresenta grande porcentagem isométrica ¹.

A parcela M_{iso} do tensor do momento ainda pode ser dividida em parte DC (double – couple) e $CLVD$ (compensated – linear – vector – dipole). A maioria dos sismos naturais

¹<http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/specialevents/2016/01/05/2016-north-korean-nuclear-test/>

pode ser explicada apenas pela componente *DC*. A componente *CLVD* tem sido associada à movimentação simultânea de falhas de diferentes orientações ou eventos de origem vulcânica (Shearer, 2009, pp. 251).

A inversão no *ISOLA* busca encontrar os valores dos coeficientes a_i que minimizam o dado sintético e o observado. Nesta tese, todas as inversões são deviatóricas, i.e., sem considerar a parte relativa à explosão ($a_6 = 0$) já que todos são sismos naturais.

A resolvabilidade da inversão é determinada pelo número de condição (CN) da matriz formada com os seis elementares (Křížová et al., 2013), onde o CN é definido como a raiz quadrada da razão entre o maior e o menor autovalor da matriz. Valores pequenos, entre dois e cinco, indicam que o MT está bem resolvido, enquanto valores altos implicam que o problema está mal posto e a solução pode não ter significado físico. A qualidade do ajuste é dada pela redução de variância (*variance reduction* - VR). A VR pode ser expressa simplesmente em termos da correlação (entre o dado sintético e o observado) como: $VR = corr^2$ (Sokos & Zahradník, 2013).

Neste trabalho, utilizou-se a redução de variância ponderada, i.e., com pesos dados às estações conforme a distância epicentral:

$$VR = 1 - \frac{\sum W^2(d - s)^2}{\sum W^2 d^2} \quad (3.2)$$

onde W é o peso (igual à distância epicentral), d é o dado observado e s , o sintético. Pela equação 3.2, percebe-se que $VR=1$ implica ajustar o dado perfeitamente e que $VR < 0$ não possui interpretação física, uma vez que, mesmo que seja ponderada, a VR mantém sua relação com a correlação.

A discrepância entre usar pesos ou não na inversão do MT é mais expressiva quando são utilizados dados de estações com distâncias epicentrais muito diferentes. Na figura 3.3, realizou-se o estudo da variação do número de condição (CN) para o MT determinado com duas estações com mesmo azimute, uma com distância epicentral fixa em 15 km e outra variável, como mostrado no eixos das abcissas.

Por exemplo, a posição do eixo das abcissas de 50 km indica um CN uma estação situada a 15 km de distância do epicentro, e outra a 50 km. Para uma inversão com pesos (curva azul) o CN é ~ 8 , e outra sem (curva vermelha) o CN é ~ 18 . No primeiro ponto da figura, as duas estações estão na mesma posição (15 km) e o CN é o máximo como é esperado: duas estações na mesma posição funcionam como uma na prática. À medida que a segunda estação é afastada, o CN diminui para ambas as curvas, mas o decréscimo é mais expressivo na curva azul (com pesos).

Um CN maior indica que a inversão é mal condicionada, podendo não ser invertível para extremos valores. Na figura, o CN próximo a 300 km é próximo ao valor inicial para a curva vermelha. Isso significa que, para esse caso, toda a informação trazida pela segunda estação é negligenciada, ou seja, embora duas estações sejam usadas na inversão, na prática, o problema funciona como somente uma estação, a de 15 km, esteja sendo utilizada.

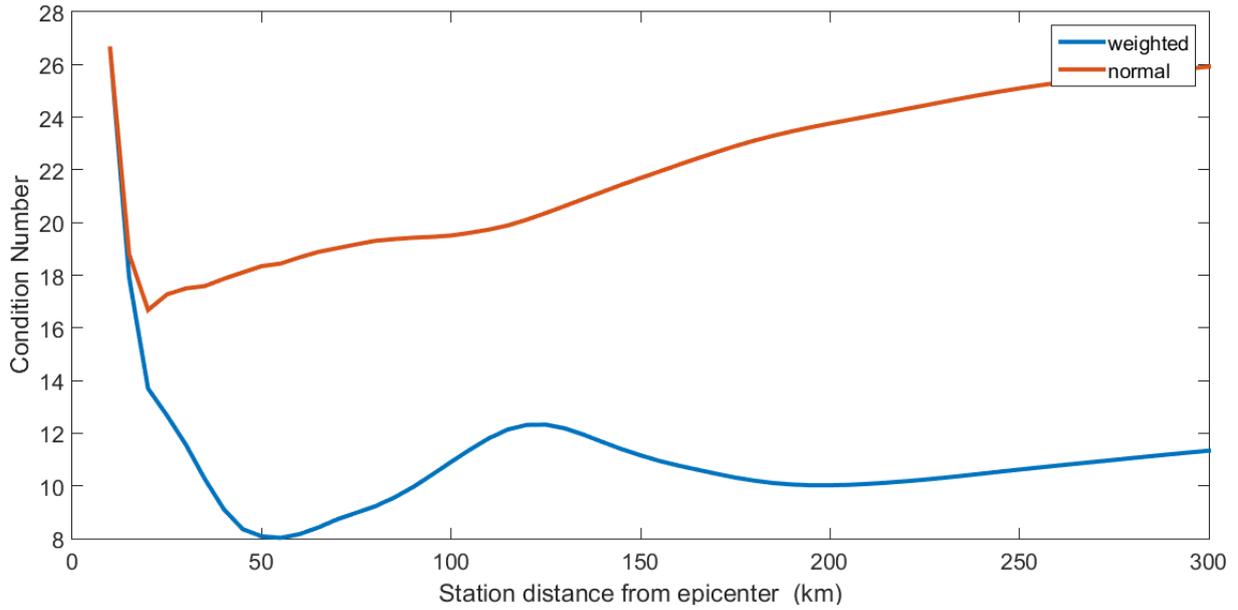


Figura 3.3: Número de condição (CN) para duas estações usando a redução de variância com (azul) e sem pesos (vermelho). Uma estação fica fixa em 15 km e a posição da segunda estação é mostrada no eixo das abcissas.

3.2 Modelos de Velocidade Específicos para Inversão de Forma de Onda

Neste trabalho, será discutida a importância de modelos de velocidade 1D derivados especificamente para cada percurso estação-evento. Similarmente, à Assumpção et al. (2011) e Herrmann et al. (2011), o uso de dispersão de velocidade de grupo de ondas de superfície invertidas para modelos de velocidade 1D para cada percurso estação-evento, se justifica pelo aumento significativo de confiança na determinação do tensor de momento (MT). Será mostrada também uma nova ferramenta para checar a estabilidade da solução do MT: o teste de banda de frequência (TBF). Ele consiste em realizar a inversão de forma de onda para diversas bandas de frequência e, sistematicamente, investigar a variação do MT e sua qualidade (redução de variância). Essa metodologia foi testada com dois eventos de magnitude (m_b 5.2 e 4.8), no Brasil, registrado em poucas estações; e em um evento na Grécia (M_w 5.3).

3.3 Análise de Ondas de Superfície

A dispersão da velocidade de grupo de ondas Rayleigh e Love foi invertida em modelos de velocidade 1D para cada estação dos eventos estudados. A dispersão de velocidades do grupo foi analisada com a técnica de filtros múltiplos (*multiple filter technique*, Bhattacharya (1983)) usando os códigos de Herrmann (2013) na componente vertical para a onda Rayleigh e transversal para Love. Para o teste da metodologia, foram usados somente traços que proveram, ao menos, uma dispersão clara e não ambígua de 10 segundos em ambas as

componentes. Além do mais, ao menos uma das curvas deve possuir uma dispersão em períodos maiores de 30 segundos (figura 3.4).

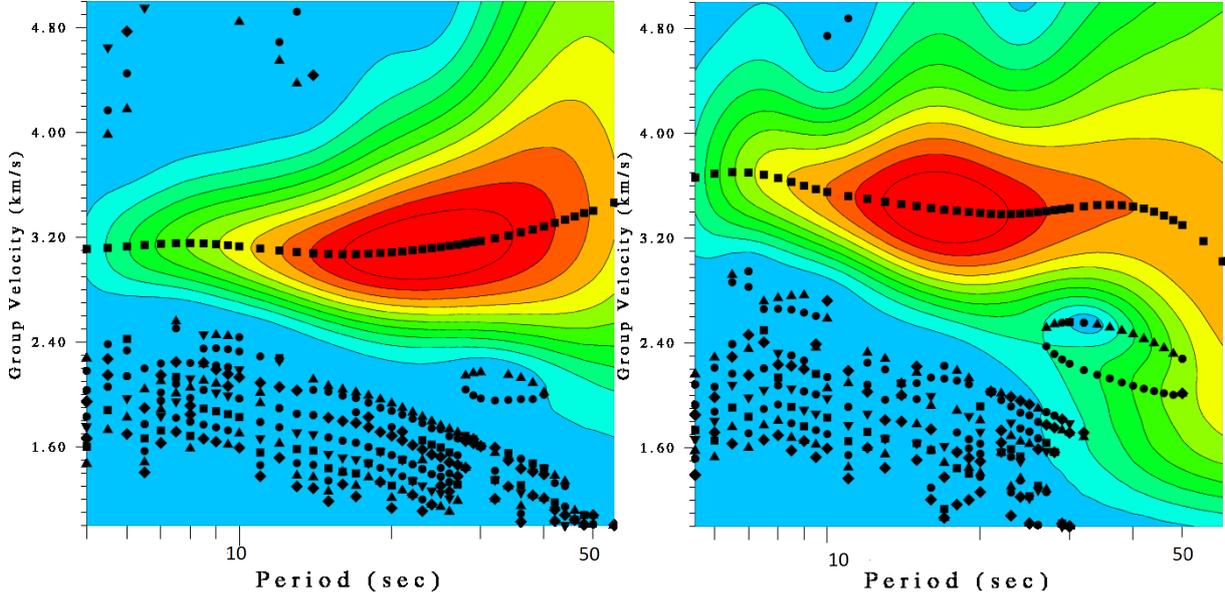


Figura 3.4: Espectrograma para as ondas de superfície Rayleigh (esquerda) e Love (direita). As cores refletem o sinal da amplitude normalizado.

A inversão das curvas em modelos de velocidade foi feita por meio da metodologia de [Julia et al. \(2000\)](#). O código permite dar peso à velocidade de cada camada do modelo inicial, bem como controlar o contraste da velocidade entre as camadas. Os modelos iniciais foram criados seguindo quatro padrões diferentes:

1. Modelos com velocidade constante e camadas com espessura igual.
2. Modelos com velocidade e espessura de camadas que aumentam com a profundidade.
3. Modelos como (1), mas com a profundidade da Moho prescrita com grande peso (quase fixa).
4. Modelos como (2), mas com a profundidade da Moho prescrita com grande peso (quase fixa).

Na criação dos modelos iniciais dos padrões c e d, foi usada informação da Moho dada por ([Assumpção et al., 2013](#)) compilada de dados sobre a espessura crustal na América do Sul de função do receptor, análise de ondas de superfície e refração profunda. Nos modelos iniciais, a camada correspondente a Moho tem um peso dez enquanto as outras, peso um. Ao todo temos mais de 8000 modelos iniciais para cada percurso.

O ajuste (M) entre a curva observada (d) e sintética (s) foi definido como:

$$M = \frac{W_R \frac{\sum (d_R - s_R)^2}{d_R^2} + W_L \frac{\sum (d_L - s_L)^2}{d_L^2}}{W_R + W_L} \quad (3.3)$$

Onde os subscritos R e L referem-se às ondas Rayleigh e Love e W a seus respectivos pesos. A inversão foi feita para cada modelo inicial e o ajuste medido com a equação 3.3. Para obter aquele que será usado na inversão, usou-se uma média ponderada entre os modelos com melhor ajuste. Os pesos foram dados por $1/M$. Modelos finais com duas ou mais inversões de velocidades foram automaticamente descartados não importando o seu ajuste, pois são difíceis de serem explicados geologicamente. Os melhores modelos foram definidos de maneira semelhante às polaridades (figura 3.5).

Na figura 3.5 são mostrados todos os modelos iniciais considerados e seus finais identificados por cores: roxo significa um melhor ajuste e vermelho um pior. Para obter o modelo final, são considerados aptos aqueles que possuem um ajuste de até três vezes superior. Exemplo: se o melhor ajuste é M , modelos até $3M$ serão considerados na construção do modelo final.

A inversão das curvas de dispersão é feita para a velocidade de onda S . A velocidade de onda P é derivada usando-se uma razão V_p/V_s constante.

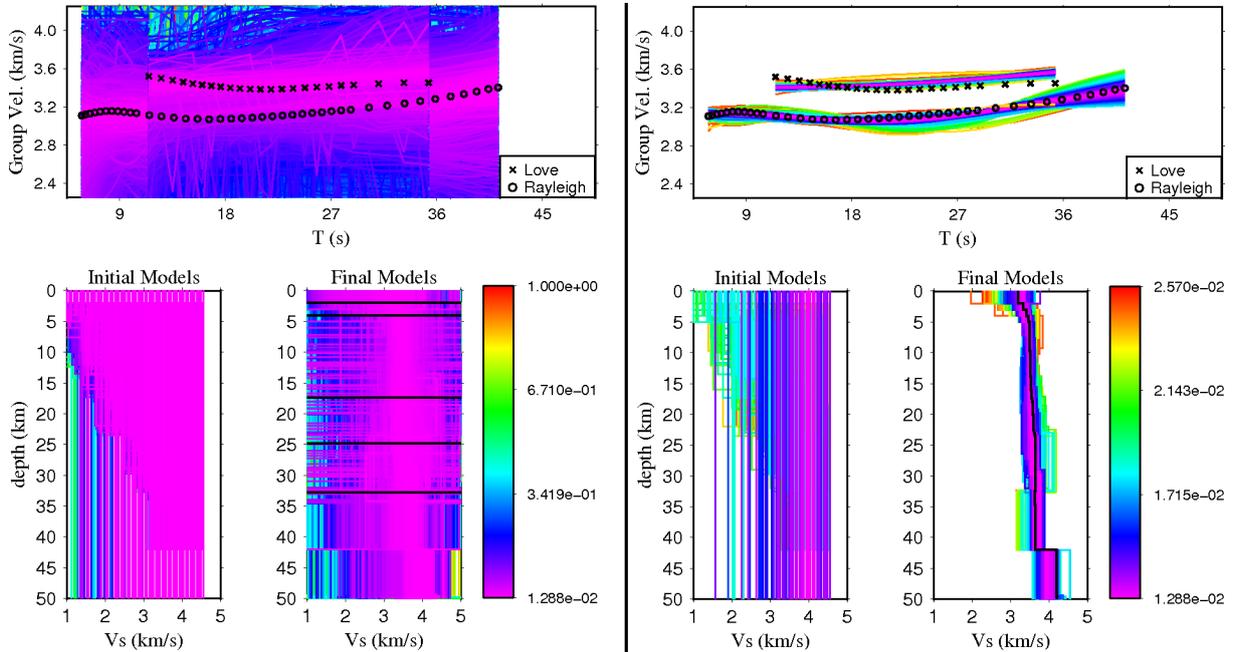


Figura 3.5: Comparação entre todos os modelos iniciais testados (em torno de 8000) à esquerda e as curvas de dispersão de onda Love e Rayleigh. À direita, todos os modelos considerados na construção do modelo médio (traço preto). A escolha dos modelos foi feita baseando-se no ajuste: modelos com ajuste até três vezes superior ao melhor são considerados aptos. As cores indicam a qualidade do ajuste: roxo é melhor e vermelho o pior.

3.4 Teste de Banda de Frequência (TBF)

A inversão do tensor de momento necessita ser realizada em uma banda de frequência adequada. A menor frequência usada depende da relação sinal ruído enquanto a maior depende da qualidade do modelo de velocidade (e.g. Fojtíková & Zahradník (2014); Zahradník et al. (2015)). Modelos de velocidade padrões, como, por exemplo, aqueles

usados na localização de tremores, tipicamente são capazes de modelar frequências até 10 vezes a distância epicentral (Zahradník et al., 2015). Exemplificando, adotando-se $V_s=3$ km/s e uma estação a 300 km, espera-se que seja possível modelar formas de onda até 0.10 Hz. Neste trabalho, será mostrado que os modelos específicos derivados para a estação aumentam a frequência máxima na inversão. Por essa razão, a inversão é repetida diversas vezes para definir a faixa em que soluções com bom ajuste possam ser obtidas. O TBF tem como outro objetivo investigar a estabilidade da solução.

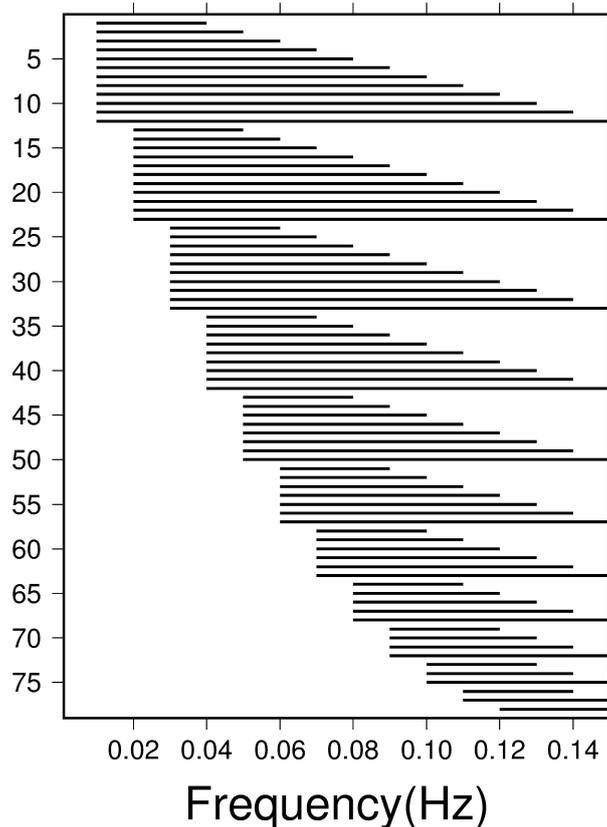


Figura 3.6: Todas 78 bandas usadas no teste de frequência. Cada banda é mostrada pela faixa horizontal.

Para os três eventos-teste, o TBF é feito entre 0.01 e 0.15, usando no mínimo 0.03 Hz de largura. O primeiro teste é feito na banda de 0.01-0.04 Hz, seguido por 0.01-0.05 Hz, até 0.01-0.15 Hz. O próximo é 0.02-0.05 Hz até a última banda 0.12-0.15 Hz. No total, a inversão de forma de onda é feita usando-se 78 bandas diferentes (conforme a figura 3.6).

3.5 Eventos teste

Foram usados três eventos para demonstrar a utilidade de modelos de velocidade específicos para cada estação sismográfica na inversão do MT, dois eventos brasileiros com magnitude m_b maior que 4.5 (São Vicente de 2008 e Coxim de 2009) e outro, de M_w 5.3, ocorrido na Grécia. Deste ponto em diante, as figuras deste capítulo encontram-se na seção 3.14 (página 43).

3.5.1 Sismo de São Vicente

O evento de magnitude m_b 5.2, de 22 de abril de 2008, foi localizado na margem continental do sudeste do Brasil. [Assumpção et al. \(2011\)](#), na sua figura 4, mostraram quatro soluções hipocentrais – *USGS* (Serviço Geológico dos Estados Unidos), *ISC* (Centro Sismológico Internacional) e duas localizações regionais, usando estações brasileiras com dois modelos de velocidade diferentes. Essas localizações diferem em 20 km, principalmente porque o evento ocorreu na região oceânica e as estações mais próximas distavam dele 300-500 km e todas estavam em localizações a oeste e norte do evento.

Para os nossos testes, foi escolhida a localização denotada A71 de [Assumpção et al. \(2011\)](#) por basear-se em estações mais próximas e com melhor distribuição azimutal do que aquela do *USGS* ou do *ISC*. A profundidade do tremor foi fixada em 10 km em ambas as agências internacionais. [Assumpção et al. \(2011\)](#) obteve uma profundidade de 17 km usando a diferença de tempo entre a onda pP e a onda P de estações localizadas na América do Norte, África e Antártica entre 40 e 100° valendo-se de um modelo de velocidade característico da região epicentral (figura 7a de [Assumpção et al. \(2011\)](#)).

O mecanismo focal, obtido pelos autores através da primeira chegada de onda P de estações regionais e telessísmicas foi de 341°/89°/93°. O mecanismo também foi confirmado com polaridade de ondas SH das seis estações mais próximas, bem como razão de amplitude pP/P. Esse evento mostrou um mecanismo incomum com planos nodais próximos à vertical e à horizontal. Isso foi interpretado como esforço flexural na parte inferior da crosta rúptil, na transição entre as partes compressional e tensional dos domínios de esforços.

Os modelos de velocidade específicos oriundos da análise das ondas de superfície foram obtidos para quatro estações (ESAR, SPB, VABB e RCLB), o modelo IASP91 ([Kennett & Engdahl, 1991](#)) e NewBR ([Assumpção et al., 2010](#)), os quais são mostrados na figura 3.7 (página 43). Baseado no diagrama Wadati de [Assumpção et al. \(2011\)](#) usou-se $V_p/V_s = 1.71$ para derivar as velocidades de onda P. A inversão de forma de onda foi realizada para as quatro estações de banda larga mais próximas do evento (mapas das figuras 3.8, 3.9 e 3.10).

3.5.2 Sismo de Coxim

Em 15 junho de 2009, um sismo de magnitude m_b 4.8 ocorreu no Pantanal na região Centro-Oeste do Brasil. O evento foi estudado por [Dias et al. \(2016\)](#). Ele foi o segundo maior evento da região, superado apenas por outro de m_b 5.4, em 1964. Usou-se o epicentro publicado pelo IDC, por ser o mais próximo da maior intensidade (MM V) na região epicentral (figura 3 de [Dias et al. \(2016\)](#)).

Um mecanismo reverso com uma componente transcorrente foi obtido com a polaridade de onda P de estações regionais e telessísmicas (300°/55°/45°). Esse mecanismo focal foi confirmado pela modelagem de onda P, pP e sP de estações na América do Norte e Polo Sul, e obteve-se uma profundidade de 6 km ([Dias et al., 2016](#)).

O teste de modelagem de forma de onda foi feito usando a estação de banda-larga mais próxima disponível (BEB4B) a 800 km e a estação de SAML, a 1300 km (figuras 3.13,

3.14, 3.15). A velocidade de onda P foi baseada no modelo de velocidade NewBR, com $V_p/V_s = 1.78$. Todos os modelos de velocidades são mostrados na figura 3.7.

3.5.3 Sismo da Grécia

O evento da Grécia ocorreu em 18 de Janeiro de 2010, no Golfo de Corinto e foi estudado por Sokos et al. (2012). O falhamento do evento foi normal ($102^\circ/55^\circ/-83^\circ$) e teve uma profundidade de 4.5 km. O mecanismo foi obtido pela inversão de oito estações locais (10-100 km) com a alta VR=0.80 na frequência de 0.05-0.10 Hz. Note que o comprimento mínimo de onda S *minimum shear wavelengh,MSW* é de 30 km ($V_s=3.0$ km/s), portanto a estação mais distante está a ~ 3 MSW da fonte. Coincidentemente, uma estação de GPS permanente estava próxima do epicentro, fato esse que permitiu que os parâmetros do MT da forma de onda fossem checados pela modelagem de deslocamento estático.

Embora para esse evento estações mais próximas estejam disponíveis, a inversão de forma de onda foi feita para quatro estações situadas a 400-1000 km (figuras 3.17 e 3.18) do tremor para que os resultados fossem comparáveis com os dois eventos brasileiros. Os perfis de onda S estão na figura 3.7. Foi utilizado $V_p/V_s = 1.73$ para obter o modelo de velocidade da onda P.

3.6 Resultados da Inversão de Forma de Onda

A inversão de forma de onda foi feita para os modelos de velocidade específicos, bem como o modelo de velocidade regional NewBR e o global IASP91.

3.6.1 Sismo de São Vicente

A figura 3.8 (44) mostra o teste de banda de frequência para o sismo de São Vicente com os modelos de velocidade específicos, comparando-se a inversão feita para cada uma das quatro estações (painéis A, B, C e D, individualmente) e todas juntas (painel E). Em todos os casos, são plotados os mecanismos com VR maior do que 0.5. A frequência varia dentro do intervalo de 0.01-0.15 Hz. As cores indicam o ajuste de polaridade (PF). Note que sistematicamente soluções com alta VR estão concentradas nas frequências menores. Isso é porquê frequências menores são mais facilmente modeladas por não dependerem de camadas finas. Para cada estação foi possível recuperar uma solução que explica a forma de onda e, simultaneamente, as polaridades (bolas de praia com $PF > 0.90$ na porção esquerda dos painéis). Essas soluções são bem próximas à solução de Assumpção et al. (2011) que, por sua vez, apresenta PF de 0.96.

Há varias soluções nos painéis B e D da figura 3.8 que apresentam baixo PF. Apesar de possuírem grande VR, uma pequena rotação no mecanismo causa o desacordo com as polaridades localizadas no centro da esfera focal. O fato de que muitas soluções nos painéis A-D, da figura 3.8, encontradas pela inversão de forma de onda concordam com as polaridades é um forte indicativo de que os modelos de velocidades são apropriados.

No painel E, da figura 3.8, é mostrado o resultado da inversão simultânea para as quatro estações, sendo que cada uma possui seu modelo de velocidade específico. Naturalmente, a VR é menor se comparada à inversão de apenas uma estação, mas, ainda um bom ajuste ($VR > 0.90$). Novamente, as soluções com maior VR concordam com as polaridades. Nota-se a presença de três soluções transcorrentes com $VR > 0.80$. Entretanto, esses mecanismos podem ser descartados devido ao baixo ajuste das polaridades.

Ademais, esse resultado é importante, pois mostra que uma solução incorreta com alta VR pode ser obtida em certas faixas de frequência. Caso estivessem, somente, poucas polaridades disponíveis, seria difícil reconhecer que as transcorrentes são incorretas. A única indicação que elas são soluções inadequadas é o fato de serem menos numerosas em relação às reversas.

Soluções satisfatórias foram obtidas até 0.13 Hz. Para V_s de ~ 3.0 km/s, o MSW é de 23 km. Uma vez que RCBL, a estação mais distante, está a 430 km, pode-se afirmar que o uso dos modelos de velocidade específicos possibilitou modelar até 19 MSW, o que é um considerável incremento em relação ao valor de 10 MSW (Zahradník et al., 2015).

A tabela 3.1 resume o resultado para o teste de banda de frequência para o evento de São Vicente sob a condição de $VR > 0.50$ e de $PF > 0.60$. Das 78 bandas de frequência testadas, 41 encaixaram-se nessas condições. Na tabela são apresentados os intervalos dos parâmetros invertidos e suas respectivas medianas. O baixo número de soluções nas estações SPB e RCLB é devido à rotação dos mecanismos, como já foi dito anteriormente.

Tabela 3.1: *Resumo dos parâmetros de inversão do tensor de momento para o sismo de São Vicente, considerando a redução de variância > 0.5 e ajuste de polaridade > 0.6 . São mostrados o intervalo dos valores e sua respectiva mediana em parênteses. Os símbolos são N (número de soluções ≤ 78), H (profundidade), CT (diferença entre a hora de origem e do centroide), Mw (magnitude de momento), DC% (porcentagem de double-couple), PF (ajuste de polaridade) e VR (redução de variância)*

Estação	N	CT (s)	Mw	H (km)	DC (%)	PF	VR
ESAR	51	-1.9/2.7 (0.2)	4.8/4.9 (4.8)	24/30 (30)	26/80 (62)	0.65/0.93 (0.89)	0.52/0.97 (0.72)
SPB	10	-1.0/0.8 (-0.5)	4.7/4.8 (4.8)	10/26 (20)	65/96 (76)	0.63/0.91 (0.88)	0.70/0.96 (0.90)
VABB	47	-5.0/3.0 (-0.7)	4.5/4.9 (4.7)	05/30 (27)	11/96 (61)	0.60/0.96 (0.87)	0.50/0.97 (0.64)
RCLB	13	-1.9/4.7 (-1.0)	4.8/4.9 (4.9)	07/30 (28)	44/96 (87)	0.89/0.96 (0.95)	0.54/0.96 (0.89)
Todas	41	-1.3/1.4 (0.2)	4.7/4.8 (4.7)	10/29 (27)	56/97 (87)	0.73/0.96 (0.87)	0.50/0.87 (0.65)

Para todas as estações, o deslocamento de tempo do centroide (CT), com respeito à hora de origem, é pequeno, menor que um segundo. A profundidade do centroide para todas as estações tem a mediana de 27 km, mas, como será explicado a resolução na profundidade não é boa. A mediana da porcentagem double-couple é alta (87%).

Um resultado muito pior foi obtido com a inversão de forma de onda com o modelo de velocidade IASP91 (figura 3.9). Para cada painel, o número de soluções e suas VR diminuíram significativamente em relação à figura 3.8 e também não há nenhuma solução com $VR > 0.5$ usando bandas mais largas. Isso significa que o modelo IASP91 é, definitivamente, menos apropriado do que os modelos obtidos com a dispersão. Além do

mais, nos painéis A-D da figura 3.8, somente poucas soluções com VR e PF altos podem ser encontradas.

Um fato interessante pode ser observado no painel C da figura 3.8. Ele mostra algumas soluções com “mecanismo invertido” em frequências maiores que 0.10 Hz. Similarmente com o que ocorre com o ajuste de polaridades explicado anteriormente, “mecanismo invertido” refere-se à solução focal em que os quadrantes de compressão e dilatação estão trocados. Essa ambiguidade existe quando uma banda de frequência estreita é usada. Em alguns casos, o *rake* pode ser alterado em 180° para aumentar o ajuste do dado. De acordo com Zahradník et al. (2005) e Zahradník et al. (2008) uma frequência estreita na inversão faz com que o sismograma se aproxime de uma curva senoidal, fazendo com que a mudança no tempo do centroide também ajuste o sismograma pela alteração do *rake* em 180°.

Apesar de cada estação, individualmente, ter sido capaz de recuperar poucas soluções boas, a inversão para o modelo IASP91 (painel E da figura 3.9) contém apenas soluções transcorrentes, com ajuste de polaridade baixo. O fato de que a inversão de apenas uma estação é capaz de obter soluções aceitáveis e a inversão conjunta não, pode ser facilmente explicada: na inversão com uma estação, as soluções podem variar em profundidade, bem como em M_w . A inversão possui menor liberdade já que procura uma profundidade e magnitude comuns, evitando dessa forma que a solução correta seja encontrada.

O último modelo de velocidade usado na inversão é o NewBR (figura 3.10). O resultado é similar ao IASP91: poucas soluções aceitáveis, presença de soluções “invertidas”, e incorretas soluções transcorrentes para as quatro estações (painel E), com somente uma estação aceitável com VR e PF altos.

O gráfico do *ISOLA* mostrando a variação do tempo do centroide e com profundidade está na figura 3.11. São consideradas aptas soluções dentro do limiar de 95% (em destaque na figura 3.11). Um exemplo do ajuste de forma de onda para o sismo de São Vicente, usando-se a banda de 0.02-0.06 Hz, está na figura 3.12. Nela, são plotadas informações sobre os parâmetros do centroide. Note-se que não há resolução na profundidade, os valores variam de 7 a 25 km. O *K-angle* entre a solução plotada é a de Assumpção et al. (2011) é de 18°, i.e., são mecanismos próximos.

3.6.2 Sismo de Coxim

O teste de banda de frequência para o sismo de Coxim, com os modelos derivados das curvas de dispersão, está na figura 3.13. Para esse evento, somente foi possível usar duas estações, com boa relação sinal ruído, e clara dispersão das ondas de superfície. Para a estação BEB4B, no painel A da figura 3.13, a maioria das soluções é reversa com alto PF (0.85). No painel B da figura 3.13, estação de SAML, os mecanismos com VR mais altas não concordam com as polaridades, enfatizando-se novamente a importância do seu uso na modelagem de forma de onda: a escolha da solução apenas baseando-se na mais alta VR é perigosa, principalmente, para inversão usando-se apenas uma estação. A inversão usando-se ambas as estações é similar ao evento de São Vicente: dois tipos de mecanismos, um inverso e outro normal; porém a falha inversa é mais abundante e concorda com mais polaridades.

Com os modelos de velocidade específicos, frequências até 0.15 Hz foram invertidas com VR aceitável. SAML está localizada a 1300 km do sismo, então foi possível modelar até 65 MSW. Note-se a ausência de soluções nas frequências de 0.01-0.03 Hz. Para ambas as estações, os registros estavam muito ruidosos nessas faixas para serem invertidos satisfatoriamente.

O resumo dos parâmetros do centroide está na tabela 3.2. A mediana da diferença entre a hora de origem e a do centroide é menor que 1.5 segundos em todos os casos, o que é perfeitamente aceitável uma vez que estamos lidando com estações mais distantes do que 800 km. Note-se que a magnitude para a estação de SAML é maior e a mediana da profundidade é mais rasa quando comparadas à BEB4B. Possivelmente, por causa dessas diferenças, o valor da porcentagem *double-couple* para inversão conjunta foi baixo: 26%.

Tabela 3.2: Resumo dos parâmetros de inversão do momento de tensor para o sismo de Coxim, considerando a redução de variância > 0.5 e ajuste de polaridade > 0.6 . O restante da legenda é o mesmo da tabela 3.1.

Estação	N	CT (s)	Mw	H (km)	DC (%)	PF	VR
BEB4B	43	-1.3/1.3 (0.4)	4.3/4.6 (4.5)	03/10 (07)	55/99 (89)	0.76/0.90 (0.84)	0.53/0.93 (0.80)
SAML	38	-1.1/2.6 (1.3)	4.7/5.2 (5.0)	02/11 (03)	41/99 (75)	0.75/0.91 (0.83)	0.57/0.90 (0.78)
Todas	36	1.1/2.3 (1.4)	4.4/4.6 (4.6)	06/11 (08)	14/40 (26)	0.75/0.94 (0.84)	0.50/0.82 (0.60)

Para o modelo IASP91, somente mecanismos com baixo PF e pouco numerosos foram encontrados para a estação BEB4B (figura 3.14). Para SAML, a inversão é um pouco melhor com soluções com bom PF ou “invertidos”. A inversão conjunta para ambas não é bem sucedida, pois somente há duas soluções normais e com baixo VR. Igualmente problemática é a inversão para o modelo NewBR (figura 3.15). BEB4B tem poucas soluções com bom PF e a presença de soluções invertidas" somente três soluções estão presentes para SAML. Para a inversão conjunta de ambas as estações, o painel está vazio porque o melhor mecanismo possui VR de 0.34 e PF de 0.24.

Um exemplo para o ajuste de forma de onda usando-se a banda 0.05-0.08 Hz é mostrado na figura 3.16. Apesar da componente *double-couple* ser baixa (19%), foi possível modelar o dado com boa VR (0.84) e profundidade de 9 km, próximo à obtida pela modelagem telessísmica de Dias et al. (2016). O *K-angle* entre as soluções da figura 3.16 e a de Dias et al. (2016) é de 25°, portanto, mecanismos próximos.

3.6.3 Sismo da Grécia

Para o sismo da Grécia, sismogramas de estações situadas a 400-1000 km do evento foram extraídos do IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology - www.ds.iris.edu/wilber3/find_event). Os traços foram inspecionados manualmente e aqueles com boa relação sinal-ruído foram escolhidos. Com os eventos brasileiros, foram usados traços com ao menos 10 segundos de dispersão clara nas componentes vertical e transversal. Os modelos específicos para esse terremoto se encontram na figura 3.7.

A figura 3.17 mostra o resultado do teste de banda de frequência para o sismo grego, usando-se os modelos de velocidade da análise de ondas de superfície para quatro estações:

VTS, CUC, TIRR e ANTO. Diferentemente dos plots anteriores, as cores indicam o K -angle em respeito à solução referência de Sokos et al. (2012).

Para as estações VTS, TIRR e ANTO (painéis A, C e D, da figura 3.17), os mecanismos obtidos possuem K -angle $> 50^\circ$. Em outras palavras, apesar de possuírem VR alta e boa estabilidade, eles não são capazes de recuperar a solução de referência. Basicamente, há duas possíveis explicações para tal comportamento: os modelos de velocidade não são apropriados, ou a inversão de uma única estação é mal-posta, ou ambas. Para a estação CUC, no painel C da figura 3.17, foi possível recuperar a solução esperada.

Ao contrário da inversão para cada estação, a inversão conjunta das quatro estações (painel E da figura 3.17) resulta em mecanismos próximos ao de Sokos et al. (2012). Soluções com $VR > 0.50$ existem somente para frequências abaixo de 0.10 Hz e, considerando que a estação mais distante está a 950 km do evento, tem-se que os modelos vindos da dispersão permitiram que fossem modelados a ~ 31 MSW.

A tabela 3.3 mostra o resumo para os parâmetros do centroide para a inversão conjunta das quatro estações. A mediana da diferença entre hora de origem do evento e do centroide é de 2.2 segundos, o que é aceitável, uma vez que as estações estão a mais de 400 km. A profundidade para as inversões de uma estação não possui boa resolução, e.g., para a estação VTS com $VR > 0.50$ podem ser explicadas profundidades de 2 a 22 km. Para todas as estações o resultado é melhor: profundidades de 4 a 7 km para $VR > 0.50$.

Tabela 3.3: Resumo dos parâmetros de inversão do tensor de momento para o sismo da Grécia, considerando a redução de variância > 0.5 . O restante da legenda é o mesmo da tabela 3.1.

Station	N	CT (s)	Mw	H (km)	DC (%)	VR
VTS	25	-2.1/4.9 (-1.3)	5.4/5.7 (5.5)	02/22 (04)	25/93 (55)	0.50/0.93 (0.75)
CUC	30	-1.9/-0.4 (-1.1)	5.1/5.3 (5.2)	22/22 (22)	16/98 (76)	0.52/0.83 (0.67)
TIRR	70	-2.6/1.7 (-2.2)	5.1/5.7 (5.5)	05/22 (19)	03/99 (18)	0.50/0.91 (0.70)
ANTO	48	-5.0/1.3 (-1.9)	5.2/5.8 (5.5)	12/22 (19)	06/76 (30)	0.50/0.82 (0.65)
All	23	-3.1/-1.0 (-1.8)	5.1/5.4 (5.2)	04/07 (05)	67/92 (75)	0.50/0.76 (0.60)

Como no modelo de velocidade IASP91 (figura 3.18), o resultado é semelhante aos obtidos para os sismos brasileiros: ambos, o número de soluções e a VR, decrescem; e para o caso da estação CUC não há mecanismo com $VR > 0.50$. A inversão conjunta possui, somente, duas soluções, mas ambas para bandas estreitas.

Um exemplo do ajuste de forma de onda para esse evento está na figura 3.19. A banda de frequência usada foi de 0.02 a 0.06 Hz. A melhor solução tem $VR=0.77$, 75% de DC componente e profundidade de 6. A solução encontrada neste trabalho e proposta por Sokos et al. (2012) é de 22° , portanto são mecanismos próximos.

Para esse evento da Grécia, testaram-se os modelos de velocidade locais de Latorre et al. (2004) e Rigo et al. (1996), ambos usados por Sokos et al. (2012). Nenhum desses modelos produziu resultados satisfatórios nas quatro estações consideradas VTS, CUC, TIRR e ANTO.

3.7 Discussão dos Mecanismos Focais

Comparando os resultados da modelagem de forma de onda dos sismos de São Vicente e Coxim, usando-se os modelos de velocidade IASP91 e NewBR com aqueles obtidos com os modelos derivados da dispersão de ondas de superfície, pode-se concluir que o uso dos modelos específicos para cada estação aumentou significativamente a qualidade na determinação do tensor de momento. O número de soluções com VR e PF altos é consideravelmente maior para esses modelos. Outro fato é o tamanho da banda de frequência usada na inversão: para os modelos IASP91 e NewBR, soluções com $VR > 0.50$ só foram obtidas para faixas estreitas de 0.03 a 0.05 Hz de largura, no máximo, enquanto para os modelos específicos, a faixa estendeu-se até 0.13 Hz de largura.

O teste de faixa de frequência auxilia em reconhecer o mecanismo correto? A inversão de forma de onda para os sismos brasileiros revelaram que algumas soluções com alta VR concordam com as polaridades e outros não, e.g., a solução transcorrente no painel E, da figura 3.8. e os mecanismos normais do painel C, da figura 3.13. Isso significa que a simples classificação baseada em VR alta não é suficiente, e a checagem dos mecanismos com as polaridades de onda P é extremamente útil.

A quantidade com que uma solução particular aparece no teste também é um parâmetro útil. Por exemplo, para o caso do evento de São Vicente, a solução transcorrente somente aparece uma vez, em contraste ao estável e numeroso mecanismo com o plano vertical. A situação é menos favorável para o sismo de Coxim (painel C, figura 3.13), onde o mecanismo normal (incorreto) representa 1/3 das soluções. A porcentagem *double-couple*, nesse caso, também não ajuda a descartar os mecanismos normais. Na verdade, a DC% é alta (mediana de 60%), enquanto a DC% das soluções normais é baixa (mediana de 26% - tabela 3.2). Para esse evento, o teste de frequência apenas indica que a falha normal é menos favorável, porém a principal razão para descartá-las é o ajuste de polaridade menor que 0.60.

Para o evento da Grécia (figura 3.17), a maioria dos mecanismos obtidos da inversão com apenas uma estação, exceto painel B, tem um *K-angle* maior que 50° , i.e., não foi capaz de recuperar a solução de referência. Isso é um fato importante, porque para os eventos brasileiros, a solução correta figurava entre as soluções mostradas pelo teste de faixa de frequência. Note-se que para o evento grego, a inversão foi bem sucedida até 0.10 Hz, em contraste a 0.15 Hz do evento de Coxim. Uma razão para isso é que alta frequência para os modelos no evento grego são menos precisos, onde os percursos estação-evento são mais complicados geologicamente do que no Brasil.

3.8 Teste a Posteriori para os Novos Modelos de Velocidade

Nas figuras 3.8 e 3.13, nos testes de frequência para os eventos de São Vicente e Coxim, respectivamente, foi dito que a presença de muitas soluções com PF e VR altos indica que os modelos de velocidades derivados da dispersão são apropriados. Entretanto, para o evento grego, nos painéis A, B e D da figura 3.17, o mecanismo correto não está entre as soluções mostradas. Isto é porque os modelos específicos são inapropriados? Facilmente pode-se mostrar que os modelos são razoáveis.

Nesses testes de validação, o mecanismo focal é mantido fixo e é checado ainda se o modelo é capaz de reproduzir a forma de onda. Se a forma de onda for bem ajustada, é possível confirmar o modelo de velocidade; esses testes estão representados nas figuras 3.20, 3.21 e 3.22 para os eventos São Vicente, Coxim e Grécia, respectivamente.

Na modelagem, usou-se a profundidade e mecanismo (DC = 100%) fixos, enquanto o tempo do centroide (CT), variando de -5.0 e 5.0 segundos, e M_w são livres. Os parâmetros fixos são mostrados na tabela 3.4 e são os mesmos das figuras 3.12, 3.16 e 3.19. Embora esses testes tenham sido realizados para as nossas soluções preferidas, resultados similares são obtidos para as soluções publicadas dos sismos de São Vicente (Assumpção et al., 2011), Coxim (Dias et al., 2016) e Grécia (Sokos et al., 2012).

Tabela 3.4: *Localização e mecanismos focal usados no teste a posteriori dos modelos de velocidade. Os símbolos são OT (Hora de Origem - UTC), H (Profundidade), PN (Plano Nodal)*

Evento	Data	OT	Lat (°)	Lon (°)	H (km)	PN (°)
São Vicente	23/abr/08	00:00:47.70	-45.273	-25.704	14	225/15/150
Coxim	15/jun/09	22:15:45.16	-55.797	-18.513	9	182/30/130
Grécia	18/jan/10	15:56:09.80	21.941	38.422	6	98/34/-91

Nas figuras 3.20, 3.21 e 3.22, a qualidade do ajuste é expressa em termos de VR com o mecanismo e profundidade fixos. O modelo de velocidade é considerado adequado quando possui um bom número de soluções com alta VR, além de razoável CT e M_w . As bolas de praia estão codificadas de acordo com a diferença em segundos entre a hora de origem do evento e a hora de origem do centroide (CT); o tamanho das bolas representa as magnitudes M_w . Para cada evento foi adotada uma escala diferente a fim de melhor visualizar a diferença entre as soluções.

Para o evento de São Vicente, o CT está entre -1.5 e 1.5. Como esperado, as soluções com maiores VR correspondem às maiores magnitudes, atingindo $M_w \sim 4.9$ para a RCLB e $4.5 M_w$ para soluções com VR ~ 0.5 para os todos painéis (uma VR maior significa que as maiores amplitudes do sinal foram explicadas). O gráfico também mostra como a magnitude M_w pode variar de acordo com a frequência escolhida. Naturalmente, para a inversão conjunta das quatro estações no painel E, da figura 3.20, há menos soluções que o painel E, da figura 3.8, mas ainda apresenta muitas soluções com pequeno CT. Para esse evento, pode-se concluir que os modelos de velocidade estão validados, pois são capazes de explicar a forma de onda e a dispersão de ondas de superfície satisfatoriamente.

No evento de Coxim, figura 3.21, o CT é baixo, entre 2.0 e 1.0 segundos. A VR é menor daquela do evento de São Vicente, mais ainda aceitável com várias soluções com VR > 0.5 para frequências até 0.13 Hz para ambas as estações. No painel C, somente há uma solução para DC 100%, principalmente porque a inversão conjunta das duas estações fortemente sugere baixo DC % (tabela 3.2) e nesses testes a porcentagem DC é fixa em 100%. Para esse evento, pode-se afirmar que os modelos para o sismo de Coxim são coerentes, mas menos robustos do que o sismo de São Vicente uma vez que o primeiro incluem percursos mais longos.

A figura 3.22 mostra o teste a posteriori para o evento grego. O CT varia entre -1.0 e -3.5

segundos para a inversão, usando-se somente uma estação e entre -2.0 e 2.5 para a inversão conjunta. Novamente, a magnitude é maior para valores mais altos de VR. O resultado para a estação CUC (painel B) mostra poucas soluções com menor VR, indicando que o modelo de velocidade para essa estação é menos razoável, quando comparado às estações de VTS, TIRR e ANTO. Isso implica na ausência de soluções incorretas nos painéis A, C e D da figura 3.22, e não está simplesmente relacionada à qualidade dos modelos, mas sim ao problema mal-posto para inversão para uma única estação.

3.9 Estabilidade no Teste de Banda de Frequência

Como já foi dito, a estabilidade no teste de banda de frequência é imprescindível na escolha da solução focal. Nessa seção serão apresentados mais dois exemplos da utilidade do teste de banda de frequência.

A figura 3.23 mostra o teste para o sismo da Grécia, porém, diferentemente da figura 3.17, as bolas de praia hachuradas de acordo com o PF. As polaridades foram retiradas do trabalho de Sokos et al. (2012). Note a presença de soluções transcorrentes no painel D da 3.23, o painel da estação ANTO. Esses mecanismos tem um bom ajuste de forma de onda (VR em torno de 0.65) e de polaridade (em torno de 90%). Em contrapartida, as soluções do painel E (soluções próximas do mecanismo de referência) em PF baixo de 0.70.

Se somente estação ANTO estivesse disponível, embora se tratando de inversão com uma estação, poderia se escolher o mecanismo transcorrente como certo já que ele explica a forma de onda e as polaridades? A resposta é dada pelo diagrama do teste. A solução transcorrente não é estável portanto não confiável. O sismo de Coxim (figura 3.13) está em uma situação parecida. Entretanto, diferentemente do que ocorre para o sismo grego, para o evento de Coxim a distribuição das polaridades é melhor e mais confiável.

O segundo exemplo (figura 3.24) vem da inversão do sismo Grécia usando as somente as estações VTS e CUC. As cores indicam o *K-angle* com respeito a solução de referência de Sokos et al. (2012). A figura 3.24 mostra a presença de três soluções com *K-angle* $> 40^\circ$ e com VR > 0.85 e embora mais apresentem VR menor, as soluções com *K-angle* $< 25^\circ$ (azuis e verdes) são estáveis, mostrando que, nesse caso, a estabilidade é mais importante que a alta VR.

3.10 Comparação entre Modelos de Velocidade para o caso do Sismo Principal de Mara Rosa

A sequência de eventos de Mara Rosa, no estado de Goiás, de 2010, foi estudada por Barros et al. (2015); Carvalho et al. (2015); Zahradník et al. (2015). Foi realizada a inversão de forma de onda para o evento principal da sequência, comparando os resultados usando os diversos modelos de velocidade para a região. Neste estudo, compararemos (teste a posteriori) a inversão de forma de onda para a estação BDFB - localizada a 240 km do evento principal – usando-se o modelo de refração sísmica de Soares et al. (2006), o modelo denominado de Barros de Carvalho et al. (2015); Zahradník et al. (2015) e o modelo oriundo da análise de dispersão das ondas de superfície na estação.

Mara Rosa é um bom candidato para esse teste já que é um evento GT5 (*Ground True 5*), ou seja, com localização e hora de origem bem conhecidos. Os perfis de velocidade S dos três modelos de velocidades estão na figura 3.25. O modelo de velocidade da dispersão demonstram velocidades sistematicamente menores se comparado às dos outros. A profundidade da Moho é compatível com o modelo de Barros.

O mecanismo focal fixado no teste é o mesmo proposto por Zahradník et al. (2015) de $254^\circ/47^\circ/126^\circ$ e o hipocentro é de Barros et al. (2015), longitude: -49.1602 , latitude: -13.7713 e profundidade de 1.3 km, com hora de origem de 20:16:54.79 UTC. Na figura 3.26, ilustra-se o teste para os diferentes modelos. Note-se que a inversão foi sucedida para frequências até 0.8 Hz para os modelos de Soares e o da dispersão (painéis A e C), ou seja, até 64 MSW e até 0.45 Hz (36 MSW) para o modelo de Barros.

Note-se ainda que para o modelo de Soares, bandas mais largas do que os outros modelos puderam ser invertidas; e para o modelo da dispersão, o CT é próximo a zero indicando que ambos modelos são favoráveis à inversão, ou seja, usando a análise da dispersão, um modelo de velocidade é tão adequado para inversão quanto um derivado de refração sísmica para região, fato esse que pode ser muito útil em regiões onde o modelo de velocidade não é conhecido.

3.11 **Uso dos Modelos específicos de Velocidade para Eventos Diferentes do que foram Determinados**

Os modelos de velocidade oriundos da análise da dispersão podem ser usados para outros eventos? Por exemplo, se um evento que não teve ondas de superfície bem registradas pode-se usar outro evento, na mesma região, cujos modelos já tenham sido derivados na inversão de forma de onda?

Para verificar essa hipótese, foi escolhido outro evento como o mecanismo já conhecido de uma região próxima ao evento grego. No caso, escolheu-se um evento da região do Mar Egeu de magnitude m_b 5.1 estudado por Yolsal-Çevikbilen et al. (2014) e também publicado no ISC. Foram utilizadas as mesmas estações do evento grego: VTS, CUC e TIRR (a estação de ANTO apresentou gap no sismograma do evento).

A figura 3.27 mostra o resultado do teste de banda de frequência do sismo do Mar Egeu. Na figura, as cores dos mecanismos indicam o *K-angle* em relação à solução referência $242^\circ/61^\circ/-166^\circ$. Note-se que não há soluções aceitáveis para a estação CUC, refletindo, assim como o painel C da figura 3.22, que o modelo para essa estação é o menos robusto dentre todas as quatro estações.

Outro fato que chama à atenção, na figura 3.27, é a presença de dois tipos de soluções transcorrentes no painel E, da figura 3.27: um grupo com *K-angle* em torno de 30° , portanto, próximos da solução de referência; e outro grupo, vermelho, que, na verdade são soluções invertidas do primeiro grupo. Caso a solução de referência não fosse conhecida, uma forma de distinguir qual é a solução correta seria compará-la com as polaridades de onda P. Nessa situação, os modelos puderam ser usados na determinação do tensor de momento de outro evento.

Entretanto, por exemplo, se no caso do sismo de Coxim (figura 3.13), os modelos são invertidos, i.e., usando-se o modelo de BEB4B em SAML e vice-versa, nenhum mecanismo com $VR > 0.50$ é obtido para as estações individualmente e, por consequência, para inversão conjunta das estações. Zahradník et al. (2015) também observou que o modelo derivado da estação BDFB no evento de Mara Rosa não produz bons resultados para a estação CAN3. Neste trabalho, por exemplo, para o sismo recente de Miranda de 2015, não foi possível medir uma dispersão de boa qualidade nas estações mais próximas do evento: AQDB (134 km) e PP1B (245 km), portanto foi usado o modelo da estação BEB4B para o evento de Coxim.

Portanto, os modelos de dispersão algumas vezes podem, ou outras vezes não, serem utilizados para outros casos. Mas, o mais importante é que os modelos de dispersão não produziram resultados falsos, i.e., ou seja, quando eles não são aptos, não produzem falsos mecanismos com altas VR.

3.12 Considerações Finais

Neste capítulo, foi mostrada uma metodologia para calcular o tensor de momento de eventos de magnitude moderada ($M \sim 4-5$) registrado em estações distantes (300-1300 km). A metodologia é baseada no uso de modelos de velocidades específicos, derivados da análise de dispersão ondas de superfície Rayleigh e Love, seguidos pela inversão de forma de onda, e acompanhada, posteriormente, pela checagem da polaridade de primeira chegada de onda P. Uma importante inovação é o uso do chamado teste de banda de frequência que, basicamente, consiste em calcular o centroide para diversas bandas de frequência, permitindo, dessa forma, checar a estabilidade e incerteza da solução.

A nova metodologia foi validada com dois eventos brasileiros (São Vicente e Coxim) e, adicionalmente, testada com um evento de Mara Rosa, um sismo na Grécia e outro no Mar Egeu. O resultado da inversão de forma de onda usando os modelos específicos foi comparado com modelos de velocidade padrões (IASP91 e NewBR) apresentando resultados melhores que os últimos. Os novos modelos diferem dos padrões principalmente nas camadas mais superiores apresentando velocidades menores.

Foi mostrado de maneira inequívoca que os modelos específicos aumentam consideravelmente a determinação do tensor de momento. Esses modelos recuperaram os mecanismos com um melhor ajuste, frequências mais altas e soluções mais abundantes no diagrama do teste de frequência do que os modelos padrões. Enquanto modelos padrões são capazes de modelar, no máximo, distâncias da ordem de 10 minimum shear wavelength, os modelos específicos foram capazes de modelar até 20 MSW (19, 65 e 31 para os eventos de São Vicente, Coxim e Grécia, respectivamente), representando, assim, um importante avanço. Os resultados são melhores para os modelos específicos, pois, ao contrário dos outros modelos regionais, eles foram derivados exclusivamente para esse propósito e representam melhor a estrutura crustal entre estação e o evento.

Os resultados mais confiáveis foram obtidos para os eventos testes (São Vicente, Coxim e Grécia) com a inversão conjunta de estações, sendo cada uma com seus modelos específicos. Esses resultados representam a principal aplicação deste trabalho, os quais foram mostrados

nos painéis E das figuras 3.8 e 3.17, e C da figura 3.13. Os resultados para as inversões de uma única estação, mostrados nos outros painéis, são menos confiáveis, mesmo usando-se modelos de velocidade robustos. Em particular, inversões para uma única estação para o evento grego (painéis A-D, figura 3.17) mostram que a estabilidade do mecanismo é uma condição necessária, mas não suficiente para confirmar o mecanismo focal. Em geral, inversões do tensor de momento, usando-se somente uma estação, tendem a ser mal postas, por isso, mesmo com modelos de velocidade confiáveis é possível obter-se o mecanismo errado.

Para resolver a questão de porquê algumas inversões de uma única estação não resultam em um mecanismo correto, ou se o problema é mal posto, ou ainda se os modelos específicos são inadequados, foi realizada a validação a posteriori dos modelos de velocidade. O teste consistiu-se em fixar os mecanismos obtidos neste trabalho com todas as estações (mecanismos esses que concordam com as soluções já publicadas) e invertendo-se os sismogramas apenas para a hora de origem do centroide e magnitude. Esses resultados, plotados nas figuras 3.20, 3.21 e 3.22, mostraram que os modelos obtidos aqui são confiáveis e também apontaram que os mecanismos incorretos, para o sismo da Grécia (painéis A, C e D da figura 3.17), estão mais relacionados ao problema mal posto da inversão de uma única estação, do que modelos de velocidade problemáticos.

Um teste adicional foi feito com modelos diferentes para o evento de Mara Rosa e mostrou que o estudo da dispersão pode resultar em um modelo de velocidade tão robusto quanto outros, próprios da região. Outro teste com o sismo do Mar Egeu ajudou a esclarecer que os modelos específicos podem ser usados para outros eventos.

Concluindo, a nova metodologia deste trabalho consiste em combinar a análise das ondas de superfície com a inversão de forma de onda onde cada estação usada possui seu próprio modelo de velocidade específico. Essa técnica pode ser útil onde poucos registros estão disponíveis para a inversão. Uma nova ferramenta também foi mostrada: o teste de banda de frequência, que é útil para reconhecer a incerteza do mecanismo focal.

3.13 Outros eventos estudados

A nova metodologia para determinar o tensor de momento usando modelos específicos de velocidade derivados da análise das ondas de superfície e o teste de banda de frequência foram aplicados a outros eventos brasileiros.

Para cada evento será mostrado o teste de frequência, o sumário com o resultado da inversão, a solução escolhida comparada com a primeira polaridade de onda P das estações e o ajuste de forma de onda.

O processamento é feito com 1 a 4 estações sismográficas e polaridades disponíveis. A inversão do tensor de momento para um conjunto tão limitado de dados foi possível graças aos novos métodos. As figuras estão em anexo, a partir da página 111.

Apesar de alguns eventos já terem o mecanismo conhecido, a contribuição deste trabalho é a determinação da magnitude M_w . Importante para o estudo de risco sísmico.

3.13.1 Amapá, AM – 2006 - M_w 5.3

Apenas uma estação a 98 km disponível. Para este evento, foi possível modelar até 6.0 Hz. O CN é de alta, de 16.2, mas o mecanismo é estável e a solução final, PF de 0.79. Além disso, o mecanismo desvia 40° da solução obtida da forma de onda telessísmica deste trabalho (figura B.8, página 149). O conjunto de soluções aptas é disperso com mediana de *K-angle* de 90°. Resultados mostrados nas figuras A.1, A.2, A.3 e A.4.

3.13.2 Bebedouro, SP – 2005 - M_w 2.8

Esse evento tem estações mais próximas que 1 km para serem usadas. Foram usados os modelos de velocidade derivados da inversão conjunta da função de alta e baixa receptor, grupo e velocidade da fase de ondas Rayleigh e Love e seção sísmica de Dias (2011). A inversão foi capaz de ir até 3.5 Hz. O tempo de origem foi mudando em três segundos para realizar a inversão de onda, pois o evento estava muito próximo da estação. Não se usou o componente EW da estação BEB4 por causa do ruído.

Muitas soluções não concordam com as polaridades, mas uma vez que essas estações são muito próximas da fonte, a posição no plano focal é altamente dependente dos modelos de velocidade. A solução final desvia 39° da solução composta primeira polaridade de Dicelis et al. (2014). Resultados mostrados nas figuras A.5, A.6, A.7 e A.8.

3.13.3 Brasília, DF – 2000 - M_w 3.3

Novamente apenas uma estação para efetuar a inversão. Dez polaridades disponíveis, todas a leste do terremoto. Temos CN=8 e VR=0.54 e banda de frequência 0.2 - 0.8 Hz. O PF é 0.80, mas o mecanismo pode ser facilmente rotacionado para acomodar todas as polaridades. A inversão é considerada boa por causa da estabilidade da solução (apenas a presença de mecanismos invertidos) e boa PF. Resultados mostrados nas figuras A.9, A.10, A.11 e A.12.

3.13.4 Guapé, MG – 1997 - M_w 3.0

Duas estações em 78 e 107 km invertidas na faixa de 0.60-1.10 Hz e CN razoável (4.5). A estação BSCB tem polaridade em desajuste com respeito à solução escolhida. A maioria das soluções usando apenas estações AREB está invertida a respeitar da solução final. Resultados mostrados nas figuras A.13, A.14, A.15 e A.16.

3.13.5 Itacarambi, MG – 2007 - M_w 4.8

A sequência de Itacarambi foi estudada por Chimpliganond et al. (2010). A solução final, invertendo três estações (880, 1000 e 1325 km), desvia 32° da solução composta dos autores. A PF é baixa (0.69), mas muitas polaridades não puderam ser ajustadas como BDBF, NP06 e PFBR. Resultados mostrados nas figuras A.17, A.18, A.19 e A.20.

3.13.6 Itaguara, MG – 1993 - M_w 3.5

Somente duas estações foram invertidas: FRMB e FURM localizadas no mesmo azimute. A estação FRMB (126 km) tem um ajuste consideravelmente melhor que FURB (195 km). Uma faixa de frequência larga 0.25-1.45 Hz com $VR \sim 0.6$ e bom PF. A estação FURB tem uma banda mais limitada de inversão.

Independentemente, ambas as estações mostraram uma solução normal ou uma solução invertida. A solução preferida quase concorda com todas as polaridades. A polaridade de CDCB está perto da linha nodal, além disso, o mecanismo pode ser facilmente ser rotacionado para acomodar essa polaridade. Resultados mostrados nas figuras [A.21](#), [A.22](#), [A.23](#) e [A.24](#).

3.13.7 Mara Rosa, GO – 2010 - M_w 4.6

Usaram-se quatro estações para executar a inversão: BDFB a 240 km e outro de cerca de 1000 km. A solução final tem alto $FP=0.91$, $VR=0.61$ e $CN=5.7$. A solução difere de 11° do mecanismo focal de [Zahradník et al. \(2015\)](#). Resultados mostrados nas figuras [A.25](#), [A.26](#), [A.27](#) e [A.28](#).

3.13.8 Miranda, MS – 2015 - M_w 3.8

Duas estações disponíveis, AQDB e PP1B, a 134 e a 245 km respectivamente, sendo que a última teve problemas de transmissão na componente leste. A $VR=0.76$ e $PF=0.8$, a solução é de boa qualidade. O mecanismo é bem similar com o de Coxim de 2009, o *K-angle* é de 36° . Nesse evento, não foi possível obter o modelos de ondas de superfície, foi usado o modelo de velocidade da estação de BEB4B para o sismo de Coxim. A solução escolhida parece concordar com a localização hipocentral das réplicas. Resultados mostrados nas figuras [A.29](#), [A.30](#), [A.31](#) e [A.32](#).

3.13.9 Rio Peti, PA – 2014 - M_w 3.7

Somente quatro polaridades e duas estações a 280 e 370 km disponíveis. O CN (3.4) e VR (0.85) são bons e a solução é estável, mas tem baixa PF (0.4). Existem algumas soluções transcorrentes que concordam com todas as polaridades no gráfico da estação NPGB. Como Miranda, a solução escolhida parece concordar com a localização hipocentral das réplicas. Resultados mostrados nas figuras [A.33](#), [A.34](#), [A.35](#) e [A.36](#).

3.13.10 São Caetano, PE – 2007 - M_w 3.6

Somente uma estação próxima (SOJO) ao evento a 3 km. No teste de frequência é mostrado o *K-angle* com respeito à solução de polaridade de onda [Lima Neto et al. \(2009\)](#). O mecanismo é estável com apenas a presença de soluções invertidas. A inversão realizada, entre 1 e 3.5 Hz tem $VR=0.62$ e alta $CN=49$. A solução preferida desvia apenas 6° a partir

do mecanismo de referência, o que significa que muitas polaridades, mostradas na figura 6 do trabalho de [Lima Neto et al. \(2009\)](#), podem ser explicadas pela solução. Resultados mostrados nas figuras [A.37](#), [A.38](#), [A.39](#) e [A.40](#).

3.13.11 Amazonas – 2013 - M_w 4.2

Somente uma estação disponível. Não foi possível realizar o teste de banda de frequência para esse evento. Qualidade E. Figura [A.41](#).

3.14 Figuras do Capítulo 3

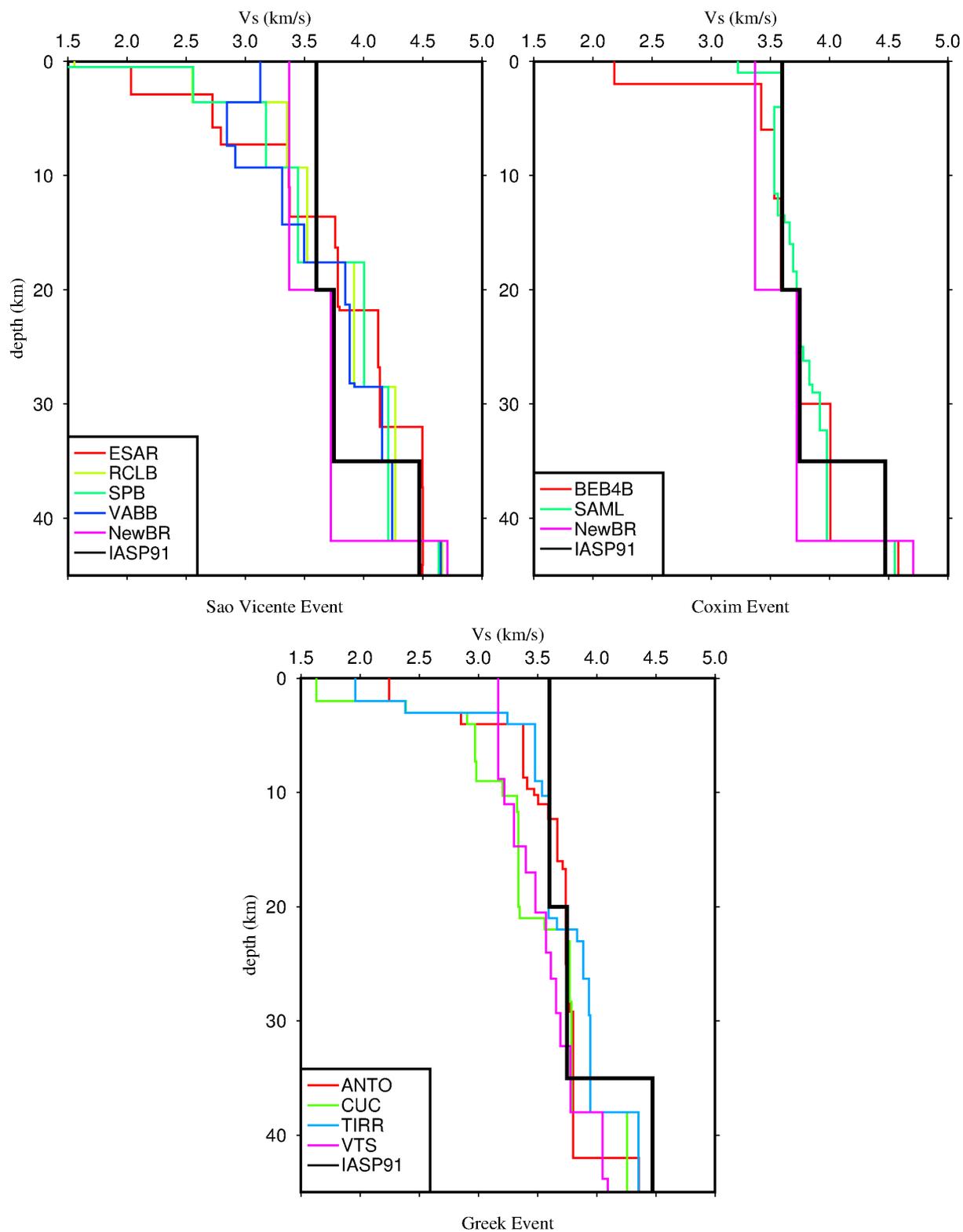


Figura 3.7: Perfil de velocidade de onda S obtido pela análise da onda de superfície e usados para calcular as funções de Green para os três eventos testes (São Vicente, Coxim e grego).

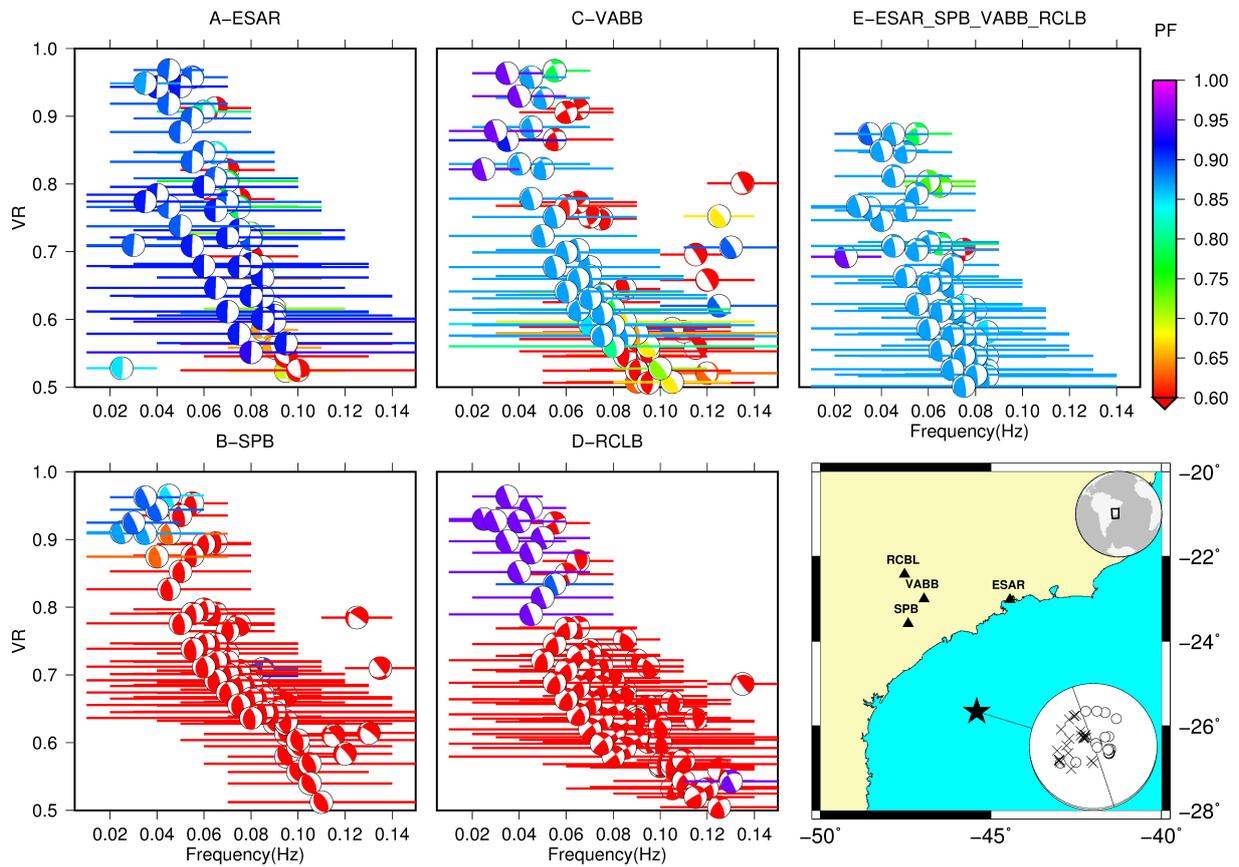


Figura 3.8: Teste de banda de frequência para o evento de São Vicente usando os modelos de velocidades oriundos da análise das ondas superficiais. As barras horizontais (com diagramas de bolas de praia no centro) denotam a faixa usada. A redução de variância (VR) de cada sismograma é indicada no eixo vertical. Os painéis A, B, C e D (a letra está indicada no título de cada painel) mostram o teste para cada estação usada na inversão de forma de onda e o E é o teste usando as quatro estações. As bolas de praia estão destacadas de acordo com o ajuste de polaridade (PF). É mostrado o mapa com a localização epicentral (estrela), as quatro estações sismográficas (triângulos) e as polaridades de onda P (cruzes-compressão, círculos-dilatação). O mecanismo focal mostrado é de [Assumpção et al. \(2011\)](#).

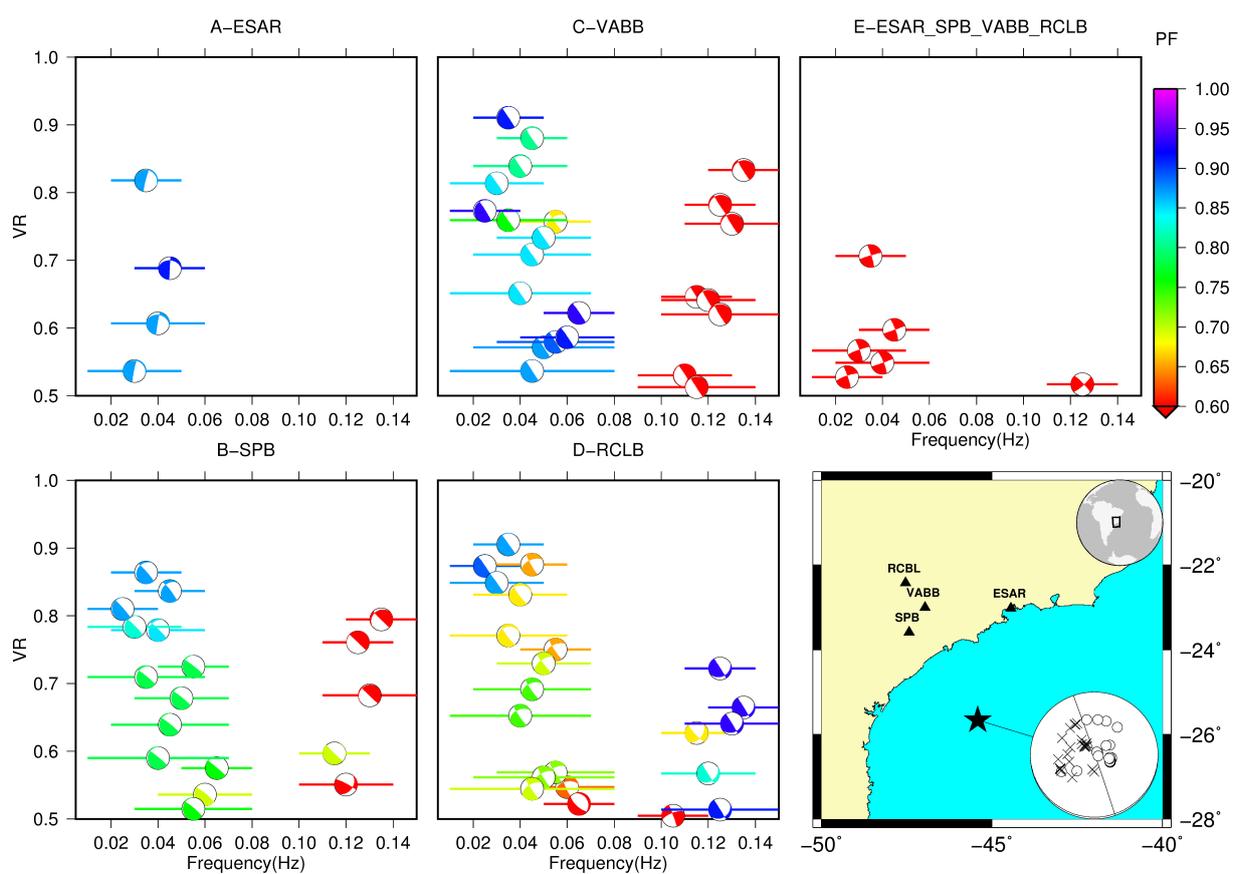


Figura 3.9: Teste de banda de frequência para o evento de São Vicente usando o modelo IASP91. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.

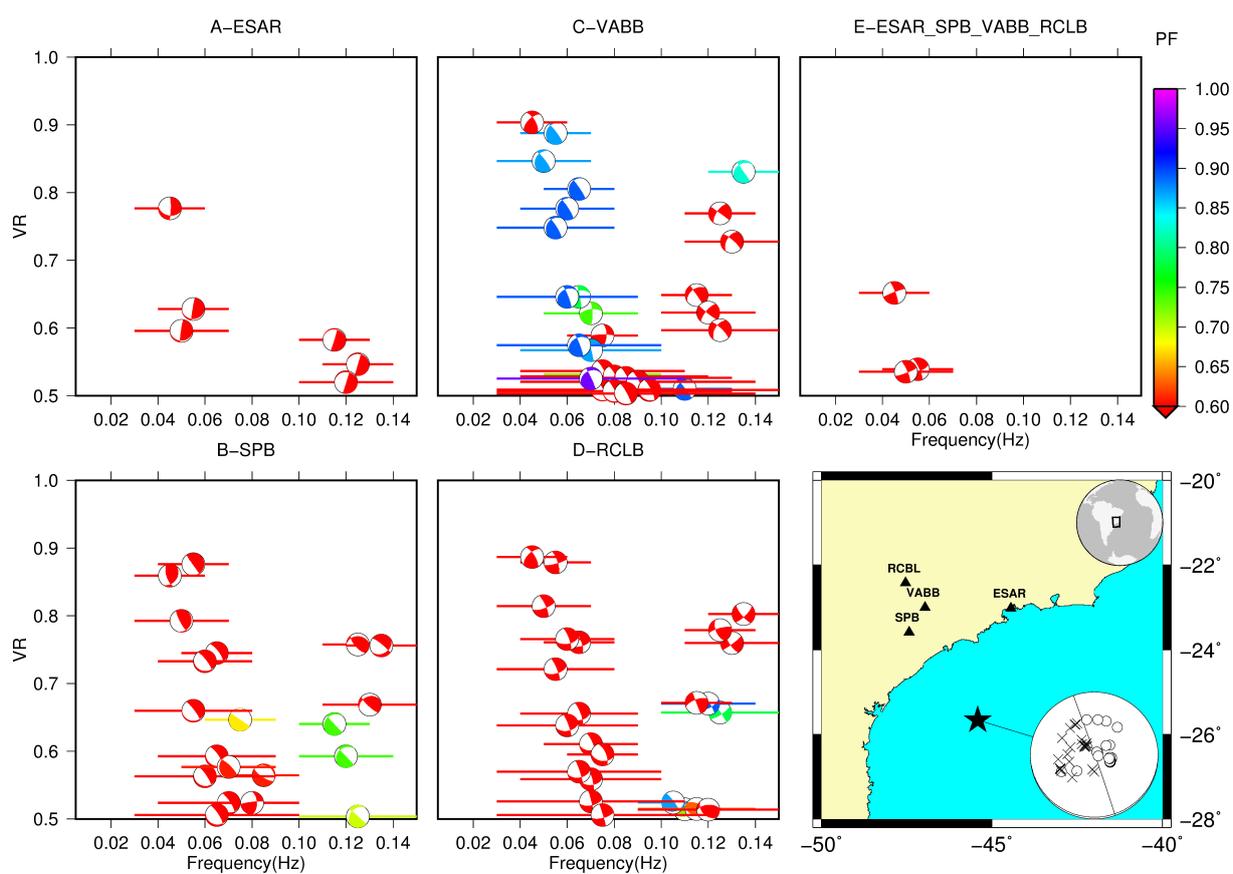


Figura 3.10: Teste de banda de frequência para o evento de São Vicente usando o modelo NewBR. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.

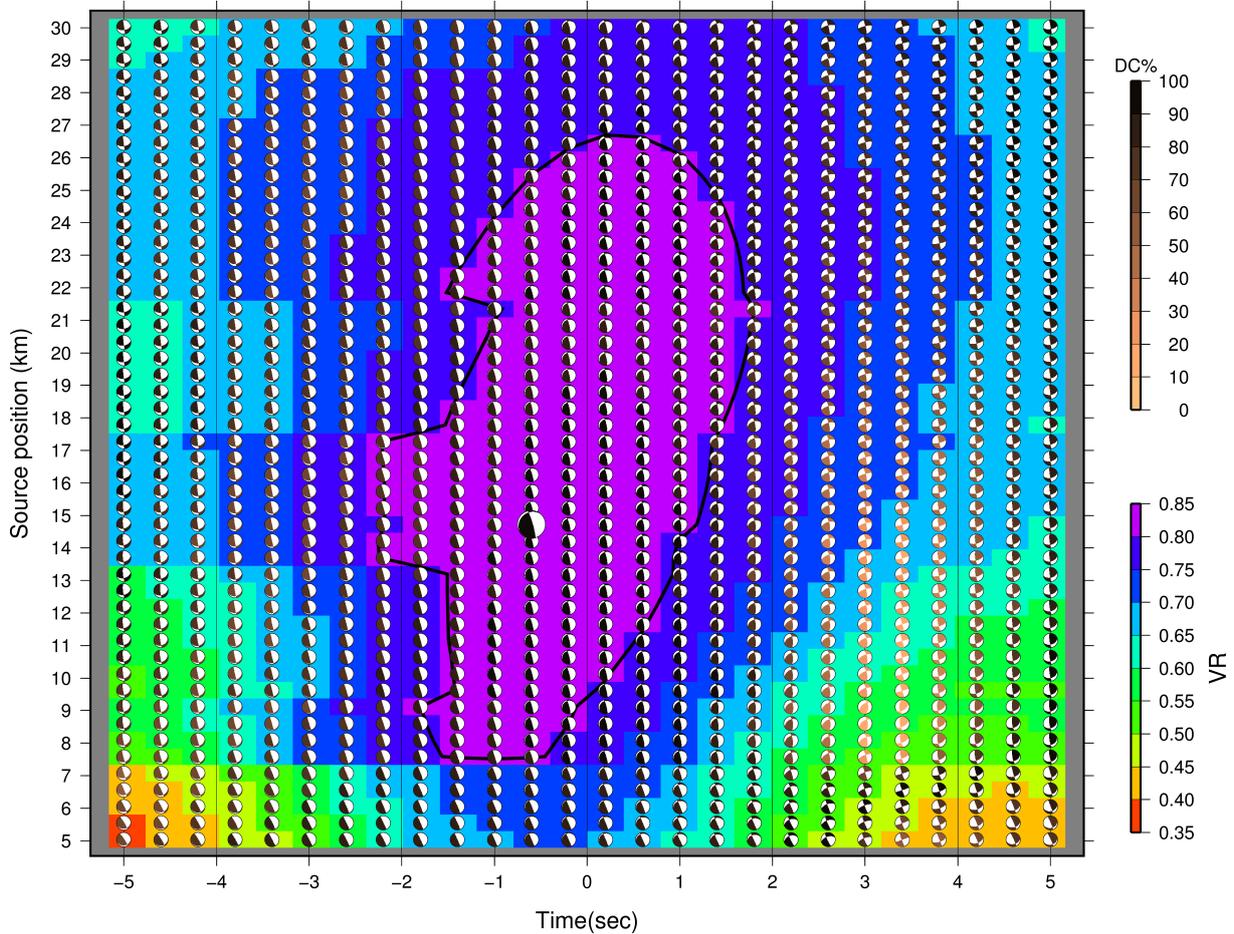


Figura 3.11: Gráfico de saída do programa ISOLA mostrando os possíveis mecanismos para a inversão de forma de onda na faixa de frequência 0.02-0.06 Hz. O eixo x representa a mudança em relação à hora de origem (time shift) e o eixo y a profundidade da fonte. As cores são a VR e os diagramas bola de praia estão destacados em relação à porcentagem double-couple. O melhor mecanismo, em termos de VR, está em destaque. Foram considerados mecanismos aptos todos aqueles que possuem VR maior que 95% da melhor solução (região roxa do gráfico). Note que a profundidade não tem boa resolução variando de 7 a 27 km (região roxa).

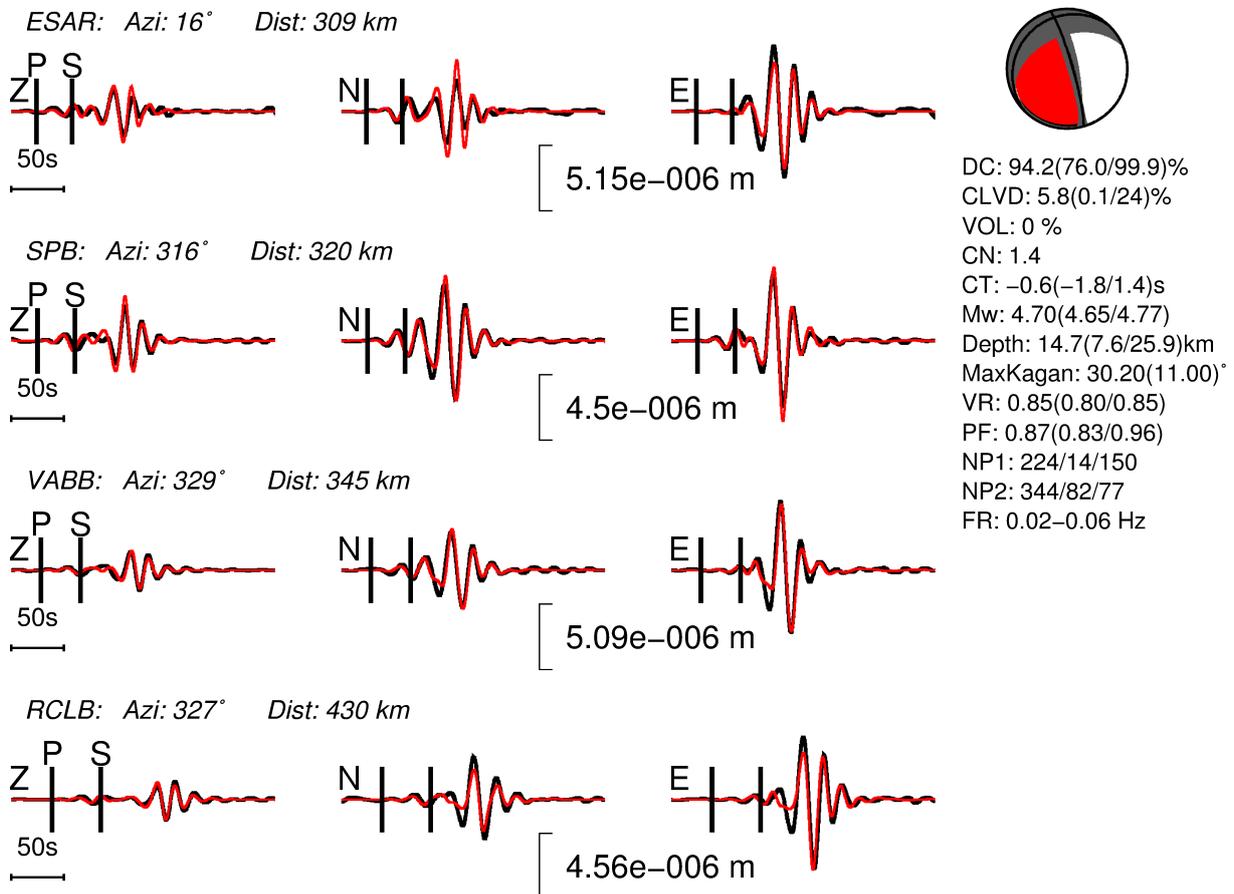


Figura 3.12: Exemplo de modelagem de forma de onda para o sismo de São Vicente com os modelos de velocidade oriundos da dispersão para as quatro estações (ESAR, SPB, VABB, RCLB). São plotadas todas as soluções consideradas aptas, i.e., soluções com VR e PF sob o limiar de 0.95 do melhor mecanismo. Os traços pretos são os sismogramas observados em deslocamento (Z-vertical, N-Norte, E-Leste) e em vermelho estão os sintéticos da melhor solução. A chegada das ondas P e S, azimuth e distância são mostrados. A legenda dá informações sobre os parâmetros do centroide da melhor solução focal e em parênteses está a variação desses parâmetros para soluções aptas: Componente DC, CLVD e VOL, magnitude M_w , profundidade e hora do centroide, planos nodais (NP1 e NP2), número de condição (CN) e redução de variância (VR) e a banda da faixa usada. Note que não há resolução na profundidade, os valores variam de 7 a 25 km. Também é mostrado o máximo K-angle e sua mediana em parênteses entre os mecanismos. O valor de 11° indica que os mecanismos são bem próximos.

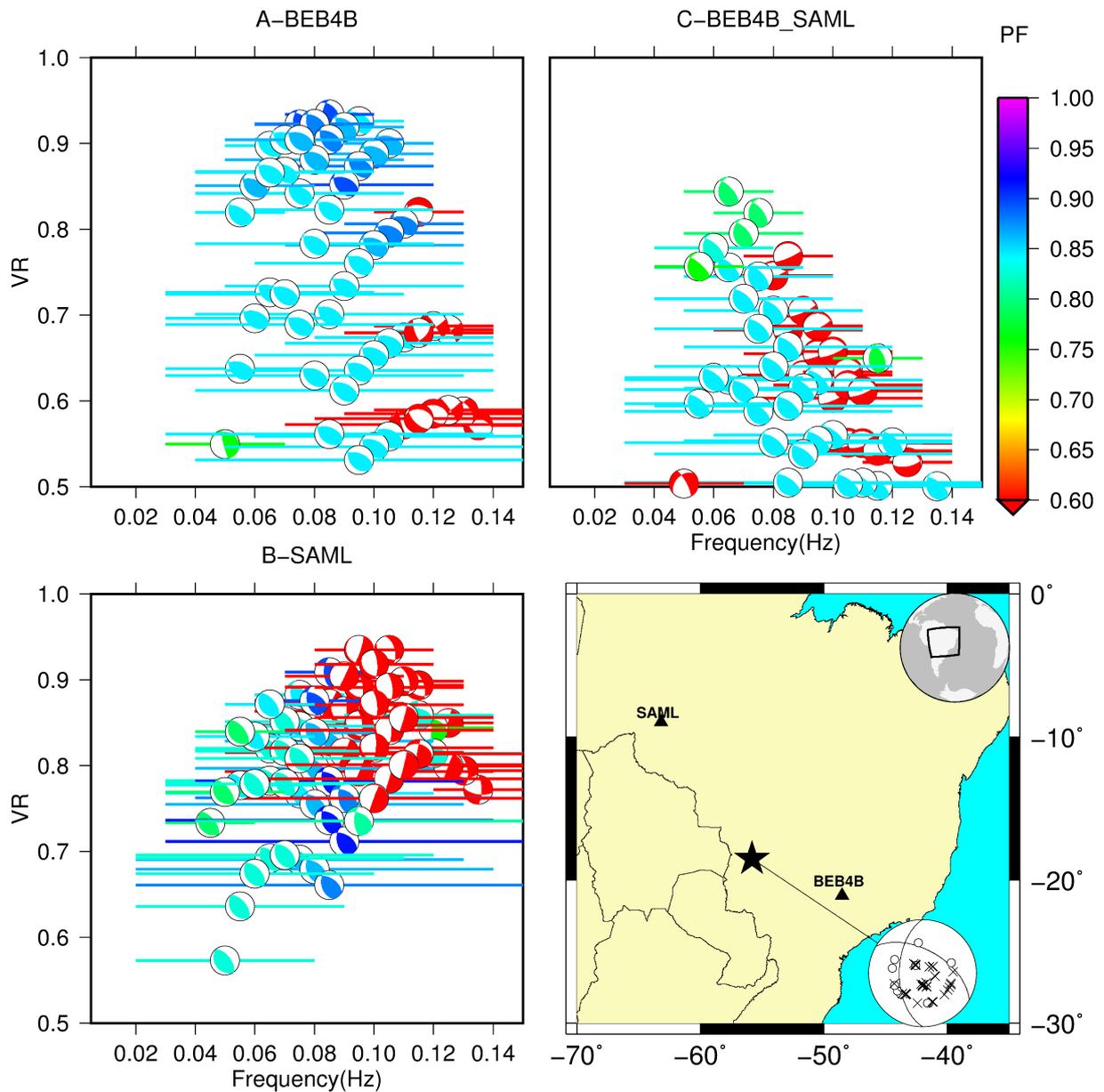


Figura 3.13: Teste de banda de frequência para o evento de Coxim usando os modelos de velocidades oriundos da análise das ondas superficiais. Solução focal de *Dias et al. (2016)*. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.

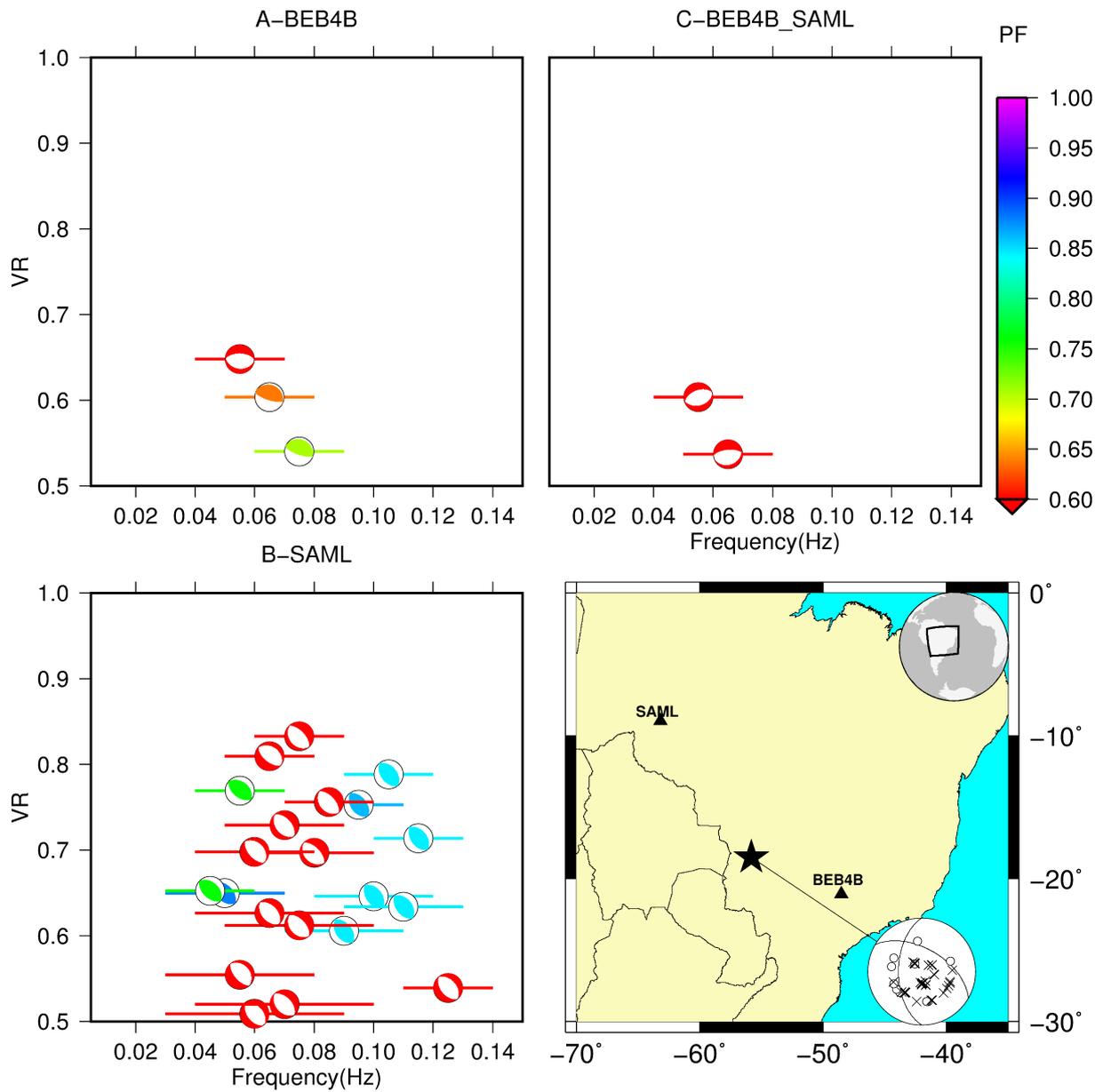


Figura 3.14: Teste de banda de frequência para o evento de Coxim usando o modelo IASP91. Solução focal de *Dias et al. (2016)*. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.

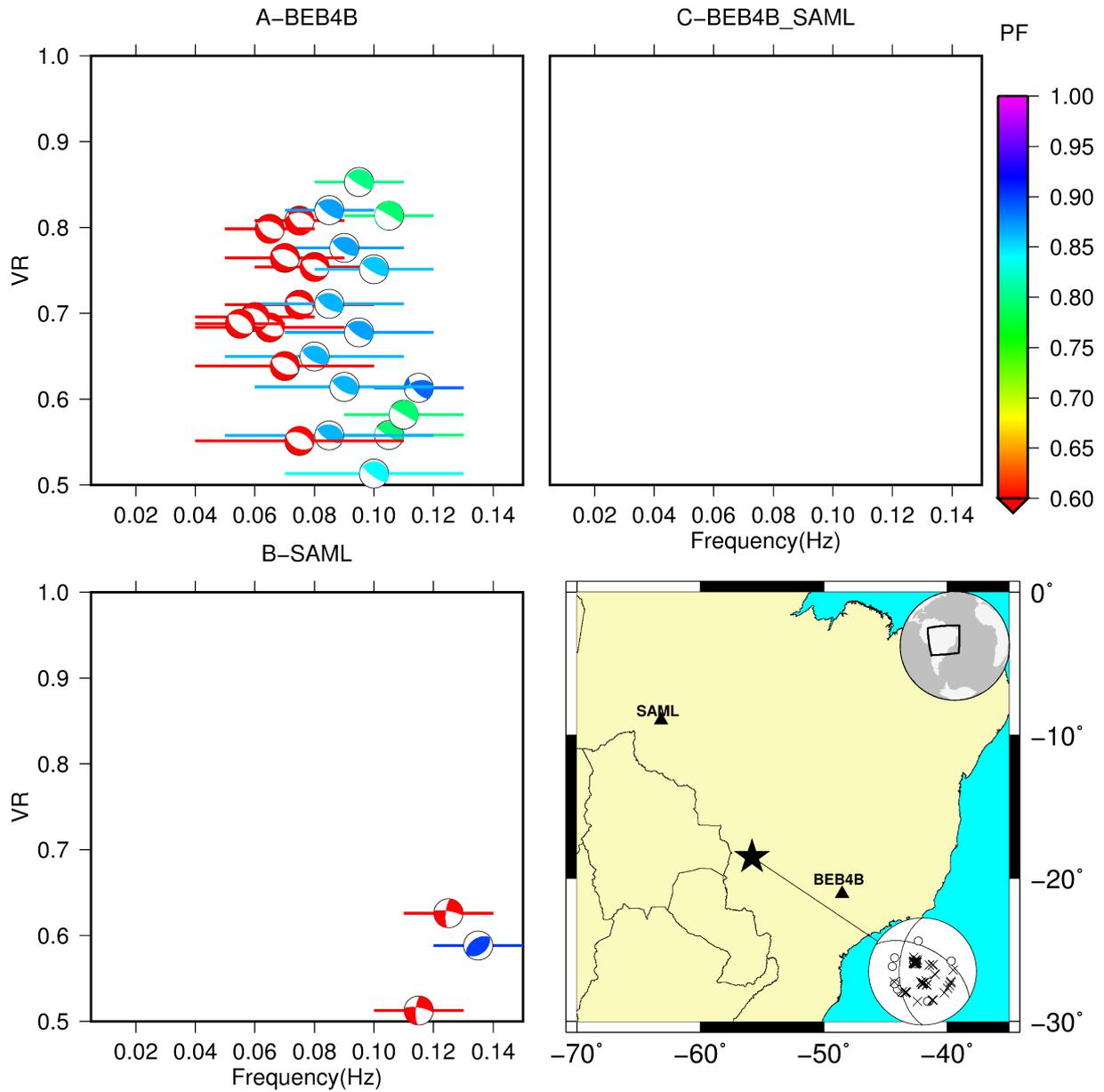


Figura 3.15: Teste de banda de frequência para o evento de Coxim usando o modelo NewBR. Solução focal de *Dias et al. (2016)*. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.

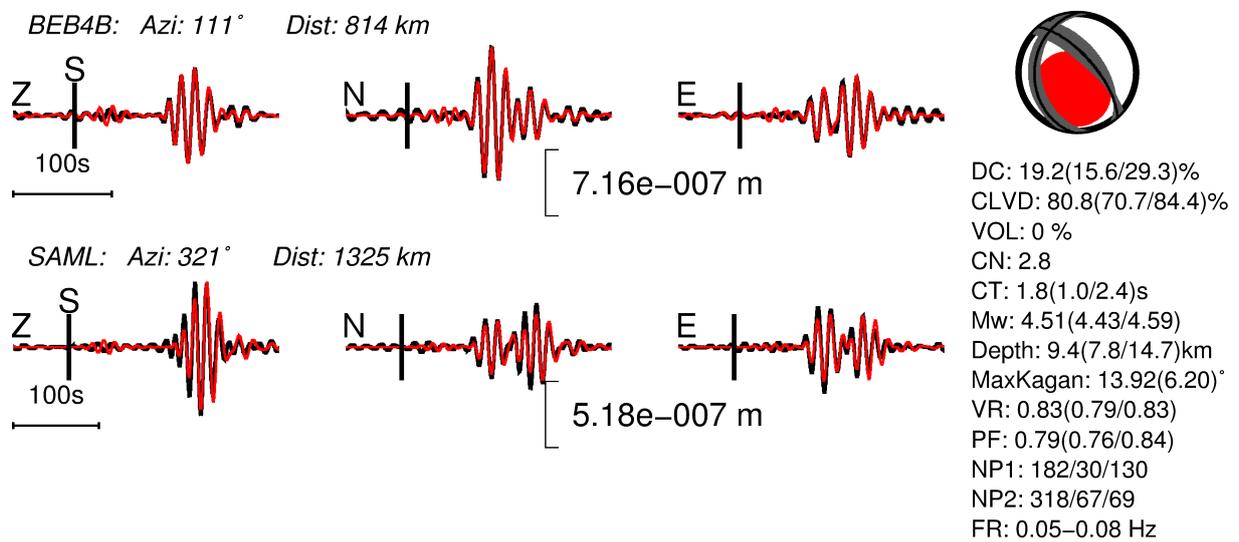


Figura 3.16: Exemplo de modelagem de forma de onda para o sismo de Coxim com os modelos de velocidade oriundos da dispersão para as duas estações (BEB4B e SAML). O resto da legenda é o mesmo da figura 3.12.

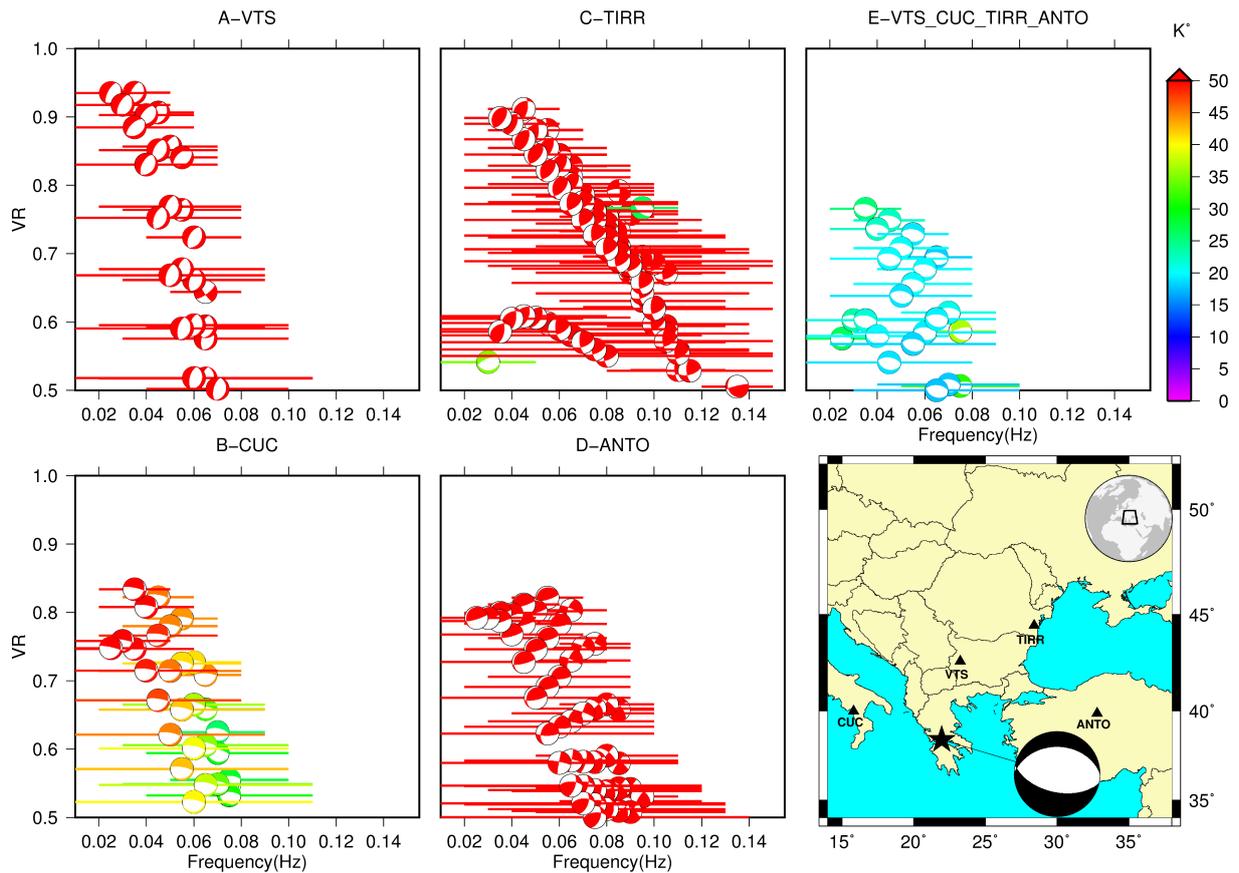


Figura 3.17: Teste de banda de frequência para o evento da Grécia usando os modelos de velocidades oriundos da análise das ondas superficiais. As bolas de praia estão identificadas de acordo com o K -angle em relação à solução de *Sokos et al. (2012)*. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.

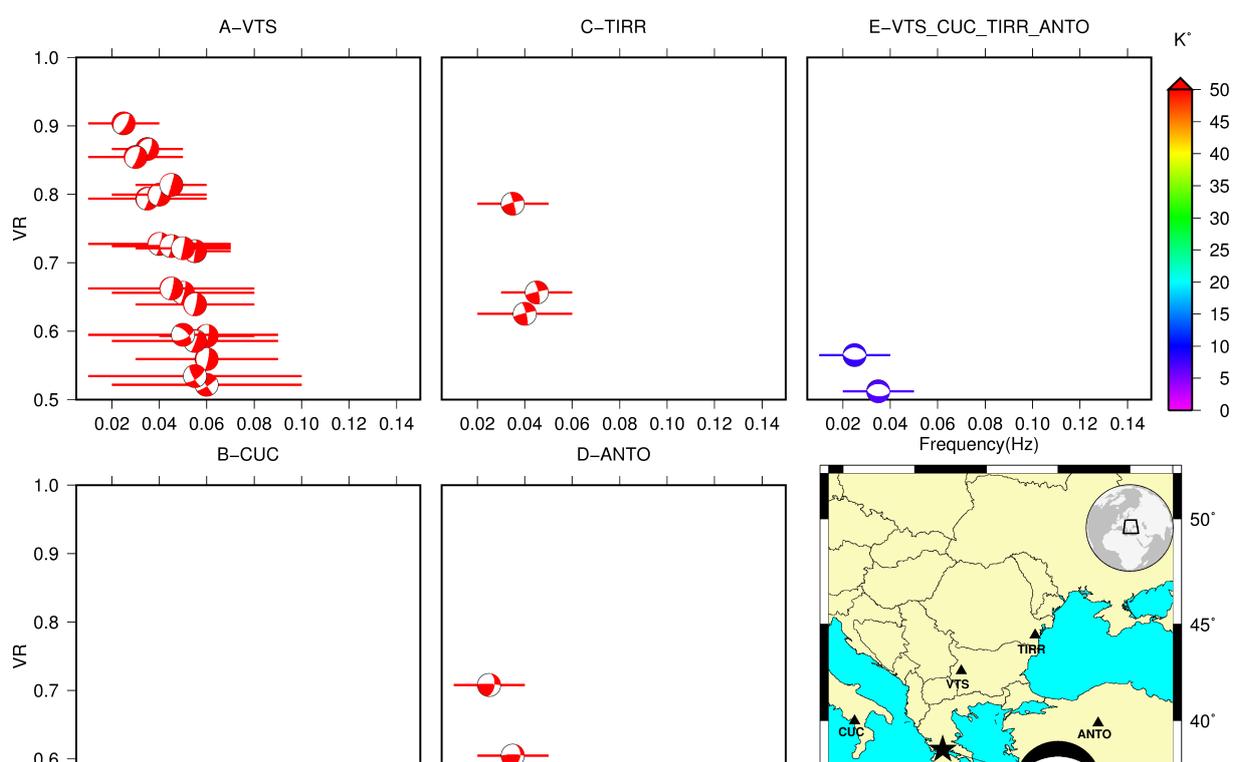


Figura 3.18: Teste de banda de frequência para o evento da Grécia usando o modelo IASP91. O painel B está vazio porque não há soluções dentro dos valores considerados. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.

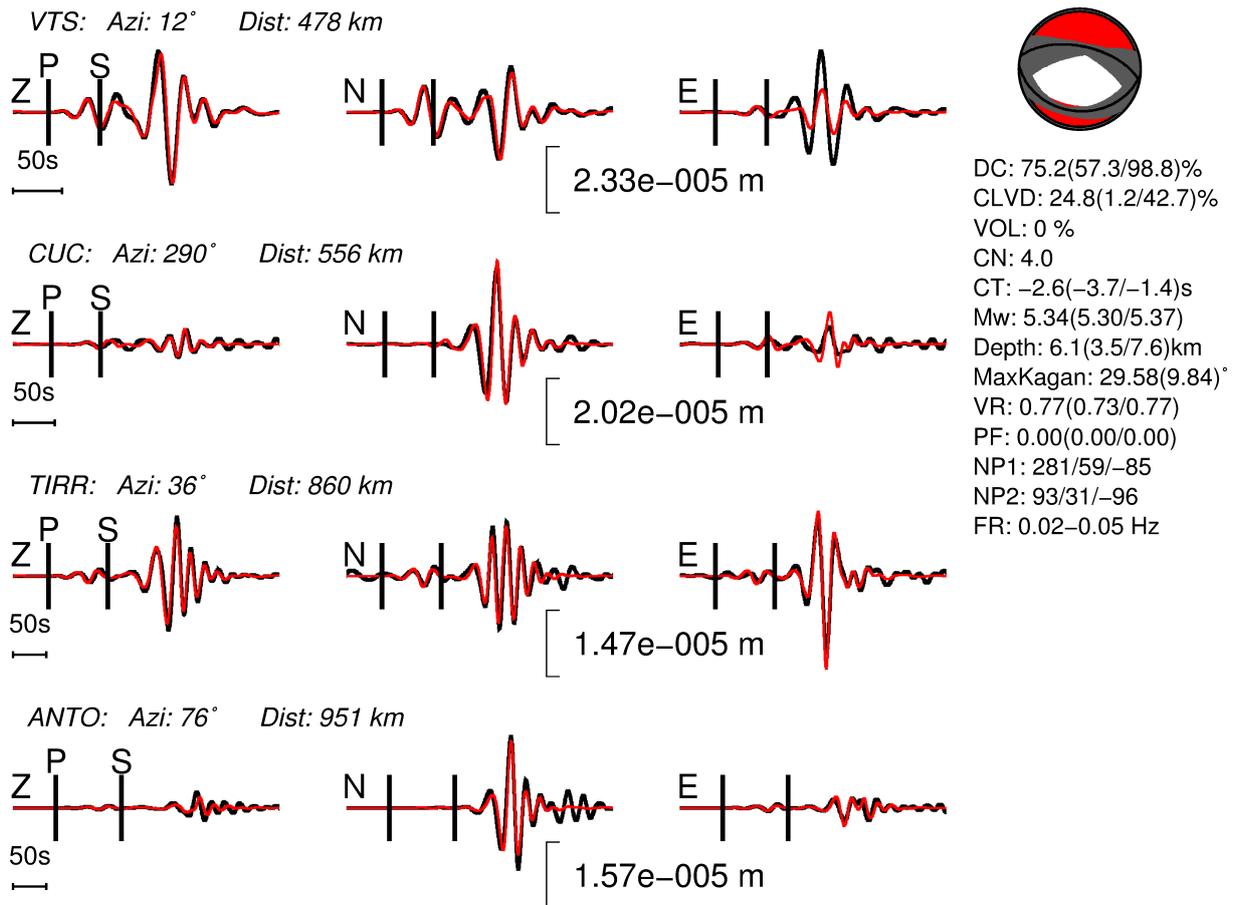


Figura 3.19: Exemplo de modelagem de forma de onda para o sismo da Grécia com os modelos de velocidade oriundos da dispersão. A legenda é a mesma do que a figura 3.12. O PF é zero, pois nenhuma polaridade foi usada.

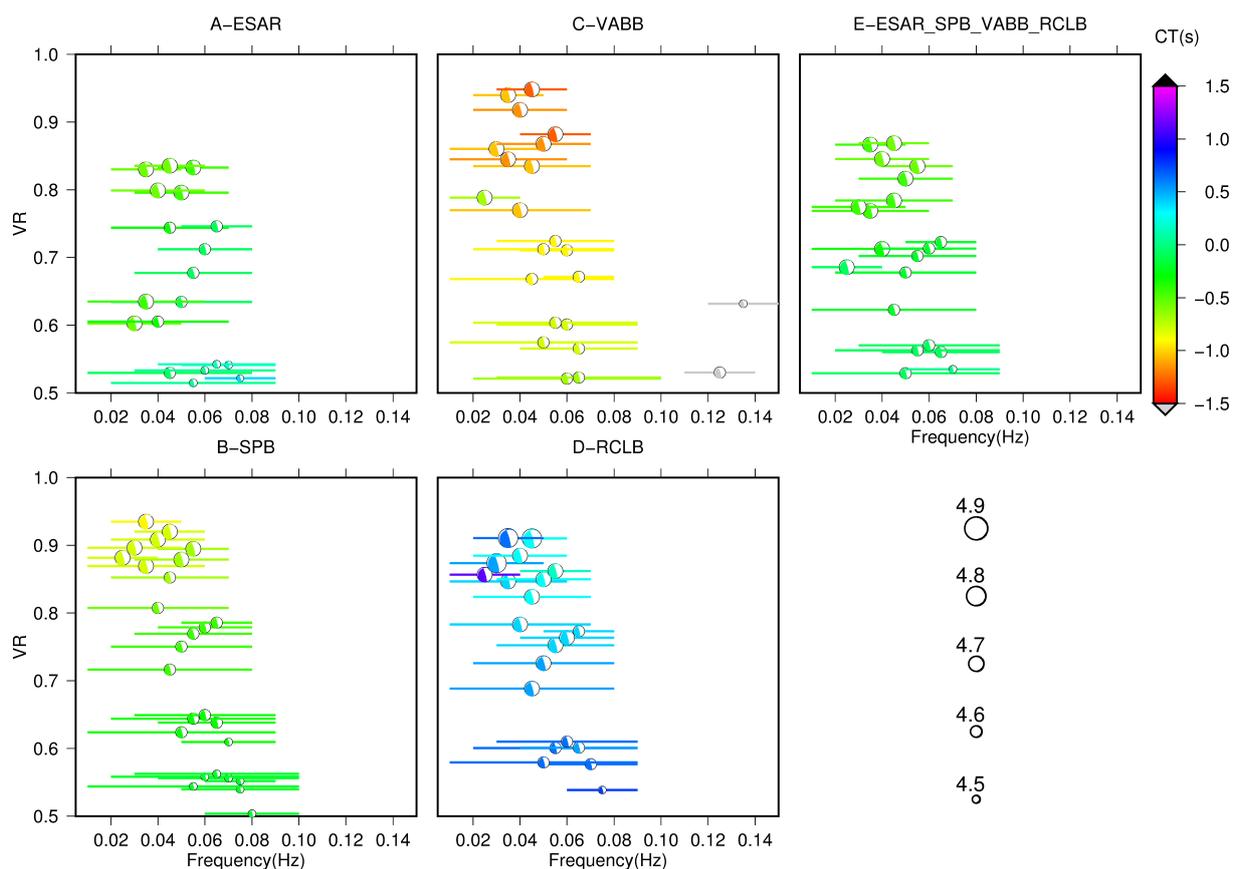


Figura 3.20: Teste a posteriori da confiabilidade do sismo de São Vicente. As barras horizontais (com bolas de praia do meio) denotam a banda de frequência usada. A redução de variância (VR) do ajuste é o eixo vertical. Os painéis A, B C e D mostram o teste para cada estação usada na inversão. O painel E mostra o teste para a inversão conjunta de todas as estações. As cores das bolas indicam a diferença do tempo entre a hora de origem do evento e do centroide (CT). O tamanho da bola de praia é a magnitude M_w .

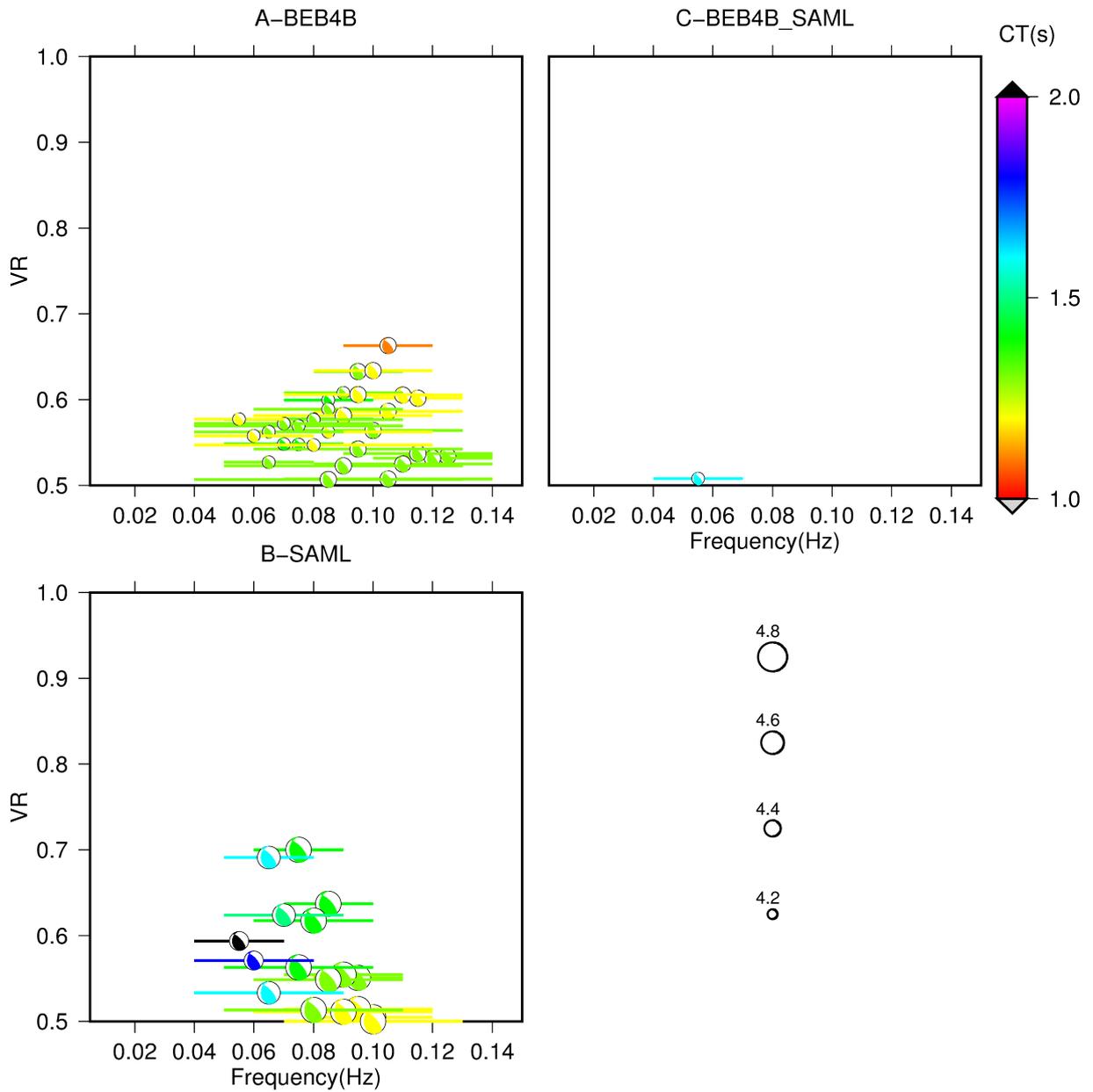


Figura 3.21: Teste a posteriori da confiabilidade do sismo de Coxim. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.20.

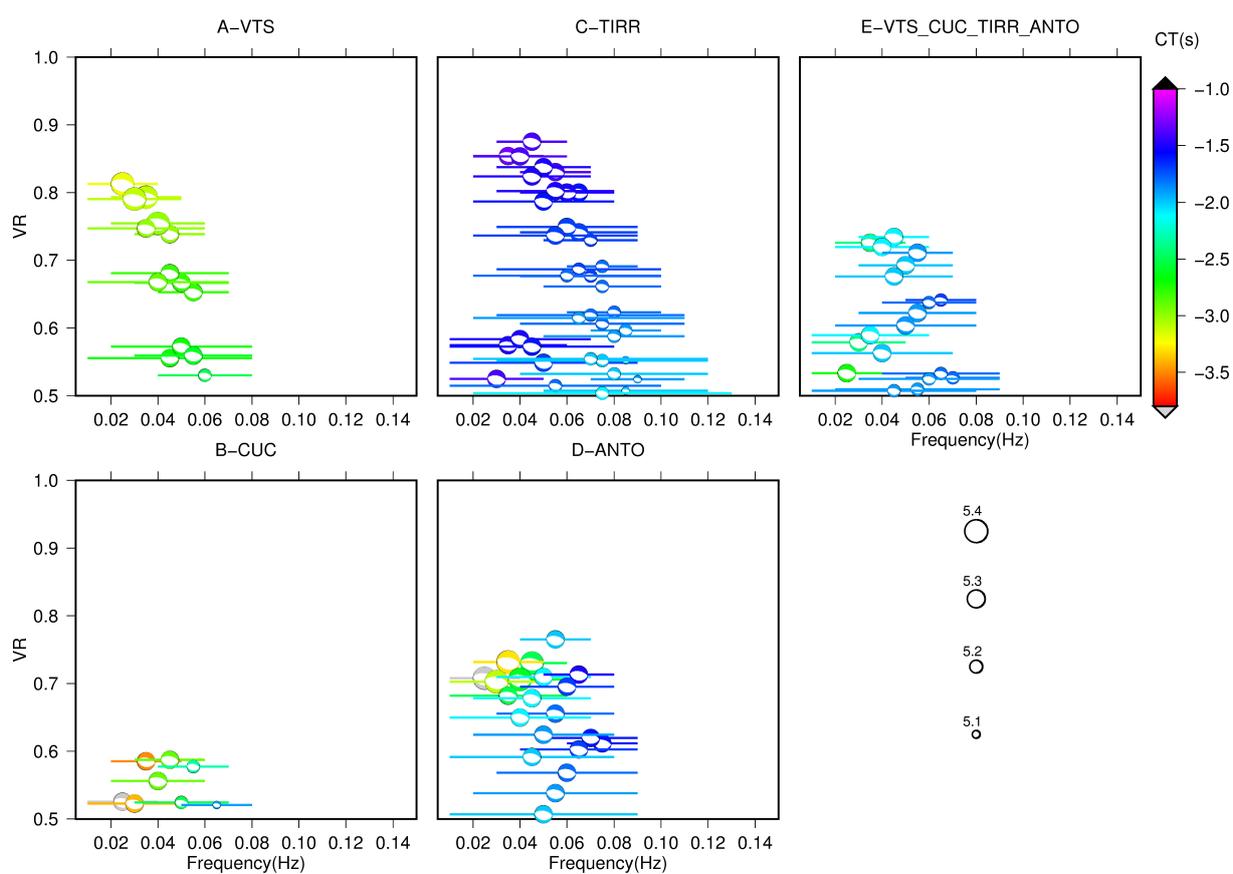


Figura 3.22: Teste a posteriori da confiabilidade do sismo grego. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.20.

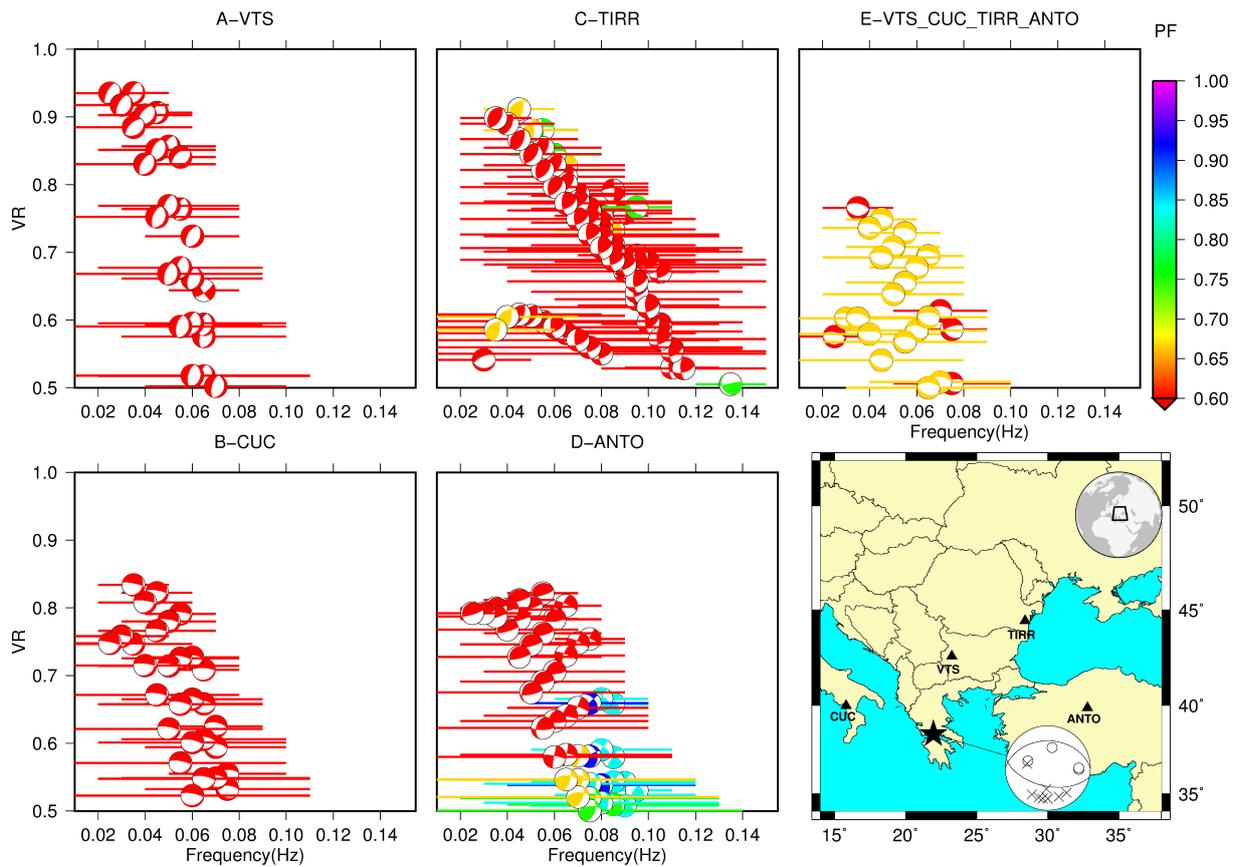


Figura 3.23: Teste de banda de frequência para o evento da Grécia usando os modelos de velocidades oriundos da análise das ondas superficiais. As bolas de praia estão identificadas de acordo com a polaridade de onda P. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.8.

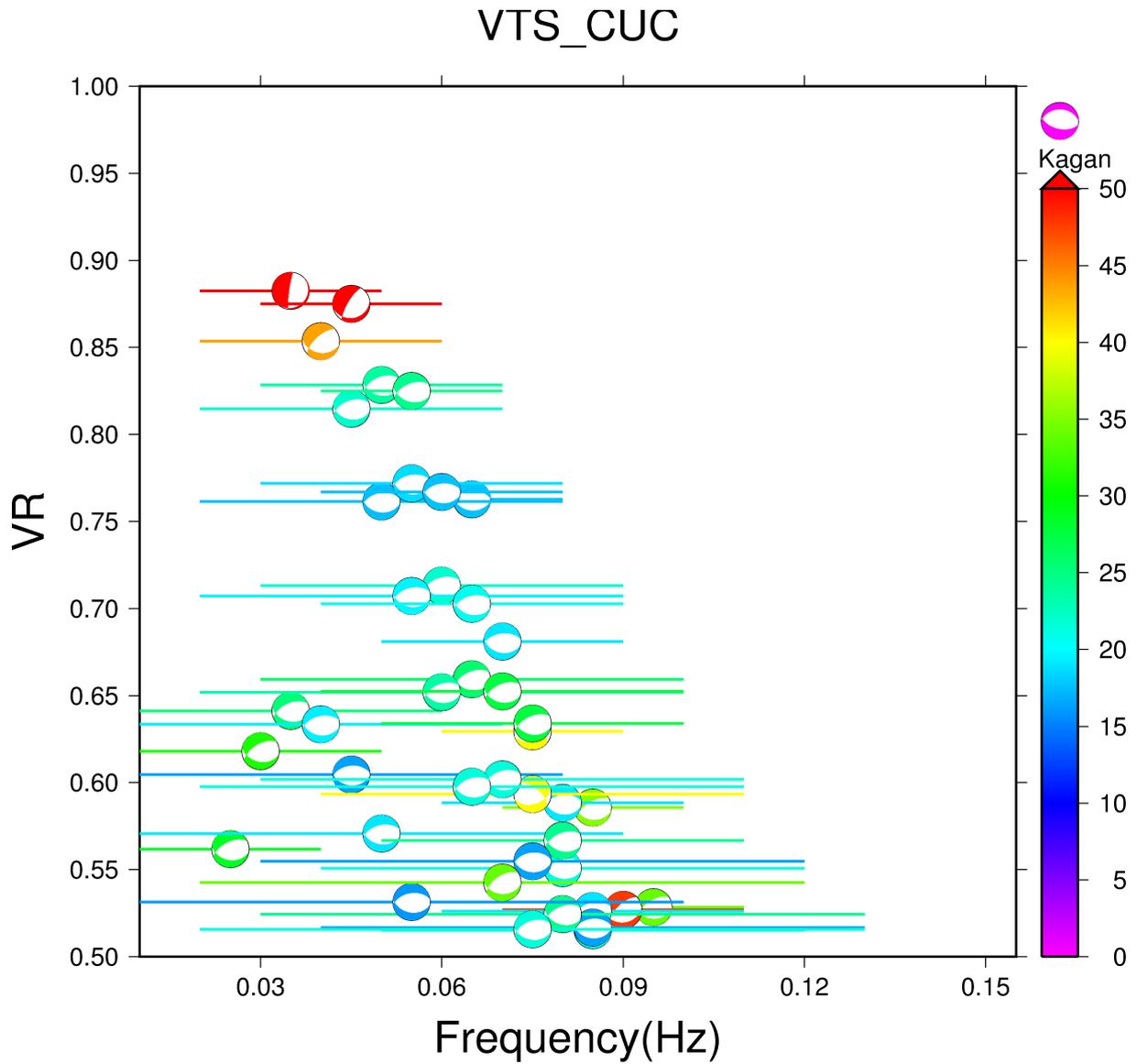
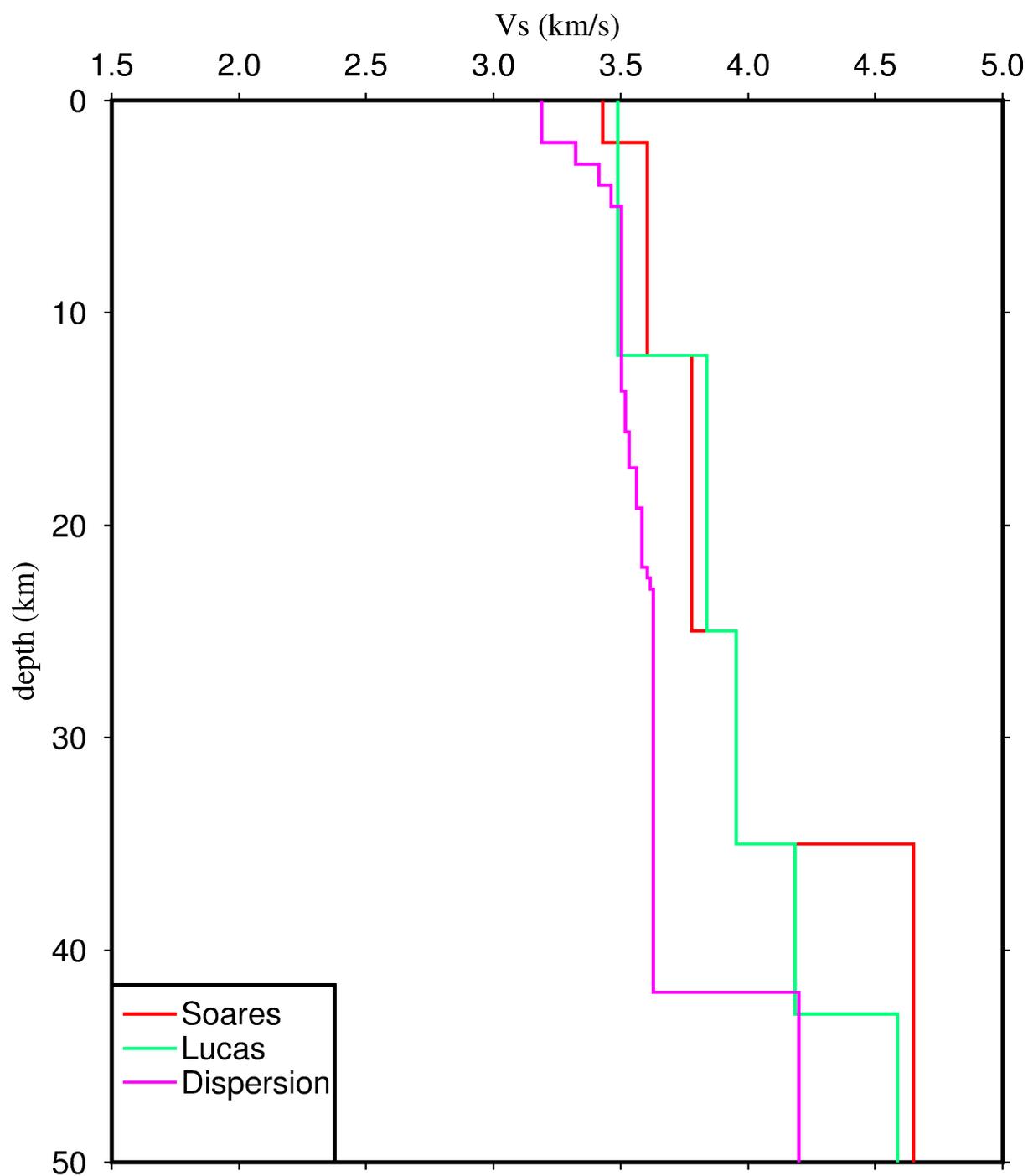


Figura 3.24: Teste de banda de frequência para o evento da Grécia usando os modelos de velocidades oriundos da análise das ondas superficiais para as estações VTS e CUC. As bolas de praia estão identificadas de acordo com o K-angle em relação à solução de [Sokos et al. \(2012\)](#).



Mara Rosa Event

Figura 3.25: Perfis de velocidade S para o teste a posteriori do evento de Mara Rosa. São mostrados os modelos de Soares, de Lucas e o de dispersão.

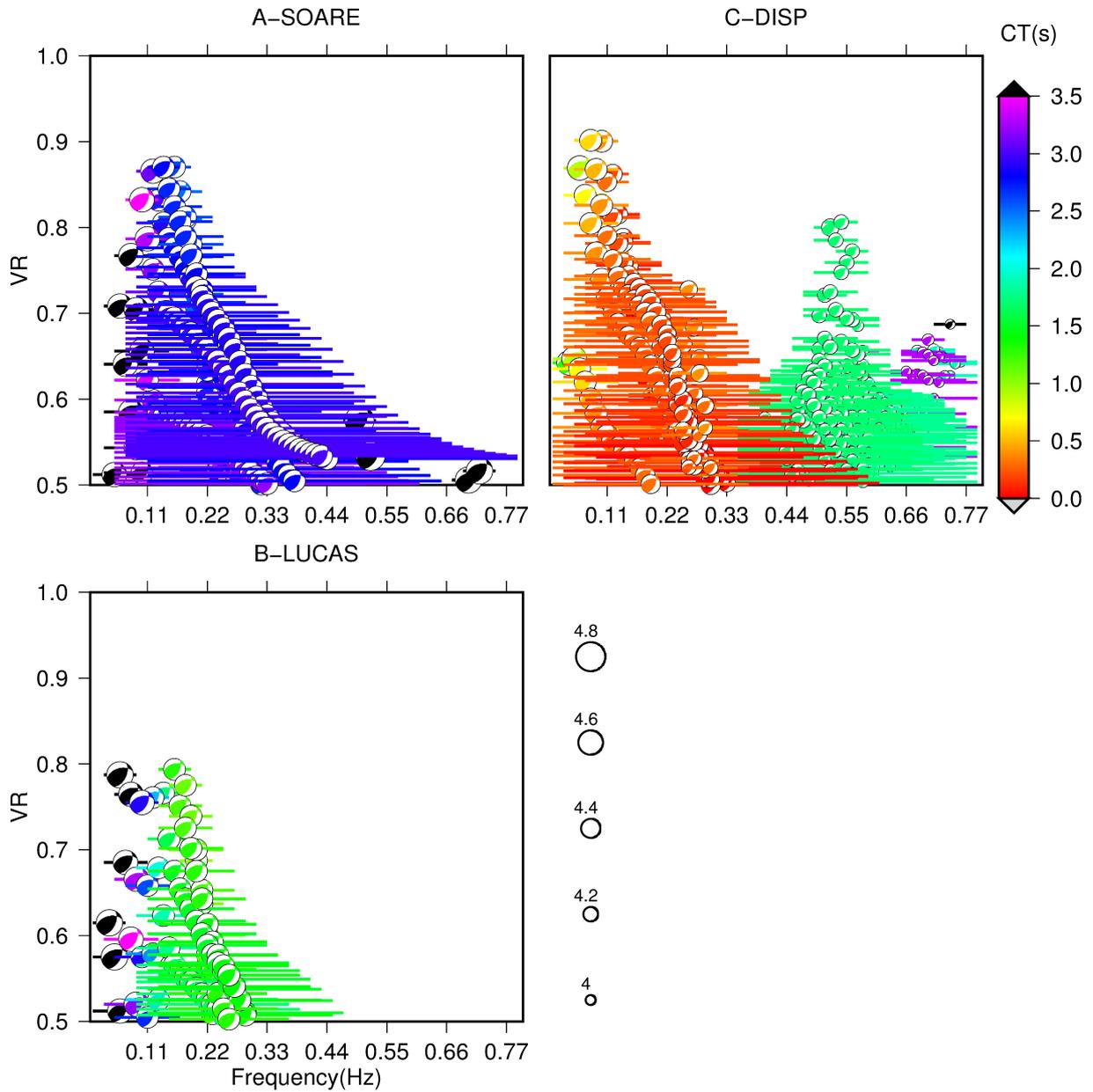


Figura 3.26: Teste a posteriori para o sismo principal da sequência de Mara Rosa. O painel A refere-se ao modelo de velocidade de Soares; B, ao de Lucas e C ao modelo de velocidade vindo da dispersão. As cores referem-se à diferença entre a hora de origem de referência e a do centroide. O tamanho das bolas de praia representa a magnitude do evento.

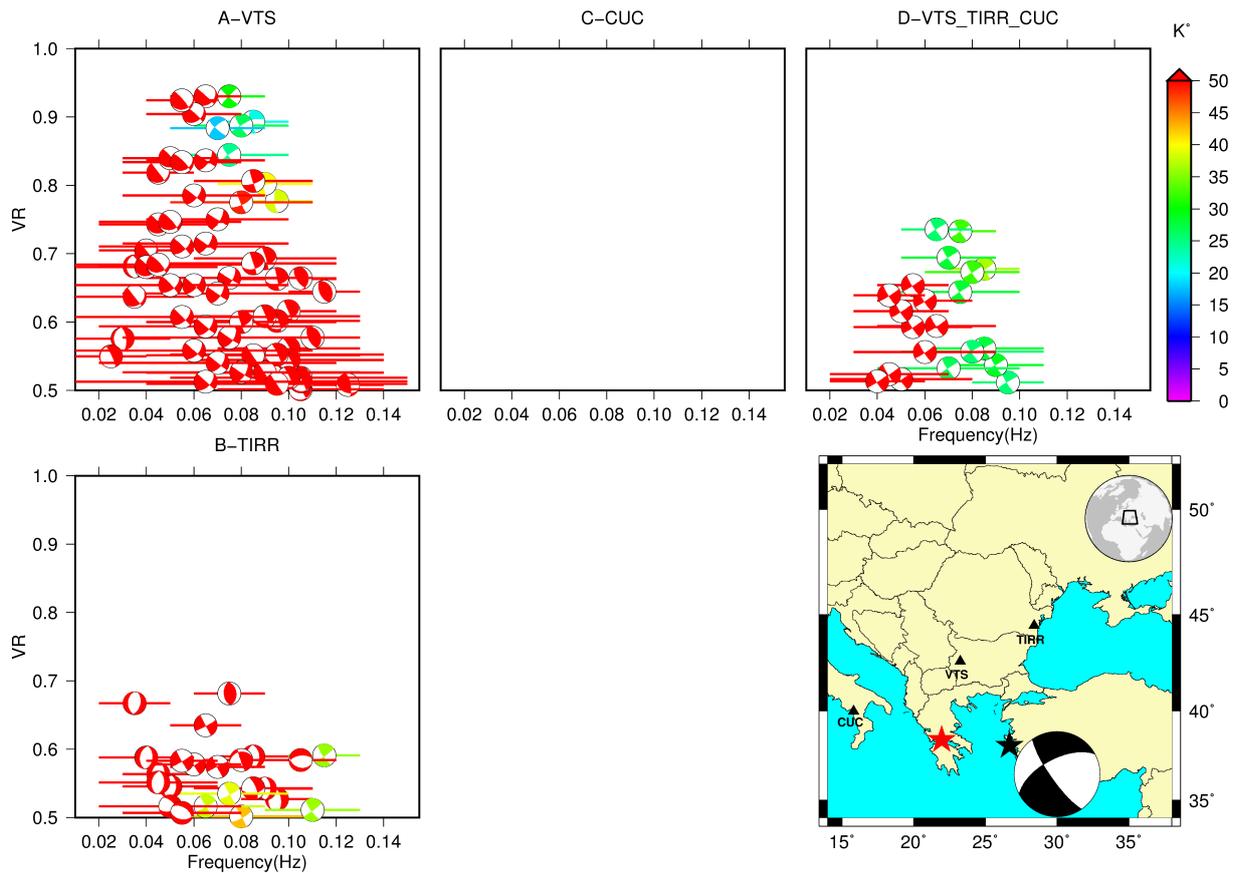


Figura 3.27: Teste de frequência para o sismo do Mar Egeu (estrela preta) usando os modelos de velocidade do sismo grego (estrela vermelha). O mecanismo de referência de *Yolsal-Çevikbilen et al. (2014)* está plotado no mapa. O restante da legenda é o mesmo da figura 3.17 .

4 Mecanismos focais e Profundidade usando a Modelagem de Onda P telessísmica e Polaridades

Nesse capítulo será apresentada a metodologia desenvolvida de determinação do mecanismo focal e profundidade de um sismo por meio da modelagem de onda P telessísmica (distância maior que 30°). Primeiramente, serão apresentados dois testes realizados com dados sintéticos: um teste com uma profundidade 1.3 km e outro com 17.5 km. Posteriormente, a metodologia será testada com os sismos de mecanismo focal e profundidade conhecidos: Itacarambi de 2007 (Chimpliganond et al., 2010) e São Vicente de 2008 (Assumpção et al., 2011).

4.1 Modelagem de Forma de Onda com o Pacote de Programas de Herrmann

Para o cálculo de forma de onda foi utilizado o programa *hudson96* do pacote de programas Herrmann (Herrmann, 2013). Baseado no trabalho de Hudson (1969), o programa usa a aproximação de fase estacionária para calcular as funções de Green para as ondas P e S. O algoritmo considera que as ondas de corpo se propagam pelo manto sem a influência do núcleo e considera que as ondas P, pP e sP têm o mesmo parâmetro de raio durante o cálculo dos sismogramas sintéticos. Essas aproximações são válidas para distâncias epicentrais menores que 100° e para profundidades menores que 700 km (Ammon, 2008). Exemplos de utilização do programa podem ser encontrados em Ford et al. (2012); Bormann (2013).

Uma das principais vantagens do programa é a possibilidade de usar um modelo de velocidade diferente para a região da fonte e outro para a região do receptor. Isso é extremamente útil, uma vez que, caso o sismo em questão tenha ocorrido no oceano, onde a camada de lâmina de água deve ser considerada no cálculo das funções de Green. Usou-se o modelo de velocidade AK135 (Kennett & Engdahl, 1991) para os testes sintéticos.

4.2 Testes sintéticos

Dois testes sintéticos foram realizados a fim de testar a metodologia. Para os dois casos foram utilizados o mesmo mecanismo focal (*strike / dip / rake* = $265^\circ / 72^\circ / -15^\circ$), mas com profundidade diferente: 1.3 km (referido no texto como evento raso), onde as fases pP e sP não estão separadas; e outro com 17.5 km (referido no texto com evento profundo) onde essas fases estão mais separadas.

Em ambos os casos, usaram-se seis estações fictícias com distribuição irregular em relação à distância e ao azimute. Em todos os casos, somente a componente vertical foi usada. A razão disso é que, como não há casos de sismos brasileiros com magnitudes muito superiores a M_w 5.0, os registros das componentes horizontais em estações telessísmicas, frequentemente, têm relação sinal-ruído baixa, dificultando o uso dos mesmos na inversão da forma de onda.

Tanto o mecanismo quanto a profundidade foram invertidos por meio de tentativa e erro (*grid-search*). Os parâmetros da busca do mecanismo foram: $0 \leq \textit{strike} < 360^\circ$ com passo de 10° ; $0 \leq \textit{dip} \leq 90^\circ$ com passo de 5° ; e $-90^\circ \leq \textit{rake} \leq 90^\circ$ com passo de 10° . O passo da profundidade será discutido mais adiante. Em um primeiro momento não há interesse na determinação da magnitude M_w , portanto, durante a inversão, os sismogramas estão normalizados entre -1 e 1.

Como será mostrado, para alguns eventos reais, somente a inversão das formas de onda não é suficiente para confirmar o mecanismo focal, i.e., vários mecanismos diferentes têm ajuste de forma de onda satisfatório. Para diminuir a ambiguidade, foi realizada a inversão conjunta da forma de onda e polaridade de primeira chegada de onda P. O ângulo de *takeoff* da primeira chegada depende do modelo de velocidade, da distância entre a estação e o evento e da profundidade focal, portanto, a cada profundidade testada durante a inversão, o ângulo é recalculado.

A função de ajuste (F) para a inversão conjunta é:

$$F = \frac{W_M \left(1 - \frac{\sum W^2 (d-s)^2}{\sum W^2 d^2} \right) + W_P \left(\frac{C}{N} \right)}{W_M + W_P} \quad (4.1)$$

onde W_M e W_P são, respectivamente, os pesos dados às formas de onda e polaridades. Na parte da função de ajuste referente à modelagem, d é o dado observado e s , o sintético, W refere-se ao peso dado para cada estação. Na outra parte, a das polaridades, C é o número de polaridades que concordam com mecanismo testado e N é o número total de polaridades. O máximo da função F é 1.0, o que significa o ajuste perfeito dos dados. Como será exposto mais adiante, o ajuste da profundidade é comprometido caso o peso dado às polaridades seja muito superior ao da forma de onda.

4.2.1 Teste sintético com o evento de profundidade rasa

O primeiro teste sintético é feito para o sismo de profundidade 1.3 km e mecanismo $265^\circ/72^\circ/-15^\circ$ sem a adição de ruído. Ao todo, foram usadas seis estações sismográficas (identificadas de G001 a G006) conforme é apresentado na figura 4.1. O arranjo dessas estações não é uniforme, pois conforme será mostrado, nos casos reais não foi possível ter uma boa distribuição nem no azimute e nem em distância.

Os traços da figura 4.1 são os sismogramas em velocidade referentes às estações e estão alinhados relativamente à onda P. A pouca profundidade do evento faz com que as ondas P, pP e sP sejam sobrepostas, dificultando a determinação da profundidade pela diferença de tempo. Também é possível ver que nas estações próximas aos planos nodais, G004 e G006, a amplitude da onda P é pequena, aproximando-se de zero.

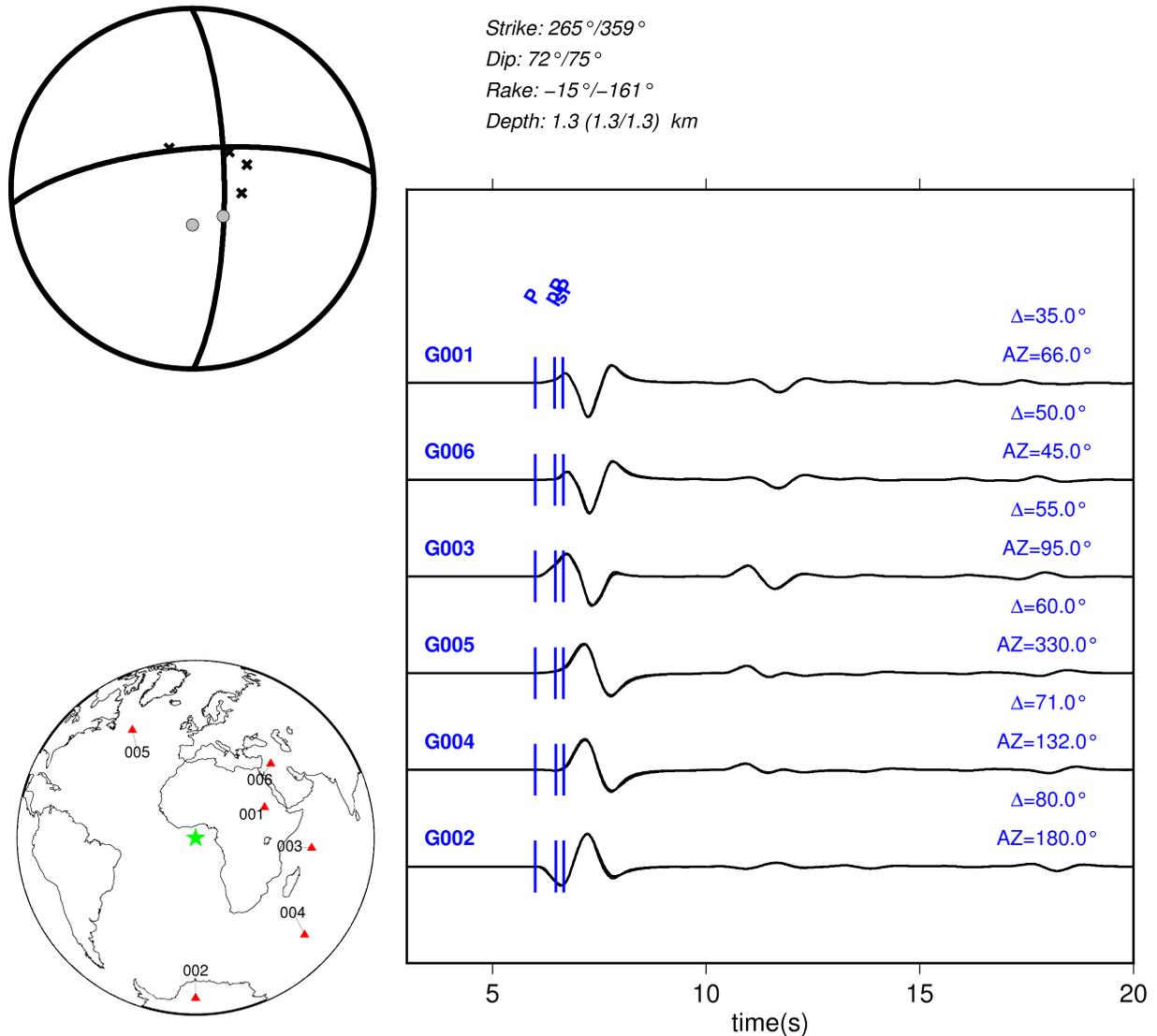


Figura 4.1: Teste sintético com o evento raso de profundidade 1.3 km. No topo, à esquerda, é apresentado o mecanismo focal com as polaridades das estações, cruzes para compressão e círculos para dilatação. Na parte, inferior à esquerda, está o mapa com as estações fictícias (triângulos) e o evento (estrela). No painel são apresentados os sismogramas em velocidade, normalizados da componente vertical sincronizados com a marcação da onda P e ordenadas por distância. Não é possível fazer a distinção entre as fases P, pP e sP o que dificulta a determinação da profundidade. Note que para as estações G004 e G006, próximas ao plano nodal, a amplitude da onda P é pequena, próxima a zero se comparada às outras fases.

Na inversão, o passo usado para o *strike*, *dip* e *rake* foi de 10° , 5° e 10° respectivamente, e a profundidade variou de 0.1 km a 5.1 km com passo de 0.5 km. A figura 4.2 é o resultado usando somente a forma de onda ($W_P = 0$ na equação 4.1).

Na figura 4.2, encontram-se todos os mecanismos dentro de um limiar de 95%. O conjunto formado por essas soluções consideradas satisfatórias é uniforme, o maior *K-angle* entre duas soluções desse grupo é 27° , ou seja, todas as soluções são similares. A melhor solução

desse conjunto é $270^\circ/70^\circ/-20^\circ$, e tem K -angle de 8° em relação ao mecanismo usado para gerar os dados sintéticos. As profundidades de 1.1 e 1.6 km são sugeridas pela inversão sendo que a última apresenta um melhor ajuste nos dados. Ambas as profundidades sugeridas são próximas a 1.3 km.

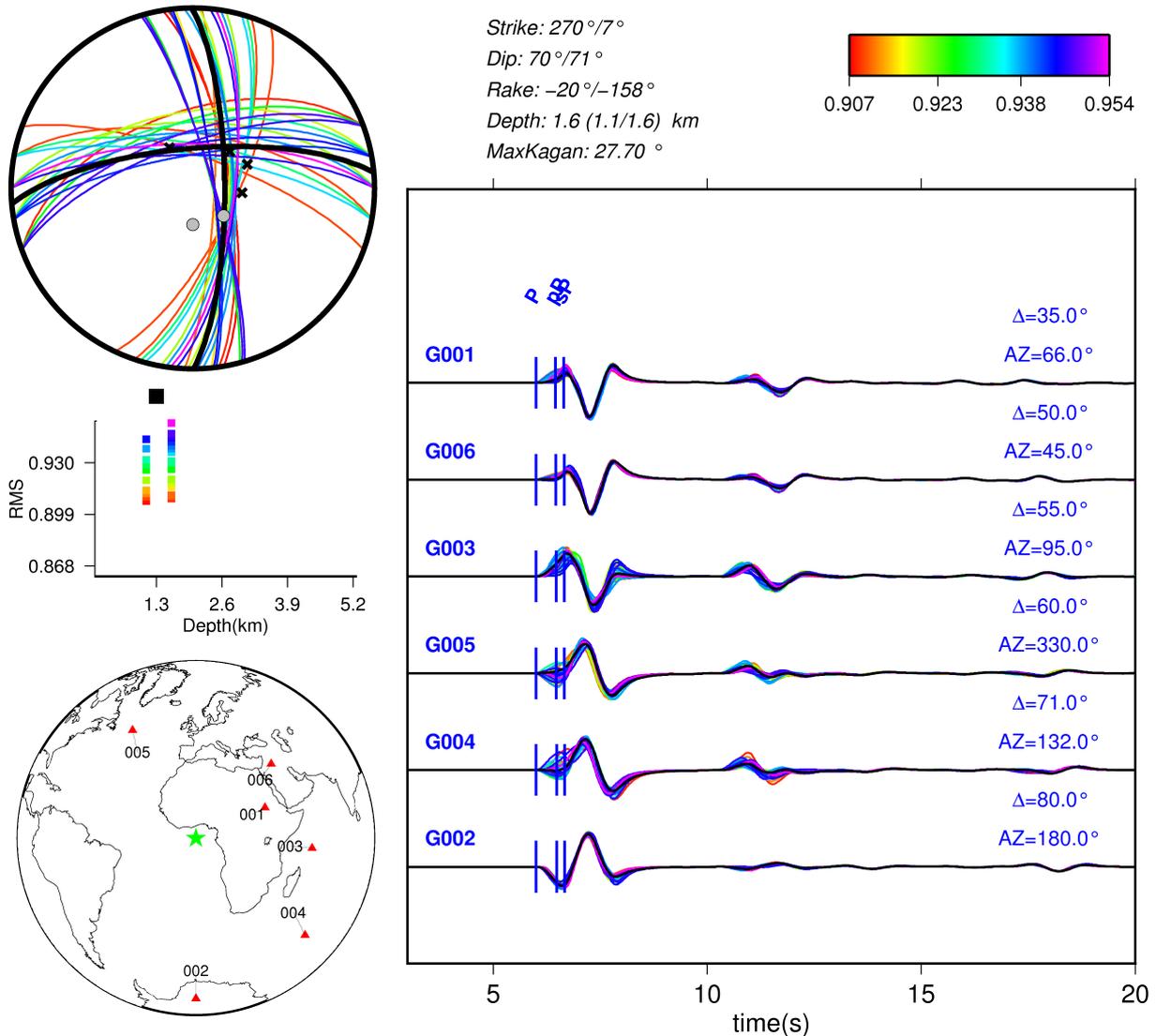


Figura 4.2: Resultado da modelagem de forma de onda para o teste sintético com o evento raso. As cores indicam o ajuste, roxo melhor e vermelho pior (veja a escala na parte superior da direita). Foram plotados todos os mecanismos com o limiar de 95%. A solução em preto na esfera focal é o mecanismo usado nos testes sintéticos. Abaixo, localiza-se um gráfico com as informações sobre o ajuste da profundidade do evento onde as que apresentaram o melhor resultado foram as de 1.1 e 1.6 km (intervalo indicado no texto da figura) ambas próximas de 1.3 (profundidade de referência quadrado preto). O melhor mecanismo encontrado $270^\circ/70^\circ/-20^\circ$ e profundidade de 1.6 km

Embora esse seja um teste sintético sem ruído, o melhor ajuste foi de 0.954 e não 1.0. Isso acontece por causa de uma desvantagem do método de *grid-search*: como a melhor solução

é encontrada por tentativa-e-erro, nem sempre é possível obter um ajuste perfeito ($F=1.0$), mesmo em testes sintéticos. Em compensação, pode-se verificar o ajuste de várias soluções, como foi feito na figura 4.2.

Finalmente, a inversão considerando-se as polaridades e a forma de onda é apresentada na figura 4.3. O resultado é bem similar ao anterior, somente apresentando uma menor quantidade de mecanismos considerados aptos, i.e., dentro do limiar de 95%.

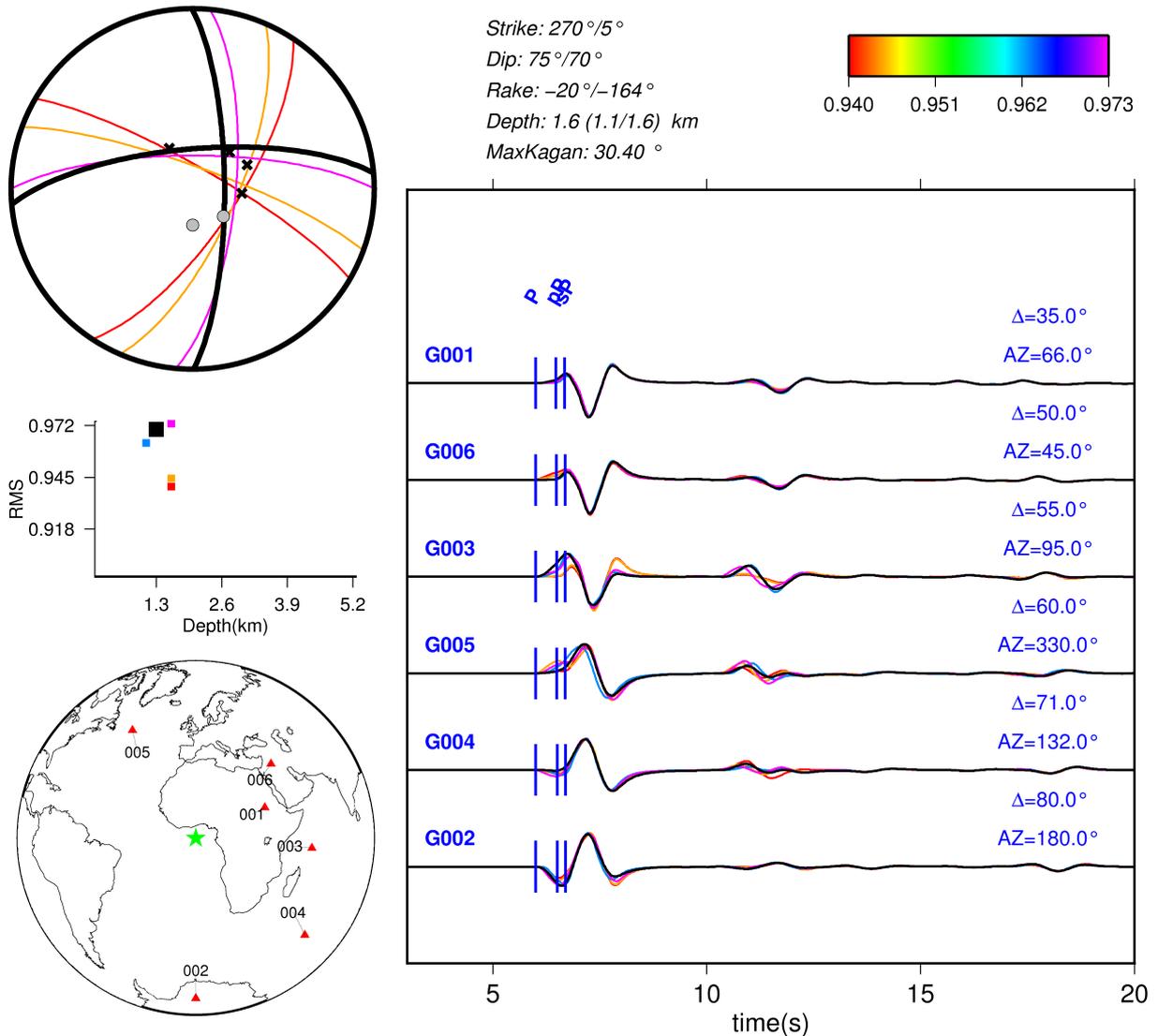


Figura 4.3: Resultado da modelagem de forma de onda para o teste sintético com o evento raso com as polaridades. O restante da legenda é o mesmo da figura 4.2. O melhor mecanismo encontrado $270^\circ/75^\circ/-20^\circ$ e profundidade de 1.6 km.

4.2.2 Teste com o evento profundo

A inversão para este teste encontra-se nas figuras B.1, página 142 (somente usando a forma de onda) e B.2, página 143 (forma de onda e polaridades) do anexo 1 na página 142. O

mecanismo usado para gerar os dados sintéticos é o mesmo do teste anterior $265^\circ/72^\circ/-15^\circ$ e com profundidade de 17.5 km. Por se tratar de um evento mais profundo, as fases pP e sP podem ser distintas da onda P. Testou-se profundidade entre 10 a 25 km com passo de 1 km.

Nas figuras B.1 e B.2, estações próximas ao plano nodal, em especial a G006, a amplitude da onda P é bem reduzida e a estação localizada no Polo Sul, G002, está em um plano nodal da onda pP .

O resultado é semelhante ao do teste anterior, conseguindo recuperar tanto o mecanismo quanto a profundidade. Considerando-se somente a forma de onda, a melhor solução ($280^\circ/75^\circ/-20^\circ$) tem *K-angle* de 17° e profundidade de 18 km, enquanto que na inversão, considerando-se a forma de onda e as polaridades, o melhor mecanismo ($270^\circ/75^\circ/-20^\circ$) tem *K-angle* de 8° em relação ao usado para gerar o sintético. A melhor profundidade também é 18 km.

Os resultados em ambos os testes foram satisfatórios em recuperar tanto a profundidade e o mecanismo, concluindo-se que a metodologia tem potencial para ser usada em dados reais.

4.3 Teste com dados reais

Para o teste da metodologia de inversão de forma de onda com dados reais foram escolhidos dois sismos com mecanismo focal bem determinado: o sismo de São Vicente - SP de 2008 (Assumpção et al., 2011) e o sismo de Itacarambi – MG de 2007 (Chimpliganond et al., 2010). Para ambos os casos, serão mostrados o ajuste considerando-se somente a forma de onda e a inversão conjunta com todas as polaridades de onda P disponíveis, inclusive as polaridades de estações locais e regionais.

As etapas do processamento são:

- Obter os sismogramas no IRIS (http://ds.iris.edu/wilber3/find_event) de estações até 95° de distância.
- Inspeção das formas de onda marcando a onda P e polaridade, se possível.
- Agrupar as estações de acordo com o azimute e distância epicentral.
- Conversão para período curto - resposta WWSP (*world wide short period*).
- Empilhar a componente vertical das estações de mesmo grupo, para melhorar a razão sinal/ruído.
- Realizar a inversão com os sismogramas empilhados.

A figura 4.4 mostra todas as estações obtidas no IRIS com distância menor que 95° para o sismo de Itacarambi, 1108 ao todo. Para cada uma dessas estações inspecionou-se a componente vertical e radial checando-se a orientação da estação, marcando-se a chegada da onda P e, se possível, a polaridade da chegada. Das 1108 estações, em 144 foi possível marcar a chegada de onda P e, para 93, a polaridade também foi identificada.

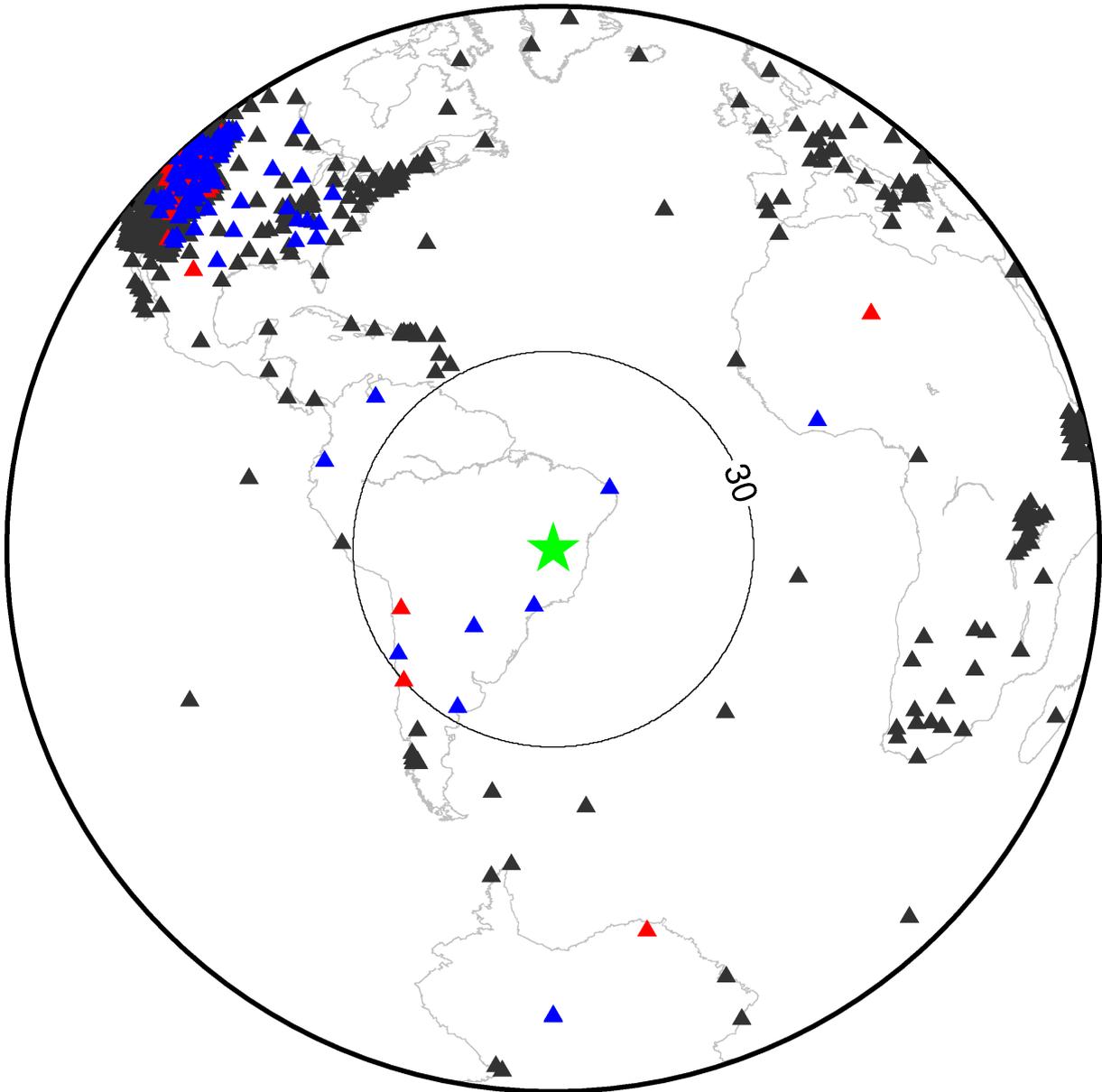


Figura 4.4: Mapa com as 1108 estações sismográficas (triângulos pretos) ao redor do globo com distância menor que 90° para o sismo de Itacarambi (estrela). As estações em que a polaridade da onda P foi possível de se identificar estão em azul (93 ao todo). Em vermelho estão as 144 estações em que somente a chegada da onda P foi identificada. Para estações com distância menor que 30° , unicamente a informação da polaridade foi usada na inversão.

No intuito de aumentar a relação sinal-ruído, as estações próximas com forma de onda similar são empilhadas. Ilustrada na figura 4.5, tem-se a formação de três grupos de estações nos Estados Unidos (G001, G002 e G003), representados pelos triângulos vermelhos. Assim, os traços de todas, das estações em azul, são filtrados para o período curto (comando *transfer from vel to wusp* do SAC-Seismic Analysis Code) e empilhados para formar o traço da “estação média do grupo”.

O empilhamento é feito pelo método de *time-frequency domain phase-weighted stack* (Schimmel & Paulssen, 1997; Schimmel & Gallart, 2005, 2007). No método denominado *tf-PWS*, os sinais fracos, mas coerentes, são realçados por terem um peso maior no empilhamento. Isso faz com que um ruído incoerente de grande amplitude tenha pouca influência no sinal empilhado, diferente do que aconteceria com o empilhamento linear.

Com os grupos formados, a inversão pode ser realizada conforme foi exposto nos testes sintéticos.

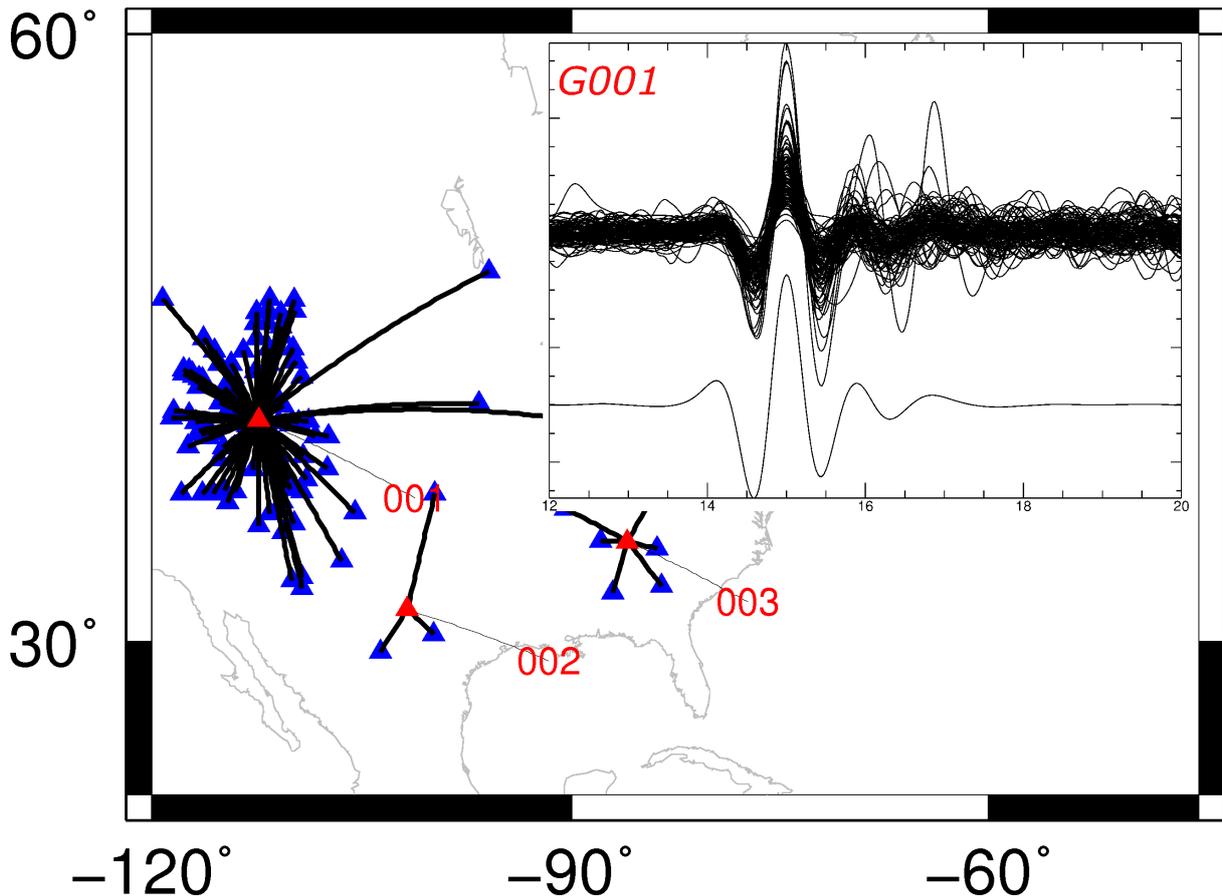


Figura 4.5: Grupos formados para o sismo de Itacarambi. O triângulo vermelho representa a “estação média” de cada grupo. São apresentadas as componentes verticais do grupo 001 (localizado nos Estados unidos) e o seu empilhamento abaixo.

4.3.1 Sismo de Itacarambi – MG, de 2007

A sequência de Itacarambi, no craton de São Francisco foi estudada por Chimpliganond et al. (2010). O principal evento, com magnitude m_b 4.9, ocorreu em 9 de dezembro de 2007 atingindo intensidade de VII MM. A solução focal é composta apresentando-se um mecanismo reverso ($30^\circ/40^\circ/150^\circ$) e foi baseada na polaridade de onda P de tanto estações locais, regionais e telessísmicas quanto localização hipocentral das réplicas. Trata-se de um evento raso, com profundidade de 0.65 km.

Como nos dados sintéticos, os parâmetros da busca do mecanismo foram: $0 \leq \textit{strike} <$

360° com passo de 10°; $0 \leq dip \leq 90^\circ$ com passo de 5°; $-90^\circ \leq rake \leq 90^\circ$ com passo de 10°; e a profundidade de 0.1 a 5.1 km com passo de 0.3 km. Para o cálculo da função de Green, foi utilizado o modelo de velocidades de [Chimpliganond et al. \(2010\)](#) para a região da fonte e adotou-se AK135 ([Kennett et al., 1995](#)) como modelo de percurso para o manto.

O resultado da inversão considerando-se somente a inversão de forma de onda está na figura 4.6. Não é possível obter uma solução final: vários mecanismos ajustam os dados. Isso também mostra que escolher a solução baseando-se somente no melhor ajuste pode ser perigoso. O conjunto de soluções dentro do limiar de 95% é bem disperso (*K-angle* de 97°) e a melhor solução (270°/60°/60°) é distante do mecanismo de referência (*K-angle* de 90°).

Diferentemente do mecanismo focal, a profundidade pode ser bem determinada. O gráfico mostra que o seu valor sugerido está entre 0.1 e 1.0 km, próximo a 0.65 km sugerida por [Chimpliganond et al. \(2010\)](#). A profundidade de maior ajuste é de 0.7 km.

Outro ponto que pode ser notado é o “espalhamento” no gráfico da profundidade quando a polaridade é considerada no ajuste. No teste usando somente a forma de onda, as profundidades dentro do limiar de 95% variam entre 0.1 e 1.0 km e no teste considerando as polaridades o valor está entre 0.1 e 1.6 km. Basicamente, isso ocorre porque as polaridades carregam muito menos informação sobre a profundidade do que a forma de onda. Portanto, ao serem utilizadas, as polaridades melhoram a determinação do mecanismo focal em detrimento da resolução da profundidade.

O resultado considerando-se também as polaridades é apresentado na figura 4.7. A inversão conjunta das polaridades e da forma de onda apresenta um resultado mais coerente do que o anterior. O conjunto de soluções é menos disperso e o melhor mecanismo (190°/45°/70°) é próximo à solução de referência com *K-angle* de apenas 10°. A profundidade com melhor ajuste é 0.4 com o intervalo entre 0.1 e 1.5 km.

4.3.2 Sismo de São Vicente – SP, de 2008

A descrição do evento está na seção 3.5.1 na página 27. O resultado da inversão considerando-se somente a forma de onda é apresentado nas figuras 4.8; e na figura 4.9, a inversão conjunta com as polaridades. Note-se que a onda pP é mais visível nos grupos G012 (África), G005 e G013 (Pólo Sul). Essa onda ainda pode ser identificada nos grupos G001, G10 e G11 (Estados Unidos), porém com menor amplitude.

Ambas as inversões produziram resultados satisfatórios, e tanto o mecanismo obtido quanto a profundidade são próximos aos valores de referência. Note-se que o ajuste de forma de onda dos melhores mecanismos sugere que as estações dos Estados Unidos estão realmente em plano nodal da onda pP. O efeito do “espalhamento” da determinação da profundidade também é visto no sismo de São Vicente.

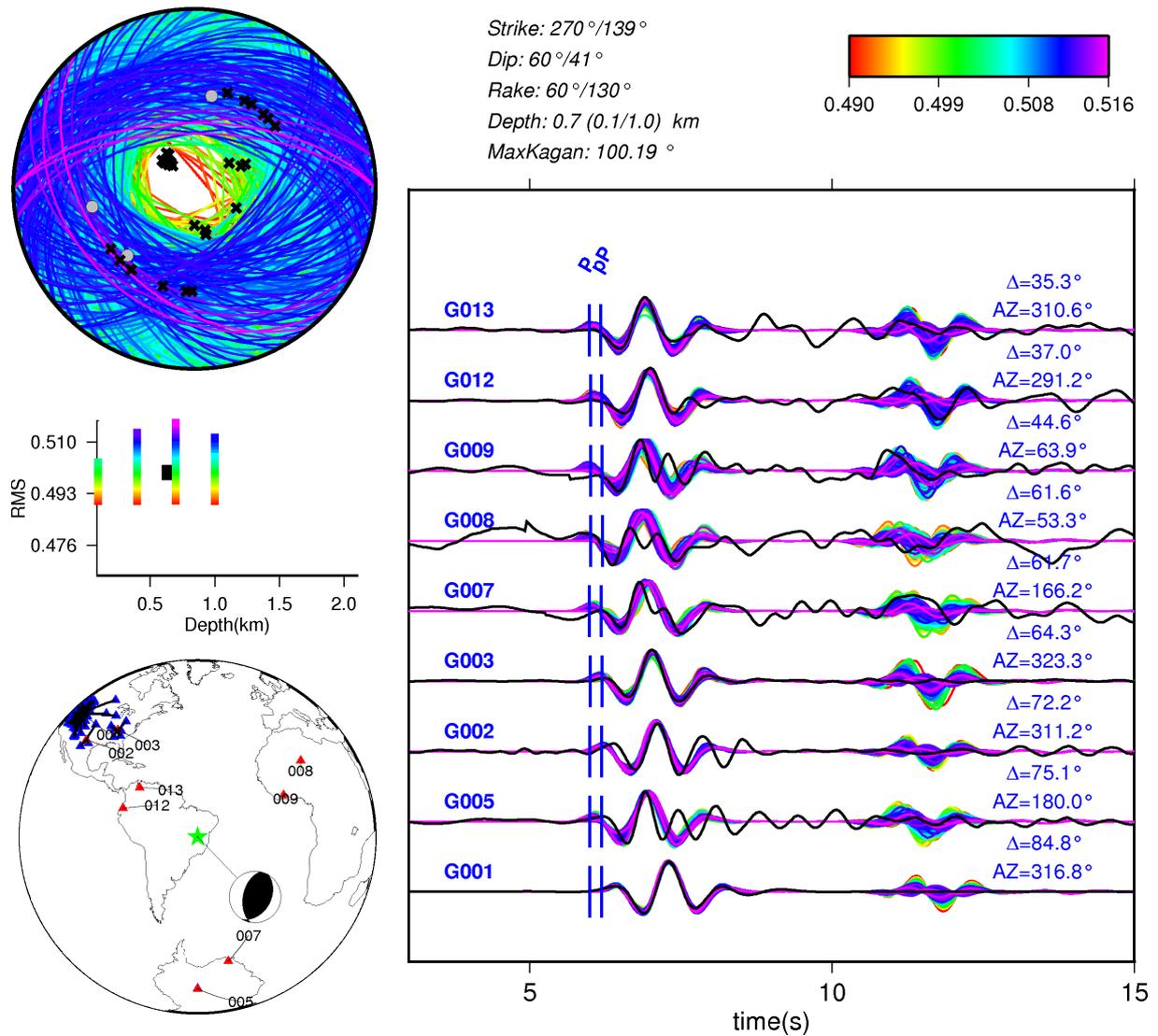


Figura 4.6: Inversão para o sismo de Itacarambi considerando-se somente a forma de onda. São apresentados todos os mecanismos que ajustam os sismogramas dentro do limiar de 95%. Para efeitos de comparação, a solução *Chimpliganond et al. (2010)* e a profundidade de referência (quadrado preto, 0.65 km) estão plotados no gráfico. O conjunto de soluções é bem disperso (K -angle de 97°) e a melhor solução (270°/60°/60°) é distante do mecanismo de referência (K -angle de 90°). As melhores profundidades estão confinadas entre 0.1 e 1.0 km.

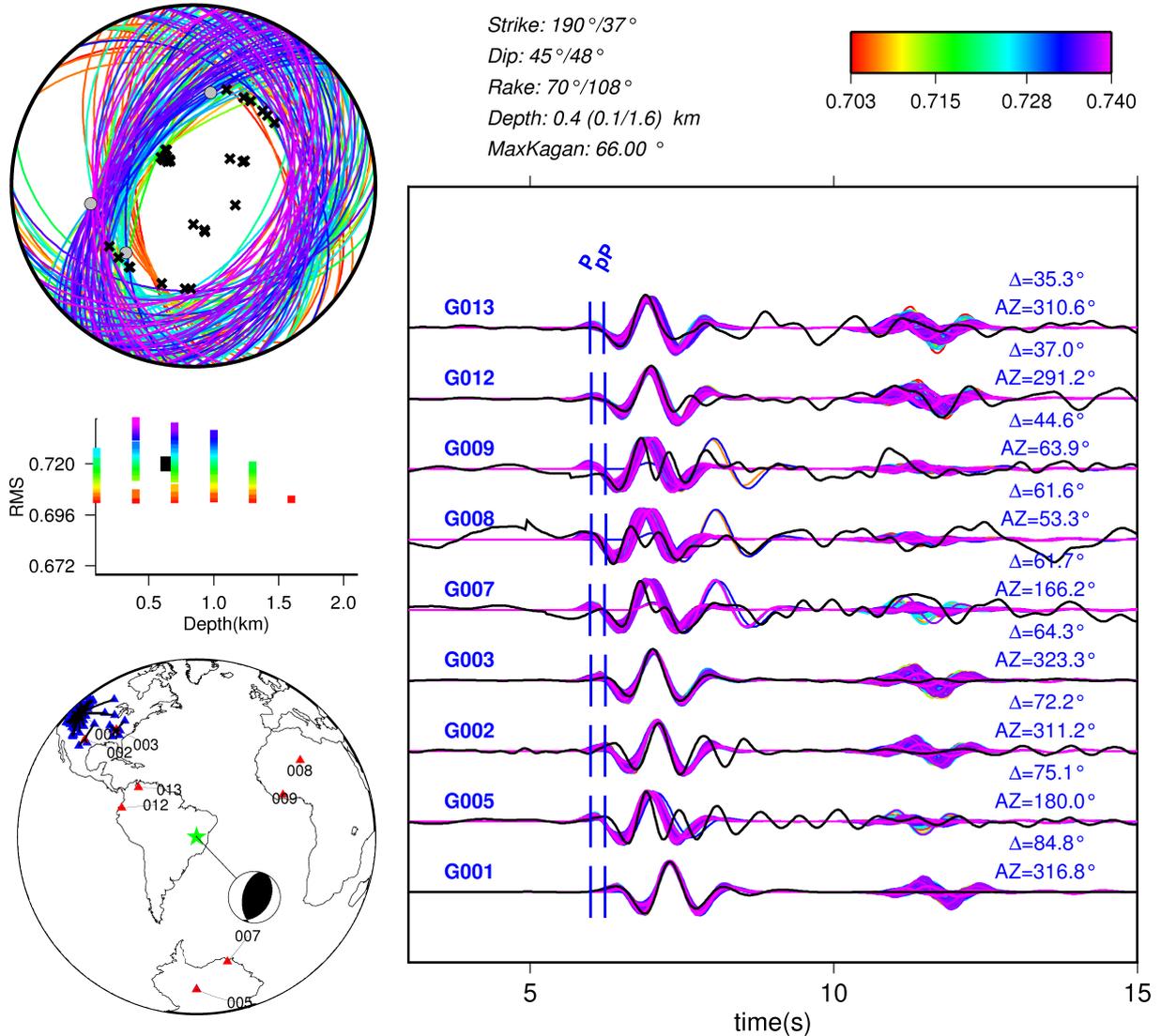


Figura 4.7: Inversão para o sismo de Itacarambi considerando-se as polaridades e a forma de onda. São apresentados todos os mecanismos que ajustam os sismogramas dentro do limiar de 95%. Para efeitos de comparação, a solução *Chimpliganond et al. (2010)* e a profundidade de referência (quadrado preto, 0.65 km) estão plotados no gráfico. A melhor solução ($190^\circ/45^\circ/70^\circ$) é próxima à do mecanismo de referência (K-angle de 10°). As melhores profundidades estão confinadas entre 0.1 e 1.6 km.

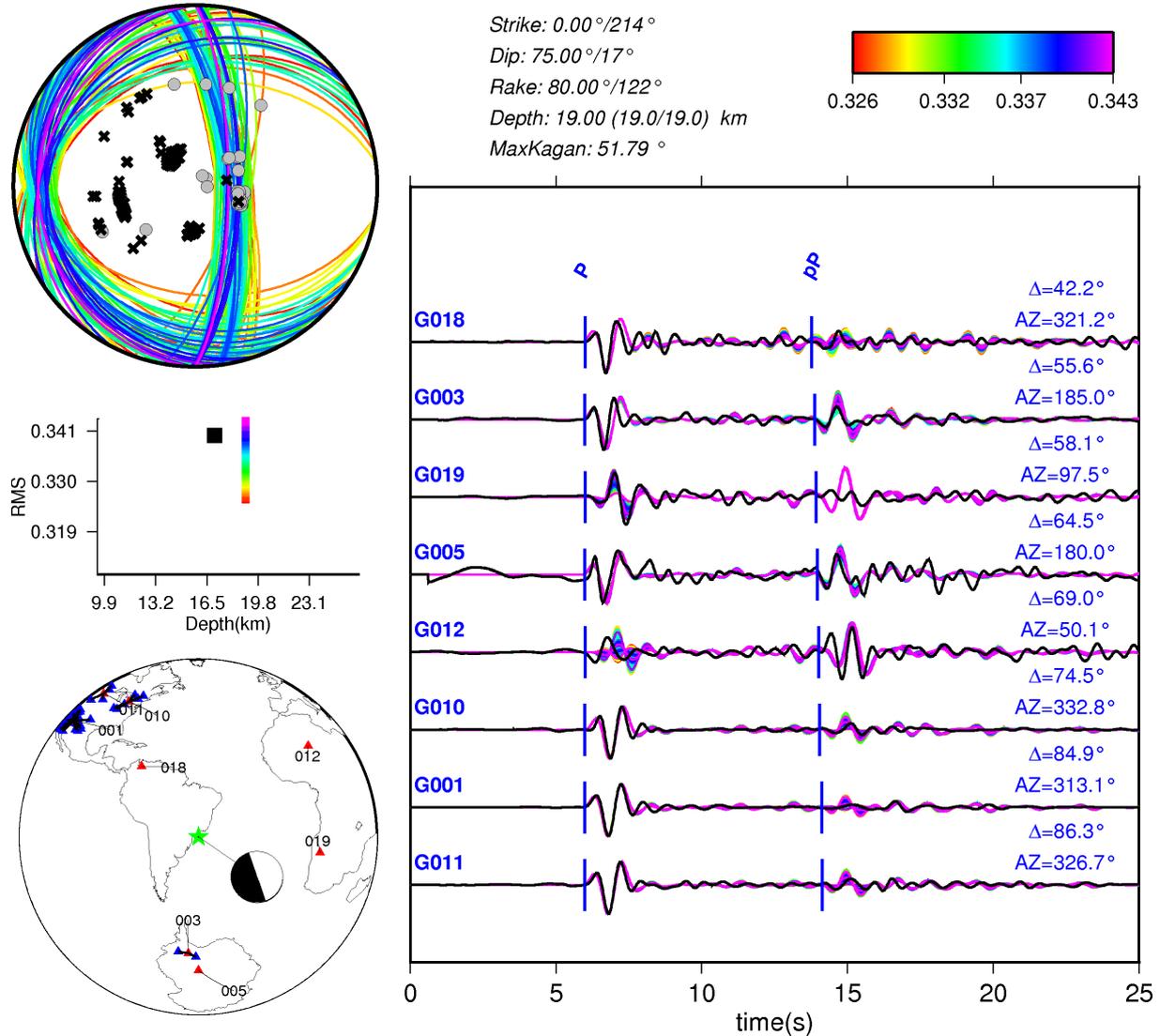


Figura 4.8: Inversão para o sismo de São Vicente considerando somente a forma de onda. São apresentados todos os mecanismos que ajustam os sismogramas dentro do limiar de 95%. Para efeitos de comparação, a solução *Assumpção et al. (2011)* e a profundidade de referência (quadrado preto, 17 km) estão plotados no gráfico. A melhor solução ($0^\circ/75^\circ/60^\circ$) é próxima a do mecanismo de referência (K-angle de 28°). As melhores profundidades são as de 19 km.

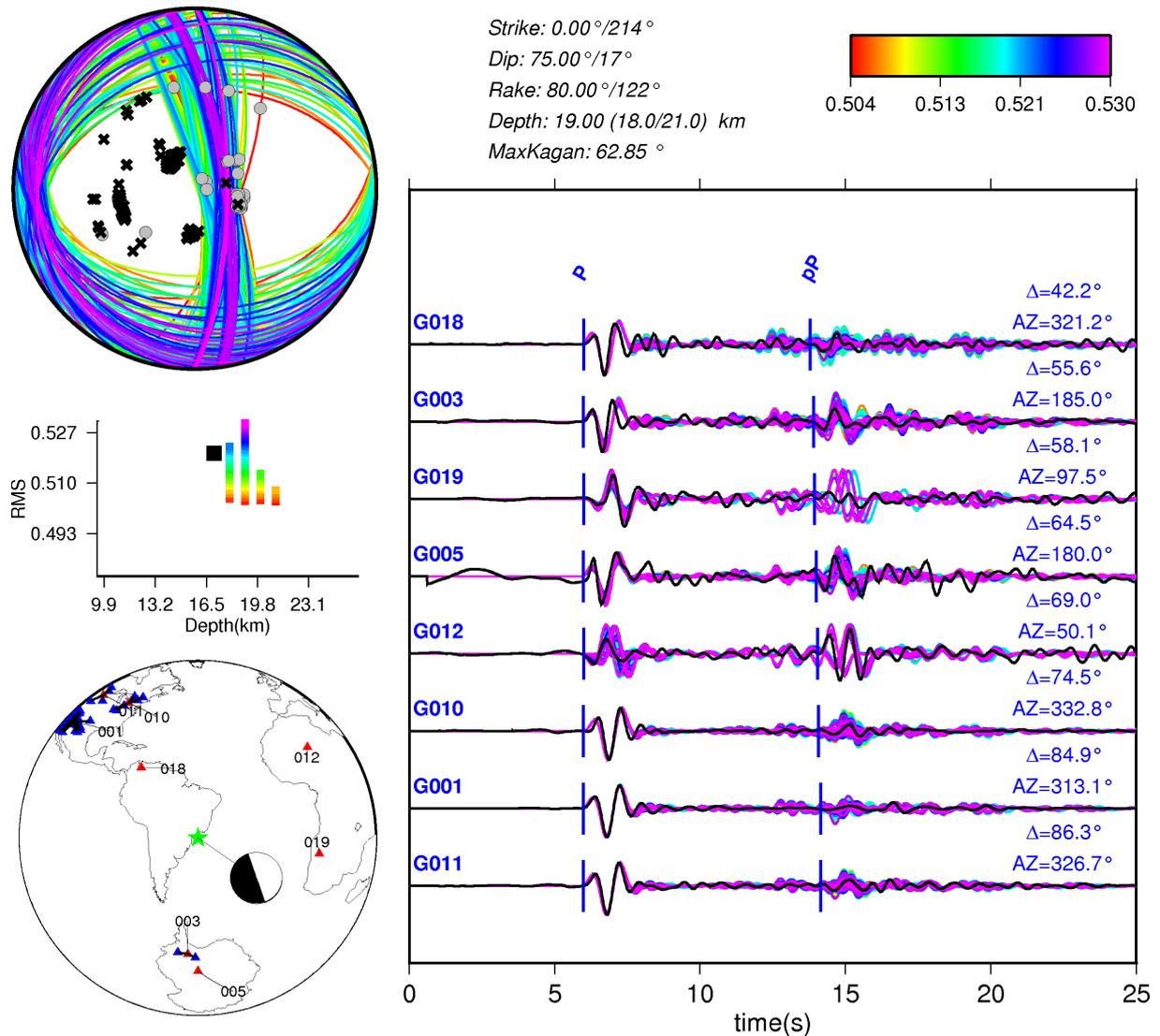


Figura 4.9: Inversão para o sismo de São Vicente considerando forma de onda e polaridades. São apresentados todos os mecanismos que ajustam os sismogramas dentro do limiar de 95%. Para efeitos de comparação, a solução *Assumpção et al. (2011)* e a profundidade de referência (quadrado preto, 17 km) estão plotados no gráfico. A melhor solução ($0^\circ/75^\circ/60^\circ$) é próxima a do mecanismo de referência (K-angle de 28°). As melhores profundidades são confinadas entre 18 e 21 km.

Dois testes adicionais estão em anexo na página 144, figuras B.3 e B.4. O primeiro mostra que o empilhamento da componente vertical dos sismogramas de 200 estações está dentro de um raio entre 70° e 90° . O objetivo desse teste é mostrar que o empilhamento feito na parte do processamento de dados não destrói as fases de profundidade pP e sP. Se essas fases forem coerentes, elas aparecem no traço empilhado.

O segundo tem o intuito de mostrar o que ocorre caso seja dado um peso muito alto para as polaridades durante a inversão: a perda da resolução na profundidade (“espalhamento”). Como já foi dito, isso ocorre porque as polaridades carregam muito menos informação

sobre a profundidade quando comparadas à forma de onda, portanto, ao se atribuir grande peso a elas, a profundidade é mal resolvida na inversão.

4.4 Comentários sobre o teste sintético e teste com dados reais

Nesse capítulo, foi mostrada a metodologia desenvolvida neste trabalho para determinar o mecanismo focal e profundidade de eventos usando-se a modelagem conjunta de onda P telessísmica e polaridade de onda P.

Primeiramente, foram feitos testes com dados sintéticos para sismos de mesmo mecanismo com diferentes profundidades. Foi considerada a inversão usando-se somente a forma de onda e a conjunta com as polaridades. Em ambos os casos, o mecanismo e profundidade de referência puderam ser recuperados.

O teste do evento de São Vicente comportou-se de maneira semelhante aos sintéticos: somente a inversão para as formas de onda foi capaz de reproduzir a solução de referência. Diferentemente, o teste com o evento de Itacarambi, mostrou que, às vezes, somente a forma de onda não é suficiente para recuperar o mecanismo focal correto e que, simplesmente, basear a escolha da solução do mecanismo focal somente no melhor ajuste pode ser perigoso. Importante frisar que mesmo não determinando bem o mecanismo, a profundidade foi recuperada pela modelagem de forma de onda.

4.5 Comparação entre os Resultados das duas Metodologias usadas nesta tese

A discussão sobre a inversão de forma de onda usando tanto as ondas P telessísmicas como o sismograma completo com *ISOLA* foi feita anteriormente. Aqui serão comparados os resultados das duas técnicas. Segue um resumo das técnicas:

A metodologia de onda P telessísmica consiste em recuperar o mecanismo focal e profundidade do sismo por meio da modelagem da componente vertical do sismograma, somente considerando a parte inicial do registro que contém a onda P e as fases de profundidade pP e sP de estações sismográficas entre 30° e 95°. O algoritmo usa o método de grid-search e considera que o mecanismo focal do sismo estudado tem DC=100% (*double-couple*). Ela é um pouco trabalhosa, pois consiste em analisar manualmente o sismograma de várias estações, por exemplo, mais de 1000 para o sismo de São Vicente (figura 4.4, página 70).

O método do sismograma completo com o *ISOLA* determina, por meio da modelagem de forma de onda de estações locais e/ou regionais, o tensor do momento (mecanismo focal, magnitude M_w , DC%), a profundidade e o tempo de origem do evento por *grid-search* com mínimos quadrados.

Cinco eventos puderam ser estudados com ambos os métodos e possibilitam uma comparação mais direta dos resultados. A figura 4.10 mostra a solução focal e o intervalo de profundidade dos sismos. Também são plotados os mecanismos de estudos anteriores. Os eventos são: Amapá-2006 ([International Seismological Centre, 2013](#)), Itacarambi-2007

(Chimpliganond et al., 2010), Mara Rosa-2010 (Zahradník et al., 2015), Coxim-2009 (Dias et al., 2016), São Vicente-2008 (Assumpção et al., 2011).

Event	P_Telessismica			Isola			Ref.	
	FM	H(km)	K-angle	FM	H(km)	K-angle	FM	H(km)
Amapa,2006		0.7/1.1	38		7/13	65		10f
Itacarambi,2007		0.1/1.3	10		2/3	32		0.7
MaraRosa,2010		0.3/1.4	11		6/8	10		1.3
Coxim,2009		6.0/6.5	13		7/14	40		6.2
SVicente,2008		18.0/21.0	28		7/26	17		17.5

Figura 4.10: Comparação entre os mecanismos focais e os intervalos de profundidades obtidos com duas metodologias apresentadas nesta tese. Também são apresentadas as soluções de estudos prévios.

Novamente a comparação entre os mecanismos é feita usando o *K-angle* : ângulos $< 30^\circ$, são mecanismos diferentes, entre 30° e 40° similares e bem diferentes para $> 50^\circ$. Na comparação para o sismo de Mara Rosa escolheu-se a solução de Zahradník et al. (2015) ao invés da Barros et al. (2015). A razão é que o primeiro trabalho apresenta a solução somente para o evento principal e o segundo dá o mecanismo composto de toda a sequência de eventos. O *K-angle* entre as soluções focais é 38° .

Todos os eventos mostrados apresentam resultados bem próximos à solução de referência, salvo o sismo do Amapá. A referência desse evento é International Seismological Centre (2013) e, como se trata de uma solução automática, pode conter erros. Para esse evento foi adotada a solução da modelagem telessísmica porque ela foi obtida através da forma de onda e das polaridades de onda P. Ademais, o mecanismo da modelagem telessísmica e do ISOLA estão dentro da faixa considerada similar ($K-angle = 38^\circ$).

A principal diferença entre as duas metodologias está na determinação da profundidade focal. Os resultados com o ISOLA apresentam uma maior incerteza nesse parâmetro; por exemplo, o sismo de Coxim e o de São Vicente a profundidade varia respectivamente entre 7 e 14 km e 7 e 26 km contra 6.0 e 6.5 km e 18 e 21 km para a modelagem telessísmica. Além disso, nos sismos de Mara Rosa e Itacarambi, a profundidade com a modelagem telessísmica é mais próxima da obtida nos estudos anteriores. Há duas possíveis explicações para esses fatos:

- A frequência e a distância das estações usadas durante a inversão no *ISOLA* fazem com que o sismograma a ser invertido seja constituído por ondas de superfície. Essas ondas possuem menor resolução na profundidade quando comparadas às ondas pP e sP presentes na modelagem telessísmica. Se essas fases podem ser identificadas no sismograma, uma profundidade focal acurada pode ser determinada (Spall et al., 1989).
- O método de número de onda discreto usado pelo *ISOLA* tem problemas numéricos que podem causar artefatos nos sismogramas sintéticos como falsa chegada tardia das ondas (Zahradník, 2014). Uma consequência disso é que profundidades muito rasas (aproximadamente $< 0.5-1.0$ km) em estações distantes (aproximadamente > 400 km) dificultam a obtenção da profundidade correta nos casos dos eventos de Mara Rosa e Itacarambi.

A magnitude do evento estudado também influi nos métodos. Por exemplo, se um tremor de magnitude ~ 4 não for registrado por nenhuma estação dentro de um raio de 150 km, muito dificilmente terá o seu mecanismo determinado pela modelagem com o *ISOLA*. Também dificilmente será registrado em distâncias telessísmica com boa relação sinal-ruído.

A modelagem telessísmica ainda depende do mecanismo focal. Por exemplo, se o mecanismo focal possuir uma forte componente transcorrente, a onda P telessísmica será de amplitude menor se comparadas às de um sismo com mecanismo inverso de mesma magnitude, como é mostrado na figura 4.11.

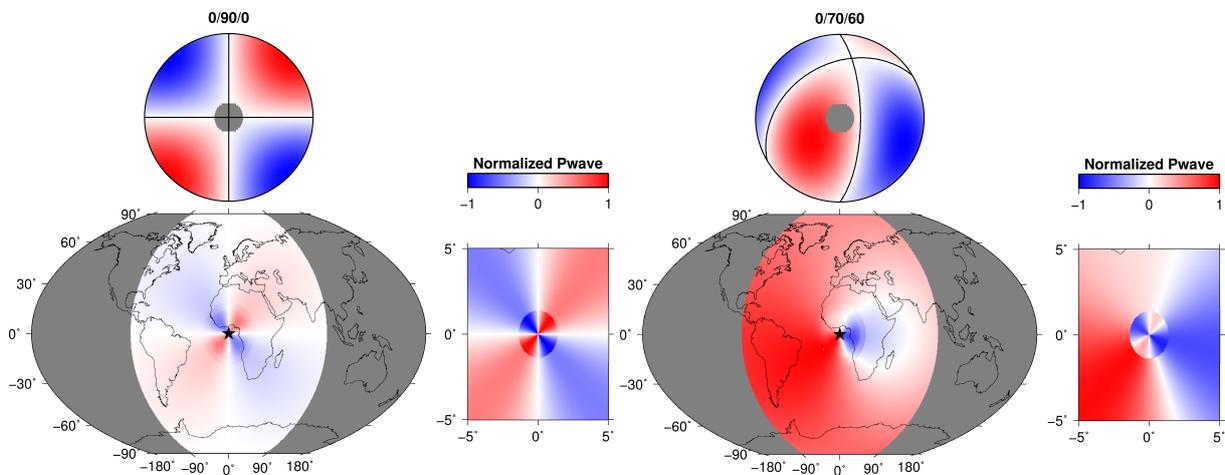


Figura 4.11: Amplitude teórica normalizada da primeira chegada de onda P para um mecanismo transcorrente ($0^\circ/90^\circ/0^\circ$) à esquerda, e um inverso ($0^\circ/70^\circ/60^\circ$) à direita. Acima de ambos é apresentado o diagrama bola de praia e abaixo, os mapas para o mesmo mecanismo: à esquerda o mapa mundial e a região epicentral em destaque. Foram consideradas somente distâncias até 90° (takeoff $\sim 14^\circ$) do evento. A parte azul representa a parte dilatacional e a parte compressional em vermelho. A estrela representa o epicentro.

Na figura 4.11 é mostrada a amplitude normalizada e livre de qualquer efeito de percurso da onda P para sismos de falha transcorrente ($0^\circ/90^\circ/0^\circ$) e inversa ($0^\circ/70^\circ/60^\circ$). É notável que a onda P telessísmica do mecanismo transcorrente possui amplitude menor em regiões telessísmicas quando comparada ao do mecanismo inverso.

Outro fato que chama a atenção na figura 4.11 para mecanismo inverso, é a distribuição geográfica das estações com respeito à polaridade. Por exemplo, a região azul (polaridade negativa) é menor se comparada à vermelha (polaridade positiva) caso o tremor não fosse registrado em estações locais e/ou regionais, a determinação da solução focal usando somente as polaridades. Isso ocorre com o sismo do Amapá de 2007 (figura B.9, página 150), que possui forte componente inversa onde quase a totalidade das polaridades disponíveis são positivas, mostrando a importância da modelagem de forma de onda para a determinação do mecanismo. Além do mais, polaridades são importantes para obter a solução final nas duas metodologias.

4.6 Outros eventos estudados

O resultado de outros eventos estudados estão no anexo 1 na página 146: Coxim (figura B.5), Mara Rosa (figura B.6), e três sismos do cone Amazônico (figuras: B.7, B.8 e B.9).

O tremor ocorrido em Telêmaco Borba no estado do Paraná em 04 de janeiro 2006 foi registrado por duas estações. Infelizmente, um problema de relógio impediu que o sismo fosse estudado com o *ISOLA*. O resultado do mecanismo, feito com o pacote de Herrmann encontra-se na figura B.10.

5 Tensor de Esforço a partir de Mecanismos Focais

Neste capítulo serão mostradas: a classificação do regime tectônico usada pelo World Stress Map (Barth et al., 2008), a compilação de soluções focais feita para a América do Sul e a determinação do tensor de esforços na Placa Sul Americana usando-se a metodologia de Michael (Michael, 1984, 1987).

5.1 Tipos de falhas

A classificação do regime tectônico usada nesta tese é a mesma sugerida pelo projeto World Stress Map (WSM - Barth et al. (2008)). Com base nos trabalhos de Anderson (1951) e Zoback (1992), a tipificação da falha pode ser dividida em: normal (NF), normal com componente transcorrente (NS), transcorrente (SS), inversa com componente transcorrente (TS), inversa (TF) e indeterminada (U), de acordo com o mergulho dos eixos P (compressão), T (tração) e B (nulo) do mecanismo focal (Tabela 5.1). A orientação da máxima compressão horizontal (S_{Hmax}) é retirada do azimute dos eixos.

Conforme foi mostrado na figura 1.4 (página 6), as falhas inversas e transcorrentes têm o S_{Hmax} correspondente à orientação de maior compressão (S1) e, nas falhas normais, o S_{Hmax} corresponde à compressão intermediária (S2). O fator de forma (R) expressa a relação entre as três magnitudes do esforço (S1, S2 e S3) e pode ser definido como:

$$R = \frac{S2 - S3}{S1 - S3} \quad (5.1)$$

o valor de R varia entre 0 e 1. O conjunto das orientações mais o fator de forma recebe o nome de "tensor de esforço", simplificada, pois as magnitudes das tensões não podem ser determinadas com mecanismos focais.

Tabela 5.1: Classificação do regime tectônico de acordo com mergulho (m) dos eixos P, B e T e orientação do S_{Hmax} de acordo com os mesmos eixos. Caso o mecanismo não se encaixe em nenhuma das categorias, é atribuído o regime U. Valores de Zoback (1992).

Eixo P	Eixo B	Eixo T	Regime	SH-azimute
$m > 52$		$m < 35$	NF	B
$40 < m < 52$		$m < 20$	NS	T+90
$m < 40$	$m > 45$	$m < 20$	SS	T+90
$m < 20$	$m > 45$	$m < 40$	SS	P
$m < 20$		$40 < m < 52$	TS	P
$m < 35$		$m > 52$	TF	P

A associação dos eixos P, B e T com as orientações de esforços principais S1, S2 e S3, feita usualmente na sismologia, pode introduzir erros. Como apontado por McKenzie (1969), a orientação dos esforços pode localizar-se em qualquer posição do quadrante da esfera focal que contém os eixos. Por exemplo, caso a falha sismogênica seja conhecida, a orientação

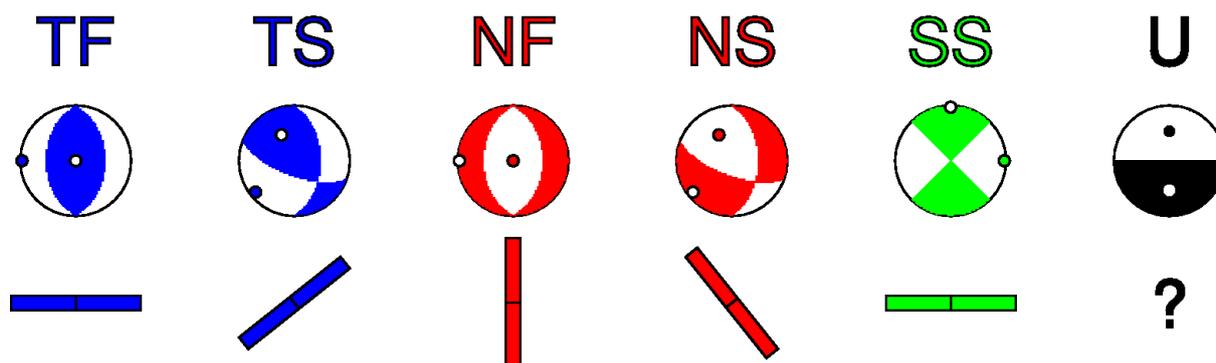


Figura 5.1: Mecanismos focais para os seis tipos de regime tectônico: inverso (TF), inverso com componente transcorrente (TS), normal (NF), normal com componente transcorrente (NS), transcorrente (SS) e indeterminado (U). Os círculos cheios e vazios, na esfera focal, são os eixos P e T dos mecanismos focais, respectivamente. A orientação das barras é atribuída conforme a tabela 5.1.

de 20°-30° dessa falha é a mais provável para a máxima compressão de esforço. Uma forma de reduzir essa incerteza é utilizar vários mecanismos para obter a orientação da máxima compressão horizontal, supondo que os tremores foram gerados pelo mesmo campo de esforço (Hicks et al., 2000).

A figura 5.1 apresenta os mecanismos focais para os seis tipos de regime tectônico segundo o WSM e a orientação do S_{Hmax} está representada pelas barras: azul para falhas inversas, vermelho para normais, verde para transcorrentes e preto quando o S_{Hmax} é indeterminado. Um tipo de regime indeterminado ocorre quando um dos planos nodais é vertical e o outro horizontal, como é o caso do sismo de São Vicente.

5.2 Compilação de Mecanismos Focais na América do Sul

Neste trabalho, a compilação de Assumpção (1992) dos mecanismos focais para América do Sul foi atualizada com dados provenientes do ISC (International Seismological Center), de soluções focais publicadas na literatura e de mecanismos obtidos nessa tese. Durante a compilação, visando evitar sismos da zona de Benioff, dados próximos da margem continental oeste foram desconsiderados. Também foram excluídos tremores com profundidade maior que 20 km nos Andes para levar em conta somente sismos ocorridos na porção superior da crosta.

A qualidade da solução focal foi atribuída baseando-se nos critérios do WSM para a orientação do S_{Hmax} (Barth et al., 2008). A qualidade A é dada se a incerteza do S_{Hmax} é inferior a 15°; e B para valores entre 15° e 20°. Ambas as qualidades só são conferidas a mecanismos com mais de oito eventos. A categoria C (entre 20° e 25°) e D (maior do que 40°) são as qualidades creditadas ao mecanismo focal de apenas um evento. Por fim, E, quando se acredita que o valor da incerteza da máxima compressão horizontal é maior que 40°.

Baseando-se nesse critério do WSM, atribuiu-se aos mecanismos focais qualidade C ou D:

- C – Soluções obtidas com inversão de forma de onda e polaridades de onda P ou somente mecanismos provenientes de polaridades, mas com o plano de falha confirmado pelos hipocentros das réplicas.
- D – Soluções obtidas somente com polaridade ou inversão de forma de onda.

A figura 5.2 mostra a S_{Hmax} estimada para todos os tremores compilados nesta tese usando-se o critério do WSM. O tamanho das barras reflete a qualidade (C ou D) atribuída aos mecanismos. A compilação de dados conta com os mecanismos com polaridades de onda P e com inversão de forma de onda de Alvarado et al. (2005); Alvarado & Beck (2006); Alvarado & Ramos (2011) para sismos da região sub-andina. No platô de Puna, tem-se estudo de Mulcahy et al. (2014) com polaridade de onda P para 17 eventos com uma rede de 74 estações.

Na região do Peru, da Colômbia e do Equador, usaram-se estudos de inversão de forma de onda P telessísmica (Ego et al., 1996; Tavera & Buforn, 2001; Lee et al., 2002) e polaridades de onda P (Devlin et al., 2012) com inversão de forma de onda P, SH e InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*). Da Venezuela, têm-se três eventos registrados por estações sismográficas locais e estudados por Palma et al. (2012). Também foram usadas soluções focais do banco de dados do ISC, excluindo-se os sismos que tiveram os seus mecanismos determinados pelos trabalhos supracitados.

Os dados dos sismos brasileiros contam, por exemplo, com trabalhos no cratón do São Francisco (Chimpliganond et al., 2010; Agurto-Detzel et al., 2015b) e na Bacia dos Parecis (Barros et al., 2009). No nordeste, há dados próximos do Lineamento Pernambuco Neto et al. (2013, 2014), na bacia Potiguar (Nascimento et al., 2004) e também resultados desta tese. A lista completa dos sismos brasileiros encontra-se no anexo (página 152).

A figura 5.3 mostra o diagrama ternário de Frohlich (1992) para classificação do regime de esforços. A propriedade usada no diagrama é:

$$\sin(m_P)^2 + \sin(m_T)^2 + \sin(m_B)^2 = 1 \quad (5.2)$$

onde m_P, m_T e m_B são respetivamente os mergulhos dos eixos P, T e B. Esse é um gráfico de classificação de regime tectônico, por exemplo, todos os mecanismos puramente transcorrente ($m_B = 90$) são representados pelo vértice superior do triângulo, não importando o ângulo de *strike*. As cores indicam o regime: verde (transcorrente), azul claro (inverso com componente transcorrente), azul (inverso), vermelho (normal), amarelo (normal com componente transcorrente) e cinza (indeterminado). Os limites entre os regimes, representado pelas linhas, refletem a classificação usada pelo WSM.

Da figura 5.3 nota-se a predominância de mecanismos inversos e transcorrentes, típica da maioria das regiões intraplaca, como pode ser claramente observada na região central da placa. Falhas normais são menos numerosas e ocorrem principalmente no planalto andino e em algumas áreas isoladas na parte oriental do continente mais próximo da margem do Atlântico. Ao longo da faixa andina, o S_{Hmax} tendem a ter uma orientação média leste-oeste e parecem ser consistentes para centenas de quilômetros; os sismos tendem a apresentar falhas inversas ou transcorrentes.

SHmax Estimate from Focal Mechanisms

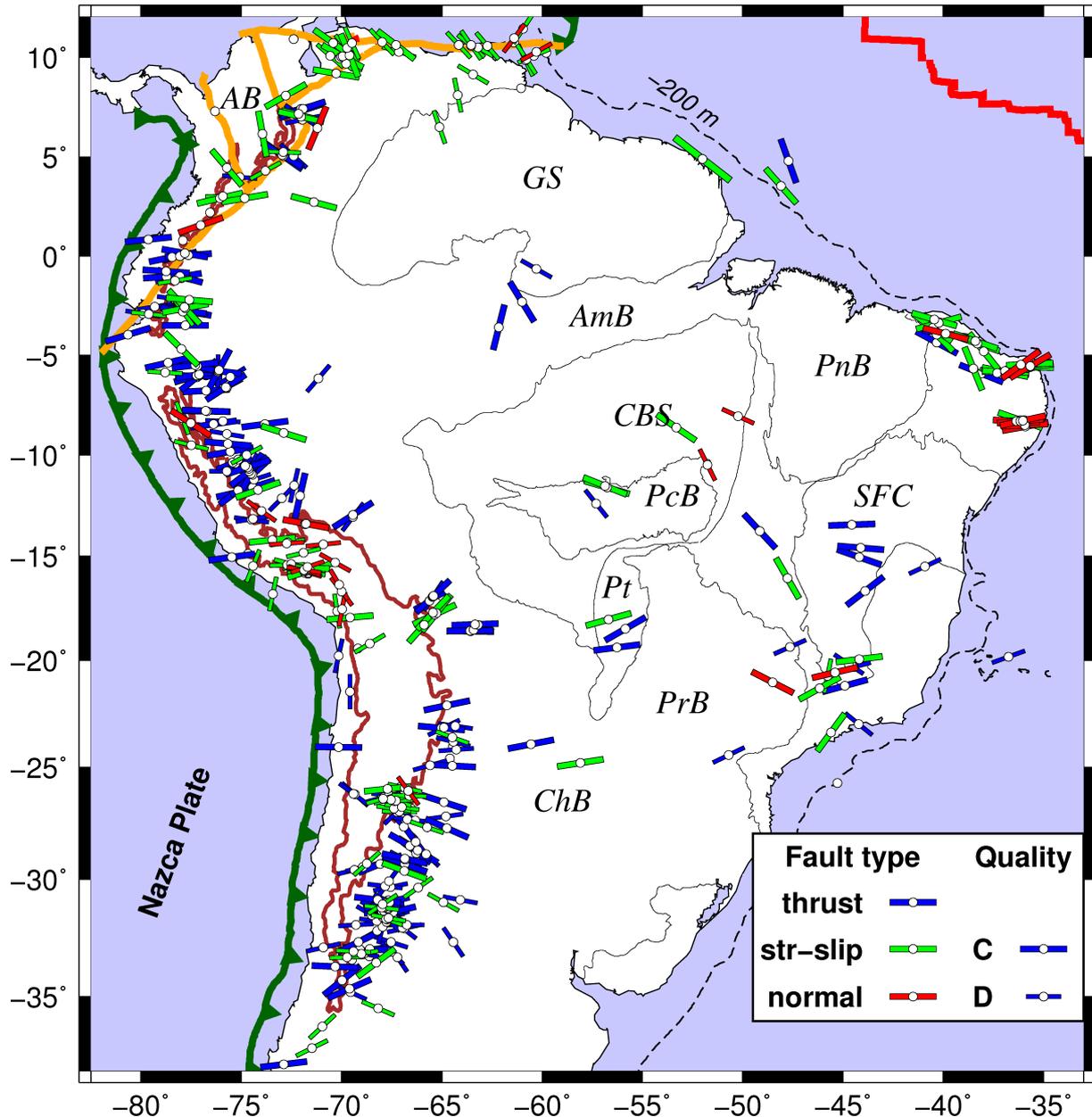


Figura 5.2: Compilação dos mecanismos focais para a América do Sul. A orientação das barras indicam a estimativa da máxima compressão horizontal S_{Hmax} , seguindo o critério do WSM. As cores indicam o tipo do regime tectônico: azul para falhas inversas, verde para transcorrente e vermelha para normais. O tamanho das barras representa a qualidade dos mecanismos (B ou C). As maiores províncias geológicas são: GS = Escudo da Guiana; CBS = Escudo Central do Brasil; SFC = Craton do São Francisco; AmB = Bacia Amazônica; PnB = Bacia do Parnaíba; PcB = Bacia do Parecis; PrB = Bacia do Paraná; ChB = Bacia do Chaco; Pt = Bacia do Pantanal. A linha verde é o limite da placa, a vermelha é a cadeia Meso-Oceânica, laranja são as falhas transformantes do Caribe. AB é o bloco caribenho dos Andes. A batimetria de 200 m (linha tracejada) e o platô dos Andes de 3000 m (linha marrom).

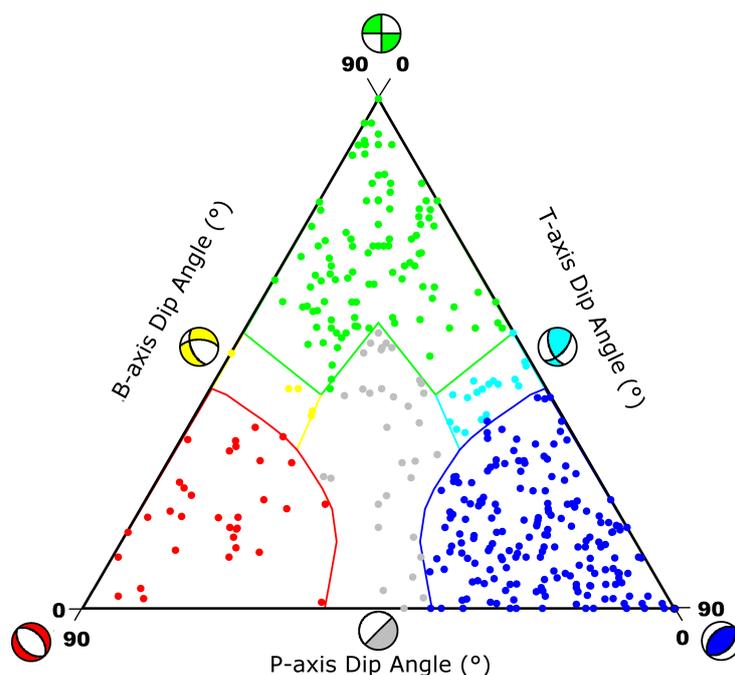


Figura 5.3: Diagrama ternário de classificação de regime de esforços indicado por cores: verde (transcorrente), azul claro (inverso com componente transcorrente), azul (inverso), vermelho (normal), amarelo (normal com componente transcorrente) e cinza (indeterminado). Cada ponto refere-se a um mecanismo focal.

As falhas transcorrentes e inversas são dominantes no território brasileiro. Falhas normais ocorrem principalmente na região nordeste. Uma compressão leste-oeste é observada no sudeste na região do craton do São Francisco estendendo-se à região da Bacia do Pantanal e do Chaco. Essa compressão leste-oeste é predita pela superposição do empurrão da meso-oceânica, colisão com a placa de Nazca e o arraste basal (e.g., Coblenz & Richardson (1996); Naliboff et al. (2009)).

Uma orientação noroeste-sudeste do S_{Hmax} parece estender-se desde a Província do Tocantins, na região central do Brasil, até o Escudo das Guianas no craton amazônico. A orientação aproximadamente norte-sul do S_{Hmax} na Bacia Amazônica foi interpretada por Zoback & Richardson (1996) como o efeito local de flexura devido a cargas na crosta inferior. Efeitos de flexura, devido a afinamento da crosta, também estão presentes na Província Tocantins (Assumpção & Sacek, 2013) e na Foz do Rio Amazonas (Watts et al., 2009).

Na região nordeste, o S_{Hmax} tende a ser paralelo à linha de costa. Modelos numéricos que levam em conta o espalhamento do continente por causa da diferença de densidade na transição oceano continente (Coblenz & Richardson, 1996; Meijer, 1995; Naliboff et al., 2012), embora de maneira mais gradual, também predizem essa orientação. Entretanto, esses modelos não levam em conta a flexura causada pela carga sedimentar nas margens passivas. Efeitos de flexura são importantes e influem no campo de esforços no território brasileiro no nordeste (Ferreira et al., 2008), na Foz do Rio Amazonas (Watts et al., 2009), na plataforma continental (Assumpção et al., 2011), na região central do Brasil (Assumpção & Sacek, 2013).

5.3 Inversão de tensores de esforços

Há várias metodologias para a determinação do tensor de esforço a partir de soluções focais, e.g., [Angelier \(1984\)](#); [Gephart & Forsyth \(1984\)](#); [Michael \(1984, 1987\)](#). Mais recentemente, novas técnicas baseadas nesses trabalhos têm surgido: [Hardebeck & Michael \(2004\)](#); [Vavryčuk \(2014\)](#); [Martínez-Garzón et al. \(2014\)](#).

Os métodos supõem que o esforço não varia no tempo e que ele é uniforme na orientação e magnitude dentro da região estudada. Os métodos de [Gephart & Forsyth \(1984\)](#); [Michael \(1987\)](#) supõem que a orientação do deslocamento observado no plano nodal (*rake*) e a orientação do esforço tangencial da falha são as mesmas, minimizando a diferença entre elas. Isso implica que a única incerteza da solução focal concentra-se no ângulo do *rake* e que, na falha em si (ângulos de *strike* e *dip*), não há erros. Uma razão apontada por [Hardebeck & Hauksson \(2001\)](#) é que, usualmente, a geometria da falha é desconsiderada como indicativo de esforço atual, pois ela pode ser resultado de outro campo de esforços preexistentes.

[Gephart & Forsyth \(1984\)](#) procuram através de tentativa-e-erro o melhor tensor que minimiza a diferença entre o modelado e o observado, e, diferentemente do método de [Michael \(1987\)](#), ele considera que pode haver erros na falha. O ajuste é definido como o mínimo ângulo de rotação da solução focal que faz a orientação do *rake* concordar com a orientação do esforço tangencial no plano de falha ([Gephart & Forsyth, 1984](#); [Hardebeck & Hauksson, 2001](#)).

Um problema enfrentado por ambos os métodos é a escolha entre os dois planos nodais que compõem o mecanismo focal. Como mostrado por [Michael \(1987\)](#), a escolha do plano afeta os resultados. Por exemplo, [Lund & Slunga \(1999\)](#) propuseram usar o critério de ruptura de Mohr para escolher qual dos dois planos é mais suscetível a ser a falha, incorporando-o no método de [Gephart & Forsyth \(1984\)](#). Semelhantemente, [Vavryčuk \(2014\)](#) o fez para método de [Michael \(1987\)](#). Para contornar esse problema, ambos os métodos realizam a inversão para os dois planos e escolhem o de resíduo menor. Em contrapartida, o método de [Angelier \(1984\)](#) considera que não há diferença entre os dois planos nodais. No entanto, a informação de qual plano nodal é a falha não pode ser desprezada. Como é mostrado na figura 5.4, a escolha do plano influi no resultado.

Em uma comparação entre os métodos de inversão de [Gephart & Forsyth \(1984\)](#) e de [Michael \(1987\)](#), usando-se dados sintéticos, [Hardebeck & Hauksson \(2001\)](#) concluíram que o primeiro apresenta melhores resultados quando são usados dados livres de ruído, enquanto que o segundo é mais preciso para dados que apresentam ruídos, tornando-o, dessa forma, mais apto para trabalhar com dados reais. Uma revisão mais extensa e detalhada das diferentes metodologias é apresentada por [Maury et al. \(2013\)](#).

No intuito de obter a orientação dos esforços, os mecanismos apresentados na figura 5.2 foram divididos em 26 grupos (figura 5.5). A divisão foi feita levando-se em conta a proximidade, a quantidade de soluções e a orientação do S_{Hmax} . Na região dos Andes e no nordeste brasileiro, onde o número de soluções é maior, foi possível formar uma maior quantidade de grupos. Zonas, com orientações claramente diferentes também foram separadas como os grupos: G7 (Bacia do Pantanal) e G8 (região central).

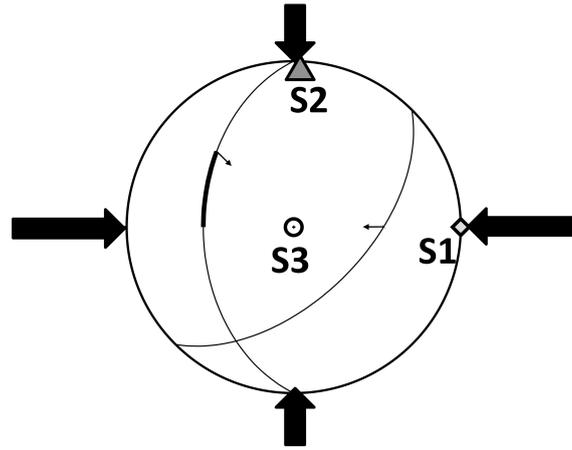


Figura 5.4: Exemplo do ajuste entre o rake observado (seta) e o calculado (outra extremidade do segmento mais espesso), para os dois planos nodais de um mesmo mecanismo. O tensor tem S1 orientado leste-oeste, S2 orientado norte-sul (fator de forma = 0.5) e S3 vertical. O mecanismo focal é: plano nodal 1: strike 45°, dip 55°, rake 12°0; plano 2: strike 180°, dip 45°, rake 55°. O tensor é consistente com o rake =120° do plano nodal e, caso a falha for o plano nodal 2, há uma diferença de 35°.

Contudo, devido ao limitado número de soluções focais de alguns grupos, a busca de orientações das tensões principais foi limitada à vertical e à horizontal, i.e., uma das orientações de esforço é vertical e as outras duas são horizontais. Essa aproximação é válida porque o interesse é obterem-se os padrões de esforços regionais, e, uma vez que a área do grupo é muito superior à profundidade dos sismos, a superfície da Terra deve ser um dos planos principais. De fato, como a superfície está em contato com um fluido (água ou ar), portanto, não suportando cisalhamento, é esperado que uma das tensões principais seja normal à superfície [Zoback & Zoback \(2002\)](#). Nessa tese, optou-se pelo método de [Michael \(1987\)](#) por se tratar de um código aberto que possibilita tal suposição.

A tabela 5.2 resume a classificação do regime do esforço em relação à orientação vertical, e também mostra a relação entre S_{Hmax} e S_{hmin} deviatórica, i.e., magnitudes da tensão menos a pressão litostática, máxima e mínima compressão horizontal. Por exemplo, para um regime transcorrente, S_{Hmax} e S_{hmin} têm sinais contrários enquanto, para regimes normais e inversos, o sinal é o mesmo. Essas relações vêm do fator de forma e da definição de pressão litostática ($S_v = 0$)

Tabela 5.2: Classificação do regime do esforço em relação à orientação vertical do tensor e relação entre S_{Hmax} e S_{hmin} deviatóricos

Tensão Vertical	Regime de Esforço	Relação entre os Tensões Horizontais
S1	Normal	$S_{hmin} = (1 - R) * S_{Hmax}$
S2	Transcorrente	$S_{hmin} = -R/(1 - R) * S_{Hmax}$
S3	Inverso	$S_{hmin} = S_{Hmax} / R$

A qualidade dos eventos, C ou D, foi considerada na inversão: sismos com categoria C

SHmax Estimate from Focal Mechanisms

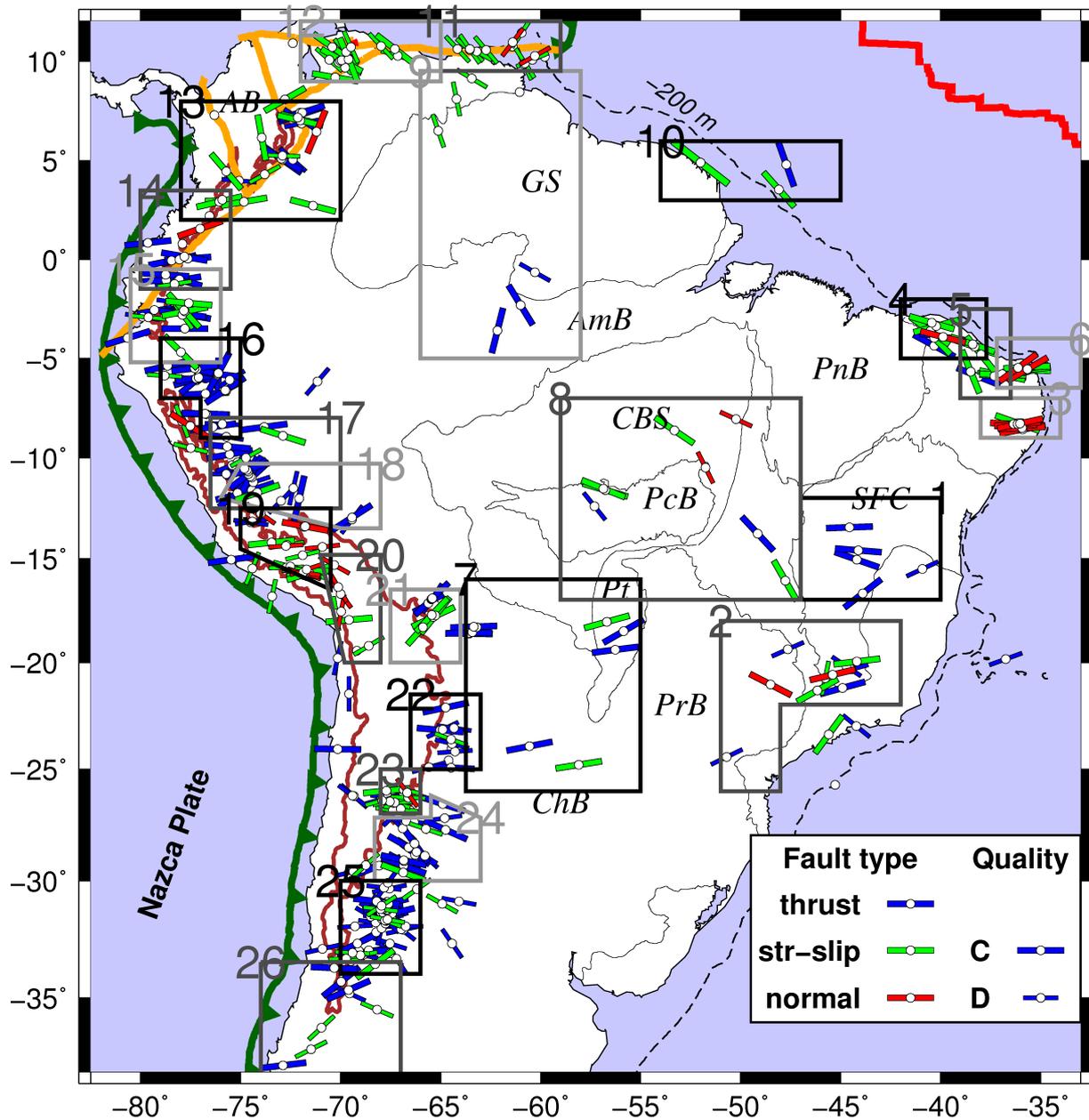


Figura 5.5: Grupos formados para a inversão do tensor do esforço para as soluções focais da América do Sul. Foram formados 26 grupos ao todo, sendo dez deles localizados no Brasil, todos indicados, respectivamente, pelos números de 1 a 26. Considere-se o restante da legenda idêntico à da figura 5.2.

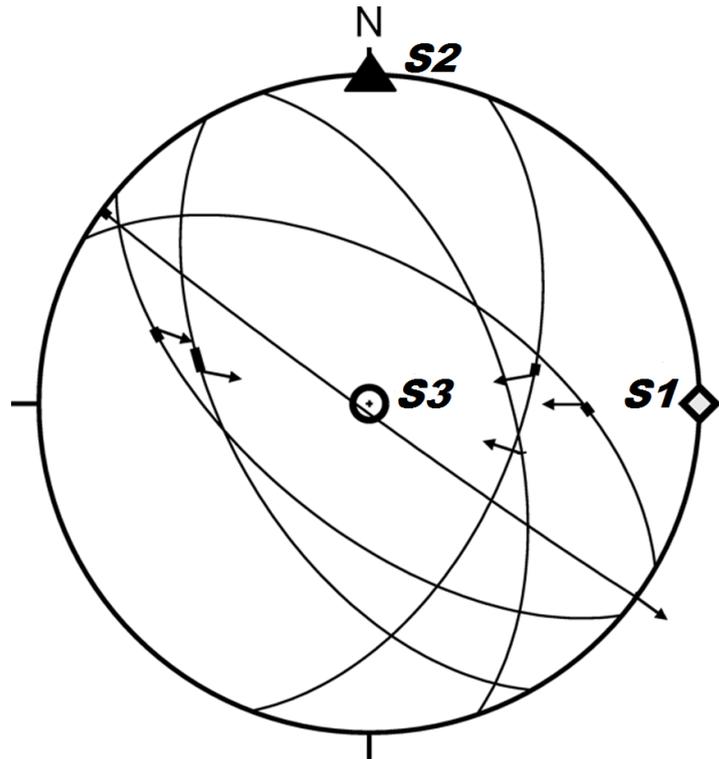


Figura 5.6: Inversão do tensor de esforço para grupo 7 da figura anterior. A máxima compressão horizontal ($S1$), é ilustrada pelo diamante, a compressão intermediária ($S2$), pelo triângulo, e pelo círculo: a mínima compressão ($S3$). As setas são o rake observado e a linha grossa, próxima a elas, representa a diferença entre o rake observado e o rake calculado. A inversão mostra um esforço compressional com S_{Hmax} no eixo leste-oeste.

receberam peso 2 e enquanto os de qualidade D, peso 1. Quando o plano da falha é conhecido, como acontece com Itacarambi (Chimpliganond et al., 2010) e Montes Claros (Agurto-Detzel et al., 2015b), ele é fixado na inversão. A figura 5.6 mostra o resultado da inversão do tensor de esforço dos mecanismos da Bacia do Pantanal (grupo 7 da figura 5.5). Trata-se de um regime inverso já que a orientação $S3$ é vertical. O S_{Hmax} ($S1$) é uma compressão leste-oeste e o S_{hmin} é uma compressão norte-sul ($S2$). As flechas são o rake observado e a linha sólida, próxima das flechas, representa a diferença entre o rake calculado e o observado. No caso, o fator de forma $R = 0.5$ indica que o esforço deviatórico $S2$ é a metade do $S1$.

Para estimar a incerteza da inversão do tensor usou-se o método de bootstrap (Hesterberg et al., 2005). Cada um dos 26 grupos (figura 5.5) são reamostrados aleatoriamente em 1000 subgrupos. Para cada um desses subgrupos, foi realizada a inversão, anotando-se as orientações dos esforços e o fator de forma.

O resultado do *bootstrap* para os 26 grupos da figura 5.5 estão nas figuras 5.7 (grupos 1 a 12) e 5.8 (grupos 13 a 26). Para cada grupo são mostrados dois histogramas: um com os valores de R e outro circular com informações sobre a orientação do S_{Hmax} . O número do grupo (Gx) e a quantidade de eventos usados estão indicados (Nx), bem como a média direcional e o desvio padrão direcional para o S_{Hmax} , e a média e desvio padrão do fator de forma R . Novamente, as cores indicam o regime tectônico: azul para inverso, vermelho

para normal e verde para transcorrente.

Alguns grupos apresentaram mais de um tipo de regime, como o grupo 5, que tem regime transcorrente ou inverso, ou o grupo 20 que oscila entre normal e transcorrente. Isso ocorre porque, a definição do regime depende do conjunto usado na inversão e, durante reamostragem do *bootstrap*, cada um dos 1000 subgrupos pode sugerir um regime diferente dentre os três possíveis. Foi escolhido como representativo o regime que possui a maior frequência no histograma e, no cálculo da média, foram usados somente orientações de mesmo regime.

Por exemplo, o regime escolhido para o grupo 10 é o inverso (azul), pois esse regime é o que apresenta a maior frequência no histograma e, a orientação média do S_{Hmax} de $100 \pm 34^\circ$, foi obtida levando em conta somente as orientações sob o regime inverso. A mesma ideia é estendida para o fator de forma R que tem o valor médio de 0.19.

5.3.1 Padrão de Esforços

A figura 5.9 apresenta o resultado da inversão dos mecanismos focais agrupados conforme mostrado na figura 5.5. Para cada grupo, adotou-se a média da orientação do S_{Hmax} e a média do fator de forma conforme mostrado nas figuras 5.7 e 5.8. A maioria dos esforços na placa Sul-Americana são transcorrentes ou inversos. Duas exceções são: o grupo G11, na Venezuela e o grupo G20, na parte alta dos Andes, que apresentam regime normal, sendo que o último caso pode ser explicado por colapso gravitacional. A discussão sobre os esforços na parte andina foge da esfera desta tese. A tabela C.2 (página 155) mostra os tensores determinados nesta tese.

Na figura 5.9 também mostra-se alguns tensores publicados na literatura nas regiões do sul da Colômbia e do Equador (Ego et al., 1996), do norte do Peru (Legrand et al., 2002), na parte central do Peru (Dorbath et al., 1986; Carey-Gailhardis & Mercier, 1987; Deverchère et al., 1989), no norte (Cahill et al., 1992; Sánchez et al., 2012) e nordeste (Siame et al., 2005; Richardson et al., 2012) da Argentina. No Brasil, um tensor na região sudeste foi estimado com os mecanismos de Paraibuna por Mendiguren (1980). As barras pretas são os dados de medidas de breakout no Brasil (Assumpção, 1992; Lima et al., 1997; Reis et al., 2013) e na Argentina obtidas no banco de dados do WSM (http://dc-app3-14.gfz-potsdam.de/pub/stress_data/stress_data_frame.html).

Próximo às bacias do Pantanal e Chaco, e no Craton do São Francisco, observa-se uma tensão compressiva orientada aproximadamente leste-oeste. O S_{Hmax} rotaciona para a direção noroeste-sudeste no craton Amazônico. Essa rotação é baseada em poucos eventos, mas é consistente com uma medida de fraturamento hidráulico na região central brasileira e dados de *breakout* na região da Bacia Amazônica. Uma possível explicação para essa orientação é a colisão da placa do Caribe e do bloco Andino com a placa sul-americana. Modelagens numéricas mostraram que o efeito dessa colisão pode afetar grandes áreas na região amazônica (Meijer, 1995). Porém, como já foi dito, fontes de esforços locais, como efeitos de flexura também parecem afetar a região Zoback & Richardson (1996).

Na região nordeste, uma tendência do S_{Hmax} ser paralelo à linha de costa é observada e, também o S_{hmin} tende a ser uma tração perpendicular à costa. Dados de breakout (Lima

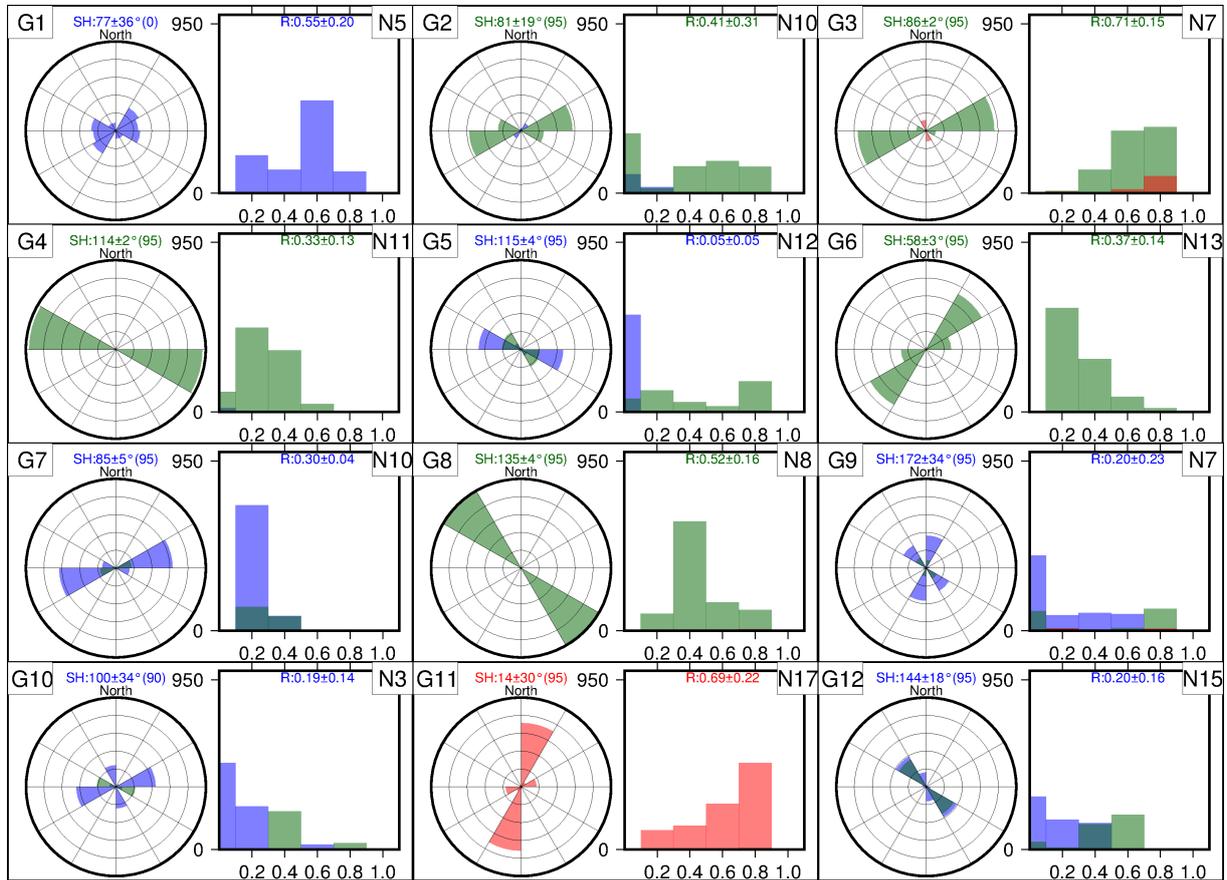


Figura 5.7: Resultado para as 1000 reamostragens do bootstrap na inversão dos tensores de esforço para os grupos G1 a G12. Para cada grupo são mostrados dois histogramas: um circular com as orientações do S_{Hmax} e outro com barras mostrando os valores de R . As cores indicam o regime tectônico: azul para inverso, vermelho para normal e verde para transcorrente. No histograma circular cada círculo interno - ao círculo matriz - corresponde a uma frequência de 200. Na parte superior, encontram-se os dados estáticos dos gráficos. Por exemplo, nos histogramas do grupo G2 têm-se: $SH:81\pm19^\circ(95)$, indicando que a média direcional é 81° com desvio padrão de 19° e **95** representa a certeza de 95%, ou mais, de que as orientações não são aleatórias, ou seja, há uma orientação média significativa; $R:0.41\pm0.31$, indica o valor médio do fator de forma é 0.41 e o desvio padrão de 0.31; **N10** indica que foram usados 10 mecanismos focais para obter as soluções.

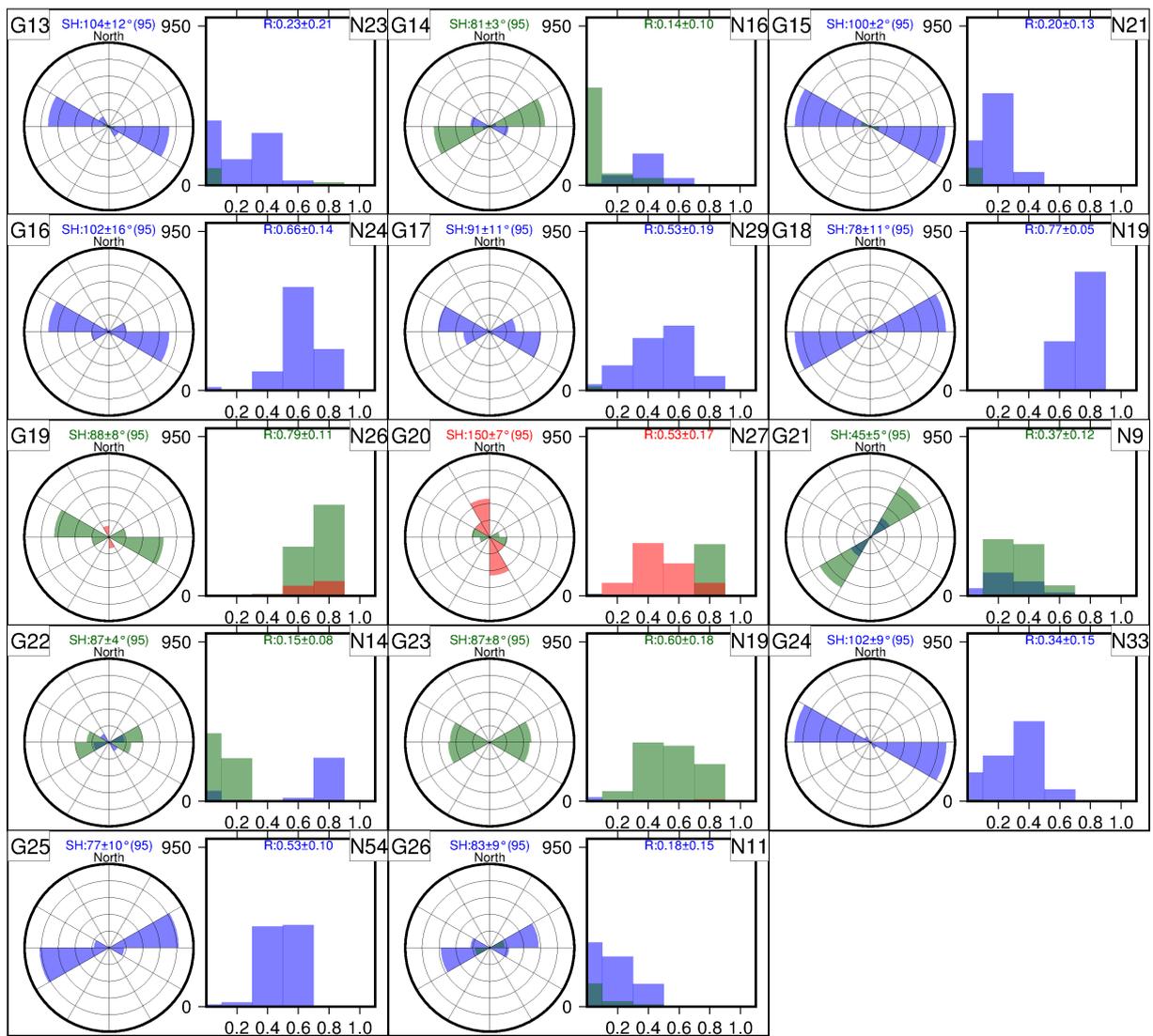


Figura 5.8: Resultado para as 1000 iterações do bootstrap na inversão dos tensores de esforço para os grupos que vão de 13 a 26. A legenda é a mesma da figura anterior.

SHmax Estimate from Focal Mechanisms

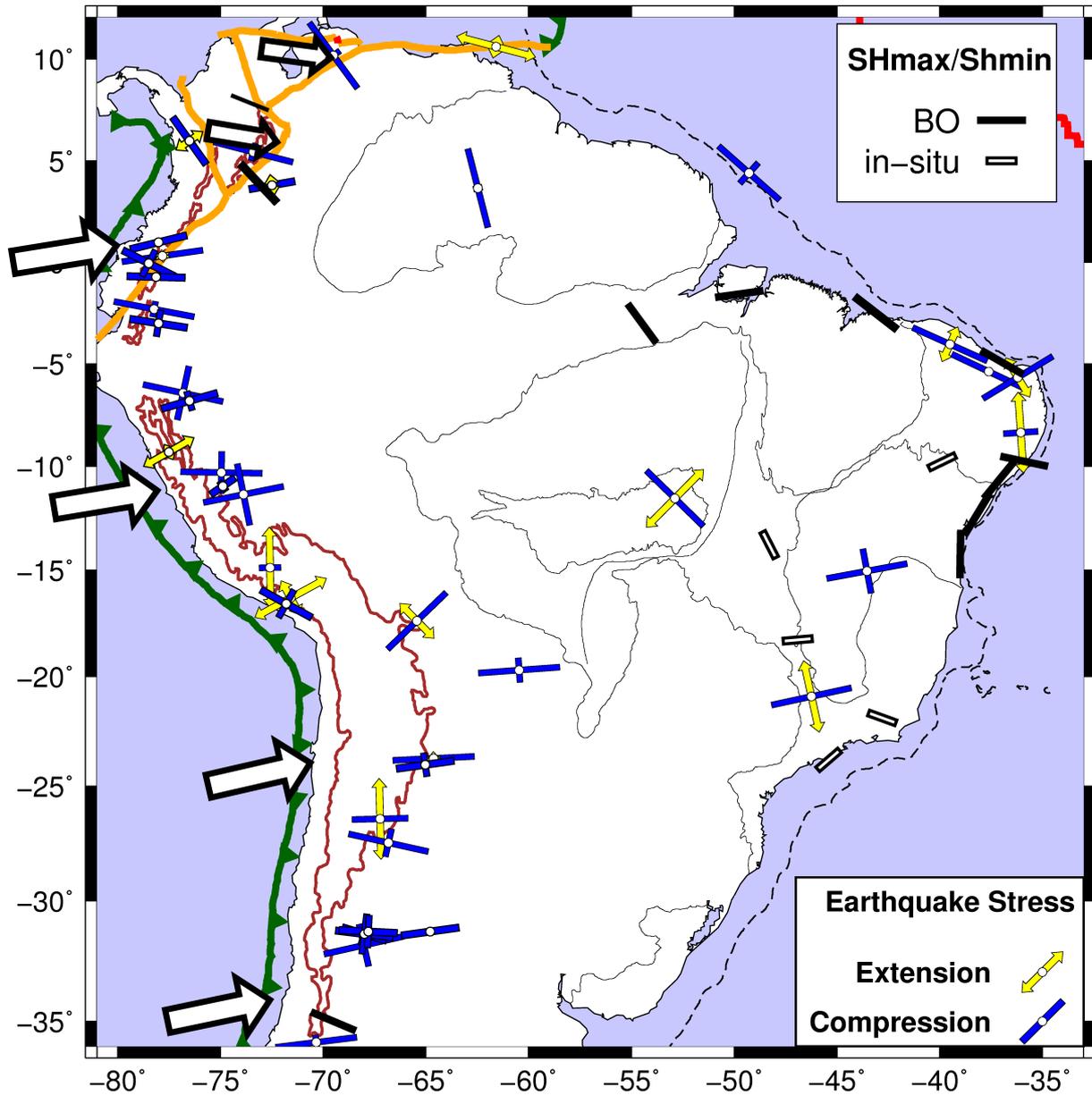


Figura 5.9: Padrão de esforços na Placa Sul Americana. As barras nas cores azul e amarela indicam a orientação da compressão e da tensão deviatória, respectivamente. As orientações plotadas são as obtidas nos histogramas das figuras 5.7 e 5.8. O restante da legenda é idêntico à figura 5.5.

et al., 1997; Reis et al., 2013) na margem do oceano Atlântico (barras pretas entre -15° e 10° são as médias de várias medidas) também são paralelos à costa. O S_{Hmax} paralelo à costa pode ser interpretado com a extensão, perpendicular à linha de costa, sobrepondo-se à compressão leste-oeste regional mostrando que a fonte de esforço, i.e., a flexura devido à carga sedimentar relacionada à margem, é muito importante no nordeste brasileiro como sugerido por Assumpção (1998a); Assumpção et al. (2011).

O modelo de esforços de Coblenz & Richardson (1996) considera que a placa sul-americana está sujeita ao empurrão da cadeia meso-oceânica, esforços de espalhamento devido à diferença de densidade na transição entre o continente e oceano, forças de colisão da placa da Nazca e do Caribe e o arraste basal da astenosfera. Esse modelo consegue reproduzir a compressão leste-oeste presente na placa sul-americana e uma leve tendência de rotação noroeste-sudeste na região amazônica.

Na modelagem parâmetros como o empurrão da cadeia meso-oceânica e o espalhamento continente/oceano podem ser estimados por meio da topografia e da gravidade. Em contrapartida, forças como a colisão entre placas e o arraste basal são atribuídas visando ajustar os esforços observados. Por exemplo, no trabalho de Coblenz & Richardson (1996), essas forças são atribuídas para ajustar os esforços disponíveis no Projeto *World Stress Map* na época (Assumpção, 1992). Meijer (1995) reproduz melhor a compressão noroeste-sudeste observada na região amazônica aumentando a magnitude da colisão com a placa do Caribe. Isso mostra como a modelagem do campo de esforços pode auxiliar no melhor conhecimento dos padrões de convecção do manto superior.

Em trabalhos posteriores, e.g. Bird (1998); Lithgow-Bertelloni & Guynn (2004); Naliboff et al. (2009, 2012), essas forças de contato já são automaticamente levadas em conta através do arraste astenosférico decorrente de modelos de convecção no manto. Lithgow-Bertelloni & Guynn (2004) mostram vários modelos globais de esforços induzidos por fluxos no manto, heterogeneidades crustais e topografia. Dentre os modelos apresentados, o melhor modelo para a América do Sul, denominado *SLB+TD0*, é baseado na história de subducção durante os últimos 180 Ma e na estrutura e na densidade crustal dados pelo *CRUST 2.0*. No entanto, esse modelo prevê esforços transcorrentes na placa sul-americana, e não compressivos como é observado na figura 5.9.

A figura 5.10 mostra um exemplo do campo de esforços na América do Sul resultante do arraste basal astenosférico e à convecção causada por diferenças de densidades no manto superior (Naliboff et al., 2012). A orientação do S_{Hmax} é uniforme (leste-oeste) na maior parte do continente, com uma tendência de ser paralela à costa do Atlântico, como observado. A orientação noroeste-sudeste observada na região Amazônica, não é reproduzida neste modelo assim como não foi pelos modelos globais de Lithgow-Bertelloni & Guynn (2004).

Na região amazônica, tem-se outro exemplo de flexura interferindo no campo regional de esforços. Na foz do rio Amazonas, houve três sismos em 1996 (m_b 5.3), em 2006 (m_b 4.8) e em 2007 (m_b 5.1).

Para o de 2006, próximo da costa, não foi possível identificar a fase pP, indicando que se trata de um evento raso. Nesse caso, sismogramas sintéticos de diferentes grupos de estações (agrupadas por distância e azimute) foram calculados para o mecanismo e a profundidade

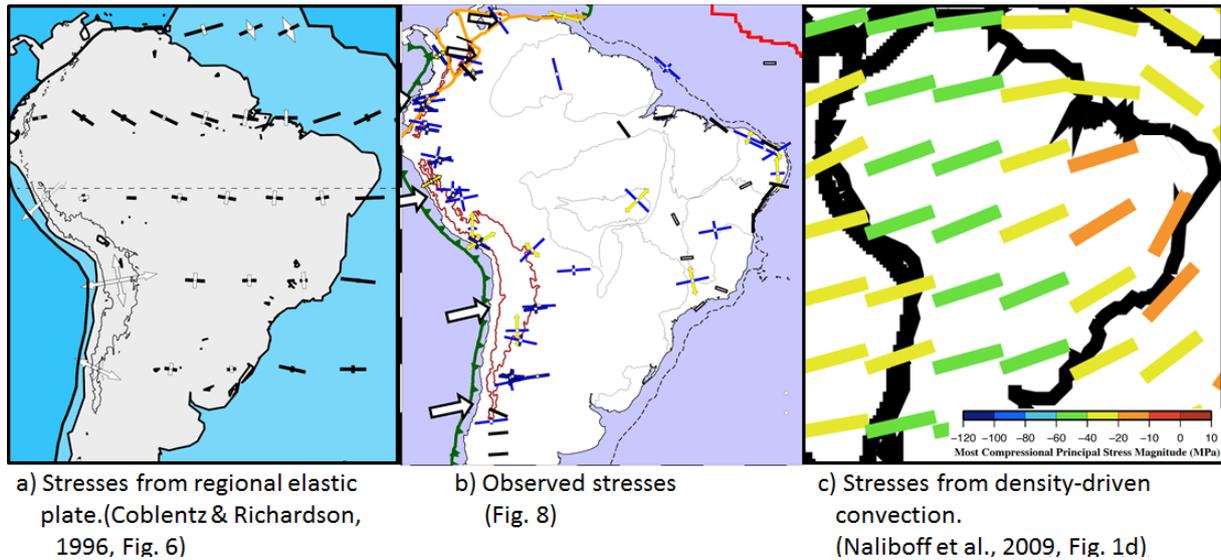


Figura 5.10: Modelos teóricos de esforços comparados com os dados observados. a) Modelos regional de Coblenz & Richardson (1996, figura 6) que considera o empurrão da cadeia meso-oceânica, esforços de espalhamento devido à diferença de densidade na transição continente/oceano. b) Campo de esforços obtidos nesse trabalho (figura 5.9). c) Modelo global de Naliboff et al. (2009, figura 1d) com os esforços devido ao empurrão da cadeia e a convecção causada por diferenças de densidades no manto superior. As cores indicam a magnitude dos esforços.

focal. Os resultados da modelagem indicam uma falha transcorrente e uma profundidade próxima a 0.7 km. Esse evento foi estudado pela inversão de onda P telessísmica (figura B.8 na página 149) e pela inversão completa de forma de onda. Os eventos de 1998 (figura B.7 na página 148) e 2007 (figura B.9 na página 150) foram modelados com a onda P telessísmica, obtendo-se a profundidade 29 km e 15 km respectivamente.

Na figura 5.11 é mostrado o mecanismo focal final dos três eventos junto com a espessura do pacote sedimentar da região (figura 5.11 a direita). Também é mostrada a flexura associada à carga sedimentar no cone (Watts et al., 2009).

Plotando os eventos no perfil de tensão (linha B da figura 5.11) juntamente com os mecanismos focais (figura 5.11) pode-se concluir que o evento mais raso e próximo à costa (o de 2006) é compatível com o modelo de flexura proposto por Watts et al. (2009). Em contrapartida os outros dois eventos são mais compatíveis com o modelo regional de Coblenz & Richardson (1996), mostrado na figura 5.10. Isso mostra que em profundidades mais rasas os esforços locais de flexura podem se sobrepor aos esforços regionais.

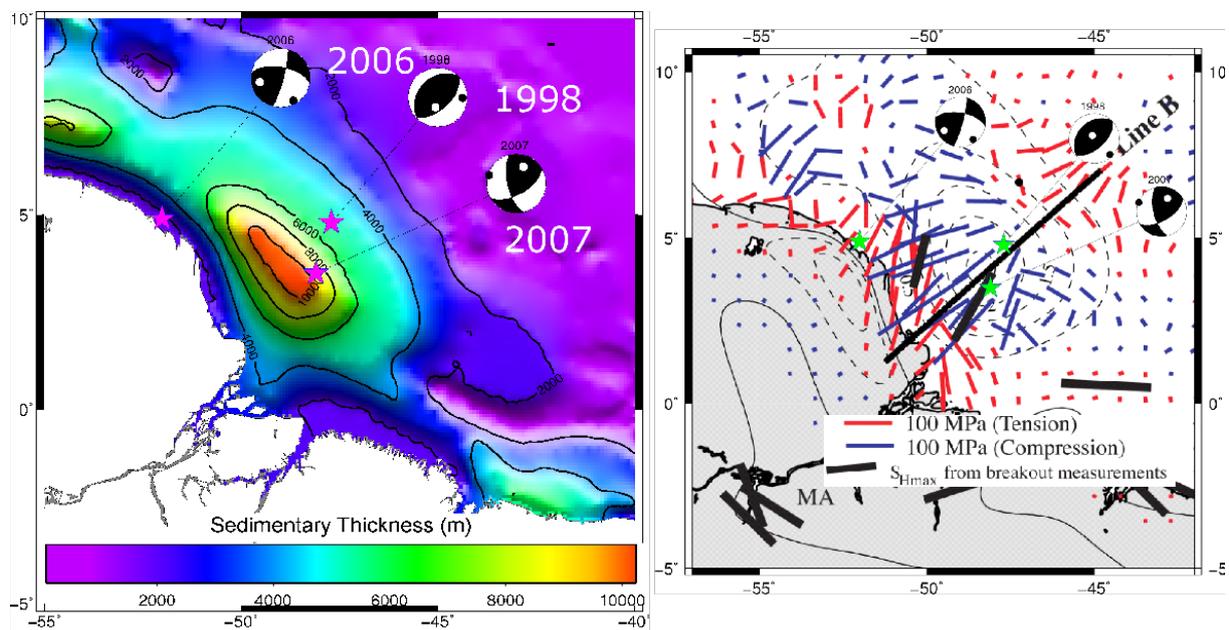


Figura 5.11: *Esquerda:* Mecanismo focal final dos três eventos junto com a espessura do pacote sedimentar da região. *Direita:* Flexura associada à carga sedimentar no cone (Watts et al., 2009). As barras vermelhas indicam tração, azuis compressão e pretas, dados de S_{Hmax} de breakout. Figuras modificadas de Watts et al. (2009)

6 Conclusão e perspectivas

A proposta desta tese foi aumentar o número de sismos com mecanismo conhecido no Brasil. Como já foi dito, frequentemente os tremores são registrados em poucas e/ou distantes estações sismográficas. Procedimentos usuais não são capazes de recuperar a solução focal nessas condições. Nesse trabalho, foram apresentadas duas metodologias para lidar com situações como essa.

Uma metodologia propôs o uso de modelos de velocidade específicos para cada estação sismográfica para calcular as funções de Green durante a inversão de forma de onda completa e acompanhada posteriormente pela checagem da polaridade de primeira chegada de onda P. Ela foi testada para três eventos (dois no Brasil e um na Grécia) com solução conhecida e publicada por estudos anteriores.

Os modelos de velocidade são obtidos por meio da análise da dispersão de velocidade de grupo das ondas de superfície Love e Rayleigh. O critério usado nos eventos testes é que a dispersão medida nas estações deve prover ao menos 10 segundos de dispersão clara em ambas as curvas e pelo menos uma curva deve apresentar dispersão acima de 30 segundos.

Outra inovação foi o teste de banda de frequência, que basicamente vem testar sistematicamente a banda usada na inversão permitindo checar a estabilidade e a incerteza da solução.

As soluções obtidas com a inversão usando os modelos específicos foi confrontado com os resultados usando os modelos de velocidade IASP91 (global) e NewBr (regional) para os dois sismos testados no Brasil e o modelos IASP91 (global), LATO e RIGO (regionais) para o evento da Grécia.

Em todos os casos mostrou-se que os modelos específicos aumentam significativamente a determinação momento tensor. Esses modelos além de recuperarem os mecanismos com um melhor ajuste, frequências mais altas e soluções mais abundantes no diagrama do teste de frequência do que outros modelos também possibilitaram modelar frequências acima de 10 comprimentos mínimos da onda S.

Uma forte suposição é feita na construção dos modelos de velocidade: razão constante V_p/V_s . Com a dispersão das ondas de superfície somente é possível obter o perfil de velocidade de onda S. O perfil da onda P é derivado usando uma razão V_p/V_s constante. Normalmente, somente a chegada da onda P é bem marcada porque devido a grande distância das estações usadas na inversão, a chegada da onda S não é bem clara. Uma sugestão para contornar esse problema seria, a partir do perfil de onda S, obter a razão V_p/V_s que melhor minimiza o tempo de chegada entre da onda P observada e teórica.

As poucas inversões apresentadas de uma única estação não resultam em um mecanismo correto ou se o problema é mal posto ou ainda se os modelos específicos são inadequados foi realizada a validação a posteriori dos modelos de velocidade. Esses resultados mostram que estão mais relacionados ao problema mal posto da inversão de uma única estação do que modelos de velocidade problemáticos.

De todos os eventos apresentados, inclusive para inversões usando apenas uma estação, conclui-se que para uma solução ser considerada confiável ela deve possuir: bom ajuste de

forma de onda e de polaridade de onda P e ser estável no diagrama de teste de frequência.

A segunda metodologia consiste em calcular o mecanismo focal através da inversão de onda P telessísmica. Foram executados dois testes sintéticos, um com profundidade de 1.5 km e outro com profundidade de 17.5 km. A inversão foi feita para o strike, dip, rake e profundidade por meio de tentativa-e-erro somente usando a componente vertical e posteriormente a inversão conjunta de forma de onda e polaridade de onda P.

Para testes, estações entre 30° e 95° de distância foram manualmente inspecionadas selecionando aquelas que possuíam boa relação sinal/ruído e marcando a polaridade da onda P se possível. Posteriormente, as estações foram empilhadas de acordo com o azimute e a distância. O teste feito somente com os dados reais mostrou que somente a forma de onda não é capaz de determinar o mecanismo e o uso da informação extra das polaridades é necessária.

O mecanismo de seis eventos puderam ser estudados com ambas as metodologias, mostraram que a inversão telessísmica foi capaz de recuperar melhor a profundidade. Isso provavelmente se deve ao fato que, nos dados telessísmicos, as fases de profundidade pP e sP estão presentes no registro e a inversão de forma de onda, devido a distância das estações usadas, possuem somente ondas de superfície. As novas metodologias permitiram a determinação de 12 novos mecanismos focais aumentando para 76 a base de dados para o Brasil. E essas novas soluções focais já foram enviadas para a base de dados do projeto *World Stress Map* (WSM).

Foi realizada uma compilação de soluções focais para a América do Sul, usando dados publicados na literatura e catálogos de agências internacionais bem como dados de breakout e medidas in-situ. Os mecanismos foram agrupados por proximidade e invertidos para momento tensor usando a técnica de bootstrap para analisar a estabilidade dos tensores. Os resultados mostraram que a orientação do esforço varia de natureza e direção.

Na região sudeste e na Bacia do Chaco-Pantanal a orientação da máxima compressão horizontal (S_{Hmax}) é predominantemente leste-oeste. No Craton do São Francisco S_{Hmax} é aproximadamente leste-oeste, mas a solução tem grande incerteza. Uma rotação de leste-oeste para noroeste-sudeste pode ser encontrada na região central e Amazônica no Brasil. O efeito da costa (tendência de S_{Hmax} ser paralelo à costa) foi confirmado. Os novos dados de mecanismo focal e as direções de S_{Hmax} servirão para testar, no futuro, modelos numéricos de tensões intraplaca na América do Sul.

Os resultados dessa tese contribuíram para o melhor conhecimento do campo de esforços no Brasil. Através das novas metodologias apresentadas, a determinação dos mecanismos focais de sismos que antes não era possível foi realizada. A proposta é continuar atualizando a compilação feita, valendo-se tanto de mecanismos publicados como novos determinados no Brasil, prática que tornar-se-á mais recorrente com as novas estações de rede sismográfica brasileira.

7 Referências Bibliográficas

- Agurto-Detzel, H., Assumpção, M., Bianchi, M., & Pirchiner, M. (2015a). Intraplate seismicity in mid-plate south america: correlations with geophysical lithospheric parameters. *Geological Society, London, Special Publications*, 432, SP432–5. 9
- Agurto-Detzel, H., Assumpção, M., Ciardelli, C., Albuquerque, D. F., Barros, L. V., & França, G. S. L. (2015b). The 2012–2013 montes claros earthquake series in the são francisco craton, brazil: new evidence for non-uniform intraplate stresses in mid-plate south america. *Geophysical Journal International*, 200(1), 216–226. 83, 89, 153
- Aki, K. & Richards, P. (2002). *Quantitative Seismology*. Geology (University Science Books): Seismology. University Science Books. 11, 17
- Alvarado, P. & Beck, S. (2006). Source characterization of the san juan (argentina) crustal earthquakes of 15 january 1944 (m w 7.0) and 11 june 1952 (m w 6.8). *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3), 615–631. 83
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M., & Triep, E. (2005). Crustal deformation in the south-central andes backarc terranes as viewed from regional broad-band seismic waveform modelling. *Geophysical Journal International*, 163(2), 580–598. 83
- Alvarado, P. & Ramos, V. A. (2011). Earthquake deformation in the northwestern sierras pampeanas of argentina based on seismic waveform modelling. *Journal of Geodynamics*, 51(4), 205 – 218. 83
- Ammon, C. (2008). HUDSON96. http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/TUTORIAL/HUDSON/index.html. 64
- Ammon, C. J. (2001). Faults and Faulting. <http://eqseis.geosc.psu.edu/cammon/HTML/Classes/IntroQuakes/Notes/faults.html>. viii, 11, 12
- Anderson, E. (1951). *The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Applications to Britain*. Oliver and Boyd. 5, 81
- Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 89(B7), 5835–5848. 86
- Assumpção, M., Barbosa, J., Berrocal, J., Bassini, A., Veloso, J., Mârza, V., Huelsen, M., & Ribotta, L. (1997). Seismicity patterns and focal mechanisms in southeastern brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, 15(2), 119–132. 7, 153, 154
- Assumpção, J., M. A., & J., B. (2010). An Improved Velocity Model for Regional Epicenter Determination in Brazil. *Simpósio Brasileiro de Geofísica*. 27
- Assumpção, M. (1992). The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B8). 7, 82, 90, 94, 153, 154
- Assumpção, M. (1998a). Focal mechanisms of small earthquakes in the southeastern Brazilian shield: a test of stress models of the South American plate. *Geophysical Journal International*, 133(2), 490–498. 7, 94, 153

- Assumpção, M. (1998b). Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1), 160–169. [7](#)
- Assumpção, M. (1998c). Sismotectónica y esfuerzos en Brasil. *Física de la Tierra*, 0(10). [viii](#), [7](#), [8](#)
- Assumpção, M., Dourado, J. C., Ribotta, L. C., Mohriak, W. U., Dias, F. L., & Barbosa, J. R. (2011). The São Vicente earthquake of 2008 April and seismicity in the continental shelf off SE Brazil: further evidence for flexural stresses. *Geophysical Journal International*, 187(3), 1076–1088. [x](#), [xiii](#), [19](#), [23](#), [27](#), [28](#), [30](#), [34](#), [44](#), [64](#), [69](#), [75](#), [76](#), [78](#), [85](#), [94](#), [154](#)
- Assumpção, M. & Sacek, V. (2013). Intra-plate seismicity and flexural stresses in central Brazil. *Geophysical Research Letters*. [7](#), [85](#)
- Assumpção, M. & Suárez, G. (1988). Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. *Geophysical Journal*, 92(2), 253–267. [7](#), [152](#), [153](#), [154](#)
- Assumpção, M., Bianchi, M., Julià, J., Dias, F. L., França, G. S., Nascimento, R., Drouet, S., Pavão, C. G., Albuquerque, D. F., & Lopes, A. E. (2013). Crustal thickness map of Brazil: Data compilation and main features. *Journal of South American Earth Sciences*, 43, 74 – 85. [24](#)
- Assumpção, M., Suarez, G., & Veloso, J. A. (1985). Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil: Some constraints on the regional stress field. *Tectonophysics*, 113(3), 283 – 293. [152](#), [153](#)
- Assumpção, M., Veloso, J., Barbosa, J., Blum, M., Carvalho, J., Neves, E., & Bassini, A. (1990). The manga earthquakes, mg. In *XXXVI Brazilian Congress of Geology, 1990, Natal-RN, in Proceedings of the XXXVI Brazilian Congress of Geology, Vol. 6. SBG, Natal-RN, pp. 2154–2159*. [153](#)
- Barros, L. V., Assumpção, M., Quintero, R., & Ferreira, V. M. (2011). Coda wave attenuation in the parecis basin, amazon craton, Brazil: sensitivity to basement depth. *Journal of Seismology*, 15(2), 391–409. [9](#)
- Barros, L. V., Assumpção, M., Quintero, R., & Caixeta, D. (2009). The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton - Brazil. *Tectonophysics*, 469, 37–47. [83](#), [153](#)
- Barros, L. V., Assumpção, M., Chimpliganond, C., Carvalho, J. M., Huelsen, M. G. V., Caixeta, D., França, G. S., de Albuquerque, D. F., Ferreira, V. M., & Fontenele, D. P. (2015). The mara rosa 2010 gt-5 earthquake and its possible relationship with the continental-scale transbrasiliano lineament. *Journal of South American Earth Sciences*, 60, 1 – 9. [35](#), [36](#), [78](#), [153](#)
- Barros, L. V., Carvalho, J., Huelsen, M. V., Martins, V., Farrapo, D., Caixeta, D., & Fontenele, D. (2014). Determination of source seismic parameters of micro-earthquakes with epicenter in the south of Minas Gerais state – Brazil. In *VI Simposio Brasileiro de Geofísica*. [154](#)

- Barth, A., Reinecker, J., & Heidbach, O. (2008). Stress derivation from earthquake focal mechanisms. *World Stress Map Project* (<http://www.world-stress-map.org>). 81, 82
- Berrocal, J., Fernandes, C., Bueno, A., Seixas, K., & Bassini, A. (1993). Seismic activity in monsuaaba (state of rio de janeiro), brazil, between 1988 december and 1989 february. *Geophysical Journal International*, 113(1), 73–82. 154
- Bhattacharya, S. (1983). Higher order accuracy in multiple filter technique. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73(5), 1395–1406. 23
- Bird, P. (1998). Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure, and faults. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 103(B5), 10115–10129. 7, 94
- Bormann, P. (2012). New manual of seismological observatory practice (nmsop-2). iaspei, gfg german research centre for geosciences, potsdam. viii, 13
- Bormann, P. W. S. . D. D. (2013). Seismic Sources and Source Parameters. In P. Bormann (Ed.), *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP2)* (pp. 1-259). Potsdam: *Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ*. 64
- Bott, M. & Kusznir, N. (1984). The origin of tectonic stress in the lithosphere. *Tectonophysics*, 105(1–4), 1–13. *Lithosphere: Structure, Dynamics and Evolution*. 4, 5
- 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. 20
- Bouchon, M. & Aki, K. (1977). Discrete wave-number representation of seismic-source wave fields. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 67(2), 259–277. 20
- Busfar, H. & Toksöz, M. N. (2013). Determining the focal mechanisms and depths of relatively small earthquakes using a few stations by full-waveform modelling. *Geophysical Prospecting*, 61(4), 712–724. 9
- Cahill, T., Isacks, B. L., Whitman, D., Chatelain, J.-L., Perez, A., & Chiu, J. M. (1992). Seismicity and tectonics in jujuy province, northwestern argentina. *Tectonics*, 11(5), 944–959. 90
- Carey-Gailhardis, E. & Mercier, J. L. (1987). A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to tibetan teleseisms and microseismicity of southern peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 82(1), 165–179. 90
- Carvalho, J., Barros, L. V., & Zahradník, J. (2015). Focal mechanisms and moment magnitudes of micro-earthquakes in central brazil by waveform inversion with quality assessment and inference of the local stress field. *Journal of South American Earth Sciences*. 35
- Chimpliganond, C., Assumpção, M., Huelsen, M. V., & França, G. S. (2010). The intracratonic Caraíbas Itacarambi earthquake of December 09, 2007 (4.9 mb), Minas Gerais State, Brazil. *Tectonophysics*, 480(1 - 4), 48–56. xii, xiii, 39, 64, 69, 71, 72, 73, 74, 78, 83, 89, 153

- Coblentz, D. D. & Richardson, R. M. (1996). Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B4), 8643–8657. [viii](#), [xv](#), [7](#), [8](#), [85](#), [94](#), [95](#)
- Costa, J., Ferreira, J., Oliveira, R., & Assumpcao, M. (1989). O sismo de joao camara de 10 de março de 1989 (mb=4.9). In *1st International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. [152](#)
- Coutant, O. (1989). *Program of numerical simulation AXITRA.Tech.rep., LGIT, Grenoble, France (in French)*. [20](#)
- Dantas, R. R. d. S., de Lima Neto, H. C., Ferreira, J. M., do Nascimento, A. F., Assumpção, M. S., Bezerra, F. H. R., Menezes, E. A. S., Spinelli, R. M. R. P., & Costa, N. P. (2010). Atividade sísmica em pedra preta-rn em 2010. In *12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. [152](#)
- Deverchère, J., Dorbath, C., & Dorbath, L. (1989). Extension related to a high topography: results from a microearthquake survey in the andes of peru and tectonic implications. *Geophysical Journal International*, 98(2), 281–292. [90](#)
- Devlin, S., Isacks, B., Pritchard, M., Barnhart, W., & Lohman, R. (2012). Depths and focal mechanisms of crustal earthquakes in the central andes determined from teleseismic waveform analysis and insar. *Tectonics*, 31(2). [83](#)
- Dias, F. (2011). Estudo da camada de basalto em bebedouro, bacia do paraná, com função do receptor - implicações para a sismicidade induzida por poços profundos. Master's thesis, IAG-USP. [39](#)
- Dias, F., Assumpção, M., Facincani, E., França, G., Assine, M., Filho, A. P., & Gamarra, R. (2016). The 2009 earthquake, magnitude 4.8 mb, in the pantanal wetlands, western brazil. *Annals Braz. Acad. Sci., accepted*. [x](#), [xi](#), [27](#), [31](#), [34](#), [49](#), [50](#), [51](#), [78](#)
- Dicelis, G., Assumpção, M., Prado, R., Agurto, H., & Barbosa, J. (2014). Relocated earthquakes in bebedouro, paraná basin, brazil: Confirmed induction by water wells. *Tectonophys., submitted*. [39](#), [153](#)
- Dorbath, C., Dorbath, L., Cisternas, A., Deverchere, J., Diament, M., Ocola, L., & Morales, M. (1986). On crustal seismicity of the amazonian foothill of the central peruvian andes. *Geophysical Research Letters*, 13(10), 1023–1026. [90](#)
- Dreger, D. & Savage, B. (1999). Aftershocks of the 1952 kern county, california, earthquake sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(4), 1094–1108. [9](#)
- Dreger, D. S. & Helmberger, D. V. (1993). Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *J. geophys. Res*, 98(B5), 8107–8125. [9](#)
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenue, A., Yepes, H., & Egues, A. (1996). Quaternary state of stress in the northern andes and the restraining bend model for the ecuadorian andes. *Tectonophysics*, 259(1–3), 101 – 116. Geodynamics of The Andes. [83](#), [90](#)
- Fan, G. & Wallace, T. (1991). The determination of source parameters for small earthquakes

- from a single, very broadband seismic station. *Geophysical Research Letters*, 18(8), 1385–1388. [9](#)
- Ferreira, J. (1997). *Sismicidade e esforços no Nordeste do Brasil*. PhD thesis, IAG-USP. [7](#)
- Ferreira, J. M., Bezerra, F. H., Sousa, M. O., do Nascimento, A. F., Sá, J. M., & França, G. S. (2008). The role of precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the pernambuco lineament, brazil. *Tectonophysics*, 456(3), 111–126. [85](#), [153](#)
- Ferreira, J. M., Oliveira, R. T. D., Assumpção, M., Moreira, J. A. M., Pearce, R. G., & Takeya, M. K. (1995). Correlation of seismicity and water level in the açu reservoir—an example from northeast brazil. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85(5), 1483–1489. [152](#), [153](#)
- Ferreira, J. M., Oliveira, T., Takeya, M. K., & Assumpção, M. (1998). Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophysical Journal International*, 134(2), 341–355. [7](#), [152](#), [153](#)
- Ferreira, J. M., Takeya, M., Costa, J. M., Moreira, J. A., Assumpção, M., Veloso, J. A., & Pearce, R. G. (1987). A continuing intraplate earthquake sequence near João Câmara, northeastern Brazil—preliminary results. *Geophysical Research Letters*, 14(10), 1042–1045. [152](#)
- Fojtíková, L. & Zahradník, J. (2014). A new strategy for weak events in sparse networks: The first-motion polarity solutions constrained by single-station waveform inversion. *Seismological Research Letters*, 85(6), 1265–1274. [9](#), [10](#), [25](#)
- Ford, S. R., Walter, W. R., & Dreger, D. S. (2012). Event Discrimination using Regional Moment Tensors with Teleseismic P Constraints. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(2), 867–872. [64](#)
- França, G. S., Ferreira, J. M., & Takeya, M. K. (2004). Seismic activity in senador sá-ce, Brazil, 1997–1998. *Revista Brasileira de Geofísica*, 22(2), 115–125. [152](#)
- Frohlich, C. (1992). Triangle diagrams: ternary graphs to display similarity and diversity of earthquake focal mechanisms. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75(1), 193–198. [83](#)
- Gephart, J. W. & Forsyth, D. W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B11), 9305–9320. [86](#)
- Goldstein, P. & Dodge, D. (1999). *Proc. of the 21st Annual Seismic Research Symposium on Monitoring a Comprehensive Test Ban Treaty, Las Vegas, Nevada, 21–24*. [13](#)
- Hardebeck, J. L. & Hauksson, E. (2001). Stress orientations obtained from earthquake focal mechanisms: what are appropriate uncertainty estimates? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(2), 250–262. [86](#)

- Hardebeck, J. L. & Michael, A. J. (2004). Stress orientations at intermediate angles to the san andreas fault, california. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 109(B11). 86
- Hardebeck, J. L. & Shearer, P. M. (2002). A new method for determining first-motion focal mechanisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6), 2264–2276. 13, 17
- Havskov, J. & Ottemoller, L. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. Springer London, Limited. 13, 18
- Heidbach, O., Barth, A., Connolly, P., Fuchs, K., Müller, B., Tingay, M., Reinecker, J., Spencer, B., & Wenzel, F. (2004). Stress maps in a minute: The 2004 world stress map release. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(49), 521–529. 4
- Heidbach, O., Reinecker, J., Tingay, M., Müller, B., Sperner, B., Fuchs, K., & Wenzel, F. (2007). Plate boundary forces are not enough: second-and third-order stress patterns highlighted in the world stress map database. *Tectonics*, 26(6). 7
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfieb, D., & Muller, B. (2010). Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008. *Tectonophysics*, 482(1–4), 3–15. *Frontiers in Stress Research*. viii, 4, 7
- Herrmann, R. B. (2013). Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research. *Seismological Research Letters*, 84(6), 1081–1088. 23, 64
- Herrmann, R. B., Malagnini, L., & Munafò, I. (2011). Regional moment tensors of the 2009 l’aquila earthquake sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(3), 975–993. 23
- Hesterberg, T., Moore, D. S., Monaghan, S., Clipson, A., & Epstein, R. (2005). Bootstrap methods and permutation tests. *Introduction to the Practice of Statistics*, 5, 1–70. 89
- Hicks, E. C., Bungum, H., & Lindholm, C. D. (2000). Stress inversion of earthquake focal mechanism solutions from onshore and offshore norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 80(4), 235–250. 82
- Hofstetter, A. (2014). On the reliability of focal plane solutions using first motion readings. *Journal of Seismology*, 18(1), 181–197. 9, 13, 17
- Hudson, J. A. (1969). A Quantitative Evaluation of Seismic Signals at Teleseismic Distances—I Radiation from Point Sources. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 18(3), 233–249. 64
- Hwang, Y., Ritsema, J., & Goes, S. (2011). Global variation of body-wave attenuation in the upper mantle from teleseismic p wave and s wave spectra. *Geophysical Research Letters*, 38(8). 9
- INGV (2013). Focal Mechanism. *ftp : //ftp.ingv.it/pro/terrasol/materiale_consultazione/seismology4*. viii, 14
- International Seismological Centre (2013). *On-line Bulletin*. Int. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom. <http://www.isc.ac.uk>. 77, 78

- Jechumtálová, Z. & Šílený, J. (2005). Amplitude ratios for complete moment tensor retrieval. *Geophysical research letters*, 32(22). 9
- Julià, J., Ammon, C. J., Herrmann, R. B., & Correig, A. M. (2000). Joint inversion of receiver function and surface wave dispersion observations. *Geophysical Journal International*, 143(1), 99–112. 24
- Kagan, Y. Y. (1991). 3-D rotation of double-couple earthquake sources. *Geophysical Journal International*, 106(3), 709–716. 16
- Kagan, Y. Y. (2013). Double-couple earthquake source: symmetry and rotation. *Geophysical Journal International*, 194(2), 1167–1179. 16
- Kayal, J. (2008). *Microearthquake seismology and seismotectonics of South Asia*. Springer Science & Business Media. ix, 14
- Kennett, B. L. N. & Engdahl, E. R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429–465. 27, 64
- Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R., & Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108–124. 72
- Kim, S. G. & Kraeva, N. (1999). Source parameter determination of local earthquakes in korea using moment tensor inversion of single station data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(4), 1077–1082. 9
- 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. 9, 20, 22
- Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T., Monteiller, V., Vanorio, T., Got, J.-L., & Lyon-Caen, H. (2004). A new seismic tomography of aigion area (gulf of corinth, greece) from the 1991 data set. *Geophysical Journal International*, 159(3), 1013–1031. 32
- Lee, W., Jennings, P., Kisslinger, C., & Kanamori, H. (2002). *International Handbook of Earthquake & Engineering Seismology: Part A*. Elsevier Science. 83
- Legrand, D., Calahorrano, A., Guillier, B., Rivera, L., Ruiz, M., Villagómez, D., & Yepes, H. (2002). Stress tensor analysis of the 1998–1999 tectonic swarm of northern quito related to the volcanic swarm of guagua pichincha volcano, ecuador. *Tectonophysics*, 344(1), 15–36. 90
- Legrand, D. & Delouis, B. (1999). Determination of the fault plane using a single near-field seismic station with a finite-dimension source model. *Geophysical Journal International*, 138(3), 801–808. 9
- Li, J., Zhang, H., Sadi Kuleli, H., & Nafi Toksoz, M. (2011). Focal mechanism determination using high-frequency waveform matching and its application to small magnitude induced earthquakes. *Geophysical Journal International*, 184(3), 1261–1274. 17
- Lima, C., Nascimento, E., & Assumpção, M. (1997). Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South American plate. *Geophysical Journal International*, 130(1), 112–124. 7, 90

- Lima Neto, H. C., Ferreira, J., Nascimento, A. F., & Bezerra, F. (2009). Estudo Da Atividade Sísmica Em São Caetano-Pe Em 2007. *40*, 41
- Lithgow-Bertelloni, C. & Guynn, J. H. (2004). Origin of the lithospheric stress field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B1), n/a–n/a. 5, 7, 94
- Lopes, A. (2008). *Mecanismos focais e esforços litosféricos no Brasil*. PhD thesis, Tese de Doutorado. IAG-USP, 202 pp. 7, 153
- Lopes, A. E., Assumpção, M., Do Nascimento, A. F., Ferreira, J. M., Menezes, E. A., & Barbosa, J. R. (2010). Intraplate earthquake swarm in belo jardim, ne brazil: reactivation of a major neoproterozoic shear zone (pernambuco lineament). *Geophysical Journal International*, 180(3), 1303–1312. 153
- Lund, B. & Slunga, R. (1999). Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: application to ölfus in southwest iceland. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 104(B7), 14947–14964. 86
- Martínez-Garzón, P., Kwiatek, G., Ickrath, M., & Bohnhoff, M. (2014). Msatsi: A matlab package for stress inversion combining solid classic methodology, a new simplified user handling, and a visualization tool. *Seismological Research Letters*, 85(4), 896–904. 86
- Matlab (2010). *version 7.10.0 (R2010a)*. Natick, Massachusetts: The MathWorks Inc. 20
- Maury, J., Cornet, F. H., & Dorbath, L. (2013). A review of methods for determining stress fields from earthquakes focal mechanisms; application to the sierentz 1980 seismic crisis (upper rhine graben). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 184(4-5), 319–334. 86
- Mazzotti, S. (2007). Geodynamic models for earthquake studies in intraplate north america. *Geological Society of America Special Papers*, 425, 17–33. 8
- McKenzie, D. P. (1969). The relation between fault plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(2), 591–601. 81
- Meijer, P. T. (1995). *Dynamics of active continental margins: the Andes and the Aegean region*, volume 130. Utrecht University. 85, 90, 94
- Mendiguren, J. & Richter, F. (1978). On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16, 318–326. 7, 153
- Mendiguren, J. A. (1980). A procedure to resolve areas of different source mechanism when using the method of composite nodal plane solution. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(4), 985–998. 90, 154
- Michael, A. J. (1984). Determination of stress from slip data: Faults and folds. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B13), 11517–11526. 81, 86
- Michael, A. J. (1987). Use of focal mechanisms to determine stress: A control study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B1), 357–368. 81, 86, 87
- Mulcahy, P., Chen, C., Kay, S. M., Brown, L. D., Isacks, B. L., Sandvol, E., Heit, B., Yuan, X., & Coira, B. L. (2014). Central andean mantle and crustal seismicity beneath

- the southern puna plateau and the northern margin of the chilean-pampean flat slab. *Tectonics*, 33(8), 1636–1658. 2013TC003393. [83](#)
- Naliboff, J., Conrad, C., & Lithgow-Bertelloni, C. (2009). Modification of the lithospheric stress field by lateral variations in plate-mantle coupling. *Geophysical Research Letters*, 36(22). [xv](#), [7](#), [85](#), [94](#), [95](#)
- Naliboff, J., Lithgow-Bertelloni, C., Ruff, L., & de Koker, N. (2012). The effects of lithospheric thickness and density structure on earths stress field. *Geophysical Journal International*, 188(1), 1–17. [7](#), [85](#), [94](#)
- Nascimento, A. F., Cowie, P. A., Lunn, R. J., & Pearce, R. G. (2004). Spatio-temporal evolution of induced seismicity at Açú reservoir, NE Brazil. *Geophysical Journal International*, 158(3), 1041–1052. [7](#), [83](#), [152](#)
- Nayak, A. & Dreger, D. S. (2014). Moment tensor inversion of seismic events associated with the sinkhole at napoleonville salt dome, louisiana. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(4), 1763–1776. [9](#)
- Neto, H. C. L., Ferreira, J. M., Bezerra, F. H., Assumpção, M., do Nascimento, A. F., Sousa, M. O., & Menezes, E. A. (2014). Earthquake sequences in the southern block of the pernambuco lineament, {NE} brazil: Stress field and seismotectonic implications. *Tectonophysics*, 633, 211 – 220. [83](#), [153](#)
- Neto, H. C. L., Ferreira, J. M., Bezerra, F. H. R., Assumpção, M. S., do Nascimento, A. F., Sousa, M. O., & Menezes, E. A. (2013). Upper crustal earthquake swarms in são caetano: Reactivation of the pernambuco shear zone and trending branches in intraplate brazil. *Tectonophysics*, 608, 804 – 811. [7](#), [83](#), [153](#)
- Nunes, B. I. d. C., do Nascimento, A. F., Ferreira, J. M., & de Menezes, E. A. (2012). Histórico da sismicidade no reservatório do castanhão (ce). In *V Simpósio Brasileiro de Geofísica*. [152](#)
- Oliveira, P. H., Ferreira, J. M., Bezerra, F. H., Assumpção, M., do Nascimento, A. F., Sousa, M. O., & Menezes, E. A. (2015). Influence of the continental margin on the stress field and seismicity in the intraplate acarauá seismic zone, ne brazil. *Geophysical Journal International*, 202(3), 1453–1462. [152](#)
- Oliveira, P. H. S., Ferreira, J. M., do Nascimento, A. F., Bezerra, F. H. R., Soares, J. E., & Fuck, R. (2010). Estudo da sismicidade na região de sobral-ce, ne do brasil, em 2008. In *IV Simpósio Brasileiro de Geofísica*. [152](#)
- Palma, M., Audemard, F., & Romero, G. (2012). New focal mechanism solutions for venezuela and neighbouring areas 2005-2008: importance of the national seismological network's density and distribution. *Revista Técnica de la Facultad de Ingeniería. Universidad del Zulia*, 33(2). [83](#)
- Pinar, A., Kuge, K., & Honkura, Y. (2003). Moment tensor inversion of recent small to moderate sized earthquakes: implications for seismic hazard and active tectonics beneath the sea of marmara. *Geophysical Journal International*, 153(1), 133–145. [9](#)
- Reis, Á. F., Bezerra, F. H., Ferreira, J. M., Nascimento, A. F., & Lima, C. C. (2013). Stress

- magnitude and orientation in the potiguar basin, brazil: Implications on faulting style and reactivation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(10), 5550–5563. [90](#), [94](#)
- Ribeiro, A. (2012). *Soft plate and impact tectonics*. Springer Science & Business Media. [4](#)
- Riccomini, C. & Assumpção, M. (1999). Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, 22, 221–225. [7](#)
- Richardson, T., Gilbert, H., Anderson, M., & Ridgway, K. D. (2012). Seismicity within the actively deforming eastern sierras pampeanas, argentina. *Geophysical Journal International*, 188(2), 408–420. [90](#)
- Rigo, A., Lyon-Caen, H., Armijo, R., Deschamps, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Papadimitriou, P., & Kassaras, I. (1996). A microseismic study in the western part of the gulf of corinth (greece): implications for large-scale normal faulting mechanisms. *Geophysical Journal International*, 126(3), 663–688. [32](#)
- Schimmel, M. & Gallart, J. (2005). The inverse s-transform in filters with time-frequency localization. *Signal Processing, IEEE Transactions on*, 53(11), 4417–4422. [71](#)
- Schimmel, M. & Gallart, J. (2007). Authors’ reply to comments on “the inverse s-transform in filters with time-frequency localization”. *Signal Processing, IEEE Transactions on*, 55(10), 5120–5121. [71](#)
- Schimmel, M. & Paulssen, H. (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, 130(2), 497–505. [71](#)
- Shearer, P. (2009). *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press. [13](#), [22](#)
- Siame, L., Bellier, O., Sébrier, M., & Araujo, M. (2005). Deformation partitioning in flat subduction setting: Case of the andean foreland of western argentina (28 s–33 s). *Tectonics*, 24(5). [90](#)
- Soares, J. E., Berrocal, J., Fuck, R. A., Mooney, W. D., & Ventura, D. B. R. (2006). Seismic characteristics of central brazil crust and upper mantle: A deep seismic refraction study. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12), n/a–n/a. B12302. [35](#)
- Sokos, E. & Zahradník, J. (2013). Evaluating centroid-moment-tensor uncertainty in the new version of isola software. *Seismological Research Letters*, 84(4), 656–665. [9](#), [16](#), [20](#), [22](#)
- Sokos, E., Zahradník, J., Kiratzi, A., Janský, J., Gallovič, F., Novotny, O., Kostelecký, J., Serpetsidaki, A., & Tselentis, G.-A. (2012). The january 2010 efpalio earthquake sequence in the western corinth gulf (greece). *Tectonophysics*, 530–531, 299 – 309. [xi](#), [28](#), [32](#), [34](#), [35](#), [53](#), [60](#)
- Sokos, E. N. & Zahradník, J. (2008). ISOLA a Fortran code and a Matlab GUI to perform multiple-point source inversion of seismic data. *Computers & Geosciences*, 34(8), 967–977. [20](#)

- Spall, H., Schnabel, D. C., et al. (1989). *Earthquakes & Volcanoes, Volume 21, Number 1, 1989: Featuring the US Geological Survey's National Earthquake Information Center in Golden, Colorado, USA*. Technical report, Government Printing Office. 79
- Staněk, F., Eisner, L., & Jan Moser, T. (2014). Stability of source mechanisms inverted from p-wave amplitude microseismic monitoring data acquired at the surface. *Geophysical Prospecting*, 62(3), 475–490. 9
- Stein, S. & Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Wiley. ix, 13, 15
- Sánchez, G., Araujo, M., & Alvarado, P. (2012). Last main earthquakes in the northwest of argentina. In *Seismology Simposium, Peruvian Geol. Congress*. 90
- Takeya, M. K. (1992). *High precision studies of a intraplate earthquake sequence in Northeast Brazil*. PhD thesis, University of Edinburgh. 152
- Talwani, P. (2014). Unified model for intraplate earthquakes. *Intraplate Earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge*, (pp. 275–327). 8
- Tape, W. & Tape, C. (2012). Angle between principal axis triples. *Geophysical Journal International*, 191(2), 813–831. 16
- Tavera, H. & Buforn, E. (2001). Source mechanism of earthquakes in perú. *Journal of Seismology*, 5(4), 519–540. 83
- Uchida, N. & Matsuzawa, T. (2013). Pre- and postseismic slow slip surrounding the 2011 tohoku-oki earthquake rupture. *Earth and Planetary Science Letters*, 374, 81 – 91. 16
- van Summeren, J., Conrad, C. P., & Lithgow-Bertelloni, C. (2012). The importance of slab pull and a global asthenosphere to plate motions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(2), n/a–n/a. 5
- Vavryčuk, V. (2014). Iterative joint inversion for stress and fault orientations from focal mechanisms. *Geophysical Journal International*, 199(1), 69–77. 86
- Veloso, J. (1990). Atividade sísmica de encruzilhada-ba. 36th brazilian congresso of geology, natal. 153
- Viotti, C., Veloso, J., & Gomide, L. (1997). Induced seismicity at cajuru reservoir, minas gerais, brazil. *Proc. 19th Int. Congr. on Large Dams, (Florence, Italy) pp*, (pp. 1211–1225). 153
- Watts, A. B., Rodger, M., Peirce, C., Greenroyd, C. J., & Hobbs, R. W. (2009). Seismic structure, gravity anomalies, and flexure of the Amazon continental margin, NE Brazil. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B7), n/a–n/a. xv, 85, 95, 96
- Wilson, M. (1993). Plate-moving mechanisms: constraints and controversies. *Journal of the Geological Society*, 150(5), 923–926. 5
- Yolsal-Çevikbilen, S., Taymaz, T., & Helvacı, C. (2014). Earthquake mechanisms in the gulfs of gökova, sığacık, kuşadası, and the simav region (western turkey): Neotectonics, seismotectonics and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 635, 100 – 124. Cenozoic Extensional Tectonics in Western and Central Anatolia, Turkey. xi, 36, 63

- Zahradník, J. (2014). Personal Communication. 79
- Zahradník, J. & Sokos, E. (2013). The mw 7.1 van, eastern turkey, earthquake 2011: two-point source modelling by iterative deconvolution and non-negative least squares. *Geophysical Journal International*, (pp. ggt386). 19
- Zahradník, J. & Custódio, S. (2012). Moment tensor resolvability: Application to southwest iberia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(3), 1235–1254. 9, 16
- Zahradník, J., Fojtíková, L., Carvalho, J., Barros, L., Sokos, E., & Janský, 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. 10, 25, 26, 29, 35, 36, 37, 40, 78
- Zahradník, J., Jansky, J., & Plicka, V. (2008). Detailed waveform inversion for moment tensors of m 4 events: Examples from the corinth gulf, greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(6), 2756–2771. 30
- Zahradník, J., Serpetsidaki, A., Sokos, E., & Tselentis, G.-A. (2005). Iterative deconvolution of regional waveforms and a double-event interpretation of the 2003 lefkada earthquake, greece. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(1), 159–172. 30
- Zhao, L.-S. & Helmberger, D. V. (1994). Source estimation from broadband regional seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(1), 91–104. 17
- Zoback, M. & Zoback, M. (2007). *6.06 - Lithosphere Stress and Deformation*. Amsterdam: Elsevier. viii, 5, 6, 7
- Zoback, M. D. & Zoback, M. L. (2002). State of stress in the earth's lithosphere. *International Geophysics*, 81, 559–XII. 87
- Zoback, M. L. (1992). First-and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project. xviii, 5, 81
- Zoback, M. L. & Richardson, R. M. (1996). Stress perturbation associated with the Amazonas and other ancient continental rifts. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B3), 5459–5475. 85, 90
- Červinková, D. (2008). Moment-tensor inversion of earthquakes in greece, method isola. Master's thesis, Charles University in Prague. 9

A Anexo A - Anexo do Capítulo 3

A.1 Outros eventos estudados

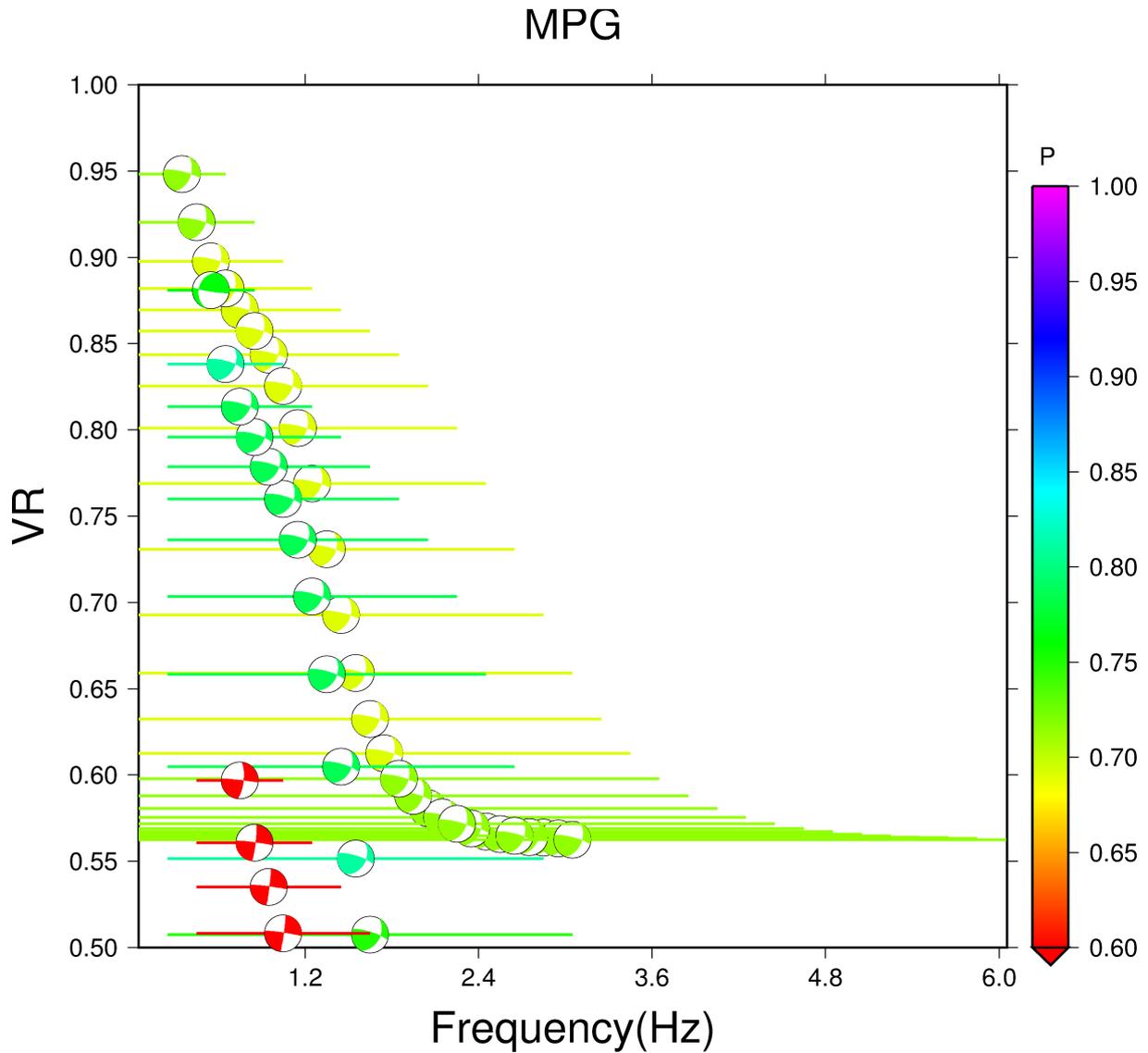


Figura A.1: Teste de banda de frequência para o evento do Amapá.

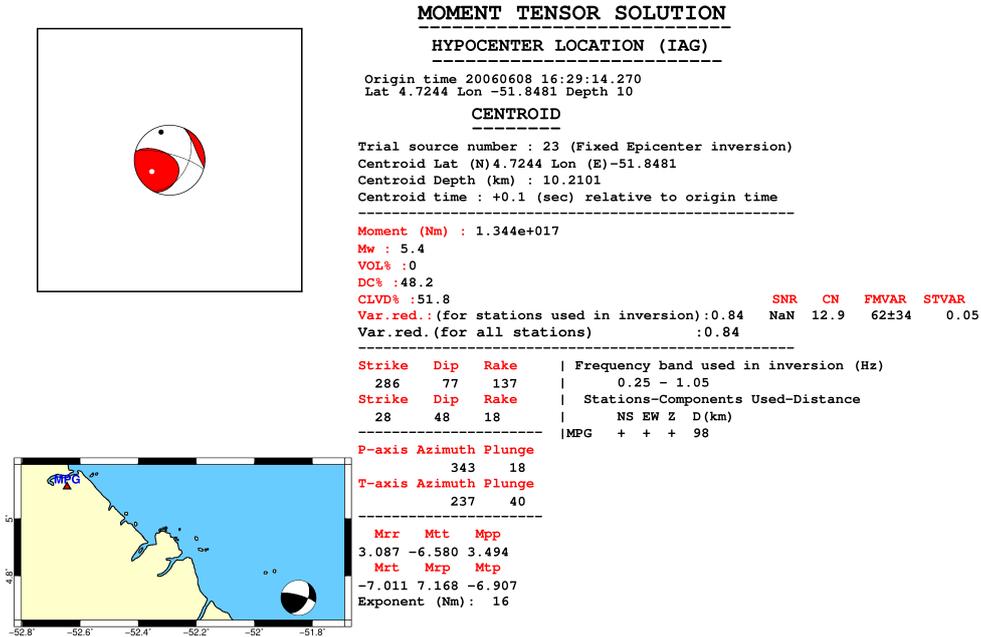


Figura A.2: Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo do Amapá.

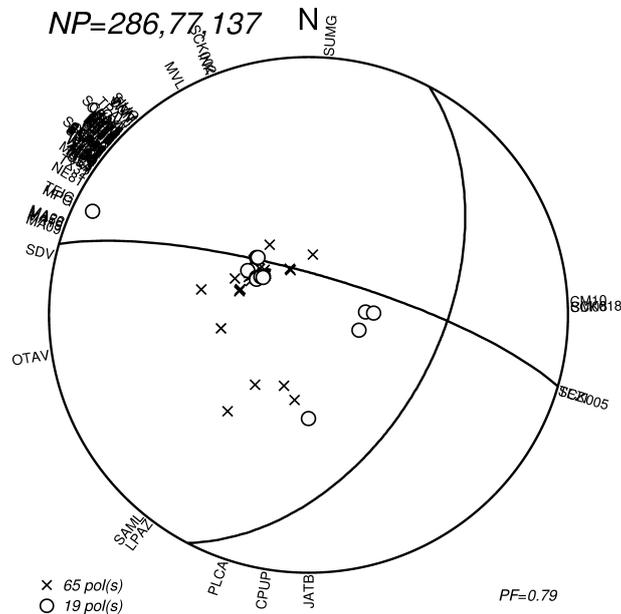


Figura A.3: Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo do Amapá.

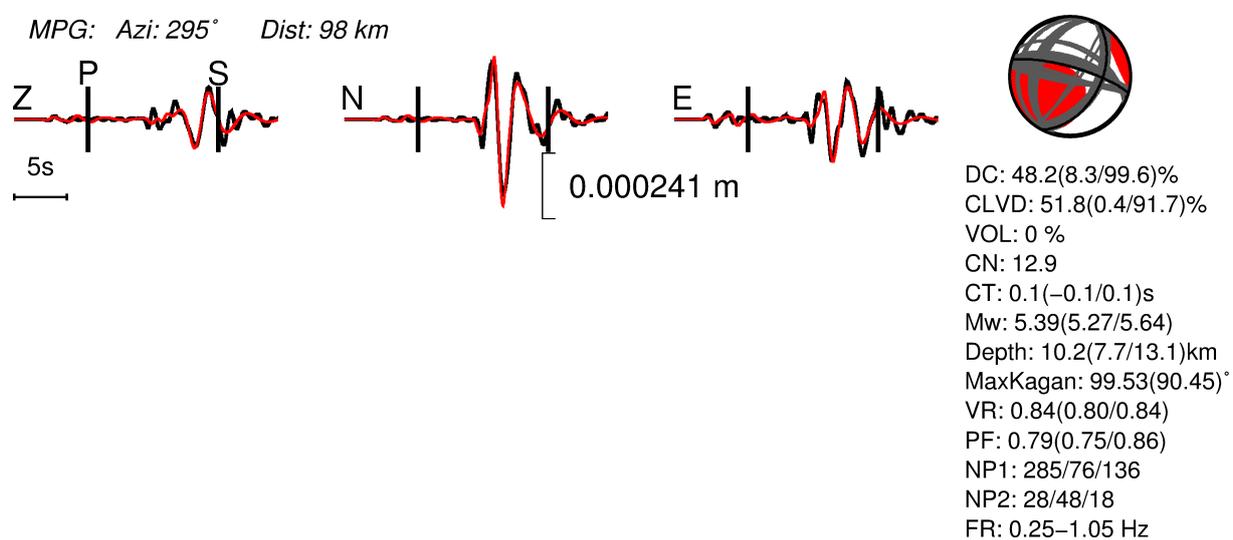


Figura A.4: Ajuste de forma de onda para o sismo do Amapá.

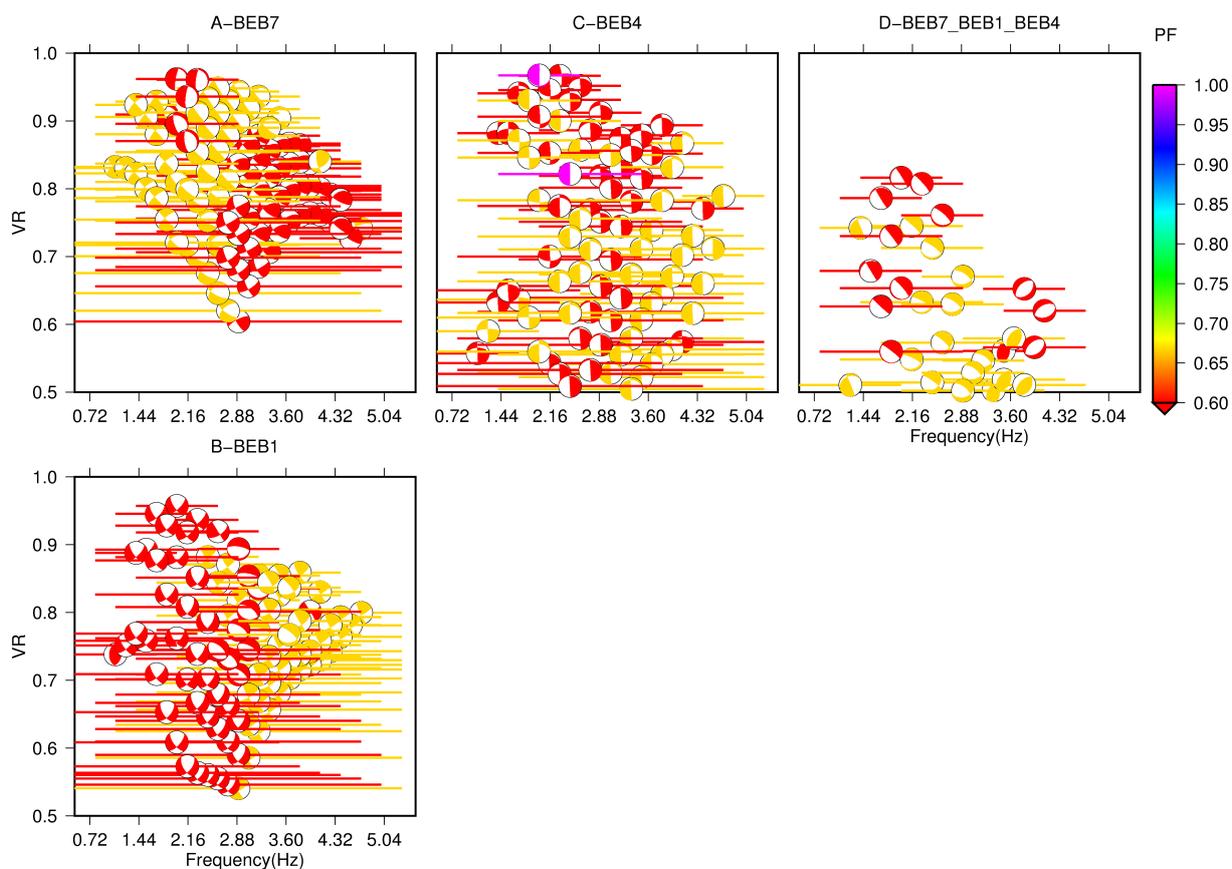


Figura A.5: Teste de banda de frequência para o evento de Bebedouro.

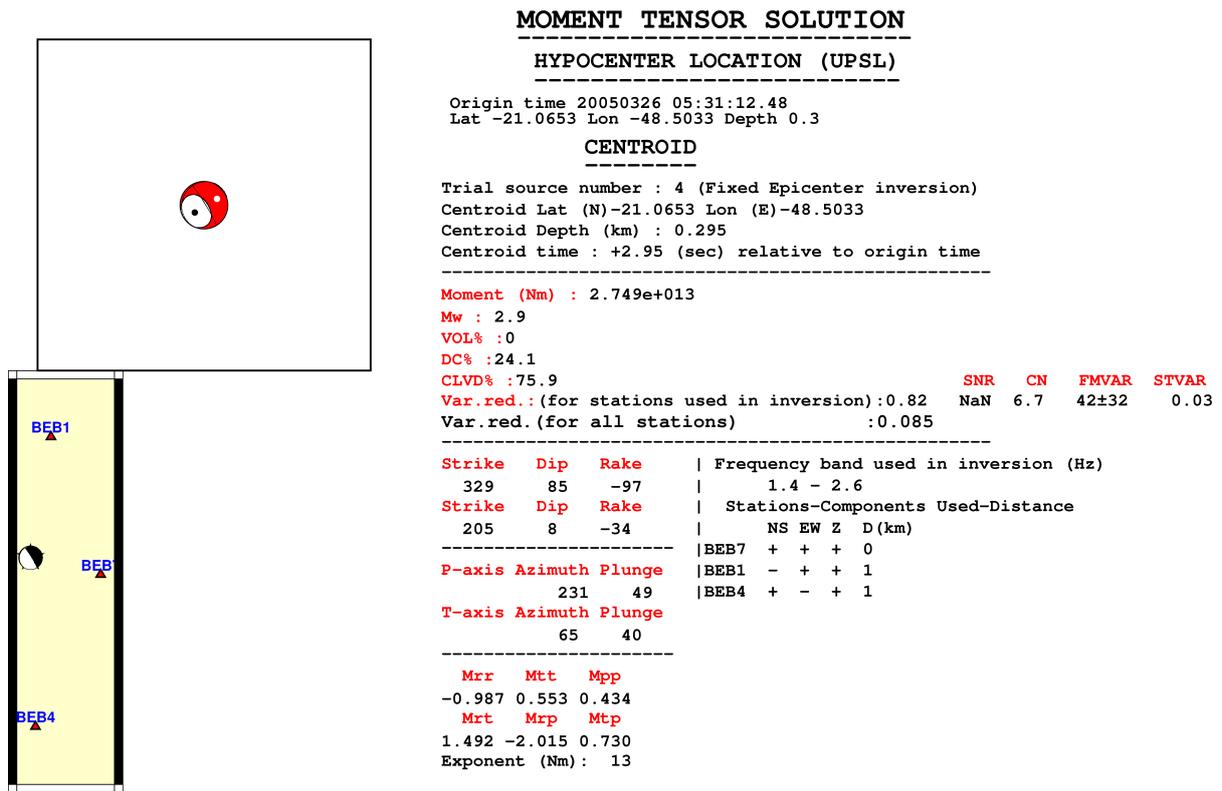


Figura A.6: Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Bebedouro.

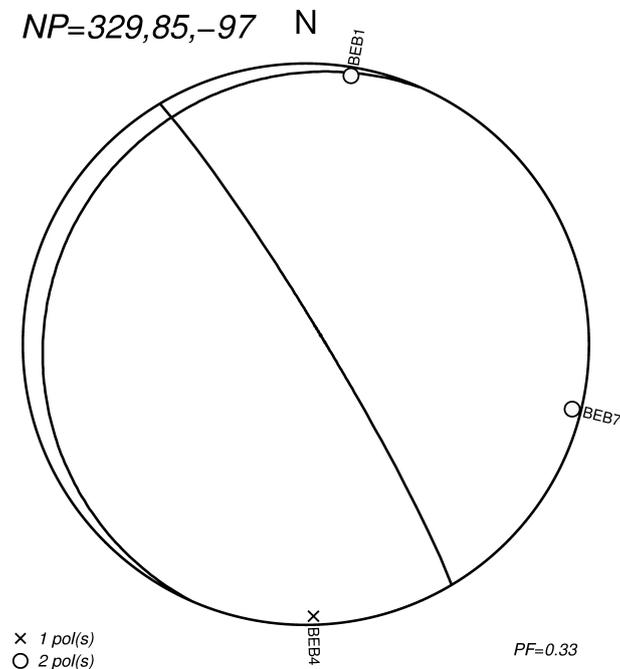


Figura A.7: Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Bebedouro.

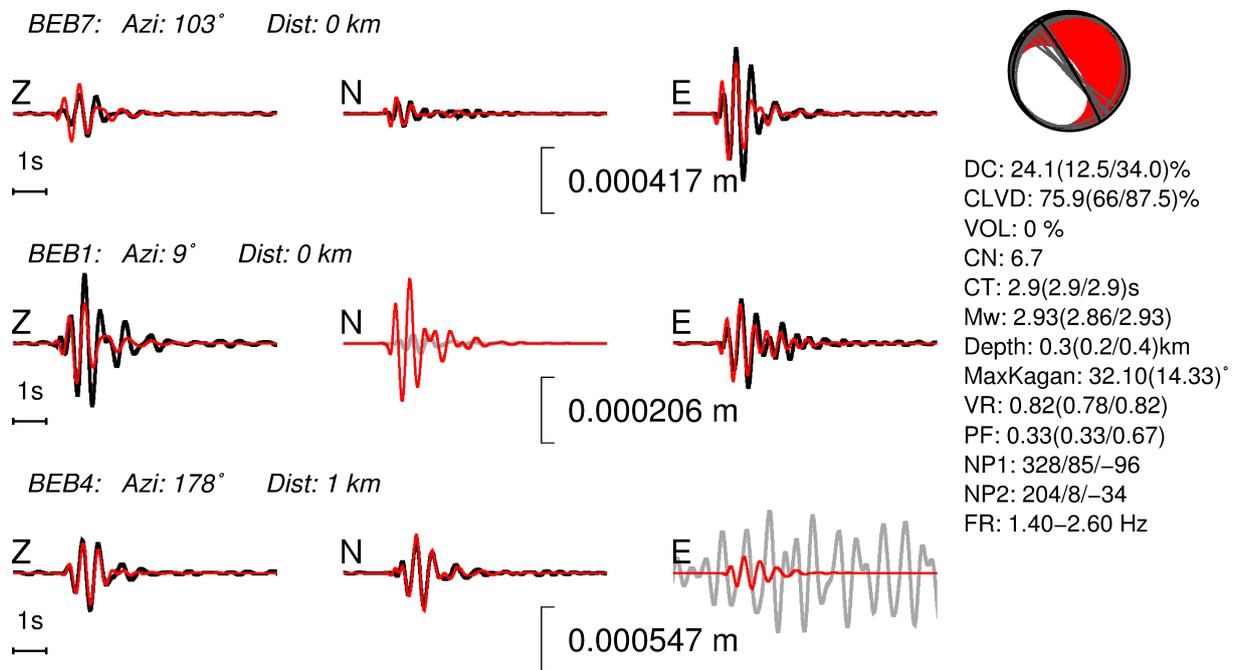


Figura A.8: Ajuste de forma de onda para o sismo de Bebedouro.

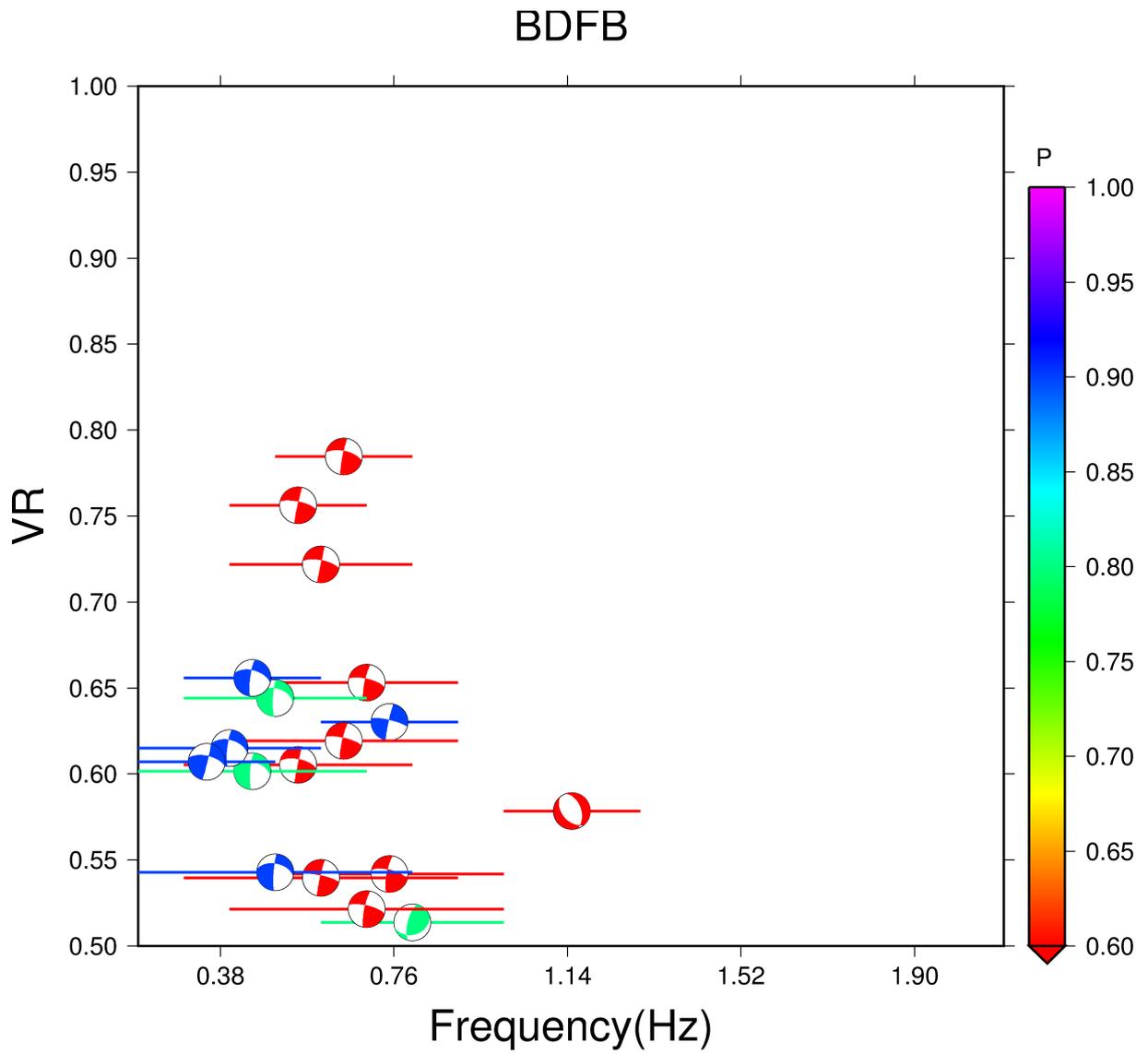


Figura A.9: Teste de banda de frequência para o evento de Brasília.

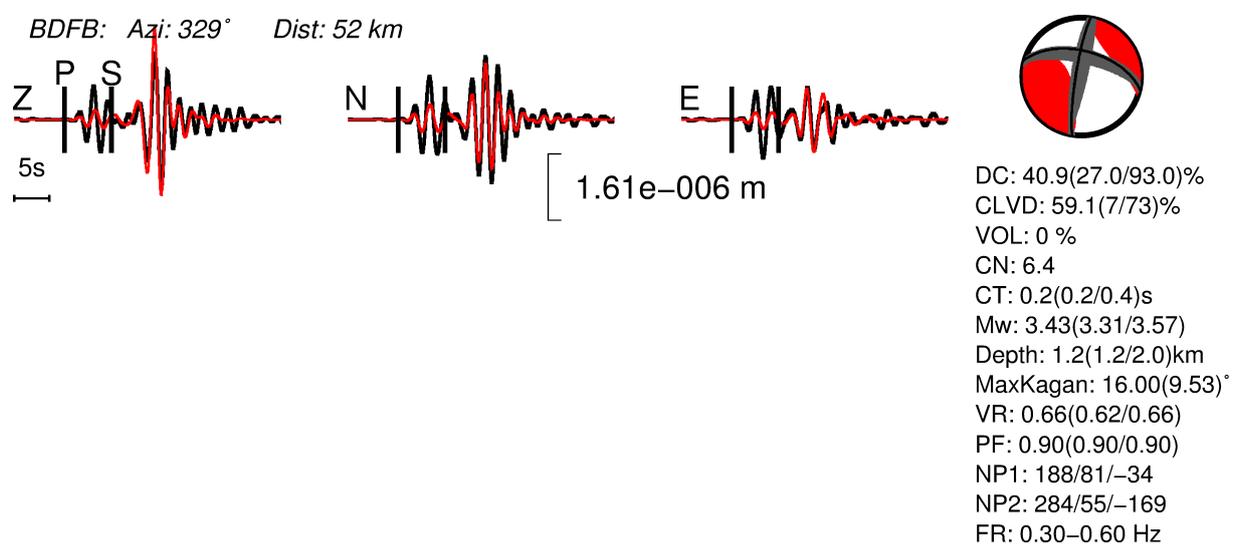


Figura A.12: Ajuste de forma de onda para o sismo de Brasília.

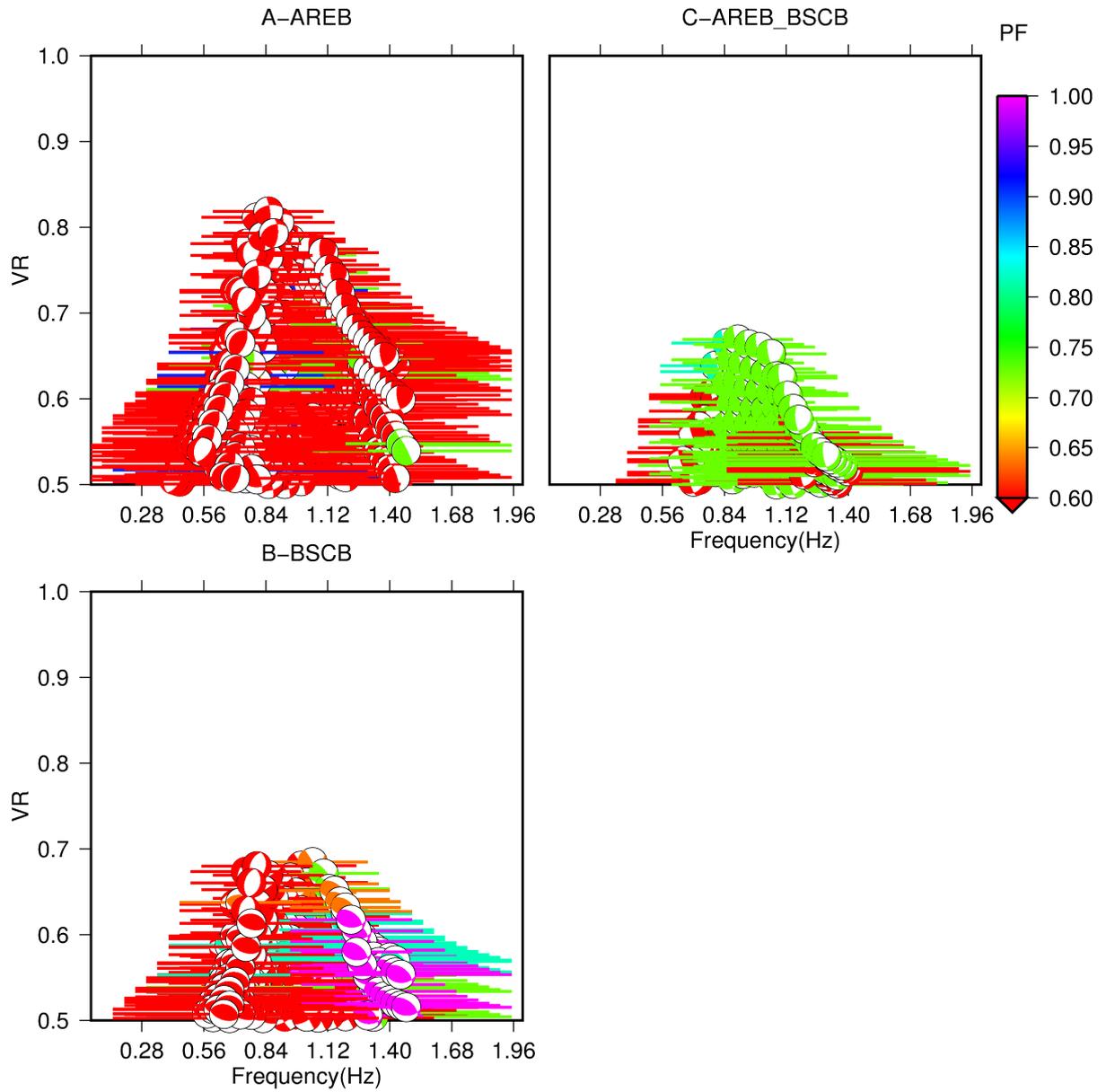


Figura A.13: Teste de banda de frequência para o evento de Guapé.

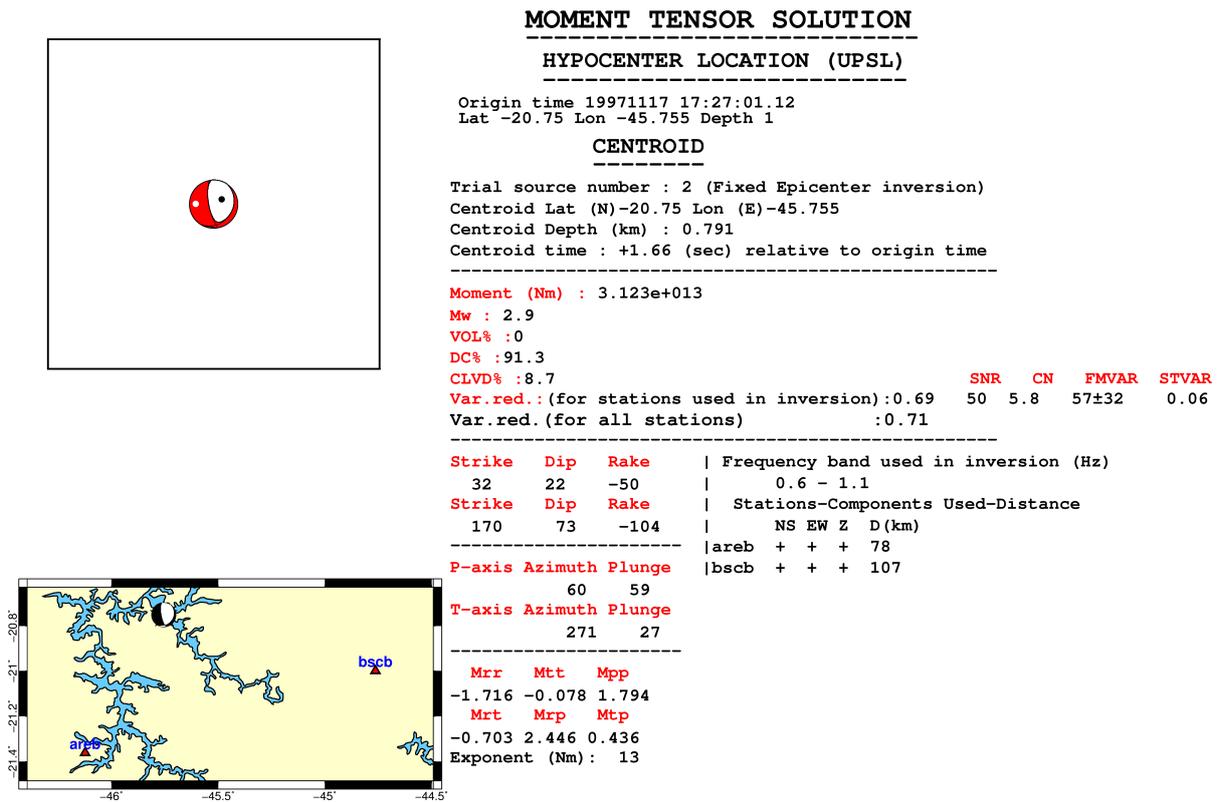


Figura A.14: Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Guapé.

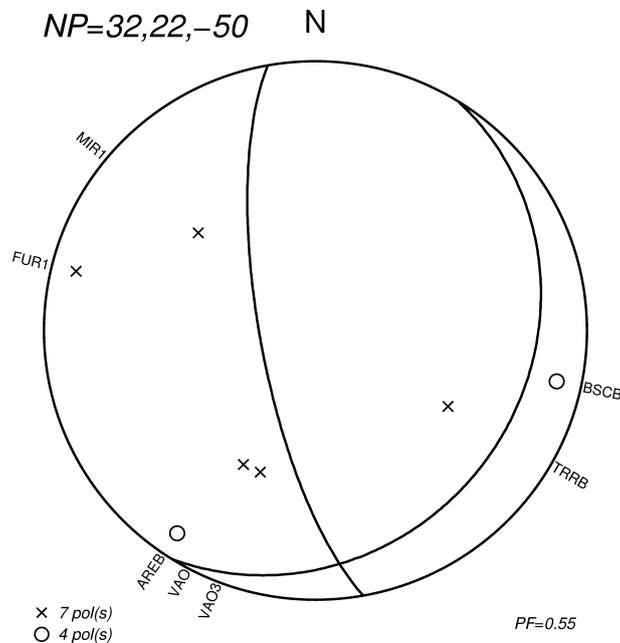


Figura A.15: Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Guapé.

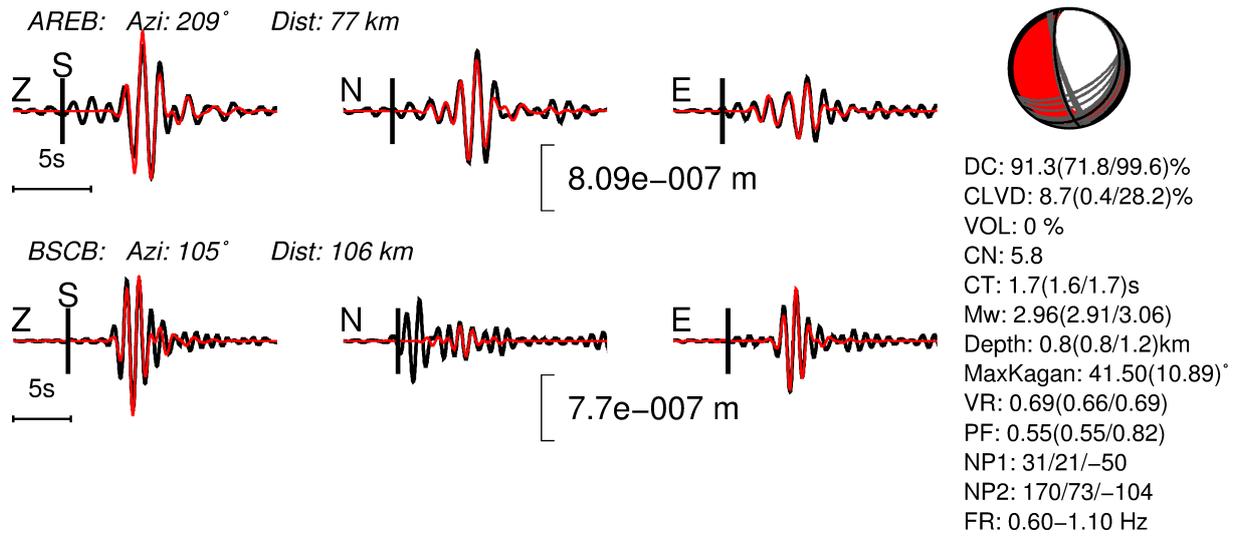


Figura A.16: Ajuste de forma de onda para o sismo de Guapé.

/

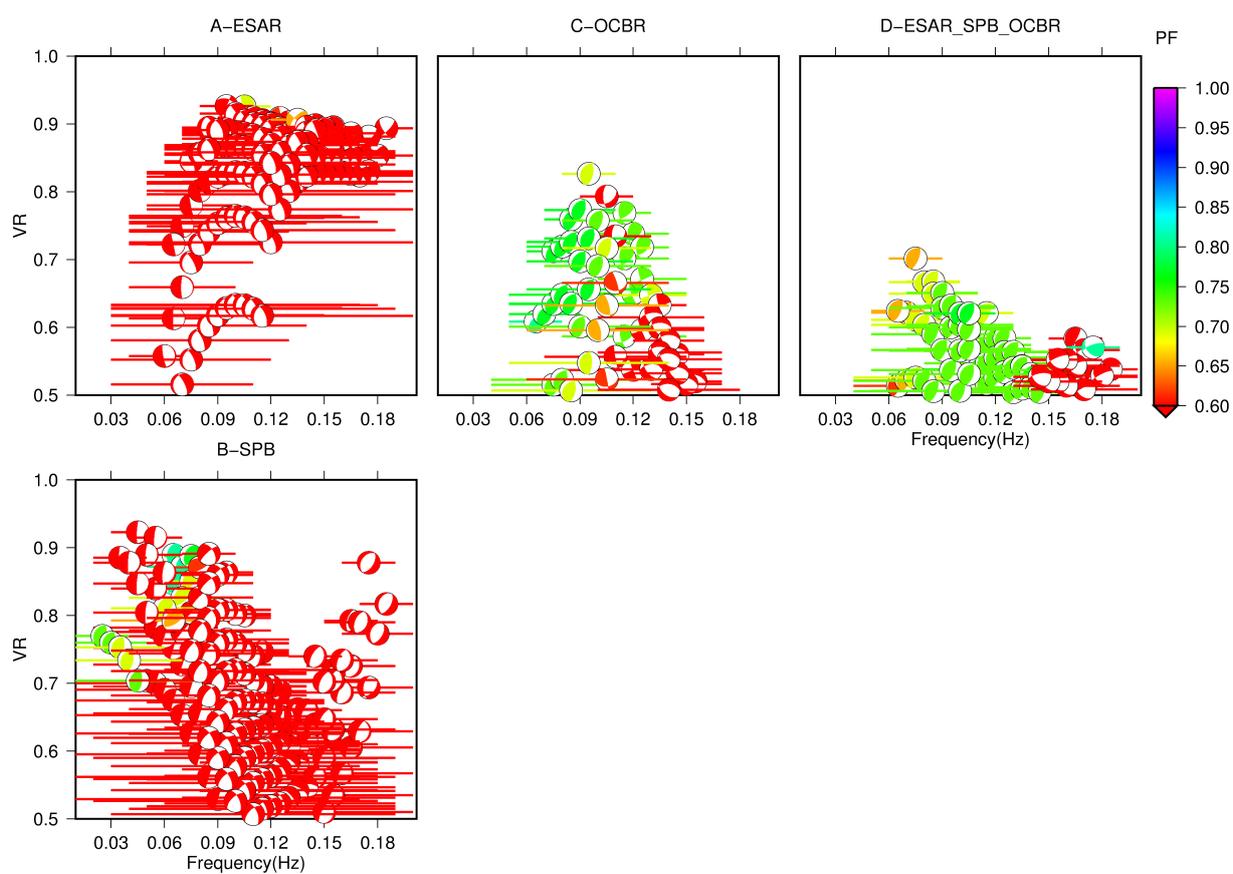


Figura A.17: Teste de banda de frequência para o evento de Itacarambi.

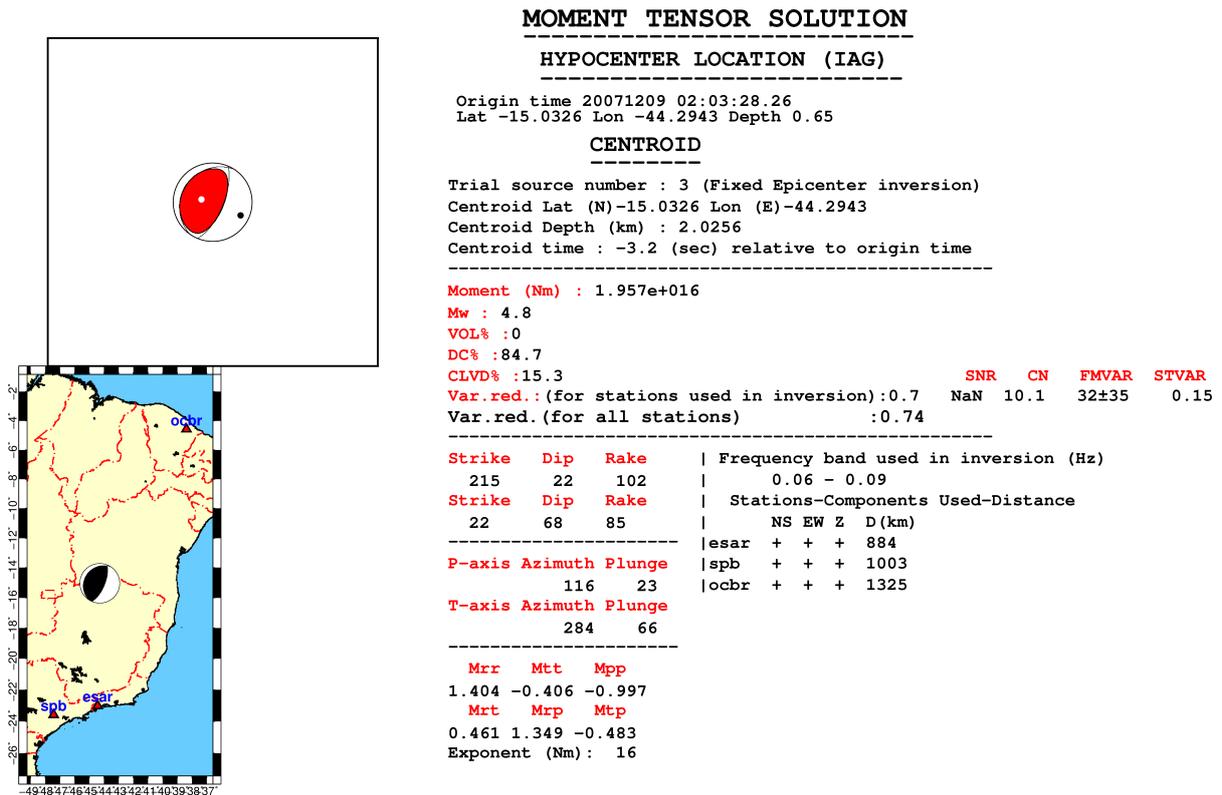


Figura A.18: Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Itacarambi.

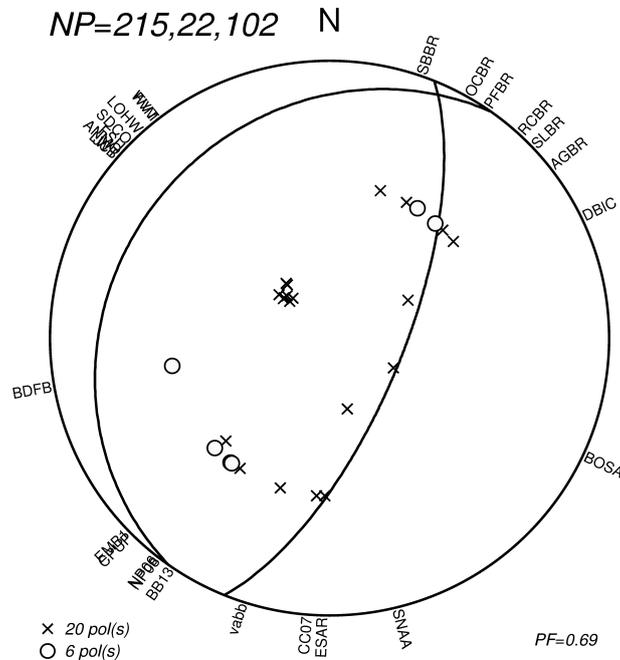


Figura A.19: Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Itacarambi.

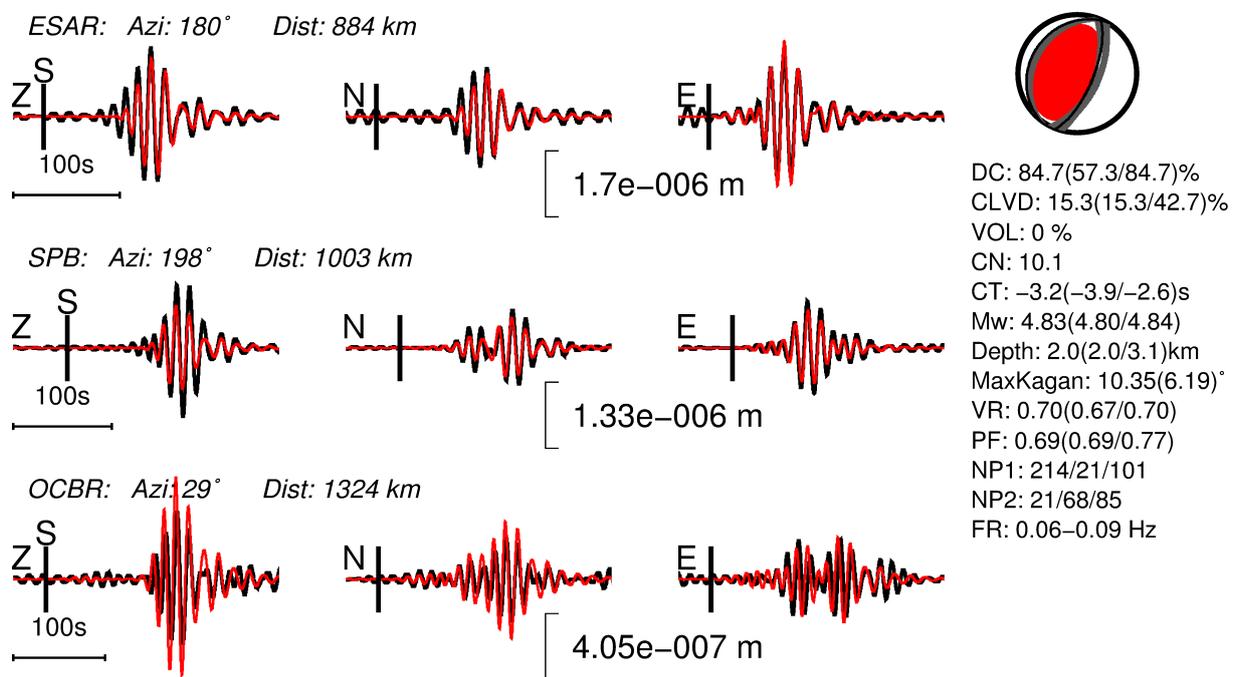


Figura A.20: Ajuste de forma de onda para o sismo de Itacarambi.

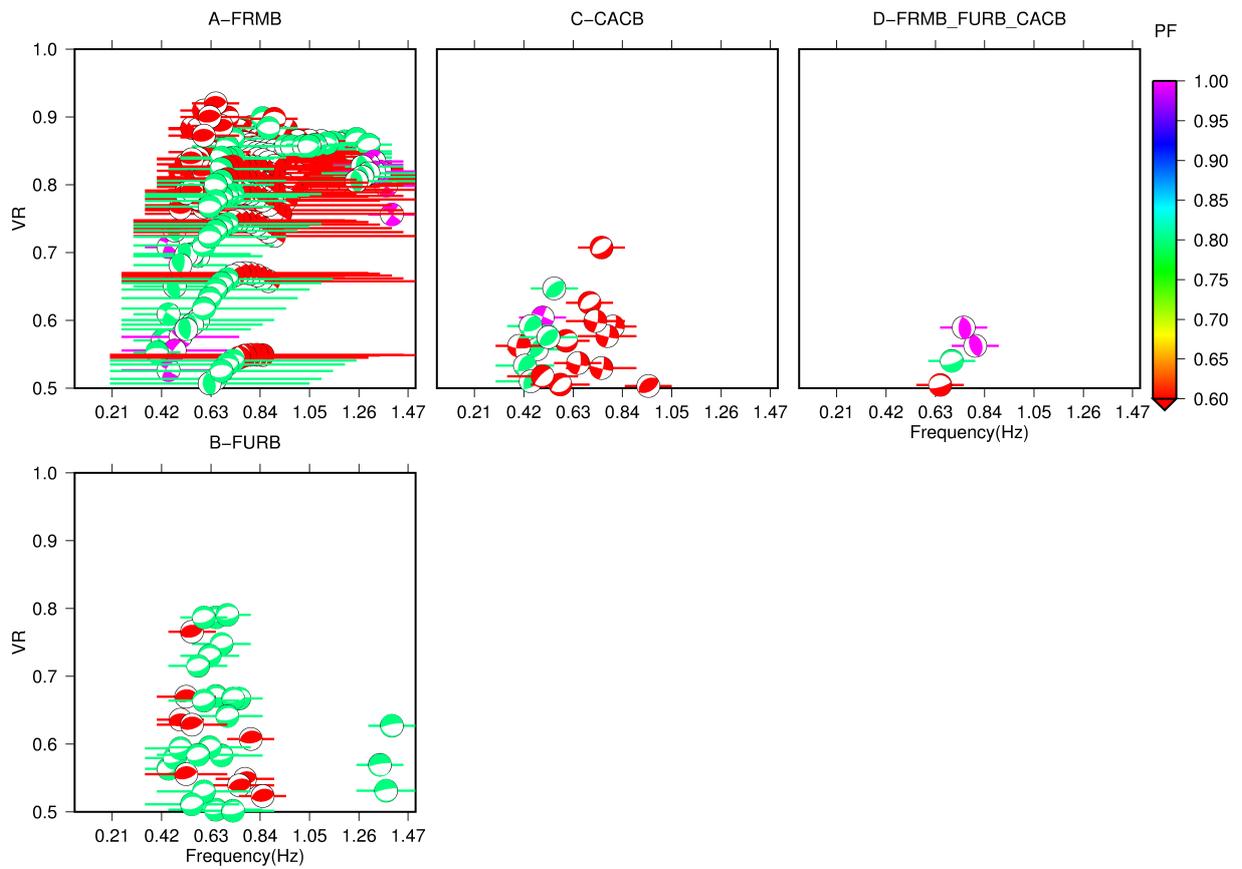


Figura A.21: Teste de banda de frequência para o evento de Itaguara.

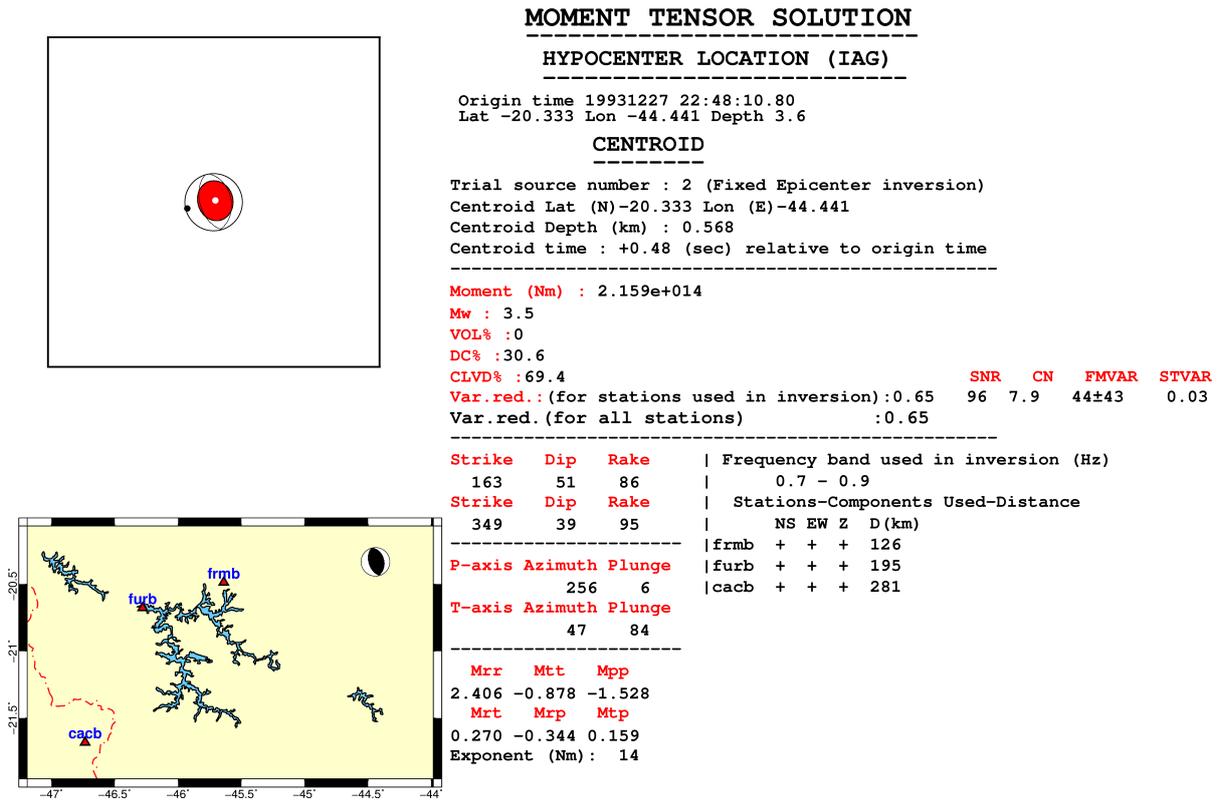


Figura A.22: Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Itaguara.

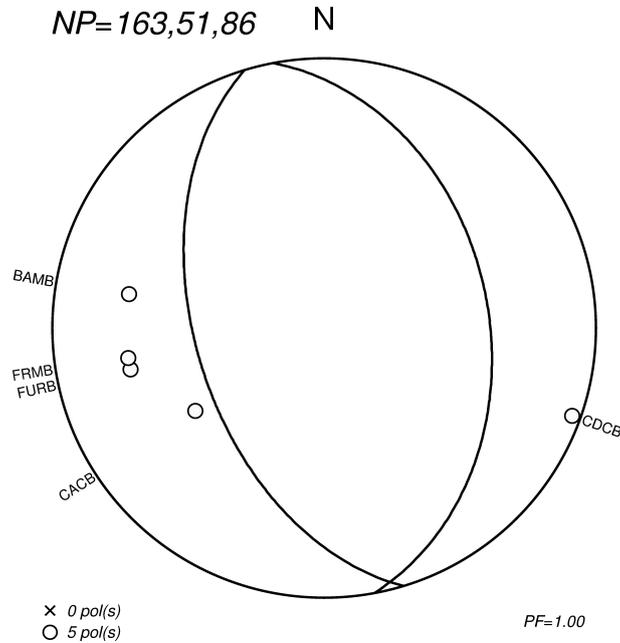


Figura A.23: Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Itaguara.

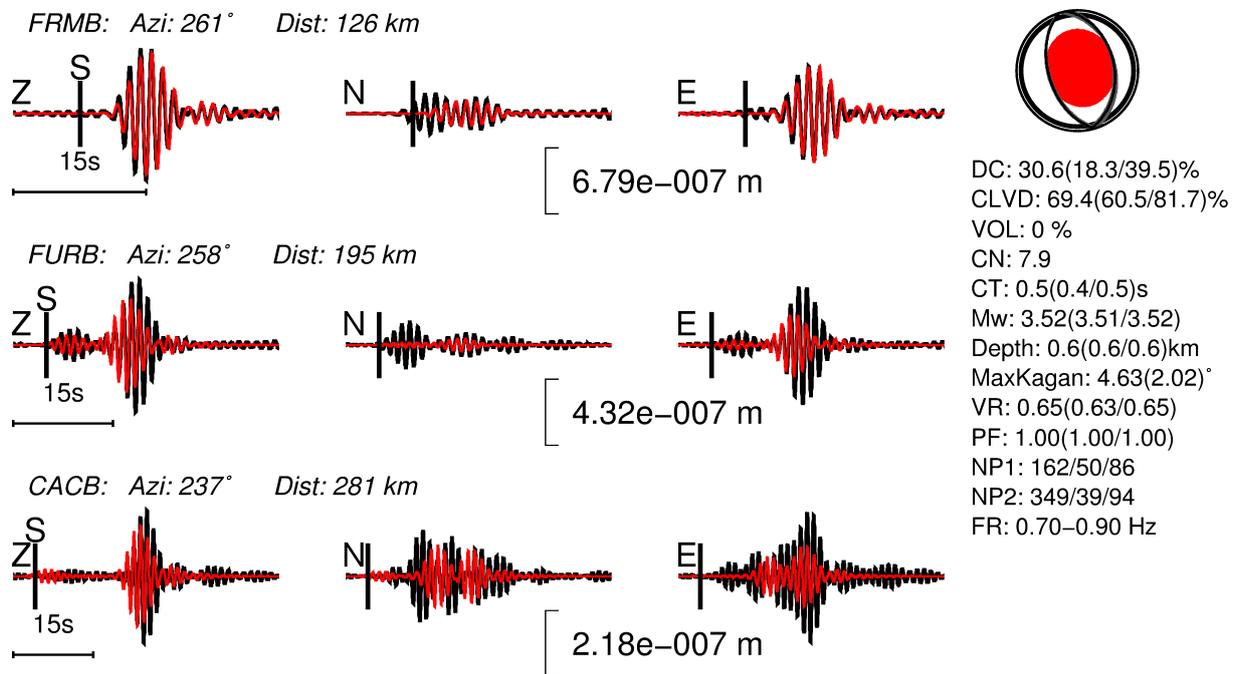


Figura A.24: Ajuste de forma de onda para o sismo de Itaguara.

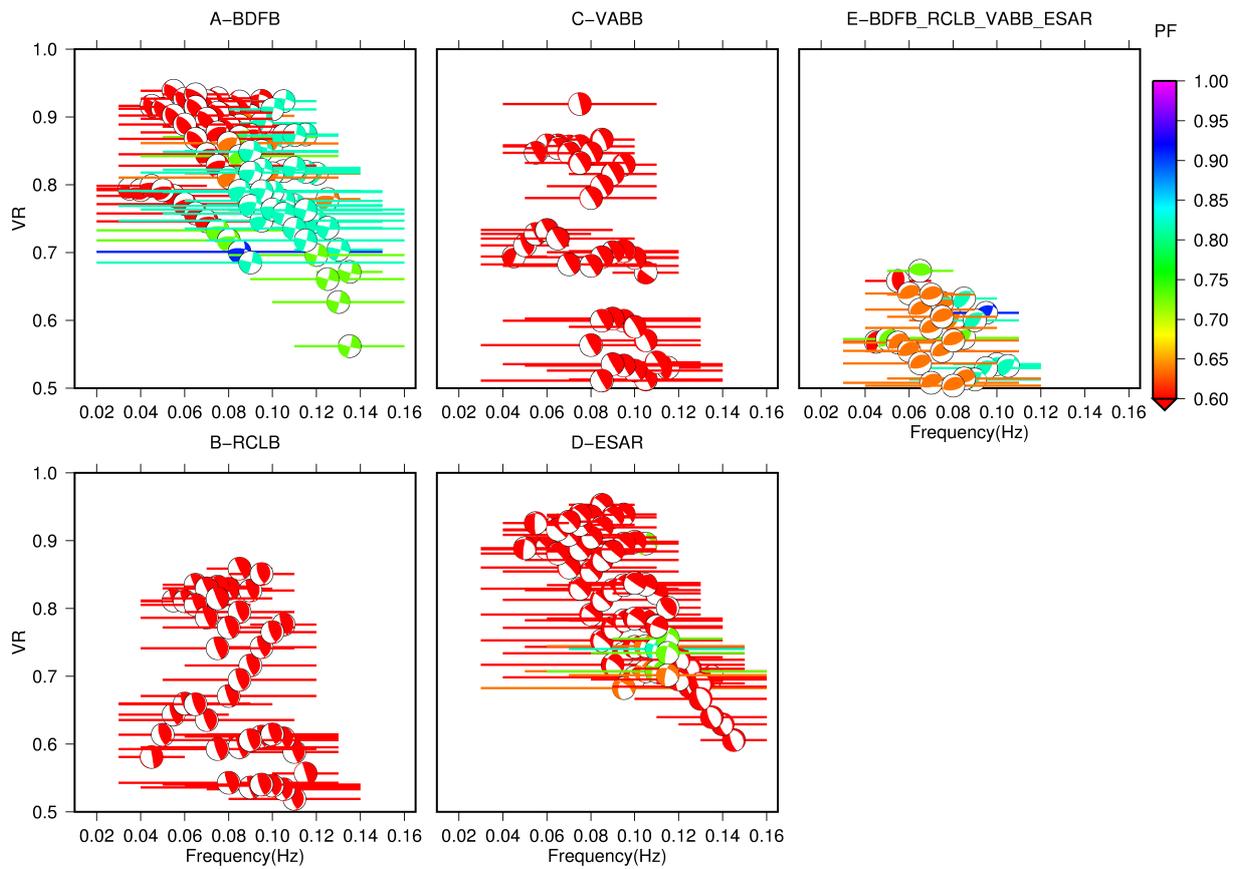


Figura A.25: Teste de banda de frequência para o evento de Mara Rosa.

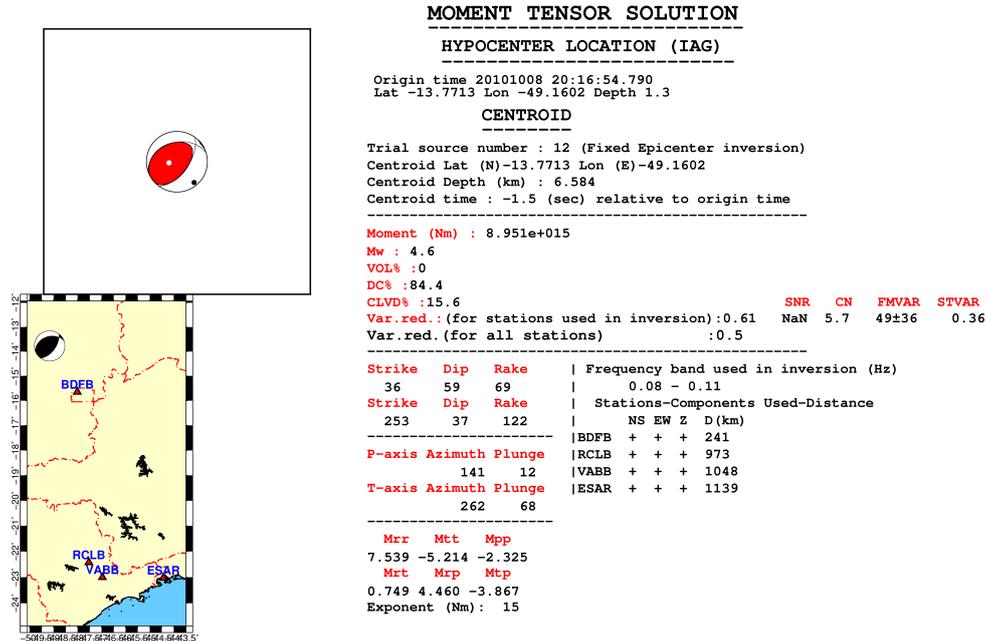


Figura A.26: Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Mara Rosa.

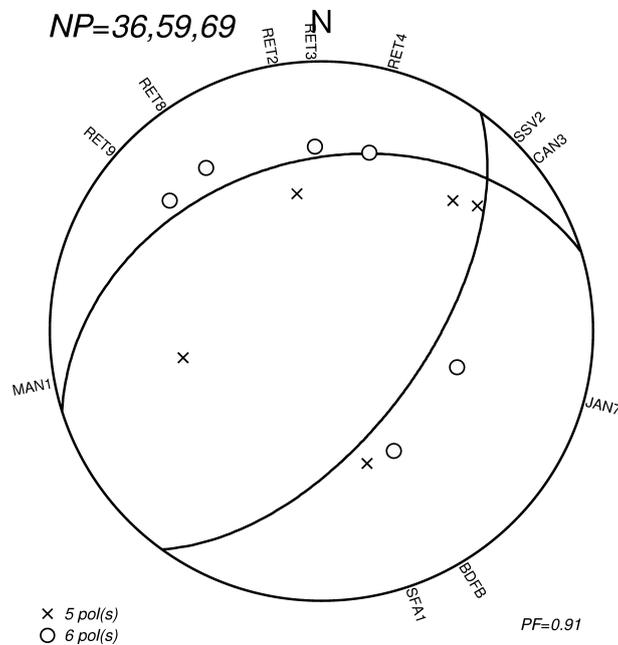


Figura A.27: Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Mara Rosa.

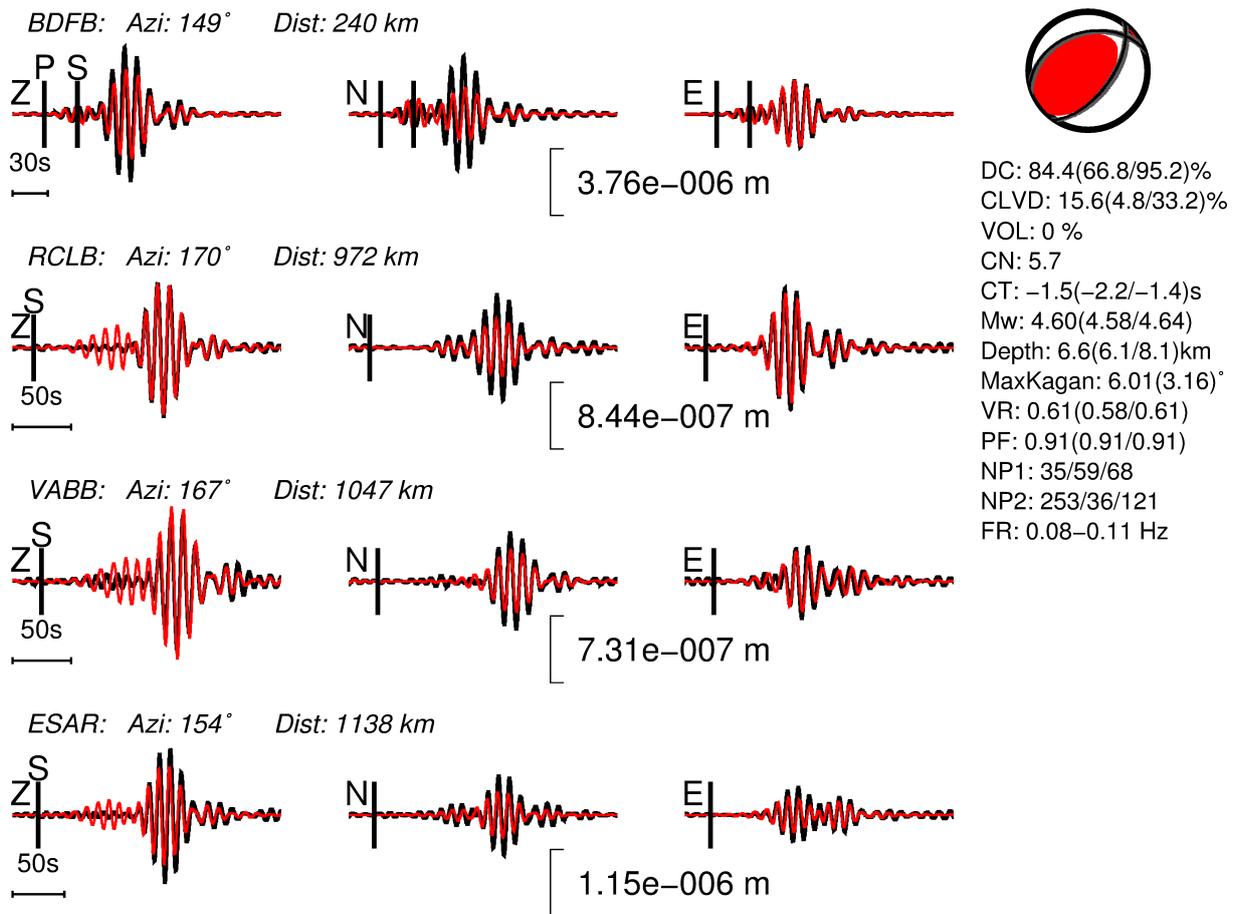


Figura A.28: Ajuste de forma de onda para o sismo de Mara Rosa.

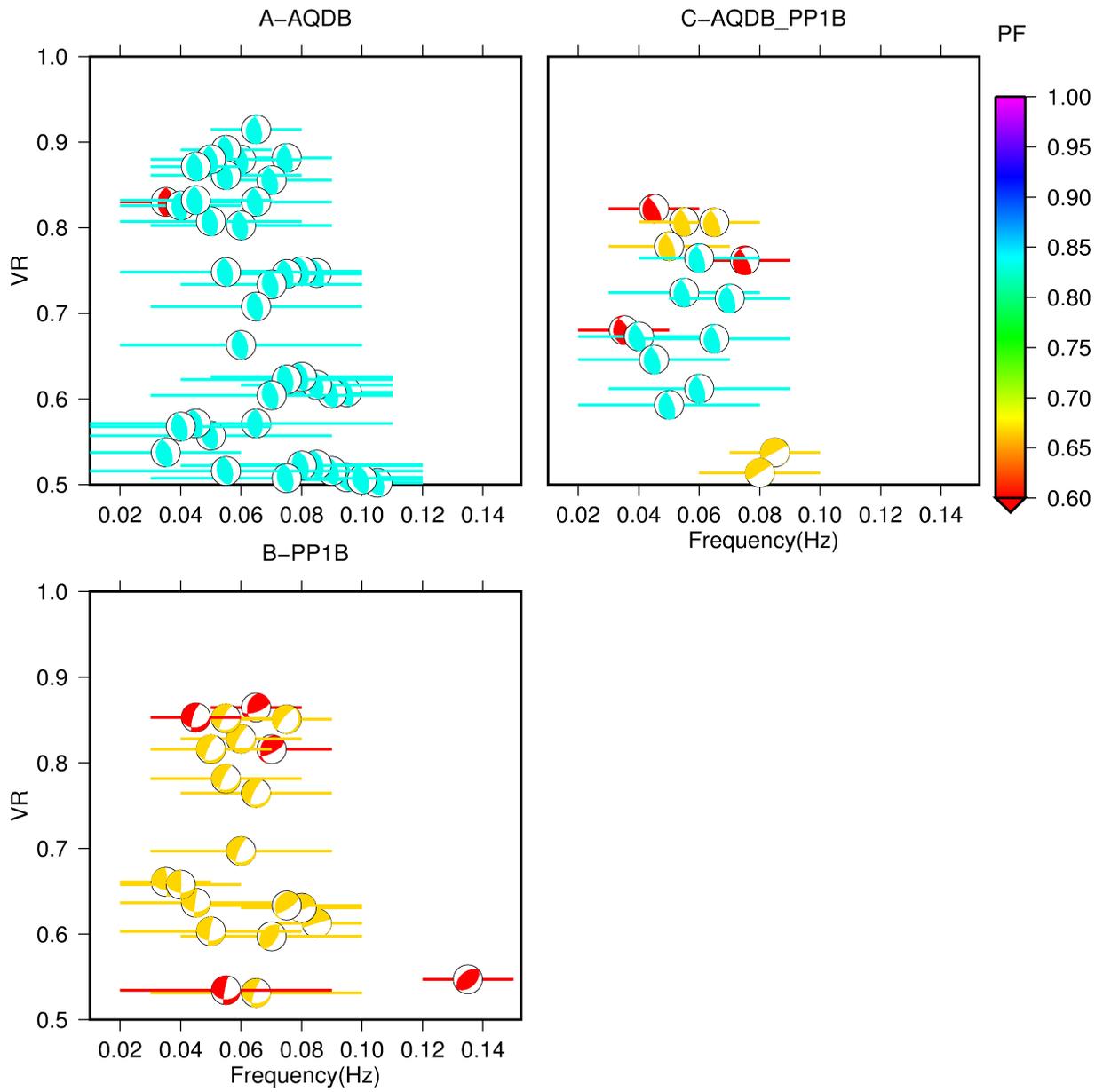


Figura A.29: Teste de banda de frequência para o evento de Miranda.

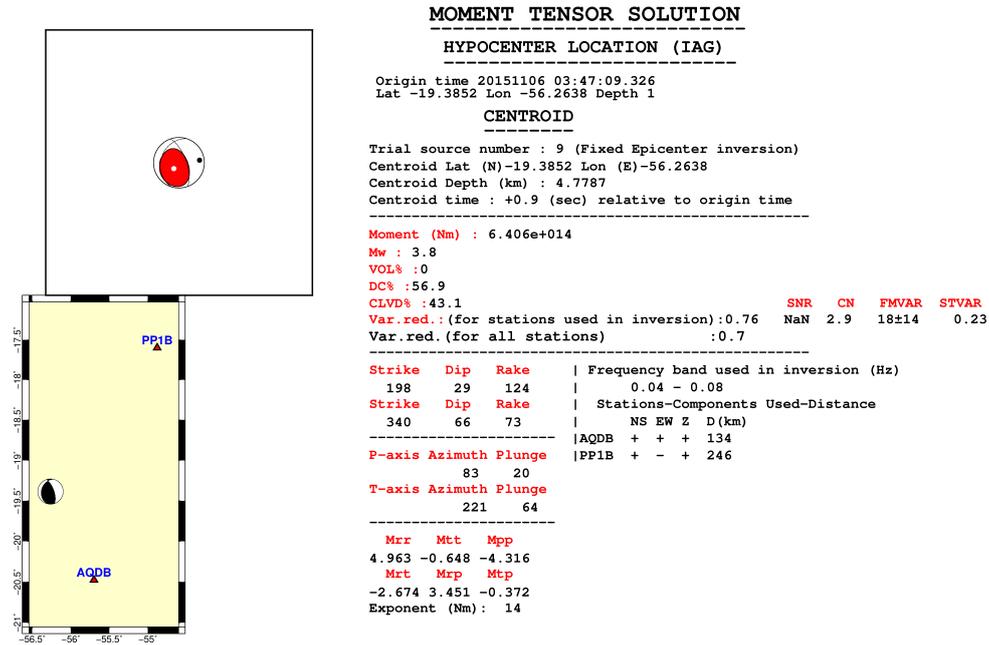


Figura A.30: Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Miranda.

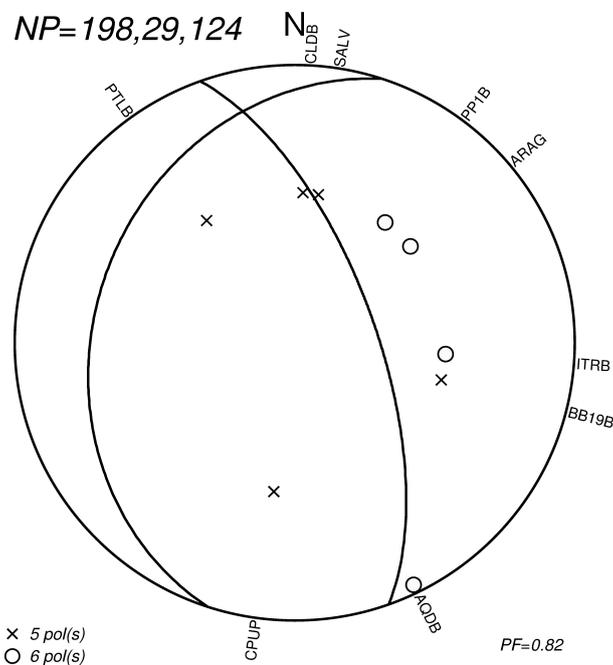


Figura A.31: Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Miranda.

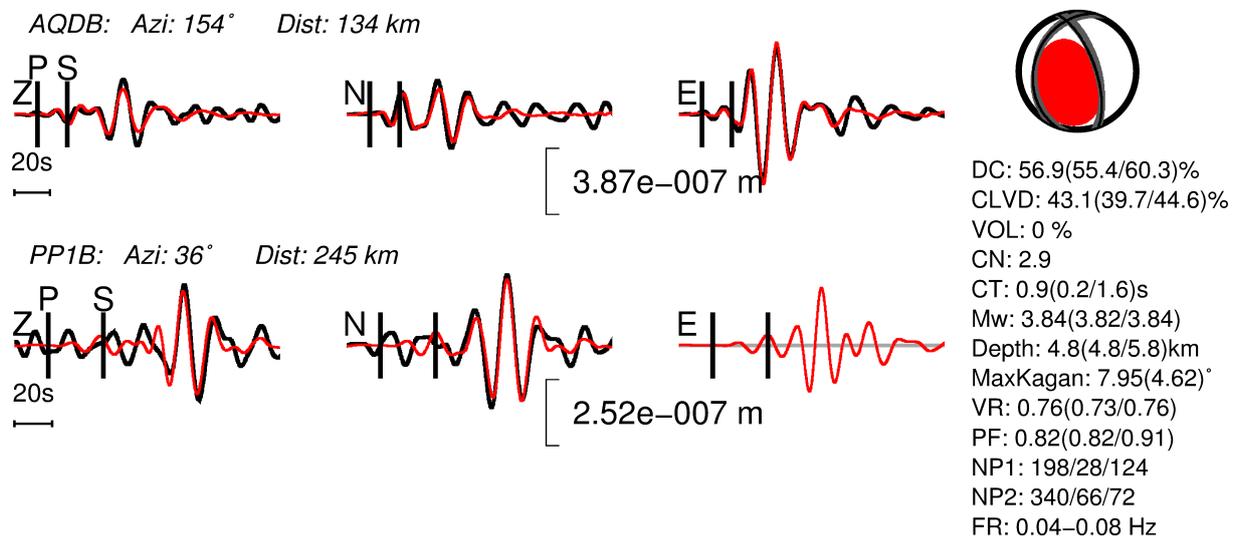


Figura A.32: Ajuste de forma de onda para o sismo de Miranda.

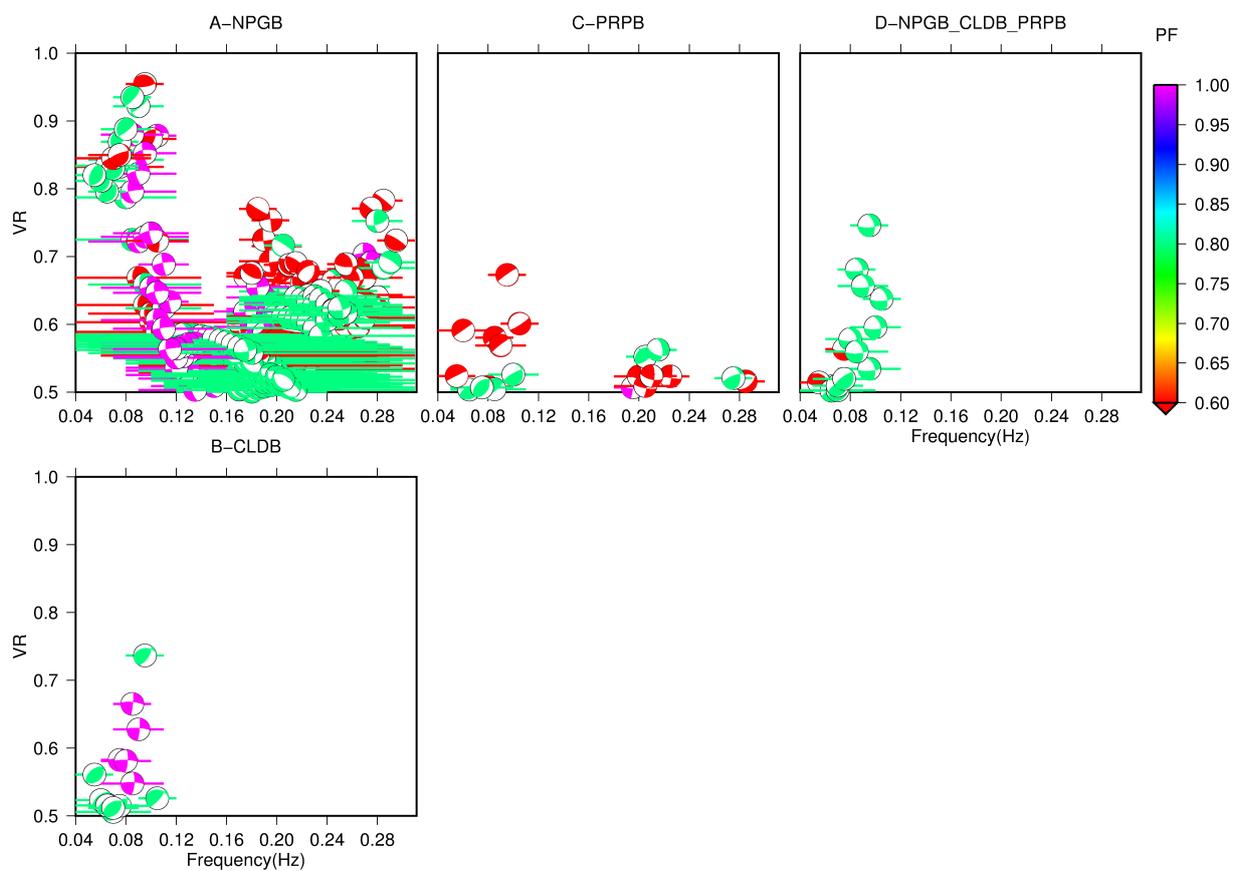


Figura A.33: Teste de banda de frequência para o evento de Rio Peti.

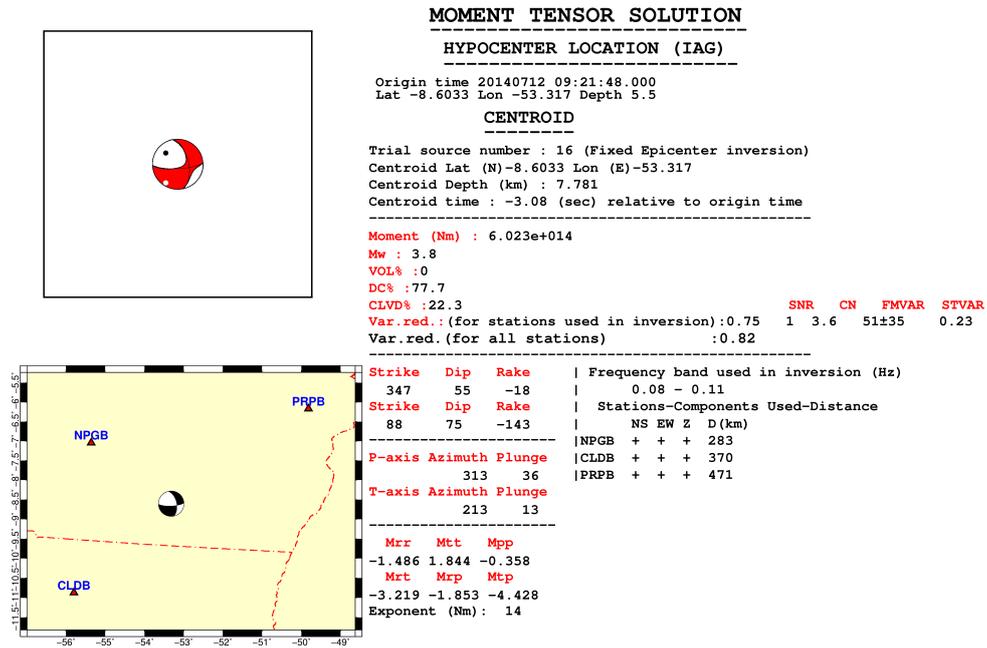


Figura A.34: Resumo do tensor de momento e mapa para o sismo de Rio Peti.

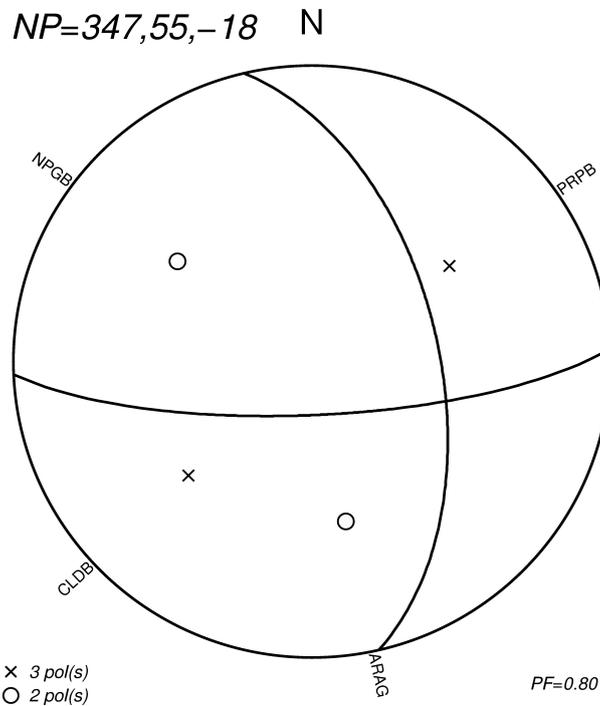


Figura A.35: Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de Rio Peti.

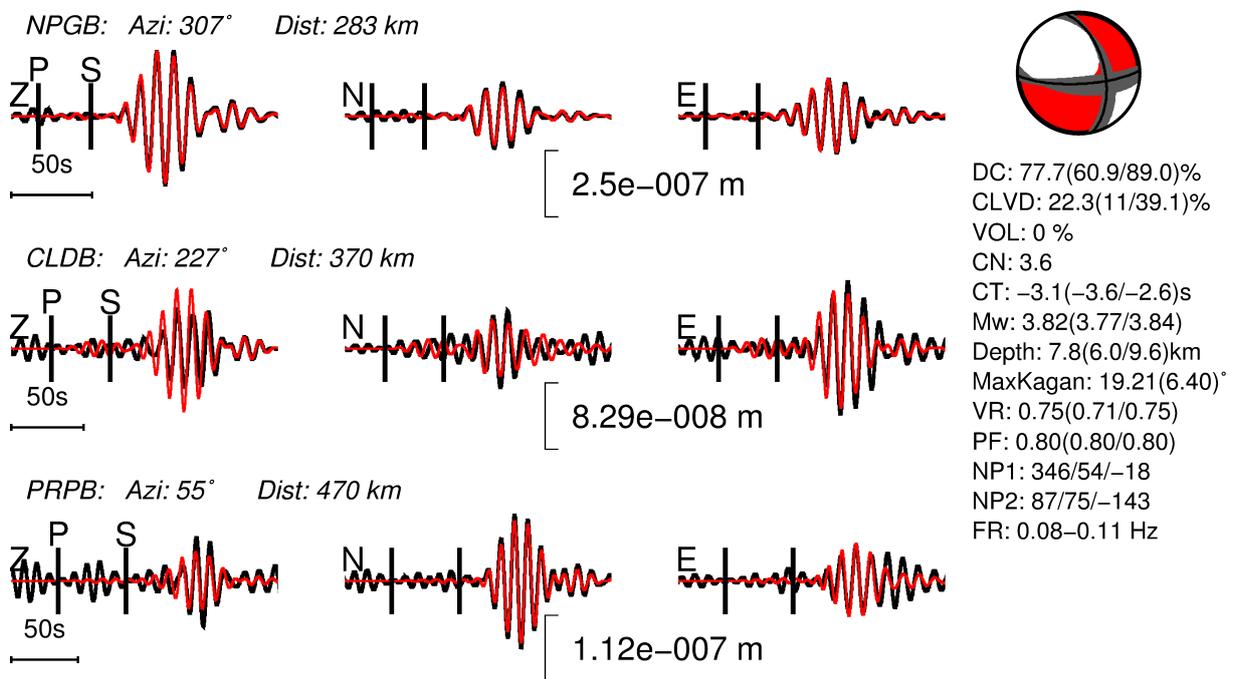


Figura A.36: Ajuste de forma de onda para o sismo de Rio Peti.

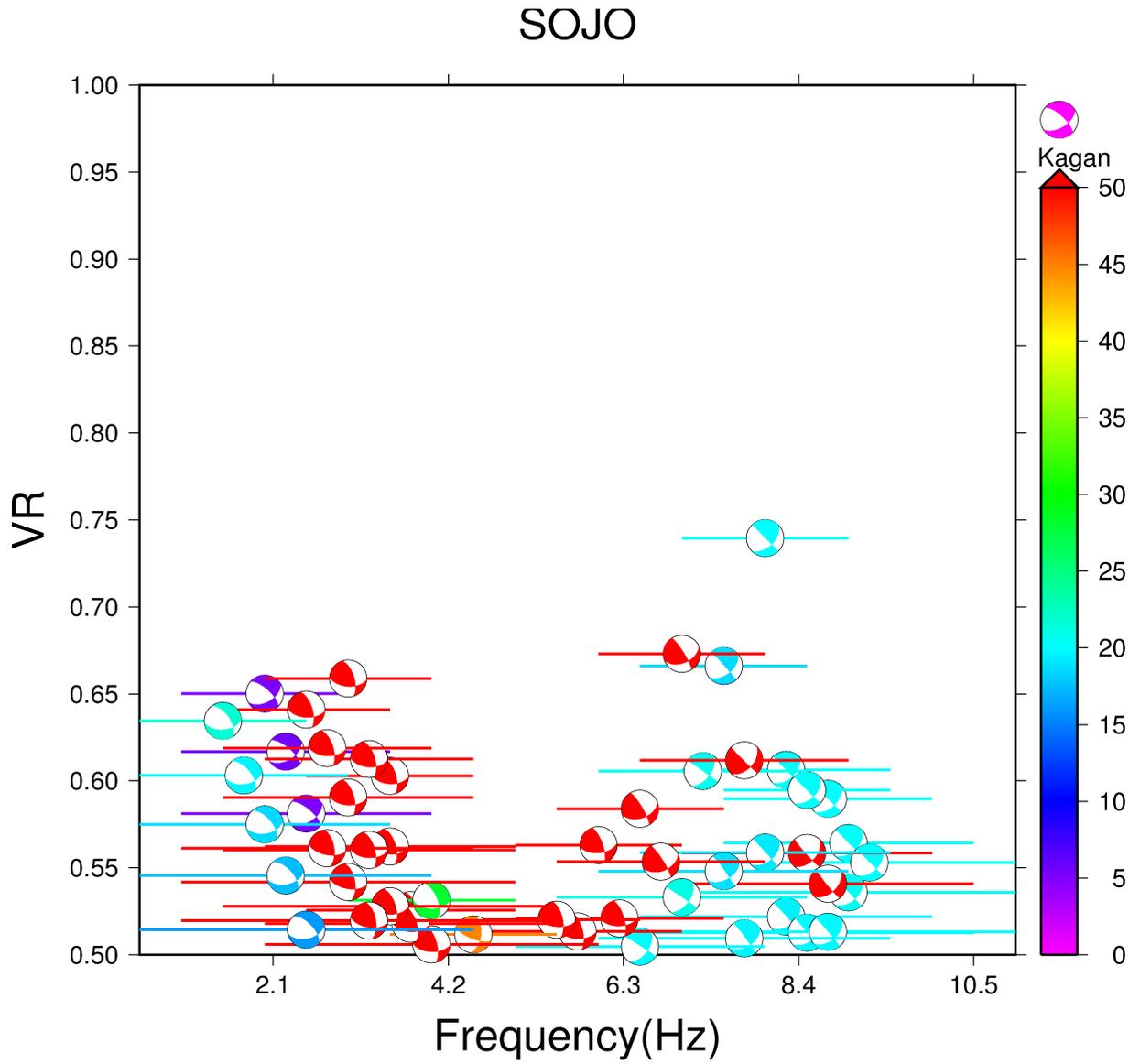


Figura A.37: Teste de banda de frequência para o evento de São Caetano.

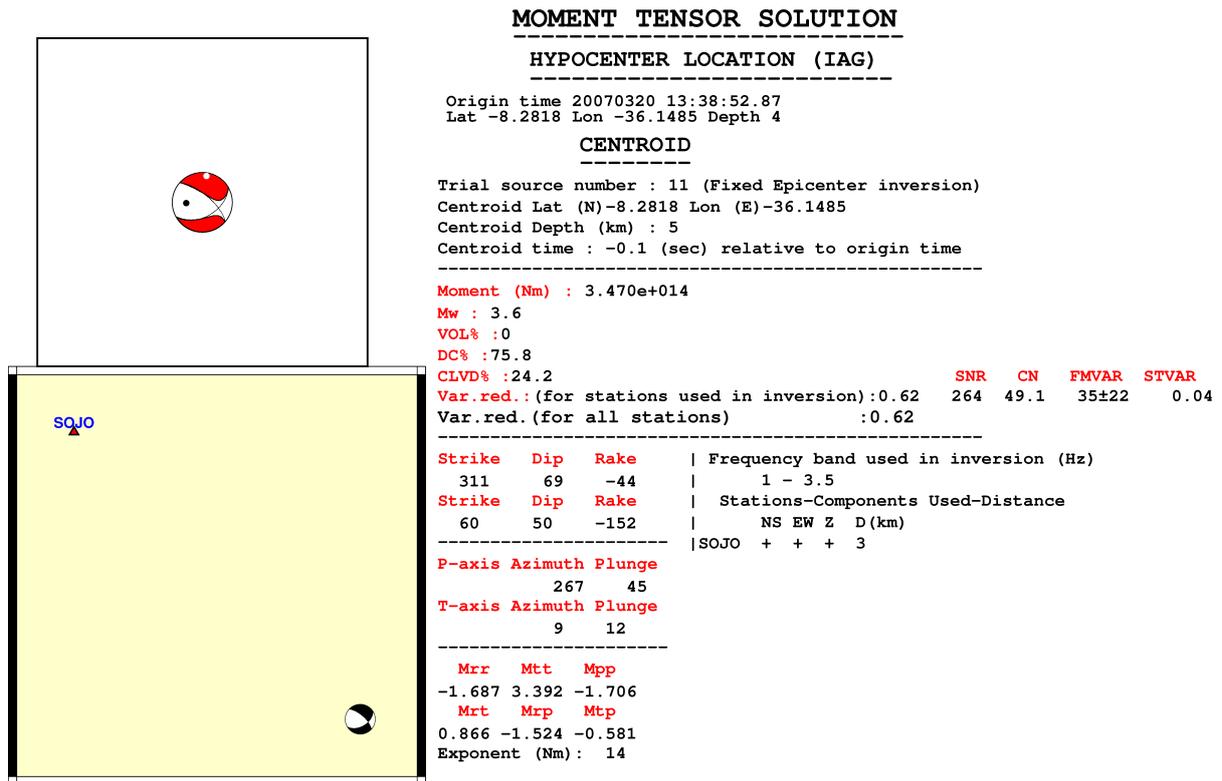


Figura A.38: Resumo do tensor de momento e mapa o sismo de São Caetano.

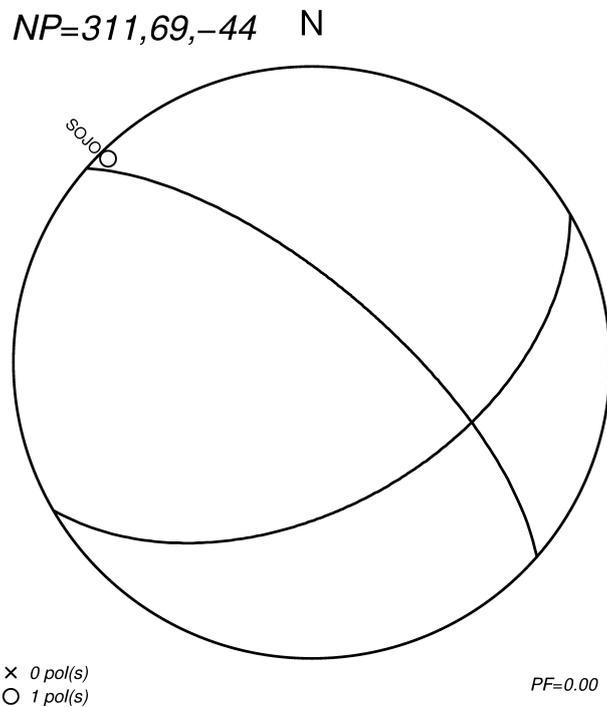


Figura A.39: Polaridades de onda P usadas e mecanismo escolhido para o sismo de São Caetano.

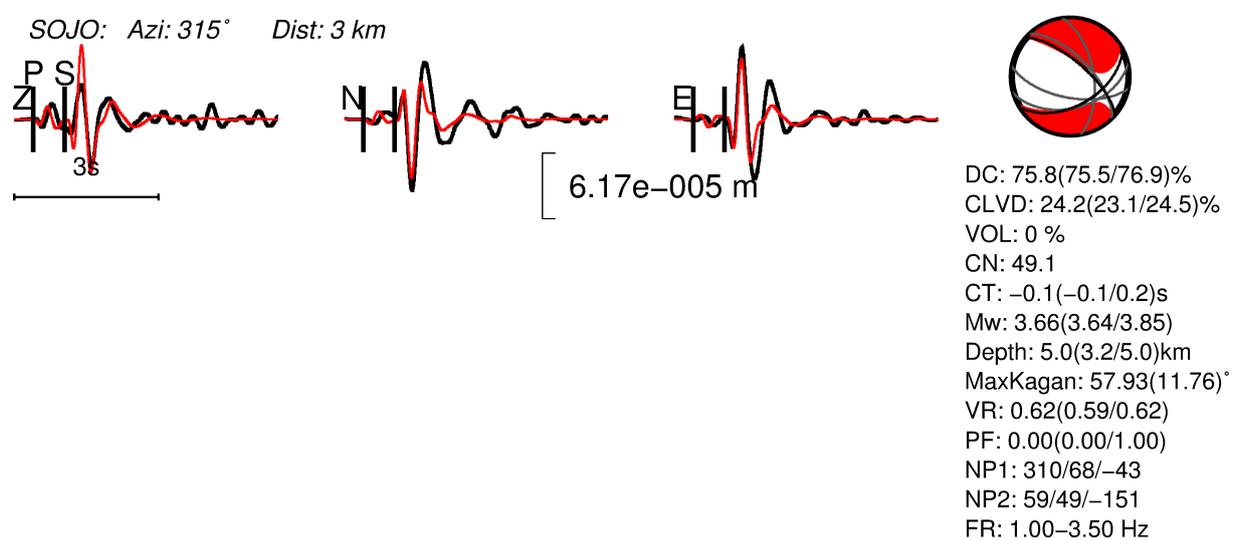


Figura A.40: Ajuste de forma de onda para o sismo de São Caetano.

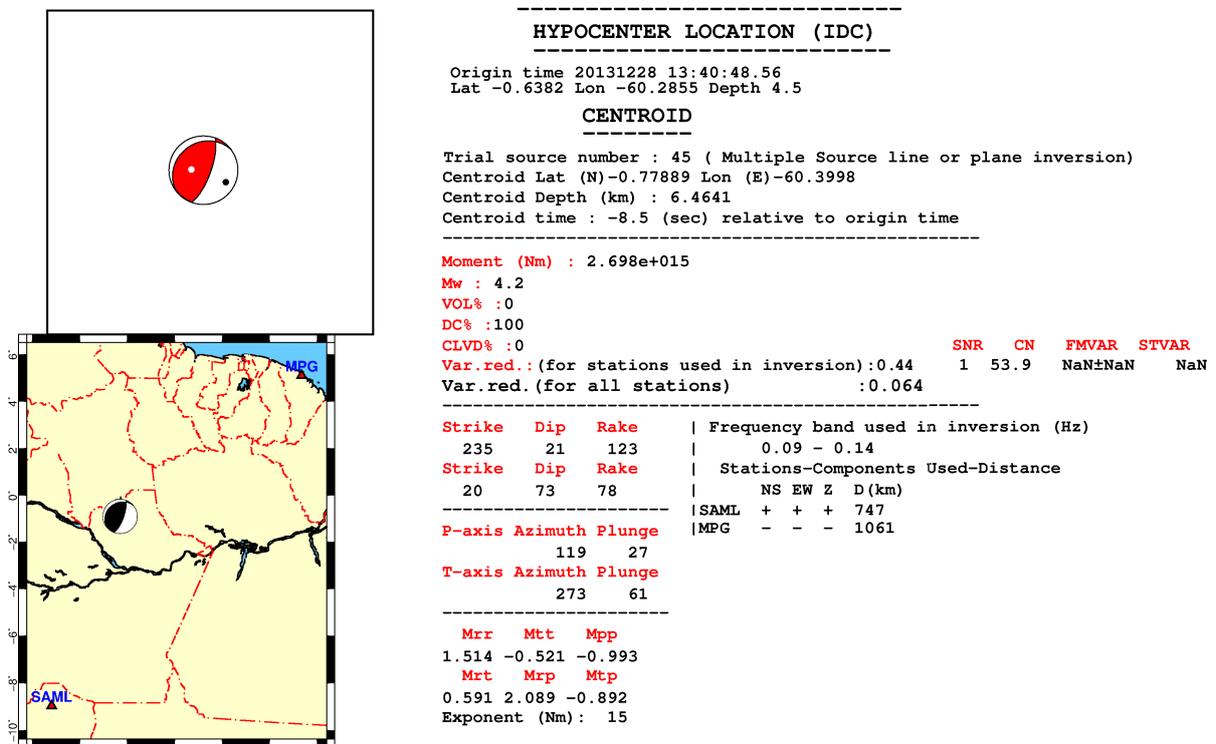


Figura A.41: Resumo do tensor de momento e mapa o sismo de Amazonas.

B Anexo B - Anexo do Capítulo 4

B.1 Teste com o evento profundo

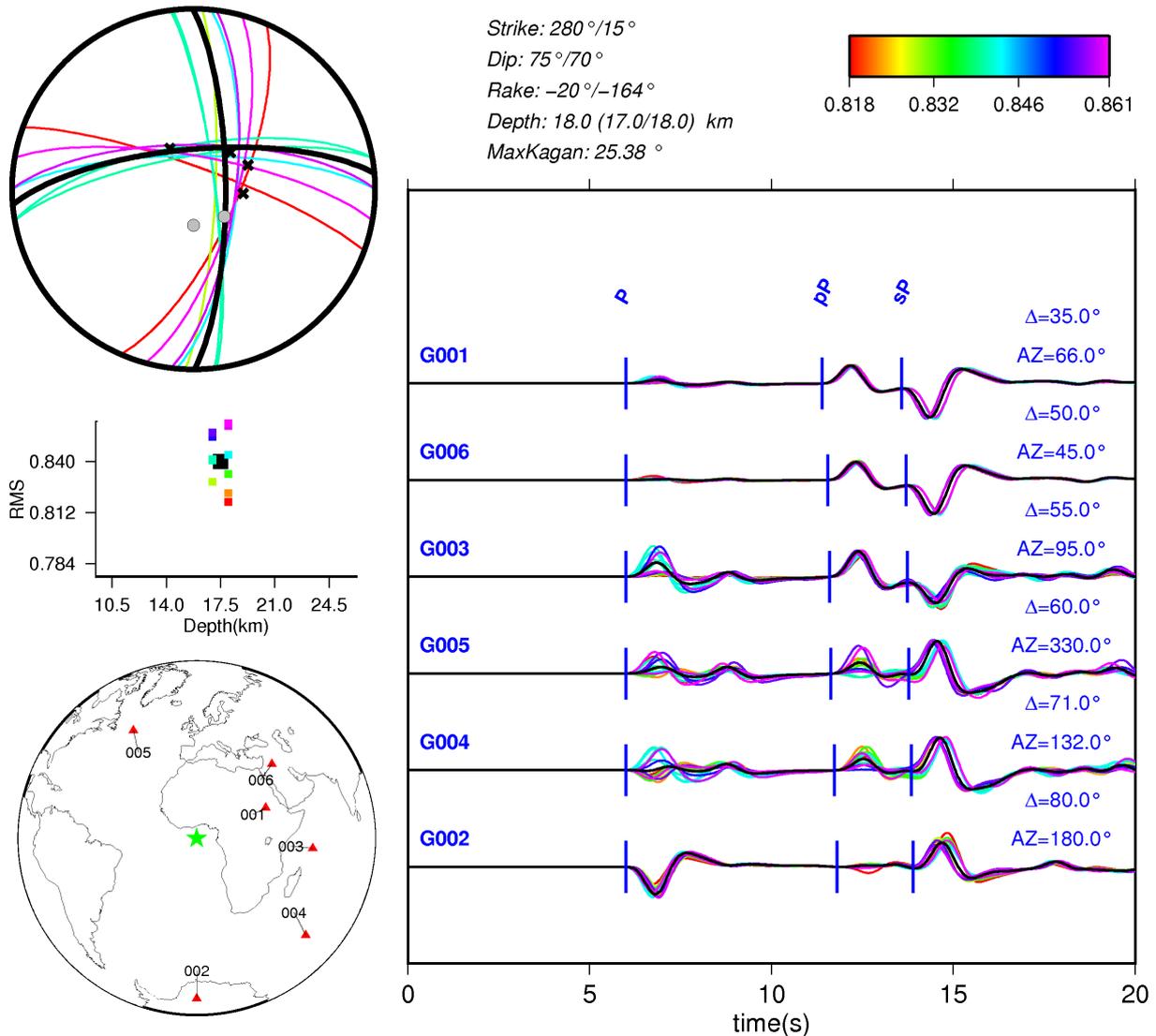


Figura B.1: Resultado da modelagem de forma de onda para o teste sintético com o evento raso. As cores indicam o ajuste, roxo melhor e vermelho pior (veja a escala na parte superior da direita). Foram plotados todos os mecanismos com o limiar de 95%. A solução em preto na esfera focal é o mecanismo usado nos testes sintéticos. Abaixo, localiza-se um gráfico com as informações sobre o ajuste da profundidade do evento onde as que apresentaram o melhor resultado foram as de 17.0 e 18.0 km (intervalo indicado no texto da figura) ambas próximas de 17.5 km (profundidade de referência quadrado preto). O melhor mecanismo encontrado $280^\circ/75^\circ/-20^\circ$ e profundidade de 17 km.

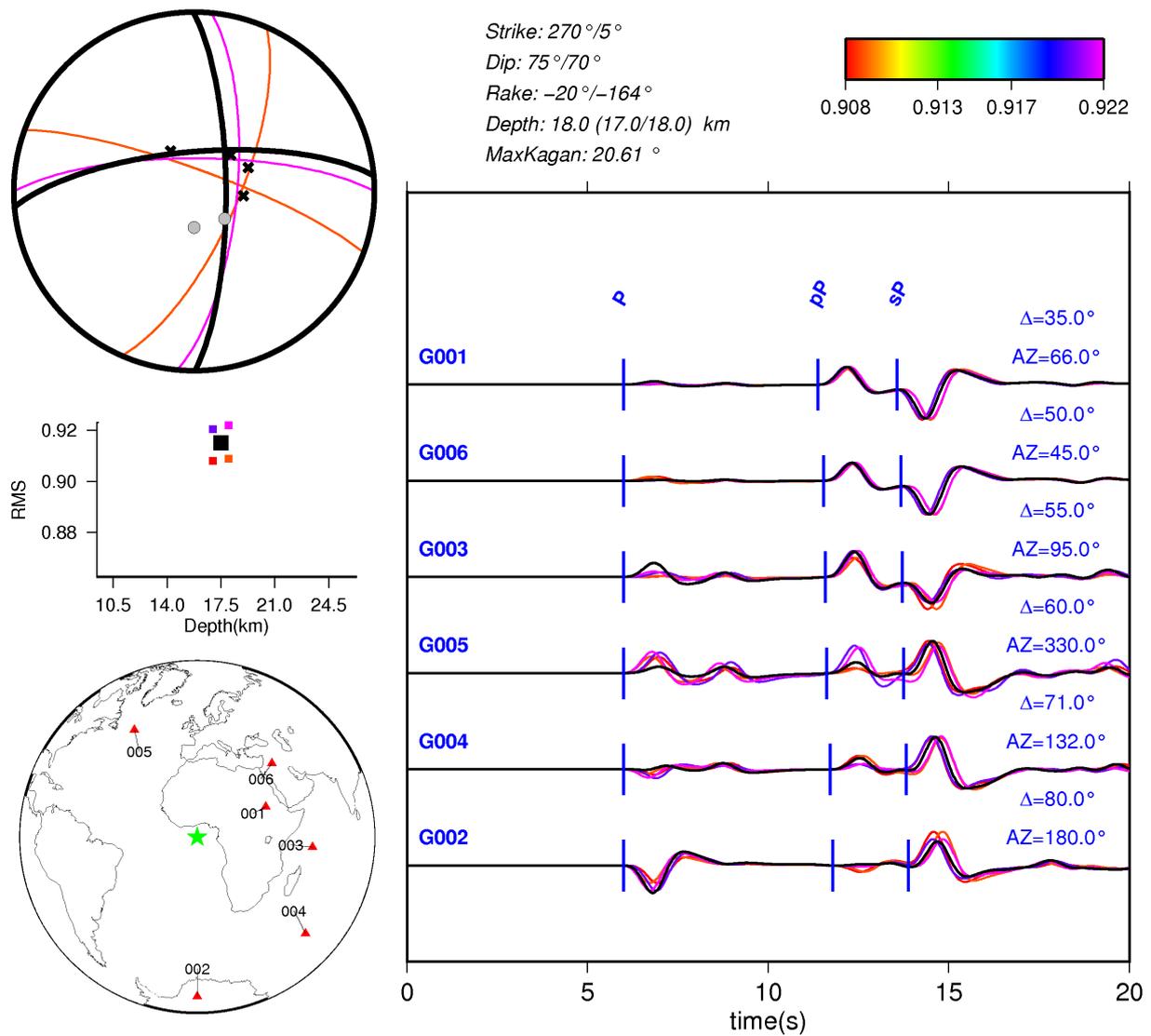


Figura B.2: Resultado da modelagem de forma de onda para o teste sintético com o evento raso com as polaridades. O resto da legenda é o mesmo da figura 4.2. O melhor mecanismo encontrado $280^\circ/75^\circ/-20^\circ$ e profundidade de 18.0 km.

B.2 Testes Adicionais

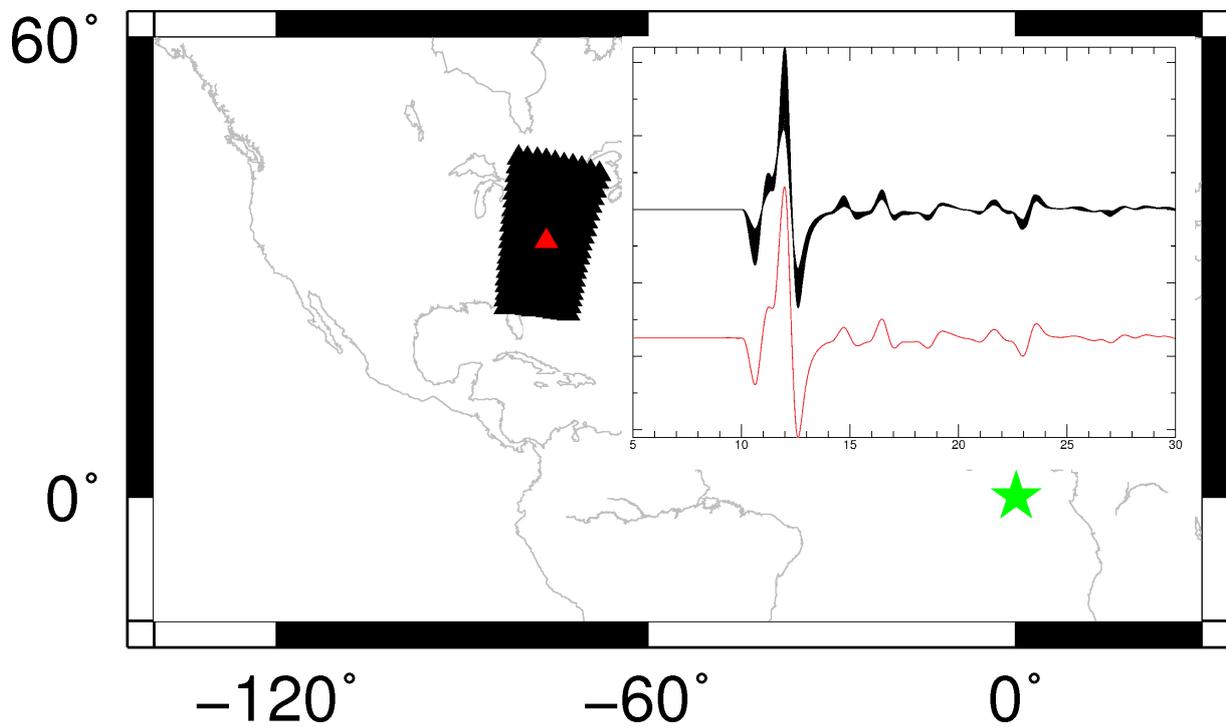


Figura B.3: Empilhamento da componente vertical dos sismogramas (traços pretos) de 200 estações (triângulos pretos) dentro de um raio ente 70° e 90° do evento (estrela). O triângulo vermelho é a estação média do grupo e o traço vermelho é o sinal empilhado.

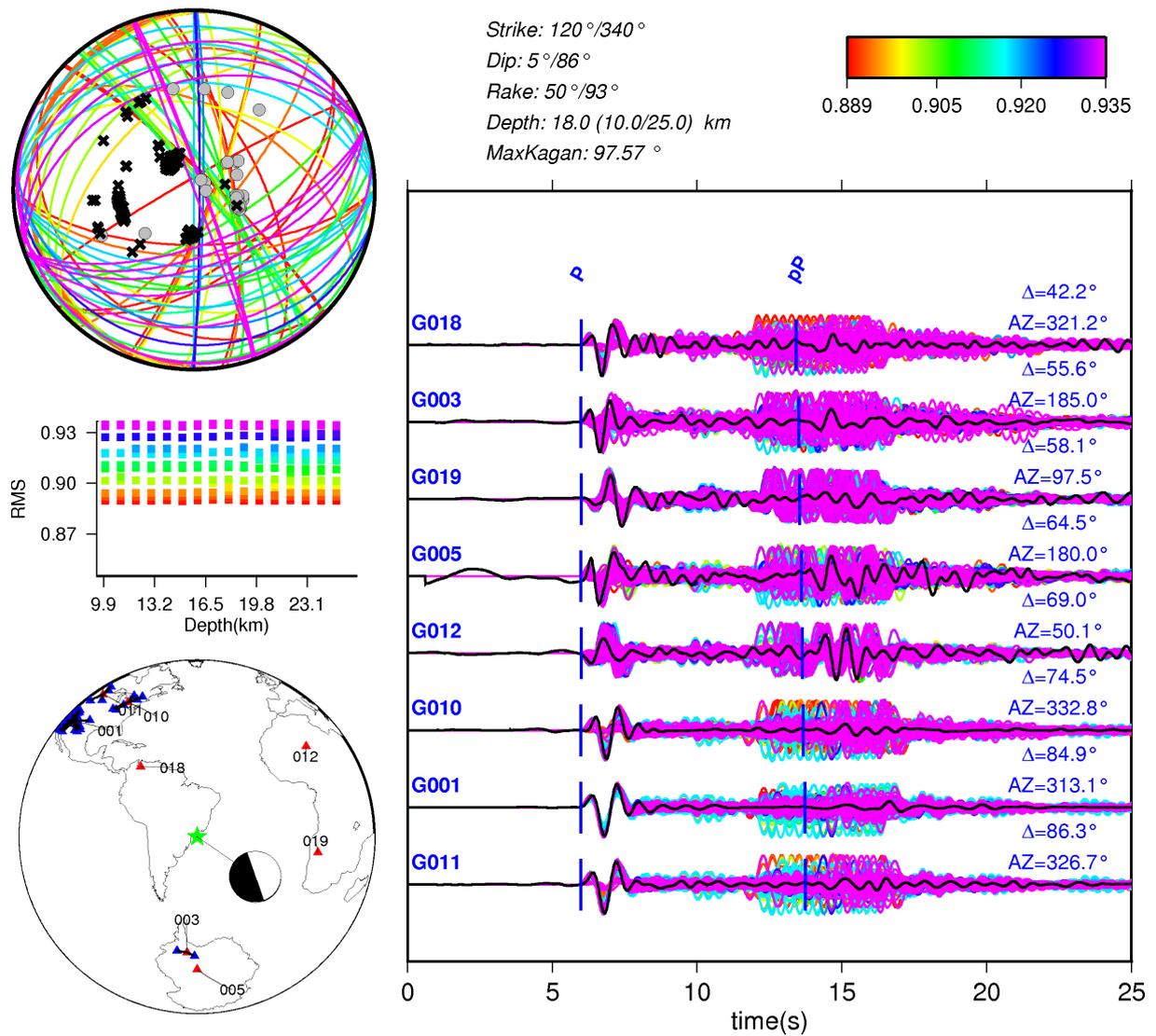


Figura B.4: Inversão para o sismo de Itacarambi considerando as polaridades com um peso muito superior ao da forma de onda. Note a perda de resolução na profundidade.

B.3 Outros Eventos Estudados

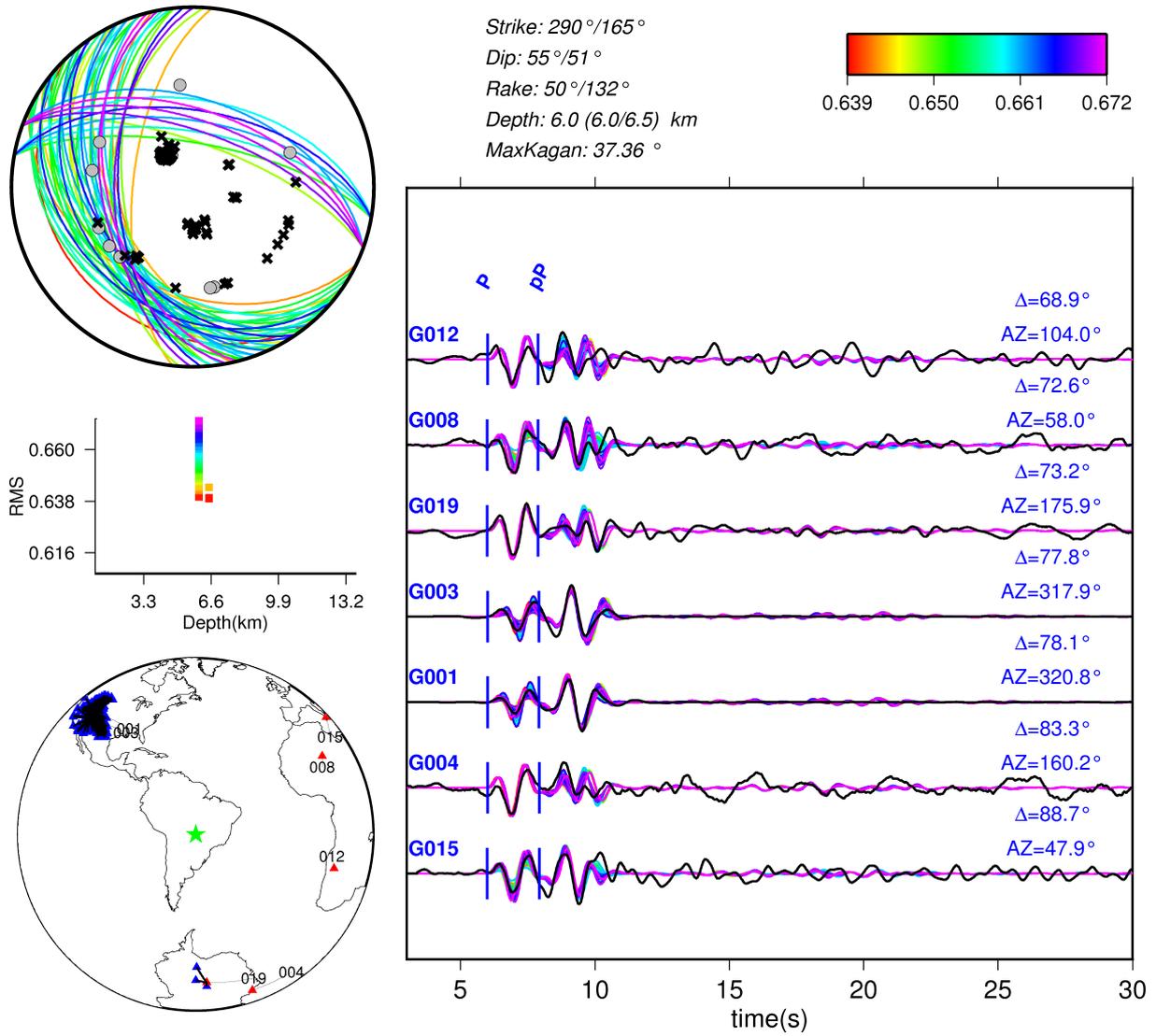


Figura B.5: Resultado de modelagem para o sismo de Coxim-MS, 2009.

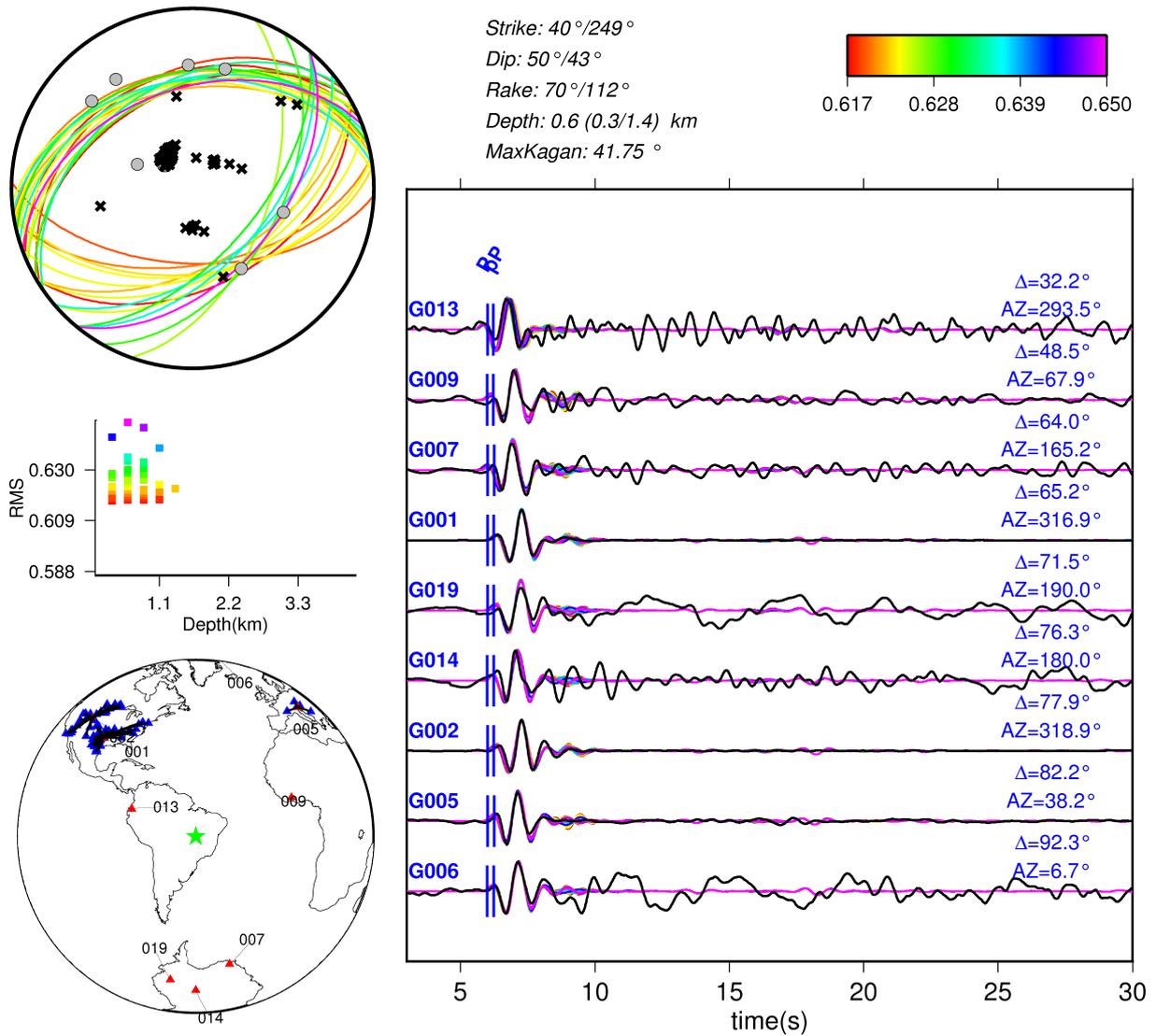


Figura B.6: Resultado de modelagem para o sismo de Mara Rosa-GO, 2010.

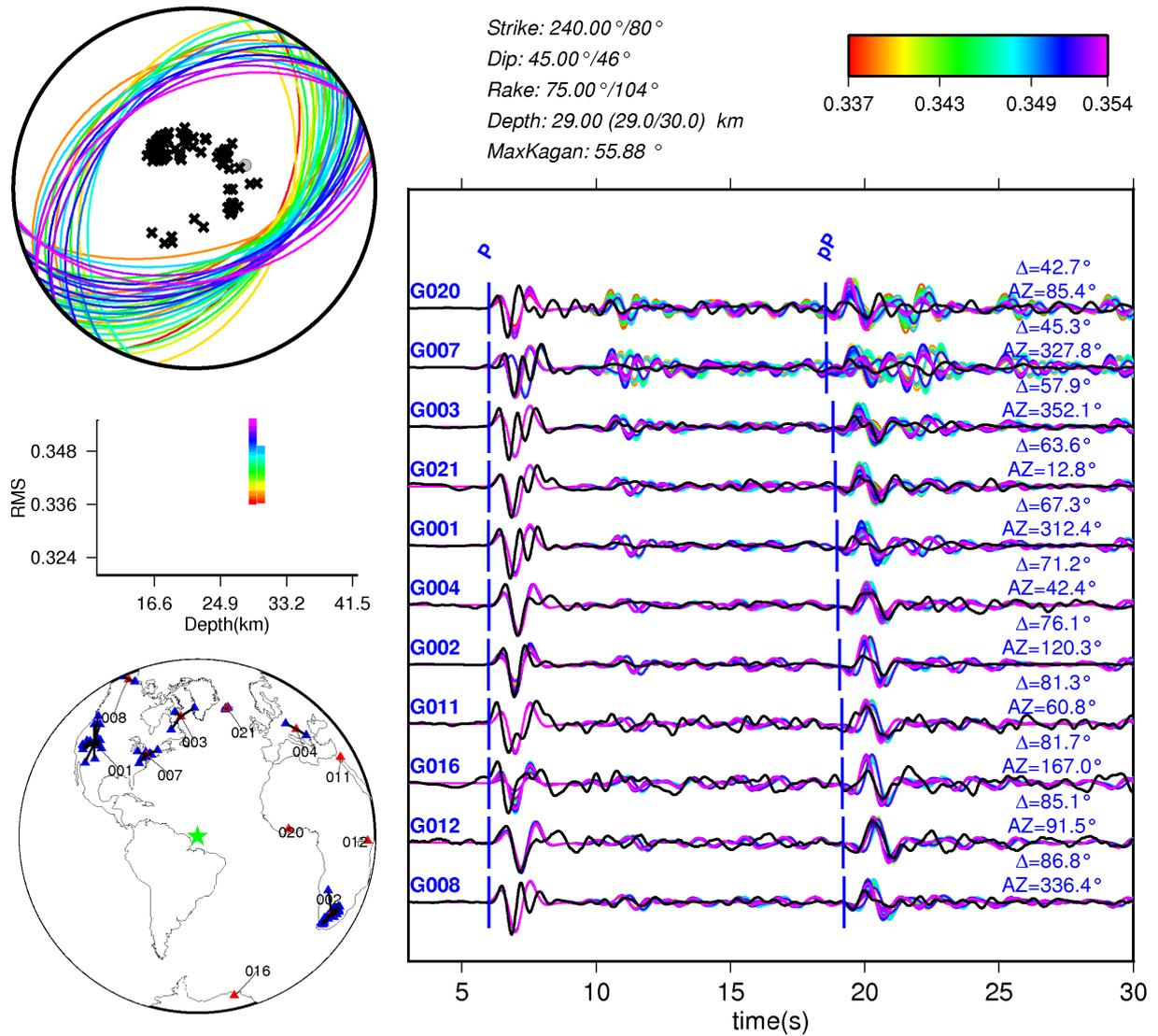


Figura B.7: Resultado de modelagem para o sismo de Foz do Rio Amazonas, 1998.

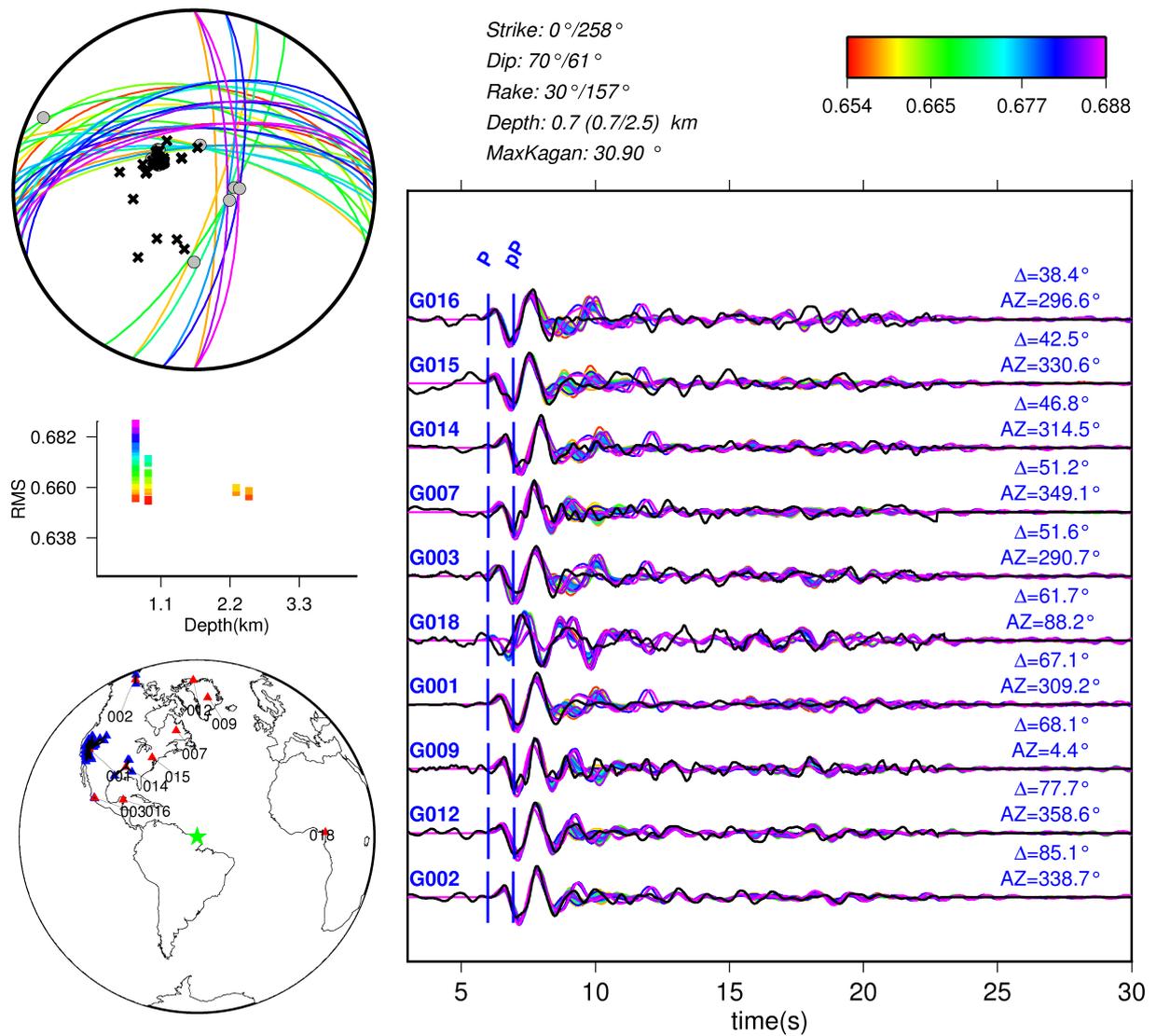


Figura B.8: Resultado de modelagem para o sismo de Foz do Rio Amazonas, 2006.

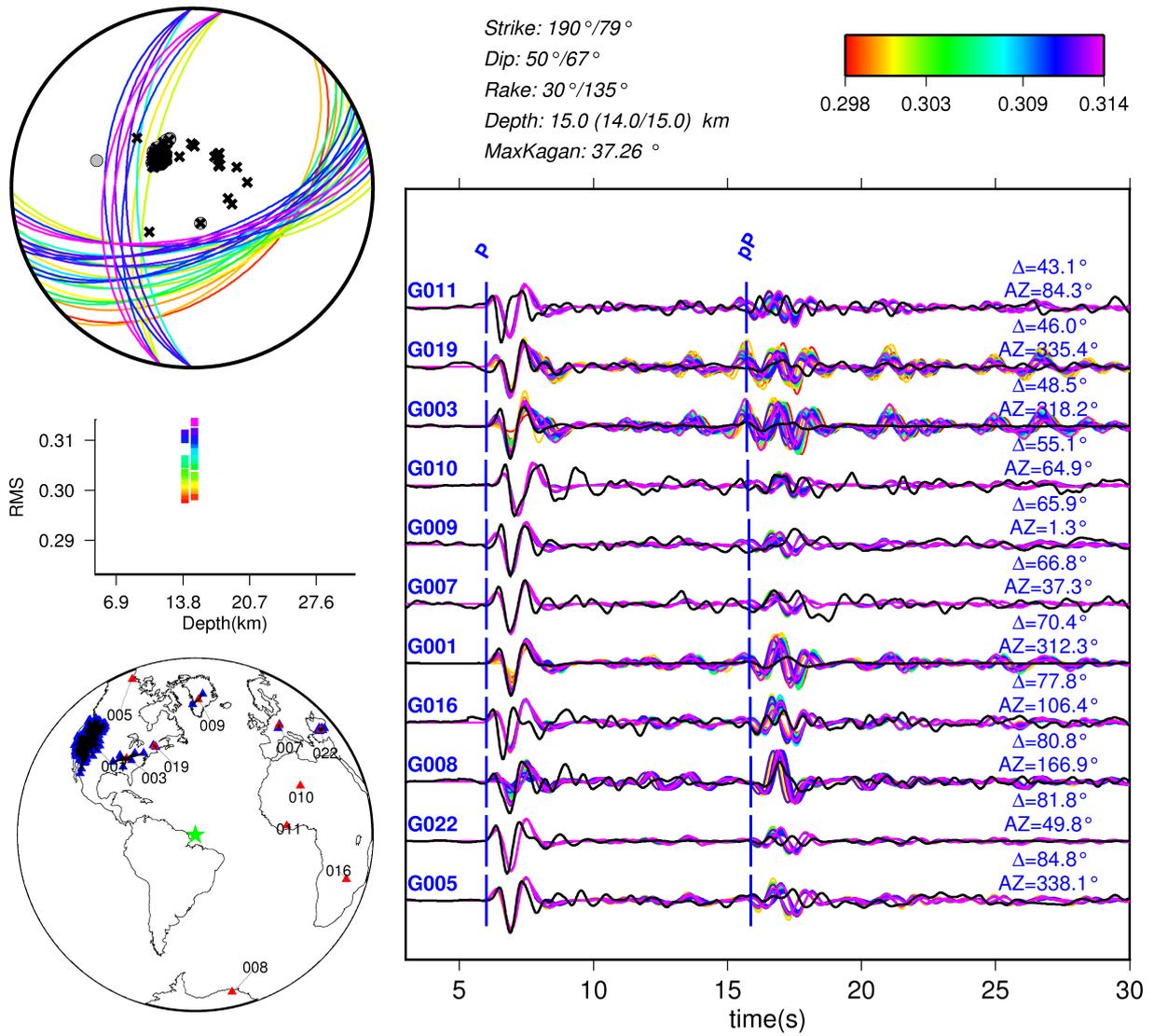


Figura B.9: Resultado de modelagem para o sismo de Foz do Rio Amazonas, 2007.

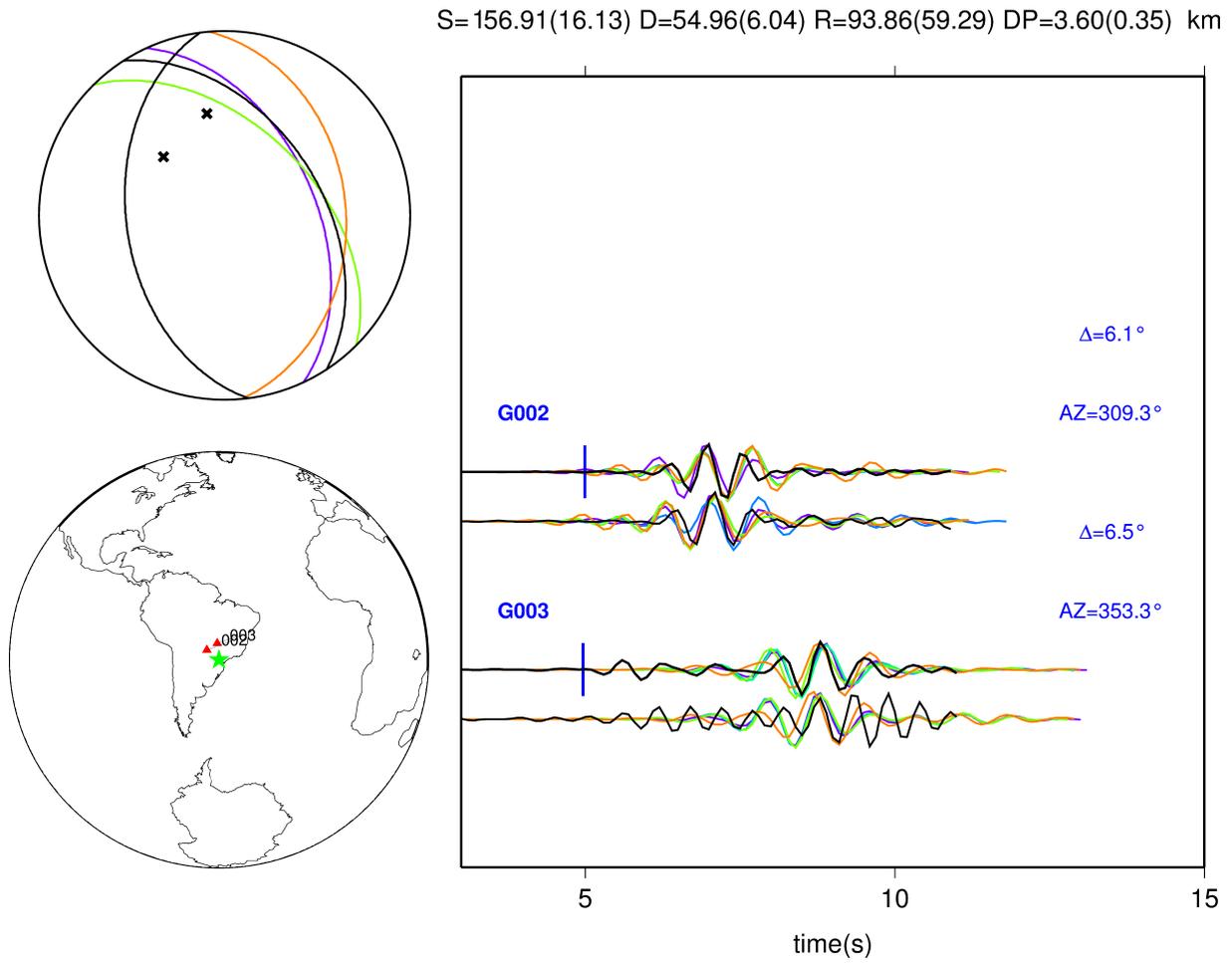


Figura B.10: Resultado de modelagem para o sismo do Paraná, 2006.

C Anexo C - Compilação dos Mecanismos Focais no Brasil

Tabela C.1: Compilação dos Mecanismos Focais no Brasil. *Q*:Qualidade, *F*:Falha, *f*-falha conhecida, *n*-não se sabe a falha, *RG*:Regime Tectónico, *H*: Profundidade (km), *SH*:Máxima compressão horizontal.

<i>LAT</i>	<i>LON</i>	<i>H</i>	<i>Q</i>	<i>MAG</i>	<i>F</i>	<i>Plano</i> (°)	<i>REGION</i>	<i>DATE</i>	<i>HOOR</i>	<i>REFERENCE</i>	<i>RG</i>	<i>SH</i>
4.900	-52.000	1	C	4.8	n	0/70/30	Amazon_Fan	08062006	16:29:11	This work	SS	128
4.802	-47.724	29	C	5.3	n	240/45/75	Amazon_Fan	12041998	04:09:36	This work	TF	160
3.536	-48.075	15	C	5.1	n	190/50/30	Amazon_Fan	31102007	21:15:55	This work	TS	138
-0.100	-50.000	4.8	E	10	n	13/86/180	Marajo_PA	02081977	17:45:02	Assumpção et al. (1985)	SS	58
-0.638	-60.286	4.5	D	4.7	n	235/21/123	Amazonas	28122013	13:40:48	This work	TF	119
-2.300	-61.010	45	C	5.1	n	243/52/96	Amazonas	14121963	00:05:42	Assumpção & Suárez (1988)	TF	329
-3.194	-40.430	4.8	C	2.2	f	60/65/-174	Senador_Sa_CE	1997-1998	-	França et al. (2004)	SS	106
-3.38	-40.21	4	C	3	f	118/85/-15	S.Acarau_CE	2010	-	Oliveira et al. (2015)	SS	255
-3.590	-62.170	23	C	5.5	n	305/60/120	Amazonas	05081983	06:21:42	Assumpção & Suárez (1988)	TF	14
-3.621	-40.506	5	C	3.8	f	81/85/161	Sobral_CE	2008	-	Oliveira et al. (2010)	SS	125
-3.910	-39.870	8	C	2.5	n	335/45/40	Iraucuba_CE_NC	1991	-	Ferreira et al. (1998)	TF	278
-3.930	-39.870	10	C	4.8	f	298/53/-68	Iraucuba_CE_Main	1991	-	Ferreira et al. (1998)	NF	104
-3.960	-40.330	8	C	2.3	n	173/78/-33	Groairas_CE	1988	-	Ferreira et al. (1998)	SS	315
-4.300	-38.400	5	C	5.2	n	244/88/-178	Pacajus_CE	20111980	03:29:43	Assumpção et al. (1985)	SS	109
-4.330	-38.360	3	D	2	n	274/34/155	Brito_CE	1989-1994	-	Ferreira et al. (1998)	U	-
-4.360	-40.330	1	C	1	n	353/43/37	Hidrolandia_CE	1991	-	Ferreira et al. (1998)	TF	298
-4.420	-38.290	4	C	2	f	154/76/-6	Cascavel_CE	1993-1994	-	Ferreira et al. (1998)	SS	109
-4.810	-37.980	4	C	4.5	f	275/74/178	Palhano_CE	1989	-	Ferreira et al. (1998)	SS	321
-5.460	-35.690	5	C	5	f	223/80/-170	Joao_Camara_RN	10031989	04:11:20	Costa et al. (1989)	SS	267
-5.475	-36.125	5	C	3.1	f	238/78/-70	Pedra_Preta_RN	2010	-	Dantas et al. (2010)	NF	54
-5.540	-35.760	5	C	5.1	f	220/70/-159	Joao_Camara_RN	1986-1987	-	Ferreira et al. (1987)	SS	261
-5.546	-35.653	5	C	x	f	52/60/-105	Taipu_RN	2009-2010	-	Unpublished Report	NF	60
-5.574	-35.659	6	C	2.5	f	220/80/-170	P.Branco_C26	1987-1988	-	Takeya (1992)	SS	264
-5.593	-35.664	4	C	2.5	f	227/80/-170	P.Branco_C25	1987-1988	-	Takeya (1992)	SS	271
-5.610	-35.800	x	C	x	f	217/75/-170	João_Câmara_2	1986-1987	-	Takeya (1992)	SS	261
-5.640	-35.800	x	C	x	f	220/90/-170	João_Câmara_1	1986-1987	-	Takeya (1992)	SS	85
-5.672	-38.488	1.5	C	x	n	217/70/45	Castanhao_CE	2010	-	Nunes et al. (2012)	TS	338
-5.805	-36.915	3.5	D	2	f	230/90/-180	AÇU_RN	1989	-	Ferreira et al. (1995)	SS	95
-5.820	-36.890	2.5	C	2.1	f	227/90/-180	AÇU_RN	1994-1997	-	Nascimento et al. (2004)	SS	92

-5.840	-36.905	2	C	2	f	237/88/-170	AÇU_RN_91B	1990-1991	-	Ferreira et al. (1995)	SS	101
-5.860	-36.880	3	C	2	f	231/79/-164	AÇU_RN	1989-1991	-	Ferreira et al. (1998)	SS	94
-5.900	-37.300	4	D	2.3	n	155/51/30	Augusto_Severo_RN	1990-1991	-	Ferreira et al. (1998)	TS	103
-5.910	-36.880	2	C	2	f	231/85/-160	Assu_RN_91_A	1990-1991	-	Ferreira et al. (1995)	SS	93
-5.930	-38.100	2	C	2	f	167/42/38	Tab._Grande_RN	1993	-	Ferreira et al. (1998)	TF	112
-6.170	-71.160	18	D	4.8	n	134/41/95	W._Amazonas	06031980	09:46:17	Assumpção & Suárez (1988)	TF	40
-8.070	-50.240	10	D	4.7	n	134/63/-52	Para	12111980	21:23:05	Assumpção et al. (1985)	NF	294
-8.260	-35.960	4	C	x	f	232/70/-170	Caruaru_PE	2002	-	Ferreira et al. (2008)	SS	277
-8.260	-36.160	5	C	x	f	74/60/-145	Santa_Luzia_PE	2007	-	Neto et al. (2013)	NS	109
-8.280	-36.020	4	C	2	f	262/61/-81	Caruaru_PE	1991	-	Ferreira et al. (1998)	NF	78
-8.300	-36.150	5	C	x	f	265/79/-91	Sao_Caetano_PE	2010	-	Neto et al. (2013)	NF	265
-8.320	-36.350	4.5	C	3.1	f	277/66/-80	Belo_Jardim_PE	2004	-	Lopes et al. (2010)	NF	93
-8.450	-73.830	42	C	5.1	n	346/45/81	Acre	09081967	07:14:08	Assumpção (1992)	TF	262
-8.510	-35.930	3.25	C	x	f	253/64/-120	BarraDoChata_PE	2010	-	Neto et al. (2014)	NF	267
-8.570	-35.910	2.5	C	x	f	96/51/-65	Serra_Verde_PE	2010	-	Neto et al. (2014)	NF	260
-8.620	-53.300	5	C	3.9	n	347/55/-18	Rio_Peti_PA	12072014	09:21:45	This work	SS	303
-8.900	-72.890	26	C	4.9	n	240/48/157	Acre	27081968	05:17:36	Assumpção & Suárez (1988)	TS	108
-11.530	-56.860	3	C	5.2	f	63/68/159	P.Gauchos_MT	10031998	23:22:44	Barros et al. (2009)	SS	292
-11.600	-56.770	3	C	5	f	61/83/169	P.Gauchos_MT	23032005	21:12:13	Barros et al. (2009)	SS	106
-12.420	-57.300	10	D	6.2	n	53/49/92	Mato_Grosso	31011955	05:03:07	Mendiguren & Richter (1978)	TF	142
-13.460	-44.560	2	C	0.9	n	342/71/69	Correntina_BA	24042004	03:18:01	Lopes (2008)	TF	88
-13.770	-49.150	6	C	5	f	216/49/74	MaraRosa_GO	08102010	20:16:55	Barros et al. (2015)	TF	317
-14.575	-44.118	0.8	C	3.2	f	350/65/70	Manga_MG	1990	-	Assumpção et al. (1990)	TF	95
-15.049	-44.190	0.7	C	4.9	f	30/40/105	Itacarambi_MG	2007	-	Chimplanond et al. (2010)	TF	289
-15.500	-40.910	1	D	3	n	155/25/90	Encruzilhada_BA	1990	-	Veloso (1990)	TF	65
-16.054	-47.765	0.6	C	3.7	n	188/81/-34	Brasilia_DF	20112000	09:36:32	This work	SS	330
-16.696	-43.883	1.1	C	4	f	346/52/125	Montes_Claros_MG	2012-2013	-	Agurto-Detzel et al. (2015b)	TF	52
-18.060	-56.690	5	C	5.4	n	130/60/37	M_Grosso_do_Sul	13021964	11:21:46	Assumpção & Suárez (1988)	TS	254
-18.500	-55.850	6.2	C	4.8	n	300/55/45	Coxim_MS	2009	22:15:45	This work	TF	60
-19.380	-47.640	1	D	1	n	5/30/130	Nova_Ponte_MG	1994	-	Assumpção et al. (1997)	TF	246
-19.840	-36.750	x	D	6.1	n	7/52/130	Atlantico_ES	1031955	01:46:18	Mendiguren & Richter (1978)	TF	250
-19.960	-44.180	3	C	2.6	n	138/55/36	Betim_MG	1992-1993	-	Assumpção (1998a)	TS	83
-20.200	-44.700	1	D	3.5	n	70/24/138	Carmo_Cajuru_MG	1976	-	Viotti et al. (1997)	TF	304
-20.322	-44.469	1	D	3.1	n	162/50/86	Itaguara_MG	1993	22:48:11	This work	TF	255
-20.580	-45.400	1	C	2.4	n	291/45/-46	Formiga_MG	2003	04:06:27	Assumpção et al. (1997)	NF	77
-20.750	-45.755	0.5	C	3	n	32/22/-50	Guape_MG	17111997	17:27:01	This work	NF	174
-21.060	-48.500	1	C	3	f	291/61/-103	Bebedouro_SP	2005-2010	-	Dicelis et al. (2014)	NF	297

-21.200	-44.900	0.2	C	3.2	n	150/47/69	Funil_MG	14082011	-	Barros et al. (2014)	TF	255
-21.330	-46.150	1	C	2	f	190/50/151	Areado_MG	1991	-	Assumpção et al. (1997)	TS	61
-23.000	-44.210	1	D	3	f	25/35/70	Monsuaba_RJ	1988	-	Berrocal et al. (1993)	TF	309
-23.400	-45.600	1	C	2.5	n	171/90/180	Paraibuna_SP	1976-1977	-	Mendiguren (1980)	SS	36
-23.940	-60.550	21	C	5.3	n	11/43/122	PARAGUAY	12041985	14:34:55	Assumpção (1992)	TF	259
-24.430	-50.689	1	D	3.6	n	157/55/94	Tele._Borba_PR	04012006	22:54:38	This work	TF	244
-24.800	-58.100	12	C	4.9	n	126/88/-1	PARAGUAY	08041982	05:58:52	Assumpção & Suárez (1988)	SS	81
-25.705	-45.274	17.5	C	5.2	n	341/89/93	Sao_Vicente_SP	23042008	00:00:48	Assumpção et al. (2011)	U	-
-10.48	-51.76	5	D	4.1	n	354/44/-63	Confresa_MT	11022015	09:46:31	This work	NF	154
-19.3852	-56.2638	5	C	4.2	n	354/66/73	Miranda_MS	06112015	03:27:09	This work	TF	83

Tabela C.2: Tensores de esforço determinados nessa Tese. Tem-se: longitude, latitude, regime: R (inverso), S (transcorrente), N (normal), orientação do S_{Hmax} , qualidade e fator de forma. Exemplo: qualidade de **95** representa a certeza de 95%, ou mais, de que as orientações não são aleatórias, ou seja, há uma orientação média significativa.

Grupo	Lon (°)	Lat (°)	Regime	S_{Hmax}	Qual.	Fator de Forma
1	-43.53	-15.06	R	77 ± 36	0	0.50 ± 0.20
2	-46.24	-20.92	S	81 ± 19	95	0.41 ± 0.31
3	-36.07	-8.36	S	86 ± 2	95	0.71 ± 0.15
4	-39.51	-4.02	S	114 ± 2	95	0.33 ± 0.13
5	-37.62	-5.38	R	115 ± 4	95	0.05 ± 0.05
6	-36.20	-5.67	S	58 ± 3	95	0.71 ± 0.15
7	-60.45	-19.71	R	85 ± 5	95	0.30 ± 0.04
8	-52.89	-11.57	S	135 ± 4	95	0.52 ± 0.16
9	-62.47	3.67	R	172 ± 34	95	0.20 ± 0.23
10	-49.27	4.41	R	100 ± 34	90	0.19 ± 0.14
11	-61.59	10.59	N	14 ± 30	95	0.69 ± 0.22
12	-69.49	10.16	R	144 ± 18	95	0.20 ± 0.16
13	-73.39	5.43	R	104 ± 12	95	0.23 ± 0.21
14	-77.82	0.33	S	81 ± 3	95	0.14 ± 0.10
15	-78.24	-2.31	R	100 ± 2	95	0.20 ± 0.13
16	-76.81	-6.42	R	102 ± 16	95	0.66 ± 0.14
17	-74.95	-10.30	R	91 ± 11	95	0.53 ± 0.19
18	-73.88	-11.37	R	78 ± 11	95	0.77 ± 0.05
19	-72.60	-14.89	S	88 ± 8	95	0.79 ± 0.11
20	-71.59	-16.32	N	150 ± 7	95	0.53 ± 0.17
21	-65.43	-17.39	S	45 ± 5	95	0.37 ± 0.12
22	-64.62	-23.75	S	87 ± 4	95	0.15 ± 0.08
23	-67.22	-26.44	S	87 ± 8	95	0.60 ± 0.18
24	-66.83	-27.50	R	102 ± 9	95	0.34 ± 0.15
25	-68.01	-31.87	R	77 ± 10	95	0.53 ± 0.10
26	-70.34	-35.84	R	83 ± 9	95	0.18 ± 0.15

D Anexo D - Artigos

D.1 Artigo 1

Artigo *The 2009 earthquake, magnitude 4.8 in the Pantanal Wetlands, westcentral Brazil* aceito na revista *Anais da Academia Brasileira de Ciências*.

Fábio Luiz Dias, Marcelo Assumpção, Edna Maria Facincani, George Sand França, Mario Luis Assine, Antonio Conceição Paranhos Filho, Roberto Macedo Gamarra

Abstract

The main goal of this paper is to characterize the Coxim earthquake, occurred in June 15th, 2009 in the Pantanal Basin and to discuss the relationship between its faulting mechanism with the Transbrasiliano Lineament. The earthquake had maximum intensity VMM causing damage in farm houses and was felt in several cities located around, including Campo Grande and Goiânia. The event had a mb 4.8 magnitude and depth was 6 km, i.e., it occurred in the upper crust, within the basement and 5 km below the Cenozoic sedimentary cover. The mechanism, a thrust fault mechanism with lateral motion, was obtained by P-wave first-motion polarities and confirmed by regional waveform modelling. The two nodal planes have orientations (strike/dip) of $300^{\circ}/55^{\circ}$ and $180^{\circ}/55^{\circ}$ and the orientation of the P-axis is approximately NE-SW. The results are similar to the Pantanal earthquake of 1964 with mb 5.4 and NE-SW compressional axis. Both events show that Pantanal Basin is a seismically active area, under compressional stress. The focal mechanism of the 1964 and 2009 events have no nodal plane that could be directly associated with the main SW-NE trending Transbrasiliano system indicating that a direct link of the Transbrasiliano with the seismicity in the Pantanal Basin is improbable.

Key-words: Earthquake, neotectonics, intraplate stress, Pantanal basin, focal mechanism

D.2 Artigo 2

Artigo *Path-specific, dispersion-based velocity models and moment tensors of moderate events recorded at few distant stations: examples from Brazil and Greece* em processo final de avaliação na revista *Journal of South American Earth Sciences*.

Fabio Dias, Jiří Zahradník, Marcelo Assumpção

Abstract

Centroid moment tensor (CMT) determination in intraplate regions can be very difficult, because earthquakes are often recorded just at few and distant stations. This paper introduces a methodology for datasets like that. The methodology is based on waveform inversion in which each source-station path has its own velocity model. The 1-D path-specific velocity models are derived from the Rayleigh- and Love-wave dispersion curves. The waveform inversion is accompanied by posterior check of numerous P-wave first-motion polarities. An important innovation is the use of so-called frequency range test. The test basically consists in calculating CMT's for many different frequency ranges to assess the stability and uncertainty of the solution. The method is validated on two Brazilian earthquakes, and a Greek event. An offshore event (mb 5.2) in SE Brazil is inverted with four stations, at epicentral distances 300-400 km. The other Brazilian earthquake (mb 4.8 in Central Brazil) is even more challenging – only two broadband stations at 800-1300 km are at disposal for waveform inversion. The paper unambiguously demonstrates that the path-specific velocity models significantly increase the reliability of the CMT's. While standard models (e.g. IASP91) typically allow waveform modeling up to epicentral distances of the order of a few (10) minimum shear wavelengths (MSW), using the path-specific velocity models we successfully inverted waveforms up to > 20 MSW. Single-station waveform inversions are thoroughly tested, but multi-station joint inversions are shown to be preferable. The new methodology of this paper, providing a reasonable estimate of focal mechanisms and their uncertainties in case of highly limited waveform data, may find broad applicability in Brazil and elsewhere.

D.3 Artigo 3

Artigo *Intraplate Stress Field in South America from Earthquake Focal Mechanisms* em processo final de avaliação na revista *Journal of South American Earth Sciences*.

Marcelo Assumpção, Fábio L. Dias, Ivan Zevallos, John B. Naliboff

Abstract

We present an updated compilation of earthquake focal mechanisms in Brazil together with focal mechanisms from the sub-Andean region (mainly from global CMT catalogs). All earthquakes in the sub-Andean region show reverse (majority) or strike-slip faulting mechanisms. Focal mechanisms in Brazil show reverse, strike-slip and normal faulting. Focal mechanisms of nearby earthquakes in the same tectonic environment were grouped and inverted for the stress tensor. In the sub-Andean region, stresses are compressional, as expected, with the principal major compression (S1) roughly E-W, on average. A slight rotation of S1 can be observed and is controlled by the orientation of the Andean plateau. In the sub-Andean region, the intermediate principal stress (S2) is also compressional (i.e., larger than the lithostatic pressure, S_v), a feature that is not always reproduced in numerical models published in the literature. In mid-plate South America stresses seem to vary in nature and orientation. In SE Brazil and the Chaco-Pantanal basins, S1 tends to be oriented roughly E-W with S2 approximately equal to S3. This stress pattern changes to purely compressional (both S_{Hmax} and S_{Hmin} larger than S_v) in the São Francisco craton. A rotation of S_{Hmax} from E-W to SE-NW is suggested towards the Amazon region. Along the Atlantic margin, the regional stresses are very much affected by coastal effects (due to continent/ocean spreading stresses as well as flexural effects from sediment load at the continental margin). This coastal effect tends to make S_{Hmax} parallel to the coastline and S_{Hmin} (usually S3) perpendicular to the coastline. Few breakout data and in-situ measurements are available in Brazil and are generally consistent with the pattern derived from the earthquake focal mechanisms. Although numerical models of global lithospheric stresses tend to reproduce the main large-scale features in most mid-plate areas, the S1 rotation from E-W in SE Brazil to SE-NW in the Amazon region are not well explained by the current numerical models. This means that the observed stress pattern in mid-plate South America should provide new insights into upper mantle dynamics, distinct from current global convection models.