

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

MÉTODO AUTOMÁTICO PARA DETERMINAÇÃO DE ANISOTROPIA SÍSMICA: APLICAÇÃO EM VARIAÇÃO LATERAL DE ANISOTROPIA NA ZONA DE SUBDUCÇÃO DO JAPÃO

DANIEL MENDONÇA MONTENEGRO

SALVADOR – BAHIA DEZEMBRO – 2018

Método Automático para Determinação de Anisotropia Sísmica: Aplicação em Variação Lateral de Anisotropia na Zona de Subducção do Japão

 por

Daniel Mendonça Montenegro

Orientador: Profa. Dra. Miaki Ishii

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

Departamento de Geofísica

DO

Instituto de Geociências

DA

Universidade Federal da Bahia

Ander Bame

Comissão Examinadora

Dr. Amin Bassrei

Dr. Carlos da Silva Vilar

Dr. Marcos Alberto Rodrigues Vasconcelos

Data da aprovação: 07/12/2018

Dedico este trabalho à minha mãe, Maria Eulina Mendonça Lima, por toda a liberdade que me foi concedida e pela compreensão das minhas escolhas.

Resumo

Estudos de anisotropia sísmica geralmente estimam a separação das ondas cisalhantes baseando-se em métodos semi-automáticos ou manuais. A necessidade de interferência humana pode afetar a reprodutibilidade dos resultados e limitar o número de observações que podem ser processadas. Neste trabalho é apresentada uma abordagem automática baseada em wavelets e este método é aplicado a dados de terremotos locais profundos registrados por estações da rede sismográfica *F-net* e algumas estações da rede *Hi-net* no Japão. Essa técnica utiliza decomposição wavelet complexa contínua para calcular a direção de separação da onda cisalhante e o atraso entre a chegada das componentes separadas. A direção da onda rápida é escolhida com base na amplitude do espectro wavelet cruzado das componentes horizontais do sismograma rotacionadas. Utilizando o argumento complexo do espectro cruzado, obtêmse a diferença de fase e, consequentemente, o atraso entre as chegadas das componentes separadas.

Para cada estação da rede F-net com pelo menos 20 medidas de atraso de tempo superiores a 0,05 segundos, a direção rápida de separação é agrupada por azimutes para criar um diagrama de rosa. As direções de separação se mantêm consistentes para um grande número de medidas em diversas estações. Além disso, há uma certa coerência espacial entre as estações. Na região norte do Japão, por exemplo, estações ao leste mostram uma consistente direção rápida de separação subparalela à trincheira, que muda abruptamente para perpendicular conforme as estações ficam mais à oeste. A mesma técnica foi aplicada a estações Hi-net, e resultados preliminares mostram que as direções de separação são coerentes com as obtidas para uma estação F-net próxima, indicando a robustez e aplicabilidade da técnica para diferentes redes sismográficas com instrumentos distintos. As direções obtidas para a rede Hi-net sugerem que há uma variação lateral de anisotropia em pequena escala.

O padrão de anisotropia observado no norte do Japão foi reportado por estudos anteriores, e é geralmente interpretado como uma consequência do elevado teor de água e/ou elevada tensão próximo à trincheira em contraste com um material desidratado e sob menor tensão distante da trincheira. Essa interpretação é consistente com as observações de direção de anisotropia obtidas através da análise automática.

Abstract

Studies of seismic anisotropy usually measure shear-wave splitting based upon semi-automated or manual methods. The need for human interference may affect the reproducibility of the results and limit the number of observations that can be processed. In this work a wavelet-based automatic approach is presented and this method is applied to data from local deep earthquakes observed by F-net and some Hi-net stations in Japan. This technique uses complex continuous wavelet decomposition to calculate both the direction and time delay of shear-wave splitting. The fast-splitting direction is chosen based on the amplitude of the wavelet cross-spectrum of the rotated horizontal components. From the complex argument of the wavelet cross-spectrum, the phase difference, and subsequently the time delay, between the horizontal components are obtained.

For each F-net station with at least 20 measurements of time delays above 0.05 seconds, the fast-splitting directions are binned by azimuth to create a rose diagram. The splitting directions are consistent over a large number of measurements for several stations. Furthermore, there is some spatial coherency between stations. For example, in the northern part of Japan, stations on the east show a consistent trench-parallel fast-splitting directions which change abruptly to trench-perpendicular directions as we move inland. The same technique was applied to Hi-net stations, and preliminary results show that splitting directions are generally consistent with a close F-net station, indicating the robustness and applicability of the technique for different seismic arrays with different types of instruments. The directions from Hi-net stations also suggests that there is small-scale lateral variations in anisotropy.

The anisotropy direction pattern observed in northern Japan has been reported by previous studies, and is often interpreted as a result of high water content and/or high strain close to the trench in contrast to a dehydrated material under lower strain conditions farther from the trench. This interpretation is consistent with the observations of the fast-splitting directions measured through automatic analysis.

Sumário

Resumo					3					
A	bstra	\mathbf{ct}								4
In	trod	ução								11
1	Áre	a de Estu	do							13
	1.1	Contexto	Tectônico		•			•	•	14
	1.2	Redes Sis	mográficas	•••	•	•	• •	•	•	14
2	Fun	Fundamentação Teórica 1								15
	2.1	Ondas Sís	micas \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots		•	•		•	•	15
		2.1.1 Or	ndas Sísmicas de Corpo					•	•	15
	2.2	Anisotrop	ia Sísmica		•			•		16
		2.2.1 Or	ndas Cisalhantes em Meios Anisotrópicos					•	•	19
		2.2.2 Oi	igem da Anisotropia na Crosta					•	•	19
		2.2.3 Oi	igem da Anisotropia no Manto					•	•	21
	2.3	Transform	ada Wavelet	•••	•	•	• •	•	•	22
3	Met	odologia								25
	3.1	O Método) de Bogiatzis e Ishii (2015) $\ldots \ldots \ldots \ldots \ldots \ldots$		•			•		25
		3.1.1 De	tecção Automática da Chegada de Ondas					•	•	25
		3.1.2 Qu	antificação da Divisão de Ondas Cisalhantes		•	•		•		27
		3.1.3 Au	itomatização do Método		•	•		•		29
	3.2	Estações	e Eventos	•••	•	•	• •	•	•	32
4	\mathbf{Res}	ultados e	Discussões							35
	4.1	Rede F - n	et		•	•		•		35
		4.1.1 Ill	a de Hokkaido		•	•		•		35
		4.1.2 Re	gião Norte de Honshu					•		37

		4.1.3 Região Central de Honshu	37		
		4.1.4 Região Sudoeste de Honshu / Ilhas de Shikoku e Kyushu $\ .\ .\ .\ .$	39		
	4.2	Rede Hi -net	41		
	4.3	Interpretação dos Resultados	42		
5 Conclusões e Recomendações					
Agradecimentos					
Re	Referências				

Lista de Tabelas

3.1 Sumário dos dados utilizados	. 34
----------------------------------	------

Lista de Figuras

1.1	Tectônica de placas do sistema de arco do Japão. (a) Esboço das placas tectônicas da porção nordeste da Ásia. (b) Parte principal do sistema de arco japonês, mostrando a distribuição das quatro ilhas principais. Adaptado de Taira (2001).	13
2.1 2.2	Polarização das ondas sísmicas P e S (Conceição, 2011) Princípio da birrefringência de ondas cisalhantes. A imagem à esquerda mos- tra a evolução temporal de uma onda S (em preto) que atravessa um bloco de meio anisotrópico. Quando a onda entra na parte anisotrópica ela se divide em uma onda S veloz (em azul) e uma onda S lenta (em vermelho). Quando as ondas veloz e lenta saem do meio anisotrópico elas estão separadas por um atraso no tempo. A imagem à direita mostra como a polarização inicial da onda S é projetada nos planos das ondas veloz e lenta numa estrutura	17
2.3	anisotrópica. Imagens são cortesia de Garnero (2018)	20 23
3.1	Exemplos sintéticos do comportamento da transformada <i>wavelet</i> contínua para mudanças em (a) amplitude, (b) fase e (c) frequência. Painéis superiores mostram o sinal sintético no domínio do tempo e os paineis inferiores mostram o espectro <i>wavelet</i> obtido utilizando <i>wavelet</i> de Daubechies (Bogiatzis e Ishii, 2015).	26
	,	_ 0

- 3.3 Um exemplo para a estação da rede *F-net* TGA. (superior-esquerdo) Wavelet gaussiana de ordem 2 utilizada na análise. As linhas pretas sólida e tracejada são, respectivamente, as componentes real e imaginária. (superior-direito) As curvas sólidas vermelha e azul são os registros horizontais rotacionados para as direções lenta e rápida, respectivamente. A curva tracejada é a componente lenta corrigida para o atraso no tempo. O azimute da direção rápida e o tempo de atraso estão indicados acima do painel. (meio) Amplitude dos coeficientes do espectro *wavelet* cruzado antes (esquerda) e depois (direita) da correção do atraso. O retângulo preto que envolve o pico define a região para a análise de similaridade. (inferior) Espectro *wavelet* cruzado de fase antes (esquerda) e depois (direita) da correção do tempo.
- 3.5 Estações *F-net* (triângulos pretos) distribuídas no Japão. Os terremotos usados na análise automática são mostrados como estrelas com a cor relacionada à profundidade. Os limites de placas são representados por linhas sólidas pretas. Figura produzida com o software GMT (Wessel e Smith, 1995). . . .
- 4.1 Estações F-net que possuem número significante de medidas (diagramas vermelhos) distribuídas na região norte do Japão. A ilha de Hokkaido está localizada na parte superior da imagem, enquanto a porção norte da ilha de Honshu é representada na parte inferior. Os diagramas de rosa representam a distribuição do número de direções rápidas de separação obtidas obtidas em cada estação.

9

27

28

31

33

36

- 4.2 Estações *F-net* que possuem número significante de medidas (diagramas vermelhos) e as que não possuem (triângulos pretos) distribuídas no sul do Japão. A região central de Honshu está à direita e a porção sudoeste de Honshu e as ilhas de Shikoku e Kyushu estão ao centro e à esquerda. O retângulo preto na região central define a área selecionada para investigação usando dados da rede *Hi-net*. A estação KZS está plotada em roxo e a estação TSA em azul.
- 4.3 Direções rápidas de separação obtidas para a estação KZS, localizada na ilha de Kozushima. a) Medidas para eventos com hipocentro localizado ao norte do paralelo 35°N. b) Medidas para eventos com hipocentro localizado ao sul do paralelo 35°N. O eixo angular corresponde aos azimutes das direções obtidas e o eixo radial ao número de medidas em cada intervalo de azimutes.
- 4.4 Direções rápidas de separação obtidas para a estação TSA, localizada na ilha de Shikoku. a) Medidas para eventos com hipocentro localizado ao norte do paralelo 33°N. b) Medidas para eventos com hipocentro localizado ao sul do paralelo 33°N. O eixo angular corresponde aos azimutes das direções obtidas e o eixo radial ao número de medidas em cada intervalo de azimutes. . . . 40

38

39

Introdução

O aprendizado dos processos dinâmicos que ocorrem no manto da Terra no tempo presente é fundamental para a nossa compreensão de como o interior do nosso planeta funciona. Como parte do sistema convectivo do manto terrestre, zonas de subducção são umas das principais expressões da tectônica de placas. Entender o comportamento e estrutura de margens convergentes é de grande importância no estudo de processos como vulcanismo, sismicidade e deformação de arco, que são controlados por fatores termais, químicos e reológicos. Um progresso significativo no entendimento de processos da cunha mantélica é feito a partir de observações sismológicas e experimentos em propriedades físicas dos minerais (Long e van der Hilst, 2005; Jung e Karato, 2001). Entretanto, conectar os resultados dessas áreas já se provou um desafio notável.

Observações dos processos deformacionais da crosta superior estão disponíveis na superfície a partir da geologia, mas a grande maioria das informações sobre processos que ocorrem no interior profundo da Terra é obtida de observações indiretas, e ondas sísmicas que viajam através do manto e são registradas na superfície têm o papel mais importante nesse caso. Em especial, a anisotropia elástica no manto é resultado de deformações, portanto a medida dessa propriedade física é, provavelmente, a melhor ferramenta que os geofísicos possuem para inferir padrões de deformação em subsuperfície. Já há algum tempo desde que sismólogos identificaram anisotropia sísmica em regiões do manto (Hess, 1964; Červenỳ, 1972), e agora já está claramente estabelecido que o manto possui propriedades anisotrópicas em certos intervalos de profundidade.

A anisotropia elástica no manto da Terra pode se manifestar de diversas formas. Uma das manifestações mais pronunciadas de anisotropia em dados sísmicos é a separação de ondas cisalhantes, ou birrefringência, um indicador inequívoco de estrutura anisotrópica em algum lugar ao longo do raio de propagação. A medição dessa separação é o método mais utilizado para determinar a anisotropia em regiões do manto (Long e Silver, 2009).

A existência de anisotropia é geralmente interpretada como resultado de orientação cristalográfica preferencial e alinhamento predominante dos minerais que constituem o interior da Terra (Karato, 2012). No manto superior, por exemplo, as observações de anisotropia são utilizadas para inferir padrões de fluxo de convecção.

Estudos da anisotropia sísmica geralmente estimam a separação das ondas cisalhantes baseados em métodos semi-automáticos ou manuais. A necessidade de interferência humana pode afetar a reprodutibilidade e limitar o número de observações que podem ser processadas. Com a crescente disponibilidade de redes densas de estações sismográficas, um algoritmo automático de determinação da separação de ondas cisalhantes expandirá de forma considerável o banco de dados.

Neste trabalho é apresentada uma nova abordagem automática para determinação de anisotropia sísmica. Desde a detecção da chegada das ondas cisalhantes até o controle de qualidade das medidas, o procedimento é feito sem necessidade de interferência humana, melhorando a reprodutibilidade do método e permitindo que formas de onda com baixa razão sinal-ruído, que não seriam utilizadas em análises anteriores, sejam usadas para a determinação de anisotropia.

Capítulo 1

Área de Estudo

O Japão tem um total de 6.852 ilhas se estendendo ao longo da costa do Pacífico na porção leste da Ásia. O país, incluindo todas as ilhas que controla, encontra-se entre as latitudes 24° e 46°N, e longitudes 122° e 146°E. As ilhas principais, de norte a sul, são Hokkaido, Honshu, Shikoku e Kyushu (Figura 1.1b). As ilhas Ryukyu, que incluem Okinawa, são uma cadeia de ilhas ao sul de Kyushu. Juntas elas são comumente conhecidas como arquipélago japonês (McCargo, 2012).

As ilhas do Japão estão localizadas em uma zona vulcânica no chamado Círculo de Fogo do Pacífico que coincide com os limites da placa tectônica do Pacífico.



Figura 1.1: Tectônica de placas do sistema de arco do Japão. (a) Esboço das placas tectônicas da porção nordeste da Ásia. (b) Parte principal do sistema de arco japonês, mostrando a distribuição das quatro ilhas principais. Adaptado de Taira (2001).

1.1 Contexto Tectônico

A tectônica atual do sistema de arco japonês pode ser explicado pela interação de cinco placas (Figura 1.1a): as placas Euroasiática, de Amur, de Okhotsk, do Pacífico e das Filipinas (Wei e Seno, 1998).

A placa do Pacífico subducta a placa de Okhotsk na porção norte do arquipélago, formando uma trincheira a oeste da ilha de Hokkaido e da parte norte da ilha do Honshu. Na porção sudoeste, a placa das Filipinas subducta as placas Euroasiática e de Amur, formando a trincheira ao sul das ilhas de Shikoku e Kyushu. No mar a sudeste do Japão a placa do Pacífico subducta a placa das Filipinas. O encontro entre as placas do Pacífico, de Okhotsk e das Filipinas formam uma junção tripla no mar a sudeste de Honshu e o encontro entre as placas de Okhotsk, de Amur e das Filipinas formam uma junção tripla na parte central da ilha de Honshu (Taira, 2001).

A origem do arco de ilhas do Japão está intimamente ligada a essas zonas de convergência. A parte sudoeste do arco foi separada da Ásia continental durante a abertura do mar do Japão (estimulada pela subducção), a parte central foi formada pela acreção de cadeias de ilhas enquanto a parte norte tem origem no evento orogênico que soergueu a região nordeste da ilha de Honshu e a ilha de Hokkaido do leito oceânico (Barnes, 2003).

1.2 Redes Sismográficas

Graças à sua localização e sua constante exposição a terremotos, o Japão sempre esteve entre os países que mais investem no estudo desses fenômenos. O investimento na malha sismográfica japonesa intensificou-se principalmente após o terremoto de Kobe em 1995 que vitimou mais de seis mil pessoas. O número de estações de alta amplitude (as que compõem a rede *K-net*, por exemplo) e de banda larga (rede *F-net*) aumentou de 258 em 1995 para 1038 em 2003. No mesmo período novas redes foram instaladas, a exemplo da rede de alta sensibilidade *Hi-net*, que em 2003 contava com 696 estações (Okada et al., 2004).

Uma consequência direta desse investimento é o grande número de estações sismógraficas instaladas no país, que em conjunto com sua pequena extensão territorial, forma a mais densa rede sismógráfica em operação no mundo. Essas condições, aliadas a constantes e numerosos terremotos das mais diversas magnitudes, tornam o Japão o melhor laboratório disponível para o teste e desenvolvimento de novas técnicas em sismologia.

Capítulo 2

Fundamentação Teórica

2.1 Ondas Sísmicas

No início do século XIX, a teoria de propagação de ondas elásticas começou a ser desenvolvida por Cauchy, Poisson, Stokes, Rayleigh e outros que descreveram os tipos principais de ondas que deviam se propagar em um meio sólido (Shearer, 2009). As ondas previstas foram divididas em dois tipos principais: ondas de corpo, que se propagam no interior de volumes sólidos; e ondas de superfície, que se propagam ao longo da superfície livre do sólido. Nessa época a teoria estava à frente das observações sísmicas, já que essas ondas não foram identificadas na Terra até o início do século XX.

2.1.1 Ondas Sísmicas de Corpo

As ondas sísmicas de corpo são aquelas que viajam pelo interior da Terra ao longo de caminhos controlados pelas propriedades do material em termos de densidade e rigidez. A propagação das ondas de corpo é análoga a da luz: ondas de corpo são refletidas e transmitidas em interfaces que apresentam variação de velocidade sísmica e/ou mudança de densidade, obedecendo à Lei de Snell (Fowler, 2005). Essas propriedades variam de acordo com a temperatura, composição e fase do material, que variam principalmente com a profundidade. Por atravessarem as camadas no interior da Terra, esse tipo de onda é o utilizado em investigações geofísicas de estruturas em subsuperfície (manto e núcleo, por exemplo).

Dois tipos de movimentos de partículas podem ocorrer na propagação das ondas de corpo, resultando em dois tipos principais de ondas: P e S.

Ondas P

As ondas P (primárias) são as de maior velocidade de propagação e, consequentemente, as primeiras a chegar. As ondas P são compressionais, envolvendo compressão e rarefação alternadas de um meio, e são transmitidas em gases, líquidos e sólidos. As partículas do meio se movimentam na direção de propagação da onda (Figura 2.1). Ondas P são também corretamente chamadas de ondas dilatacionais ou irrotacionais. A velocidade de propagação da onda P é dada pela equação

$$V_{\rm P} = \sqrt{\left(K + \frac{4}{3}\mu\right)/\rho} , \qquad (2.1)$$

onde K é o módulo de incompressibilidade, μ é o módulo de rigidez, ou cisalhamento, (igual a zero para fluidos) e ρ é a densidade do meio no qual a onda se propaga.

O módulo de incompressibilidade, ou volumétrico, K, é definido como a razão entre o aumento da pressão e a variação volumétrica fracional correspondente. O módulo de cisalhamento, μ , é a medida da força por unidade de área necessária para deformar o material.

Ondas S

As ondas S (secundárias) se propagam mais lentamente e sempre chegam após as primárias. Possuem natureza cisalhante, envolvendo cisalhamento e rotação do material pelo qual a onda se propaga sem alteração de volume. As partículas do meio se movimentam perpendicularmente à direção de propagação da onda. No caso das ondas S, diferentes polarizações são discriminadas (Figura 2.1), sendo o plano de polarização o plano que contém a direção de propagação e o movimento das partículas. Para o caso em que o plano de polarização é vertical, as ondas são designadas SV. Caso o movimento das partículas seja horizontal, as ondas são chamadas SH (Stacey e Davis, 2008). Ondas S são também chamadas de equivoluminais ou rotacionais. A velocidade de propagação da onda S é dada por

$$V_{\rm S} = \sqrt{\mu/\rho} \ . \tag{2.2}$$

Como a velocidade é diretamente proporcional unicamente à raiz quadrada do módulo de rigidez, μ , e esse é igual a zero para fluidos, a onda S se propaga apenas em sólidos, não se propagando no núcleo externo da Terra, por exemplo.

2.2 Anisotropia Sísmica

Um material é dito anisotrópico se o valor de uma medida vetorial de uma propriedade da rocha varia de acordo com a direção de análise. A anisotropia difere da propriedade da rocha





Figura 2.1: Polarização das ondas sísmicas P e S (Conceição, 2011).

chamada heterogeneidade, sendo anisotropia a variação nos valores vetoriais com a direção em um ponto enquanto a heterogeneidade é a variação nos valores escalares ou vetoriais entre dois ou mais pontos.

A anisotropia sísmica pode ser definida como a dependência da velocidade de propagação da onda com a direção ou o ângulo (Thomsen, 2014). Existem dois tipos principais de anisotropia, ambos chamados de isotropia transversal (porque há isotropia no plano horizontal ou vertical) ou anisotropia polar. A diferença entre eles está em seu eixo de simetria, que é um eixo de invariância rotacional, de modo que, se a formação for girada sobre o eixo, o material ainda é indistinguível do que era antes do ponto de vista anisotrópico. O eixo de simetria geralmente está associado ao estresse regional ou à gravidade.

- VTI- isotropia transversal vertical (com eixo de simetria vertical). Esse tipo de anisotropia está associada com acamamento e folhelhos e é encontrada onde a gravidade é o fator dominante.
- HTI- isotropia transversal horizontal (com eixo de simetria horizontal). Esse tipo de anisotropia está associada com falhas e fraturas e é encontrada onde o estresse regional é o fator dominante.

A grande maioria dos modelos sismológicos assume que a Terra é isotrópica, ou seja, que a velocidade de propagação das ondas não varia com a direção. Por outro lado, cristais individuais e a grande maioria dos materiais comuns são conhecidamente anisotrópicos, com propriedades elásticas que variam com a orientação. Portanto, não é esperado que a Terra seja completamente isotrópica, mas por muitos anos sismólogos estiveram um tanto relutantes em considerar os efeitos da anisotropia. Existiam muitas razões para isso, incluindo a grande complexidade computacional exigida para lidar com cálculos anisotrópicos, a dificuldade em inverter dados para um grande número de constantes elásticas e, em muitos casos, a falta de evidências convincentes para a existência de anisotropia (Shearer, 2009). Contudo, hoje se tornou evidente que em diversas partes da Terra existe anisotropia significativa, e estudos sobre o tema têm se tornado cada vez mais importantes na pesquisa sismológica (Maupin e Park, 2015).

A definição se a subsuperfície da Terra é anisotrópica ou heterogênea é frequentemente uma questão de escala. Em pequenas escalas, camadas isotrópicas alternadas de materiais coeso e friável seriam observadas como um meio heterogêneo. Em largas escalas, ondas sísmicas respondem a finas camadas como um material homogêneo anisotrópico (Backus, 1962).

A propagação de uma onda sísmica em um meio provoca uma deformação não permanente de curta duração. Essa deformação pode ser descrita através de uma derivação da Lei de Hooke, onde o tensor de elasticidade (C_{ijkl}) correlaciona uma tensão aplicada (σ_{ij}) com a deformação resultante (ε_{kl}) através da equação

$$\sigma_{\rm ij} = C_{\rm ijkl} \varepsilon_{\rm kl} \tag{2.3}$$

onde i, j, k, l=1, 2, 3.

Esse tensor de quarta ordem resulta em uma matriz que possui 81 elementos. As simetrias no tensor de stress ($\sigma_{ij}=\sigma_{ji}$) e no tensor de strain ($\varepsilon_{kl}=\varepsilon_{lk}$) implicam que $C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{ijlk} = C_{jilk}$ reduzindo o número de coeficientes independentes da matriz para 36. Portanto, a Lei de Hooke pode ser expressa na seguinte forma:

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \sigma_3 \\ \sigma_4 \\ \sigma_5 \\ \sigma_6 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & C_{14} & C_{15} & C_{16} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} & C_{24} & C_{25} & C_{26} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} & C_{34} & C_{35} & C_{36} \\ C_{41} & C_{42} & C_{43} & C_{44} & C_{45} & C_{46} \\ C_{51} & C_{52} & C_{53} & C_{54} & C_{55} & C_{56} \\ C_{61} & C_{62} & C_{63} & C_{64} & C_{65} & C_{66} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \varepsilon_3 \\ \varepsilon_4 \\ \varepsilon_5 \\ \varepsilon_6 \end{bmatrix}.$$
(2.4)

Conforme aumenta-se a simetria do sistema, o número de variáveis independentes diminui drasticamente. No caso de um meio com simetria hexagonal (transversalmente isotrópico), o número de variáveis independentes da matriz do tensor de elasticidade se reduz a 5. Nesse caso a Lei de Hooke é expressa por:

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 \\ \sigma_2 \\ \sigma_3 \\ \sigma_4 \\ \sigma_5 \\ \sigma_6 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{12} & C_{11} & C_{13} & 0 & 0 & 0 \\ C_{13} & C_{13} & C_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & C_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{C_{11} - C_{12}}{2} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \varepsilon_1 \\ \varepsilon_2 \\ \varepsilon_3 \\ \varepsilon_4 \\ \varepsilon_5 \\ \varepsilon_6 \end{bmatrix}.$$
(2.5)

Em meios anisotrópicos a polarização das ondas P não é puramente longitudinal e a polarização das ondas S não é puramente transversal apesar do comportamento se aproximar bastante desses casos. Desse modo, nesses meios é comum referir-se às ondas de corpo como quasi-P (qP), quasi-SV (qSV) e quasi-SH (qSH) ao invés de P, SV e SH (Chattopadhyay et al., 2002).

2.2.1 Ondas Cisalhantes em Meios Anisotrópicos

Ondas cisalhantes que se propagam em rochas anisotrópicas dividem-se em duas polarizações aproximadamente ortogonais que viajam a diferentes velocidades (Figura 2.2). Tal divisão azimutalmente alinhada (birrefringência sísmica) é observada em quase todas as rochas ígneas, metamórficas e sedimentares na crosta terrestre e quase todos os regimes geológicos e tectônicos (Crampin, 1994).

As polarizações de ondas cisalhantes divididas em um meio anisotrópico homogêneo variam em três dimensões mas são fixas para uma propagação ao longo de qualquer direção particular do raio sísmico. Os tempos de atraso dependem do comprimento e da intensidade da anisotropia ao longo do raio.

Para ondas cisalhantes observadas na superfície, pode-se destacar dois padrões de polarização. O primeiro ocorre em meios com simetria hexagonal com eixo vertical de simetria cilíndrica (tipo VTI) onde as ondas cisalhantes dividas são sempre estritamente ondas SV e SH. O segundo padrão também ocorre em meios com simetria hexagonal porém com eixo horizontal de simetria cilíndrica (tipo HTI). A divisão de ondas cisalhantes decorrentes desse último padrão são chamadas de azimutalmente alinhadas (Crampin e Peacock, 2008).

2.2.2 Origem da Anisotropia na Crosta

Estruturas estratificadas horizontais geralmente apresentam divisão da ondas cisalhantes em polarizações puramente SV e SH sem variação azimutal. Tais meios incluem a propagação em sequências sedimentares finamente estratificadas em pesquisas de exploração de hidrocarbonetos; folhelhos, argilas, lamitos, onde o espaço poroso geralmente está contido entre



Figura 2.2: Princípio da birrefringência de ondas cisalhantes. A imagem à esquerda mostra a evolução temporal de uma onda S (em preto) que atravessa um bloco de meio anisotrópico. Quando a onda entra na parte anisotrópica ela se divide em uma onda S veloz (em azul) e uma onda S lenta (em vermelho). Quando as ondas veloz e lenta saem do meio anisotrópico elas estão separadas por um atraso no tempo. A imagem à direita mostra como a polarização inicial da onda S é projetada nos planos das ondas veloz e lenta numa estrutura anisotrópica. Imagens são cortesia de Garnero (2018).

placas horizontais formadas pela deposição alinhada de micas; e acamamento horizontal na crosta e no manto superior. Quando o comprimento de onda da onda cisalhante é maior que a dimensão das inclusões ou das separações entre as camadas, a simetria anisotrópica dessas configurações dão origem à isotropia transversal com eixo de simetria vertical. Nesses meios, as ondas cisalhantes se dividem em ondas polarizadas SH e SV, onde a onda SV se propaga ao longo do raio sísmico sem apresentar variação de velocidade. Como reservatórios de hidrocarbonetos frequentemente estão localizados em bacias sedimentares finamente estratificadas, a anisotropia VTI é frequentemente observada na sísmica de exploração

Em contraste, quando tem-se uma geometria fonte-receptor apropriada, anisotropia azimutalmente alinhada, o segundo padrão, é sempre observada no interior da crosta com a polarização das ondas cisalhantes rápidas tipicamente coincidindo com a direção da tensão horizontal máxima. O sistema de simetria anisotrópica que é capaz de produzir tais polarizações é o HTI. A única configuração geológica comum a rochas sedimentares, ígneas e metamórficas que apresenta anisotropia do tipo HTI são microfraturas alinhadas saturadas em fluido (Crampin e Peacock, 2008). Acredita-se que a anisotropia mantélica é resultado da combinação de um alinhamento predominante e de uma orientação cristalográfica preferencial (CPO, na sigla em inglês), induzida pela deformação, dos minerais que formam o manto, principalmente a olivina (Savage, 1999). As relações entre deformação e CPO na olivina já são bem estudadas tanto experimentalmente (e.g., Zhang e Karato (1995)) quanto teoricamente (e.g., Kaminski e Ribe (2001)). A presença de anisotropia é frequentemente associada à existência de fluxos convectivos no manto superior. Essa relação permite examinar a estrutura geológica no interior do manto.

Modelos globais de anisotropia sugerem que o manto superior apresenta comportamento anisotrópico somente na sua porção mais rasa. O modelo preliminar de referência da Terra (PREM, na sigla em inglês) inclui anisotropia apenas nos 220 km superiores do interior da Terra (Dziewonski e Anderson, 1981). Outros estudos sugerem anisotropia significante confinada apenas aos 200-300 km superiores do manto. Segundo Karato (2012), isso ocorre pois o regime de deformação muda conforme a temperatura do material. Em materiais mais frios (profundidades menores) ocorre o fenômeno chamado de *dislocation creep*, quando os planos cristalográficos deslizam uns sobre os outros. Em materiais submetidos a maiores temperaturas, geralmente em regiões mais profundas no interior do manto, o fenômeno de deformação predominante é o *diffusion creep*, quando átomos se deslocam dentro da estrutura do cristal por difusão. Somente o primeiro fenômeno é capaz de produzir uma CPO e, consequentemente, anisotropia.

A estrutura anisotrópica depende do tipo e da extensão (ou história) da deformação. Por exemplo, modelos teóricos predizem o desenvolvimento de estruturas diferentes para compressão axial e cisalhamento simples (Wenk et al., 1991). De forma geral, os fatores que afetam o desenvolvimento de anisotropia no meio são:

- Temperatura e Pressão. Medidas de laboratório em xenólitos de origem mantélica mostram apenas um pequeno aumento na anisotropia em condições isotérmicas (20°C) com pressão variando de 200 a 600 MPa e uma pequena diminuição na anisotropia em condições isobáricas (600 MPa) para temperatura variando de 100°C a 600°C (Kern, 1993). Entretanto, maiores temperaturas e pressões podem afetar de forma mais efetiva a orientação preferencial dos minerais. Abaixo de uma temperatura crítica de 900°C, cristais deformados de olivina não são facilmente reorientados (Estey e Douglas, 1986). Mas regiões deformadas a uma temperatura superior a 900°C e então resfriadas a uma temperatura inferior à crítica podem adquirir anisotropia "congelada" do episódio tectônico passado (Vinnik et al., 1992).
- Fusão Parcial. A fusão parcial pode impedir que ocorra a formação de orientação

preferencial ao promover a transição do regime de deformação de *dislocation creep* para *diffusion creep* (Cooper e Kohlstedt, 1986). Por outro lado, a presença do fundido aumenta a eficiência na orientação preferencial do mineral, ao permitir um aumento no tamanho dos grãos e um melhor alinhamento desses, aumentando assim a anisotropia do meio (Nicolas, 1992).

- História de Deformação. Minerais não podem se reorientar instantaneamente, logo a orientação preferencial é uma complexa função da história de deformação, dependendo de quanto a resposta varia com o tempo e com a quantidade de deformação (Savage, 1999).
- Composição e Orientação. Anisotropia de velocidade das ondas P é muito dependente da quantidade modal de olivina no meio. Em contraste, a anisotropia de velocidade para ondas cisalhantes é varia menos de acordo com a quantidade de olivina. Em rochas alteradas, os máximos valores para anisotropia ocorrem dentro de planos de foliação e perpendiculares ao lineamento (Mainprice e Silver, 1993).

Em estudos nas zonas de subducção, caso deste trabalho, outro fator importante deve ser considerado no desenvolvimento de um meio anisotrópico: a presença de água oriunda da crosta oceânica subductada. Em ambientes de alta deformação e alto conteúdo de água, desenvolve-se uma olivina com arranjo estrutural específico a qual se dá o nome de "tipo B"(Jung e Karato, 2001; Jung et al., 2009). Acredita-se que esse arranjo estrutural da olivina seja encontrado principalmente na região da cunha mantélica (porção do manto que se localiza entre a litosfera oceânica subductada e a crosta sobrejacente) mais próxima à trincheira, pois essa está sujeita a grandes tensões e possui um alto teor de água. A olivina com essa estrutura apresenta uma resposta anisotrópica diferente da encontrada em zonas de baixa pressão e/ou baixo teor de água (Figura 2.3), onde encontra-se principalmente a olivina "tipo A".

2.3 Transformada Wavelet

Uma *wavelet*, ou ondaleta em português, é uma oscilação tipo onda com amplitude que começa em zero, aumenta, e depois retorna a zero. Pode ser visualizada como uma breve oscilação similar a uma registrada por um monitor cardíaco ou por um sismógrafo. De forma geral, as *wavelets* são desenhadas para terem propriedades específicas de forma a serem úteis no processamento de sinais.

Para ser considerada uma *wavelet*, ψ , a função deve satisfazer a chamada condição de admissibilidade, que garante, entre outras coisas, que a transformada *wavelet* seja invertível



Figura 2.3: Relação entre o fluxo mantélico horizontal e a anisotropia azimutal resultante para diferentes tipos de estrutura de olivina. (A) Na maioria das regiões da astenosfera, a olivina é dos tipos A, C e E, resultando num eixo veloz de anisotropia que é paralelo à direção do fluxo no manto abaixo de uma estação sísmica. (B) Se a olivina do tipo B predomina, a mesma direção de fluxo resulta em uma direção rápida observada perpendicular à do caso anterior. Adaptado de Long e Becker (2010).

(Daubechies, 1992; Farge, 1992). Para satisfazer tal condição a área total sob a curva da função deve ser 0, ou seja,

$$\int_{-\infty}^{\infty} \psi(t)dt = 0, \qquad (2.6)$$

e a energia da função deve ser finita, ou seja,

$$\int_{-\infty}^{\infty} |\psi(t)|^2 dt < L, \quad L \in \mathbb{N}.$$
(2.7)

A transformada *wavelet* é uma função capaz de decompor e descrever ou representar outra função (ou uma série de dados) que originalmente é descrita no domínio do tempo de forma a permitir a análise dessa outra função em diferentes escalas de frequência e de tempo. Essa propriedade permite uma melhor representação de sinais não estacionários. Graças à essa característica, a transformada *wavelet* possui diversas aplicações em análise de sinais, mecânica de fluidos (Daubechies, 1992; Farge, 1992), processamento de imagens, sistemas de comunicação e geofísica (Foufoula-Georgiou e Kumar, 2014).

Em contraste com a transformada de Fourier, a transformada *wavelet* mantém a localização presente no sinal e permite uma reconstrução local de um sinal. A transformada de Fourier possui essa característica pois utiliza funções trigonométricas para a decomposição do sinal. Tais funções oscilam infinitamente, não permitindo a localização do sinal em tempo, por exemplo (Farge, 1992).

Existem diversos tipos de transformadas *wavelet*, sendo mais conhecidas as transformadas discreta e contínua. Neste trabalho é utilizada essa última.

Transformada Wavelet Contínua

A transformada *wavelet* contínua de uma função f(t), dependente do tempo t, é definida como o produto interno entre a função e a família de *wavelet* ψ que dá como resultado os coeficientes de *wavelet* C (Daubechies, 1992; Farge, 1992; Heil e Walnut, 1989), isto é,

$$C(\lambda,\tau) = \langle \psi_{\lambda\tau} | f \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi_{\lambda,\tau}^*(t) dt, \qquad (2.8)$$

onde

$$\psi_{\lambda,\tau} = \frac{1}{\sqrt{\lambda}}\psi\left(\frac{t-\tau}{\lambda}\right) \tag{2.9}$$

caracteriza a função wavelet (também conhecida como wavelet mãe), e * indica a operação complexa conjugada. O parâmetro λ representa o fator de escala e é um número real positivo que controla a dilatação ($\lambda > 1$) ou contração ($\lambda < 1$) no tempo. O parâmetro τ controla a translação no tempo.

A equação 2.8 indica que a transformada *wavelet* pode ser descrita, na prática, como uma série de operações de correlação cruzada entre a *wavelet* em diferentes escalas e o sinal que está sendo analisado. Consequentemente, é desejável que se tenha uma função *wavelet* que reflita as características do sinal ou da forma de onda (Bogiatzis e Ishii, 2015).

Capítulo 3

Metodologia

Grande parte dos estudos de anisotropia sísmica no manto superior baseia-se na mensuração da divisão da onda cisalhante em duas componentes ortogonais (*shear-wave splitting*). O método escolhido para o estudo da anisotropia na zona de subducção do Japão é baseado nesse princípio, o que permite comparações com estudos prévios realizados na mesma área.

3.1 O Método de Bogiatzis e Ishii (2015)

Neste trabalho, foi adotado o método desenvolvido por Bogiatzis e Ishii (2015), que utiliza uma abordagem baseada em uma decomposição *wavelet* complexa contínua para detectar, de forma automática, a chegada de ondas P e S e mensurar a divisão da onda cisalhante. Esse método foi automatizado de modo a ser aplicado para milhares de medidas, realizadas em diversas de estações, cobrindo o território japonês, para centenas de diferentes eventos sísmicos.

3.1.1 Detecção Automática da Chegada de Ondas

Detecção da Chegada de Ondas Compressionais

Para a chegada de ondas compressionais, apenas a componente vertical do sismograma é considerada, já que espera-se uma incidência subvertical. A chegada da primeira onda compressional produz uma mudança abrupta na amplitude, fase e conteúdo de frequência do registro. A transformada *wavelet* contínua permite a detecção dessas mudanças ao decompor o sinal em uma função de tempo e escala.

O primeiro passo para a análise da transformada *wavelet* contínua é definir uma janela de análise. Essa janela é centrada no tempo de chegada téorico da onda P, que pode ser calculado a partir de um modelo de velocidades predefinido (PREM, por exemplo) e



Figura 3.1: Exemplos sintéticos do comportamento da transformada *wavelet* contínua para mudanças em (a) amplitude, (b) fase e (c) frequência. Painéis superiores mostram o sinal sintético no domínio do tempo e os paineis inferiores mostram o espectro *wavelet* obtido utilizando *wavelet* de Daubechies (Bogiatzis e Ishii, 2015).

conhecendo-se a localização e o tempo em que ocorreram o evento sísmico. Essa janela deve excluir a chegada das ondas cisalhantes, e portanto, geralmente utiliza-se o tempo de chegada teórico das ondas S para definir o limite da janela. Os coeficientes da transformada são calculados para a porção do sinal selecionado utilizando diferentes valores de tempo e escala. As mudanças abruptas nos coeficientes, já normalizados em relação ao máximo valor, são detectadas por parâmetros que monitoram mudanças relativas em amplitude (Bogiatzis e Ishii, 2015).

Detecção da Chegada de Ondas Cisalhantes

A detecção da chegada de ondas cisalhantes é, em geral, mais difícil, já que a onda S chega em meio a outras fases e à energia retro-espalhada associada à onda P. Uma vantagem na análise da onda S, por outro lado, é que a natureza do movimento destas ondas é bidimensional, consequentemente permitindo a análise simultânea dos dois sismogramas horizontais produzindo uma detecção mais robusta.

Após a seleção de uma janela centrada no tempo teórico de chegada da onda S, a transformada *wavelet* contínua é calculada para os registros horizontais. No momento da chegada da onda, espera-se que os coeficientes da transformada aumentem em valores absolutos para um espectro amplo de escalas, assumindo que a onda é não-dispersiva. Além disso, espera-se



Figura 3.2: Exemplo sintético de um espectro wavelet cruzado de um sismograma. A wavelet de Ricker é utilizada para representar a chegada de uma onda S em meio à ruído gaussiano com uma diferença de fase média π entre as componentes horizontais (painéis superiores). O espectro cruzado (painel inferior) mostra uma região bem delimitada de coeficientes de valores absolutos elevados associados a essa chegada. (Bogiatzis e Ishii, 2015).

também que essa mudança ocorra de forma coerente em ambos registros horizontais. Dessa forma, para identificar essa similaridade localizada em tempo e escala, calcula-se o espectro *wavelet* cruzado (Figura 3.2), uma operação similar à correlação cruzada de vetores (Bogiatzis e Ishii, 2015).

3.1.2 Quantificação da Divisão de Ondas Cisalhantes

A divisão das ondas cisalhantes pode ser medida ao utilizarmos uma *wavelet* complexa para o cálculo da transformada. Assim, é possível obter uma medida direta da diferença de fase entre as componentes horizontais a partir do argumento complexo do espectro *wavelet* cruzado.

O algoritmo utilizado é praticamente idêntico ao que detecta a chegada das ondas, exceto pelo fato de o espectro cruzado se tornar complexo já que uma *wavelet* mãe complexa é escolhida para a análise. A informação de amplitude do argumento real do espectro cruzado é utilizada para seleção automática da região de interesse, isto é, o tempo e escala nos quais a chegada da onda S é registrada. A diferença de fase média do espectro *wavelet* cruzado no interior dessa região nos dá uma estimativa da diferença de fase entre os registros horizontais.



Figura 3.3: Um exemplo para a estação da rede *F-net* TGA. (superior-esquerdo) Wavelet gaussiana de ordem 2 utilizada na análise. As linhas pretas sólida e tracejada são, respectivamente, as componentes real e imaginária. (superior-direito) As curvas sólidas vermelha e azul são os registros horizontais rotacionados para as direções lenta e rápida, respectivamente. A curva tracejada é a componente lenta corrigida para o atraso no tempo. O azimute da direção rápida e o tempo de atraso estão indicados acima do painel. (meio) Amplitude dos coeficientes do espectro *wavelet* cruzado antes (esquerda) e depois (direita) da correção do atraso. O retângulo preto que envolve o pico define a região para a análise de similaridade. (inferior) Espectro *wavelet* cruzado de fase antes (esquerda) e depois (direita) da correção do tempo.

A conversão da diferença de fase para tempo de atraso, medida comumente utilizada em estudos de anisotropia sísmica, requer uma estimativa do período da onda incidente, que pode ser calculada a partir da escala associada ao pico de amplitude no espectro cruzado, já que a *wavelet* utilizada na transformada é conhecida. Se T é o período estimado, então o tempo de atraso pode ser calculado por $\delta t = \delta \varphi \times T/(2\pi)$, onde δt é o tempo de atraso e $\delta \varphi$ é a diferença de fase estimada.

Além do tempo de atraso, a anisotropia também é descrita em função da direção rápida de separação, que descreve o plano de maior velocidade de propagação da onda cisalhante. Assumindo uma anisotropia uniforme, as formas de onda registradas nas componentes horizontais tornar-se-ão mais similares quando estas são rotacionadas de forma a coincidir com as direções rápida e lenta de separação, ou seja, a correlação mais elevada entre as formas de onda ocorrerá nos ângulos dessas direções. Essa direção é determinada através da procura pelo maior valor de correlação entre as formas de onda. As componentes são rotacionadas para todos os ângulos de -90° a 90° e a correlação entre as formas de onda (amplitude do espectro *wavelet* cruzado) é calculada para cada ângulo antes e depois de realizada a correção de fase. O ângulo de rotação que possui a maior amplitude do espectro cruzado, correspondendo à maior similaridade entre as formas de onda das componentes horizontais, é interpretada como a direção rápida de separação.

Na Figura 3.3 tem-se um exemplo da quantificação da divisão de ondas S. O método foi aplicado para dados reais registrados na estação TGA da rede *F-net*. Foi escolhido um evento de magnitude 5,0 ocorrido em 05 de dezembro de 2014 às 16:01:56 (UTC) com hipocentro em 35,51° N e 135,75° E e profundidade de 350,9 km. A estação TGA está a menos de 1° distante do terremoto, logo o ângulo de incidência da onda cisalhante é quase vertical, maximizando a energia registrada nas duas componentes horizontais.

Os sismogramas exibem a chegada da onda S com um atraso entre as componentes. O ângulo de rotação das componentes horizontais que exibe a maior amplitude no espectro cruzado é igual a 35°, sendo essa direção assumida como a de maior velocidade de propagação (direção rápida de separação). O tempo de atraso, estimado através da diferença de fase obtida na parte complexa do espectro associada à região do pico de amplitude da parte real, é igual a 0,24 segundos.

Esse exemplo demonstra o procedimento de mensuração da divisão de ondas cisalhantes para um evento em uma estação. Para que se possa analisar a anisotropia sísmica na zona de subducção do Japão de forma robusta é necessário que esse procedimento seja repetido para uma quantidade maior de eventos, de modo a encontrar um padrão nas medidas, e para outras estações, possibilitando a avaliação de uma possível coerência espacial entre os padrões encontrados para cada estação.

3.1.3 Automatização do Método

O método de Bogiatzis e Ishii (2015) realiza o cálculo da anisotropia para os registros de uma dada estação para um dado evento. Como o objetivo deste trabalho é estudar o comportamento de anisotropia ao longo de todo o arquipélago japonês, necessitando de milhares de medidas para tal, a aplicação deste método tal como publicado beira o inviável. A automatização permite o cálculo para um número qualquer de estações e eventos sem a necessidade de supervisão humana durante o processo, viabilizando a aplicação do método para redes sismográficas densas, como é o caso das redes japonesas.

Definição da Janela de Análise

O primeiro passo para a automatização é a seleção eficiente da janela de análise. Ela deve ser grande o suficiente para conter o pulso de chegada da onda cisalhante em sua totalidade. Deve também ser pequena, já que um aumento do tamanho da janela implica em um maior número de coeficientes calculados na transformada *wavelet*, sendo diretamente proporcional ao tempo de processamento necessário para a estimativa da anisotropia. O tamanho da janela também interfere no conteúdo de frequências, uma janela extensa realça longos períodos e vice-versa. Essa interferência é especialmente acentuada para janelas menores que dois períodos da onda cisalhante incidente.

Estações distantes do evento tendem a registrar uma onda incidente de maior período quando comparadas a estações mais próximas. Isso é esperado já que as altas frequências são mais atenuadas durante a propagação da onda. O tempo entre as chegadas das ondas P e S também é maior para as estações mais distais. Dessa forma, é intuitivo que seja utilizada a diferença de tempo entre as chegadas como parâmetro para a definição da janela de análise. Para evitar a interferência no conteúdo de frequência provocada sobretudo por janelas pequenas, a janela deve conter, no mínimo, uma subjanela de comprimento igual a três períodos da onda incidente centrada no pico de amplitude do espectro *wavelet* cruzado (retângulo preto na Figura 3.3). Essa subjanela é posteriormente utilizada na análise de similaridade entre as componentes horizontais.

Testes mostraram que uma janela, ligeiramente maior em direção aos tempos positivos, de comprimento aproximadamente um quarto da diferença de tempo entre as chegadas esperadas das ondas P e S é, na maioria das vezes, grande o suficiente para conter a subjanela de três períodos e possui um tempo de processamento razoável. Para cada medida, antes da análise de similaridade, checa-se se a subjanela está completamente incluída na janela de análise. Em caso negativo, a janela é ampliada com base no período associado ao pico de amplitude no espectro cruzado e todo o processamento é refeito, utilizando dessa vez a janela ampliada.

Análise de Similaridade

As componentes resultantes da divisão da onda cisalhante quando essa incide no meio anisotrópico devem ser idênticas em sua forma, diferindo apenas em amplitude e velocidade de propagação, resultando no atraso entre as chegadas. Essa similaridade entre as componentes deve ser observada nos registros horizontais rotacionados para as direções de propagação rápida e lenta. Grande parte dos estudos em anisotropia inspecionam essa similaridade de forma visual (Nakajima e Hasegawa, 2004; Long e van der Hilst, 2006; Wirth e Long, 2010), optando por manter apenas as medidas que apresentam uma clara semelhança entre as com-



Figura 3.4: Análise de similaridade para o exemplo da Figura 3.3. (superior) Componentes rápida (azul) e lenta (vermelha) filtradas e utilizadas no cálculo do coeficiente de similaridade S (acima do painel). (inferior) Espectros *wavelet* das componentes rápida (esquerda) e lenta (direita). O retângulo preto é o mesmo definido na Figura 3.3 e delimita os coeficientes utilizados na transformada inversa.

ponentes. Nesse processo são mantidas apenas as formas de onda com boa razão sinal-ruído, sendo as demais descartadas. Esse tipo de procedimento subjetivo, além de demandar tempo do pesquisador, que deve inspecionar as medidas uma a uma, pode afetar a reprodutibilidade do estudo, já que não há um parâmetro objetivo que determina a manutenção ou o descarte da medida.

A utilização de milhares de medidas neste estudo torna o método de inspeção visual das formas de onda uma a uma quase impraticável. Desse modo, com a intenção de economizar tempo e manter a reprodutibilidade do método, a inspeção de qualidade das medidas neste estudo é feita utilizando parâmetros objetivos, e a manutenção ou o descarte das medidas podem ser feitos de forma automática, sem a necessidade de supervisão humana durante o processo.

A análise de similaridade entre as formas de onda é realizada através da correlação cruzada sem deslocamento (produto interno) entre os registros das componentes, a e b (vetores), já rotacionados e corrigidos para o atraso entre as chegadas. Esses registros são filtrados de modo a tentar manter apenas as informações associadas à chegada da onda cisalhante, realizando a transformada *wavelet* contínua inversa para os coeficientes no interior da subjanela do espectro *wavelet* de cada componente. Essa subjanela é definida em tempo, através do período associado ao pico de amplitude no espectro cruzado, e em escala, através da meia amplitude do mesmo pico. O valor obtido para a correlação cruzada entre os registros filtrados, C_{ab} , é normalizado utilizando as autocorrelações de cada componente, C_{aa} e C_{bb} , da seguinte forma:

$$S = \frac{C_{ab}}{\sqrt{C_{aa}C_{bb}}} \tag{3.1}$$

onde S é um coeficiente de similaridade entre -1 e 1 que depende apenas da forma e da fase das componentes, não sendo afetado pela diferença de amplitude entre elas, devido à normalização. Como as componentes já foram corrigidas para diferença de fase, espera-se que S seja um valor positivo e idealmente igual a 1, sinalizando que as formas de onda são idênticas.

A definição de um parâmetro objetivo para o controle de qualidade dessas medidas permite que formas de onda com uma razão sinal-ruído inferior, que não seriam utilizadas em estudos anteriores por não passarem na inspeção visual, possam ser utilizadas em estudos de anisotropia, desde que o coeficiente de similaridade da medida fique acima do valor mínimo estabelecido.

3.2 Estações e Eventos

A maior parte dos estudos em anisotropia utiliza ondas de eventos telessísmicos (distribuídos globalmente). Nesse trabalho, optou-se pelo uso de eventos locais (Figura 3.5), ocorridos na própria zona de subducção do Japão. Dessa forma, tem-se a certeza de que a separação das ondas S tem origem na zona de estudo e não em algum outro lugar ao longo do raio de propagação da onda telessísmica. Os eventos foram selecionados com base em sua magnitude na escala Richter e profundidade do hipocentro.

O método aplicado considera que as fontes sísmicas são pontuais e os eventos ocorrem em um instante de tempo. Essa aproximação funciona muito bem para eventos de baixa magnitude. Entretanto, terremotos de grande magnitude ocorrem ao longo de grandes áreas de ruptura e duram por um período de tempo (Kiser e Ishii, 2012). Assim, os eventos escolhidos não devem possuir magnitude muito alta e, ao mesmo tempo, devem possuir magnitude alta o suficiente para apresentar uma razão sinal-ruído que permita uma detecção eficiente da chegada da onda S. Dessa forma, a magnitude da grande maioria dos eventos utilizados para as medidas de anisotropia está entre 4,5 e 5,5 na escala Richter.

Como a análise de anisotropia considera apenas as componentes horizontais do sismógrafo, o raio da onda deve incidir de forma subvertical, maximizando a energia da onda cisalhante nos registros horizontais. Consequentemente, os eventos escolhidos possuem profundidade mínima de 150 km, já que espera-se que a incidência do raio seja mais próxima da vertical quanto mais profundo for o evento.



Figura 3.5: Estações *F-net* (triângulos pretos) distribuídas no Japão. Os terremotos usados na análise automática são mostrados como estrelas com a cor relacionada à profundidade. Os limites de placas são representados por linhas sólidas pretas. Figura produzida com o software GMT (Wessel e Smith, 1995).

F-net	Hi- net
166	128
84	16
6015	1308
BHE e BHN	EHE e EHN
18 horas	13 horas
	F-net 166 84 6015 BHE e BHN 18 horas

Tabela 3.1: Sumário dos dados utilizados

O método automatizado foi aplicado a todas as estações (Figura 3.5) da rede *F-net* (rede de estações de banda larga) e a algumas estações da rede *Hi-net* (rede de estações de alta frequência). Para cada evento, o cálculo do tempo de atraso e da direção da anisotropia é realizado para todas as estações dentro do intervalo onde não ocorre triplicação (chegada de três fases em um curto espaço de tempo) da onda S. A triplicação ocorre a partir de uma certa distância da fonte, que depende da profundidade do evento, e tem origem na existência da descontinuidade de velocidade sísmica que existe na profundidade 410 km. O resumo dos dados utilizados pode ser conferido na Tabela 3.1.

Capítulo 4

Resultados e Discussões

Para que possamos visualizar o grande número de mensurações, para cada estação com pelo menos 20 medidas de atraso de tempo superiores a 0,05 segundos, as medidas de direção rápida de separação foram agrupadas por azimute (em intervalos de 15°), criando os chamados diagramas de rosa ou histogramas polares. Dessa forma, os resultados plotados em mapa estão relacionados apenas à frequência com que as medidas de direção rápida de separação estão dentro dos intervalos pré-definidos.

Não foi feito nenhum tipo de seleção dos dados plotados em mapa além da exigência de tempo de separação superior a 0,05 segundos, já que nos casos em que essa condição não é satisfeita assume-se que não foi detectada anisotropia relevante. A utilização de um valor mínimo da análise de similaridade como corte foi cogitada, mas, como os testes nesse sentido não demonstraram, em princípio, um ganho relevante de coerência entre as medidas para cada estação, optou-se pela não utilização desse parâmetro.

4.1 Rede *F*-net

4.1.1 Ilha de Hokkaido

As mensurações para estações localizadas na ponta nordeste da ilha de Hokkaido (Figura 4.1) mostram uma tendência de anisotropia com direção rápida de separação subparalela à trincheira. Nota-se uma súbita transição na tendência anisotrópica entre as estações da ponta nordeste e as da extremidade sudeste da ilha, que exibem um padrão de anisotropia subperpendicular à trincheira. Nota-se também uma rotação aparentemente gradual da direção rápida de subparalela à trincheira para uma direção subperpendicular conforme as estações ficam mais distantes da zona de subducção na parte norte da ilha.

Essas observações são muito semelhantes às reportadas por Long e van der Hilst (2005) para a mesma área. Apresentam, ainda, semelhanças, principalmente nas estações mais



Figura 4.1: Estações *F-net* que possuem número significante de medidas (diagramas vermelhos) distribuídas na região norte do Japão. A ilha de Hokkaido está localizada na parte superior da imagem, enquanto a porção norte da ilha de Honshu é representada na parte inferior. Os diagramas de rosa representam a distribuição do número de direções rápidas de separação obtidas obtidas em cada estação.

distantes da trincheira, e diferenças, concentradas nas estações mais próximas à trincheira, aos estudos de Nakajima et al. (2006) e Wirth e Long (2010), todos utilizando técnicas para determinação da anisotropia diferentes à desse trabalho.

4.1.2 Região Norte de Honshu

As observações para estações na região norte de Honshu (Figura 4.1), também referida na literatura como porção nordeste do Japão ou região de Tohoku, evidenciam um padrão de anisotropia semelhante ao observado na ilha de Hokkaido. As medidas para estações dispostas ao longo da costa leste, mais próximas à trincheira portanto, mostram uma direção rápida de separação majoritariamente subparalela à trincheira, enquanto as estações situadas ao longo da costa oeste exibem um padrão anisotrópico com direção rápida de separação predominantemente subperpendicular à direção da trincheira. Estudos anteriores também relataram o mesmo comportamento anisotrópico para essa região (Okada et al., 1995; Nakajima et al., 2006; Huang et al., 2011).

4.1.3 Região Central de Honshu

As medidas para estações localizadas na região central da ilha de Honshu (Figura 4.2) não apresentam mais o padrão anisotrópico observado nas regiões mais ao norte. O estudo de Nakajima et al. (2006), apesar de focar na região nordeste do Japão, aponta uma transição de um padrão anisotrópico bem comportado espacialmente em relação à trincheira na região de Tohoku para uma anisotropia sem padrão bem definido conforme nos aproximamos da região central. Long e van der Hilst (2005) descrevem essa região, notadamente nas partes próximas à junção tripla, como possuindo uma morfologia de placa complicada, sendo difícil descrever o comportamento anisotrópico para essa parte do Japão através de um modelo simples. Entretanto, as medidas obtidas nesse trabalho para essa área apresentam coerência para cada estação, com a grande maioria das estações exibindo pelo menos uma direção rápida de separação clara. Além disso, aparentemente há coerência espacial entre as mensurações, com estações próximas apresentando padrões de anisotropia semelhantes, sem variações laterais abruptas.

Estação KZS

Algumas estações na região central de Honshu apresentam duas direções rápidas de separação predominantes, muitas vezes perpendiculares entre si. A estação KZS (em roxo na Figura 4.2), localizada na ilha de Kozushima, ao sul da junção tripla, apresenta esse comportamento anisotrópico em suas medidas. Devido ao padrão atípico exibido pela estação,



Figura 4.2: Estações *F-net* que possuem número significante de medidas (diagramas vermelhos) e as que não possuem (triângulos e Kyushu estão ao centro e à esquerda. O retângulo preto na região central define a área selecionada para investigação usando dados pretos) distribuídas no sul do Japão. A região central de Honshu está à direita e a porção sudoeste de Honshu e as ilhas de Shikoku da rede *Hi-net*. A estação KZS está plotada em roxo e a estação TSA em azul.



Figura 4.3: Direções rápidas de separação obtidas para a estação KZS, localizada na ilha de Kozushima. a) Medidas para eventos com hipocentro localizado ao norte do paralelo 35°N. b) Medidas para eventos com hipocentro localizado ao sul do paralelo 35°N. O eixo angular corresponde aos azimutes das direções obtidas e o eixo radial ao número de medidas em cada intervalo de azimutes.

as direções de anisotropia obtidas foram objeto de investigação e encontrou-se uma aparente relação das direções obtidas com a localização dos eventos sísmicos (Figura 4.3). Para sismos com hipocentro localizado ao norte do paralelo 35°N (latitude aproximada da junção tripla) as medidas de direções rápidas de separação agrupam-se majoritariamente na direção NE-SW (Figura 4.3a), ainda apresentando forte contribuição de medidas de direção NW-SE. Para eventos ocorridos abaixo do paralelo 35°N as medidas de direção agrupam-se predominantemente na direção NW-SE (Figura 4.3b).

Essa relação espacial indica que as ondas cisalhantes dos diferentes grupos de eventos estão imageando regiões distintas da cunha mantélica, com comportamentos anisotrópicos diferentes. A utilização do paralelo 35°N como forma de dividir os grupos de eventos provavelmente não é ideal, e algum outro método de divisão que combine mais de um fator, como a profundidade do evento e a distância para a trincheira, por exemplo, pode resultar numa separação mais evidente dos padrões anisotrópicos.

4.1.4 Região Sudoeste de Honshu / Ilhas de Shikoku e Kyushu

Assim como ocorre na região central, as medidas para estações localizadas na porção sudoeste do Japão (Figura 4.2) não apresentam um padrão anisotrópico bem definido espacialmente na forma como são apresentadas. Novamente, medidas para estações próximas aparentam



Figura 4.4: Direções rápidas de separação obtidas para a estação TSA, localizada na ilha de Shikoku. a) Medidas para eventos com hipocentro localizado ao norte do paralelo 33°N. b) Medidas para eventos com hipocentro localizado ao sul do paralelo 33°N. O eixo angular corresponde aos azimutes das direções obtidas e o eixo radial ao número de medidas em cada intervalo de azimutes.

coerência espacial, exibindo direções rápidas de separação semelhantes, com poucas variações laterais abruptas. Long e van der Hilst (2005) encontraram, para a mesma área, um padrão anisotrópico similar ao encontrado na região norte do Japão, com direção rápida de separação subperpendicular à trincheira nas estações mais distantes desta e subparalela para estações próximas.

Estação TSA

Diversas estações nessa região exibem duas direções rápidas de separação preferenciais. Assim como realizado para a estação KZS, a estação TSA (em azul na Figura 4.2), localizada na ilha de Shikoku, foi selecionada para investigação de uma possível relação das direções obtidas com a localização do evento sísmico (Figura 4.4). Para eventos com hipocentro localizado acima do paralelo 33°N (latitude aproximada da estação TSA) as medidas de direções rápidas de separação agrupam-se majoritariamente na direção NW-SE, subperpendicular à trincheira (Figura 4.4a). Para eventos ocorridos abaixo do paralelo 33°N as medidas de direção agrupam-se predominantemente na direção NE-SW, subparalela à trincheira (Figura 4.4b).



Figura 4.5: Vista ampliada da área demarcada pelo retângulo preto na Figura 4.2. Os diagramas amarelos mostram a distribuição das direções rápidas de separação obtidas para estações da rede *Hi-net* em comparação com as direções obtidas para estação TGA da rede *F-net* (em vermelho).

4.2 Rede *Hi-net*

A mesma técnica de análise automática foi aplicada para estações da rede Hi-net próximas a uma estação da rede F-net (TGA) que possui a maior parte de suas medidas de direção rápida de separação agrupadas em um intervalo estreito de azimutes (Figura 4.5). O propósito é estabelecer uma comparação entre os resultados para as redes, demonstrando a usabilidade da técnica para outras redes sismográficas que não a F-net.

Os resultados mostram que a grande maioria das estações da rede *Hi-net* apresenta uma direção rápida de separação predominante. As medidas para essas estações, em geral, mostram, também, coerência espacial entre si, sem muitas variações laterais abruptas, e entre as estações *Hi-net* e a estação da rede *F-net*. Nota-se, ainda, mudanças consistentes nas direções preferenciais de anisotropia para essa pequena área, sugerindo que há, ao menos nessa região, variações anisotrópicas em pequena escala.

4.3 Interpretação dos Resultados

As ondas produzidas por eventos de profundidade intermediária, como os selecionados para essa análise, propagam-se principalmente na cunha mantélica e na crosta abaixo das estações. Ondas de eventos ocorridos na parte inferior da placa subductada, fenômeno descrito por Hasegawa et al. (1978) também são propagadas ao longo dessa placa. Portanto, esperase que a anisotropia observada seja influenciada pelas anisotropias da cunha mantélica, da crosta e da placa subductada.

A anisotropia crustal no Japão foi objeto do estudo de Kaneshima (1990), reportando que o tempo de atraso não aumenta com uma profundidade focal maior que 15 km, crescendo conforme aumenta-se a profundidade até esse ponto, sugerindo que a anisotropia crustal está restrita à porção superior da crosta, com espessura de 15 a 25 km. Dada a profundidade média dos eventos utilizados no nosso trabalho, cerca de 300 km, com trajetória dos raios sísmicos muitas vezes superando os 500 km de extensão, acredita-se que a contribuição da crosta nas medidas de anisotropia pode ser negligenciada para esse trabalho.

Assim como na crosta, considera-se que existe anisotropia na placa subductada. Entretanto, o estudo de Nakajima e Hasegawa (2004) avaliou a contribuição da anisotropia da placa nas medidas observadas em superfície para eventos locais e concluiu que o tempo de atraso não depende do percurso do raio sísmico no interior da placa. Além disso, a trajetória do raio na placa é muito curta em comparação com a trajetória na cunha mantélica, desse modo a contribuição da anisotropia da placa também pode ser negligenciada.

Os estudos sobre anisotropia realizados na zona de subducção do Japão (Okada et al., 1995; Long e van der Hilst, 2005; Nakajima et al., 2006; Wirth e Long, 2010; Huang et al., 2011) levantam diferentes hipóteses e fatores que contribuem para a existência de anisotropia na cunha mantélica, como a presença de fraturas preenchidas com material fundido. Mas a maioria desses estudos concorda que, provavelmente, o fator com maior contribuição é a existência de CPO dos cristais de olivina, que alinham-se na direção do fluxo mantélico, predominantemente perpendicular às trincheiras devido às correntes de convecção do manto.

Espera-se que com o desenvolvimento de olivinas do "tipo B"em regiões de maior teor de água proveniente da desidratação da placa subductada, geralmente próximo à trincheira, a direção rápida de separação observada deve ser perpendicular ao fluxo mantélico, portanto paralelo à trincheira. Enquanto que com a existência de olivinas do "tipo A", é esperado que observemos uma direção rápida de separação paralela ao fluxo, e perpendicular à trincheira. Wiens et al. (2008) faz um compilado de estudos de anisotropia sísmica em diversas zonas de subducção ao redor do globo, mostrando essa tendência de observações para diversas análises em regiões diferentes, apesar de haver estudos que mostram um comportamento anisotrópico exatamente oposto (e.g., Levin et al. (2004)). As observações para esse trabalho são, de forma geral, condizentes com os estudos anteriores e com o esperado por meio da hipótese de CPO da olivina, sobretudo para a ilha de Hokkaido e região norte de Honshu, área tida como de menor complexidade tectônica e com maior número de estudos sobre anisotropia. As observações para a região central e sudoeste do Japão não apresentam um padrão tão claro. Isso provavelmente ocorre devido à maior complexidade tectônica da área com a existência de fluxos mantélicos que divergem do fluxo convectivo esperado, com a subducção da placa das Filipinas interferindo no fluxo da cunha mantélica associada à placa do Pacífico, possivelmente gerando um fluxo paralelo à trincheira abaixo da subducção da placa das Filipinas e um fluxo toroidal na borda da subducção desta placa (Long e Becker, 2010).

Capítulo 5

Conclusões e Recomendações

A polarização de ondas cisalhantes provocada por anisotropia sísmica foi investigada através de dados de ondas sísmicas com origem em terremotos locais gravados em estações de uma rede sismográfica densa. O objetivo da investigação era testar e validar o método de análise automática baseado na decomposição *wavelet* complexa contínua das formas de onda para mensurar a divisão da onda cisalhante.

Este trabalho teve seu objetivo primário atingido, já que a técnica automatizada mostrase aplicável e eficaz, apresentando resultados coerentes com os de estudos anteriores para a mesma área. Foi possível qualificar a anisotropia sísmica para boa parte do território japonês e dividi-lo em duas grandes áreas com relação ao comportamento anisotrópico:

- Hokkaido e região norte de Honshu: Apresenta padrão anisotrópico bem comportado e de acordo com o previsto por diversos outros estudos na região. Essa área é reconhecida na literatura como sendo de menor complexidade tectônica. As estações mais próximas à zona de subducção apresentam, predominantemente, direções rápidas de separação subparalelas à trincheira enquanto estações mais distantes da zona de subdução exibem direções rápidas de separação subperpendiculares à trincheira.
- Shikoku, Kyushu e região central/sudoeste de Honshu: As medidas de direção rápida de separação nessa região apresentam coerência espacial, com estações próximas apresentando direções predominantes semelhantes. Não há, entretanto, uma relação espacial clara entre a anisotropia observada e a localização das estações em relação à zona de subducção. Um grande número de estações dessa região apresenta mais de uma direção predominante, que, conforme demonstrado, podem ser separadas ao agrupar os resultados de acordo com a localização dos eventos. Essa região é geralmente descrita como de maior complexidade tectônica, com fluxos mantélicos que divergem do fluxo convectivo comum.

A aplicabilidade da técnica para outras redes sismográficas foi testada com um número pequeno de estações da rede Hi-net. O resultado obtido é promissor, com estações exibindo direções preferenciais obtidas claras e coerentes com as medidas para uma estação F-net próxima.

A automatização do método traz um enorme ganho de tempo, com milhares de medidas para ambas as redes *F-net* e *Hi-net* sendo processadas em ordem de horas em um computador comum. Estima-se que apenas a inspeção visual das formas de onda utilizadas nesse trabalho demoraria algumas semanas se executada por apenas uma pessoa.

Em análises futuras pode-se utilizar funcionalidades já implementadas no método para fazer uma seleção das formas de onda, como a análise de similaridade, descrita nesse trabalho, e a razão sinal-ruído. Deve-se, também, considerar o tempo de atraso como uma medida de intensidade da anisotropia, mostrando em mapa, além das direções obtidas, a variação da intensidade ao longo da região.

Como algumas estações mostram claramente mais de uma direção rápida de separação predominante, e como demonstrou-se que essas direções podem ser agrupadas com base na localização dos eventos, sugere-se que, ao invés de plotar os resultados na posição das estações, seja desenvolvida uma malha, com os resultados plotados no interior das células dessa malha. Para cada evento, a posição das medidas seria determinada com base nas posições das estações e do evento e da profundidade deste. Recomenda-se, também, que a direção predominante seja determinada estatisticamente e plotada no interior de cada célula, em substituição aos diagramas polares.

Outras recomendações para trabalhos futuros incluem:

- Utilização da componente vertical do sismograma, rotacionando o plano horizontal, com base no ângulo de incidência vertical previsto, para maximizar a energia associada à onda cisalhante nas formas de onda utilizadas;
- Utilizar, além de eventos locais, eventos telessísmicos, aumentando a área de cobertura e aumentando o número de medidas, com melhor imageamento do manto diretamente abaixo de cada estação, já que as ondas desses eventos tendem a incidir mais verticalmente;
- Investigar a relação entre a anisotropia observada e os dados de frequência das ondas cisalhantes, que já são disponibilizados pelo método;
- Desenvolver uma análise de anisotropia em três dimensões, levando em consideração a profundidade dos eventos, substituindo, assim, o modelo de camada simples;

- Remover a resposta instrumental das formas de onda, melhorando a comparação entre redes sismográficas distintas;
- Aplicar a análise automática a dados outras redes sismográficas, principalmente as densas. Exemplos: restante da *Hi-net* e a rede transportável norte-americana.

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais, Ronaldo e Maria Eulina, por me presentearem com a vida e pela criação bem-sucedida. Aos meus irmãos, Fábio, Felipe, David e Paula, por me ensinarem que a vida não era a porra do meu toddynho gelado, me preparando para enfrentá-la. Às minhas tias, Bernadete e Angela, e aos meus tios, Quinha e Dinho, que sempre estiveram presentes em todas as etapas de meu crescimento, contribuindo ativamente para a formação de minha personalidade. À minha gata, Sinhá, que me ensina constantemente que o amor dói.

Aos meus amigos do Vale, do Monte Carmelo e do Conceição, especialmente à Jeu, Clara, Let, Jão, Paulinho e Rafinha, que me ensinaram a viver em sociedade e por me acompanharem em todas as peripécias da adolescência. À primeira formação da turma do cabide, Dudu, Peu, Mestre Vini, Vic, Ju, Ramón, Everaldinho, Ian e Cainan, e aos demais veteranos que nos acompanhavam, em especial Adevílson e Artur, pelos excelentes regs no início do curso (saudades FAUFBA). Aos demais amigos e colegas de geofísica, especialmente Ítalo, Chang, Lucas Campos, Maia, Ísis, Marina e Elis, pelas resenhas no IC e DA, pelos estudos de véspera bem-sucedidos e por sempre aparecerem com um material de estudo do qual eu não tinha conhecimento. À Dalila por sempre fornecer seus materiais de estudo extremamente organizados, que tanto facilitaram minha trajetória, e por todo o apoio durante o desenvolvimento desse trabalho.

Agradeço à Miaki, Petros, Sunny e demais membros do grupo de sismologia de Harvard, pelo acolhimento e valiosos ensinamentos durante meu período de estágio, que resultou nesse trabalho. À CAPES pelo financiamento desse período. Ao NIED do Japão por fornecer os dados aqui utilizados. Aos professores componentes da banca examinadora, Vilar e Marcos, pela atenção e disponibilidade.

Aos professores que marcaram minha trajetória na Universidade Federal da Bahia: Hélio Messeder, que quase me fez desistir de geofísica no primeiro semestre; Hédison Sato, meu professor em nada menos que quatro disciplinas (cinco com o TCC), que sempre falava de assuntos interessantes em suas aulas, geralmente sem relação com o tópico inicial; e Amin Bassrei, pelas orientações, conversas e conselhos.

Referências

- Backus, G. E. (1962) Long-wave elastic anisotropy produced by horizontal layering, Journal of Geophysical Research, **67**(11):4427–4440.
- Barnes, G. L. (2003) Origins of the japanese islands: The new "big picture", Nichibunken Japan Review, pp. 3–50.
- Bogiatzis, P. e Ishii, M. (2015) Continuous wavelet decomposition algorithms for automatic detection of compressional- and shear-wave arrival times, Bulletin of the Seismological Society of America, 105(3):1628–1641.
- Cervenỳ, V. (1972) Seismic rays and ray intensities in inhomogeneous anisotropic media, Geophysical Journal International, **29**(1):1–13.
- Chattopadhyay, A.; Venkateswarlu, R. L. e Saha, S. (2002) Reflection of quasi-P and quasi-SV waves at the free and rigid boundaries of a fibre-reinforced medium, Sãdhanã, **27**(6):613–630.
- Conceição, E. d. (2011) Estudo sobre operadores acústicos para modelagem sísmica anisotrópica, Dissert. de Mestrado em Eng. Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.
- Cooper, R. e Kohlstedt, D. (1986) Rheology and structure of olivine-basalt partial melts, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **91**(B9):9315–9323.
- Crampin, S. (1994) The fracture criticality of crustal rocks, Geophysical Journal International, 118(2):428–438.
- Crampin, S. e Peacock, S. (2008) A review of the current understanding of seismic shearwave splitting in the Earth's crust and common fallacies in interpretation, Wave Motion, 45(6):675–722.
- Daubechies, I. (1992) Ten Lectures on Wavelets, SIAM, Philadelphia.
- Dziewonski, A. M. e Anderson, D. L. (1981) Preliminary reference Earth model, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 25(4):297–356.

- Estey, L. H. e Douglas, B. J. (1986) Upper mantle anisotropy: a preliminary model, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, **91**(B11):11393–11406.
- Farge, M. (1992) Wavelet transforms and their applications to turbulence, Annual Review of Fluid Mechanics, 24(1):395–458.
- Foufoula-Georgiou, E. e Kumar, P. (2014) Wavelets in geophysics, vol. 4, Academic Press, London.
- Fowler, C. M. R. (2005) The Solid Earth An Introduction to Global Geophysics, Cambridge University Press, New York.
- Garnero, E. (2018) Images relating to seismic anisotropy in Earth's mantle, http://garnero.asu.edu/research_images/images_anisotropy.html, Acessado em 22-nov-2018.
- Hasegawa, A.; Umino, N. e Takagi, A. (1978) Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, Tectonophysics, **47**(1-2):43–58.
- Heil, C. E. e Walnut, D. F. (1989) Continuous and discrete wavelet transforms, SIAM Review, 31(4):628–666.
- Hess, H. (1964) Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, Nature, **203**(4945):629-631.
- Huang, Z.; Zhao, D. e Wang, L. (2011) Seismic heterogeneity and anisotropy of the Honshu arc from the Japan trench to the Japan sea, Geophysical Journal International, 184(3):1428-1444.
- Jung, H. e Karato, S.-i. (2001) Water-induced fabric transitions in olivine, Science, **293**(5534):1460–1463.
- Jung, H.; Mo, W. e Green, H. W. (2009) Upper mantle seismic anisotropy resulting from pressure-induced slip transition in olivine, Nature Geoscience, **2**(1):73-77.
- Kaminski, E. e Ribe, N. (2001) A kinematic model for recrystallization and texture development in olivine polycrystals, Earth and Planetary Science Letters, **189**(3-4):253-267.
- Kaneshima, S. (1990) Origin of crustal anisotropy: shear wave splitting studies in Japan, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 95(B7):11121–11133.
- Karato, S.-i. (2012) Deformation of Earth Materials: An Introduction to the Rheology of Solid Earth, Cambridge University Press, New York.
- Kern, H. (1993) P-and S-wave anisotropy and shear-wave splitting at pressure and temperature in possible mantle rocks and their relation to the rock fabric, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 78(3):245–256.

- Kiser, E. e Ishii, M. (2012) The march 11, 2011 Tohoku-oki earthquake and cascading failure of the plate interface, Geophysical Research Letters, **39**(7).
- Levin, V.; Droznin, D.; Park, J. e Gordeev, E. (2004) Detailed mapping of seismic anisotropy with local shear waves in southeastern Kamchatka, Geophysical Journal International, 158(3):1009–1023.
- Long, M. D. e Becker, T. W. (2010) Mantle dynamics and seismic anisotropy, Earth and Planetary Science Letters, **297**(3):341–354.
- Long, M. D. e van der Hilst, R. D. (2005) Upper mantle anisotropy beneath Japan from shear wave splitting, Physics of the Earth and Planetary Interiors, **151**(3):206-222.
- Long, M. D. e van der Hilst, R. D. (2006) Shear wave splitting from local events beneath the Ryukyu arc: Trench-parallel anisotropy in the mantle wedge, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 155(3-4):300-312.
- Long, M. D. e Silver, P. G. (2009) Shear wave splitting and mantle anisotropy: measurements, interpretations, and new directions, Surveys in Geophysics, **30**(4-5):407-461.
- Mainprice, D. e Silver, P. G. (1993) Interpretation of SKS-waves using samples from the subcontinental lithosphere, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 78(3-4):257– 280.
- Maupin, V. e Park, J. (2015) Theory and observations seismic anisotropy, Treatise on Geophysics, pp. 277–305.
- McCargo, D. (2012) Contemporary Japan, Macmillan International Higher Education, New York.
- Nakajima, J. e Hasegawa, A. (2004) Shear-wave polarization anisotropy and subductioninduced flow in the mantle wedge of northeastern Japan, Earth and Planetary Science Letters, 225(3-4):365–377.
- Nakajima, J.; Shimizu, J.; Hori, S. e Hasegawa, A. (2006) Shear-wave splitting beneath the southwestern Kurile arc and northeastern Japan arc: A new insight into mantle return flow, Geophysical Research Letters, **33**(5).
- Nicolas, A. (1992) Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabbros, Journal of Petrology, **33**(4):891–915.
- Okada, T.; Matsuzawa, T. e Hasegawa, A. (1995) Shear-wave polarization anisotropy beneath the north-eastern part of Honshu, Japan, Geophysical Journal International, **123**(3):781– 797.

- Okada, Y.; Kasahara, K.; Hori, S.; Obara, K.; Sekiguchi, S.; Fujiwara, H. e Yamamoto, A. (2004) Recent progress of seismic observation networks in Japan Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net, Earth, Planets and Space, 56(8):xv-xxviii.
- Savage, M. (1999) Seismic anisotropy and mantle deformation: what have we learned from shear wave splitting?, Reviews of Geophysics, **37**(1):65–106.
- Shearer, P. M. (2009) Introduction to Seismology, Cambridge University Press, New York.
- Stacey, F. D. e Davis, P. M. (2008) Physics of the Earth, Cambridge University Press, New York.
- Taira, A. (2001) Tectonic evolution of the japanese island arc system, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 29(1):109–134.
- Thomsen, L. (2014) Understanding seismic anisotropy in exploration and exploitation, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- Vinnik, L.; Makeyeva, L.; Milev, A. e Usenko, A. Y. (1992) Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle, Geophysical Journal International, 111(3):433-447.
- Wei, D. e Seno, T. (1998) Determination of the amurian plate motion, Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia, **27**:337–346.
- Wenk, H.-R.; Bennett, K.; Canova, G. e Molinari, A. (1991) Modelling plastic deformation of peridotite with the self-consistent theory, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 96(B5):8337-8349.
- Wessel, P. e Smith, W. H. (1995) New version of the generic mapping tools, Eos, Transactions American Geophysical Union, **76**(33):329–329.
- Wiens, D. A.; Conder, J. A. e Faul, U. H. (2008) The seismic structure and dynamics of the mantle wedge, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 36:421–455.
- Wirth, E. e Long, M. D. (2010) Frequency-dependent shear wave splitting beneath the Japan and Izu-bonin subduction zones, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 181(3-4):141–154.
- Zhang, S. e Karato, S.-i. (1995) Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear, Nature, **375**(6534):774.