

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS
ATMOSFÉRICAS

FELIPE PROENÇA CORRAL

Análise da influência da estrutura heterogênea de velocidade do manto em ondas telessísmicas convertidas usadas para imagear a zona de transição.

DISSERTAÇÃO

Curso de mestrado em Geofísica

São Paulo

2024

FELIPE PROENÇA CORRAL

Análise da influência da estrutura heterogênea de velocidade do manto em ondas telessísmicas convertidas usadas para imagear a zona de transição.

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

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Área de Concentração: Sismologia

Orientador: Prof. Dr. Orientador Carlos A. M. Chaves

Coorientador: Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França

São Paulo

2024

*Dedico este trabalho às pessoas que amam e lutam pelas ciências e sua
continuidade.*

Agradecimentos

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), processo nº 2022/05766-0, pelo financiamento do projeto de pesquisa, possibilitando a produção desta dissertação;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - pelo apoio no presente – Código de Financiamento 001;

Ao HPC-STI da Universidade de São Paulo (<https://hpc.usp.br/>) pelo suporte e tempo computacional fornecido no supercomputador AGUIA;

Ao meu orientador, Prof. Carlos A. M. Chaves, e ao meu coorientador, Prof. Dr. George Sand Leão Araújo de França, que tiveram a paciência e a dedicação de me orientar ao longo do período do mestrado pelos mais diversos desafios enfrentados;

À minha esposa, mãe, ao meu pai e meu irmão que me apoiaram e incentivaram no decorrer desse mestrado, que por muitas vezes acreditaram mais em mim do que eu mesmo;

Aos meus amigos e colegas: Artemísia Renata Porto, Júlia Massucato Silva, Murilo da Costa Cruz e Jose Alexandre Araujo Nogueira que foram ótimos amigos e me incentivaram e auxiliaram nos altos e baixos ao longo destes anos de mestrado.

¹ Esta dissertação foi escrita em \LaTeX com a classe IAGTESE, para teses e dissertações do IAG.

Resumo

Este trabalho de mestrado teve como foco analisar a influência das heterogeneidades presentes no manto sobre o tempo de percurso de ondas convertidas de P para S nas descontinuidades de 410 km e 660 km, que delimitam a zona de transição do manto (ZTM). Essa região é marcada por mudanças de fase no mineral olivina, o principal componente do manto, e desempenha um papel crucial na convecção mantélica. Compreender a estrutura da ZTM pode fornecer informações significativas sobre o padrão de convecção predominante no manto terrestre, um tema ainda em aberto na Geodinâmica. As ondas P e suas conversões nas descontinuidades de 410 km e 660 km, $P410s$ e $P660s$, são amplamente utilizadas para determinar variações na topografia dessas descontinuidades, especialmente em estudos regionais. Para tal propósito, utilizou-se sismogramas sintéticos obtidos pelo método do elemento espectral com o modelo PREM e com 2 modelos de tomografia sísmica global 3D de ondas P e S , recentes, para 12 eventos distribuídos em forma espiral a partir das coordenadas $-100^\circ E$ e $40^\circ N$ e registrados por 1848 estações sísmicas virtuais, com espaçamento entre si de 1° , localizadas nos Estados Unidos. Com tal experimento, foi possível mapear variações de tempo de percurso da diferença entre as fases $P410s-P$ e $P660s-P$ e analisar como simplificações teóricas afetam a estimativa das topografias nas descontinuidades da ZTM. Além disso, para verificar a resolvibilidade das variações laterais da topografia das descontinuidades do manto usando o método de Função do Receptor, a malha de elementos espectrais do SPECFEM3D_GLOBE foi distorcida, possibilitando analisar como as variações harmônicas na topografia, de diferentes comprimentos de

onda, são recuperadas. Ao utilizar a técnica de empilhamento com ponto de conversão comum, do inglês *Common Conversion Point* (CCP), para somar os sismogramas de função do receptor com o intuito de elevar a amplitude das fases *P410s* e *P660s*, os resultados revelaram que a estrutura heterogênea de velocidade do manto pode gerar valores de topografia comparáveis aos observados na literatura. Portanto, é crucial que o processo de correção de sobretempo (*moveout correction*) leve em consideração os tempos de propagação das fases *P*, *P410s* e *P660s* calculados com modelos de tomografia sísmica 3D. No entanto, observou-se que as correções de tempo efetuadas com base na teoria do raio são inadequadas para estimar a influência da estrutura heterogênea de velocidade do manto, podendo introduzir artefatos de curto comprimento de onda (< 200 km) nos mapas de topografia da ZTM, com amplitudes que podem exceder 10 km, os quais acabam sendo interpretados erroneamente como estrutura real. Durante as análises, constatou-se que, embora o processo de correção de tempo deva ser realizado com modelos de tomografia sísmica, tal procedimento não é robusto, ou seja, o uso de diferentes modelos leva a resultados distintos, afetando, assim, a estimativa final das topografias. Por fim, verificou-se que o método de função do receptor é sensível à detecção de variações na topografia da ZTM, mas a precisão da recuperação dessas feições em profundidade depende significativamente do tamanho do *bin* usado para selecionar os pontos de conversão em profundidade para o empilhamento. Para o arranjo de estações e a distribuição de eventos utilizados no experimento, constatou-se que somente variações laterais de topografia com comprimento de onda superior a aproximadamente 111 km e amplitude superior a aproximadamente 5 km podem ser recuperadas com relativa precisão. Portanto, recomenda-se cautela na interpretação de mapas de topografia da ZTM com feições de curto comprimento que possuam um espaçamento entre estações maior do que o utilizado em nosso experimento e que não leve em consideração correções de tempo efetuadas com modelos de tomografia sísmica.

Palavras Chaves: Sismologia. Função do Receptor. Zona de Transição do Manto. Método dos Elementos Espectrais. Teoria do Raio. Efeitos de Frequência-Finita. Descontinuidades do Manto. Tomografia Sísmica.

Abstract

In this master's dissertation, we focus on analyzing the influence of mantle heterogeneities on the traveltimes of P -to- S wave conversions at the 410 km and 660 km discontinuities, which delineate the mantle transition zone (MTZ). This region is characterized by phase changes in the mineral olivine, the main component of the mantle, and plays a crucial role in mantle convection. Understanding the structure of the MTZ can provide significant constraints on the predominant convection pattern in the Earth's mantle, a topic still open in geodynamics. P -waves and their conversions at the 410 km and 660 km discontinuities, $P410s$ and $P660s$, are widely used to determine topography variations of these discontinuities, especially in regional studies. Here, we obtain spectral-element method waveforms using the PREM model and recent 3D global seismic tomography models of P and S waves for 12 events distributed in a spiral shape from coordinates $-100^\circ E$ and $40^\circ N$, which are recorded by 1848 virtual seismic stations, spaced 1° apart, located in the United States. With this experiment, we map traveltime variations between the $P410s$ - P and $P660s$ - P phases and analyze how theoretical simplifications affect the estimation of the topography of the MTZ discontinuities. Additionally, we verify the resolvability of lateral variations in mantle discontinuity topography using the receiver function method, by distorting the spectral element mesh of SPEC-FEM3D-GLOBE, allowing the analysis of how harmonic variations in topography, of different wavelengths, are recovered. Using the Common Conversion Point (CCP) stacking technique to sum the receiver function seismograms to enhance the amplitudes of the $P410s$ and $P660s$ phases, our results reveal that the

heterogeneous mantle velocity structure can produce topography values comparable to those observed in the literature, i.e., as high as 15 km. Therefore, the moveout correction process must take into account the P , $P410s$, and $P660s$ traveltimes calculations from 3D seismic tomography models. However, we observe that time corrections based on ray theory are inadequate to estimate the influence of the heterogeneous mantle velocity structure, potentially introducing short-wavelength artifacts (< 200 km) in the MTZ topography maps, with amplitudes that may exceed 10 km, which could be erroneously interpreted as real structures. During the analysis, we find that although the time correction process should be performed with seismic tomography models, this procedure is not robust, meaning that the use of different models leads to different results, thus affecting the final estimation of topographies. Finally, we verify that the receiver function method is sensitive to detecting variations in MTZ topography, but the accuracy of recovering these features in-depth significantly depends on the bin size used to select depth conversion points for stacking. For the station array and event distribution used in the experiment, we find that only lateral topographic variations with wavelengths longer than approximately 111 km and amplitudes greater than approximately 5 km can be accurately recovered. Therefore, caution is recommended in interpreting MTZ topography maps with short-wavelength features that have a station spacing larger than that used in our experiment and do not take into account traveltime corrections performed with 3D seismic tomography models.

Keywords: Seismology. Receiver Function. Mantle Transition Zone. Spectral Element Method. Finite-Frequency Effects. Mantle Discontinuities. Seismic Tomography.

Sumário

1. Fundamentos teóricos	28
1.1 Região de estudo	28
1.2 Motivação e Objetivos	31
1.2.1 O trabalho de <i>Deng & Zhou, 2015</i>	33
1.2.2 Objetivos do trabalho	35
2. Metodologia	39
2.1 O método dos elementos espectrais na resolução da equação de movimento	39
2.1.1 Cálculo de sismogramas sintéticos utilizando o método do ele- mento espectral	50
2.2 Rotação das componentes dos sismogramas	54
2.3 Função do Receptor de onda P	57
2.4 Empilhamento das formas de onda e estimativa das anomalias de tempo de percurso	61
2.4.1 Correção de <i>moveout</i>	61
2.4.2 Empilhamento com CCP (<i>Common-Conversion-Point</i>)	63
3. Resultados	68
3.1 Imageamento de topografias na Zona de Transição do Manto adicionadas ao modelo PREM5C	69
3.1.1 Imageamento de topografias na ZTM	71

3.1.1.1	Topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada à descontinuidade de 410 km	72
3.1.1.2	Topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada à descontinuidade de 660 km	76
3.1.1.3	Topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada às descontinuidades da ZTM	80
3.1.2	Resolvibilidade de topografia de curto comprimento de onda	84
3.1.3	Imageamento da variação de amplitude das topografias das descontinuidades da ZTM	87
3.1.4	Rotação ZRT x LQT	91
3.2	Influência da estrutura heterogênea de velocidade dos modelos P12, S40RTS e TX2015 sobre a onda P e suas conversões para onda S nas descontinuidades de 410 km e 660 km	96
3.2.1	Estrutura de velocidade de onda P conhecida	104
3.2.2	Estrutura de velocidade de onda S conhecida	106
3.2.3	Avaliando correções de sobretempo em modelos com estrutura de velocidade e topografia adicionadas às descontinuidades da ZTM	108
4.	<i>Discussão</i>	117
4.1	Os modelos PREM e PREM5C e a influência da adição de topografia às descontinuidades da ZTM sobre o tempo das fases P , $P410s$ e $P660s$	117
4.2	Os modelos S40RTS, TX2015 e P12 e a influência das heterogeneidades do manto sobre o tempo das ondas P , $P410s$ e $P660s$	123
4.3	A influência conjunta das heterogeneidades do manto e das topografias na ZTM sobre o tempo das ondas P , $P410s$ e $P660s$	125
5.	<i>Conclusões</i>	127
	<i>Referências</i>	130

<i>Apêndice</i>	I
<i>A. Resultados adicionais</i>	III
A.1 Imagemamento de topografias na Zona de Transição do Manto adicionadas ao modelo PREM5C	IV
A.1.1 Imagemamento de topografias na ZTM	IV
A.1.1.1 Topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ adicionada à descontinuidade de 410 km	IV
A.1.1.2 Topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ adicionada à descontinuidade de 660 km	VII
A.1.1.3 Topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ adicionada às descontinuidades da ZTM	X
A.1.1.4 Topografia de $8^\circ \times 8^\circ$ adicionada às descontinuidades da ZTM	XIII
A.1.1.5 Topografia de $11^\circ \times 11^\circ$ adicionada às descontinuidades da ZTM	XVI
A.2 Influência da estrutura heterogênea de velocidade dos modelos P12, S40RTS e TX2015 sobre a onda P e suas conversões para onda S nas descontinuidades de 410 km e 660 km	XIX
A.2.1 Estrutura de velocidade de onda P e onda S conhecida	XX
A.2.2 Estrutura de velocidade de onda P e onda S desconhecida	XXIV

Lista de Figuras

1.1	Transformações de fases minerais no Manto.	29
1.2	Exemplo retirado de Jenkins et al. (2016) de uma função do receptor e o percurso da onda.	31
1.3	Relação entre a curva de Clapeyron e espessura da Zona de Transição. .	32
1.4	Exemplo de Deng & Zhou (2015) de como é necessário correções para recuperação de topografia das descontinuidades da MTZ	34
1.5	Comparação de diversos modelos de tomografia sísmica de onda S no manto superior.	37
1.6	Exemplo ilustrativa de como as descontinuidades foram distorcidas no trabalho.	38
2.1	Exemplo de uma malha.	44
2.2	Figura apresentando as topografias harmônicas aplicadas nas descontinuidades da ZTM e a disposição da rede sismográfica e eventos sintéticos	53
2.3	Esquema apresentando particionamento de ondas para fins de imageamento, tanto os eixos de projeção quanto os exemplos sintéticos de suas RFs.	56
2.4	Exemplo de correção de <i>moveout</i> para a fase $P400s$	62
2.5	Exemplo de correção de <i>moveout</i> para a fase $P670s$	62
2.6	Figura esquemática apresentando uma o funcionamento da janela CCP e sua movimentação em uma rede sismológica fictícia, que não a mesma utilizada neste trabalho.	64

2.7	Esquema didático apresentando o diâmetro aproximado de um perfil RF das ondas Pds , assim como a montagem de um pseudo perfil 2D.	66
3.1	Fluxograma do pré-processamento e do processamento aplicado aos sismogramas simulados.	69
3.2	Comparação entre as secções horizontais das descontinuidades da ZTM obtidos do modelo PREM e do modelo PREMSC.	71
3.3	Comparação entre os perfis CCP obtidos para o modelo PREM e PREMSC.	71
3.4	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes raios para empilhamento com CCP dos dados usando o modelo PREMSC com topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada à descontinuidade de 410 km.	73
3.5	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usam <i>bins</i> de diferentes tamanho de raios para o modelo com topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ na descontinuidade de 410 km adicionada ao modelo PREMSC.	74
3.6	Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $2^\circ \times 2^\circ$ de entrada e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 410 km com <i>bins</i> de diferentes raios	75
3.7	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes raios para empilhamento com CCP dos dados usando o modelo PREMSC com topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada à descontinuidade de 660 km.	77
3.8	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usam <i>bins</i> de diferentes tamanho de raios para o modelo com topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ na descontinuidade de 660 km adicionada ao modelo PREMSC.	78
3.9	Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $2^\circ \times 2^\circ$ de entrada e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 660 km com <i>bins</i> de diferentes raios	79

3.10	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes raios para empilhamento com CCP dos dados usando o modelo PREM5C com topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada às descontinuidades de 410 km e 660 km.	81
3.11	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usam <i>bins</i> de diferentes tamanho de raios para o modelo com topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ nas descontinuidades de 410 km e 660 km adicionadas ao modelo PREM5C.	82
3.12	Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $2^\circ \times 2^\circ$ de entrada e o estimado com o método da FR para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com <i>bins</i> de diferentes raios	83
3.13	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes raios para empilhamento com CCP dos dados usando o modelo PREM5C com topografia harmônica de $1^\circ \times 1^\circ$ adicionada às descontinuidades de 410 km e 660 km.	85
3.14	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usam <i>bins</i> de diferentes tamanho de raios para o modelo com topografia de $1^\circ \times 1^\circ$ na descontinuidade de 660 km adicionada ao modelo PREM5C.	86
3.15	Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $1^\circ \times 1^\circ$ de entrada e o estimado com o método da FR para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com <i>bins</i> de diferentes raios	87
3.16	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com <i>bins</i> de raio de 1° para empilhamento com CCP dos dados usando o modelo PREM5C com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ e amplitudes de 2 km, 5 km, 10 km e 15 km, respectivamente, adicionada às descontinuidades de 410 km e 660 km.	89

3.17	Comparação entre os resultados obtidos com empilhamento com CCP para o modelo PREMSC com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ e amplitude de 2, 5, 10 e 15 km, adicionada às descontinuidades de 410 e 660 km.	90
3.18	Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $5^\circ \times 5^\circ$ de entrada, com amplitudes de 2 km, 5 km, 10 km e 15 km, e o estimado com o método da FR para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com <i>bins</i> de diferentes raios	91
3.19	Comparação entre os resultados obtidos usando a rotação para o sistema ZRT e o sistema LQT ao adicionarmos topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ às descontinuidades da ZTM	93
3.20	Comparação entre os resultados obtidos usando a rotação para o sistema LQT, para diferentes valores de velocidade da onda <i>P</i> próximo à superfície, ao adicionarmos topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ às descontinuidades da ZTM	94
3.21	Comparação entre os resultados obtidos usando a rotação para o sistema LQT, para valores extremos de velocidade da onda <i>P</i> próximo à superfície, ao adicionarmos topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ às descontinuidades da ZTM	95
3.22	Modelos de tomografia global centradas nos Estados Unidos	99
3.23	Modelos de tomografia para os Estados Unidos	100
3.24	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS, TX2015 e P12, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir do modelo PREMSC	101
3.25	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS, TX2015 e P12 adicionadas ao modelo PREMSC	102

3.26	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS, TX2015 e P12, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir do modelo PREM5C e a partir dos modelos S40RTS, TX2015 e P12	103
3.27	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Correção de <i>moveout</i> aplicada com tempos estimados para a partir dos modelos: S40RTS, P12, SP12RTS e TX2015.	104
3.28	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12 e TX2015	105
3.29	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS e TX2015	105
3.30	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos SP12RTS-P e S40RTS	107
3.31	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, SP12RTS-P e S40RTS	107

3.32	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREM5C, P12 e S40RTS	109
3.33	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREM5C, P12 e S40RTS	109
3.34	Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado, com o método da FR, para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREM5C, P12 e S40RTS	110
3.35	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	111
3.36	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	112

3.37	Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMSC, e o estimado, com o método da FR, para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	112
3.38	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMSC, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS e TX2015.	113
3.39	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMSC, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS e TX2015.	114
3.40	Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMSC, e o estimado, com o método da FR, para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS e TX2015.	114
3.41	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMSC, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, SP12RTS-P e S40RTS.	115

3.42	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, SP12RTS-P e S40RTS.	116
3.43	Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado, com o método da FR, para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, SP12RTS-P e S40RTS.	116
4.1	Função do receptor obtida para a estação N0931 do nosso arranjo virtual.	118
4.2	Sismogramas das fases <i>P410s</i> e <i>P660s</i> , nas componentes Z, R e T, registrados na estação N1010, a partir do evento 010100X.	121
A.1	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes raios para empilhamento com CCP dos dados usando o modelo PREM5C com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ adicionada à descontinuidade de 410 km.	IV
A.2	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usam <i>bins</i> de diferentes tamanho de raios para o modelo com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ na descontinuidade de 410 km adicionada ao modelo PREM5C.	V
A.3	Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $5^\circ \times 5^\circ$ de entrada e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 410 km com <i>bins</i> de diferentes raios	VI

A.4	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes raios para empilhamento com CCP dos dados usando o modelo PREM5C com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ adicionada à descontinuidade de 660 km.	VII
A.5	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usam <i>bins</i> de diferentes tamanho de raios para o modelo com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ na descontinuidade de 660 km adicionada ao modelo PREM5C.	VIII
A.6	Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $5^\circ \times 5^\circ$ de entrada e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 660 km com <i>bins</i> de diferentes raios	IX
A.7	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes raios para empilhamento com CCP dos dados usando o modelo PREM5C com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ adicionada às descontinuidades de 410 km e 660 km.	X
A.8	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usam <i>bins</i> de diferentes tamanho de raios para o modelo com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ nas descontinuidades de 410 km e 660 km adicionadas ao modelo PREM5C.	XI
A.9	Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $5^\circ \times 5^\circ$ de entrada e o estimado com o método da FR para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com <i>bins</i> de diferentes raios	XII
A.10	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes raios para empilhamento com CCP dos dados usando o modelo PREM5C com topografia harmônica de $8^\circ \times 8^\circ$ adicionada às descontinuidades de 410 km e 660 km.	XIII
A.11	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usam <i>bins</i> de diferentes tamanho de raios para o modelo com topografia de $8^\circ \times 8^\circ$ nas descontinuidades de 410 km e 660 km adicionadas ao modelo PREM5C.	XIV

A.12	Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $8^\circ \times 8^\circ$ de entrada e o estimado com o método da FR para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com <i>bins</i> de diferentes raios	XV
A.13	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes raios para empilhamento com CCP dos dados usando o modelo PREM5C com topografia harmônica de $11^\circ \times 11^\circ$ adicionada às descontinuidades de 410 km e 660 km.	XVI
A.14	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usam <i>bins</i> de diferentes tamanho de raios para o modelo com topografia de $11^\circ \times 11^\circ$ nas descontinuidades de 410 km e 660 km adicionadas ao modelo PREM5C.	XVII
A.15	Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $11^\circ \times 11^\circ$ de entrada e o estimado com o método da FR para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com <i>bins</i> de diferentes raios	XVIII
A.16	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS, TX2015 e P12, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir do modelo PREM5C e a partir dos modelos S40RTS, TX2015 e P12	XIX
A.17	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREM5C, P12 e S40RTS	XX

A.18	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de 2° × 2° (na descontinuidade de 410 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMSC, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREMSC, P12 e S40RTS	XX
A.19	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de 2° × 2° (na descontinuidade de 660 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMSC, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREMSC, P12 e S40RTS	XXI
A.20	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de 2° × 2° (na descontinuidade de 660 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMSC, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREMSC, P12 e S40RTS	XXI
A.21	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de 5° × 5° (na descontinuidade de 410 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMSC, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREMSC, P12 e S40RTS	XXII
A.22	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de 5° × 5° (na descontinuidade de 410 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMSC, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREMSC, P12 e S40RTS	XXII

A.23	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREM5C, P12 e S40RTS	XXIII
A.24	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREM5C, P12 e S40RTS	XXIII
A.25	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	XXIV
A.26	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	XXIV
A.27	Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado, com o método da FR, para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	XXV

A.28 Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>move-out</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	XXV
A.29 Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	XXVI
A.30 Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado, com o método da FR, para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	XXVI
A.31 Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>move-out</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	XXVII
A.32 Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	XXVII

A.33	Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	XXVIII
A.34	Comparação entre perfis CCP pseudo-2D obtidos a partir de empilhamentos com CCP que usa <i>bins</i> de raio de 1° para as simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	XXVIII
A.35	Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado, com o método da FR, para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com correção de <i>moveout</i> utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12, S40RTS, SP12RTS-P e TX2015.	XXIX

Lista de Tabelas

- 4.1 Tabela apresentando os valores máximos e mínimos da topografia das descontinuidades de 410 km e 660 km, obtidos a partir do empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para o modelo com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$, adicionada às descontinuidades da ZTM, com amplitude de: 2 km, 5 km, 10 km e 15 km. 122
- 4.2 Tabela apresentando os valores máximos e mínimos da topografia das descontinuidades de 410 km e 660 km, obtidos a partir do empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° (exceto o modelo ZTM $1^\circ \times 1^\circ$, para o qual o empilhamento com CCP foi realizado com *bins* de raio de $0,5^\circ$). Todos os modelos aqui utilizam topografia com 15 km de amplitude. . . 122

4.3	Tabela apresentando os valores máximos e mínimos da topografia das descontinuidades de 410 km e 660 km, obtidos a partir do empilhamento com CCP com <i>bins</i> de raio de 1° , para o modelo com variação lateral de topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ e os modelos de velocidades P12 e S40RTS adiciona- dos ao modelo PREM5C. Na primeira linha da Tabela, são apresentados os valores com correções de sobretempo realizadas com tempos estima- dos a partir do modelo PREM5C. Na segunda, os valores de topografia são obtidos com correções de sobretempo que utilizam os mesmos modelo de velocidade usados na simulação: P12 e S40RTS. Na terceira linha, os modelos de correção são o P12 e o TX2015. Na quarta, os modelos de correção são o SP12RTS e o S40RTS. Na quinta, os modelos SP12RTS e TX2015 são os utilizados na correção.	126
-----	--	-----

Fundamentos teóricos

Elumalai et al. (2020)

1.1 Região de estudo

Devido a diversos estudos em Geociências que usaram métodos Geofísicos e Geoquímicos, hoje conhecemos e compreendemos melhor o interior do planeta Terra, em especial, como é a sua disposição em camadas. Do ponto de vista Geoquímico, o interior da Terra pode ser dividido, basicamente, em três camadas: crosta, manto e núcleo (externo e interno). Segundo Fowler (2013), a análise geoquímica revela que as rochas que constituem o manto têm como principal componente uma mistura de mineral olivina forsterítica e faialítica ($(Mg, Fe)_2SiO_4$), e também apresenta em sua mistura ortopiroxênio, enstatita e ferrossilita ($(Mg, Fe)SiO_3$) e clinopiroxênio ($Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$). A partir de experimentos em laboratório, foi notado que, com o aumento de pressão em profundidade, tais minerais, em especial a olivina, sofrem transformações de fase (e.g., Birch, 1952; Ringwood, 1962; Clark Jr. & Ringwood, 1964; Ringwood, 1991). No interior da Terra, predições da física de minerais indicam que essas transformações ocorreriam entre as profundidades de 410 km e 660 km, coincidindo com variações abruptas observada na velocidade de propagação de ondas sísmicas que também ocorrem nessas profundidades (e.g., Bina & Helffrich, 1994). Assim, em 410 km, a olivina se transformaria em Wadsleyita; em 520 km, a Wadsleyita se transformaria em Ringwoodita; por fim, em 660 km, a Ringwoodita então se transformaria em Perovskita e em Mag-

nesiowustita. Outros minerais presentes no manto também sofrem transformações de fase, as quais são apresentadas na Figura 1.1. As mudanças no arranjo cristalino desses minerais levam ao aumento na densidade da rocha e, conseqüentemente, na velocidade de propagação de ondas sísmicas (Deuss, 2009). As mudanças mais marcantes ocorrem nas profundidades de 410 km e 660 km, aproximadamente. Essas profundidades marcam o que é conhecido como Zona de Transição de Manto (ZTM).

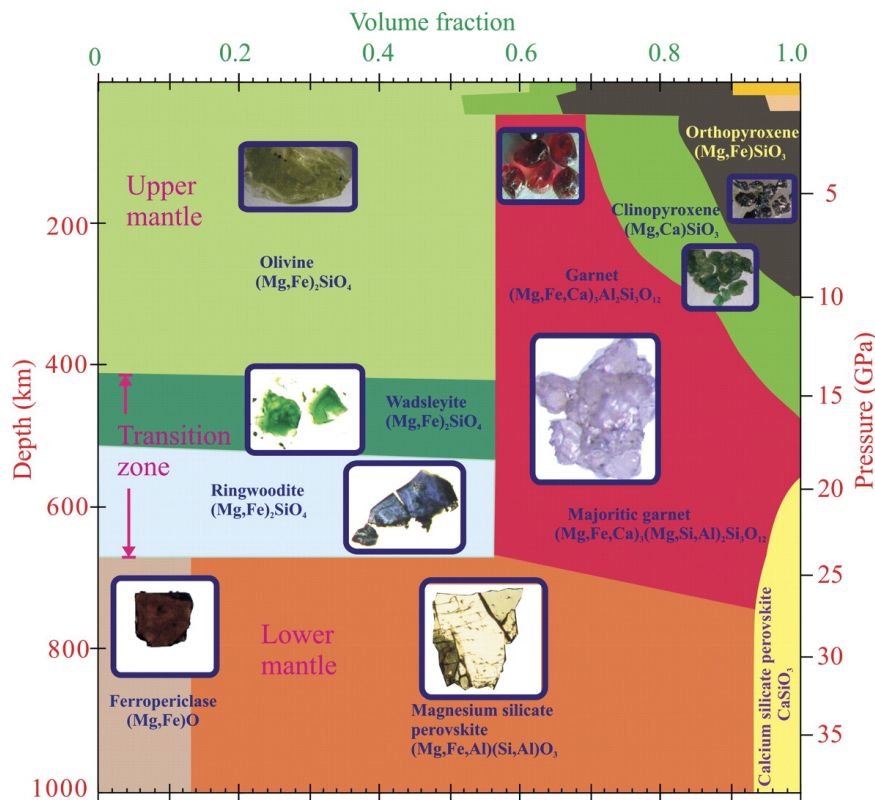


Figura 1.1: Frações volumétricas de minerais para os primeiros 1000 km do manto formado por piroxenito. As regiões em laranja e rosa no canto superior direito indicam as estabilidades do feldspato e do espinélio, respectivamente (Ringwood (1991); Stixrude & Lithgow-Bertelloni (2005)). Cinco imagens inseridas mostram minerais recuperados a partir de experimentos de alta pressão e alta temperatura, onde o campo de visão é tipicamente $\approx 0,2$ mm. As fotografias de olivina, granada e piroxênio são de amostras naturais de xenólitos de peridotito. Retirado de Frost (2008).

A topografia das discontinuidades no manto é geralmente estimada por métodos sismológicos, dentre os quais se destacam o da análise das precursoras das fases *PP* e *SS* (e.g., Flanagan & Shearer, 1998; Deuss & Woodhouse, 2002; Gu et al., 2003; Deuss et al., 2006; Ritsema et al., 2009) e o método da Função do Receptor, o qual

é mais utilizado em estudos regionais (e.g., Heit et al., 2007; Schmandt et al., 2012; Schmandt, 2012; Heit et al., 2007; Schmandt et al., 2012; Bonatto et al., 2013; Heit et al., 2007; Schmandt et al., 2012; Gao & Liu, 2014; Zhang & Schmandt, 2019; van Stiphout et al., 2019). O método da Função do Receptor (FR) foi proposto no fim dos anos 70 (Clayton & Wiggins, 1976; Langston, 1977; Langston, 1979), sendo hoje amplamente utilizado em estudos de sismologia para fins de imageamento de descontinuidades em subsuperfície, tal como a variação da profundidade da descontinuidade de Mohorovičić, as descontinuidades que delimitam a ZTM, entre outras. Para obtermos a FR relacionada a um evento, é necessário aplicarmos o processo de deconvolução entre sismogramas rotacionados. A rotação de sismogramas em outras direções nos ajuda a isolar a energia de interesse e na identificação da fase convertida em uma determinada profundidade, como mostrado na Figura 1.2. É possível tanto isolar o sinal da conversão de uma onda P em S quanto o oposto. Após a aplicação do processo de rotação dos sismogramas com registros das componentes horizontais de um sensor para as componentes radial e transversal, por exemplo, podemos realizar o processo de deconvolução da componente radial pela vertical. Os métodos de imageamento baseados nas FR medem, então, a diferença entre o tempo de percurso de uma fase principal incidente transmitida e sua respectiva conversão em uma descontinuidade. Essa diferença de tempo pode ser transformada em profundidade e nos permite estimar o ponto no interior da Terra no qual a conversão ocorreu (Figura 1.2). Os valores de referência das descontinuidades que delimitam a ZTM variam conforme o modelo de velocidade. Por exemplo, em relação ao modelo PREM (*Preliminary Reference Earth Model*), derivado por Dziewonski & Anderson (1981), essas descontinuidades estão estimadas nas profundidades de 400 km e 670 km, respectivamente. Já no modelo AK135, de Kennett et al. (1995), as descontinuidades que marcam o topo e a base da ZTM ocorrem a 410 km e a 660 km de profundidade, respectivamente. Ao passar por uma descontinuidade, a onda P , por exemplo, tem parte de sua energia convertida em onda S , com a nova fase ganhando a denominação de Pds , sendo d a descontinuidade onde ocorreu a conversão. Essa nova fase chega na cauda da onda P e apresenta baixa amplitude, geralmente no mesmo nível do ruído registrado no sismograma. Assim, para aumentar a razão sinal

ruído das ondas convertidas, combinam-se registros de múltiplas fontes, deslocando-os no tempo (*moveout correction*), conforme a vagarosidade da onda e uma posição de referência, para que eles possam ser somados de maneira coerente. Essa soma, chamada de empilhamento, pode ser realizada considerando-se, por exemplo, pontos de conversão comum (CCP) das funções do receptor e assume que a estrutura de velocidade seja conhecida, sendo realizada com o propósito de aumentar a razão sinal-ruído através da diminuição da influência de ruídos aleatórios e do aumento da importância dos sinais coerentes. A partir da diferença de tempo entre a onda transmitida e a convertida determinada pós-empilhamento, estima-se a profundidade da descontinuidade. No entanto, tanto a onda da fase principal quanto sua conversão sofrem a influência da estrutura heterogênea de velocidade localizada no percurso de propagação dessas ondas. Dessa forma, para mapear a profundidade das descontinuidades entre 410 km e 660 km de maneira mais precisa, correções sobre o tempo de propagação da onda direta e da onda convertida, devido às anomalias de velocidade no manto e na crosta, são necessárias.

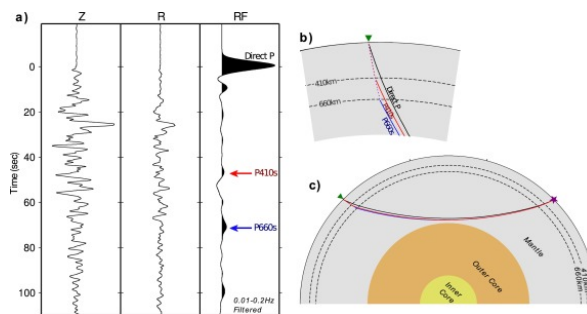


Figura 1.2: (a) Traços sísmicos nas componentes: vertical (Z), radial (R) e a Função receptor (RF), a qual apresenta as marcações das chegadas das ondas P , em preto, $P410s$, em vermelho, e da $P660s$, em azul. (b) Perfil exemplificando o percurso das ondas P , $P410s$ e $P660s$ até o receptor. (c) Secção transversal do globo mostrando das ondas da fonte até o receptor. Retirado de Jenkins et al. (2016).

1.2 Motivação e Objetivos

Como as descontinuidades de 410 km e 660 km são originadas por mudanças de fases minerais causadas pelo aumento da pressão com a profundidade, a presença de topografias nessas descontinuidades, ou seja, um soerguimento ou uma depressão em

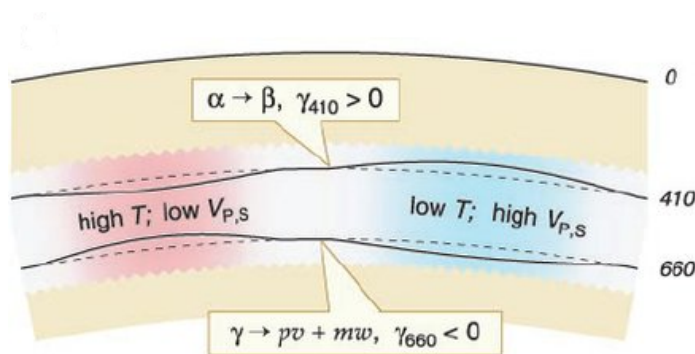


Figura 1.3: Representação esquemática da zona de transição em um manto dominado por olivina. As transformações de fase $\alpha \rightarrow \beta$ e $\gamma \rightarrow pv + mw$ dão origem às descontinuidades de 410 km e 660 km, respectivamente, e os declives efetivos de Clapeyron γ_{410} e γ_{660} têm sinais opostos. Na ausência de variações laterais na composição, temperaturas relativamente baixas (T) causam o espessamento da Zona de Transição (ZT) e o aumento das velocidades sísmicas (V_P , V_S); altas temperaturas causam o afinamento da ZT e a diminuição de V_P e V_S . Adaptado de Lebedev et al. (2002)

relação ao valor de referência podem fornecer vínculos importantes sobre o estado térmico do manto, já que, com equação de Clapeyron, podemos relacionar mudanças de pressão em relação à variação de temperatura. Em 410 km, na mudança de fase sólido-sólido da olivina para a Wadsleyita, ocorre uma reação exotérmica (e.g., Katsura & Ito, 1989), ou seja, há liberação de calor no processo e a derivada da pressão em relação à temperatura possui valor positivo. Em 660 km, como a mudança da Ringwoodita para Perovskita e Magnesiowustita é endotérmica (Ringwood, 1970; Katsura & Ito, 1989), ou seja, como o calor é absorvido no processo, a derivada da pressão em relação à temperatura possui valor negativo. Como a equação de Clapeyron possui sinais opostos nas descontinuidades de 410 km e 660 km (e.g., Katsura & Ito, 1989; Bina & Helffrich, 1994, Bina, 2003), o mapeamento de suas topografias pode servir como uma espécie de “termômetro” do manto (veja a Figura 1.3), pois correlacionaria zonas de baixa velocidade com uma maior temperatura, representado por uma depressão na descontinuidade de 410 km e um soerguimento para a de 660 km e vice-versa para uma região de altas velocidades sísmicas.

1.2.1 O trabalho de Deng & Zhou, 2015

Utilizando o método do elemento espectral para simular a propagação de ondas no interior da Terra com o SPECFEM3D_GLOBE (Komatitsch & Tromp, 2002; Komatitsch et al., 2002), para um estudo sobre a resolução do imageamento das descontinuidades de 410 km e 660 km pelo método de Função do Receptor, Deng & Zhou (2015) mostram que a estrutura de velocidade 3-D no manto superior pode influenciar de maneira significativa a propagação da onda P e de sua conversão em profundidade. Nos testes realizados, utilizando o modelo de tomografia S20RTS de Ritsema et al. (1999) (Figuras 1.4.a e 1.4.b), Deng & Zhou (2015) evidenciam a necessidade de aplicação de correções de velocidade às fases analisadas para que artefatos não sejam gerados no imageamento da topografia das descontinuidades (Figuras 1.4c e 1.4d). Deng & Zhou (2015) primeiro estimam as profundidades das descontinuidades utilizando somente o modelo de velocidade PREM (Figura 1.4 c). Os resultados obtidos mostram uma subida da profundidade das descontinuidades de 410 km e 660 km, entre 20° e 30° de longitude, e uma depressão entre 30° e 40° de longitude, gerada, artificialmente, pela estrutura 3-D de velocidade do modelo de tomografia. Após aplicarem correções de velocidade no tempo, obtidas partir do modelo de tomografia S20RTS, às fases P , $P400s$ e $P670s$, os autores mostram que a profundidade das descontinuidades pode ser recuperada para os valores esperados, com razoável precisão.

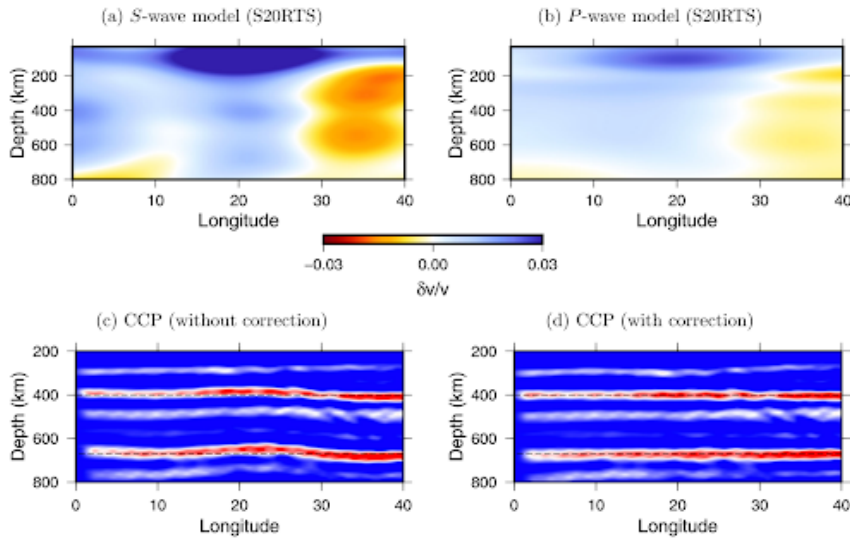


Figura 1.4: a) e (b) são seções verticais do modelo de tomografia do manto S20RTS (Ritsema et al., 1999) abaixo das estações usadas na simulação de Deng & Zhou (2015). A escala de cores indica perturbações da velocidade das ondas S e P no modelo S20RTS. As figuras (c) e (d) exibem as descontinuidades da zona de transição imageadas pelo empilhamento com CCP sem e com correções da estrutura heterogênea de velocidade do modelo S20RTS. As linhas tracejadas mostram as profundidades das descontinuidades de 400 km e 670 km do modelo PREM. Figura extraída de Deng & Zhou (2015)

Como estudos de função de receptor para estimativa das descontinuidades no manto são realizados com ondas de longo período (> 8 s), as correções de velocidade com a teoria do raio, uma aproximação de frequência infinita, podem ser superestimadas e introduzirem estimativas espúrias na topografia da zona de transição. Para investigar a dependência da frequência das correções de tempo de percurso associadas com estruturas 3-D de velocidade, Deng & Zhou (2015) introduziram anomalias de velocidade de diferente tamanho e amplitude em relação ao modelo PREM. O tempo de chegada da onda P é dependente da frequência da onda e exibe forte efeitos de redução da amplitude da perturbação de velocidade. A teoria do raio superestima o tempo de percurso por um fator de aproximadamente 2 em um período de 20 s. Os efeitos de cicatrização da frente de onda são mais expressivos nas ondas P do que na fase $P400s$.

1.2.2 Objetivos do trabalho

Embora o trabalho de Deng & Zhou (2015) apresente resultados importantes para questionarmos os procedimentos usualmente adotados em estudos de função do receptor que utilizam as ondas Pds para estimativa da profundidade das discontinuidades de 410 km e 660 km, algumas outras questões ainda permanecem em aberto. Ainda não sabemos, por exemplo, como diferentes modelos de tomografia afetam as correções de velocidade tal que o processo possa ser considerado robusto. Como ilustrado na Figura 1.5, as estruturas de velocidade anômalas no manto variam de modelo para modelo, já que cada grupo de pesquisa, fornecedor do modelo, usa conjunto de dados e técnicas diferentes para derivá-los. Alguns modelos apresentam estruturas mais detalhadas, de menor comprimento de ondas, como o SEMUCB, SGLOBE e o S362ANI+M, enquanto os modelos S40RTS e TX2015 tem feições de longo comprimento mais destacadas. Algumas estruturas anômalas presentes em alguns modelos podem estar ausentes em outros. Mesmo feições em comum nos modelos apresentam divergência de amplitude das anomalias de velocidade e de extensão da estrutura. Outro problema que desconhecemos é como simplificações teóricas afetam a estimativa da profundidade dessas discontinuidades. Como a estrutura de velocidade para o período no qual os dados são analisados é dependente da frequência, correções de tempo que utilizam a teoria do raio podem ser insuficientes para remover a influência da estrutura de velocidade heterogênea e a diferença de tempo entre a fase principal e a convertida pode levar a estimativas bastante imprecisas da topografia das discontinuidades. Na natureza, ondas sísmicas possuem diferentes comprimentos de onda e, conseqüentemente, têm “frequência-finita”. Assim, a velocidade de propagação de uma onda é, na verdade, sensível às estruturas tridimensionais de velocidade que circundam a trajetória do raio sísmico e que estão volumetricamente contidas na primeira zona de Fresnel, onde as interações construtivas, as quais contam para o tempo de propagação da onda, ocorrem. Efeitos de difração também não podem ser corretamente modelados pela teoria do raio. Enquanto a teoria do raio trata, indiscriminadamente, a passagem da onda sísmica por uma anomalia de velocidade que reduza ou aumente a velocidade de propagação da

onda, a natureza se mostra muito mais complexa. Outro efeito de difração importante não modelado pela teoria do raio diz respeito a um fenômeno conhecido na literatura como “cicatrização da frente de onda”. A geometria da frente de onda, ao passar por uma anomalia de velocidade, sofre pequenas irregularidades que vão sendo perdidas por efeitos de focagem e desfocagem. Dessa forma, o tempo de atraso que deveria ser registrado na estação é aumentado após a passagem da onda por uma anomalia que reduza sua velocidade de propagação, por exemplo, afetando igualmente também o tempo residual. O efeito de cicatrização da frente de onda se intensifica quanto mais distante a anomalia estiver do receptor (Hung et al., 2001).

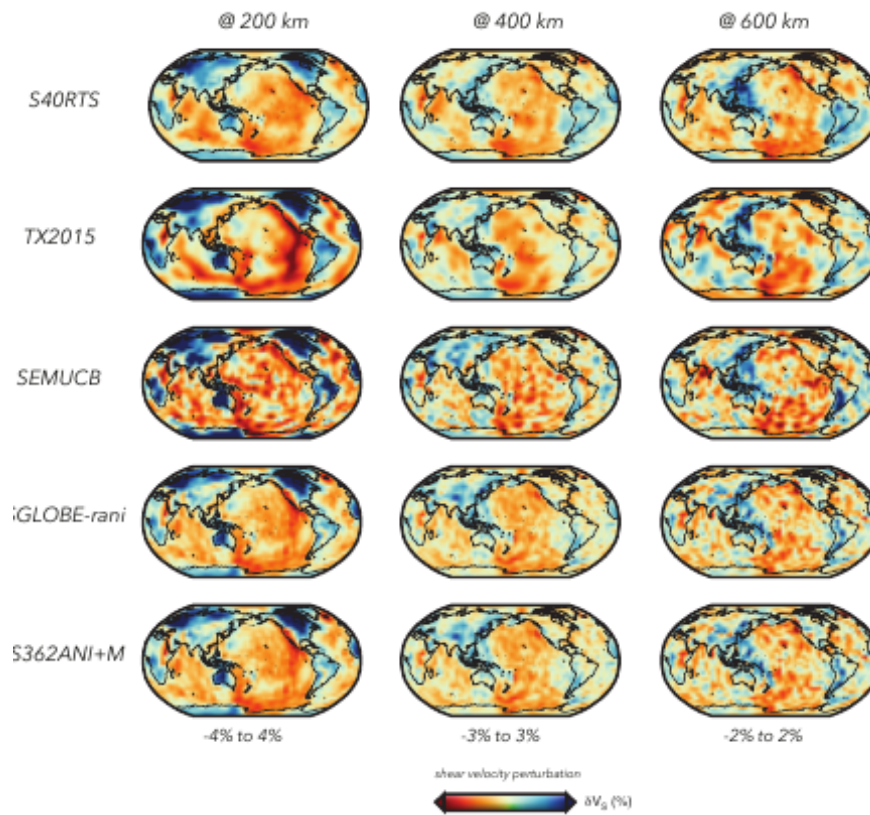


Figura 1.5: Comparação entre modelos de tomografia da onda S nas profundidades de 200, 400 e 600 km, respectivamente. Na primeira linha temos o modelo S40RTS (Ritsema et al., 2011), na segunda linha o modelo TX2015 (Lu & Grand, 2016), na terceira linha o modelo SEMUCB (French & Romanowicz, 2014), na quarta linha o modelo iGLOBE-rani (Chang et al., 2015) e na quinta linha o modelo S362ANI+M (Moulik & Ekström, 2014). As variações percentuais de velocidade pico-a-pico estão localizadas abaixo de cada coluna no mapa. As cores em vermelho representam regiões com redução na velocidade de propagação da onda S em relação ao modelo PREM. As cores em azul representam regiões com aumento na velocidade de propagação da onda S em relação ao modelo PREM.

Assim, com intuito de estender a análise iniciada por Deng & Zhou (2015), utilizando sismogramas sintéticos obtidos a partir da solução da equação de onda com o método do elemento espectral, neste trabalho, nós avaliamos como diferentes modelos de tomografia afetam as imagens migradas das discontinuidades no manto superior, utilizando 2 modelos globais, o S40RTS (Ritsema et al., 2011) e o TX2015 (Lu & Grand, 2016), tal que conheçamos os principais problemas oriundos das simplificações teóricas e como isso influencia na estimativa da espessura da zona de transição, a partir de experimento controlado. Adicionalmente, nós também avaliamos a resolvibilidade es-

cial da topografia nas discontinuidades e de sua amplitude, distorcendo os elementos espectrais, para que variações laterais em forma de harmônicos esféricos, com diferentes comprimentos (Figura 1.6), sejam inseridas na malha. Um código para tal propósito foi desenvolvido por Liu et al. (2022) e implementado no SPECFEM3D_GLOBE.

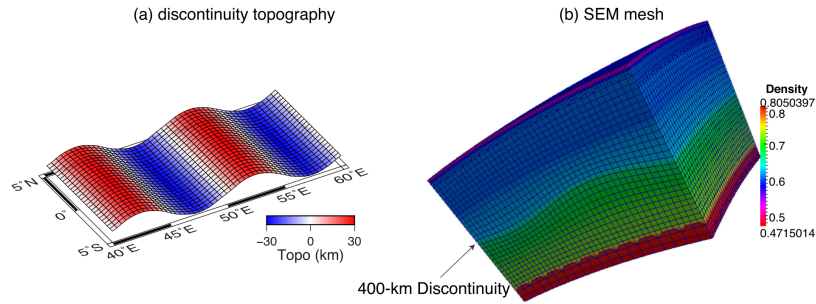


Figura 1.6: Exemplo de malha do método do elemento espectral distorcida para considerar a variação lateral da topografia na discontinuidade de 400 km. (a) topografia da discontinuidade de 400 km visualizada em planta; soerguimentos da topografia estão representados em vermelhos e depressões em azul. Os soerguimentos e depressões são relativos ao valor de 400 km, do modelo PREM. (b) malha do método de elemento espectral desde a superfície terrestre até a discontinuidade de 670 km; a escala de cores indica densidade normalizada pelo valor médio da densidade da Terra $\bar{\rho} = 5514,3 \text{ kg m}^{-3}$. Figura extraída de Deng & Zhou (2015).

Metodologia

2.1 O método dos elementos espectrais na resolução da equação de movimento

Tanto em Sismologia Global quanto em Sismologia Regional, o cálculo preciso de sismogramas se tornou uma necessidade. Embora haja muitas técnicas disponíveis para tal propósito, ou seja, a solução da equação de movimento para se determinar o campo de deslocamento produzido por um sismo, o método dos elementos espectrais (SEM, do inglês “*spectral element method*”), vem sendo cada vez mais utilizado em estudos que necessitam modelar dados observados, com grande acurácia, a partir da equação de movimento, por permitir que se incorpore facilmente a topografia de superfície livre da Terra, efeitos de anisotropia e limites entre sólidos e fluidos, como ocorre entre o manto e o núcleo externo do nosso planeta.

Originalmente desenvolvido para estudos em dinâmica dos fluidos computacional (Patera, 1984), o método do elemento espectral combina a flexibilidade do método dos elementos finitos para parametrizar o meio de estudo com a precisão do método espectral. O método do elemento espectral está implementado de maneira bastante eficiente no pacote SPECFEM3D_GLOBE (Komatitsch et al., 2002), o qual foi desenvolvido inicialmente para estudos de Sismologia Global e Regional. O pacote se baseia na filosofia de Licença Pública Geral GNU (General Public License), dando liberdade para que usuários do mundo inteiro o utilizem e o desenvolvam. Isso faz com que o pacote se torne mais confiável e estável.

Como no método dos elementos finitos, o SEM é baseado na implementação integral da equação de movimento. Nessa situação, portanto, o campo de onda é representado em termos de interpoladores de Lagrange de alto grau e as integrais são calculadas a partir do método de quadratura Gauss-Lobatto-Legendre, o qual pode ser eficientemente paralelizado.

Considere uma Terra com um volume Ω e uma superfície livre externa $\partial\Omega$. O campo de descolamento $\mathbf{s}(\mathbf{x}, t)$ é governado pela seguinte equação de momento:

$$\rho \partial_t^2 \mathbf{s} - \nabla \cdot \mathbf{T} = \mathbf{f}, \quad (2.1)$$

sendo que o vetor \mathbf{x} e ρ representam pontos dos materiais e a distribuição de densidade do interior da Terra, respectivamente, t o tempo, \mathbf{f} uma fonte pontual e \mathbf{T} o tensor de esforço, o qual está relacionado ao tensor de deformação, $\boldsymbol{\epsilon}$, por meio da seguinte relação:

$$\mathbf{T} = \mathbf{c} : \boldsymbol{\epsilon}, \quad (2.2)$$

sendo \mathbf{c} o tensor elástico de quarta ordem. Em notação indicial, a relação descrita pela equação 2.2 pode ser reescrita como:

$$\tau_{ij} = c_{ijkl} \epsilon_{kl}. \quad (2.3)$$

Os tensores de esforço, τ_{ij} , e de deformação, ϵ_{kl} , podem ser representados, respectivamente, por:

$$\tau_{ij} = \begin{pmatrix} \tau_{11} & \tau_{12} & \tau_{13} \\ \tau_{21} & \tau_{22} & \tau_{23} \\ \tau_{31} & \tau_{32} & \tau_{33} \end{pmatrix} \quad (2.4)$$

e

$$\epsilon_{ek} = \begin{pmatrix} \epsilon_{11} & \epsilon_{12} & \epsilon_{13} \\ \epsilon_{21} & \epsilon_{22} & \epsilon_{23} \\ \epsilon_{31} & \epsilon_{32} & \epsilon_{33} \end{pmatrix}. \quad (2.5)$$

Usando o fato que se o meio estiver em equilíbrio estático, a soma de todas as componentes do esforço, atuando em três direções ortogonais entre si, assim como o momento total, será zero, teremos tanto $\tau_{ij} = \tau_{ji}$ como $\epsilon_{kl} = \epsilon_{lk}$, e $c_{ijkl} = c_{jikl} = c_{ijlk} = c_{jilk}$ e o número de elementos independentes no tensor será reduzido a 36. Assim, adotando a notação de Voigt, o tensor elástico de quarta ordem $3 \times 3 \times 3 \times 3$ poderá ser representado pela seguinte matriz 6×6 :

$$c_{ijkl} = \begin{pmatrix} c_{1111} & c_{1122} & c_{1133} & c_{1123} & c_{1113} & c_{1112} \\ c_{2211} & c_{2222} & c_{2233} & c_{2223} & c_{2213} & c_{2212} \\ c_{3311} & c_{3322} & c_{3333} & c_{3323} & c_{3313} & c_{3312} \\ c_{2311} & c_{2322} & c_{2333} & c_{2323} & c_{2313} & c_{2312} \\ c_{1311} & c_{1322} & c_{1333} & c_{1323} & c_{1313} & c_{1312} \\ c_{1211} & c_{1222} & c_{1233} & c_{1223} & c_{1213} & c_{1212} \end{pmatrix}. \quad (2.6)$$

A partir de considerações termodinâmicas (e.g., Aki & Richards, 1980; Dahlen & Tromp, 1998), obtemos $c_{ijkl} = c_{lkji}$ e, no final, somente 21 componentes do tensor elástico, de 81, serão, de fato, independentes. Para um meio contínuo elástico, os 21 elementos independentes descrevem completamente a relação entre esforço e deformação.

A maioria das análises em Sismologia são feitas a partir da suposição que as rochas possuem comportamento elástico, puramente isotrópico, ou seja, tal que a lei de Hooke, dada pela equação 2.3, possa ser reduzida à:

$$\tau_{ij} = \lambda \delta_{ij} \epsilon_{kk} + 2\mu \epsilon_{ij}, \quad (2.7)$$

sendo δ_{ij} , o delta de Kronecker, com $\delta_{ij} = 1$, quando $i = j$, e $\delta_{ij} = 0$, quando $i \neq j$, e λ e μ os chamados parâmetros de Lamé. Usando a relação entre módulo volumétrico, κ , e os parâmetros de Lamé, dado por $\kappa = \lambda + \frac{2}{3}\mu$, a equação 2.7 pode ser reescrita como:

$$\tau_{ij} = \left(\kappa - \frac{2}{3}\mu \right) \delta_{ij} \epsilon_{kk} + 2\mu \epsilon_{ij}, \quad (2.8)$$

ou

$$\mathbf{T} = \left(\kappa - \frac{2}{3}\mu \right) tr(\boldsymbol{\epsilon}) \mathbf{I} + 2\mu \boldsymbol{\epsilon}, \quad (2.9)$$

sendo $tr(\boldsymbol{\epsilon})$ o traço do tensor de deformação $\boldsymbol{\epsilon}$, e \mathbf{I} a matriz tensorial identidade de dimensão 3×3 . A equação de momento 2.1 deve ser resolvida sujeita à condição de contorno de uma superfície livre de esforço na superfície da Terra, $\partial\Omega$, de tal forma que:

$$\hat{\mathbf{n}} \cdot \mathbf{T} = \mathbf{0}, \quad (2.10)$$

sendo $\hat{\mathbf{n}}$ o vetor normal apontado para fora do planeta. Em limites entre superfícies sólidas, como entre a Moho e o manto litosférico ou como as discontinuidades no manto superior, tanto a componente normal da tensão, $\hat{\mathbf{n}} \cdot \mathbf{T}$, quanto o deslocamento, \mathbf{s} , precisam ser contínuos, enquanto em limites entre uma superfície fluida e uma sólida, como o fundo do oceano e a crosta oceânica, o manto inferior e o núcleo externo e o núcleo externo e o núcleo interno, tanto a componente normal da tensão, $\hat{\mathbf{n}} \cdot \mathbf{T}$, quanto a componente normal do deslocamento, $\hat{\mathbf{n}} \cdot \mathbf{s}$, devem ser contínuas. Em complemento a condição de contorno dada pela equação 2.10, a equação 2.1 deve ser resolvida sujeita a duas condições iniciais:

$$\mathbf{s}(\mathbf{x}, 0) = \mathbf{0} \quad (2.11)$$

e

$$\partial_t \mathbf{s}(\mathbf{x}, 0) = \mathbf{0}. \quad (2.12)$$

Um terremoto pode ser representado por uma força pontual, \mathbf{f} , da seguinte forma:

$$\mathbf{f} = -\mathbf{M} \cdot \nabla \delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_s) S(t), \quad (2.13)$$

sendo \mathbf{M} o tensor de momento do terremoto, \mathbf{x}_s a localização do ponto fonte, $\delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_s)$ a distribuição delta de Dirac no ponto \mathbf{x}_s e $S(t)$ a função tempo da fonte.

Ao invés vez de usarmos as equações de movimento e as condições de contorno associadas diretamente, podemos utilizá-las numa forma integrada. Para isso, basta que apliquemos o produto escalar de um vetor auxiliar, \mathbf{w} , na equação 2.1 e que realizemos uma integração por partes sobre o volume Ω , da Terra, tal que:

$$\int_{\Omega} \rho \mathbf{w} \cdot \partial_t^2 \mathbf{s} d^3 \mathbf{x} = - \int_{\Omega} \nabla \mathbf{w} : \mathbf{T} d^3 \mathbf{x} + \mathbf{M} : \nabla \mathbf{w}(\mathbf{x}_s) S(t). \quad (2.14)$$

O termo do lado esquerdo da equação 2.14 dá origem à matriz de massa, na linguagem de elementos finitos, e o primeiro termo à direita está relacionado à matriz de rigidez. O segundo termo à direita está relacionado ao termo fonte da equação 2.13, que foi integrado explicitamente usando as propriedades da distribuição delta de Dirac. Observe que apenas as derivadas espaciais de primeira ordem do campo de deslocamento e do vetor auxiliar estão envolvidas na forma integral da equação 2.14, embora as derivadas temporais sejam de segunda ordem.

Na aproximação clássica de elementos finitos, o volume de um modelo é dividido em elementos que não se sobrepõe, Ω_e , com $e = 1, \dots, n_e$, tal que $\Omega = \bigcup_e \Omega_e$. Nos

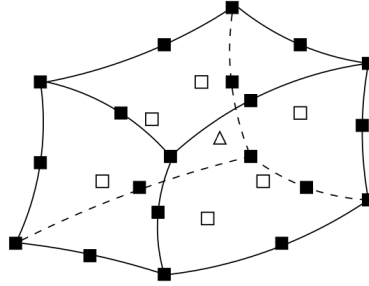


Figura 2.1: A forma de um elemento finito hexaédrico (cubo deformado) pode ser definida em termos de seus oito vértices, os oito vértices mais os 12 centros de arestas (os 20 quadrados pretos) ou os oito vértices mais os 12 centros das arestas mais os 6 centros da face (os 6 quadrados abertos) mais o centro (o triângulo aberto). No método dos elementos finitos (FEM) clássico, esses 8, 20 ou 27 pontos de controle são usadas para definir a forma do elemento, bem como para a interpolação de funções. No método dos elementos espectrais (SEM), os pontos de controle são usados apenas para definir a forma dos elementos, mas não para a interpolação e a integração de funções. Ao invés vez disso, as funções são representadas em termos de polinômios de Lagrange de alto grau em pontos de interpolação da quadratura Gauss-Lobatto-Legendre (GLL). Figura retirada de Komatitsch et al. (2002).

elementos finitos, uma variedade de elementos pode ser utilizada, como tetraedros ou hexaedros, por exemplo, mas no SEM somente elementos de volumes hexaedrais ou cubos deformados podem ser utilizados. Os pontos $\mathbf{x} = (x, y, z)$ dentro de cada elemento hexaedral, Ω_e , podem ser unicamente relacionados a pontos $\boldsymbol{\xi} = (\xi, \eta, \zeta)$, com $-1 \leq \xi, \eta, \zeta \leq 1$, em um cubo de referência, usando-se a seguinte função de mapeamento:

$$\mathbf{x}(\boldsymbol{\xi}) = \sum_{a=1}^M \mathbf{x}_a N_a(\boldsymbol{\xi}), \quad (2.15)$$

sendo que $a = 1, \dots, M$ pontos de controle $\mathbf{x}_a = \mathbf{x}(\xi_a, \eta_a, \zeta_a)$, e as funções de forma $N_a(\boldsymbol{\xi})$ definem a geometria do elemento Ω_e . Por exemplo, a geometria dos elementos hexaedrais pode ser formada por $M = 8, 20$ e 27 pontos de controle, como ilustrado na Figura 2.1.

As funções de forma hexaedrais, $N_a(\boldsymbol{\xi})$, são produtos de polinômios de Lagrange de grau 1 ou 2. De forma geral, os $n + 1$ polinômios de Lagrange, $h_\alpha(\xi)$, de grau n são definidos, em termos de $n + 1$ pontos de controle $-1 \leq \xi_\alpha \leq 1$, com $\alpha = 0, \dots, n$, por:

$$h_\alpha(\xi) = \frac{(\xi - \xi_0)(\xi - \xi_1) \dots (\xi - \xi_{\alpha-1})(\xi - \xi_{\alpha+1}) \dots (\xi - \xi_n)}{(\xi_\alpha - \xi_0)(\xi_\alpha - \xi_1) \dots (\xi_\alpha - \xi_{\alpha-1})(\xi_\alpha - \xi_{\alpha+1}) \dots (\xi_\alpha - \xi_n)}. \quad (2.16)$$

Como a equação 2.14 envolve integrais volumétricas sobre elementos Ω_e , usando-se a equação de mapeamento 2.15, um elemento de volume $d^3\mathbf{x} = dxdydz$, em um determinado elemento Ω_e , pode ser relacionado a um elemento de volume, $d^3\xi = d\xi d\eta d\zeta$, em um cubo de referência, através da seguinte equação:

$$d^3\mathbf{x} = dxdydz = Jd\xi d\eta d\zeta = Jd^3\xi, \quad (2.17)$$

sendo J o Jacobiano da equação de mapeamento 2.15, o qual é dado por:

$$J = \left| \frac{\partial(x, y, z)}{\partial(\xi, \eta, \zeta)} \right|. \quad (2.18)$$

O cálculo do Jacobiano da equação 2.18 envolve a determinação da matriz de derivada parcial, $\frac{\partial x}{\partial \xi}$, a qual é obtida derivando-se a equação 2.15:

$$\frac{\partial x}{\partial \xi} = \sum_{a=1}^M \mathbf{x}_a \frac{\partial N_a}{\partial \xi}. \quad (2.19)$$

Para se resolver a equação 2.14 numericamente, a integração que seria realizada em todo o volume pode ser dividida em integrais de elementos hexaedrais Ω_e . No método do elemento espectral, um interpolador de Lagrange de alto-grau é usado para representar funções dos elementos e, os pontos de controle, ξ_α , com $\alpha = 0, \dots, n$, necessários na definição dos polinômios de Lagrange de grau n são escolhidos para serem os $n + 1$ pontos da quadratura Gauss-Lobatto-Legendre (GLL), tal que sejam as raízes da equação:

$$(1 - \xi^2)P'_n(\xi) = 0, \quad (2.20)$$

sendo $P'_n(\xi)$ a derivada do polinômio de Legendre de grau n . Assim, devido à equação 2.20, temos que os pontos $+1$ e -1 sempre serão pontos da GLL, independente do grau n . Como consequência, esses pontos sempre estarão localizados nas bordas dos elementos.

Uma função f pode ser expandida em termos de polinômios de Lagrange de grau n , com pontos nodais da quadratura GLL, da seguinte forma:

$$f(\mathbf{x}(\xi, \eta, \zeta)) = \sum_{\alpha=0}^n \sum_{\beta=0}^n \sum_{\gamma=0}^n f^{\alpha\beta\gamma} h_\alpha(\xi) h_\beta(\eta) h_\gamma(\zeta), \quad (2.21)$$

sendo que $f^{\alpha\beta\gamma} = f(\mathbf{x}(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma))$ fornece o valor da função f no ponto $\mathbf{x}(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma)$. Da mesma forma, o gradiente da função f , ∇f , a partir da equação 2.21, pode ser escrito como:

$$\begin{aligned} \nabla f(\mathbf{x}(\xi, \eta, \zeta)) = & \sum_{i=1}^3 \hat{x}_i \sum_{\alpha=0}^n \sum_{\beta=0}^n \sum_{\gamma=0}^n f^{\alpha\beta\gamma} h'_\alpha(\xi) h_\beta(\eta) h_\gamma(\zeta) \partial_i \xi + \\ & h_\alpha(\xi) h'_\beta(\eta) h_\gamma(\zeta) \partial_i \eta + h_\alpha(\xi) h_\beta(\eta) h'_\gamma(\zeta) \partial_i \zeta, \end{aligned} \quad (2.22)$$

sendo que h' representa a derivada do polinômio de Lagrange, e $\partial_i = \partial_x$, com $i = 1, 2, 3$ e $x_1 = x$, $x_2 = y$ e $x_3 = z$. A matriz $\frac{\partial \xi}{\partial x}$ é obtida invertendo-se $\frac{\partial x}{\partial \xi}$.

Definido a forma de expressar uma função e sua derivada em termos de polinômios de Lagrange, o próximo passo é definir a integração de uma função f . Para isso, mostremos a integração para o volume de um elemento. A aproximação da integral no SEM é realizada através da chamada quadratura de Gauss-Lobatto-Legendre (GLL). Assim, a integração de um elemento Ω será dada pela seguinte expressão:

$$\begin{aligned} \int_{\Omega} f(\mathbf{x}) d^3x &= \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 f(\mathbf{x}(\xi, \eta, \zeta)) J(\xi, \eta, \zeta) d\xi d\eta d\zeta \\ &= \sum_{\alpha}^n \sum_{\beta}^n \sum_{\gamma}^n \omega_{\alpha} \omega_{\beta} \omega_{\gamma} f^{\alpha\beta\gamma} J^{\alpha\beta\gamma}, \end{aligned} \quad (2.23)$$

sendo $J^{\alpha\beta\gamma} = J(\xi_{\alpha}, \eta_{\beta}, \zeta_{\gamma})$ os valores do Jacobiano do mapeamento dos pontos GLL e ω_{α} , com $\alpha = 0, \dots, n$ os $n + 1$ pesos da quadratura associados com os pontos de integração GLL.

A partir das equações 2.21, 2.22 e 2.23, podemos expressar todos os elementos da equação 2.14 com base no método dos elementos espectrais. Para isso, começaremos calculando a matriz de massa do SEM, a qual é obtida a partir da integral do lado esquerdo da equação 2.14. Primeiro, representaremos o campo de deslocamento \mathbf{s} e o vetor auxiliar \mathbf{w} em termos de polinômios de Lagrange, tal que:

$$\mathbf{s}(\mathbf{x}(\xi, \eta, \zeta), t) = \sum_{i=1}^3 \hat{\mathbf{x}}_i \sum_{\alpha=0}^n \sum_{\beta=0}^n \sum_{\gamma=0}^n s_i^{\sigma\tau\nu}(t) h_{\sigma}(\xi) h_{\tau}(\eta) h_{\nu}(\zeta) \quad (2.24)$$

e

$$\mathbf{w}(\mathbf{x}(\xi, \eta, \zeta), t) = \sum_{i=1}^3 \hat{\mathbf{x}}_i \sum_{\alpha=0}^n \sum_{\beta=0}^n \sum_{\gamma=0}^n w^{\alpha\beta\gamma}(t) h_{\alpha}(\xi) h_{\beta}(\eta) h_{\gamma}(\zeta). \quad (2.25)$$

Em seguida, substituiremos as equações 2.24 e 2.25 na integral do lado esquerdo da equação 2.14, tal que, usando a quadratura GLL dada pela equação 2.23, obtemos a representação da integral de um elemento Ω_e :

$$\begin{aligned} \int_{\Omega_e} \varrho \mathbf{w} \cdot \nabla_t^2 \mathbf{s} d^3x &= \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \varrho(\mathbf{x}(\boldsymbol{\xi})) \mathbf{w}(\mathbf{x}(\boldsymbol{\xi})) \partial_t^2 \mathbf{s}(\mathbf{x}(\xi, \eta, \zeta), t) J(\boldsymbol{\xi}) d^3\boldsymbol{\xi} \\ &= \sum_{\alpha=0}^n \sum_{\beta=0}^n \sum_{\gamma=0}^n \omega_{\alpha} \omega_{\beta} \omega_{\gamma} J^{\alpha\beta\gamma} \varrho^{\alpha\beta\gamma} \sum_{i=1}^3 w_i^{\alpha\beta\gamma} \ddot{s}_i^{\alpha\beta\gamma}, \end{aligned} \quad (2.26)$$

sendo que $\ddot{\mathbf{s}}$ representa a segunda derivada do deslocamento em relação ao tempo, e

$\varrho^{\alpha\beta\gamma} = \varrho(x(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma))$. Note que a densidade pode variar no elemento. Se igualarmos, independentemente, $w_1^{\alpha\beta\gamma}$, $w_2^{\alpha\beta\gamma}$ e $w_3^{\alpha\beta\gamma}$ a zero, nós obteremos equações independentes para cada componente da aceleração, $\ddot{s}_i^{\alpha\beta\gamma}(t)$, nos pontos ξ_α , η_β e ζ_γ de uma grade. Assim, o valor da aceleração em cada ponto de um determinado elemento, $\ddot{s}_i^{\alpha\beta\gamma}(t)$, pode, então, ser simplesmente multiplicado pelo fator $\omega_\alpha\omega_\beta\omega_\gamma J^{\alpha\beta\gamma} \varrho^{\alpha\beta\gamma}$, o que significa que a matriz de massa é exatamente diagonal. Esta é uma das principais vantagens em se utilizar o SEM, e a principal motivação para a escolha da interpolação com polinômios de Lagrange em pontos GLL, usados em conjunto com a quadratura numérica GLL. As principais diferenças entre os métodos de elementos finitos e de elementos espectrais são o grau polinomial das funções-base, a escolha da regra de integração e a natureza do esquema de marcha no tempo. No método dos elementos finitos, tende-se a usar funções-base de baixo grau e a quadratura de Gauss. No SEM, usam-se funções-base de grau mais alto e a quadratura GLL para se obter melhor resolução, bem como uma matriz de massa diagonal. Isso nos leva a obter esquemas de tempo explícitos mais simples, ao contrário dos esquemas de tempo implícito, os quais são numericamente mais intensivos e usados no método dos elementos finitos.

Agora, para determinar a matriz de rigidez SEM, precisamos calcular a primeira integral do lado direito da equação 2.14. O primeiro passo é calcular os nove elementos do gradiente de deslocamento, $\nabla \mathbf{s}$, do elemento Ω_e . Usando notação indicial, o gradiente de $\nabla \mathbf{s}$ pode ser escrito como:

$$\begin{aligned} \partial_i s_j(\mathbf{x}(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma), t) = & \left[\sum_{\sigma=0}^n s_j^{\sigma\beta\gamma}(t) h'_\sigma(\xi_\alpha) \right] \partial_i \xi(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma) + \\ & \left[\sum_{\sigma=0}^n s_j^{\sigma\alpha\gamma}(t) h'_\sigma(\eta_\beta) \right] \partial_i \eta(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma) + \left[\sum_{\sigma=0}^n s_j^{\sigma\alpha\beta}(t) h'_\sigma(\zeta_\gamma) \right] \partial_i \zeta(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma). \end{aligned} \quad (2.27)$$

Repare que o cálculo da equação 2.27 requer o conhecimento dos nove elementos da matriz Jacobiana inversa $\frac{\partial \xi}{\partial x}$. Em seguida, calcula-se os seis elementos do tensor simétrico de esforço, \mathbf{T} , do elemento:

$$\mathbf{T}(\mathbf{x}(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma), t) = \mathbf{c}(\mathbf{x}(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma)) : \nabla \mathbf{s}(\mathbf{x}(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma)). \quad (2.28)$$

O cálculo da equação 2.28 requer que conheçamos o valor do gradiente do deslocamento, o qual é fornecido pela equação 2.27 e do tensor elástico, \mathbf{c} , nos pontos de integração da GLL. Essa formulação não se limita a meios isotrópicos ou anisotrópicos com alto grau de simetria, como ocorre frequentemente com outros métodos numéricos. Além disso, o modelo da Terra pode ser totalmente heterogêneo, ou seja, ρ e \mathbf{c} não precisam ser constantes dentro de um elemento.

O cálculo do integrando $\nabla \mathbf{w} : \mathbf{T}$ no termo da equação 2.14 associado à matriz de rigidez é dado por:

$$\nabla \mathbf{w} : \mathbf{T} = \sum_{i,j=1}^3 \tau_{ij} \partial_j \omega_i = \sum_{i,k=1}^3 \left(\sum_{j=1}^3 \tau_{ij} \partial_j \xi_k \right) \frac{\partial \omega_i}{\partial \xi_k} = \sum_{i,k=1}^3 F_{ik} \frac{\partial \omega_i}{\partial \xi_k}, \quad (2.29)$$

sendo $F_{ik} = \sum_{j=1}^3 \tau_{ij} \partial_j \xi_k$.

Em seguida, determinamos os nove elementos da matriz F_{ij} nos pontos de integração da GLL: $F_{ik}^{\sigma\tau\nu} = F_{ik}(\mathbf{x}(\xi_\sigma, \eta_\tau, \zeta_\nu))$. No entanto, isso requer que conheçamos o tensor de esforço calculado a partir da equação 2.28 e também da matriz Jacobiana inversa $\frac{\partial \xi}{\partial \mathbf{x}}$. Dessa forma, o termo de rigidez da equação 2.14 pode ser reescrito, em termos da integração de um elemento, da seguinte forma:

$$\int_{\Omega_e} \nabla \mathbf{w} : \mathbf{T} d^3 \mathbf{x} = \sum_{i,k=1}^3 \int_{\Omega_e} F_{ik} \frac{\partial \omega_i}{\partial \xi_k} d^3 \mathbf{x} = \sum_{i,k=1}^3 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 \int_{-1}^1 F_{ik} \frac{\partial \omega_i}{\partial \xi_k} J_e d\xi d\eta d\zeta. \quad (2.30)$$

Substituindo, agora, o vetor auxiliar, dado pela equação 2.25, na equação 2.30 e usando a regra de integração da quadratura GLL, chegamos a seguinte expressão para a matriz de rigidez SEM de um elemento Ω_e :

$$\begin{aligned}
\int_{\Omega_e} \nabla \mathbf{w} : \mathbf{T} d^3 \mathbf{x} = & \sum_{\alpha, \beta, \gamma}^n \sum_{i=1}^3 w_i^{\alpha\beta\gamma} \left[\omega_\beta \omega_\gamma \sum_{\alpha'=0}^n \omega_{\alpha'} J_e^{\alpha'\beta\gamma} F_{i1}^{\alpha'\beta\gamma} h'_\alpha(\xi_{\alpha'}) \right] + \\
& \sum_{\alpha, \beta, \gamma}^n \sum_{i=1}^3 w_i^{\alpha\beta\gamma} \left[\omega_\alpha \omega_\gamma \sum_{\beta'=0}^n \omega_{\beta'} J_e^{\alpha\beta'\gamma} F_{i1}^{\alpha\beta'\gamma} h'_\beta(\eta_{\beta'}) \right] + \\
& \sum_{\alpha, \beta, \gamma}^n \sum_{i=1}^3 w_i^{\alpha\beta\gamma} \left[\omega_\alpha \omega_\beta \sum_{\gamma'=0}^n \omega_{\gamma'} J_e^{\alpha\beta\gamma'} F_{i1}^{\alpha\beta\gamma'} h'_\gamma(\zeta_{\gamma'}) \right].
\end{aligned} \tag{2.31}$$

Finalmente, para completar a implementação SEM da forma integral dado por 2.14, precisamos calcular o termo $\mathbf{M} : \nabla \mathbf{w}$. Esse termo, que está relacionado à fonte, pode ser expresso como:

$$\mathbf{M} : \nabla \mathbf{w} = \sum_{i,j=1}^3 M_{ij} \partial_j w_i = \sum_{i,j=1}^3 \left(\sum_{k=1}^3 M_{ij} \partial_j \xi_k \right) \frac{\partial w_i}{\partial \xi_k} = \sum_{i,k=1}^3 G_{ij} \frac{\partial w_i}{\partial \xi_k}, \tag{2.32}$$

sendo $G_{ij} = (\sum_{k=1}^3 M_{ij} \partial_j \xi_k)$.

Definindo-se o termo $G_{ik}^{\sigma\tau\nu} = G_{ik}(\mathbf{x}(\xi_\sigma, \eta_\tau, \zeta_\nu))$ e usando o vetor auxiliar dado pela equação 2.25, chegamos à:

$$\mathbf{M} : \nabla \mathbf{w}(\mathbf{x}_s) = \sum_{\alpha, \beta, \gamma}^n \sum_{i=1}^3 w_i^{\alpha\beta\gamma} \left[\sum_{\sigma\tau\nu=0}^n h_\sigma(\xi) h_\tau(\eta) h_\nu(\zeta) \times \Phi \right], \tag{2.33}$$

sendo $\Phi = G_{i1}^{\sigma\tau\nu} h'_\alpha(\xi_{\alpha_s}) h_\beta(\eta_{\beta_s}) h_\gamma(\zeta_{\gamma_s}) + G_{i2}^{\sigma\tau\nu} h_\alpha(\xi_{\alpha_s}) h'_\beta(\eta_{\beta_s}) h_\gamma(\zeta_{\gamma_s}) + G_{i3}^{\sigma\tau\nu} h_\alpha(\xi_{\alpha_s}) h_\beta(\eta_{\beta_s}) h'_\gamma(\zeta_{\gamma_s})$ e $\mathbf{x}(\xi_\alpha, \eta_\beta, \zeta_\gamma) = \mathbf{x}_s$ os pontos de localização da fonte.

2.1.1 Cálculo de sismogramas sintéticos utilizando o método do elemento espectral

As formas de onda a serem analisadas neste projeto foram obtidas com o método do elemento espectral através do pacote SPECFEM3D_GLOBE (Komatitsch & Tromp, 2002; Komatitsch et al., 2002). Esse software é mantido pelo grupo de Infraestrutura Computacional para Geodinâmica (CIG) (<http://geodynamics.org>). Os modelos de tomografia citados foram ajustados para serem referenciados ao modelo 1D de

velocidade transversalmente isotrópico PREM. Embora o SPECFEM3D_GLOBE utilize uma técnica computacionalmente intensiva, simulações em frequências relevantes para o estudo de função do receptor ($f < 160 \text{ mHz}$) foram realizadas com os recursos computacionais atualmente disponíveis na Universidade de São Paulo (<https://hpc.usp.br/recursos/cluster-aguia>). Foram calculados sismogramas de 30 minutos, na componente vertical e nas componentes horizontais, para 12 eventos distribuídos de forma espiral ao redor das coordenadas -100°E e 40°N , a uma profundidade de 10 km, registrados em 1848 estações sísmicas virtuais, com espaçamento uniforme de 1° nos Estados Unidos (Figura 2.2.a). A distribuição de eventos e estações foi planejada para permitir uma iluminação praticamente uniforme das descontinuidades de 410 km e 660 km, conforme pode ser visto nos mapas da Figura 2.2.a, com as coordenadas dos pontos de conversão das ondas $P400s$ e $P660s$. Cada simulação é referente a um único evento e leva, para os parâmetros adotados neste trabalho, aproximadamente 96 horas para ser realizada, com o uso de 150 processadores. Cada nó do Cluster utilizado possui um processador Intel(R) Xeon(R) CPU E7- 2870 @ 2.40 GHz. Para podermos avaliar a viabilidade de recuperar as topografias das descontinuidades da ZTM com a FR, calculamos os sismogramas analisando diferentes situações: o modelo PREM; o modelo PREM com topografia harmônica de $1^\circ \times 1^\circ$, de $2^\circ \times 2^\circ$, de $5^\circ \times 5^\circ$, de $8^\circ \times 8^\circ$ e de $11^\circ \times 11^\circ$, com 15 km de amplitude adicionado às descontinuidades; o modelo PREM com uma topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ e de $5^\circ \times 5^\circ$, com 15 km de amplitude adicionada à descontinuidade de 400 km; o modelo PREM com uma topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ e de $5^\circ \times 5^\circ$, com 15 km de amplitude adicionada à descontinuidade de 670 km; o modelo PREM com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ com 10 km, 5 km e 2 km de amplitude adicionado às descontinuidades; para avaliar a influência da estrutura de velocidade sobre a onda P e as fases convertidas, calculamos sismogramas para o modelo PREM com a estrutura de velocidade de onda P e S do modelo S40RTS e o modelo PREM com a estrutura de velocidade de onda P e S do modelo TX2015. Para avaliar o efeito conjunto da influência da estrutura de velocidade sobre a onda P e as Pds e a viabilidade de recuperar a topografia das descontinuidades, nós calculamos sismogramas para o modelo PREM com a estrutura de velocidade de onda P e S do

modelo S40RTS, com uma topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ e de $5^\circ \times 5^\circ$, com 15 km de amplitude adicionada à descontinuidade de 400 km; o modelo PREM com a estrutura de velocidade de onda P e S do modelo S40RTS, com uma topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ e de $5^\circ \times 5^\circ$, com 15 km de amplitude adicionada à descontinuidade de 670 km; e o modelo PREM com a estrutura de velocidade de onda P e S do modelo S40RTS, com uma topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ e de $5^\circ \times 5^\circ$, com 15 km de amplitude adicionada às descontinuidades. Exemplos dos padrões de topografias adicionadas às descontinuidades do manto para a realização das simulações podem ser vistos na Figura 2.2.b. Em todas as simulações, nós substituímos a estrutura de velocidade da crosta do modelo PREM pela estrutura de velocidade do manto logo abaixo da Moho para evitarmos que reverberações crustais afetassem nossas análises. A escolha pelos Estados Unidos é porque esta região apresenta uma grande variedade de modelos do interior da Terra com precisão superior a outras regiões do mundo devido ao experimento USARRAY (<http://www.usarray.org>), permitindo-nos fazer comparações dos resultados obtidos neste trabalho com experimentos reais, posteriormente. As fontes sísmicas utilizadas na simulação possuem o mesmo mecanismo focal do evento 101607I (21:05:43 de 16 de outubro de 2007) do catálogo global CMT (Dziewonski & Anderson, 1981). As formas de onda foram armazenadas no formato XH, o qual permitiu a gravação das informações do cabeçalho e dos arquivos da forma onda de maneira bem compacta. Códigos computacionais de conversão para formatos mais utilizados, como, por exemplo, o SAC (Seismic Analysis Code) de Goldstein et al. (2003) e para manipular e visualizar os registros usando interface gráfica (escritos em C e em Matlab) já foram desenvolvidos. Assim, nós pudemos nos concentrar quase que exclusivamente nas simulações, nas técnicas de processamento e na análise da influência esperada no tempo das ondas P , $P410s$ e $P660s$ às variações de velocidade das ondas P e S no manto.

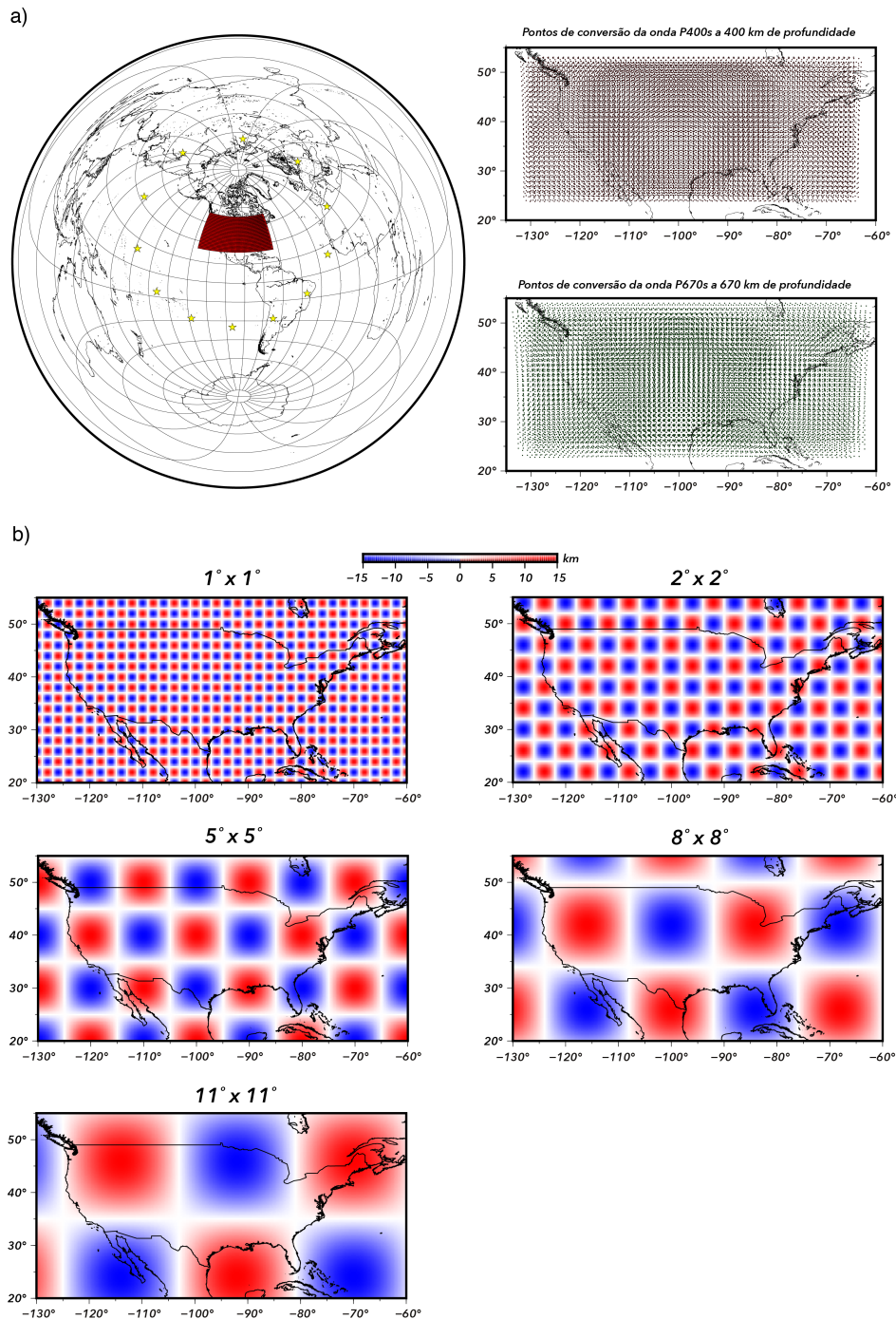


Figura 2.2: a) Na projeção global da Terra, são apresentadas a localização das 1848 estações sísmicas virtuais utilizadas no estudo (triângulos vermelhos), assim como a localização de 12 eventos (triângulos amarelos) distribuídos de forma espiral ao redor das coordenadas -100°E e 40°N , a uma profundidade de 10 km. As fontes sísmicas utilizadas na simulação possuem o mesmo mecanismo focal do evento 101607I (21:05:43 de 16 de outubro de 2007) do catálogo global CMT (Dziewonski & Anderson, 1981). Os mapas com o contorno político da fronteira dos Estados Unidos apresentam as coordenadas do pontos de conversão da fase $P400s$ (círculos vermelhos) e da fase $P670s$ (círculos verde). b) Topografia harmônica de $1^\circ \times 1^\circ$, de $2^\circ \times 2^\circ$, de $5^\circ \times 5^\circ$, de $8^\circ \times 8^\circ$ e de $11^\circ \times 11^\circ$, com 15 km de amplitude adicionado às descontinuidades de 410 km e 660 km.

2.2 Rotação das componentes dos sismogramas

Em estudos sismológicos cujo objetivo é o imageamento de estruturas e/ou descontinuidades em subsuperfície, comumente se aplica a técnica de separação dos campos de ondas incidente e espalhado por meio da rotação do sistema de coordenadas das componentes Z - N - E (vertical, norte-sul e leste-oeste) para outro sistema de coordenadas. Uma das rotações mais usuais é para o sistema Z - R - T (vertical, radial e transversal), que usa o referencial da frente de onda, sendo a direção radial aquela na direção de propagação da onda e a transversal aquela perpendicular em relação à frente de onda. Tal conversão depende do azimute reverso do raio incidente (γ) e é realizada como apresentado pela seguinte equação 2.34:

$$\begin{pmatrix} R \\ T \\ Z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\cos(\gamma) & -\sin(\gamma) & 0 \\ \sin(\gamma) & -\cos(\gamma) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} N \\ E \\ Z \end{pmatrix}. \quad (2.34)$$

Essa técnica de rotação para o sistema de coordenadas Z - R - T assume que o campo de onda incidente tem baixo ângulo de incidência ($< 10^\circ$) e está contido no plano vertical, enquanto as ondas convertidas estão na componente radial, sendo uma aproximação razoável quando se considera somente os efeitos de primeira ordem e funciona bem para estudos teóricos de FR 1D, os quais assumem que todas as descontinuidades são planas, horizontais e isotrópicas, estando as ondas P incidente e SV convertida confinadas no plano sagital. Contudo, em situações de maior complexidade, mais comumente encontradas em situações reais, deparamos-nos com considerável vazamento de sinal entre as componentes R e Z , porque o ângulo de incidência de ondas P na superfície geralmente varia entre $\approx 10^\circ$ e 30° , fazendo com que ambos os campos, incidente e convertido, estejam registrados nas componentes vertical e radial, respectivamente. Uma solução parcial para tal limitação é rotacionar as componentes Z - R - T para a direção de polarização da onda P incidente e sua componente perpendicular, caracterizados, respectivamente, pelas componentes L e Q , no plano R - Z . A rotação, como mostrado pela equação 2.35, depende do ângulo $\theta = \arcsin(\rho\alpha)$, formado pela onda P incidente com

relação à vertical, sendo α a velocidade de propagação da onda P próxima à superfície e ρ o parâmetro de raio. T , a terceira componente do sistema, é ortogonal tanto a L quanto a Q e respeita a regra da mão direita. A equação descrevendo a rotação do sistema $Z-R-T$ para o sistema $L-Q-T$ é dada por:

$$\begin{pmatrix} L \\ Q \\ T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) & 0 \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z \\ R \\ T \end{pmatrix}. \quad (2.35)$$

Apesar de conceitualmente haver uma melhora no isolamento dos sinais de interesse (Figura 2.3), ainda há vazamento de sinal relacionado à onda incidente presente na componente Q , o qual está associado à reflexão dessa onda na superfície. Na transformação $L-Q-T$, ondas P convertidas em S (Ps) em descontinuidades horizontais estão geralmente confinadas na componente Q . Contudo, como o sinal é projetado usando o ângulo de incidência da onda P ao invés da onda S convertida, essas ainda aparecem na componente L . Neste trabalho, testamos a rotação para os dois sistemas de coordenadas para ver se de fato a rotação para o sistema $L-Q-T$ produz melhores resultados. Os resultados são apresentados na subseção 3.1.4.

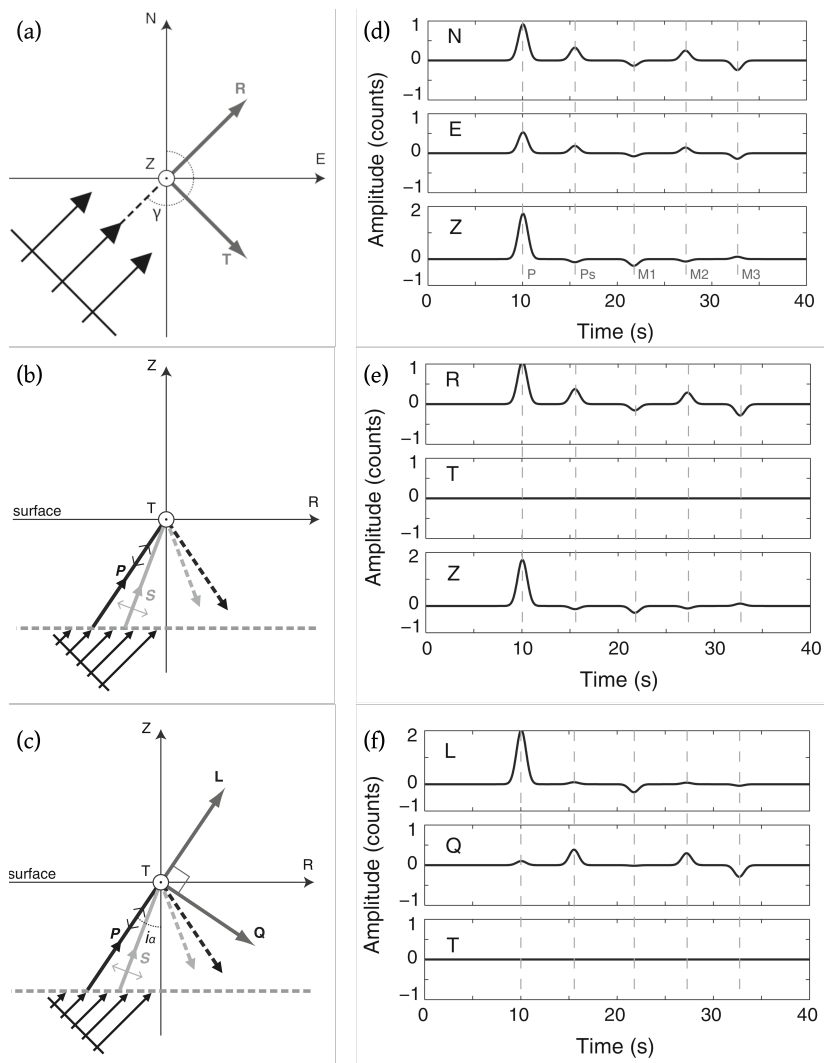


Figura 2.3: Particionamento de ondas telessísmicas para fins de imageamento: a) até c) temos os eixos de projeção e de d) até f) temos os exemplos com dados sintéticos. Uma vista em planta da onda telessísmica incidente a partir do sudoeste. Os eixos N , E e Z denotam as direções Norte, Leste e Vertical, respectivamente. O ponto de registro está localizado na interseção dos eixos. O ângulo γ é o azimute reverso da onda incidente. R e T denotam as componentes radial e transversal, respectivamente. (b) Perfil vertical através do plano sagital, mostrando uma onda incidente (canto inferior esquerdo) que interage com uma descontinuidade denotada pela linha tracejada horizontal. As ondas ascendentes e descendentes (refletidas na superfície livre) são denotadas por linhas contínuas e tracejadas, respectivamente. A direção de propagação das ondas é indicada por setas sólidas, e sua polarização é mostrada pelas setas abertas. (c) Transformação L - Q - T , onde L é paralelo à onda P ascendente e Q é perpendicular a essa direção. O conjunto de dados foi construída usando o pacote RAYSUM (Frederiksen & Bostock, 2000), no qual a onda P tem o azimute reverso $\gamma = 210^\circ$ e parâmetro de raio $p = 0,08$ s/km, registrada em um único ponto em superfície. O modelo amostrado pela onda incidente é isotrópico e consiste em uma camada horizontal de 40 km de espessura ($\alpha_0 = 6,0$ km/s, $\beta_0 = 3,4$ km/s, $\rho_0 = 2.600$ kg/m³) sobre um subespaço ($\alpha_1 = 8,1$ km/s, $\beta_1 = 4,5$ km/s, $\rho_1 = 3.500$ kg/m³). (d) Componentes N - E - Z . (e) Componentes R - T - Z . (f) Componentes L - Q - T . Fases observadas: onda P incidente (P), P convertida em S na descontinuidade a 40 km de profundidade (P_s) e as múltiplas de reflexão de superfície livre ($M1$, $M2$, $M3$). Adaptado de Rondenay (2009).

2.3 Função do Receptor de onda P

A Função do Receptor (FR) é um método de imageamento amplamente usado em Sismologia, tanto para estudos crustais e litosféricos (Assumpção et al., 2009; Assumpção et al., 2013; Sodoudi, 2005; Heit et al., 2007; Zheng et al., 2007), quanto para estudos de descontinuidades no manto mais profundo (Deng & Zhou, 2015; van Stiphout et al., 2019; Zhang & Schmandt, 2019; Lawrence & Shearer, 2006). A FR de onda P usa ondas em distâncias telessísmicas, entre 30° e 90° , de eventos rasos, para que as ondas P cheguem com ângulo de incidência o mais próximo da vertical na estação e para possibilitar uma melhor visualização da conversão das ondas P em S , em uma descontinuidade, a uma profundidade d , e por isso chamadas de Pds .

Podemos definir a FR de onda P como uma série temporal obtida através do processo de deconvolução, seja no domínio da frequência ou do tempo, da componente radial e/ou tangencial pela vertical, isolando assim a resposta da estrutura geológica de outros fatores envolvidos, tal que seja possível obter informações das descontinuidades crustais e mantélicas (Owens et al., 1984; Langston, 1979). Usando o método de equalização da fonte no domínio do tempo (Langston, 1979), o sinal registrado do deslocamento do solo nas componentes: vertical (Z), radial (R) e tangencial (T) pode ser representado como:

$$Z(t) = i(t) * s(t) * e_Z(t), \quad (2.36)$$

$$R(t) = i(t) * s(t) * e_R(t), \quad (2.37)$$

$$T(t) = i(t) * s(t) * e_T(t), \quad (2.38)$$

sendo $s(t)$ a resposta do meio, $i(t)$ a resposta do instrumento, e $e_Z(t)$, $e_R(t)$ e $e_T(t)$ as respostas impulsivas da estrutura de velocidade da Terra nas componentes Z - R - T . O asterisco (“*”) presente nas equações acima representa o operador de convolução.

Assumindo que as ondas P incidam quase que verticalmente, podemos considerar que a resposta impulsiva do meio nas componentes vertical (e_Z) e tangencial (e_T)

podem ser aproximadas, respectivamente, por um $\delta(t)$ (distribuição delta de Dirac) e por 0, tal que as equações 2.36 e 2.38 possam ser reescritas da seguinte forma:

$$Z(t) \approx i(t) * s(t), \quad (2.39)$$

$$T(t) \approx 0. \quad (2.40)$$

Assumindo que $i(t)$ é o mesmo para todas as componentes, a componente vertical então nos traria as informações sobre a fonte, enquanto as componentes horizontais nos trariam as repostas do meio nas direções radial e transversal (e_R e e_T), respectivamente. Aplicando-se a transformada de Fourier às equações 2.37, 2.38 e 2.39, o processo de convolução vira uma simples multiplicação e obtemos as seguintes equações no domínio da frequência, ω :

$$E_R(\omega) = \frac{R(\omega)}{I(\omega) \cdot S(\omega)} \simeq \frac{R(\omega)}{Z(\omega)}, \quad (2.41)$$

$$E_T(\omega) = \frac{T(\omega)}{I(\omega) \cdot S(\omega)} \simeq \frac{T(\omega)}{Z(\omega)}, \quad (2.42)$$

sendo $Z(\omega) = I(\omega) \cdot S(\omega)$. Aqui, o traço de divisão denota a operação de deconvolução e tanto a equação 2.41 quanto a equação 2.42 representam uma função do receptor, sendo uma para a componente radial e outra para a componente transversal do sismograma. Contudo, como supomos $T(\omega) \approx 0$, a equação 2.42 será dada por:

$$E_T(\omega) \approx 0. \quad (2.43)$$

Dessa forma, teremos uma única função do receptor no sistema de coordenadas Z - R - T , a qual pode ser escrita como:

$$F_R(\omega) = E_R(\omega) \simeq \frac{R(\omega)}{Z(\omega)}. \quad (2.44)$$

De maneira análoga, podemos deduzir a FR para o sistema L - Q - T . Para isso, basta

percebemos que na equação 2.35 a componente tangencial é a mesma do sistema Z - R - T , de tal forma que $T(\omega) \approx 0$, implicando que a função do receptor seja dada por:

$$F_R(\omega) \simeq \frac{Q(\omega)}{L(\omega)}, \quad (2.45)$$

sendo que a função $Q(\omega)$ resultante é composta em sua maioria por ondas P convertidas em S , contendo, então, as informações sobre a estrutura interna da Terra abaixo da estação.

O processo descrito pelas equações 2.44 e 2.45 é a divisão espectral de séries temporais, a qual é realizada numericamente. No entanto, devido à presença de ruído no sinal, a banda de frequência limitada e, principalmente, devido à baixa amplitude do sinal presente no denominador, a divisão espectral acaba se tornando um processo instável. A fim de estabilizá-lo, Langston (1979) apresenta os seguintes procedimentos:

- Multiplicar o sinal obtido pela transformada de Fourier de um pulso Gaussiano como quem aplica um filtro passa baixa, excluindo os artefatos de alta frequência que não estavam presentes nos dados originais que para nosso estudo esse pulso recebe o valor $\alpha = 5$, que cria uma frequência de corte em $2,5Hz$;
- Aplicar o filtro conhecido por “nível d’água”, desenvolvido por Clayton & Wiggins (1976), inicialmente representado pela equação:

$$FR = \frac{R(\omega)Z(\omega)}{\max(Z(\omega)Z^*(\omega), c \cdot \max(Z(\omega)Z^*(\omega))}. \quad (2.46)$$

Com esse filtro, procura-se substituir, no processo divisão, números muito próximos de zero pelo resultado da multiplicação de um valor, c , chamado de parâmetro do nível da água, o qual é escolhido por tentativa e erro, pela amplitude máxima do denominador. Essa fração é chamada de “nível d’água”.

Em nosso estudo, porém, para estabilizar o processo de deconvolução e calcular a FR de interesse, nós utilizamos o método proposto por Zhu & Kanamori (2000):

$$FR(t) = (1 + c) \int \frac{R(\omega)S^*(\omega)}{|S(\omega)|^2 + c\sigma_0^2} e^{-\frac{\omega^2}{4\alpha^2}} e^{i\omega t} d\omega, \quad (2.47)$$

sendo $S^*(\omega)$ o complexo conjugado de $S(\omega)$ e $e^{-\frac{\omega^2}{4\alpha^2}}$ um filtro Gaussiano do tipo passa-baixa. O valor c , chamado de parâmetro do nível d'água, é utilizado para suprimir 'buracos' no espectro de $S(\omega)$, estabilizando a deconvolução e para nosso estudo usamos $c = 0,01$. O nível d'água é normalizado pela autocorrelação (σ_0^2) de $S(\omega)$ e a perda de amplitude causada por sua inserção no denominador é compensada pelo fator $1 + c$. O método de Zhu & Kanamori (2000) é uma variação do método de filtro "nível d'água" original.

Realizado esse processo, obtemos o traço que de fato é chamado de Função do Receptor, com o qual, teoricamente, podemos estimar a profundidade das descontinuidades com base no tempo relativo entre as ondas Pds ($P410s$ ou $P660s$) e a P direta, como dado pela equação a seguir:

$$T_{Pds} - T_P = \int_{R_d}^{R_0} \sqrt{\frac{r^2}{\beta^2} - p_{Pds}^2} - \sqrt{\frac{r^2}{\alpha^2} - p_P^2} dr, \quad (2.48)$$

sendo R_0 o raio da Terra, R_d o raio correspondente a profundidade da descontinuidade, α e β as velocidades de propagação das ondas P e S , respectivamente, p_P e p_{Pds} os parâmetros de raio das ondas P e Pds . Contudo, para uma FR, as amplitudes das fases convertidas comumente estão na mesma ordem de grandeza da amplitude do ruído presente no sinal, sendo então muito difícil discerni-las diretamente. Assim, requer-se o uso de um procedimento adicional para realçar as chegadas dessas fases convertidas, tal que seja possível determinarmos a diferença de tempo entre a chegada da onda direta P e a conversão. Com o tempo determinado, podemos estimar a profundidade onde a conversão ocorreu no interior da Terra.

2.4 Empilhamento das formas de onda e estimativa das anomalias de tempo de percurso

Para podermos discernir as feições de interesse, por meio das conversões da onda P em S em uma profundidade d (Pds), é necessário realçar o sinal das chegadas sem fazer o mesmo com o ruído, melhorando assim a razão sinal/ruído. Uma forma de realçarmos sinais coerentes de pequena amplitude é através do empilhamento das FR. A FR contém informações da estrutura interna da Terra logo abaixo da estação e os tempos de chegada das ondas na série temporal são função da distância epicentral. Assim, para empilharmos os traços de uma FR em uma mesma estação, com traços obtidos a partir de diferentes eventos, devemos considerar esse fator e aplicar a correção dos valores de parâmetro de raio à fase convertida desejada. Tal correção pode ser feita através do método chamado de correção de *moveout*.

2.4.1 Correção de *moveout*

Neste trabalho, aplicamos a correção de sobretempo (*moveout*) para corrigir o efeito da distância entre a fonte o receptor sobre o tempo de chegada para uma fase. Para realizar tal correção, é necessário que utilizemos um modelo de velocidade para podermos estimar o tempo de propagação da fase de interesse em relação a uma distância de referência, tal que todos os traços a tenham no mesmo tempo de chegada. Para a FR, a chegada teórica da onda P de todos os traços é alinhada no tempo 0 s. Em seguida, escolhe-se uma distância epicentral de referência. Geralmente, em estudos de FR, utiliza-se a distância de 67° . O processo de correção é realizado conhecendo-se a diferença de tempo, $\Delta T_{moveout}$, entre o tempo da chegada da fase convertida na distância epicentral de referência, $T_{Pds_{67}}$, e o tempo de chegada da fase na estação para distância epicentral entre a fonte e o receptor, T_{Pds} , conforme a equação a seguir:

$$\Delta T_{moveout} = T_{Pds_{67}} - T_{Pds}. \quad (2.49)$$

O valor de $\Delta T_{moveout}$, portanto, será aplicado à cada traço para alinhamento do sinal em torno da fase de interesse. Caso a distância epicentral, d , seja $> 67^\circ$, então $\Delta T_{moveout} >$

0, e move-se o traço na direção decrescente do tempo. Se $\Delta T_{moveout} < 0$, ou seja, para $d < 67^\circ$, então o traço é movido no sentido crescente do tempo. As Figuras 2.4 e 2.5 exemplificam o processo para as fases $P400s$ e $P670s$ em ambas as situações. Realizada a correção de *moveout* à fase de interesse, o próximo fato é efetuar o empilhamento dos traços de FR.

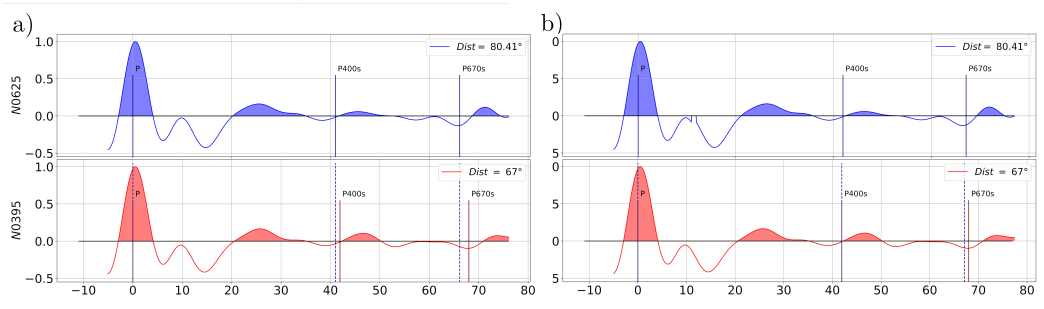


Figura 2.4: Representação do processo de correção de *moveout* em uma das estações selecionadas (N0625) e a de referência (N0395). As FRs apresentadas no item a) mostram o traço para a distância epicentral original (em azul) em comparação com o traço da distância de 67° (traço vermelho), mostrando o quanto as fases $P400s$ e $P670s$ da estação N0625 estão deslocadas temporalmente da N0395. Em b), temos a FR da estação N0625 (e azul) deslocada temporalmente (*moveout*) para alinhar a fase $P400s$ na distância de referência (traço vermelho).

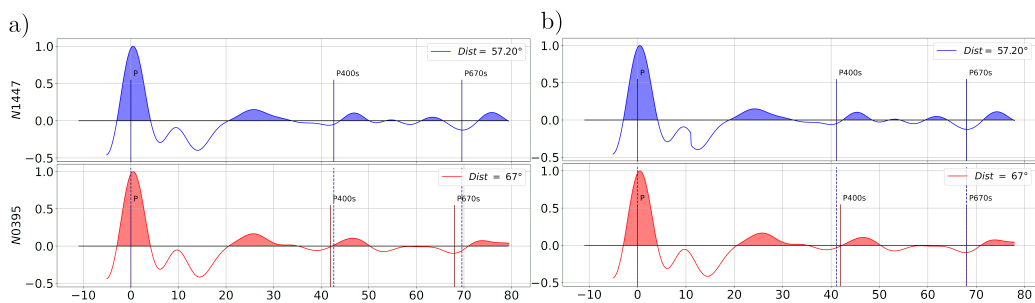


Figura 2.5: Representação do processo de correção de *moveout* em uma das estações selecionadas (N1447) e a de referência (N0395). As FRs apresentadas no item a) mostram o traço para a distância epicentral original (em azul) em comparação com o traço da distância de 67° (traço vermelho), mostrando o quanto as fases $P400s$ e $P670s$ da estação (N1447) estão deslocadas temporalmente da N0395. Em b), temos a FR da estação (N1447) (e azul) deslocada temporalmente (*moveout*) para alinhar a fase $P670s$ na distância de referência (traço vermelho).

2.4.2 Empilhamento com CCP (*Common-Conversion-Point*)

Como já mencionado, cada função do receptor nos permite ter uma ideia da estrutura interna da Terra logo abaixo da estação, como exemplifica a Figura 2.7a. Em termos gerais, para reduzir ruídos e realçar os sinais de interesse, utiliza-se a técnica de processamento de dados chamada de empilhamento. A premissa do método tem origem na estatística e consiste em obter a média de uma amostra aleatória. Suponha que $X_1(t), X_2(t), \dots, X_n(t)$ representem dados de uma série temporal registrados em n receptores. Essa série temporal pode ser escrita como composta pela soma de duas componentes, tais que:

$$X_i(t) = Y(t) + Z_i(t), \quad (2.50)$$

sendo $Y(t)$ uma componente do sinal, a qual não varia entre os receptores e Z_i , uma componente do ruído, a qual é assumida ser uma variável randômica com média zero e variância σ_N^2 . O chamado empilhamento linear é simplesmente a média aritmética de $X_i(t)$, o qual tem esperança e variância dados por:

$$E[\bar{X}(t)] = E\left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n X_i(t)\right] = Y(t) \quad (2.51)$$

e

$$\text{var}[\bar{X}(t)] = \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^n \text{var}(Z_i) = \frac{\sigma_N^2}{n}. \quad (2.52)$$

Quando o número de receptores cresce, portanto, o desvio padrão do ruído decresce proporcionalmente a $n^{-\frac{1}{2}}$. Diferentemente da filtragem, o empilhamento permite reduzir o ruído sem atenuar o sinal mesmo quando o sinal e o ruído possuem o mesmo intervalo de frequência.

Para realizar o empilhamento das RFs, usamos o método de empilhamento com CCP, o qual realiza a soma de traços que possuam pontos laterais (em longitude e

latitude) de conversão próximos, em uma mesma profundidade (Figura 2.7). Os pontos próximos podem ser definidos como aqueles que estejam dentro de uma determinada região, a qual é limitada por quem faz o processamento. Alguns autores utilizam círculos, com diâmetro geralmente compatível com o tamanho da zona de Fresnel da fase de interesse. O tamanho da zona de Fresnel pode ser estimado a partir do período dominante da onda convertida. É necessário, antes de mais nada, definir uma grade que abranja toda a região onde as estações sísmicas estão contidas. Em seguida, desloca-se o círculo, como num esquema de janela móvel, tal que, a partir de seu ponto central, seja possível determinar os pontos localizados dentro da circunferência. Os pontos que estão dentro dessa circunferência são assumidos partilharem pontos de conversão em comum, como apresentada na Figura esquemática 2.6. Assim, todos os traços dentro podem ser finalmente somados e a fase convertida começa a ter amplitude alçada acima da amplitude do ruído presente nos dados. Para determinarmos a topografia da descontinuidade, d , usamos a diferença de tempo entre a fase P , alinhada no tempo 0 s e a fase convertida em profundidade. Conhecendo-se o modelo de velocidade, determina-se, então, a profundidade na qual a conversão ocorreu.

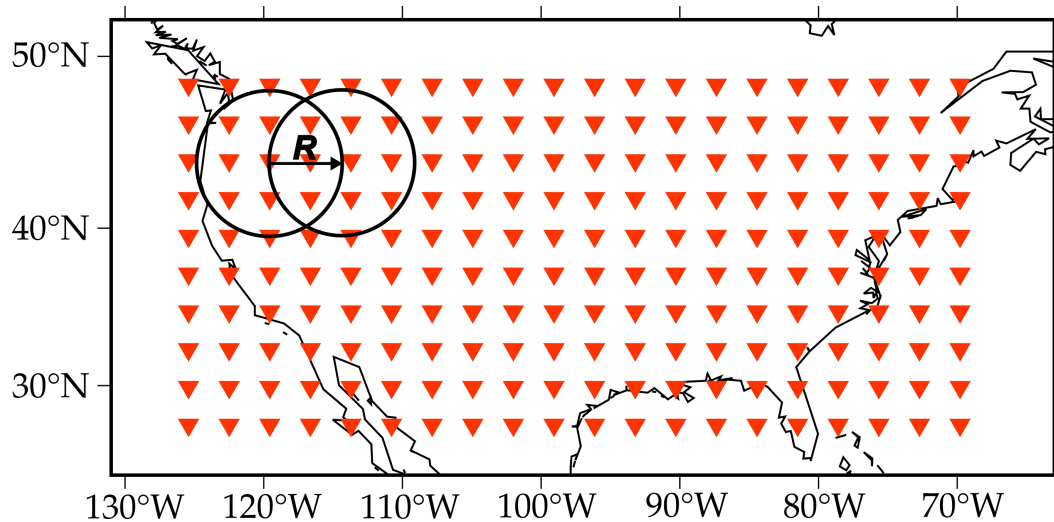


Figura 2.6: Figura esquemática apresentando uma o funcionamento da janela CCP de raio R , em preto, e sua movimentação a um passo de mesmo tamanho. A rede sísmológica fictícia, em vermelho, que não a mesma utilizada neste trabalho.

É exatamente neste ponto que começamos a questionar os procedimentos geralmente

adotados na literatura. Como mostrado por Deng & Zhou (2015), caso adotemos apenas um modelo de velocidade 1D para realizar o processo de moveout, estaremos desconsiderando a influência da estrutura de velocidade sobre o tempo de propagação das ondas P e Pds . Nosso intuito, portanto, é mapear variações de tempo de percurso em relação ao modelo PREM, δT^{1D} , e em relação aos modelos de tomografia citados na seção 2.1.1, δT^{3D} . A diferença de tempo entre as fases Pds e a P são dadas por:

$$\Delta T_{400} = T_{P400s} - T_P \quad (2.53)$$

e

$$\Delta T_{670} = T_{P670s} - T_P, \quad (2.54)$$

sendo ΔT_{400} a diferença de tempo entre a onda $P400s$ e a onda P e ΔT_{670} a diferença de tempo entre a onda $P670s$ e a onda P . Assim, as anomalias de tempo de percurso em relação ao modelo PREM são definidas como:

$$\delta T^{1D} = \Delta T^{SEM} - \Delta T^{PREM}, \quad (2.55)$$

e, em relação os modelos de tomografia utilizados neste estudo, como:

$$\delta T^{3D} = \Delta T^{SEM} - \Delta T^{3D}. \quad (2.56)$$

ΔT^{SEM} é a diferença de tempo medido nas formas de onda calculadas pelo método do elemento espectral. ΔT^{PREM} e ΔT^{3D} são os tempos de percurso calculados para o modelo PREM e para os modelos de tomografia sísmica, respectivamente, utilizando a teoria do raio. Assim, espera-se que δT^{1D} reflita as heterogeneidades de velocidade no manto e a quantidade de imprecisão que estamos projetando na estimativa das topografias. Espera-se que δT^{3D} expresse as imprecisões das correções feitas com a

teoria do raio e novamente o quanto da estrutura de velocidade estamos projetando como topografia das descontinuidades. Caso os valores de δT^{3D} sejam significativos, então não seria aconselhável a utilização da teoria do raio para estimar correções de tempo de percurso das ondas P e Pds .

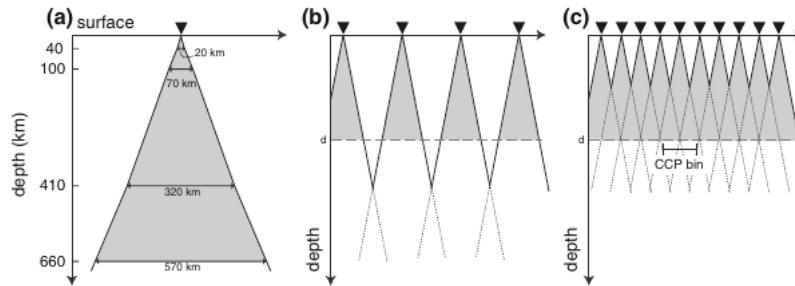


Figura 2.7: Construção de um perfil pseudo 2D pela justaposição de imagens 1D. a) Perfil de estações para um experimento de RF, definido pela maior conversão lateral do deslocamento. Este diagrama esquemático fornece o diâmetro aproximado do perfil da estação RF para ondas P s convertidas na Moho, a 100 km de profundidade e nas descontinuidades da zona de transição, usando o modelo de velocidade PREM (Dziewonski & Anderson, 1981). b) Perfil ilustrando a região de sensibilidade de traços da RF em estações sísmica, em preto, na superfície, em função da profundidade para um experimento hipotético. c) Perfil ilustrando o tamanho da região escolhida (bin) para detecção dos CCP para um arranjo de estações hipotéticos em um experimento de RF. Retirado de Rondenay (2009).

Para os modelos simulados que possuem topografia adicionada às descontinuidades do manto, primeiramente buscamos observar se com o fluxo de processamento comumente adotado para a FR seria possível recuperar as estruturas simuladas. Com esse mesmo conjunto de simulações, nós também almejamos obter informações sobre o menor comprimento de onda recuperável da topografia das descontinuidades, variando a região limitante no procedimento da CCP. Na sequência, o objetivo foi avaliar a recuperabilidade da amplitude da topografia. Como já explicado na seção 1.2, a quantificação da amplitude da topografia nas descontinuidades pode trazer vínculos importantes sobre variações de temperatura e composição no manto. Valores imprecisos podem dificultar a interpretação, por exemplo, do conteúdo de água no manto controlando a topografia de 410 km (e.g., Liu et al., 2023). Em um ponto que descreve a topografia da descontinuidade, a diferença de tempo entre as fases Pds e a P são dadas por:

$$\Delta T_{400_{topo}} = T_{P400s} - T_P \quad (2.57)$$

e

$$\Delta T_{670_{topo}} = T_{P670s} - T_P, \quad (2.58)$$

sendo $\Delta T_{400_{topo}}$ a diferença de tempo entre a onda $P400s$ e a onda P e $\Delta T_{670_{topo}}$ a diferença de tempo entre a onda $P670s$ e a onda P . Assim, as anomalias de tempo de percurso em relação ao modelo sintético de topografia são definidas como:

$$\delta T^{topo} = \Delta T^{SINT} - \Delta T^{FRCCP}, \quad (2.59)$$

sendo ΔT^{SINT} a diferença de tempo entre a onda convertida e a onda P , do modelo sintético, e ΔT^{FRCCP} a diferença de tempo entre a onda convertida e a onda P estimada após o empilhamento com CCP de traços de FR. Portanto, espera-se que δT^{topo} reflita a efetividade da FR em recuperar a amplitude da topografia das discontinuidades. Todos os tempos anômalos estimados durante nossas análises, porém, são convertidos em variações anômalas de profundidade. Dessa forma, desenvolvemos uma noção do quão imprecisa a estimava das topografias das discontinuidades pode ser.

Resultados

Seguindo o procedimento explicado no capítulo anterior e o fluxograma da Figura 3.1, foram obtidos os resultados usando como base o modelo PREM, sem a estrutura de velocidade crosta, a qual foi substituída pela estrutura de velocidade do manto logo abaixo (daqui para frente, para facilitar sua menção no texto, esse modelo será chamado de PREM-SC), inserindo-se topografias de diferentes dimensões e amplitudes nas descontinuidades que delimitam a ZTM. As topografias possuem um padrão harmônico, que quando vistas em planta, assemelham-se a um tabuleiro de xadrez. As dimensões dessas topografias serão referidas como “ $x^\circ \times x^\circ$ ”, sendo que x representam o raio da circunferência inscrita na célula de cada feição topográfica. Também foram obtidos resultados inserindo-se modelos de anomalias de velocidade de onda P e S oriundos de estudos de tomografia sísmica global no modelo PREM-SC. Simulações combinando a adição da estrutura heterogênea de velocidade do manto e das topografia da ZTM ao modelo PREM-SC também foram analisadas.

Aqui, portanto, apresentaremos os resultados referentes a três conjuntos de análise: o primeiro é derivado de simulações com variações na topografia das descontinuidades inseridas no modelo PREM-SC, o segundo evolui somente anomalias de velocidade de onda P e S adicionadas ao modelo PREM-SC, e o terceiro provém da combinação dos dois primeiros casos. Para avaliarmos a importância da escolha do raio do *bin* do procedimento de empilhamento com CCP nós utilizamos os seguintes valores em algumas análises do imageamento das topografia da ZTM: 0, 5°, 1°, 2° e 5°. Exceto no exemplo da Sub-Seção 3.1.1.3, o *bin* foi movido lateralmente, com passos do mesmo tamanho de

seu raio. Nosso intuito com isso é mostrar a dependência da recuperação das topografias inseridas nas descontinuidades com o raio do *bin* do empilhamento com CCP. Nós também apresentamos os resultados das análises referentes a influência da estrutura de velocidade do manto sobre as fases *P*, *P410s* e *P660s*. Nesta fase, nós usamos somente *bins* de raio 1° para realizar o empilhamento com CCP. Por fim, são apresentadas as análises de simulações com variações na topografia das descontinuidades inseridas no modelo PREM5C, com adição de variações de velocidade do manto provenientes de modelos de tomografia. Nos grupos de resultados nos quais são apresentados perfis CCP, os valores positivos estão hachurados em azul, os valores negativos estão hachurados em vermelho e as profundidades de 400 e 670 km estão marcadas por uma linha preta. As imagens com a diferença entre dois modelos foi realizada subtraindo-se os dados recuperados pelo método FR do modelo de entrada.

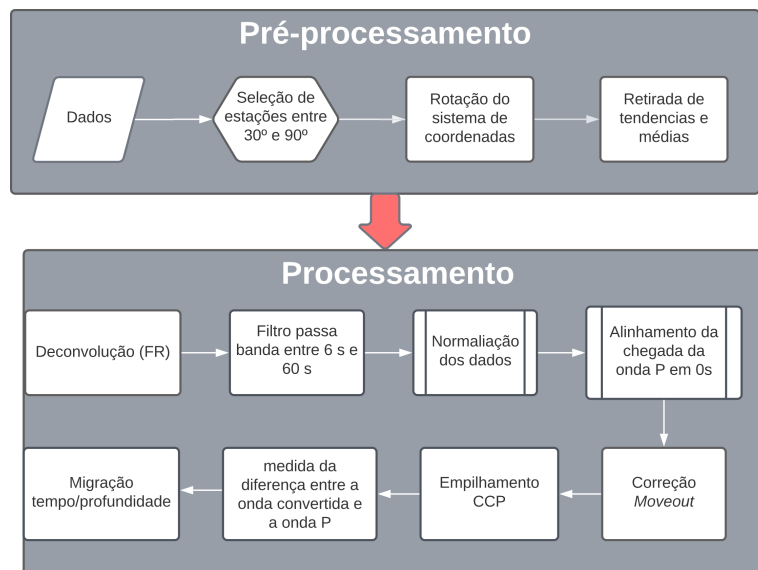


Figura 3.1: Fluxograma do pré-processamento e do processamento aplicados aos sismogramas simulados.

3.1 Imageamento de topografias na Zona de Transição do Manto adicionadas ao modelo PREM5C

Nesta seção, são apresentados resultados nos quais verificamos a capacidade do método de FR em imagear variações na topografia das descontinuidades de 410 km e

660 km. Para tal propósito, utilizamos o modelo PREM5C. Antes, porém, realizamos, para efeito de validação do nosso fluxo de processamento, uma análise de sismogramas sintéticos com informações da estrutura de velocidade dos modelos PREM e PREM5C. Fornecidos os valores teóricos de tempo de propagação para o processo de correção de *moveout*, a partir da teoria do raio, nós conseguimos recuperar, com razoável acurácia, o valor das descontinuidades de 410 km e de 660 km (Figuras 3.2 e 3.3). Os valores de tempo de propagação foram obtidos com auxílio do pacote *Taup* de Crotwell et al. (1999). As variações de topografia imageadas por artefatos de processamento e por imprecisões da teoria do raio no cálculo do tempo de percurso, quando utilizamos o modelo PREM, não são superiores a 1,5 km, tanto para a descontinuidade de 410 km quanto para a de 660 km (Figura 3.2). Para o modelo PREM5C, as variações são inferiores e podem chegar a 1,0 km. Visualmente, nos perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° e 130°, das Figuras 3.3a e 3.3b, não se percebe nenhuma variação de topografia, passando a impressão de duas descontinuidades planas. As amplitudes dos sismogramas empilhados no perfil CCP do modelo PREM5C parecem ser maiores e delimitarem melhor as descontinuidades em profundidade do que as do perfil CCP do modelo PREM. Isso se deve, provavelmente, à diminuição de múltiplas causadas pela ausência da crosta. Sem a interferência dessas fases, o sinal associado às descontinuidades do manto é registrado mais nitidamente. No entanto, essa é apenas uma hipótese que deve ser confirmada por trabalhos futuros.

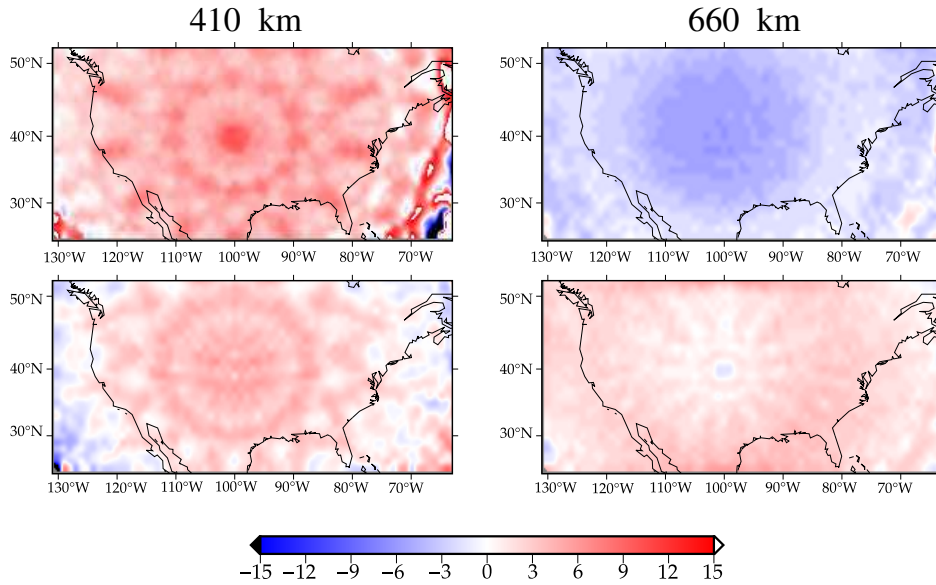


Figura 3.2: Comparação entre os mapas recuperados para as descontinuidades de 410 e 660 km do modelo PREM (painel superior) e do modelo PREMSC (painel inferior). A barra de cores está em km.

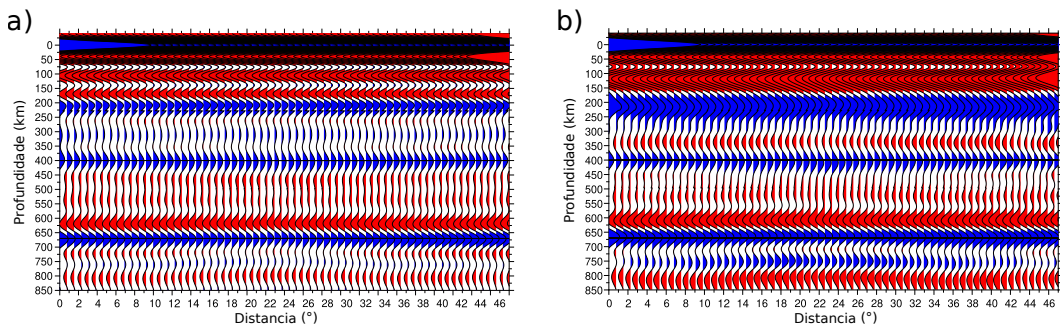


Figura 3.3: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W obtida para os modelos: a) PREM; b) PREMSC.

3.1.1 Imageamento de topografias na ZTM

Para entendermos o efeito que a presença da topografia de uma descontinuidade poderia causar na recuperação de outra, principalmente do ponto de vista numérico, nós realizamos os seguintes testes: adicionamos topografia à descontinuidade de 410 km, mas não à de 660 km. Em seguida, adicionamos topografia à descontinuidade de 660 km, mas não à de 410 km. As topografias adicionadas aos modelos possuem 15 km de amplitude e raios de dimensões laterais de $2^\circ \times 2^\circ$ e de $5^\circ \times 5^\circ$, respectivamente. Os resultados derivados do modelo com topografias de dimensões $5^\circ \times 5^\circ$, tanto para a

descontinuidade de 410 km quanto para a de 660 km, encontram-se na subseção A.1.1 do Apêndice, pois os mesmos são semelhantes aos da simulação do modelo de $2^\circ \times 2^\circ$.

3.1.1.1 Topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada à descontinuidade de 410 km

Na Figura 3.4, percebemos que a topografia recuperada possui o mesmo padrão de tabuleiro de xadrez do modelo de entrada (Figura 2.2b) quando o empilhamento com CCP é realizado com *bin* de raio 1° , com amplitude mínima de -13,43 km e máxima de 17,26. Com *bins* de raio de 2° e de 5° percebemos uma degradação do padrão recuperado. Isso também pode ser percebido nas Figuras 3.5 e 3.6. Na Figura 3.5, percebemos, nitidamente, que a oscilação da topografia na descontinuidade de 410 km vai diminuindo de a) para c). A diferença entre o modelo recuperado e o modelo de entrada vai aumentando da Figura 3.6a para a Figura 3.6c. É importante notar que a descontinuidade de 660 km nas Figuras 3.4 e 3.5 possui padrão similar aos das Figuras 3.2 e 3.3, respectivamente. Isso nos indica que a adição de topografia na descontinuidade de 410 não influencia na determinação da descontinuidade de 660 km.

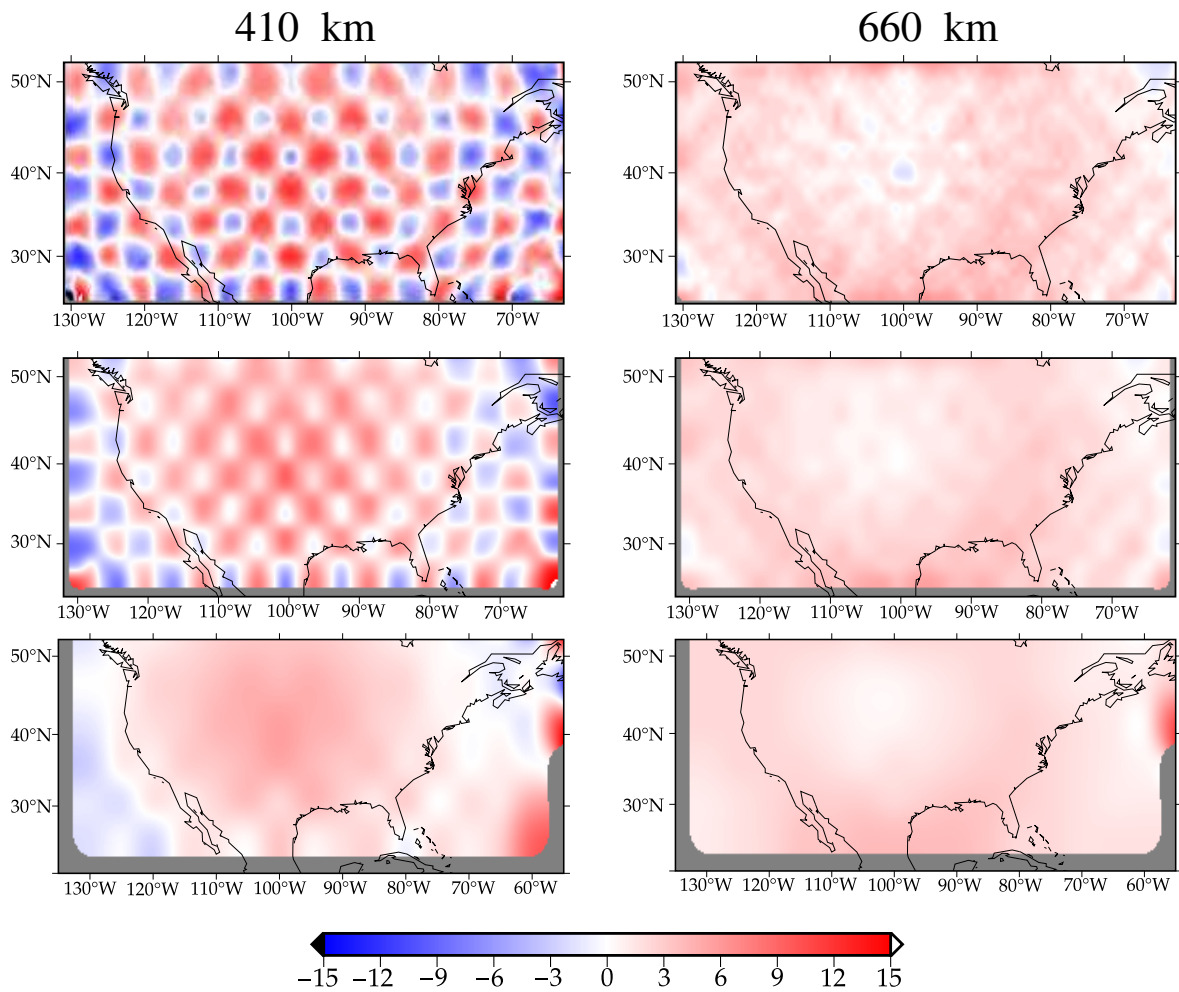


Figura 3.4: Comparação entre os mapas recuperados das discontinuidades de 410 km e 660 km, usando *bins* de raios de diferentes tamanhos: 1° (painel superior), 2° (painel central) e 5° (painel inferior), com topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ na descontinuidade de 410 km adicionada ao modelo PREM5C. Barra de cores em km.

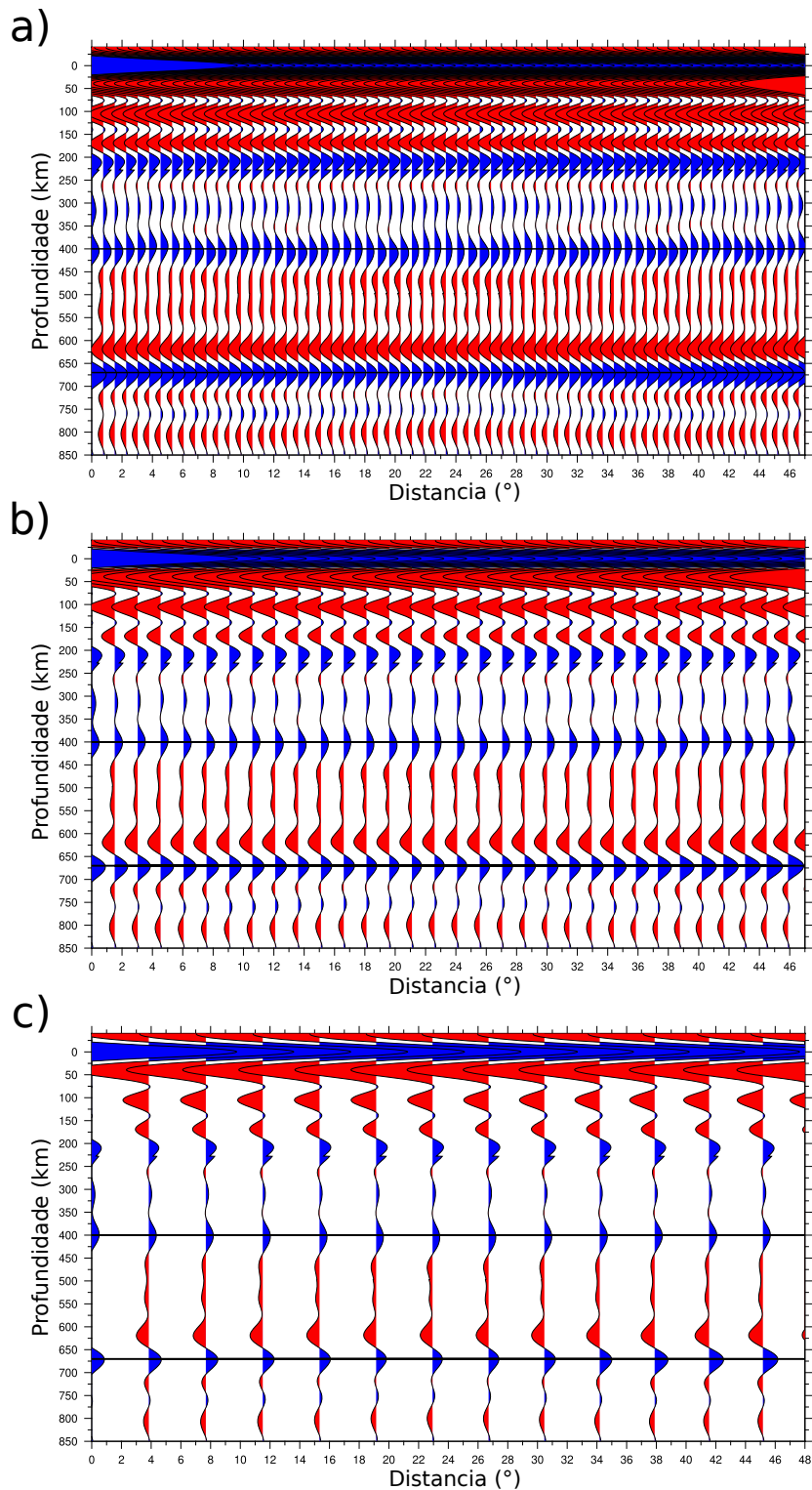


Figura 3.5: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, para o modelo de topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ na descontinuidade de 410 km adicionada ao modelo PREM5C, com empilhamentos com CCP que usam *bins* de raios de diferentes tamanhos: a) 1° (painel superior), b) 2° (painel central) e c) 5° (painel inferior).

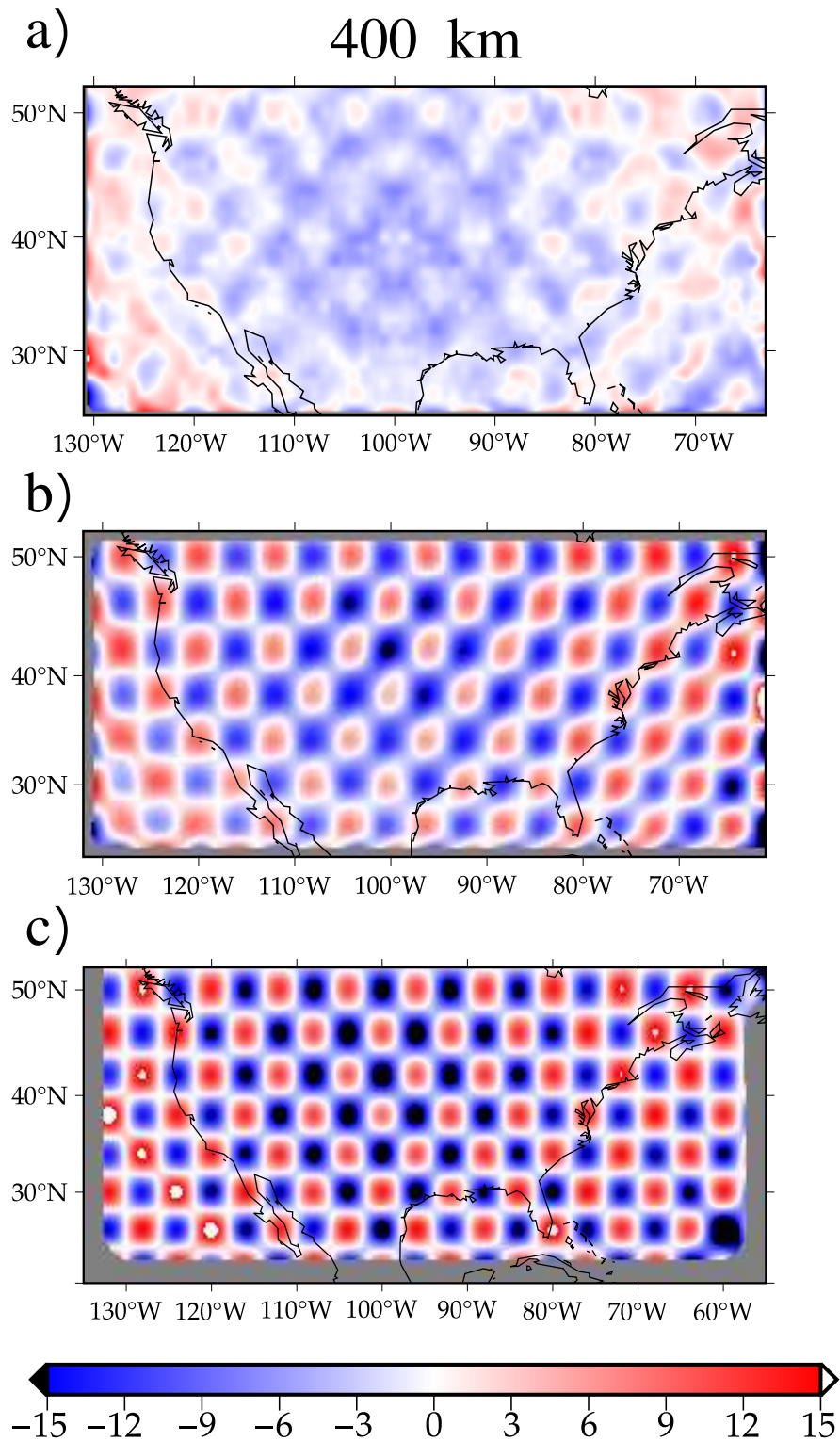


Figura 3.6: Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $2^\circ \times 2^\circ$ de entrada (Figura 2.2b) e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 410 km com *bins* de raio de: a) 1° ; b) 2° ; c) 5° . Barra de cores em km.

3.1.1.2 Topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada à descontinuidade de 660 km

Como na subseção anterior (3.1.1.1), na Figura 3.7, percebemos que a topografia recuperada possui o mesmo padrão de tabuleiro de xadrez do modelo de entrada (Figura 2.2b), quando o empilhamento com CCP é realizado com *bins* de raio de 1° . A amplitude mínima recuperada é de -13,61 km e máxima de 16,95 km. Com *bins* de raio de 2° , ao contrário do que ocorre com a topografia de 410 km do modelo da seção anterior, a topografia de 660 km ainda pode ser recuperada, embora com maior degradação do que com raio de 1° . Já o empilhamento com CCP realizado com *bins* de raio de 5° degrada totalmente o padrão do modelo de entrada. Isso também pode ser percebido nas Figuras 3.8 e 3.9. Na Figura 3.8, percebemos, nitidamente, que a oscilação da topografia na descontinuidade de 660 km vai diminuindo de a) para c). A diferença entre o modelo recuperado e o modelo de entrada vai aumentando da Figura 3.9a para a Figura 3.9c. É importante notar que a descontinuidade de 410 km nas Figuras 3.7 e 3.8 possui padrão similar aos das Figuras 3.2 e 3.3, respectivamente. Isso nos indica que a adição de topografia na descontinuidade de 660 também não influencia na determinação da descontinuidade de 410 km.

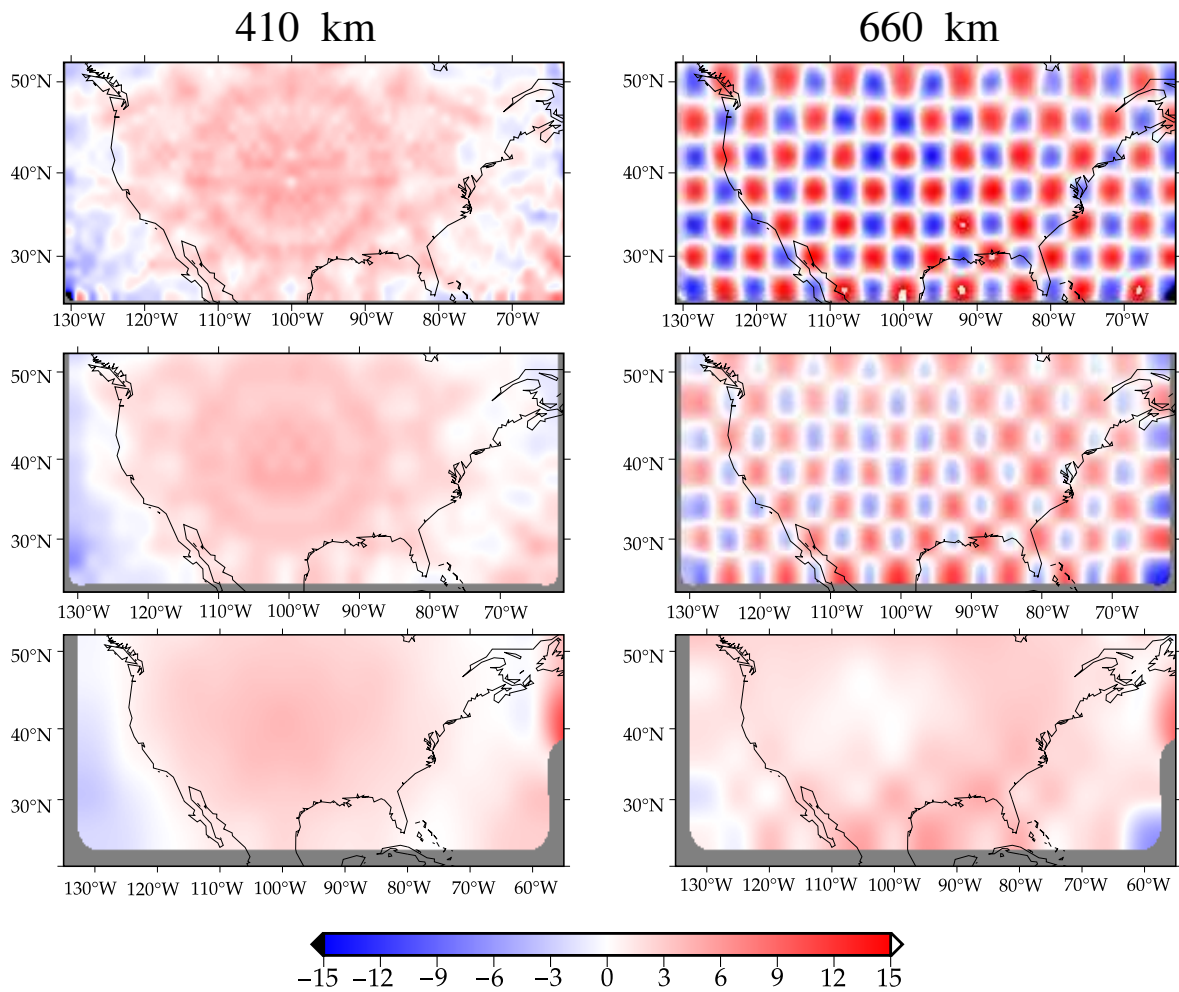


Figura 3.7: Comparação entre os mapas recuperados das discontinuidades de 410 km e 660 km, usando *bins* de raios de diferentes tamanhos: 1° (painel superior), 2° (painel central) e 5° (painel inferior), com topografia harmônica de 2° × 2° na discontinuidade de 660 km adicionada ao modelo PREM5C. Barra de cores em km.

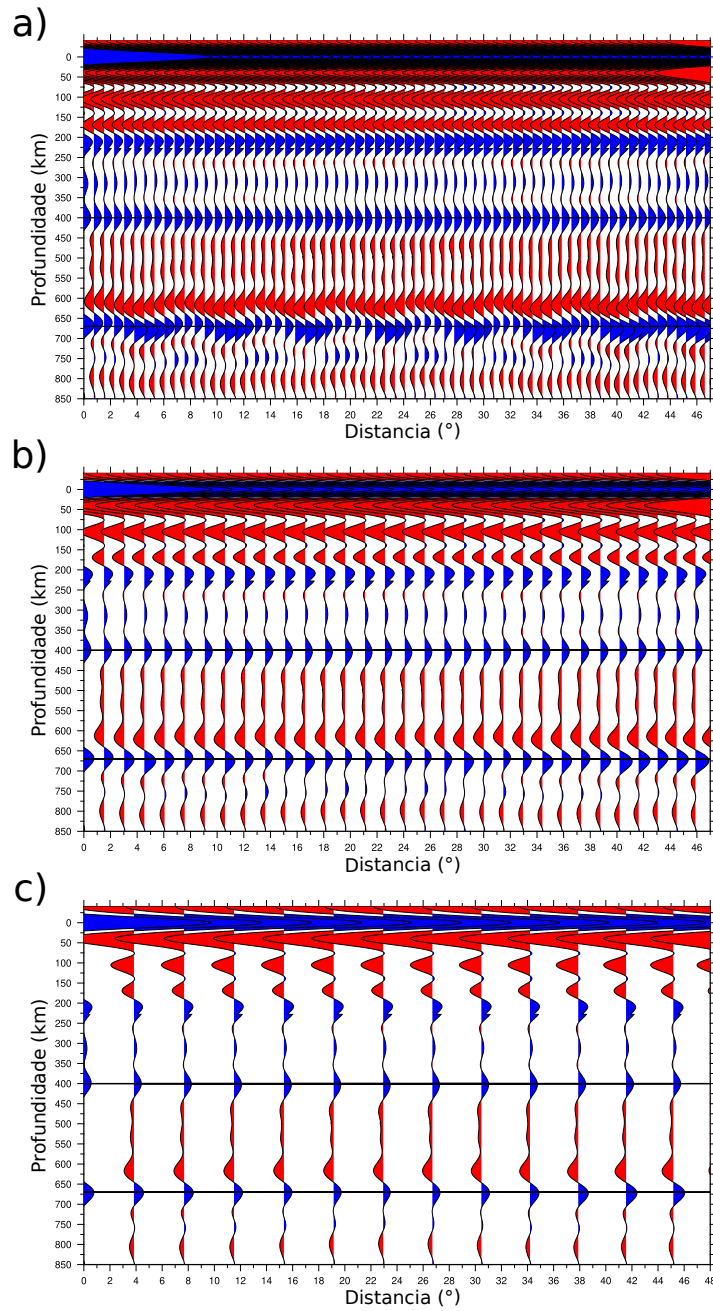


Figura 3.8: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, para o modelo de topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ na descontinuidade de 660 km adicionada ao modelo PREM5C, com empilhamentos com CCP que usam *bins* de raios de diferentes tamanhos: a) 1° (painel superior), b) 2° (painel central) e c) 5° (painel inferior).

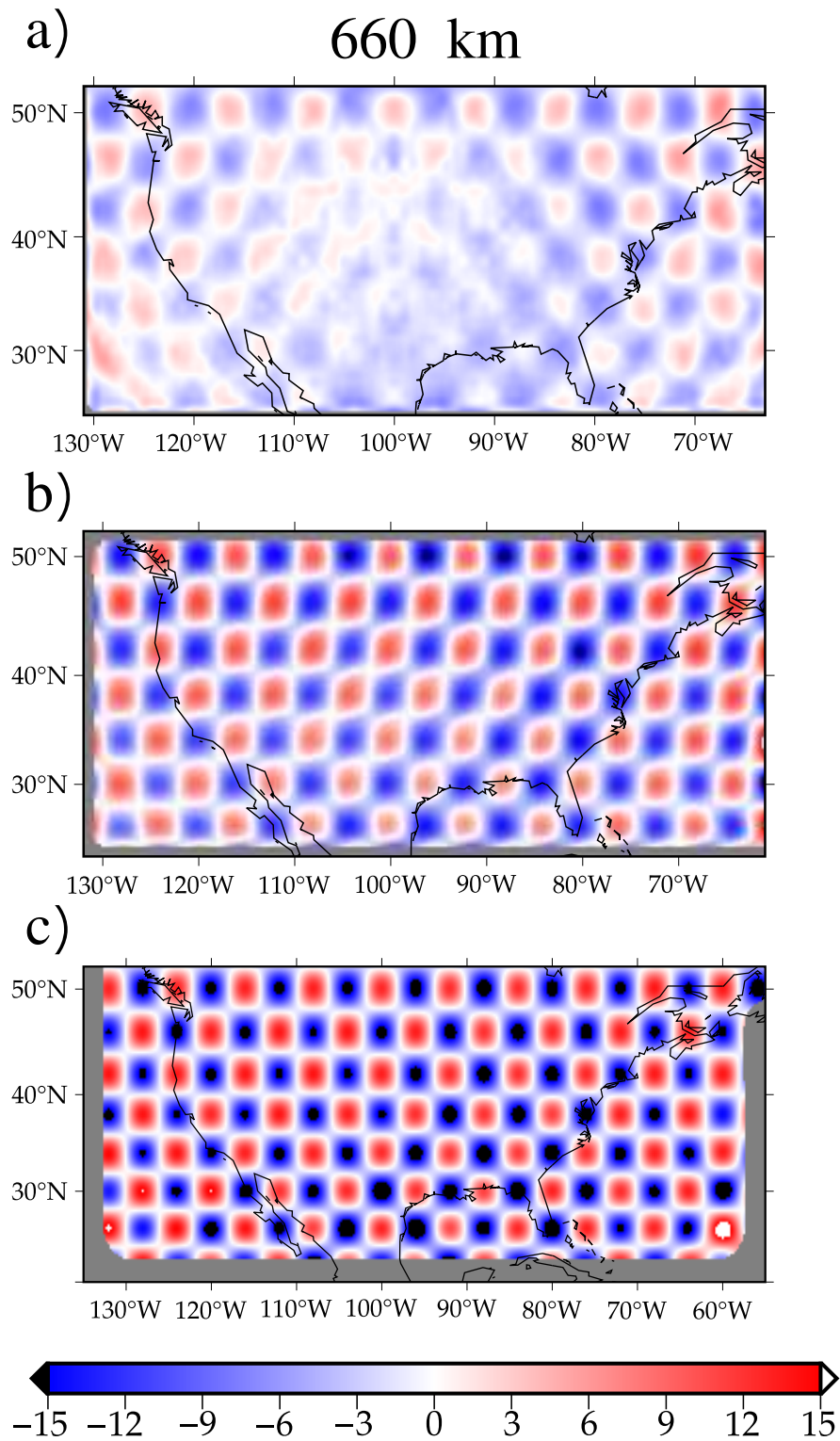


Figura 3.9: Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $2^\circ \times 2^\circ$ de entrada (Figura 2.2b) e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 660 km com *bins* de raio de: a) 1° ; b) 2° ; c) 5° . Barra de cores em km.

3.1.1.3 Topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada às descontinuidades da ZTM

Com topografia adicionada às duas descontinuidades, na Figura 3.10 percebemos que as mesmas podem ser recuperadas simultaneamente quando o empilhamento com CCP é realizado com *bins* de raio $0,5^\circ$ e 1° . Já com raios de 2° e 5° , o padrão de tabuleiro de xadrez do modelo de entrada (Figura 2.2b) começa a se degradar. Exploramos, adicionalmente, a situação na qual o passo de afastamento lateral dos *bins* é inferior ao tamanho do raio do mesmo. Para *bins* com raio de 5° e passo lateral de 1° ao invés de 5° a degradação da imagem da topografia ainda se mantém. Para o modelo com melhor recuperação do padrão, as amplitudes mínimas de topografia para as descontinuidades de 410 km e 660 km são -10,74 km e -13,11 km, respectivamente, enquanto as amplitudes máximas são de 12,12 km e 15,31 km, respectivamente. Na Figura 3.11, percebemos que a oscilação topográfica nas descontinuidades de 410 km e 660 km vai diminuindo do painel mais superior para o mais inferior. A diferença entre o modelo recuperado e o modelo de entrada vai aumentando conforme se aumenta o raio do *bin* utilizado para o empilhamento com CCP, como ilustrado na Figura 3.12, mesmo quando o passo lateral é menor.

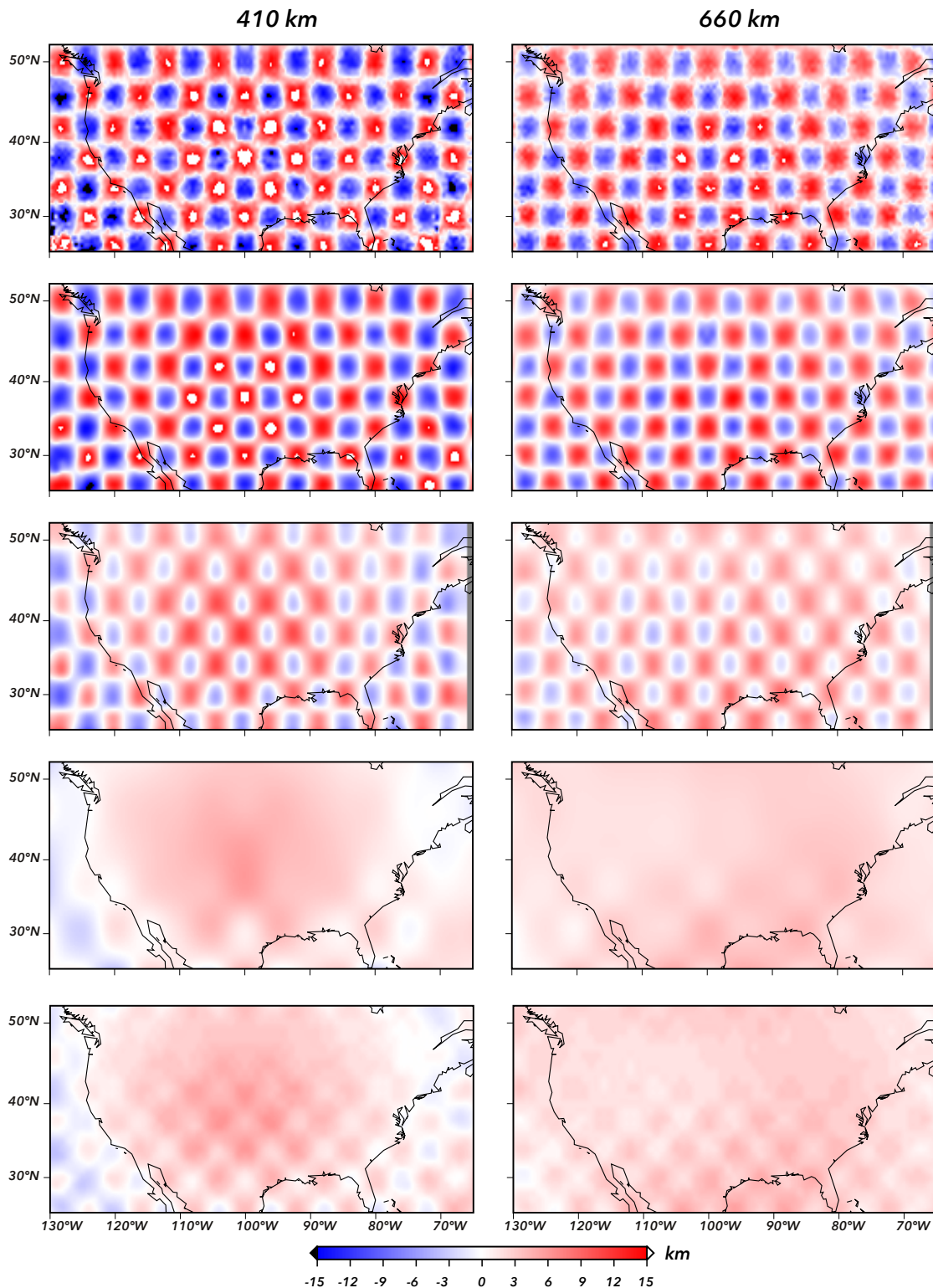


Figura 3.10: Comparação entre os mapas recuperados das discontinuidades de 410 km e 660 km, usando bins de raios de diferentes tamanhos: 0, 5° (painel superior), 1° (painel central superior), 2° (painel central), 5° (painel central inferior) e 5°, mas passo lateral de 1° (painel inferior). Neste exemplo, topografia harmônica de 2° × 2° foi adicionada às discontinuidades de 410 km e 660 km do modelo PREM5C. Barra de cores em km.

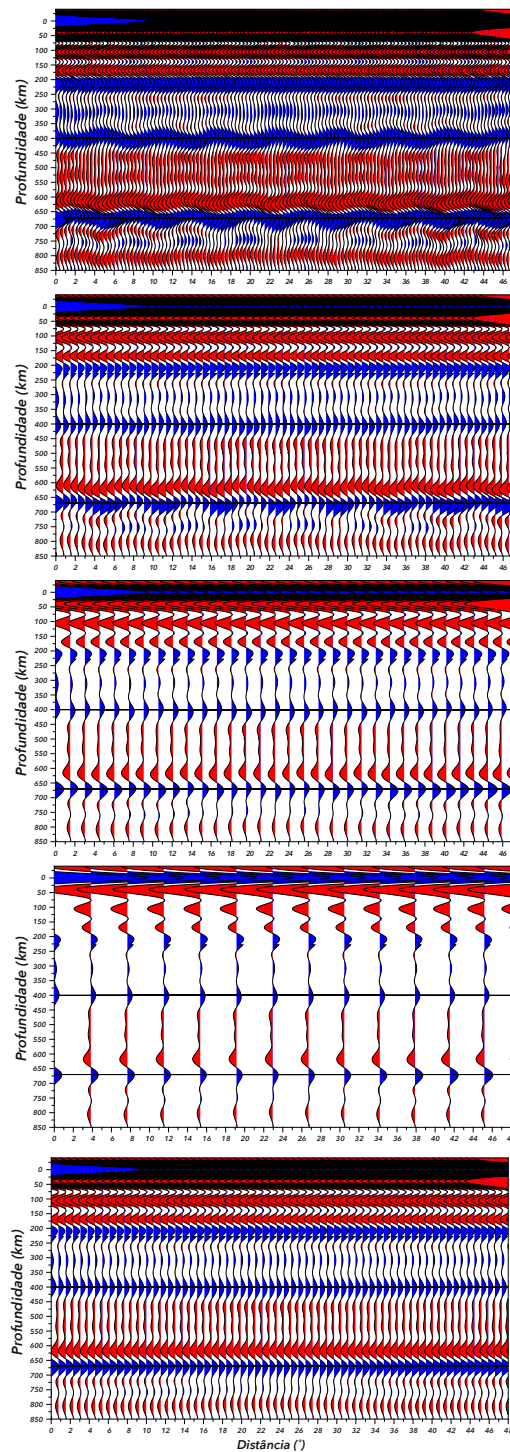


Figura 3.11: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, para o modelo de topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ nas discontinuidades de 410 km e 660 km adicionadas ao modelo PREM5C, com empilhamentos com CCP que usam *bins* de raios de diferentes tamanhos. Do painel superior para o inferior, foram utilizados *bins* com os seguintes raios para o empilhamento com CCP: 0° , 5° , 1° , 2° , 5° , e 5° . No último painel, no entanto, o empilhamento foi realizado com passo lateral de 1° .

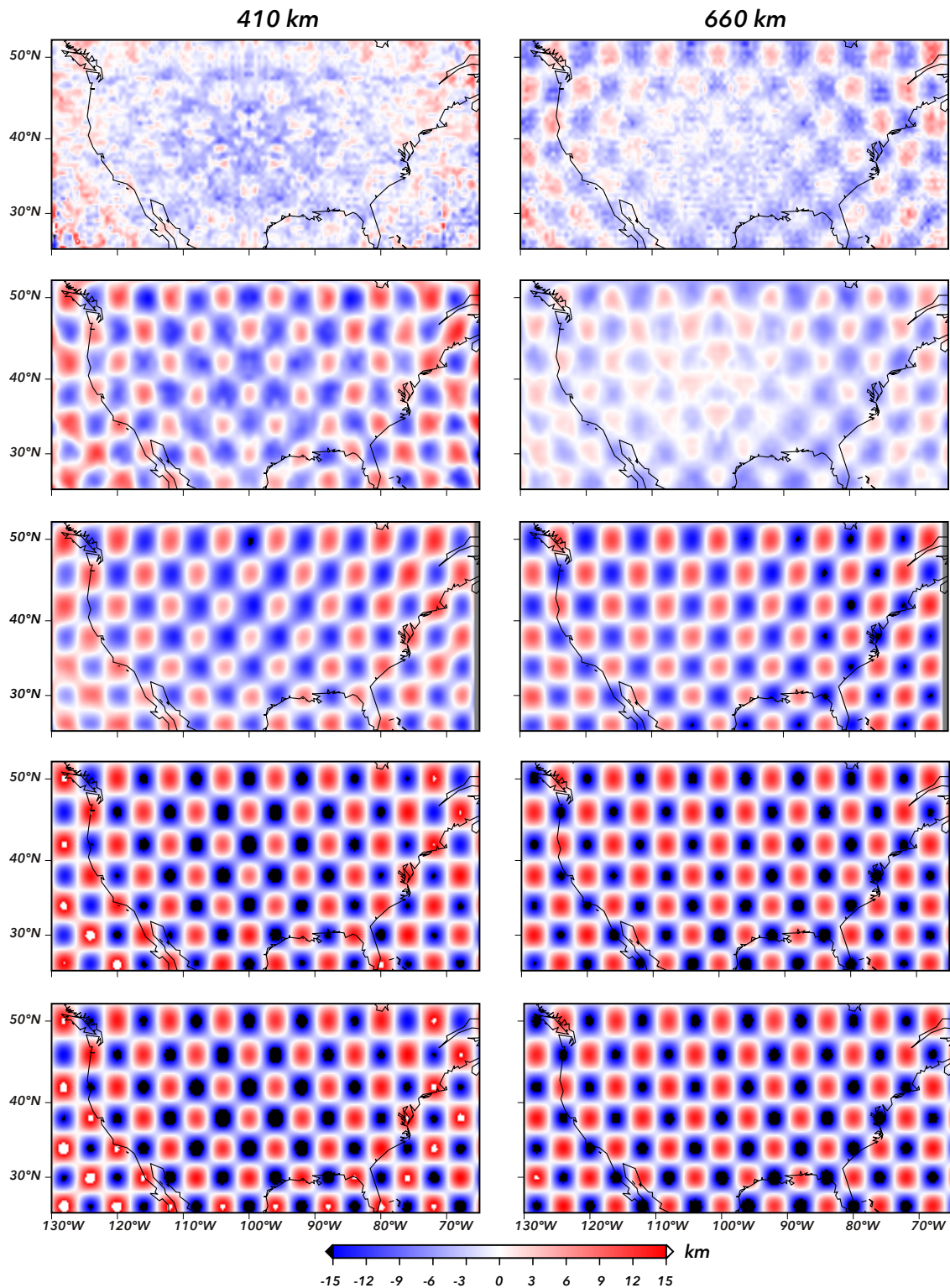


Figura 3.12: Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $2^\circ \times 2^\circ$ de entrada (Figura 2.2b) e o estimado com o método da FR para as descontinuidade de 410 km e 660 km com *bins* com raios de diferentes tamanhos. Do painel superior para o inferior, foram utilizados *bins* com os seguintes raios para o empilhamento com CCP: $0,5^\circ$, 1° , 2° , 5° e 5° . No último painel, no entanto, o empilhamento foi realizado com passo lateral de 1° . Barra de cores em km.

3.1.2 Resolvibilidade de topografia de curto comprimento de onda

Nesta subseção, exploramos a capacidade do arranjo de estações proposto possibilitar recuperação de topografias de curto comprimento de onda com o método da FR. Conforme mostrado nas subseções 3.1.1.1, 3.1.1.2, 3.1.1.3, há uma degradação do sinal recuperado conforme o tamanho do raio do *bin* usado no empilhamento com CCP aumenta. Isso ocorre porque, para raios maiores, aumenta-se a área amostrada e a quantidade de funções dos receptores que serão utilizados para se obter um valor médio. Dessa forma, detalhes da topografia vão se perdendo e tendendo a um valor mais regional. Essa degradação faz sentido quando observamos a ilustração fornecida na Figura 2.7, oriunda do trabalho de Rondenay (2009). Os resultados desses experimentos podem ser visualizados nas Figuras 3.13, 3.14 e 3.15. Veja que mesmo quando realizamos empilhamento com CCP com *bins* de raio $0,5^\circ$, a recuperabilidade das feições topográficas fica comprometida, principalmente para a descontinuidade de 660 km. Nós também realizamos um teste de empilhamento com CCP usando *bins* de raio $0,25^\circ$, mas as imagens obtidas para ambas as topografias ficaram comprometidas, sem a possibilidade de identificação de um padrão. Provavelmente, a quantidade de pontos de conversão dentro dos *bins*, relacionada a quantidade de sismogramas a serem empilhados, foi tão pequena que não foi possível elevar a amplitude das fases *P410s* e *P660s* a nível que possibilitasse a identificação do tempo de chegada delas nas estações. Assim, concluímos que um arranjo de estações com espaçamento entre si de 1° não permite o imageamento preciso de feições topográficas com variações laterais inferiores a aproximadamente 111 km. Nós também analisamos a recuperação de feições topográficas de maior comprimento de onda. Para topografias variando harmonicamente, com dimensões de $2^\circ \times 2^\circ$, $5^\circ \times 5^\circ$, $8^\circ \times 8^\circ$ e $11^\circ \times 11^\circ$, e amplitude mínima de -15 km e máxima de 15 km, o imageamento preciso é possível, desde que o raio do *bin* utilizado no empilhamento com CCP tenha o tamanho adequado. Nós realizamos vários testes variando o tamanho do raio dos *bins* utilizados no empilhamento e eles podem ser visualizados na seção A.1.1 do Apêndice, exceto a análise do modelo com variações harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$, a qual já foi apresentada na subseção 3.1.1.3.

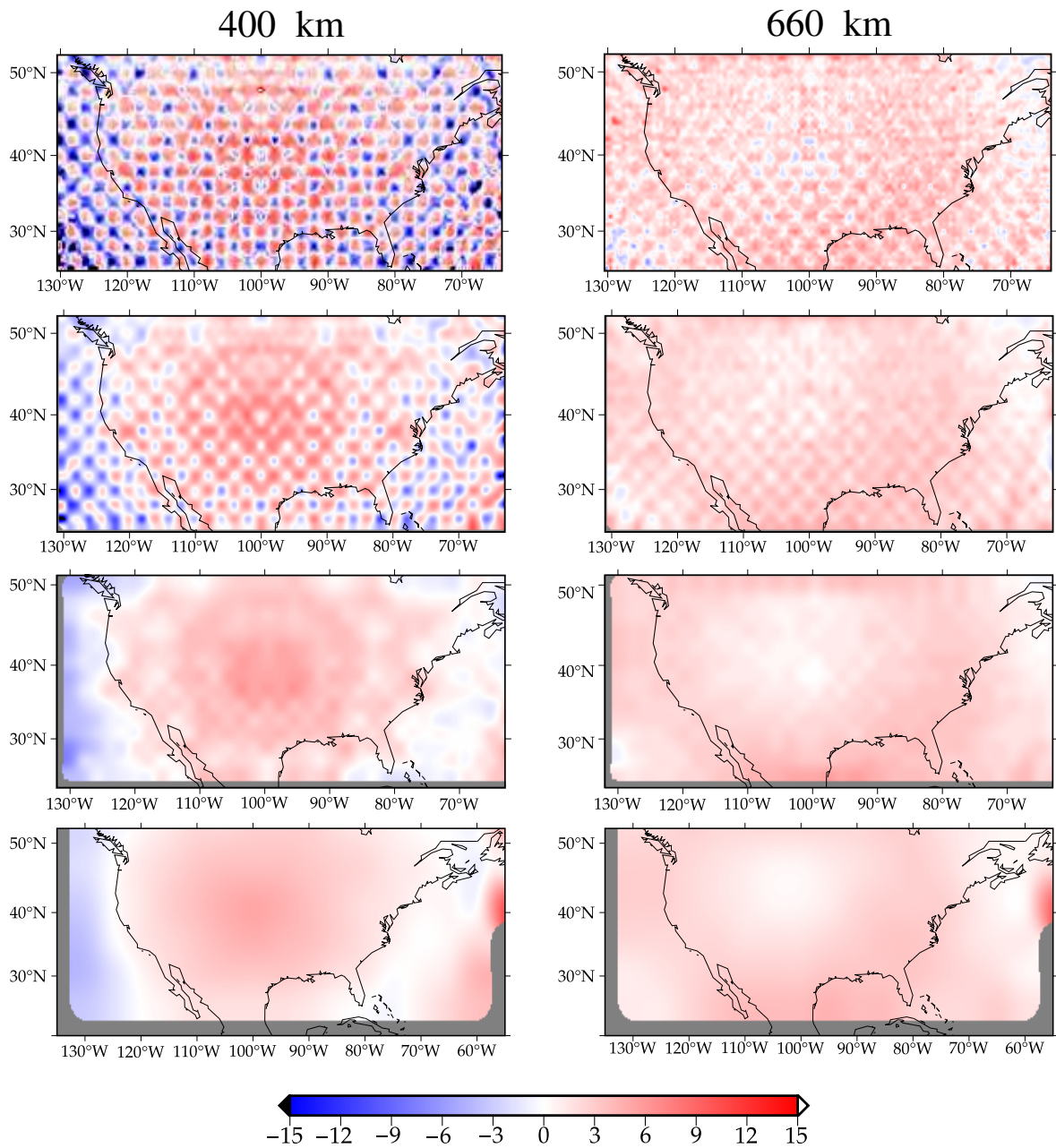


Figura 3.13: Comparação entre os mapas recuperados das discontinuidades de 410 km e 660 km, usando *bins* de raios de diferentes tamanhos: $0,5^\circ$ (painel superior), 1° (painel central superior), 2° (painel central inferior) e 5° (painel inferior), com topografia harmônica de $1^\circ \times 1^\circ$ adicionada às discontinuidades de 410 km e 660 km do modelo PREM5C. Barra de cores em km.

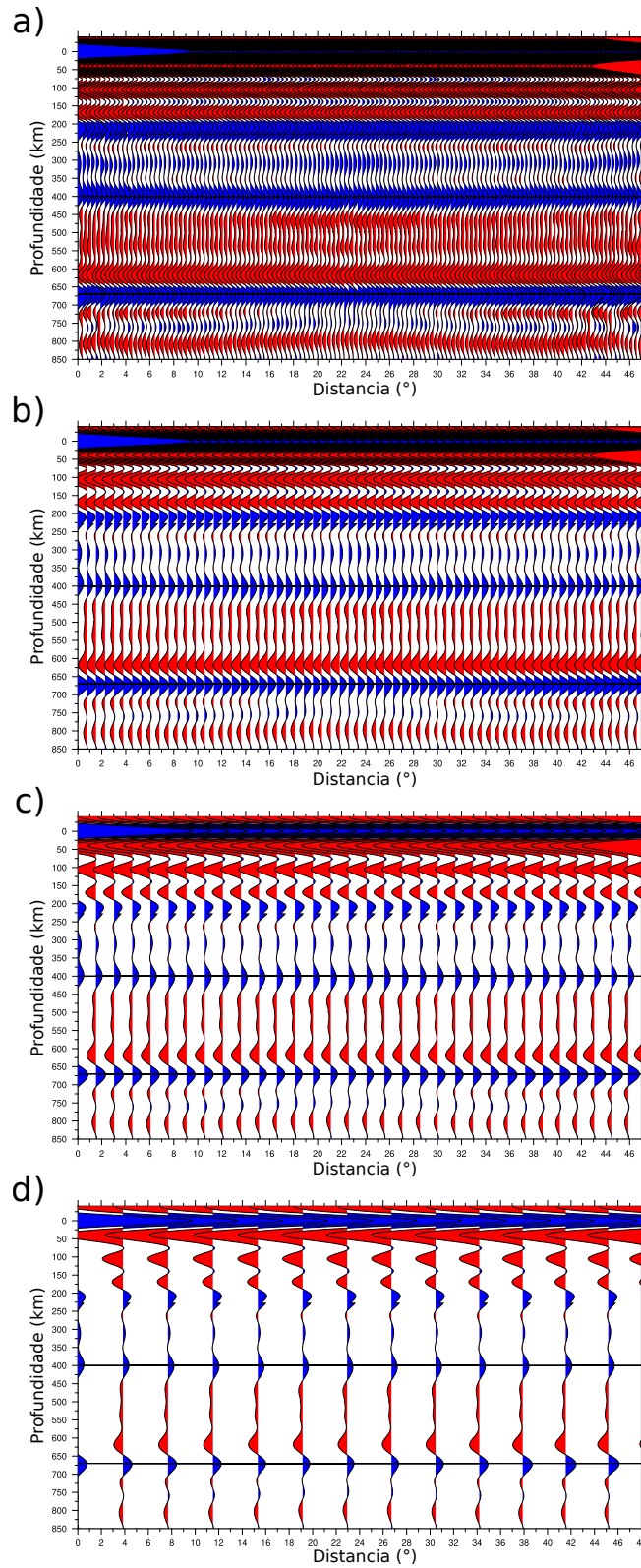


Figura 3.14: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, para o modelo de topografia harmônica de $1^\circ \times 1^\circ$ na descontinuidade de 660 km adicionada ao modelo PREM5C, com empilhamentos com CCP que usam *bins* de raios de diferentes tamanhos. Do painel superior para o inferior, foram utilizados *bins* com os seguintes raios para o empilhamento com CCP: 0° , $0,5^\circ$, 1° , 2° , 5° .

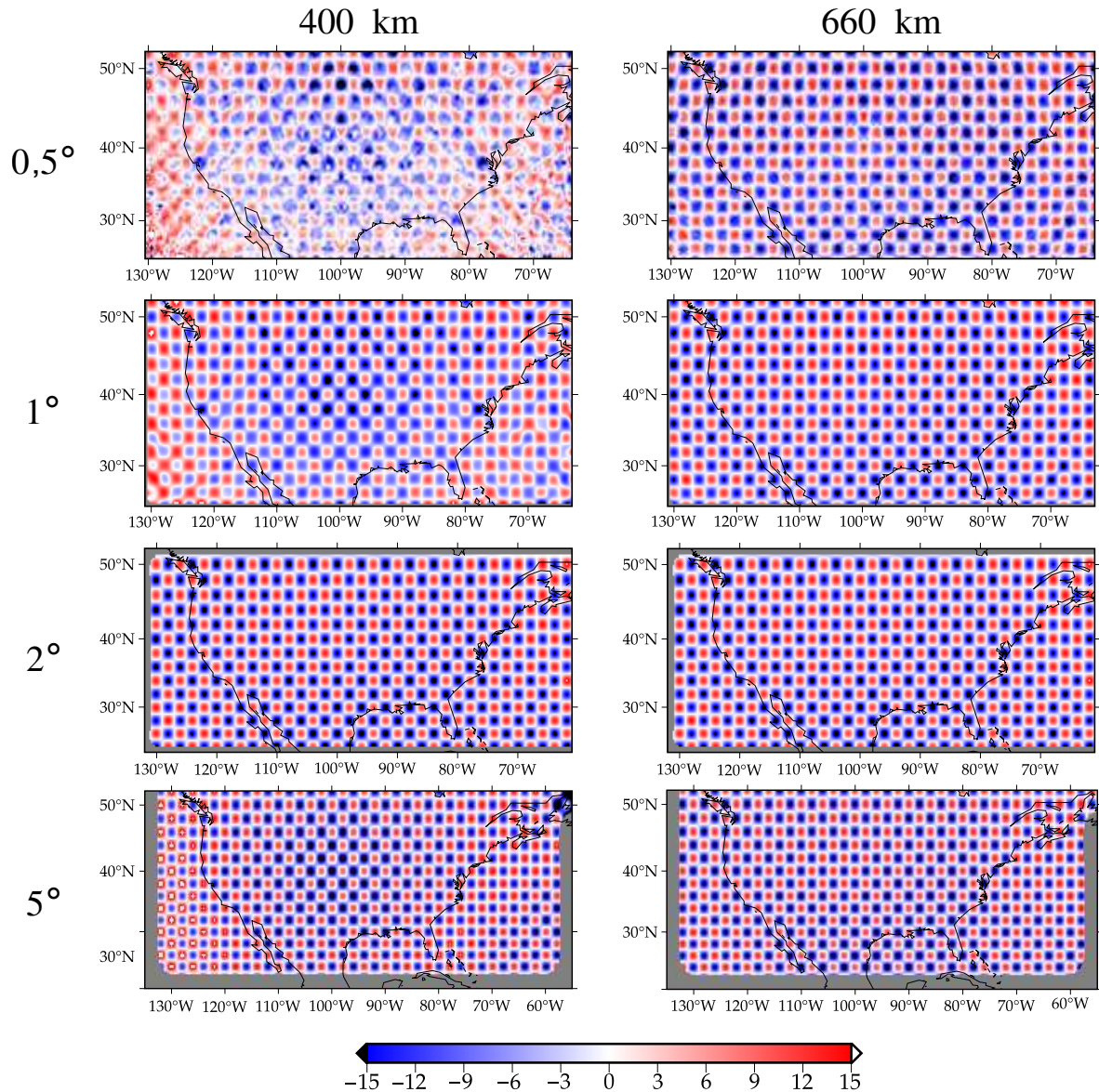


Figura 3.15: Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $1^\circ \times 1^\circ$ de entrada (Figura 2.2b) e o estimado com o método da FR para as descontinuidade de 410 km e 660 km com *bins* com raios de diferentes tamanhos. Do painel superior para o inferior, foram utilizados *bins* com os seguintes raios para o empilhamento com CCP: $0,5^\circ$, 1° , 2° , 5° . Barra de cores em km.

3.1.3 Imageamento da variação de amplitude das topografias das descontinuidades da ZTM

Aqui, realizamos um teste para avaliar a capacidade do método de FR em recuperar variações de amplitude na topografia da ZTM com oscilações laterais harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$, para o arranjo de estações proposto no experimento. Foram simuladas situações

com variações de amplitude de 2, 5, 10 e 15 km, respectivamente. Os resultados obtidos são apresentados nas Figuras 3.16, 3.17 e 3.18. O processo de empilhamento com CCP, para todos os modelos, foi realizado com *bins* de raio de 1° . Notamos que o modelo que possui topografia da ZTM com amplitude máxima de 2 km não pode ser recuperado de maneira satisfatório com o método da FR. Para os demais modelos, a recuperação do padrão de tabuleiro de xadrez foi bastante satisfatória. A dificuldade em recuperar o padrão de entrada quando as topografias possuem amplitude máxima de 2 km pode estar relacionada à pequena perturbação de tempo que é gerada por essa amplitude e tal informação ir se perdendo na trajetória de propagação da onda, algo conhecido como efeito de cicatrização da frente de onda. A estimativa dos tempos de percurso com a teoria do raio para realização da correção de sobretempo também pode ser um fator que influencia a correta estimativa da amplitude das topografia no modelo recuperado. Como as perturbações geradas são muito pequenas, qualquer imprecisão no empilhamento pode dificultar o imageamento das estruturas em subsuperfície.

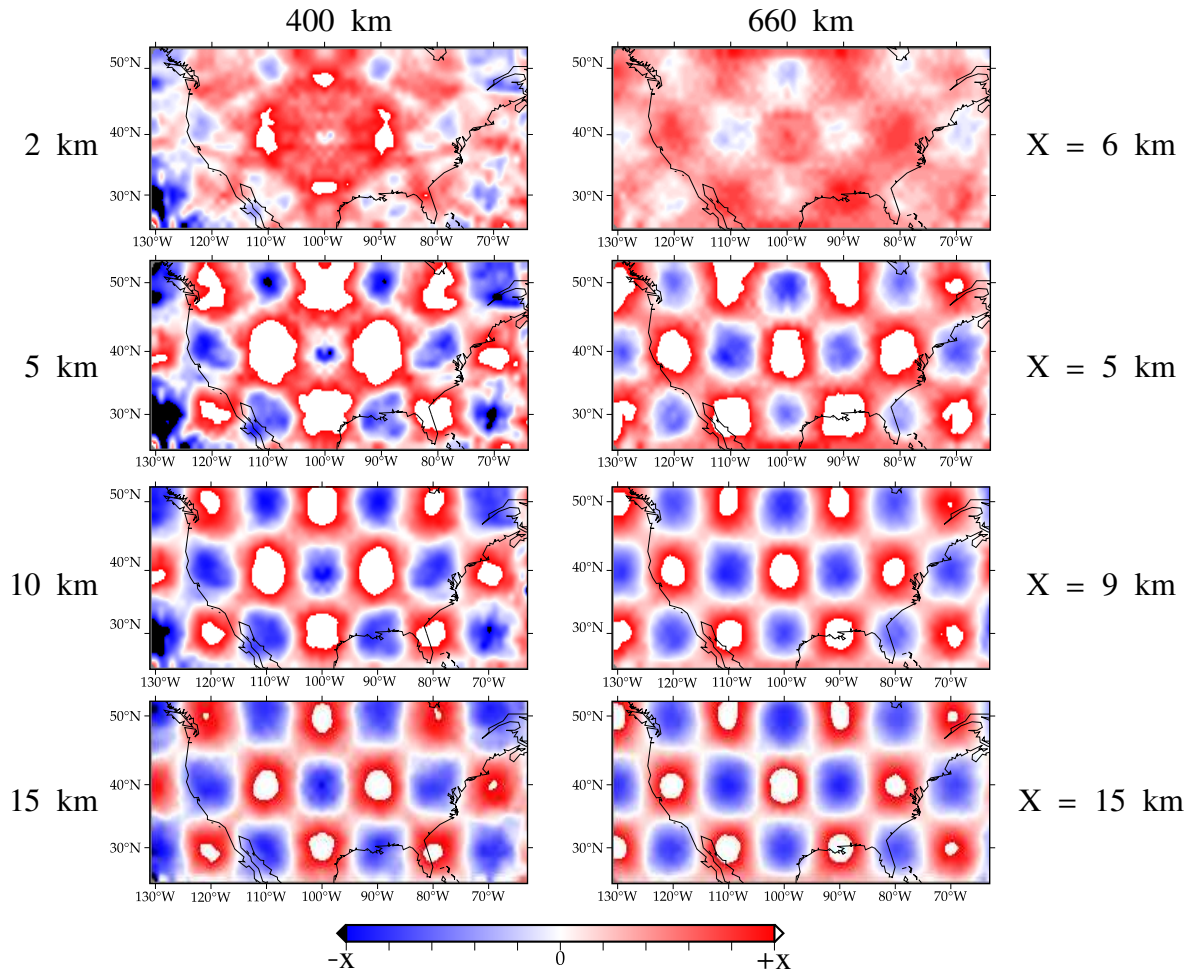


Figura 3.16: Comparação entre os mapas recuperados das descontinuidades de 410 km e 660 km, com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ e amplitudes de 2 km, 5 km, 10 km e 15 km, respectivamente, adicionada ao modelo PREM5C, usando *bins* de raio de 1° . X representa a amplitude máxima da escala de cores para cada uma das situações. Barra de cores em km.

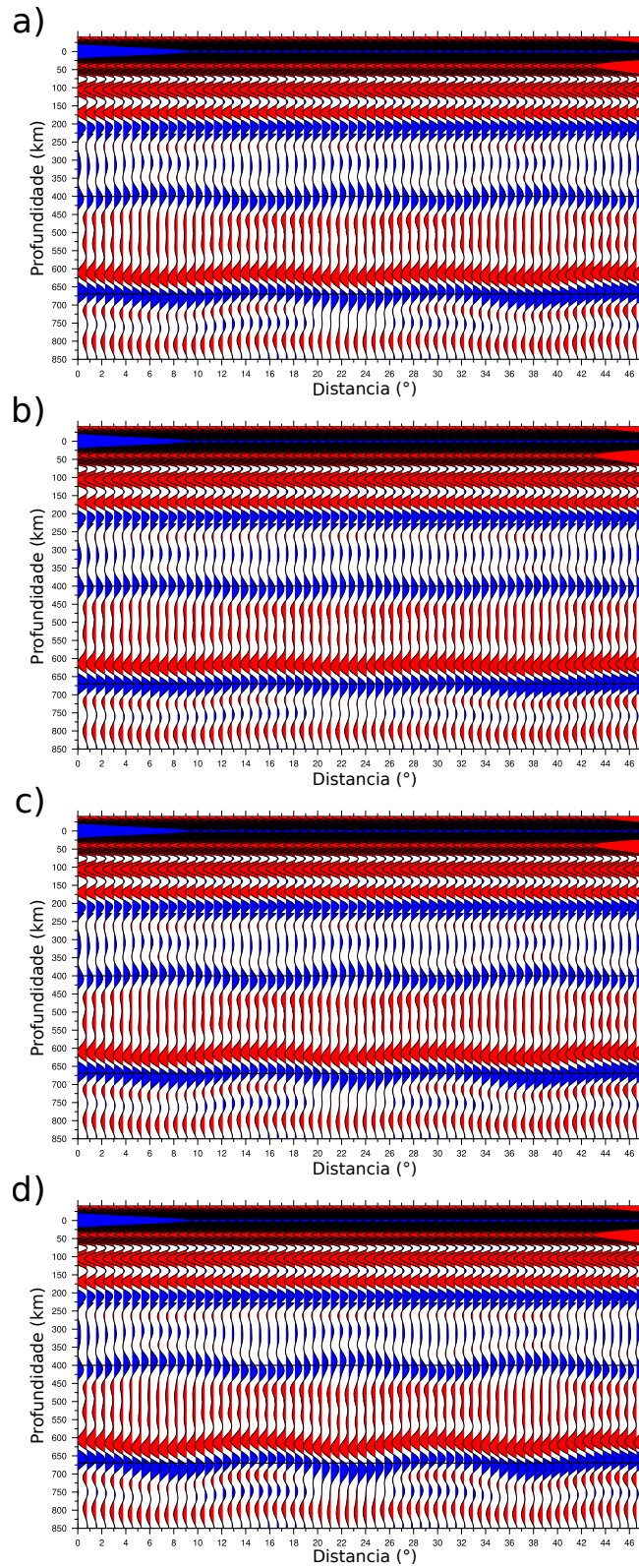


Figura 3.17: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W para o modelo PREM5C com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ e amplitudes de: a) 2 km; b) 5 km; c) 10 km; e d) 15 km, adicionada às descontinuidades de 410 e 660 km. Para o empilhamento com CCP, foram usados *bins* de raio de 1° .

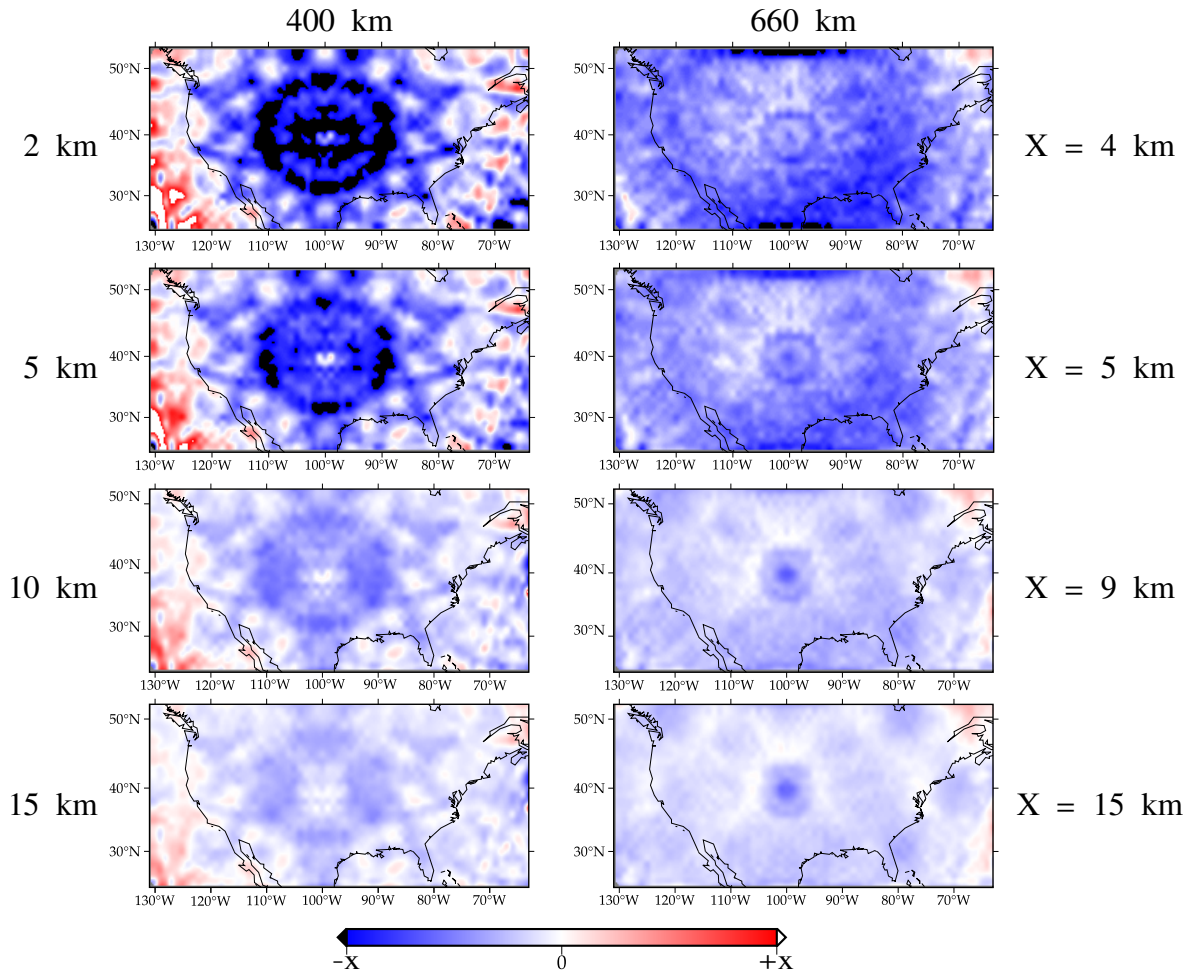


Figura 3.18: Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $5^\circ \times 5^\circ$ de entrada (Figura 2.2b), com amplitudes de 2 km, 5 km, 10 km e 15 km, e o estimado com o método da FR para as descontinuidades de 410 km e 660 km com *bins* de raios de $1,0^\circ$. X representa a amplitude máxima da escala de cores para cada uma das situações. Barra de cores em km.

3.1.4 Rotação ZRT x LQT

Aqui, nós analisamos se há melhora no imageamento das topografias da descontinuidades da ZTM quando realizamos o processamento dos sismogramas mudando o sistema de coordenadas dos eixos ZRT para os eixos LQT. Para isso, comparamos os resultados obtidos pelo método FR quando adicionamos topografias de $2^\circ \times 2^\circ$ às descontinuidades da ZTM. A rotação para o sistema LQT foi realizada adotando-se o valor de velocidade de propagação da onda P , próximo à superfície, de 6,0 km/s. Os parâmetros de raio para o cálculo do ângulo de incidência foram obtidos com auxílio do pacote *Taup* de Crotwell et al. (1999). O empilhamento com CCP foi realizado

com *bins* de raio de $0,5^\circ$, para ambas as situações. Analisando os resultados da Figura 3.19, percebemos que, na prática, não há diferença significativa entre as imagens recuperadas por um sistema de rotação ou pelo outro. Na verdade, para o imageamento da topografia de 410 km, os sismogramas no sistema ZRT parecem fornecer uma imagem ligeiramente superior a do sistema LQT. Para a topografia de 660 km, não se nota nenhuma diferença significativa. Nós também realizamos testes para averiguar a influência da escolha da velocidade de propagação da onda P próximo à superfície, para o cálculo do ângulo de incidência na rotação LQT. Inicialmente, foram escolhidos três valores: 5,8 km/s, 6,0 km/s e 6,2 km/s. Observando a Figura 3.20, nós não notamos nenhuma diferença significativa entre as imagens recuperadas, sugerindo que a rotação LQT é pouco sensível a pequenas variações da velocidade da onda P próxima à superfície. Nós também realizamos dois testes adicionais para averiguar como são as imagens recuperadas quando as velocidade de onda P próximas à superfície possuem valores mais extremos, ou seja, de 4,0 km/s e 8,0 km/s, respectivamente. O valor de 4,0 km/s diminui o valor do ângulo de incidência, enquanto o valor de 8,0 km/s o aumenta. A partir da 3.21, nota-se que o aumento do ângulo de incidência tende a piorar a recuperação da imagem, tanto para a topografia de 410 km quanto para a de 660 km. Quando o ângulo de incidência diminui, as imagens obtidas são bastante similares as da Figura 3.20.

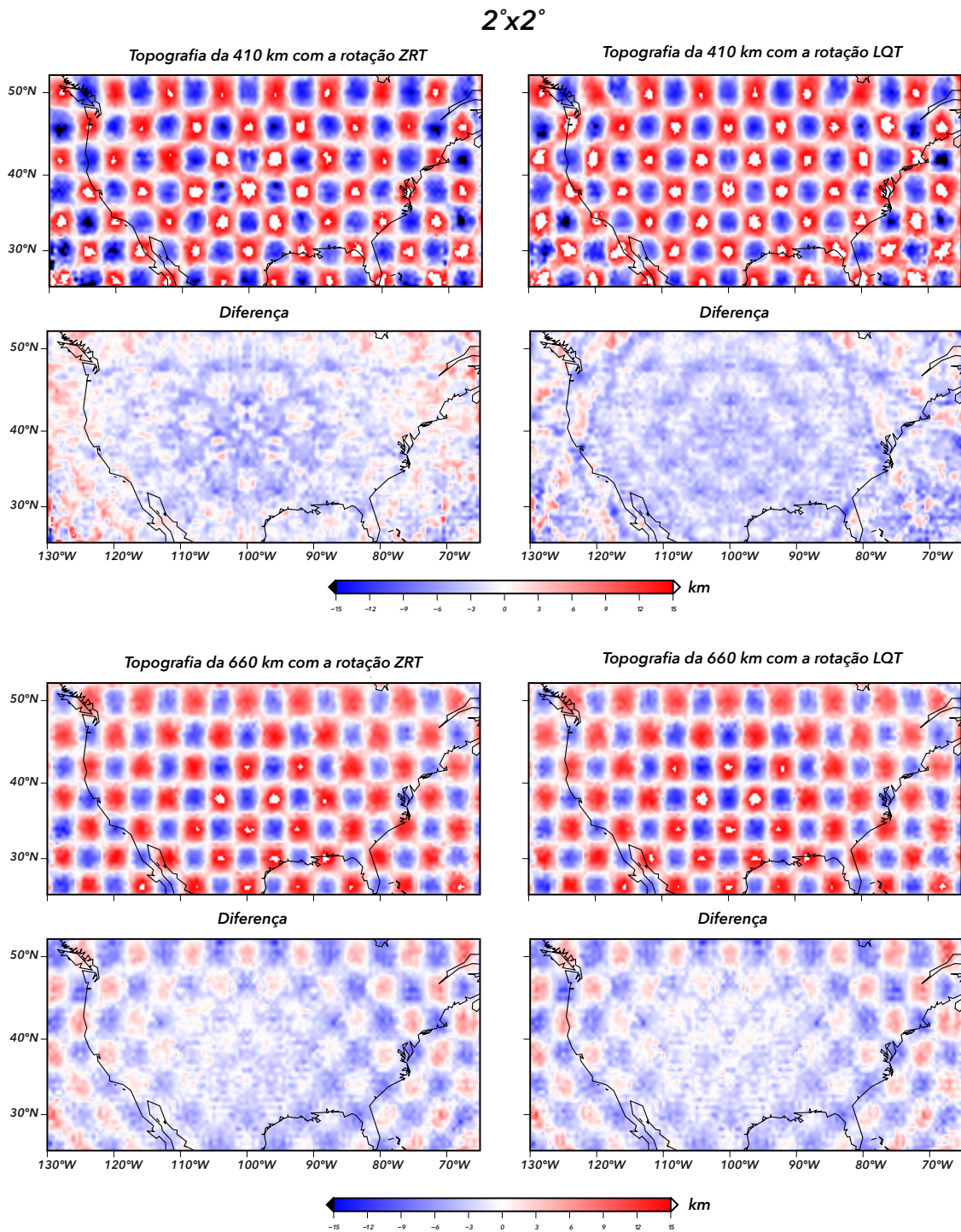


Figura 3.19: Comparação entre os resultados obtidos usando a rotação para o sistema ZRT e para o sistema LQT ao adicionarmos topografia de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ às descontinuidades da ZTM do modelo PREM5C e suas respectivas diferenças obtidas entre o modelo de entrada e o resultado obtido método da FR. A rotação para o sistema LQT foi realizada adotando-se o valor de velocidade de propagação da onda P , próximo à superfície, de 6,0 km/s. Empilhamento com CCP realizado com *bins* de raios de 0,5°.

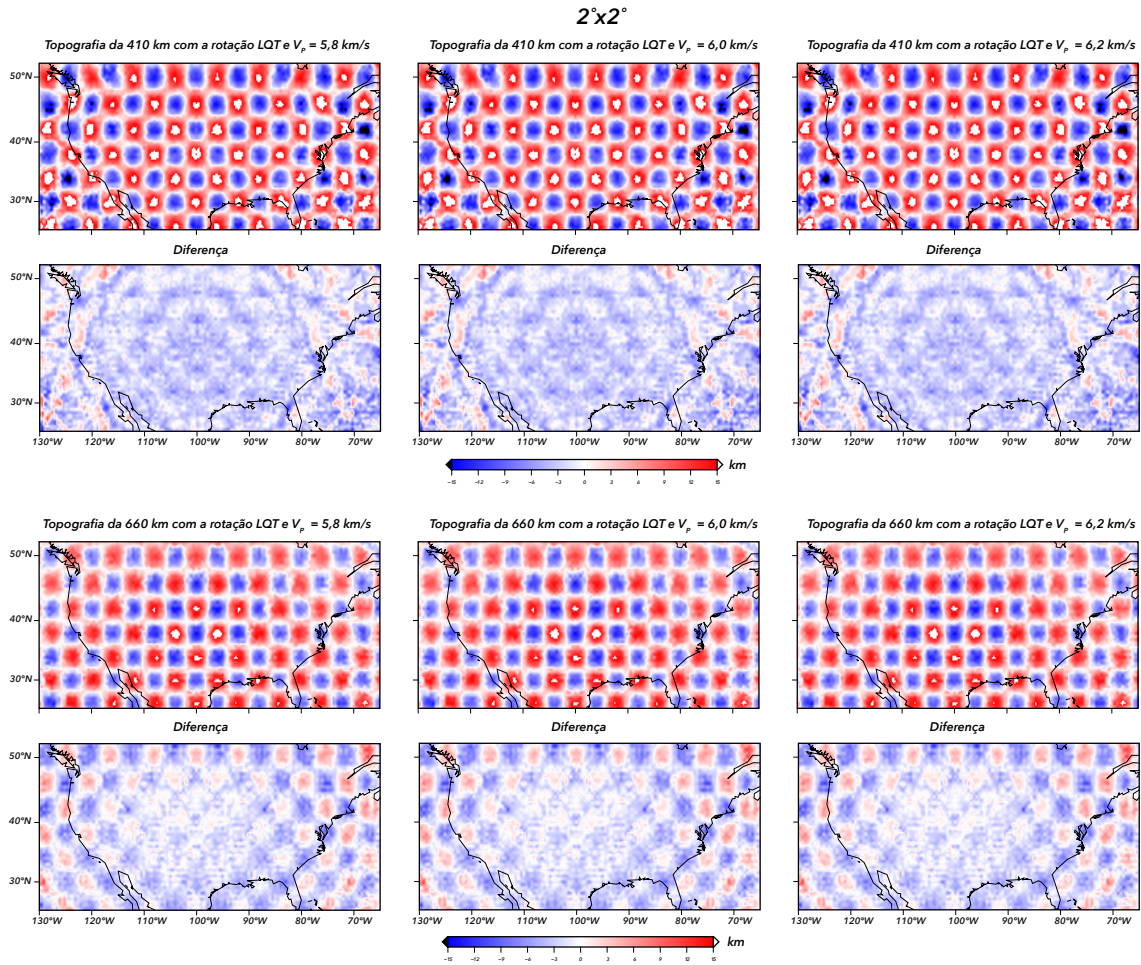


Figura 3.20: Comparação entre os resultados obtidos usando a rotação para o sistema LQT, para valores velocidade da onda P próximo à superfície de 5,8 km/s, 6,0 km/s e de 6,2 km/s, ao adicionarmos topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ às discontinuidades da ZTM do modelo PREM5C e suas respectivas diferenças obtidas entre o modelo de entrada e o resultado obtido método da FR. Empilhamento com CCP realizado com *bins* de raios de $0,5^\circ$.

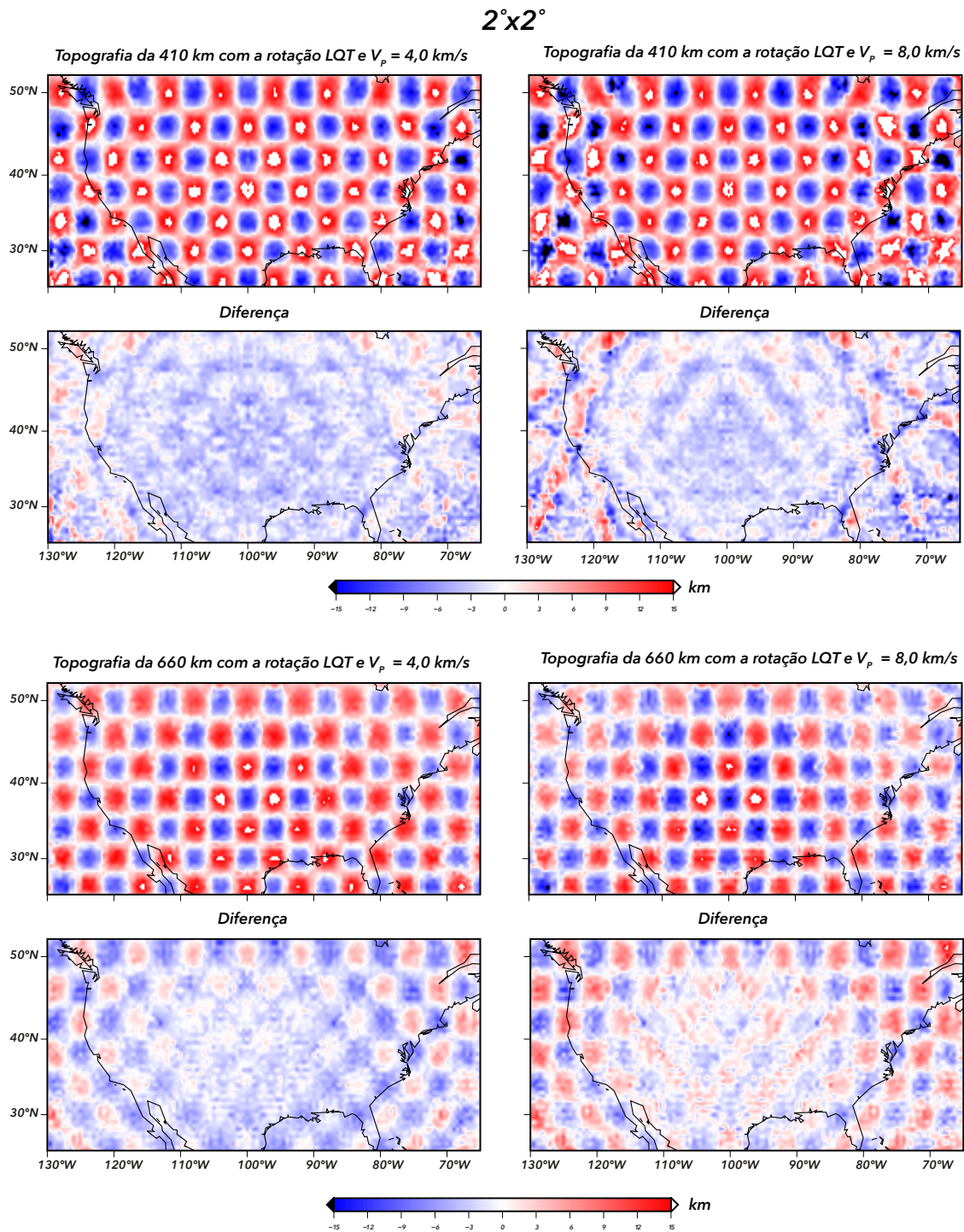


Figura 3.21: Comparação entre os resultados obtidos usando a rotação para o sistema LQT, para valores velocidade da onda P próximo à superfície de 4,0 km/s e 8,0 km/s, ao adicionarmos topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ às discontinuidades da ZTM do modelo PREM5C e suas respectivas diferenças obtidas entre o modelo de entrada e o resultado obtido método da FR. Empilhamento com CCP realizado com *bins* de raios de $0,5^\circ$.

3.2 *Influência da estrutura heterogênea de velocidade dos modelos P12, S40RTS e TX2015 sobre a onda P e suas conversões para onda S nas descontinuidades de 410 km e 660 km*

Nesta seção, iniciamos a análise do principal objetivo deste trabalho: avaliar a influência da estrutura de velocidade sobre a onda P e suas conversões nas descontinuidades de 410 km e 660 km, ou seja, como não considerar correções de tempo devido às heterogeneidades no manto pode afetar o imageamento das topografias na zona de transição do manto. Além disso, avaliamos como as simplificações teóricas utilizadas para estimar o tempo de propagação em modelos heterogêneos de velocidade do manto afetam as estimativas das topografias das descontinuidades. Para tal propósito, nós inserimos no modelo PREM5C somente a estrutura heterogênea de velocidade do manto. Para estrutura de velocidade de onda S , nós utilizamos os modelos S40RTS e TX2015 de Ritsema et al. (2011) e de Lu & Grand (2016), respectivamente. A estrutura de velocidade de onda P utilizada nas simulações é proveniente do modelo P12 de Ritsema et al. (2011). As Figuras 3.22 e 3.23 exibem três dos modelos utilizados nas simulações. O modelo SP12RTS-P de Koelemeijer et al. (2015) foi utilizado em testes de correção de *moveout* que realizamos e os quais discutiremos logo abaixo. Na Figura 3.22, os modelos de tomografia são apresentados na forma de seções horizontais, entre 100 km e 900 km de profundidade, com espaçamento de 100 km em profundidade entre as imagens. Já na Figura 3.23, os modelos são apresentados na forma de seções verticais, a partir de perfil extraído na latitude 40° N e entre as longitudes 130° W e 62° W. Aqui, nós não discutiremos a natureza desses modelos. Detalhes adicionais podem ser encontrados nas publicações feitas pelos grupos que os derivaram. Fundamentalmente, vemos que os dois modelos de velocidade de onda S utilizados nas simulações possuem semelhanças e divergências quanto a estrutura imageada. O modelo S40RTS parece conter feições anômalas de menor comprimento de onda e variações de velocidade com amplitude superior a do modelo TX2015. Os modelos P12 e SP12RTS-P diferem mais significativamente entre si, tanto na variação da amplitude das anomalias de velocidade quanto nas características das feições imageadas.

Nas Figuras 3.24 e 3.25 são apresentados os resultados da estimativa das topografias das descontinuidades de 410 km e 660 km, considerando o fluxo de processamento ilustrado na Figura 3.1, com a correção de *moveout* que utiliza os tempos de percurso das ondas *P*, *P410s* e *P660s* estimados a partir do modelo PREM5C. O processo de empilhamento com CCP utilizou *bins* de raio de 1°. Salientamos, novamente, que nessas duas simulações em específico não foram adicionadas topografias às descontinuidades de 410 km e 660 km. Veja que ambas as estimativas projetam topografias nas descontinuidades de 410 km e 660 km com amplitude mínima de -17,90 km e máxima de 18,67 km. Embora os padrões recuperados sejam similares, ou seja, um afinamento da descontinuidade de 410 km e 660 km na parte leste dos EUA e um espessamento dessas descontinuidades na parte oeste, que se assemelham bastante a estrutura anômala de velocidade dos primeiros 300 km do manto superior dos modelos P12, S40RTS e TX2015 (veja Figura 3.22), vemos que a amplitude das topografias geradas pela composição dos modelos S40RTS e P12 é maior do que as geradas pela composição dos modelos TX2015 e P12. Esses dois testes evidenciam a necessidade de se realizar correções de *moveout* com tempo previsto por modelos de velocidade que levem em consideração variações 3D, conforme já sugerido pelo trabalho de Deng & Zhou (2015).

Realizando-se o processo de correção de *moveout* com tempos de propagação das ondas *P*, *P410s* e *P660s* estimados com a teoria do raio para os modelos S40RTS e P12, em simulações que utilizam esses dois modelos de tomografia, percebe-se que correção remove grande parte da influência da estrutura de velocidade sobre a topografia estimada, mas não é suficiente para remover o efeito por completo, como pode ser observado no painel central da Figura 3.26. Essa Figura, portanto, refletiria os resíduos que são projetados no mapa de estimativa das topografia das descontinuidades do manto por correções de tempo realizadas com a teoria do raio, mas com artefatos do próprio processamento como pode ser constatado na Figura 3.2. Subtraindo-se o efeito residual do painel inferior da Figura 3.2 do efeito residual do painel central da Figura 3.26, chega-se aos valores aproximados que seriam projetados, de fato, na topografia das descontinuidades com correções de tempo de propagação estimadas a partir da teoria do raio, conforme podemos observar no painel inferior da Figura 3.26. Esse resíduo de curto comprimento (< 200 km) de onda projetado pela teoria do raio

possui, na parte continental, valor mínimo de -9,65 km e valor máximo de 4,63 km para as topografias da descontinuidade de 410 km, respectivamente, e valor mínimo de -7,67 km e valor máximo de 9,84 km para as topografias da descontinuidade de 660 km. Realizando-se o processo de correção de *moveout* com tempos de propagação das ondas P , $P410s$ e $P660s$ estimados com a teoria do raio para os modelos TX2015 e P12, em simulações que utilizam esses dois modelos de tomografia, chega-se a mesma conclusão, conforme pode ser visto na Figura A.16 da seção Apêndice. Os resultados, no entanto, apresentam um mapa residual (painel inferior da Figura A.16) com várias feições que não se correlacionam com o mapa residual da Figura 3.26. Isso é um forte indício que as correções de *moveout* com modelos de tomografia 3D não são um processo robusto, ou seja, são dependentes do modelo utilizado. Dessa forma, para confirmar a dependência das correções de *moveout* com o modelo de tomografia utilizado, nós realizamos o seguinte teste: estimamos os tempos de propagação das ondas P , $P410s$ e $P660s$ utilizando a teoria do raio para os modelos SP12RTS-P e TX2015. Em seguida, aplicamos a correção de *moveout* utilizando os tempos estimados por esses modelos nas funções do receptor calculadas a partir das simulações com a estrutura de velocidade dos modelos P12 e S40RTS. Veja que esse processo não é diferente do que acontece em experimentos reais, ou seja, nós não conhecemos a estrutura de velocidade da Terra real (simulação com a estrutura de velocidade dos modelos P12 e S40RTS) e queremos corrigir sua influência sobre o tempo propagação das ondas com a teoria do raio utilizando dois modelos de tomografia (SP12RTS-P e TX2015). Os resultados podem ser visualizados no painel inferior da Figura 3.27, com o painel superior da Figura apresentando os resultados da Figura 3.26. Veja que o mapa residual pode projetar topografias com amplitude superior a 15 km nos mapas das descontinuidades, enviesando a interpretação final desses resultados. Nós não sabemos, no entanto, se correções do tempo de propagação das ondas que levam em consideração *kernels* de frequência-finita poderiam reduzir a dependência do modelo de Terra nas correções, amenizando a introdução de artefatos produzidos por simplificações teóricas na estimativa das topografias da descontinuidades da ZTM.

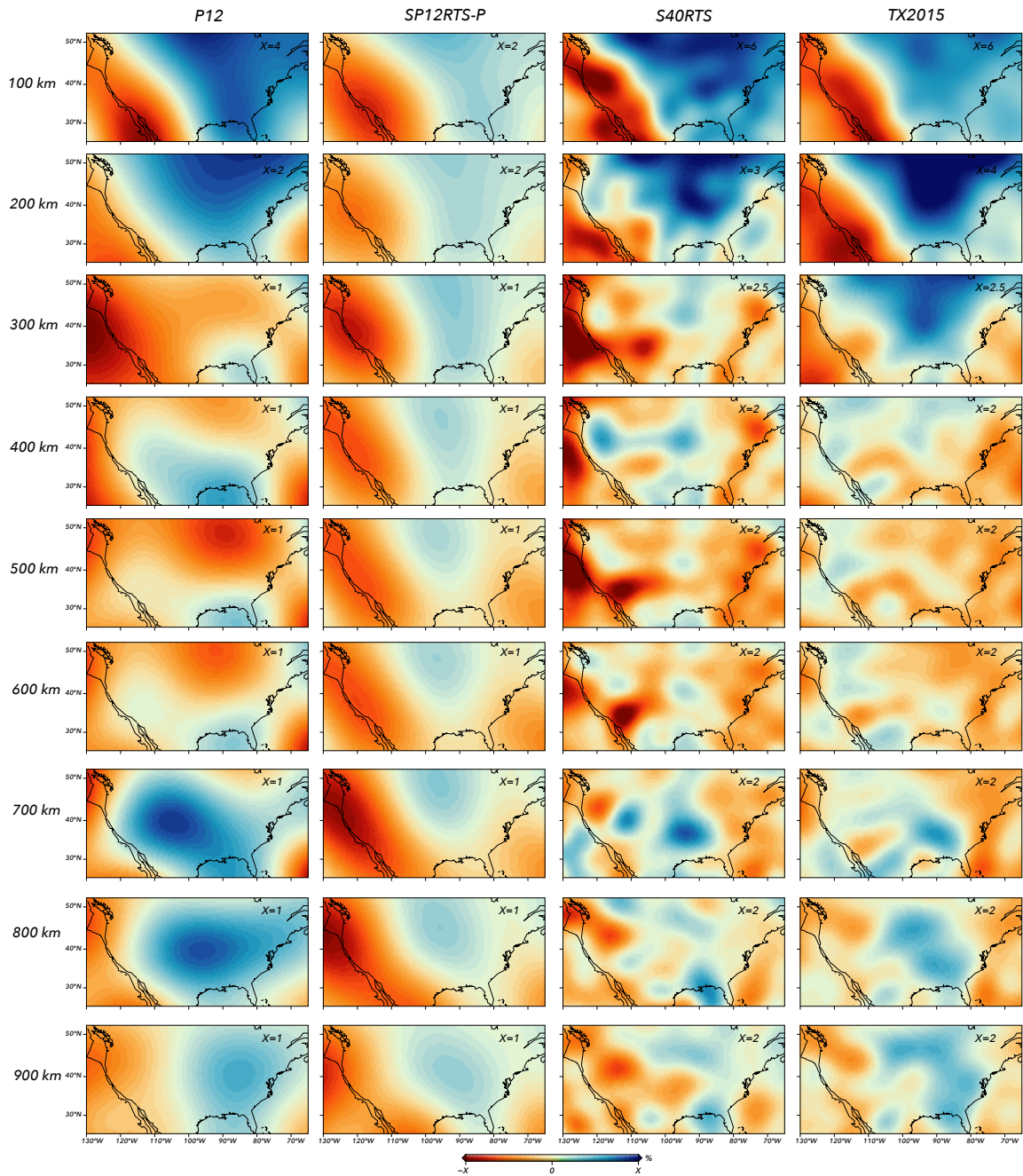


Figura 3.22: Seções horizontais dos modelos de tomografia P12 e S40RTS de Ritsema et al. (2011), SP12RTS-P de Koelemeijer et al. (2015) e TX2015 de Lu & Grand (2016). Os modelos são apresentados em imagens a cada 100 km de profundidade, iniciando-se em 100 km e indo até 900 km, já no manto inferior. As cores tendendo ao vermelho representam zona de redução na velocidade de propagação da onda, enquanto zonas azuis representam regiões de aumento na velocidade de propagação das ondas.

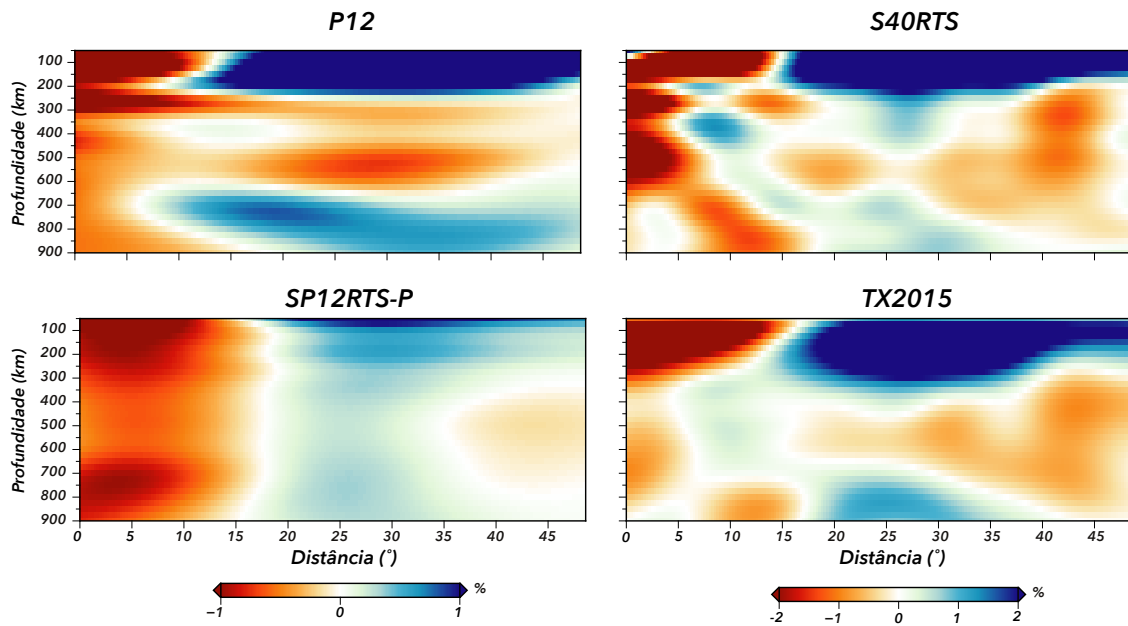


Figura 3.23: Seções verticais dos de tomografia P12 e S40RTS de Ritsema et al. (2011), SP12RTS-P de Koelmeijer et al. (2015) e TX2015 de Lu & Grand (2016). Os modelos apresentados foram obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W. As cores tendendo ao vermelho representam zona de redução na velocidade de propagação da onda, enquanto zonas azuis representam regiões de aumento na velocidade de propagação das ondas.

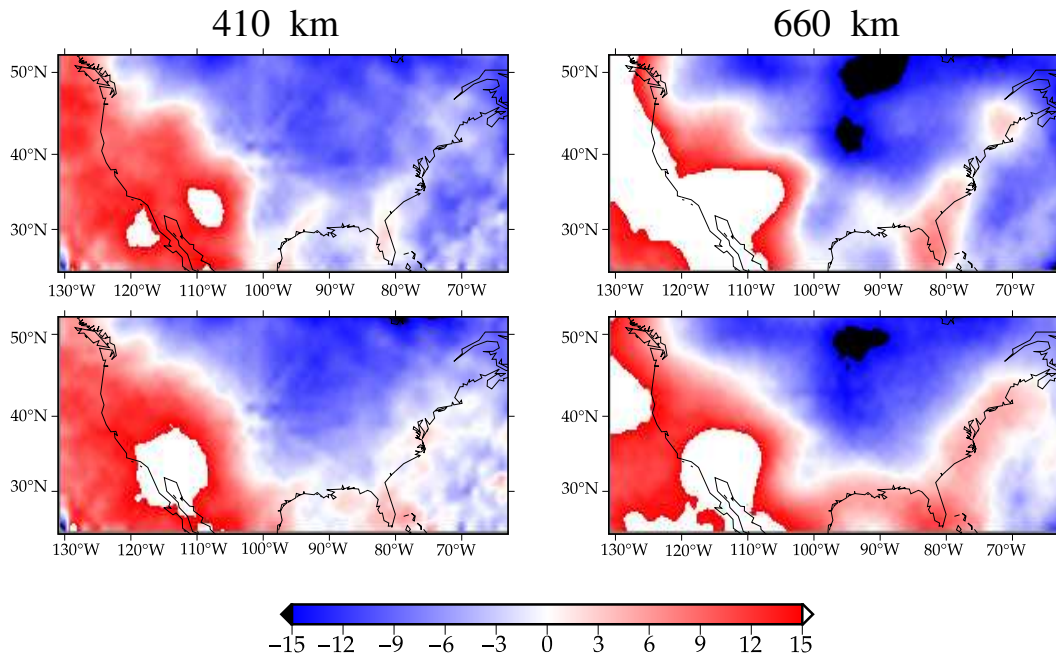


Figura 3.24: Seções horizontais mostrando as discontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 (painel superior) e TX2015 e P12 (painel inferior) adicionadas ao modelo PREMSC. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* aplicada com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir do modelo PREMSC. Barra de cores em km.

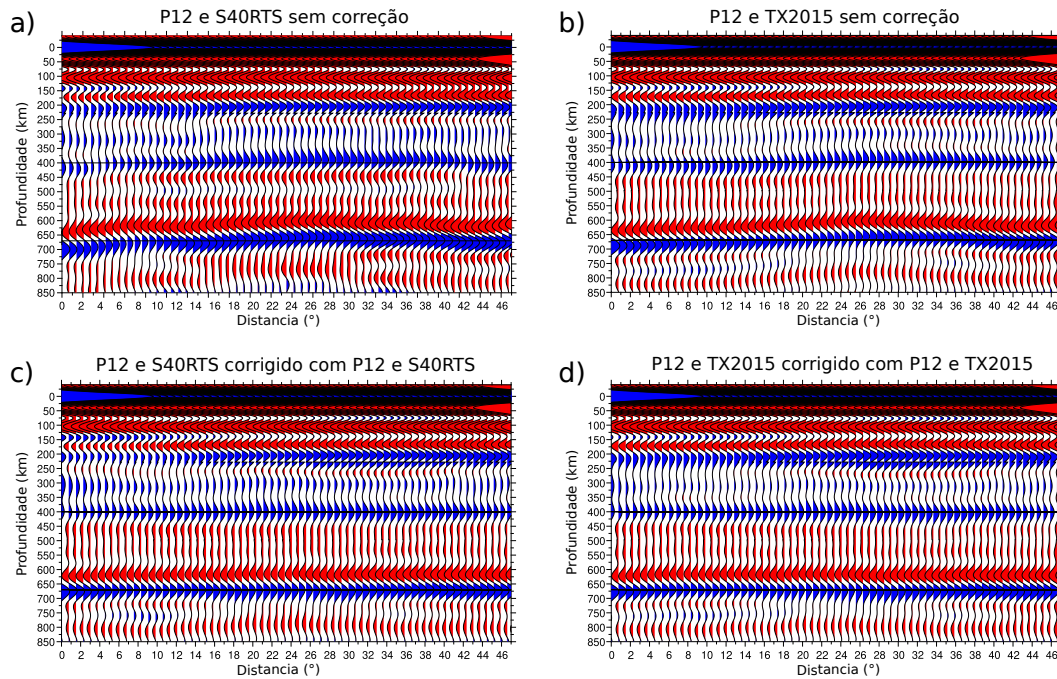


Figura 3.25: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS, TX2015 e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir do modelo PREM5C. Nas Figuras c) e d) são apresentados perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: c) S40RTS e P12; e d) TX2015 e P12.

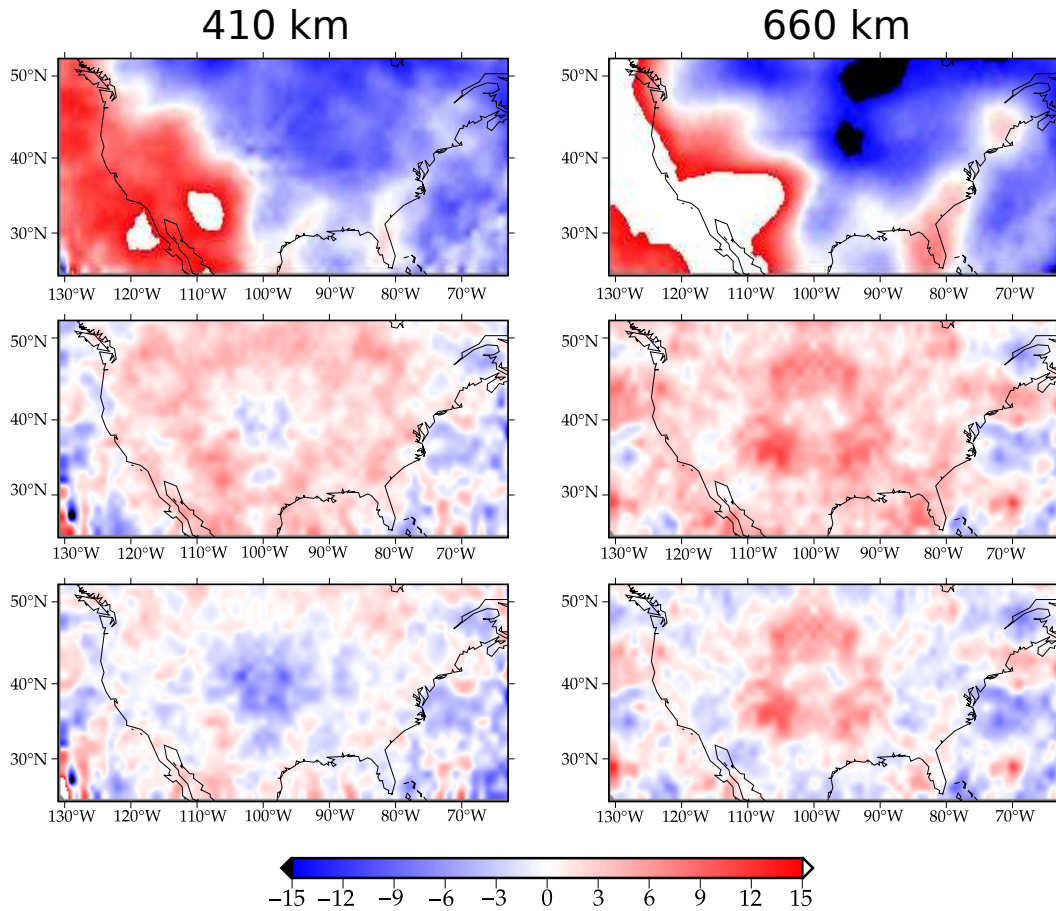


Figura 3.26: Seções horizontais mostrando as discontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMSC. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* aplicada com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: PREMSC (painel superior), S40RTS e P12 (painel central). O painel inferior apresenta a diferença entre a estimativa obtida no painel central e a estimativa do painel inferior da Figura 3.2. Barra de cores em km.

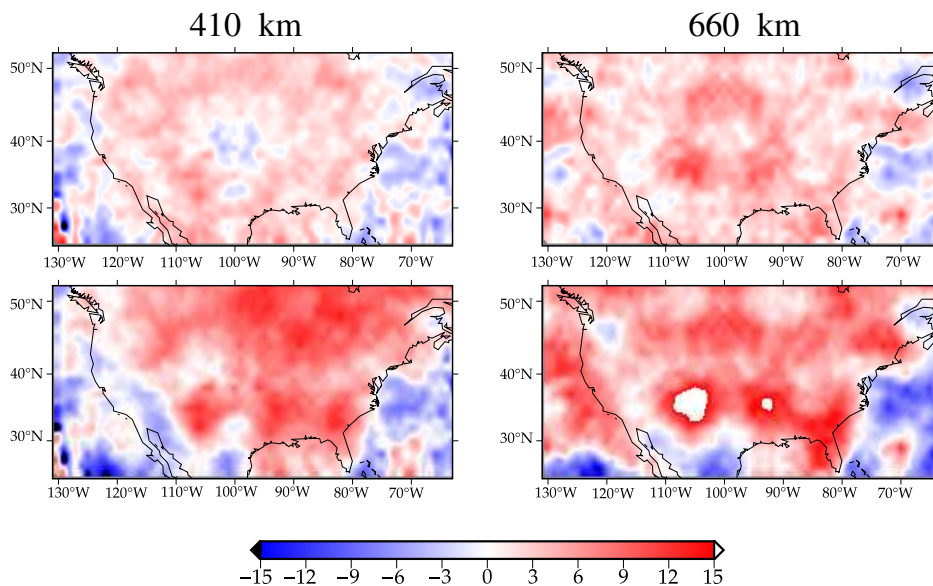


Figura 3.27: Seções horizontais mostrando as discontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* aplicada com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: S40RTS e P12 (painel superior) e SP12RTS e TX2015 (painel inferior). Barra de cores em km.

3.2.1 Estrutura de velocidade de onda *P* conhecida

Aqui, nós analisamos uma situação hipotética na qual a estrutura de velocidade de onda *P* seria conhecida, mas desconheceríamos a estrutura de velocidade da onda *S* quando realizássemos a correção de tempo. O objetivo com tal análise é avaliar se a conhecimento da estrutura de velocidade da onda *S* é tão importante quanto o conhecimento da estrutura de velocidade da onda *P*. Realizamos o processo de correção de *moveout* com tempos de propagação das ondas *P*, *P410s* e *P660s*, estimados com a teoria do raio, para os modelos P12 e TX2015, em simulações que utilizam os modelos P12 e S40RTS. Os resultados são apresentados nas Figuras 3.28, 3.29. Comparando-se as imagens do painel superior da Figura 3.28 com as imagens do painel inferior da mesma Figura, fica claro o quão importante é termos o conhecimento da estrutura de velocidade da onda *S* para que as correções de tempo sejam precisas. A topografia artificialmente projetada nos mapas de topografia da ZTM possui amplitude superior a 15 km e é mais expressiva para a topografia de 660 km, provavelmente, devido à soma da influência da estrutura de velocidade de onda *S* dentro da zona de transição

com aquela do manto superior.

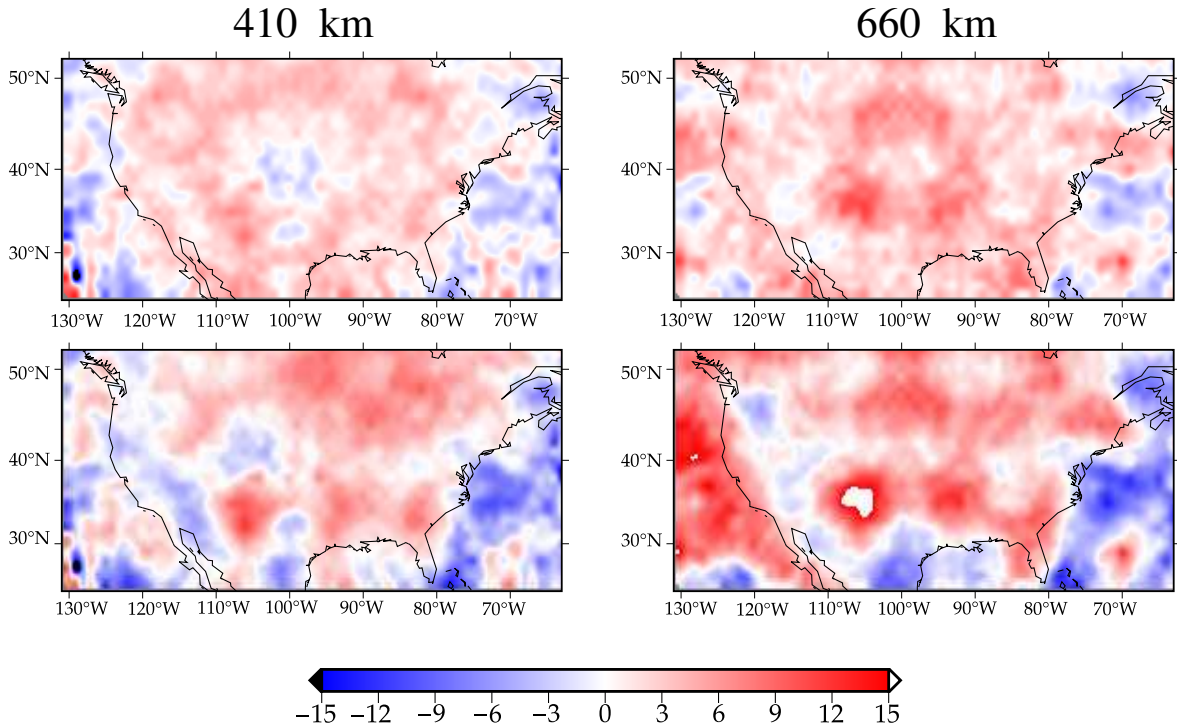


Figura 3.28: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases P, P400s e P670s a partir dos modelos P12 e TX2015 (painel inferior). Para comparação, no painel superior desta Figura é mostrado o painel central da Figura 3.26, a qual possui correção de *moveout* com tempos estimado a partir dos modelos S40RTS e P12. Barra de cores em km.

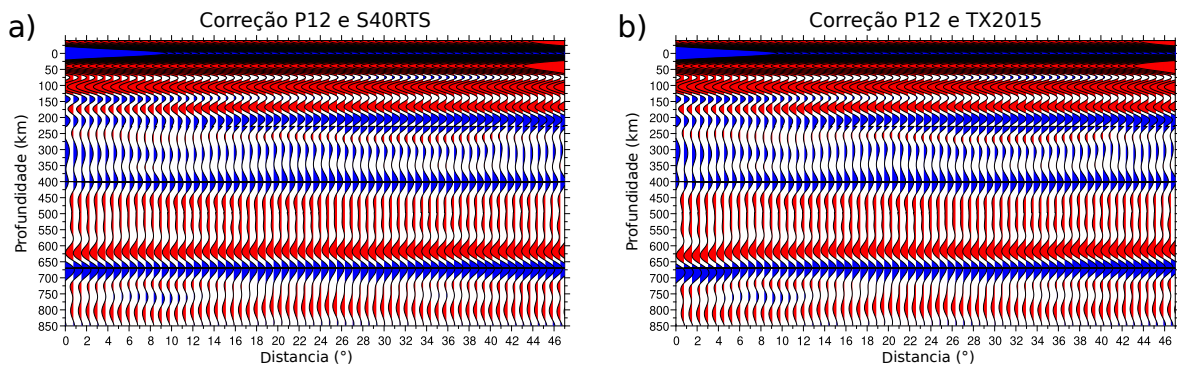


Figura 3.29: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1°, para simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases P, P400s e P670s estimados a partir dos modelos: a) P12 e S40RTS; b) P12 e TX2015.

3.2.2 Estrutura de velocidade de onda S conhecida

Aqui, nós analisamos situação oposta a da seção anterior: conheceríamos a estrutura de velocidade da onda S , mas não a estrutura de velocidade da onda P . O objetivo nesta análise é avaliar se o conhecimento da estrutura de velocidade da onda P é tão importante quanto o conhecimento da estrutura de velocidade da onda S . Realizamos o processo de correção de *moveout* com tempos de propagação das ondas P , $P410s$ e $P660s$, estimados com a teoria do raio, para os modelos SP12RTS-P e S40RTS, em simulações que utilizam os modelos P12 e S40RTS. Os resultados são apresentados nas Figuras 3.30, 3.29. Comparando-se as imagens do painel superior da Figura 3.31 com as imagens do painel inferior da mesma Figura, fica claro que conhecermos a estrutura de velocidade da onda P é tão importante quanto conhecermos a estrutura de velocidade da onda S para que as correções de tempo sejam precisas. A topografia artificialmente projetada nos mapas de topografia da ZTM possui amplitude em torno de 10 km e é inferior a observada no caso de desconhecermos a estrutura de velocidade de onda S , mas o seu desconhecimento, como pode ser percebido, amplifica as imprecisões nos mapas das topografias da ZTM, evidenciando a necessidade de usarmos modelos de tomografia precisos para efetuar correções da influência da estrutura de velocidade heterogênea do manto sobre as ondas P , $P410s$ e $P660s$.

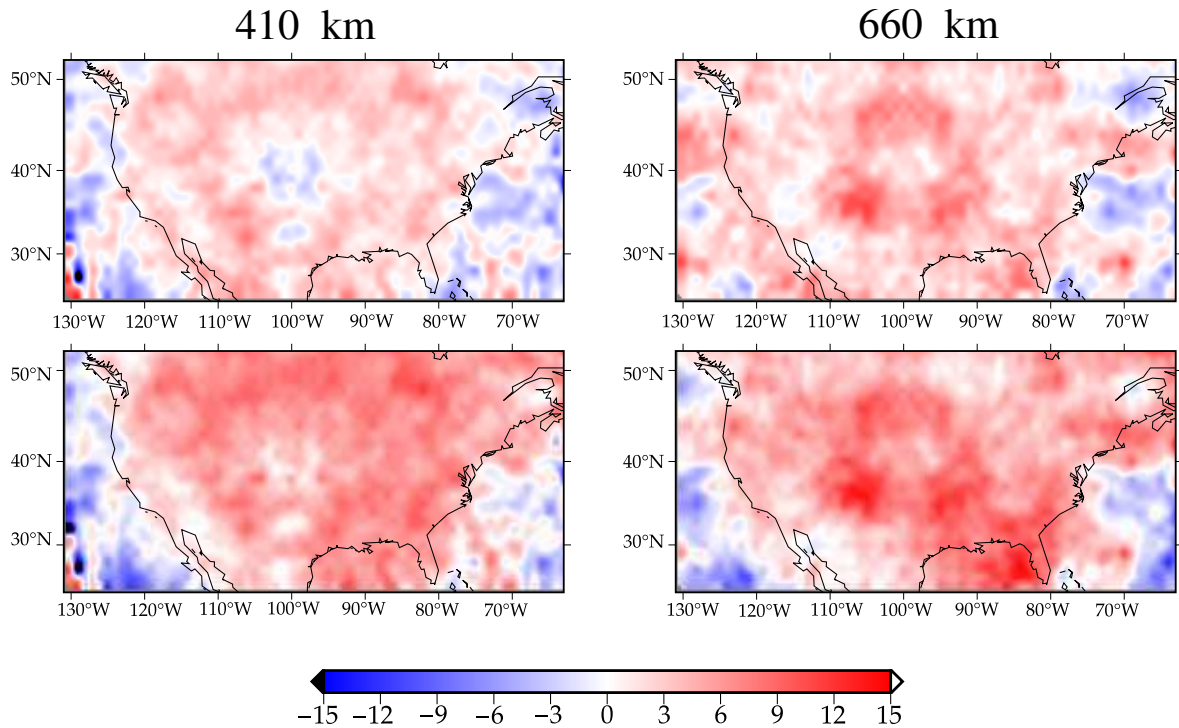


Figura 3.30: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos SP12RTS-P e S40RTS (painel inferior). Para comparação, no painel superior desta Figura é mostrado o painel central da Figura 3.26, a qual possui correção de *moveout* com tempos estimado a partir dos modelos P12 e S40RTS. Barra de cores em km.

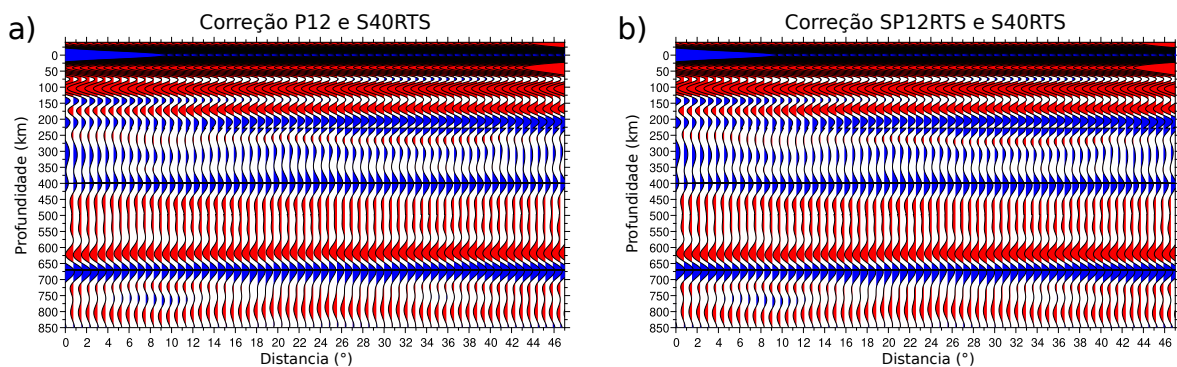


Figura 3.31: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS-P e S40RTS.

3.2.3 *Avaliando correções de sobretempo em modelos com estrutura de velocidade e topografia adicionadas às descontinuidades da ZTM*

Nesta seção, apresentamos os resultados para um modelo onde temos tanto a estrutura de velocidade de ondas P e S quanto topografias harmônicas com dimensões de $5^\circ \times 5^\circ$ adicionadas ao modelo PREM5C. O painel superior da Figura 3.32 e o painel da esquerda da Figura 3.33 apresentam os resultados quando aplicamos o fluxo de processamento da Figura 3.1 com correção de *moveout* realizada com tempos teóricos estimados a partir do modelo PREM5C, em simulações que utilizam os modelos P12 e S40RTS. Veja que a influência da estrutura de velocidade sobre a topografia estimada é grande (Figura 3.34) e não é possível perceber com clareza o padrão de tabuleiro de xadrez do modelo de entrada. Certamente, as feições topográficas ficaram completamente mascaradas por tal influência. No entanto, quando realizamos a correção de sobretempo com tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12 e S40RTS, vemos que é possível recuperar o padrão dos modelos de entrada, tanto para a topografia da descontinuidade de 410 km quanto para a de 660 km, conforme ilustrado no painel inferior da 3.32. A recuperação do padrão também pode ser visualizada no painel da direita da Figura 3.33, a qual exhibe seções verticais do modelo recuperado para o caso no qual os tempos de correção de sobretempo são estimados com o modelo PREM5C e com os modelos P12 e S40RTS, respectivamente. Note que a diferença entre os modelos de entrada e saída da 3.34 são bastante semelhantes aos da Figura 3.26, sugerindo, portanto, que a influência da estrutura de velocidade e a topografia presente na ZTM podem ser linearmente decompostas, desde que as estruturas de velocidades das ondas P e S sejam bem determinadas.

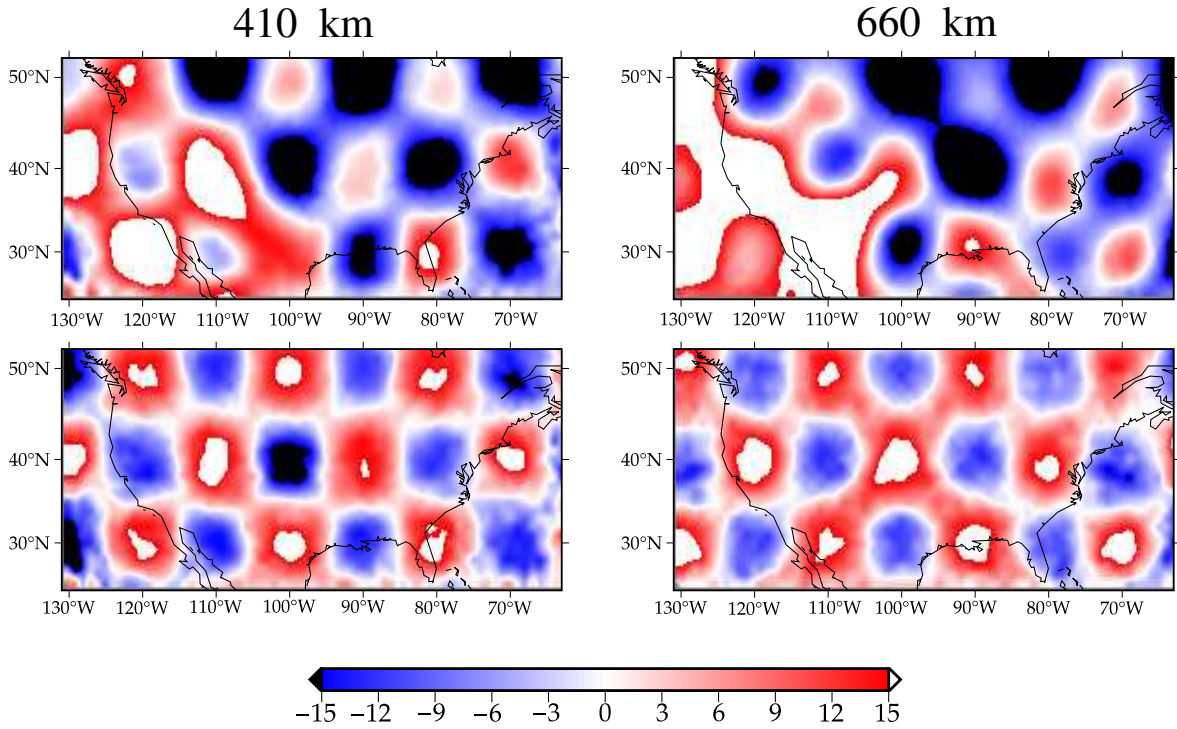


Figura 3.32: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMISC. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: PREMISC (painel superior) e P12 e S40RTS (painel inferior). Barra de cores em km.

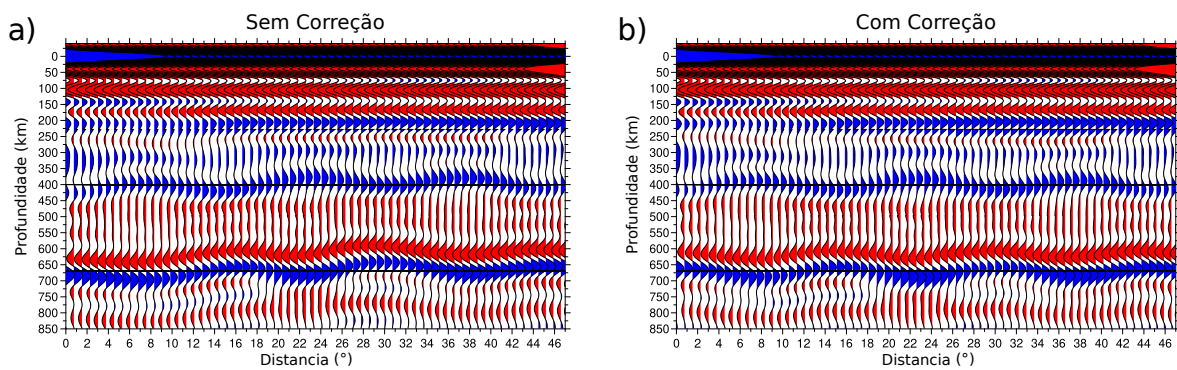


Figura 3.33: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREMISC. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) PREMISC; b) P12 e S40RTS.

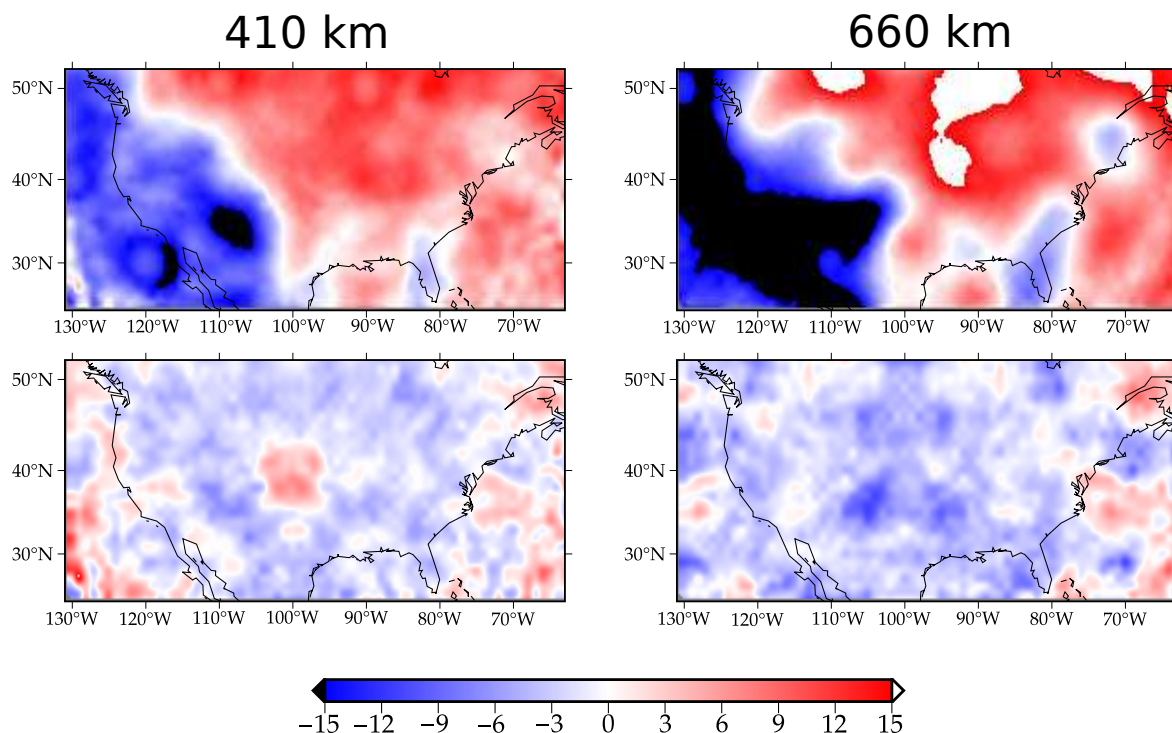


Figura 3.34: Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ (Figura 2.2b) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado com o método da FR para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com correção de *moveout* utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos PREM5C (painel superior) e P12 e S40RTS (painel inferior). Foram utilizados *bins* de raio de 1° para o empilhamento com CCP. Barra de cores em km.

A análise que acabamos de efetuar é para uma situação bastante idealizada, onde supomos conhecer tanto a estrutura de velocidade de onda P quanto a estrutura de velocidade da onda S para estimativa do tempo de propagação das ondas P , $P410s$ e $P660s$ utilizada na correção de *moveout*. Vamos, agora, como na seção 3.2, analisar uma situação mais próxima à realidade: o desconhecimento da estrutura real de velocidade das ondas P e S no interior da Terra. Estimamos os tempos de propagação das ondas P , $P410s$ e $P660s$ utilizando a teoria do raio para os modelos SP12RTS-P e TX2015. Em seguida, aplicamos a correção de *moveout* utilizando os tempos estimados por esses modelos nas funções do receptor calculadas a partir das simulações com a estrutura de velocidade dos modelos P12 e S40RTS e topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ da ZTM adicionadas ao modelo PREM5C. Os resultados podem ser visualizados no painel inferior da Figura 3.35, com o painel superior da Figura apresentando os resultados da Figura 3.32, e

na Figura 3.36. Observamos que o mapa do painel inferior apresenta feições que não correspondem ao modelo de entrada, nem ao modelo recuperado com os modelos de velocidade conhecidos, exibido no painel superior da mesma figura. A diferença entre o modelo de entrada e o de saída pode ser vista no painel inferior da Figura 3.37, sendo que o painel superior exibe a diferença na situação em que os modelos de velocidade são conhecidos, somente para efeitos de comparação (Figura 3.34). Nós, novamente, enfatizamos não termos conhecimento se correções do tempo de propagação das ondas que levam em consideração *kernels* de frequência-finita poderiam reduzir a dependência do modelo de Terra nas correções, amenizando a introdução de artefatos produzidos por simplificações teóricas na estimativa das topografias da descontinuidades da ZTM.

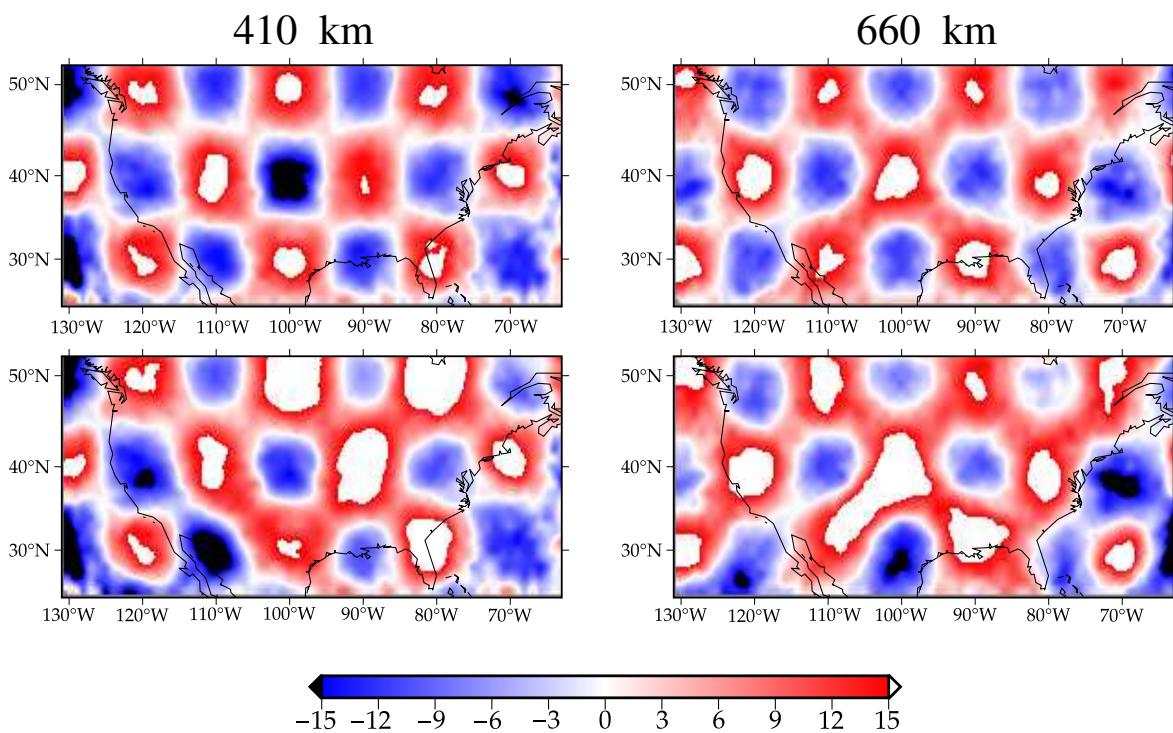


Figura 3.35: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: P12 e S40RTS (painel superior) e SP12RTS-P e TX2015 (painel inferior). Barra de cores em km.

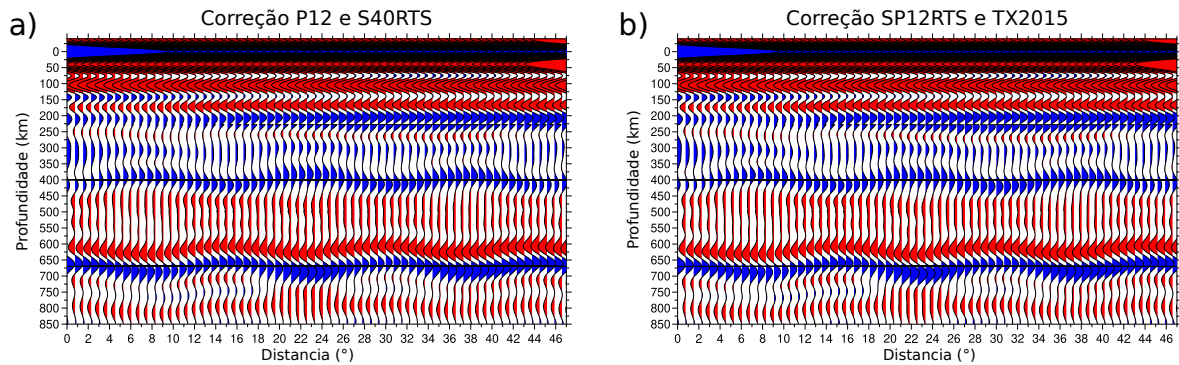


Figura 3.36: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS-P e TX2015.

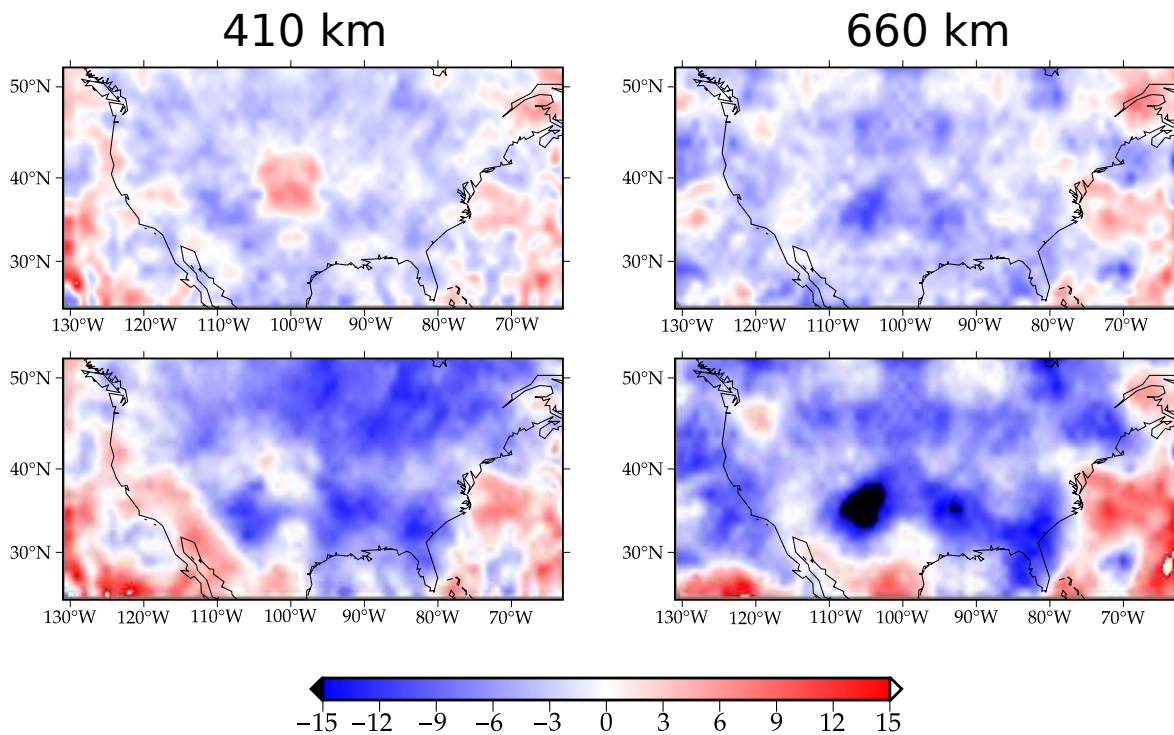


Figura 3.37: Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ (Figura 2.2b) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado, com o método da FR, para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com correção de *moveout* utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12 e S40RTS (painel superior) e SP12RTS-P e TX2015 (painel inferior). Foram utilizados *bins* de raio de 1° para o empilhamento com CCP. Barra de cores em km.

Na sequência, avaliamos qual é o efeito da estrutura de velocidade sobre a recuperação das topografias da ZTM ao conhecermos a estrutura de velocidade de onda P , mas desconhecemos a estrutura de velocidade da onda S , quando realizássemos a correção de tempo. O objetivo, como na subseção 3.2.2 é avaliar a importância do conhecimento da estrutura de velocidade onda S . Realizamos o processo de correção de *moveout* com tempos de propagação das ondas P , $P410s$ e $P660s$, estimados com a teoria do raio, para os modelos P12 e TX2015, em simulações que utilizam os modelos P12 e S40RTS. Os resultados são apresentados nas Figuras 3.38, 3.39. A Figura 3.40 exibe, em seu painel inferior, a diferença entre o modelo de entrada e o de saída, sendo que o painel superior exibe a diferença do painel inferior da Figura 3.34. Repare na Figura 3.40 que o desconhecimento da estrutura de velocidade da onda S nos impede de obter uma imagem precisa da topografia da zona de transição no manto.

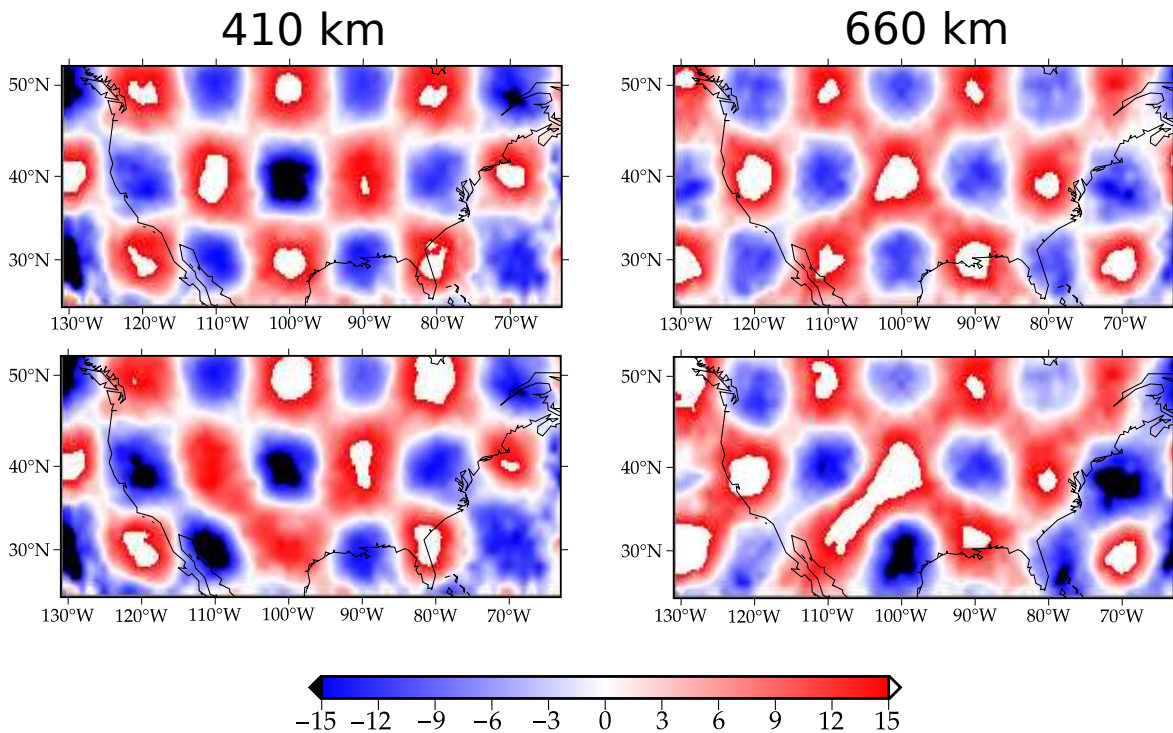


Figura 3.38: Seções horizontais mostrando as discontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases P , $P400s$ e $P670s$ a partir dos modelos: P12 e S40RTS (painel superior) e P12 e TX2015 (painel inferior). Barra de cores em km.

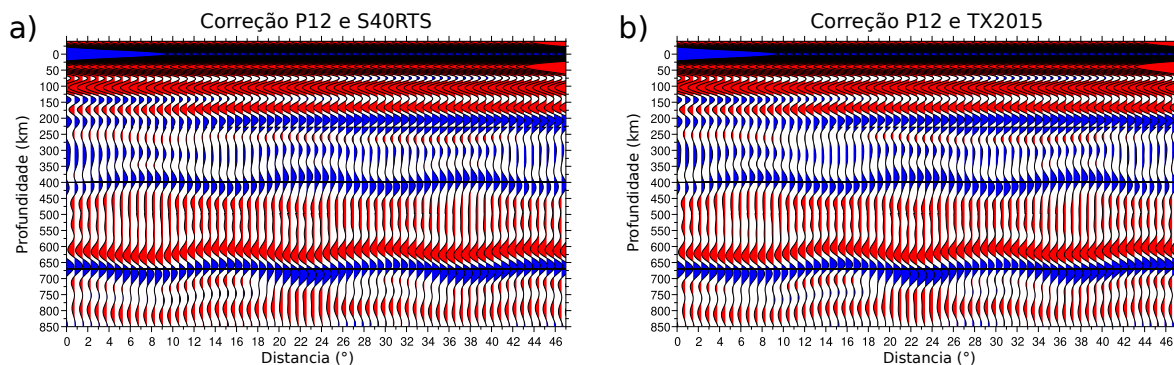


Figura 3.39: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) P12 e S40RTS; b) P12 e TX2015.

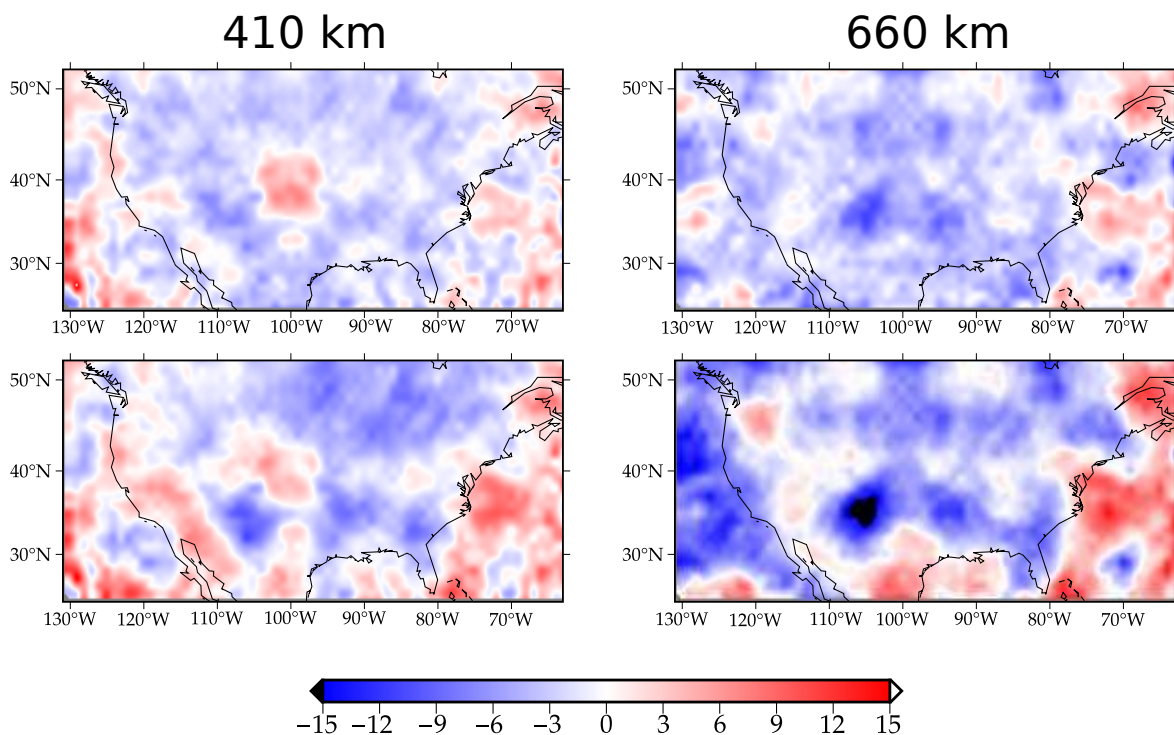


Figura 3.40: Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ (Figura 2.2b) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado, com o método da FR, para as discontinuidades de 410 km e de 660 km com correção de *moveout* utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12 e S40RTS (painel superior) e P12 e TX2015 (painel inferior). Foram utilizados *bins* de raio de 1° para o empilhamento com CCP. Barra de cores em km.

Nós também avaliamos qual é a consequência de termos o modelo de velocidade de onda S , mas a estrutura de velocidade de onda P desconhecida. Realizamos o processo de correção de *moveout* com tempos de propagação das ondas P , $P410s$ e $P660s$, estimados com a teoria do raio, para os modelos SP12RTS-P e S40RTS, em simulações que utilizam os modelos P12 e S40RTS. Os resultados são apresentados nas Figuras 3.41 e 3.42. A Figura 3.43 exibe, em seu painel inferior, a diferença entre o modelo de entrada e o de saída, sendo que o painel superior exibe a diferença do painel inferior da Figura 3.34, para facilitar a comparação. Repare na Figura 3.43 que o desconhecimento da estrutura de velocidade da onda P tem uma influência menos impactante sobre as imagens recuperadas, mas é fundamental termos seu conhecimento para recuperamos a topografia da ZTM com precisão, já que os artefatos projetos nos mapas estimados devido ao seu desconhecimento podem ser superiores a 10 km.

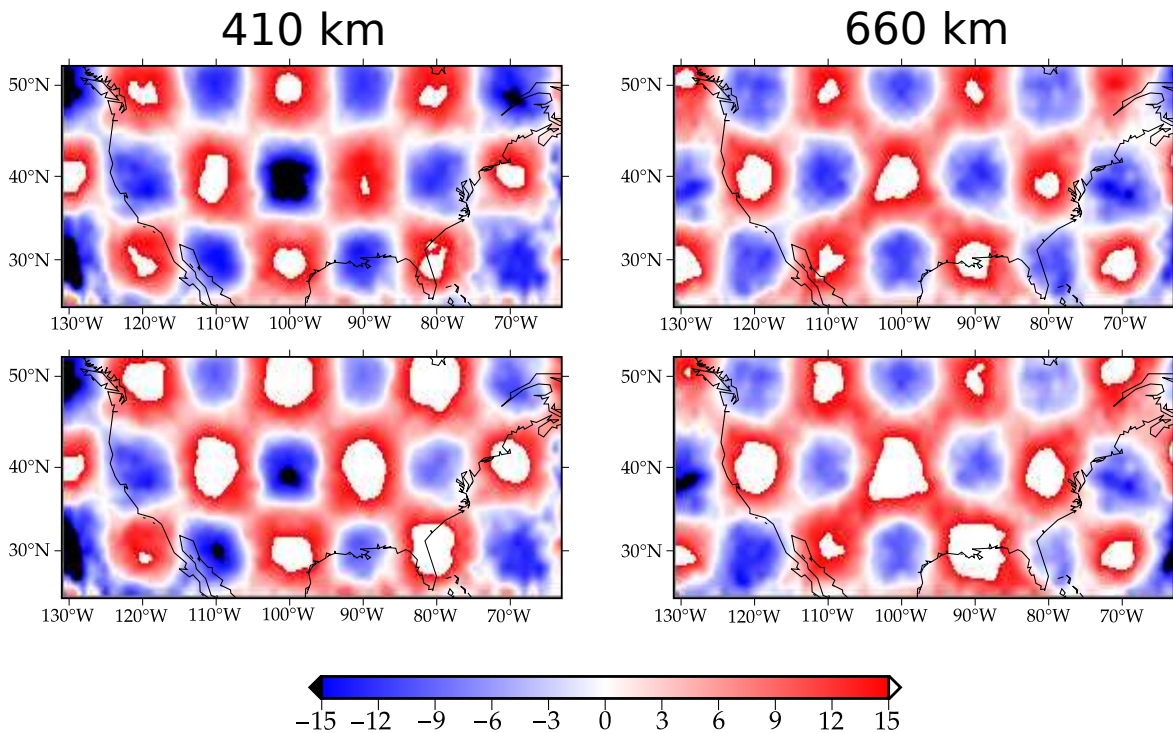


Figura 3.41: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases P , $P400s$ e $P670s$ a partir dos modelos: P12 e S40RTS (painel superior) e SP12RTS-P e S40RTS (painel inferior). Barra de cores em km.

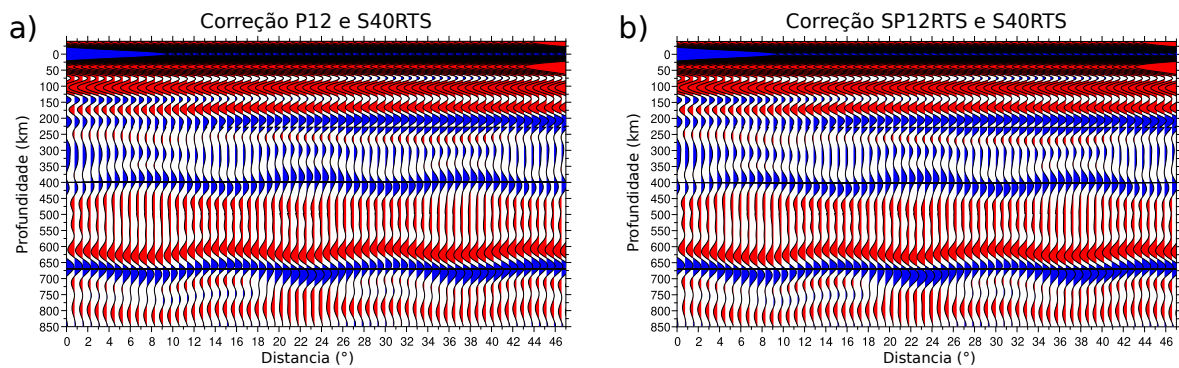


Figura 3.42: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS-P e S40RTS.

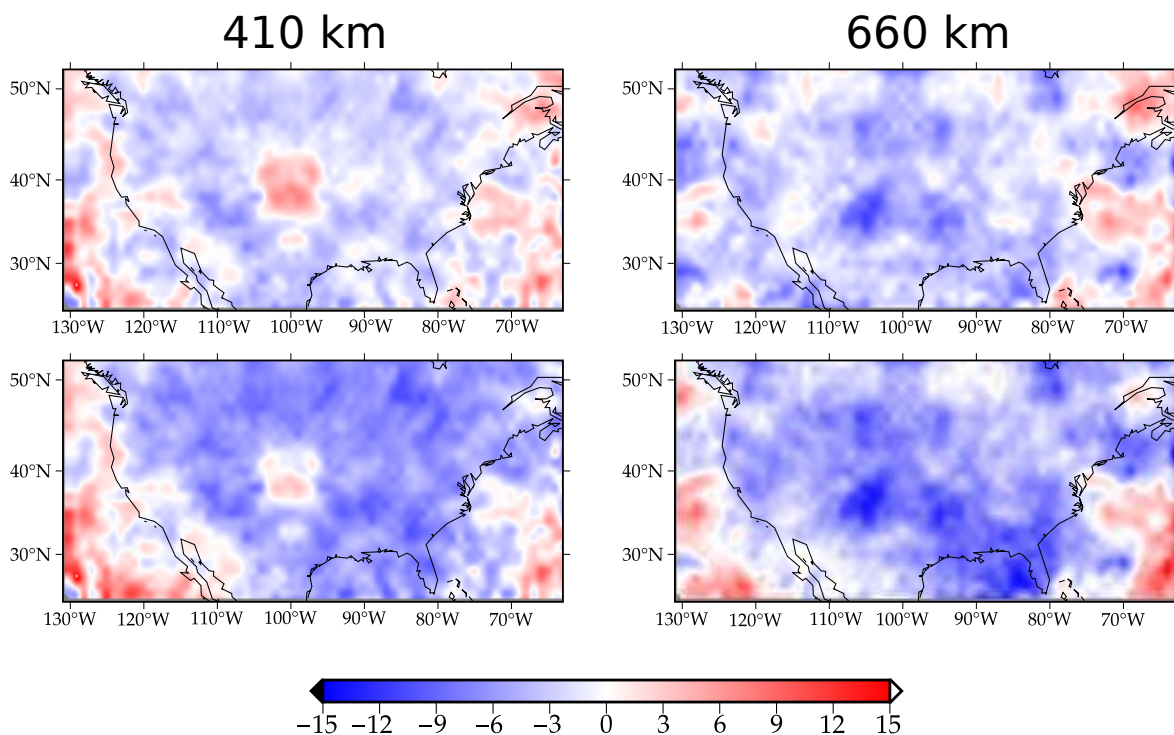


Figura 3.43: Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ (Figura 2.2b) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado, com o método da FR, para as descontinuidades de 410 km e de 660 km com correção de *moveout* utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12 e S40RTS (painel superior) e SP12RTS-P e S40RTS (painel inferior). Foram utilizados *bins* de raio de 1° para o empilhamento com CCP. Barra de cores em km.

Discussão

4.1 Os modelos PREM e PREM5C e a influência da adição de topografia às descontinuidades da ZTM sobre o tempo das fases P, P410s e P660s

Com o intuito de validar o fluxograma de processamento proposto neste trabalho, o qual geralmente é o adotado na literatura, nós apresentamos na seção 3.1 os resultados referentes ao imageamento das descontinuidades de 410 km e 660 km dos modelos PREM e PREM5C. Para o processo de correção de sobretempo, nós estimamos os tempos de percurso das ondas *P*, *P410s* e *P660s* usando a teoria do raio. Veja que, embora tenhamos conseguido recuperar a posição em profundidade das descontinuidades de 410 km e 660 km para os modelos PREM e PREM5C (veja as Figuras 3.2 e 3.3), as imagens apresentam oscilações em torno dos valores absolutos das descontinuidades, sugerindo que há imprecisões na determinação do tempo de percurso estimado para as ondas *P*, *P410s* e *P660s* com a teoria do raio. A teoria do raio parte do princípio de que o tempo de viagem de uma onda de corpo só é afetado pela estrutura de velocidade que está ao longo do raio sísmico, na trajetória dela entre a fonte e o receptor. Isso significa assumir que as ondas sísmicas possuem comprimento de onda igual a zero ou frequência infinita, algo fisicamente não observado. Apesar de simplificar o tratamento da propagação de ondas no meio, a teoria do raio pode ser utilizada em diversas aplicações na sismologia. Porém, quando avaliamos problemas de baixa frequência, a sua utilização pode comprometer os resultados obtidos. Na Figura 4.1, nós ilustramos

as medições de tempos de percurso, conforme as equações 2.57 e 2.58, para estimativa da topografia nas discontinuidades da ZTM, a partir do alinhamento da fase P no tempo 0. Trata-se de uma função do receptor obtida para a estação N0931 do nosso arranjo virtual. Os tempos das ondas P , $P410s$ e $P660s$, representados pelas barras verticais em vermelho (0 s, 42,56 s e 68,01 s), indicam a posição de amplitude máxima dessas fases e as chegadas que levam em considerações os efeitos de frequência-finita da onda. As barras verticais em preto representam a estimativa dos tempos das fases $P410s$ (42,10 s) e $P660s$ (67,64 s), utilizando a teoria do raio, a partir do modelo PREM. A diferença de tempo entre as barras verticais vermelha e preta para as fases $P410s$ e $P660s$ representa, portanto, a divergência entre o tempo real de chegada da onda e aquele estimado pela teoria do raio, conforme a equação 2.59. Embora a diferença em torno de 0,5 s, nas duas situações, pareça ser pequena, ela é facilmente convertida em imprecisões em termos de topografia na ZTM, com valores da ordem de 1,5 km, conforme ilustra a Figura 3.3.

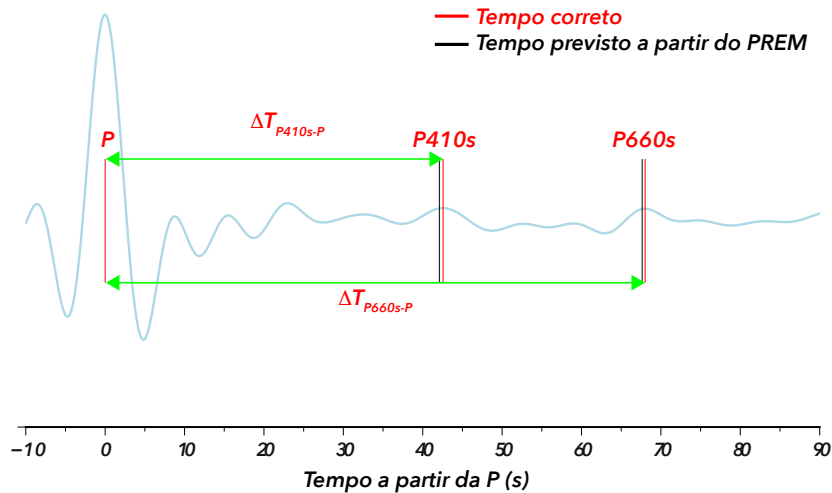


Figura 4.1: Em azul, é exibida a função do receptor obtida para a estação N0931 do nosso arranjo virtual. Os tempos das ondas P , $P410s$ e $P660s$, representados pelas barras verticais em vermelho (0 s, 42,56 s e 68,01 s), indicam a posição de amplitude máxima dessas fases e as chegadas que levam em considerações os efeitos de frequência-finita da onda. As barras verticais em preto representam a estimativa dos tempos das fases $P410s$ (42,10 s) e $P660s$ (67,64 s), utilizando a teoria do raio, a partir do modelo PREM. $\Delta T_{P410s-P}$ e $\Delta T_{P660s-P}$ representam a diferença de tempo entre as as fases $P410s$ e $P660s$ e a onda P , alinhada no tempo 0. As barras verdes horizontais marcam a diferença pico a pico entre esses tempos. Essa diferença em tempo é convertida para profundidade no processo conhecido como migração. Para o processo de migração nós utilizamos o modelo PREM.

Adicionando topografia à descontinuidade de 410 km do modelo PREM5C, mas não à de 660 km e, em seguida, adicionando topografia à descontinuidade de 660 km do modelo PREM5C, mas não à de 410 km, nós também avaliamos uma possível interferência numérica que a topografia numa das descontinuidades poderia ter sobre a outra. As topografias adicionadas aos modelos possuíam 15 km de amplitude e raios de dimensões laterais de $2^\circ \times 2^\circ$ e de $5^\circ \times 5^\circ$, respectivamente. Como constatamos que a descontinuidade de 660 km nas Figuras 3.4 e 3.5 possui padrão similar aos das Figuras 3.2 e 3.3, nós concluímos que a adição de topografia à descontinuidade de 410 km não influencia na determinação da descontinuidade de 660 km e vice-versa, conforme também é mostrado nas Figuras 3.7 e 3.8. No entanto, o resultado mais importante desta análise foi perceber a dependência da estrutura de entrada recuperada com o tamanho do raio dos *bins* escolhidos para realizar o empilhamento com CCP. As Figuras 3.4 e 3.7 mostram que a topografia recuperada possui o mesmo padrão de tabuleiro de xadrez do modelo de entrada (Figura 2.2b), quando o empilhamento com CCP é realizado com *bins* de raio de 1° , mas que o padrão recuperado vai se degradando conforme se aumenta o raio desses *bins*. Esse padrão se repete mesmo para situações onde a topografia adicionada às descontinuidades de 410 km e 660 km possui maior comprimento de onda, como no caso apresentado nas Figuras A.1 e A.4. Isso ocorre porque *bins* largos conterão mais pontos de conversão, os quais, na média, convergirão para um valor menos extremo, suavizando as feições recuperadas. Com auxílio da Figura 2.7 de Rondenay (2009), tal situação fica mais evidente. O impacto do tamanho de *bins* mais largos é maior para a determinação da topografia da descontinuidade de 660 km do que da descontinuidade de 410 km, principalmente para recuperação de estruturas de menor comprimento de onda (veja as Figuras 3.10, 3.12, 3.13, 3.15). A partir da Figura 2.7, vemos que a região lateral de sensibilidade para ondas convertidas na descontinuidade de 660 km é mais extensa do que a de 410 km, ou seja, os pontos de conversão na descontinuidade de 660 km acabam sofrendo um efeito maior de ponderação da estrutura imageada do que os pontos de conversão na descontinuidade de 410 km porque a zona de Fresnel da P660s é maior do que a de P410s para o mesmo período. Isso fica mais evidente quando observamos a região de

sensibilidade dos *kernels* de Fréchet para variações na topografia das descontinuidades na Figura 6 de de Jong et al. (2023). Para o arranjo de estações com espaçamento entre si de 1° , a partir das Figuras 3.13, 3.14 e 3.14, nós constatamos que não é possível recuperar feições com variações laterais inferiores a aproximadamente 111 km, mesmo quando usamos *bins* de raio de $0,25^\circ$, possivelmente devido à quantidade insuficiente de sismogramas selecionados no empilhamento para elevar a amplitude das fases *P410s* e *P660s* a um nível que possibilitasse a clara identificação das mesmas.

Embora de Jong et al. (2023) tenham mostrado que a função do receptor é bastante sensível às variações de topografia nas descontinuidades da ZTM, em particular, ao redor do ponto de conversão, de uma área com um raio comparável à zona de Fresnel, para simulações com variações de amplitude da topografia da ZTM de 2, 5, 10 e 15 km, respectivamente, e com oscilações laterais harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$, notamos que topografias com amplitude mínima/máxima de 2 km não podem ser recuperadas de maneira satisfatória. Veja na Figura 4.2 que os sismogramas das fases *P410s* e *P660s* na estação N1010, do evento 010100X, para a topografia de 2 km (sismograma verde na componente radial), possui variação de amplitude pouco destacável em relação ao modelo PREM5C (sismograma preto na componente radial), explicando, assim, nossa dificuldade em recuperar a estrutura de entrada, como mostram as Figuras 3.16, 3.17 e 3.18. Uma compilação das amplitudes mínima e máxima obtidas das topografias recuperadas é apresentada na Tabela 4.1. Para efeitos de comparação, nós também compilamos na Tabela 4.2 os valores mínimos e máximos das topografias recuperados dos outros modelos analisados na Seção 3.1. Os valores das topografias, para as duas tabelas, foram obtidos considerando somente a parte continental dos Estados Unidos, onde há maior concentração de pontos de conversão e chance menor de distorção dos resultados por problemas de imageamento. Repare na Tabela 4.1 que os valores máximos recuperados tendem sempre a estar superestimados em relação ao valor de entrada, enquanto que, para valores mínimos, temos amplitudes geralmente subestimadas. A razão exata para que isso aconteça ainda não nos é conhecida e deixamos, portanto, a explicação em aberto para que seja explorada em trabalhos futuros. Veja que essa tendência também se mantém para os valores compilados na Tabela 4.2.

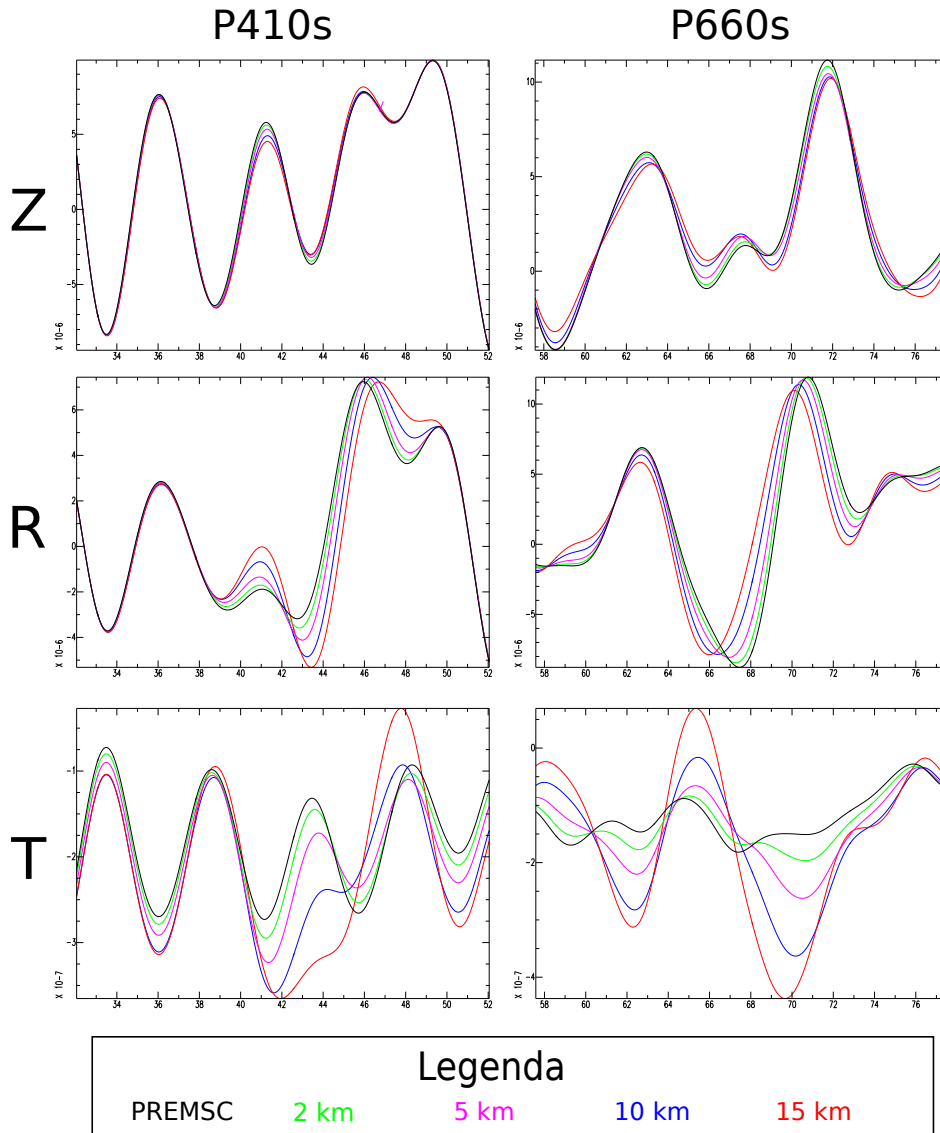


Figura 4.2: Sismogramas das fases $P410s$ e $P660s$, nas componentes Z, R e T, registrados na estação N1010, a partir do evento 010100X, referentes ao modelo com topografia harmônica lateral de $5^\circ \times 5^\circ$ adicionada às descontinuidades da ZTM do modelo PREMSC, com amplitude de: 2 km (verde), 5 km (rosa), 10 km (azul) e 15 km (vermelho). Para comparação, os sismogramas em preto são oriundos do modelo PREMSC. Os sismogramas são apresentados com a janela temporal referenciada na chegada da onda P , a qual é colocada no tempo zero. Para distâncias epicentrais entre 30° e 90° , as ondas $P410s$ são esperadas chegarem, após a onda P , entre 47 s e 41 s e as ondas $P660s$ entre 77 s e 65 s, respectivamente

Amplitude (km)	Máximo		Mínimo	
	410 km	660 km	410 km	660 km
2	7,46	5,49	-3,59	-1,47
5	10,72	8,24	-5,37	-4,51
10	15,85	16,40	-9,84	-8,55
15	19,60	23,50	-13,88	-13,11

Tabela 4.1 - Tabela apresentando os valores máximos e mínimos da topografia das descontinuidades de 410 km e 660 km, obtidos a partir do empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para o modelo com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$, adicionada às descontinuidades da ZTM, com amplitude de: 2 km, 5 km, 10 km e 15 km.

Modelo	Máximo		Mínimo	
	410 km	660 km	410 km	660 km
410 $2^\circ \times 2^\circ$	17,26	————	-13,43	————
660 $2^\circ \times 2^\circ$	————	16,95	————	-13,61
410 $5^\circ \times 5^\circ$	21,01	————	-14,33	————
660 $5^\circ \times 5^\circ$	————	25,12	————	-15,12
ZTM $1^\circ \times 1^\circ$	18,67	9,87	-18,79	-3,49
ZTM $2^\circ \times 2^\circ$	12,12	15,31	-10,74	-13,11
ZTM $8^\circ \times 8^\circ$	19,60	22,40	-14,33	-12,09
ZTM $11^\circ \times 11^\circ$	19,60	18,04	-14,79	-13,11

Tabela 4.2 - Tabela apresentando os valores máximos e mínimos da topografia das descontinuidades de 410 km e 660 km, obtidos a partir do empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° (exceto o modelo ZTM $1^\circ \times 1^\circ$, para o qual o empilhamento com CCP foi realizado com *bins* de raio de $0,5^\circ$). Todos os modelos aqui utilizam topografia com 15 km de amplitude.

Por fim, nós avaliamos a influência da rotação dos sismogramas obtidos na direção vertical e nas direções horizontais para recuperação de estruturas na ZTM. Tradicionalmente, a função do receptor é realizada com sismogramas rotacionados para as componentes ZRT, mas há evidência de melhora no imageamento quando os sismogramas são rotacionados para o sistema LQT (Vinnik, 1977) pelo fato da onda *P* ficar isolada na componente L e a componente Q concentrar ondas *P* convertidas em *S_v*, com informações sobre a estrutura interna da Terra abaixo da estação. A Figura 3.19 mostra que, na prática, não há diferença significativa entre as imagens recuperadas por

um sistema de rotação ou pelo outro, mesmo quando realizamos pequenas variações no ângulo de incidência na rotação LQT como mostra a Figura 3.20. Somente quando adotamos valores mais extremos para a velocidade da onda *P* próximo à superfície é que percebemos diferença nas imagens obtidas, conforme ilustra a Figura 3.21. Quando aumentamos o ângulo de incidência, há uma piora significativa na imagem recuperada. Entretanto, uma redução do valor do ângulo não altera as imagens recuperadas como mostra a Figura 3.21.

4.2 Os modelos S40RTS, TX2015 e P12 e a influência das heterogeneidades do manto sobre o tempo das ondas *P*, *P410s* e *P660s*

Na Seção 3.2 nós apresentamos o resultado da influência da estrutura de velocidade sobre a onda *P* e suas conversões nas descontinuidades de 410 km e 660 km. As simulações realizadas para três modelos de tomografia distintos, dois deles de onda *S* (S40RTS e TX2015) e o outro de onda *P* (P12), permitiram-nos avaliar a necessidade de se realizar correções de *moveout* com tempo previsto por modelos de velocidade que levem em consideração variações 3D, como já sugerido por Deng & Zhou (2015). A não correção da influência da estrutura de velocidade sobre os tempos de percurso das ondas *P*, *P410s* e *P660s* podem projetar topografias com amplitude superior a 18 km nas descontinuidades do manto. de Jong et al. (2023) mostram que, de fato, os *kernels* de Fréchet volumétrico das ondas *P*, *P410s* e *P660s* são sensíveis a estrutura de velocidade ao redor da trajetória dessas fases da fonte até o receptor. Quando o processo de correção de *moveout* com tempos de propagação das ondas *P*, *P410s* e *P660s* são estimados com a teoria do raio para os mesmos modelos de tomografia usados nas simulações, nós percebemos que grande parte da influência da estrutura de velocidade sobre a topografia estimada é removida, mas ainda há resíduos de curto comprimento de onda (< 200 km) que são projetados no mapa de estimativa das topografia das descontinuidades do manto. Parte desse resíduo é devido aos efeitos de frequência-finita que não são levados em conta pela teoria do raio, como o efeito da

cicatrização da frente de onda (veja Hung et al., 2001).

Ao realizar o processo de correção de *moveout* com tempos de propagação das ondas P , $P410s$ e $P660s$ estimados com a teoria do raio para modelos de tomografia que são diferentes dos utilizados nas correções, algo parecido com o que enfrentamos na realidade, os resultados mostram resíduos com amplitude superior a 15 km que podem ser projetados nos mapas das descontinuidades, enviesando a interpretação final desses resultados, conforme ilustra a Figura 3.27. Isso nos mostra que o processo de correções de *moveout* com modelos de tomografia 3D não são um processo robusto e, portanto, são dependentes do modelo de tomografia utilizado. Correções do tempo de propagação das ondas que levam em consideração *kernels* de frequência-finita poderiam reduzir a dependência do modelo de Terra nas correções, mas tal processo não é simples e exige mais tempo computacional do que as estimativas com teoria do raio. Como a função do receptor se mostra bastante sensível tanto às variações de topografia quanto à estrutura de velocidade de boa porção do manto, de Jong et al. (2023) sugerem que a determinação das topografia na ZTM seja realizada de forma conjunta com a estimativa da estrutura de velocidade, em um esquema do tipo inversão da forma de onda completa, para que modelos imprecisos de velocidade não projetem topografias espúrias nos mapas das descontinuidades da ZTM. O processo sugerido, no entanto, é bastante intensivo computacionalmente e, até o momento, não foi realizado na literatura.

Para avaliar a importância de qual estrutura é mais importante conhecermos quando realizamos as correções de sobretempo, nas Sub- Seções 3.2.1 e 3.2.2 nós estimamos os tempos das ondas P , $P410s$ e $P660s$ ora usando o mesmo modelo de tomografia de onda S das simulações do campo de onda, ora o mesmo modelo de tomografia de onda P . Nós constatamos que a influência do modelo de onda S sobre as correções de sobretempo é mais relevante, mas o desconhecimento da estrutura de velocidade da onda P pode levar a imprecisões significativas nos mapas de topografia derivados para a ZTM. Com a correção de *moveout* que utiliza os tempos de percurso das ondas P , $P410s$ e $P660s$ estimados a partir do modelo PREM5C, com o auxílio da Figura 3.24, fica evidente que o mapa da topografia das descontinuidades obtidos apresenta forte correlação com a estrutura de velocidade do manto superior (veja Figura 3.22). A estrutura de velocidade

acaba por refletir um afinamento da ZTM, ou seja, uma depressão da descontinuidade de 410 km e um soerguimento da descontinuidade de 660 km na parte oeste dos EUA e um espessamento dessas descontinuidades na parte leste, com um soerguimento da descontinuidade de 410 km e uma depressão da descontinuidade de 660 km. Esse resultado é bastante coerente com a sensibilidade prevista por de Jong et al. (2023) para o *kernels* de Fréchet das ondas P , $P410s$ e $P660s$.

4.3 A influência conjunta das heterogeneidades do manto e das topografias na ZTM sobre o tempo das ondas P , $P410s$ e $P660s$

A influência da estrutura heterogênea de velocidade do manto e de variações topográficas nas descontinuidades da ZTM sobre os tempos das ondas P , $P410s$ e $P660s$ foi apresentada na Seção 3.2.3. Os resultados exibidos nas Figuras 3.32 e 3.33 mostram que, de fato, a influência da estrutura de velocidade sobre as fases P , $P410s$ e $P660s$ pode mascarar completamente a recuperação das topografias nas descontinuidades da ZTM. Na Tabela 4.3, vemos que a topografia das descontinuidades para o modelo PREM5C pode alcançar valores superiores a 23 km, muito mais elevados do que o valor da amplitude de entrada. Assim, para uma determinação mais confiável de mapas dessas topografias, as correções de sobretempo devem ser realizadas com modelos 3D de tomografia com tempos de percurso estimados com uma teoria que possa levar em consideração efeitos de frequência-finita sobre a propagação dessas ondas no interior do planeta. No entanto, como constatado anteriormente, caso as correções não sejam feitas com modelos de tomografia precisos, o mapa final pode ficar completamente enviesado, levando-nos a interpretar artefatos como fatos. Como na Tabela 4.1, os valores máximos e mínimos recuperados, apresentados na Tabela 4.3, são divergentes em relação a amplitude da topografia de entrada. Os valores máximos e mínimos, no geral, tendem sempre a estar superestimados.

Modelos	Máximo		Mínimo	
	410 km	660 km	410 km	660 km
PREMSC	19,60	23,50	-13,88	-13,11
P12 e S40RTS	18,67	19,14	-21,04	-15,62
P12 e TX2015	19,60	20,78	-19,26	-18,16
SP12RTS e S40RTS	22,89	22,94	-17,45	-11,07
SP12RTS e TX2015	23,83	24,04	-20,13	-17,14

Tabela 4.3 - Tabela apresentando os valores máximos e mínimos da topografia das descontinuidades de 410 km e 660 km, obtidos a partir do empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para o modelo com variação lateral de topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ e os modelos de velocidades P12 e S40RTS adicionados ao modelo PREMSC. Na primeira linha da Tabela, são apresentados os valores com correções de sobretempo realizadas com tempos estimados a partir do modelo PREMSC. Na segunda, os valores de topografia são obtidos com correções de sobretempo que utilizam os mesmos modelo de velocidade usados na simulação: P12 e S40RTS. Na terceira linha, os modelos de correção são o P12 e o TX2015. Na quarta, os modelos de correção são o SP12RTS e o S40RTS. Na quinta, os modelos SP12RTS e TX2015 são os utilizados na correção.

Conclusões

Neste trabalho, nosso principal intuito foi o de verificar a influência da estrutura heterogênea de velocidade sobre os tempos de chegada das ondas P , $P410s$ e $P660s$. As ondas $P410s$ e $P660s$ são conversões da onda P para onda S que ocorrem nas profundidades de 410 km e 660 km, respectivamente. Essas profundidades marcam o topo e a base da chamada zona de transição. A determinação da profundidade dessas discontinuidades, as quais são originadas por mudanças de fase no mineral olivina no manto, são utilizadas como uma espécie de termômetro do manto e nos ajudam a determinar o estilo de convecção do mesmo. As conversões $P410s$ e $P660s$ são analisadas a partir do método de função do receptor, uma série temporal obtida através do processo de deconvolução, da componente radial e/ou tangencial pela vertical, para o isolamento da resposta da estrutura interna do planeta. Aqui, para atingirmos o objetivo do trabalho, a partir de um experimento controlado, nós simulamos o campo de ondas no interior da Terra a partir do método do elemento espectral com o modelo PREM e com 2 modelos de tomografia sísmica global 3D de ondas P e S , recentes, para 12 eventos distribuídos em forma espiral a partir das coordenadas $-100^\circ E$ e $40^\circ N$ e registrados por 1848 estações sísmicas virtuais, com espaçamento entre si de 1° , localizadas nos Estados Unidos. Conseguimos, dessa forma, mapear variações de tempo de percurso da diferença entre as fases $P410s-P$ e $P660s-P$ e analisar como simplificações teóricas afetam a estimativa da espessura da ZTM. Adicionalmente, nós também verificamos a resolvibilidade das variações laterais harmônicas da topografia das discontinuidades do manto usando o método de função do receptor a partir de

simulações que contavam com distorções na malha dos elementos espectrais.

A análise das funções do receptor com a técnica de empilhamento com CCP (Common Conversion Point) para soma das séries temporais e posterior elevação da amplitude das fases $P410s$ e $P660s$, tal que a diferença de tempo entre as conversões e a onda P alinhada no tempo 0 possa ser determinada e migrada para profundidade, permitiu-nos concluir que é fundamental realizar o processo de correção de sobretempo (*moveout correction*) com tempos de propagação das fases P , $P410s$ e $P660s$ calculados a partir de modelos de tomografia sísmica 3D. Os resultados revelaram que a estrutura heterogênea de velocidade do manto pode gerar valores de topografia superiores, em módulo, a 18 km, comparáveis aos relatados na literatura. Nós também constatamos que correções de sobretempo efetuadas com base na teoria do raio são inadequadas para estimar a influência da estrutura heterogênea de velocidade do manto, podendo introduzir artefatos de curto comprimento de onda (< 200 km) nos mapas de topografia da ZTM, com amplitudes que podem exceder 10 km, os quais acabam sendo interpretados erroneamente como estrutura real. Outra conclusão importante que obtivemos a partir de nossas análises é de que o processo de correção de sobretempo não é robusto e é completamente dependente do modelo de tomografia sísmica utilizado. O uso de diferentes modelos tomografia nos leva a diferentes estimativas de mapas de topografia da zona de transição. Nós não sabemos, no entanto, se correções do tempo de propagação das ondas que levam em consideração *kernels* de frequência-finita poderiam reduzir a dependência do modelo de Terra nas correções, amenizando a introdução de artefatos produzidos por simplificações teóricas na estimativa das topografias da descontinuidades da ZTM. Essa análise é importante e fica como sugestão de trabalho futuro. Assumindo o desconhecimento da estrutura de velocidade usada na simulação, ora da estrutura de velocidade de onda P , ora da estrutura de velocidade de onda S , nós mostramos que embora a estrutura de onda S influencie mais o tempo de propagação das ondas $P410s$ e $P660s$, desconhecer a estrutura de velocidade da onda P para as correções de sobretempo pode impactar de maneira significativa a precisão dos mapas de topografia obtidos. Tal resultado vai ao encontro de conclusão semelhante alcançada recentemente na literatura.

A partir do trabalho desenvolvido nesta dissertação, nós constatamos que, de fato, as ondas $P410s$ e $P660s$ são bastante sensíveis às variações da topografia da ZTM, mas a precisão da recuperação dessas feições em profundidade depende significativamente do tamanho do *bin* usado para selecionar os pontos de conversão em profundidade para o empilhamento com CCP. Mostramos que, para o arranjo virtual utilizado neste experimento, ou seja, estações com espaçamento entre si de 1° , através de todo território dos Estados Unidos, somente variações laterais de topografia com comprimento de onda superior a aproximadamente 111 km e amplitude superior a aproximadamente 5 km podem ser recuperadas com relativa precisão. É recomendado, portanto, cautela na interpretação de mapas de topografia da ZTM com feições de curto comprimento que possuam um espaçamento entre estações maior do que o utilizado em nosso experimento e que não leve em considerações correções de tempo efetuadas com modelos de tomografia sísmica. Nós também concluímos que não há melhora no imageamento das topografias da descontinuidades da ZTM quando realizamos o processamento dos sismogramas mudando o sistema de coordenadas dos eixos ZRT para os eixos LQT.

Por fim, analisando as funções do receptor oriundas de modelos nos quais temos a estrutura de velocidade de ondas P e S quanto topografias harmônicas adicionadas ao modelo PREM5C, nós concluímos que a influência da estrutura de velocidade e a topografia presente na ZTM podem ser linearmente decompostas, desde que as estruturas de velocidades das onda P e S sejam bem conhecidas.

Referências Bibliográficas

- Aki K., Richards P. G., Quantitative Seismology, Vol. 1: Theory and Methods hardcover edn. W H Freeman & Co, 1980, 557
- Assumpção M., Barbosa J. R., Prado R., Bordotti F., Dias F., Sedimentary Thickness in the Paraná Basin using High-Frequency Receiver Function: Estimated Depth of a Buried Graben in the MS/GO border. In 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society EXPOGEF 2009, Salvador, Bahia, Brazil, 24-28 August 2009 , Brazilian Geophysical Society, 2009
- Assumpção M., Feng M., Tassara A., Julià J., Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography, Tectonophysics, 2013, vol. 609, p. 82
- Bina C., , 2003 in , Treatise on Geochemistry. Elsevier pp 39–59
- Bina C. R., Helffrich G., Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography, Journal of Geophysical Research, 1994, vol. 99, p. 15853
- Birch F., Elasticity and constitution of the Earth's interior, Journal of Geophysical Research (1896-1977), 1952, vol. 57, p. 227
- Bonatto L., Schimmel M., Gallart J., Morales J., Studying the 410-km and 660-km discontinuities beneath Spain and Morocco through detection of P-to-s conversions, Geophysical Journal International, 2013, vol. 194, p. 920

-
- Chang S.-J., Ferreira A. M. G., Ritsema J., van Heijst H. J., Woodhouse J. H., Joint inversion for global isotropic and radially anisotropic mantle structure including crustal thickness perturbations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2015, vol. 120, p. 4278
- Clark Jr. S. P., Ringwood A. E., Density distribution and constitution of the mantle, *Reviews of Geophysics*, 1964, vol. 2, p. 35
- Clayton R. W., Wiggins R. A., Source shape estimation and deconvolution of teleseismic bodywaves, *Geophysical Journal International*, 1976, vol. 47, p. 151
- Crotwell H. P., Owens T. J., Ritsema J., The TauP Toolkit: Flexible Seismic Travel-time and Ray-path Utilities, *Seismological Research Letters*, 1999, vol. 70, p. 154
- Dahlen F. A., Tromp J., *Theoretical Global Seismology* paperback edn. Princeton University Press, 1998, 944
- de Jong J. H. E., Paulssen H., Trampert J., Boundary and volumetric sensitivity kernels of teleseismic receiver functions for mantle discontinuities in the transition zone, *Geophysical Journal International*, 2023, vol. 235, p. 803
- Deng K., Zhou Y., Wave diffraction and resolution of mantle transition zone discontinuities in receiver function imaging, *Geophysical Journal International*, 2015, vol. 201, p. 2008
- Deuss A., Global Observations of Mantle Discontinuities Using SS and PP Precursors, *Surveys in Geophysics*, 2009, vol. 30, p. 301
- Deuss A., Redfern S. A. T., Chambers K., Woodhouse J. H., The Nature of the 660-Kilometer Discontinuity in Earth's Mantle from Global Seismic Observations of PP Precursors, *Science*, 2006, vol. 311, p. 198
- Deuss A., Woodhouse J. H., A systematic search for mantle discontinuities using SS-precursors, *Geophysical Research Letters*, 2002, vol. 29, p. 90

- Dziewonski A. M., Anderson D. L., Preliminary reference Earth model, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1981, vol. 25, p. 297
- Elumalai K., Yadav D. K., Manpura A. k., Patney R. K., Stacking Seismic Data Based on Ramanujan Sums, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2020, vol. 17, p. 1633–1636
- Flanagan M. P., Shearer P. M., Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking SS precursors, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998, vol. 103, p. 2673
- Fowler C., *The solid earth: An introduction to global geophysics 2 edn.* Cambridge University Press Cambridge, England, 2013
- Frederiksen A. W., Bostock M. G., Modelling teleseismic waves in dipping anisotropic structures, *Geophysical Journal International*, 2000, vol. 141, p. 401
- French S. W., Romanowicz B. A., Whole-mantle radially anisotropic shear velocity structure from spectral-element waveform tomography, *Geophysical Journal International*, 2014, vol. 199, p. 1303
- Frost D. J., *The Upper Mantle and Transition Zone, Elements*, 2008, vol. 4, p. 171
- Gao S. S., Liu K. H., Mantle transition zone discontinuities beneath the contiguous United States, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2014, vol. 119, p. 6452
- Goldstein P., Dodge D., Firpo M., Minner L., , 2003 in , *International Geophysics*. Elsevier pp 1613–1614
- Gu Y. J., Dziewoński A. M., Ekström G., Simultaneous inversion for mantle shear velocity and topography of transition zone discontinuities, *Geophysical Journal International*, 2003, vol. 154, p. 559
- Heit B., Sodoudi F., Yuan X., Bianchi M., Kind R., An S receiver function analysis of the lithospheric structure in South America, *Geophysical Research Letters*, 2007, vol. 34

- Hung S.-H., Dahlen F. A., Nolet G., Wavefront healing: a banana-doughnut perspective, *Geophysical Journal International*, 2001, vol. 146, p. 289
- Jenkins J., Cottaar S., White R., Deuss A., Depressed mantle discontinuities beneath Iceland: Evidence of a garnet controlled 660 km discontinuity?, *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, vol. 433, p. 159
- Katsura T., Ito E., The system $Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4$ at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel, and spinel, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1989, vol. 94, p. 15663
- Kennett B. L. N., Engdahl E. R., Buland R., Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes, *Geophysical Journal International*, 1995, vol. 122, p. 108
- Koelemeijer P., Ritsema J., Deuss A., van Heijst H.-J., SP12RTS: a degree-12 model of shear- and compressional-wave velocity for Earth's mantle, *Geophysical Journal International*, 2015, vol. 204, p. 1024–1039
- Komatitsch D., Ritsema J., Tromp J., The Spectral-Element Method, Beowulf Computing, and Global Seismology, *Science*, 2002, vol. 298, p. 1737
- Komatitsch D., Tromp J., Spectral-element simulations of global seismic wave propagation-I. Validation, *Geophysical Journal International*, 2002, vol. 149, p. 390
- Langston C. A., Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver structure from teleseismic P and S waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 1977, vol. 67, p. 713
- Langston C. A., Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *Journal of Geophysical Research*, 1979, vol. 84, p. 4749
- Lawrence J. F., Shearer P. M., A global study of transition zone thickness using receiver functions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2006, vol. 111, p. n/a
- Lebedev S., Chevrot S., van der Hilst R. D., Seismic Evidence for Olivine Phase Changes at the 410- and 660-Kilometer Discontinuities, *Science*, 2002, vol. 296, p. 1300

- Liu M., Ritsema J., Chaves C. A. M., Influence of shear wave velocity heterogeneity on SH-wave reverberation imaging of the mantle transition zone, *Geophysical Journal International*, 2022, vol. 231, p. 2144
- Liu S., King S. D., Long M. D., Benoit M. H., Aragon J. C., Receiver Function Analysis Reveals Lateral Variations in Temperature and Water Content in the Mantle Transition Zone Beneath Eastern North America, *Geophysical Research Letters*, 2023, vol. 50, p. e2022GL101965
- Lu C., Grand S. P., The effect of subducting slabs in global shear wave tomography, *Geophysical Journal International*, 2016, vol. 205, p. 1074
- Moulik P., Ekström G., An anisotropic shear velocity model of the Earth's mantle using normal modes, body waves, surface waves and long-period waveforms, *Geophysical Journal International*, 2014, vol. 199, p. 1713
- Owens T. J., Zandt G., Taylor S. R., Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1984, vol. 89, p. 7783
- Patera A. T., A spectral element method for fluid dynamics: Laminar flow in a channel expansion, *Journal of Computational Physics*, 1984, vol. 54, p. 468
- Ringwood A., Phase transformations and the constitution of the mantle, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1970, vol. 3, p. 109
- Ringwood A., Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, vol. 55, p. 2083
- Ringwood A. E., Mineralogical constitution of the deep mantle, *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 1962, vol. 67, p. 4005
- Ritsema J., Deuss A., van Heijst H. J., Woodhouse J. H., S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic travel-time and normal-mode splitting function measurements, *Geophysical Journal International*, 2011, vol. 184, p. 1223

-
- Ritsema J., van Heijst H. J., Woodhouse J. H., Complex Shear Wave Velocity Structure Imaged Beneath Africa and Iceland, *Science*, 1999, vol. 286, p. 1925
- Ritsema J., Xu W., Stixrude L., Lithgow-Bertelloni C., Estimates of the transition zone temperature in a mechanically mixed upper mantle, *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, vol. 277, p. 244
- Rondenay S., Upper Mantle Imaging with Array Recordings of Converted and Scattered Teleseismic Waves, *Surveys in Geophysics*, 2009, vol. 30, p. 377
- Schmandt B., Mantle transition zone shear velocity gradients beneath USArray, *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, vol. 355-356, p. 119
- Schmandt B., Dueker K., Humphreys E., Hansen S., Hot mantle upwelling across the 660 beneath Yellowstone, *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, vol. 331-332, p. 224
- Sodoudi F., Lithospheric structure of the Aegean obtained from P and S receiver functions, Freie Universität Berlin, 2005, Tese de Doutorado
- Stixrude L., Lithgow-Bertelloni C., Mineralogy and elasticity of the oceanic upper mantle: Origin of the low-velocity zone, *Journal of Geophysical Research*, 2005, vol. 110
- van Stiphout A. M., Cottaar S., Deuss A., Receiver function mapping of mantle transition zone discontinuities beneath Alaska using scaled 3-D velocity corrections, *Geophysical Journal International*, 2019, vol. 219, p. 1432
- Vinnik L. P., Detection of waves converted from P to SV in the mantle, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1977, vol. 15, p. 39
- Zhang H., Schmandt B., Application of Ps Scattering Kernels to Imaging the Mantle Transition Zone With Receiver Functions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2019, vol. 124, p. 709

Zheng T., Chen L., Zhao L., Zhu R., Crustal structure across the Yanshan belt at the northern margin of the North China Craton, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2007, vol. 161, p. 36

Zhu L., Kanamori H., Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2000, vol. 105, p. 2969

Apêndice

Apêndice A

Resultados adicionais

A.1 Imageamento de topografias na Zona de Transição do Manto adicionadas ao modelo PREM5C

A.1.1 Imageamento de topografias na ZTM

A.1.1.1 Topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ adicionada à descontinuidade de 410 km

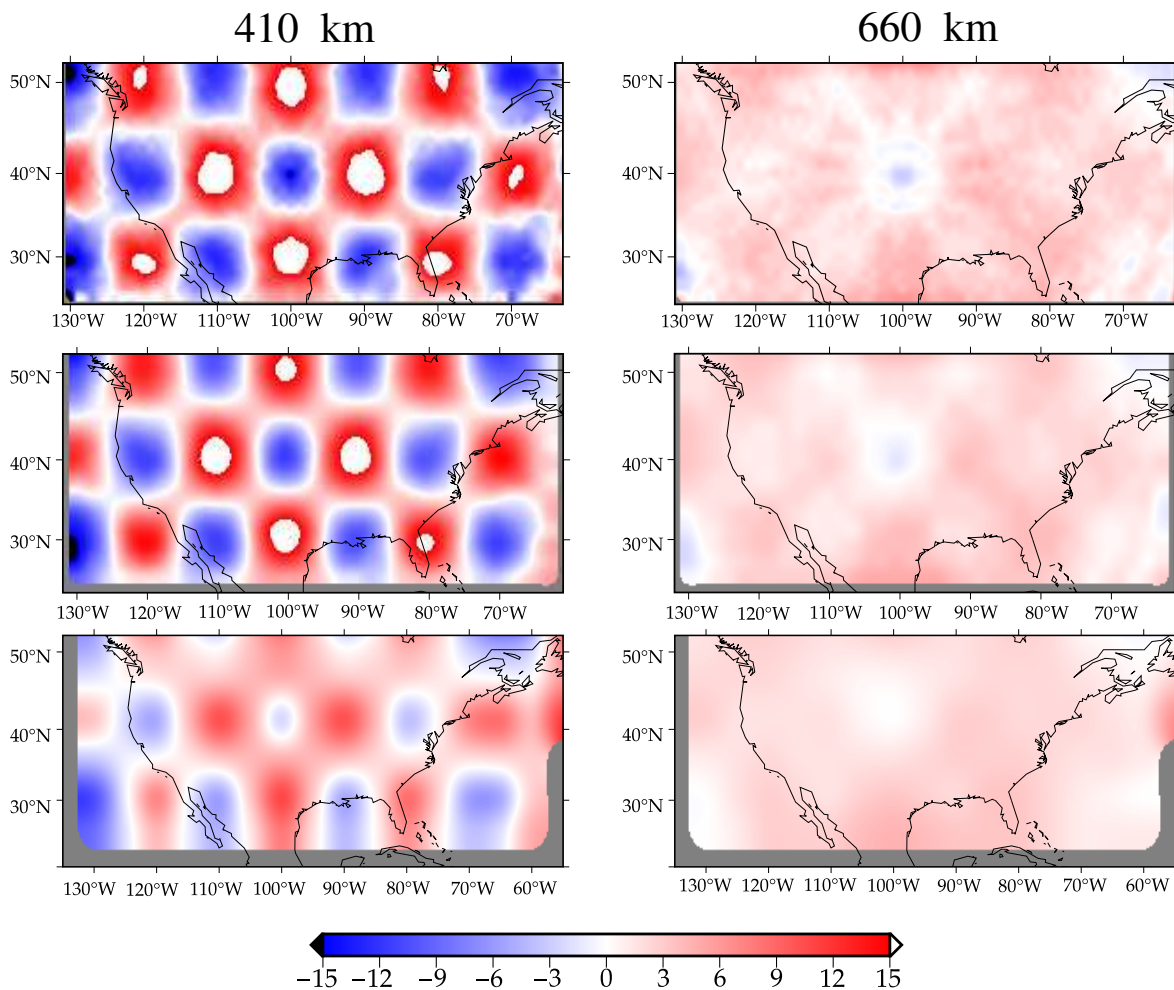


Figura A.1: Comparação entre os mapas recuperados das descontinuidades de 410 km e 660 km, usando *bins* de raios de diferentes tamanhos: 1° (painel superior), 2° (painel central) e 5° (painel inferior), com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ na descontinuidade de 410 km adicionada ao modelo PREM5C. Barra de cores em km.

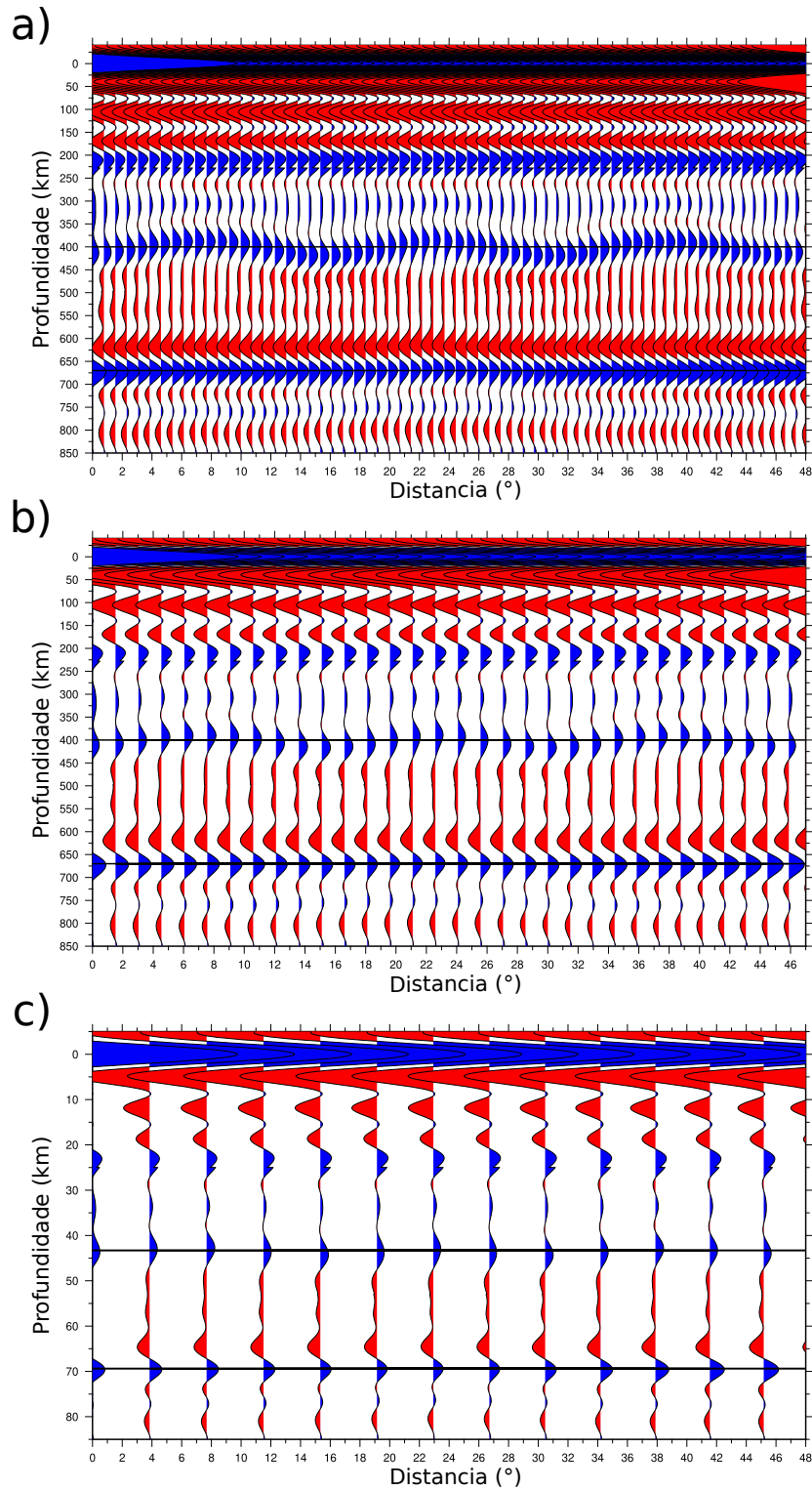


Figura A.2: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, para o modelo de topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ na descontinuidade de 410 km adicionada ao modelo PREM5C, com empilhamentos com CCP que usam *bins* de raios de diferentes tamanhos: a) 1° (painel superior), b) 2° (painel central) e c) 5° (painel inferior).

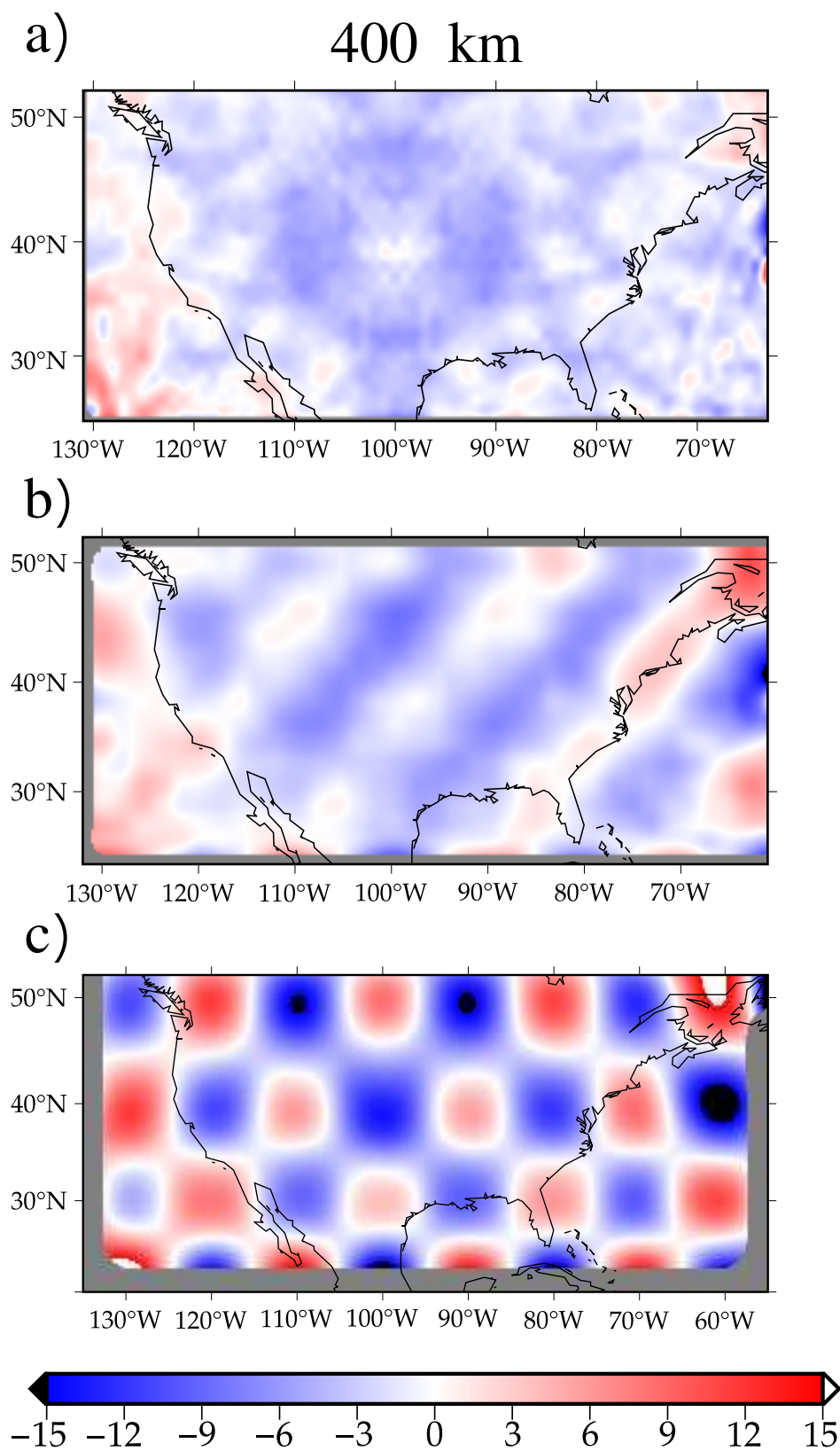


Figura A.3: Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $5^\circ \times 5^\circ$ de entrada (Figura 2.2b) e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 410 km com *bins* de raio de: a) 1° ; b) 2° ; c) 5° . Barra de cores em km.

A.1.1.2 Topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ adicionada à descontinuidade de 660 km

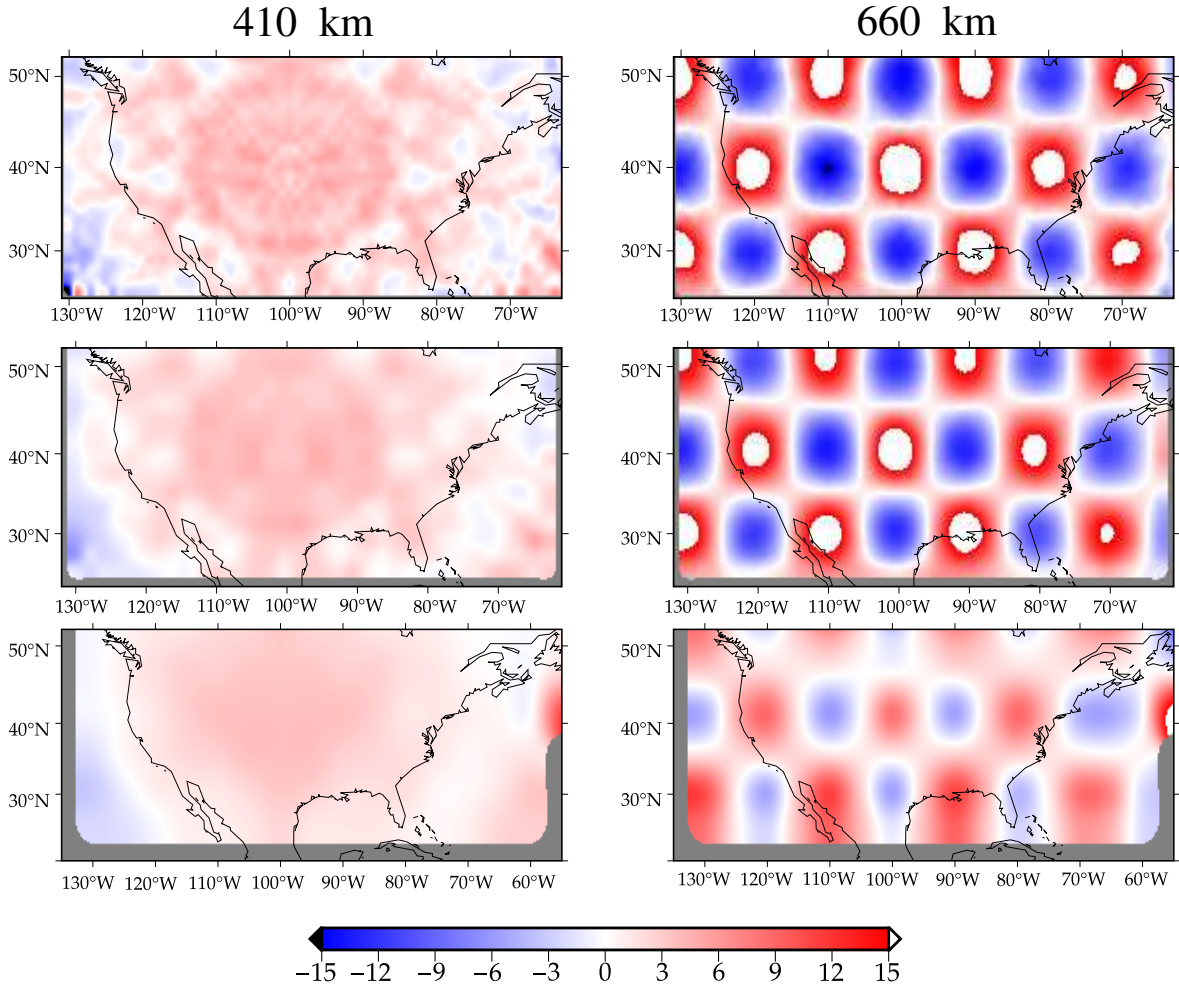


Figura A.4: Comparação entre os mapas recuperados das descontinuidades de 410 km e 660 km, usando *bins* de raios de diferentes tamanhos: 1° (painel superior), 2° (painel central) e 5° (painel inferior), com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ na descontinuidade de 660 km adicionada ao modelo PREM5C. Barra de cores em km.

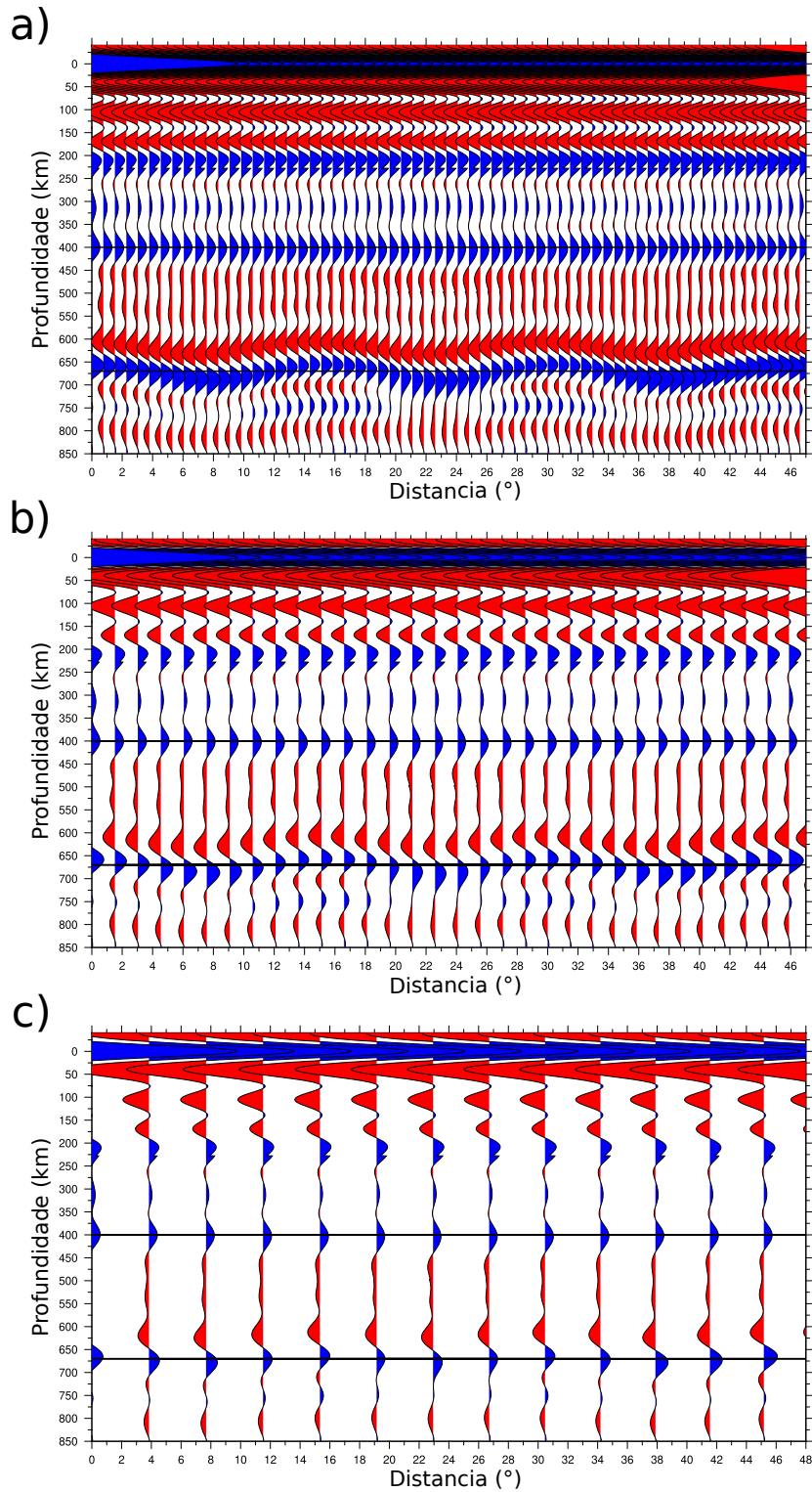


Figura A.5: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, para o modelo de topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ na descontinuidade de 660 km adicionada ao modelo PREM5C, com empilhamentos com CCP que usam *bins* de raios de diferentes tamanhos: a) 1° (painel superior), b) 2° (painel central) e c) 5° (painel inferior).

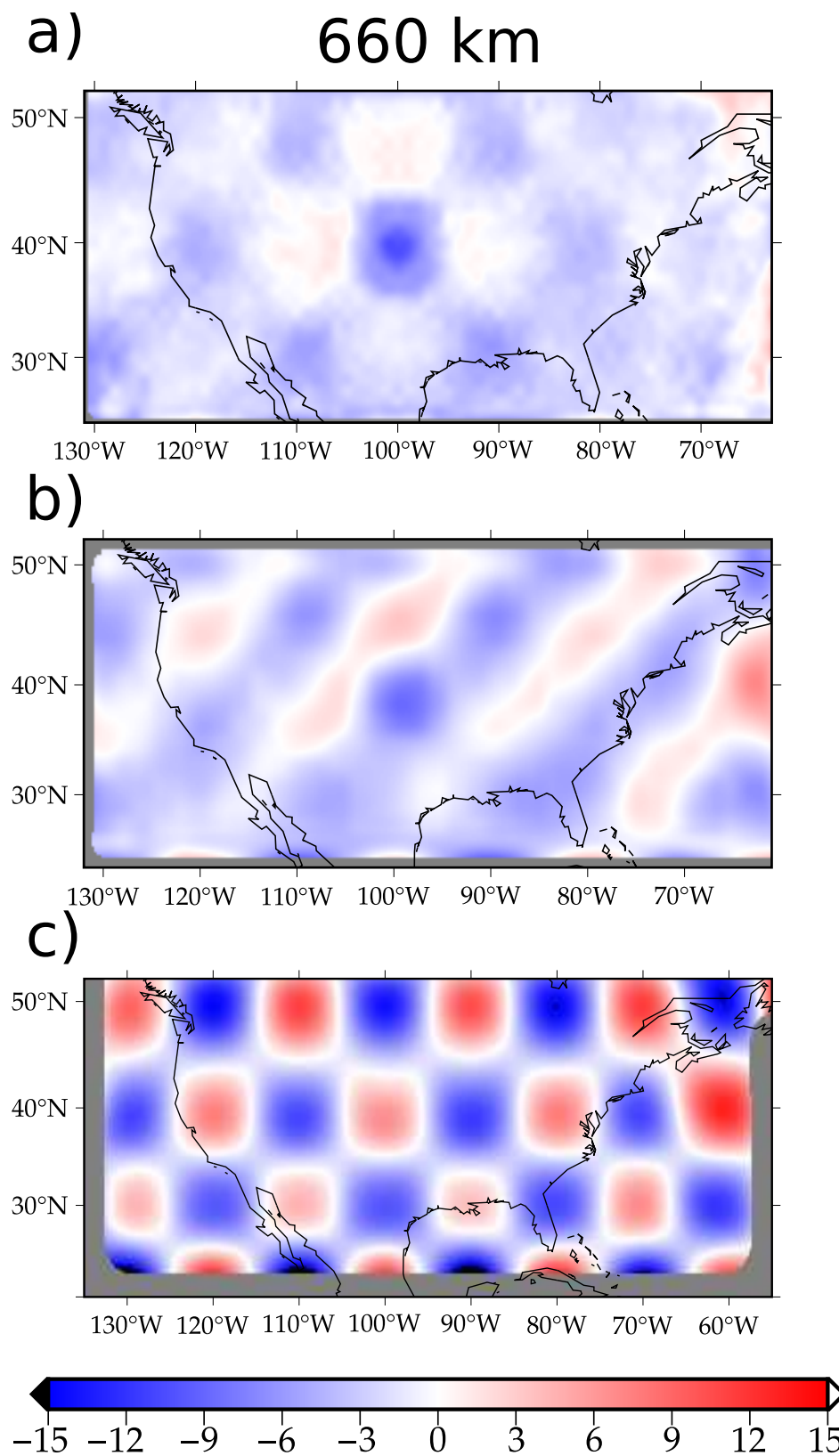


Figura A.6: Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $5^\circ \times 5^\circ$ de entrada (Figura 2.2b) e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 660 km com bins de raio de: a) 1° ; b) 2° ; c) 5° . Barra de cores em km.

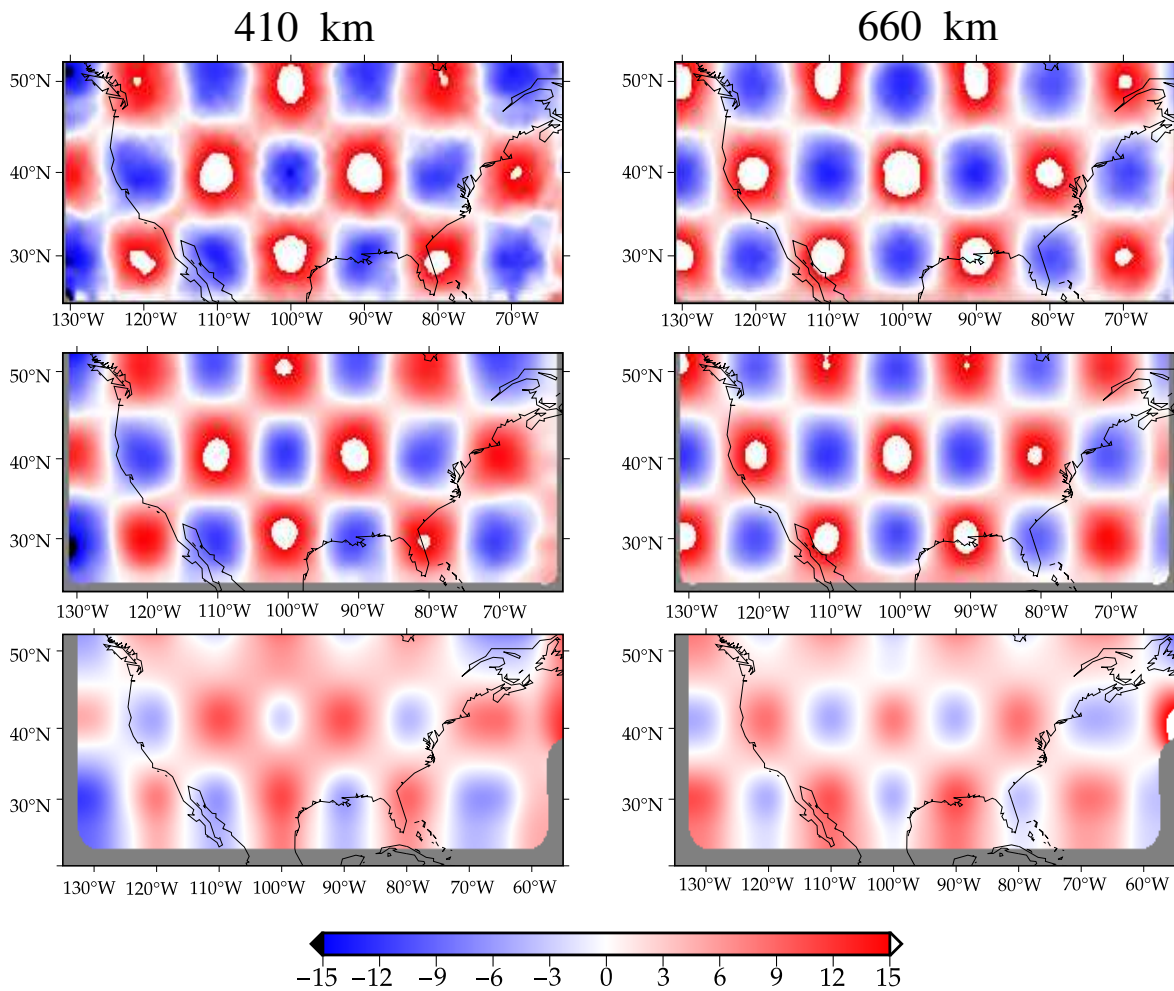
A.1.1.3 Topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ adicionada às descontinuidades da ZTM

Figura A.7: Comparação entre os mapas recuperados das descontinuidades de 410 km e 660 km, usando *bins* de raios de diferentes tamanhos: 1° (painel superior), 2° (painel central), 5° (painel inferior). Neste exemplo, topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ foi adicionada às descontinuidades de 410 km e 660 km do modelo PREM5C. Barra de cores em km.

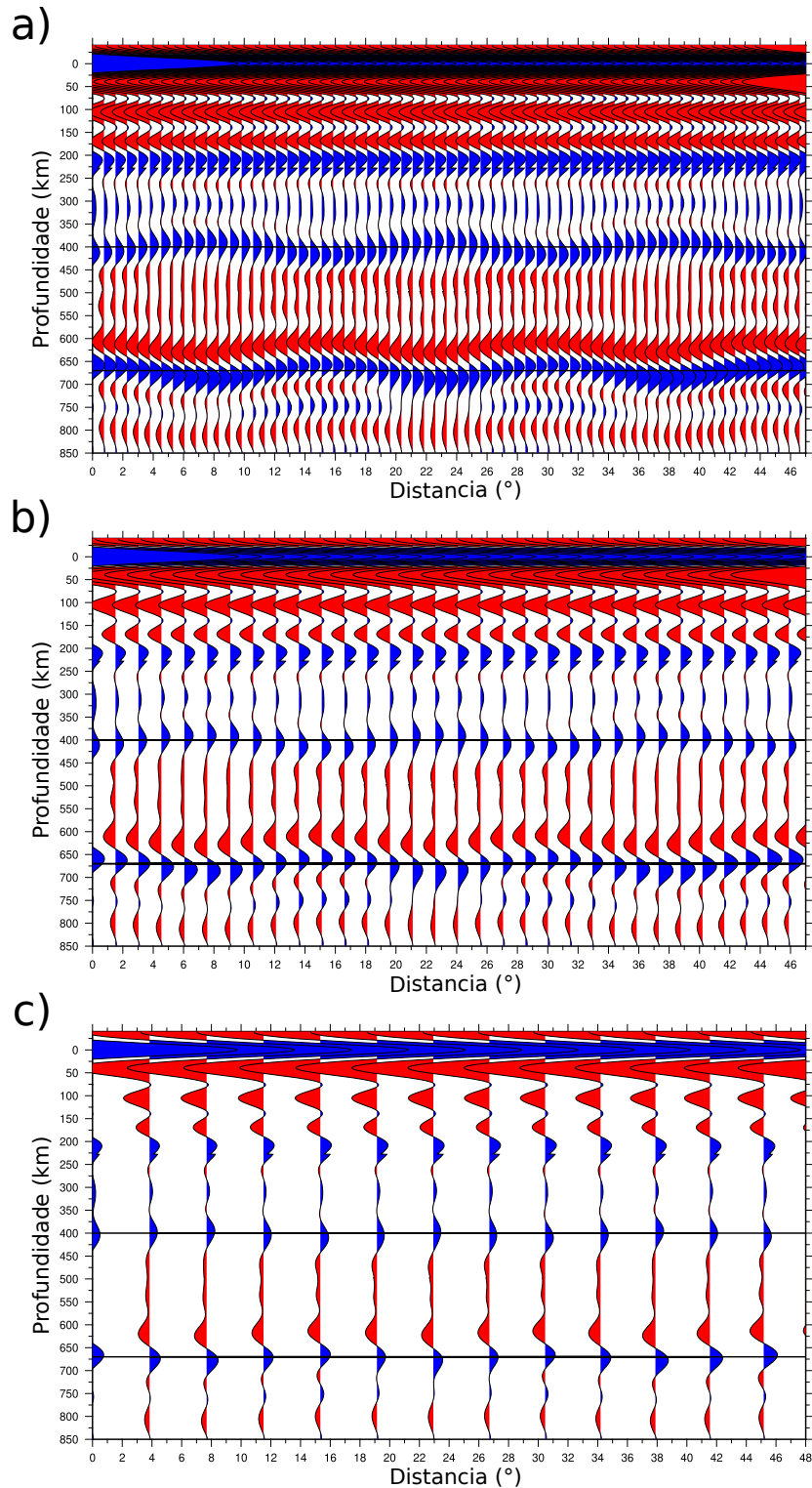


Figura A.8: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, para o modelo de topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ nas descontinuidades de 410 km e 660 km adicionadas ao modelo PREM5C, com empilhamentos com CCP que usam *bins* de raios de diferentes tamanhos. Do painel superior para o inferior, foram utilizados *bins* com os seguintes raios para o empilhamento com CCP: 1° , 2° , 5° .

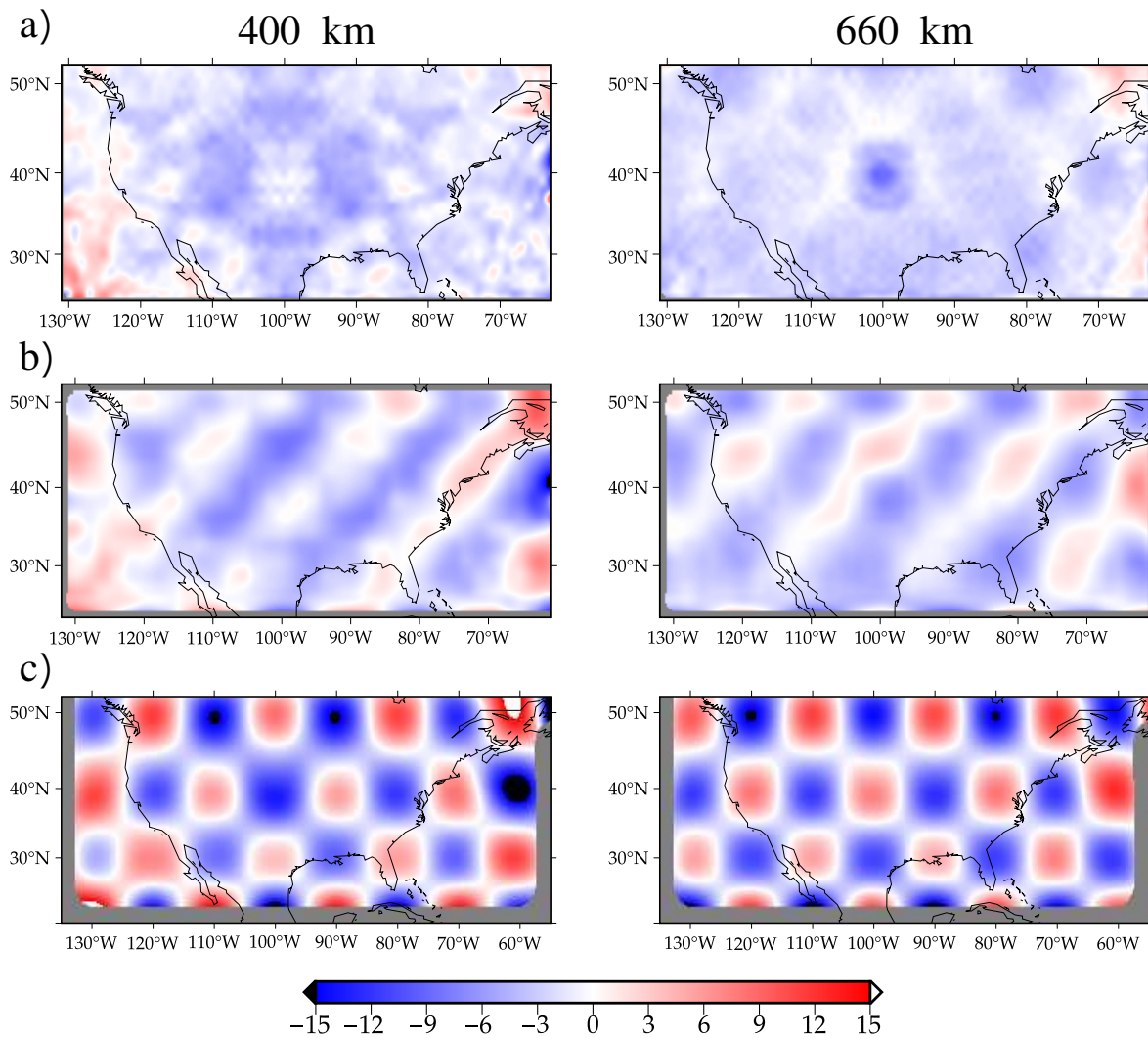


Figura A.9: Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $5^\circ \times 5^\circ$ de entrada (Figura 2.2b) e o estimado com o método da FR para as descontinuidade de 410 km e 660 km com *bins* com raios de diferentes tamanhos. Do painel superior para o inferior, foram utilizados *bins* com os seguintes raios para o empilhamento com CCP: 1° , 2° e 5° . Barra de cores em km.

A.1.1.4 Topografia de $8^\circ \times 8^\circ$ adicionada às descontinuidades da ZTM

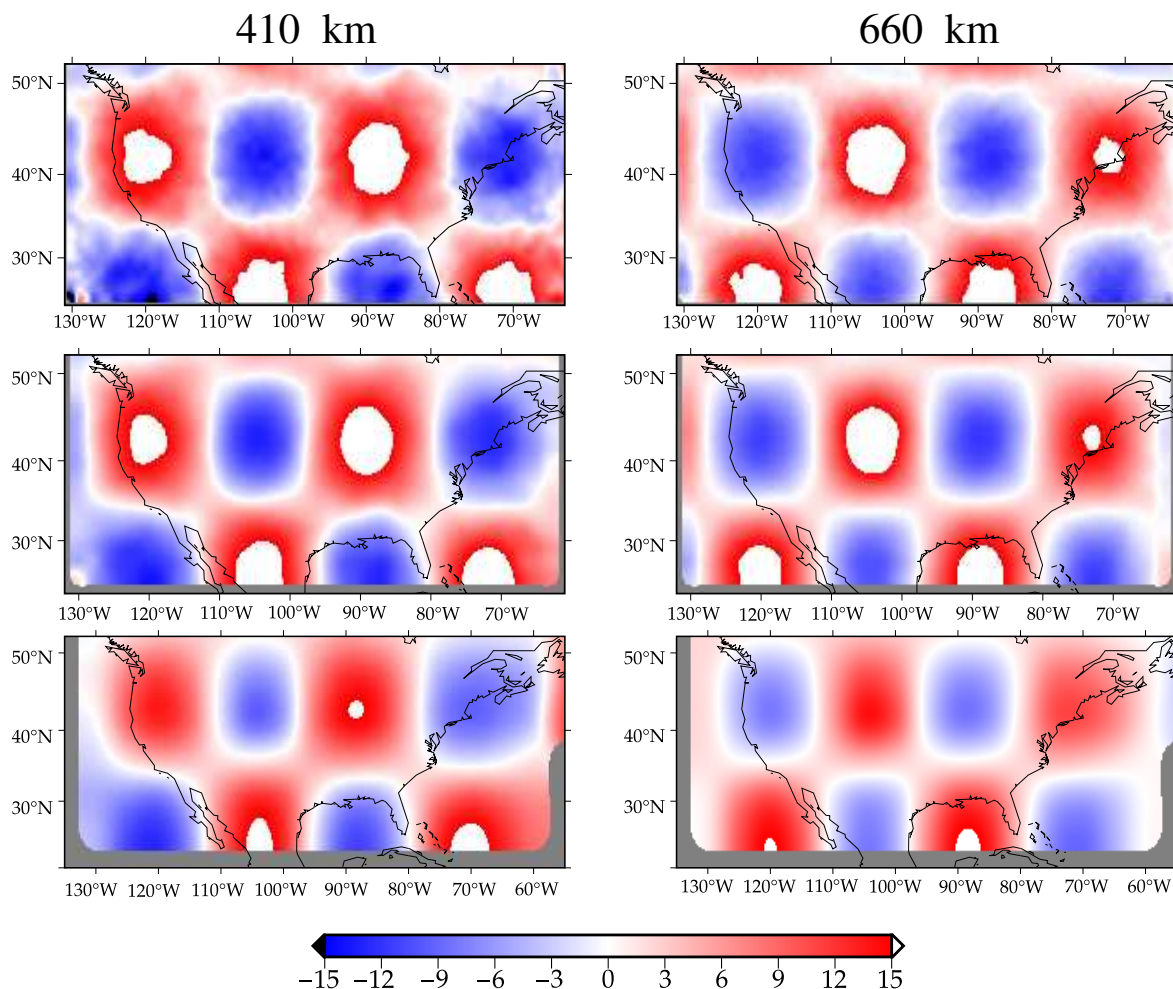


Figura A.10: Comparação entre os mapas recuperados das descontinuidades de 410 km e 660 km, usando bins de raios de diferentes tamanhos: 1° (painel superior), 2° (painel central), 5° (painel inferior). Neste exemplo, topografia harmônica de $8^\circ \times 8^\circ$ foi adicionada às descontinuidades de 410 km e 660 km do modelo PREMSC. Barra de cores em km.

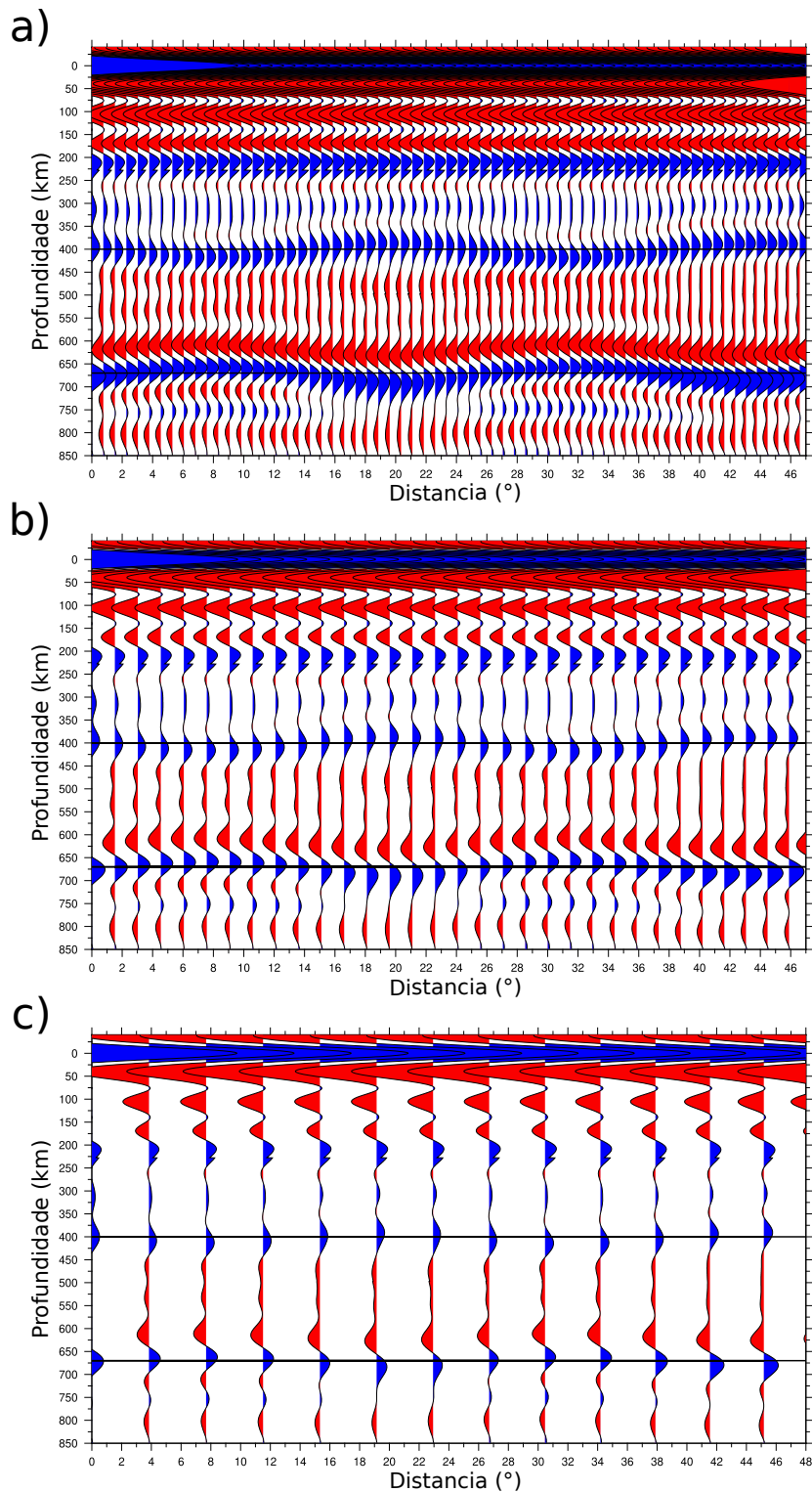


Figura A.11: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, para o modelo de topografia harmônica de $8^\circ \times 8^\circ$ nas discontinuidades de 410 km e 660 km adicionadas ao modelo PREM5C, com empilhamentos com CCP que usam *bins* de raios de diferentes tamanhos. Do painel superior para o inferior, foram utilizados *bins* com os seguintes raios para o empilhamento com CCP: a) 1° , b) 2° e c) 5° .

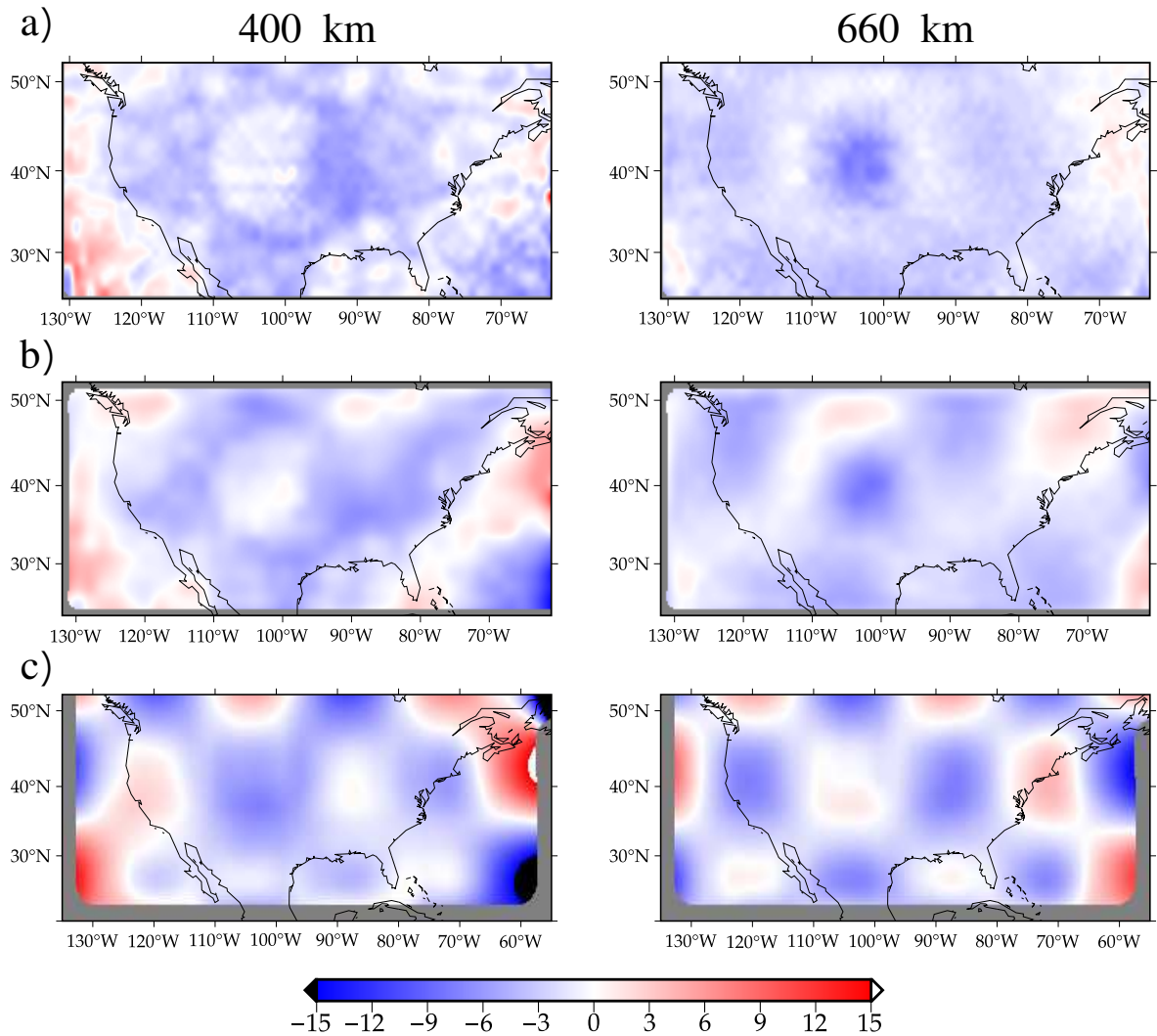


Figura A.12: Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $8^\circ \times 8^\circ$ de entrada (Figura 2.2b) e o estimado com o método da FR para as descontinuidades de 410 km e 660 km com *bins* com raios de diferentes tamanhos. Do painel superior para o inferior, foram utilizados *bins* com os seguintes raios para o empilhamento com CCP: a) 1° , b) 2° e c) 5° . Barra de cores em km.

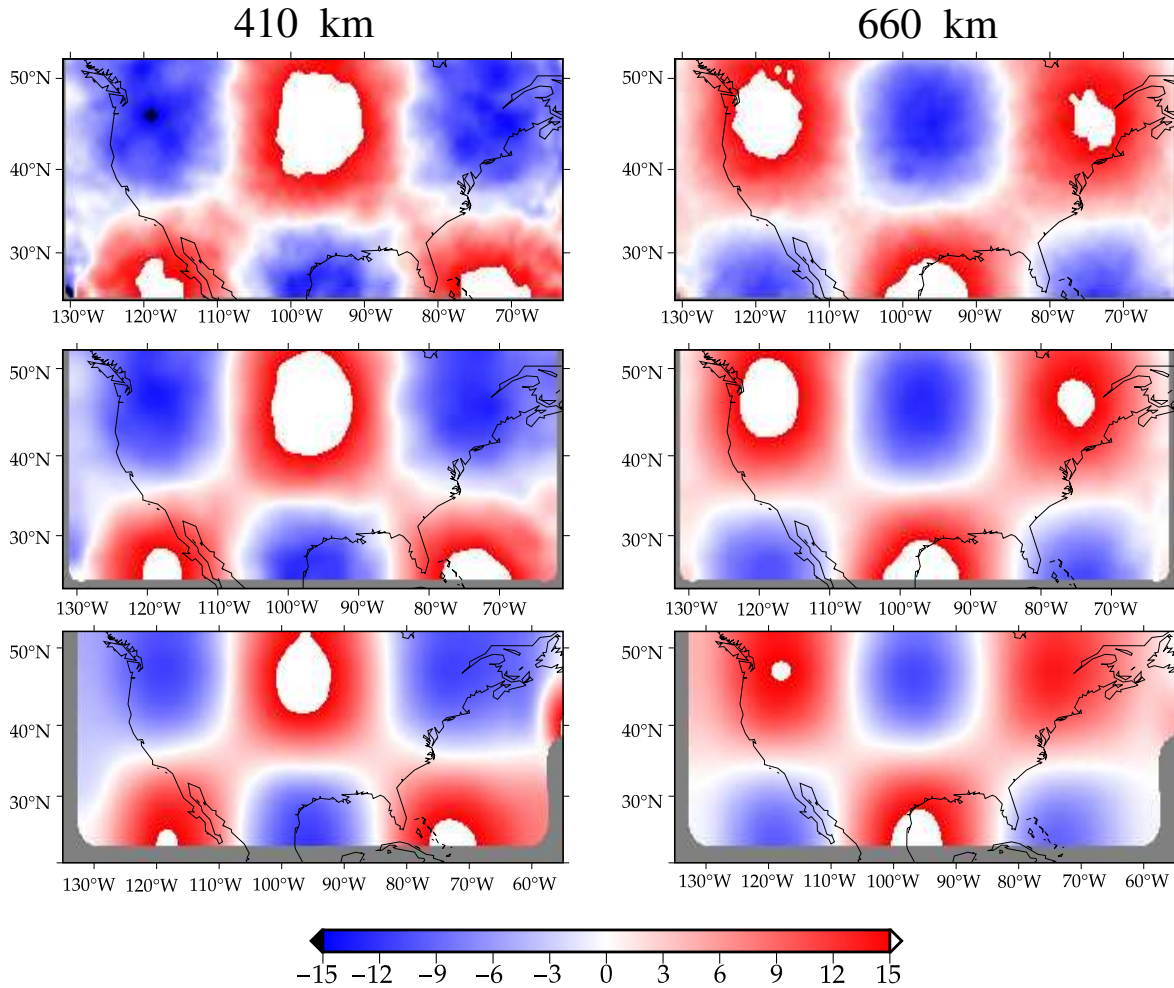
A.1.1.5 Topografia de $11^\circ \times 11^\circ$ adicionada às discontinuidades da ZTM

Figura A.13: Comparação entre os mapas recuperados das discontinuidades de 410 km e 660 km, usando *bins* de raios de diferentes tamanhos: 1° (painel superior), 2° (painel central), 5° (painel inferior). Neste exemplo, topografia harmônica de $11^\circ \times 11^\circ$ foi adicionada às discontinuidades de 410 km e 660 km do modelo PREM5C. Barra de cores em km.

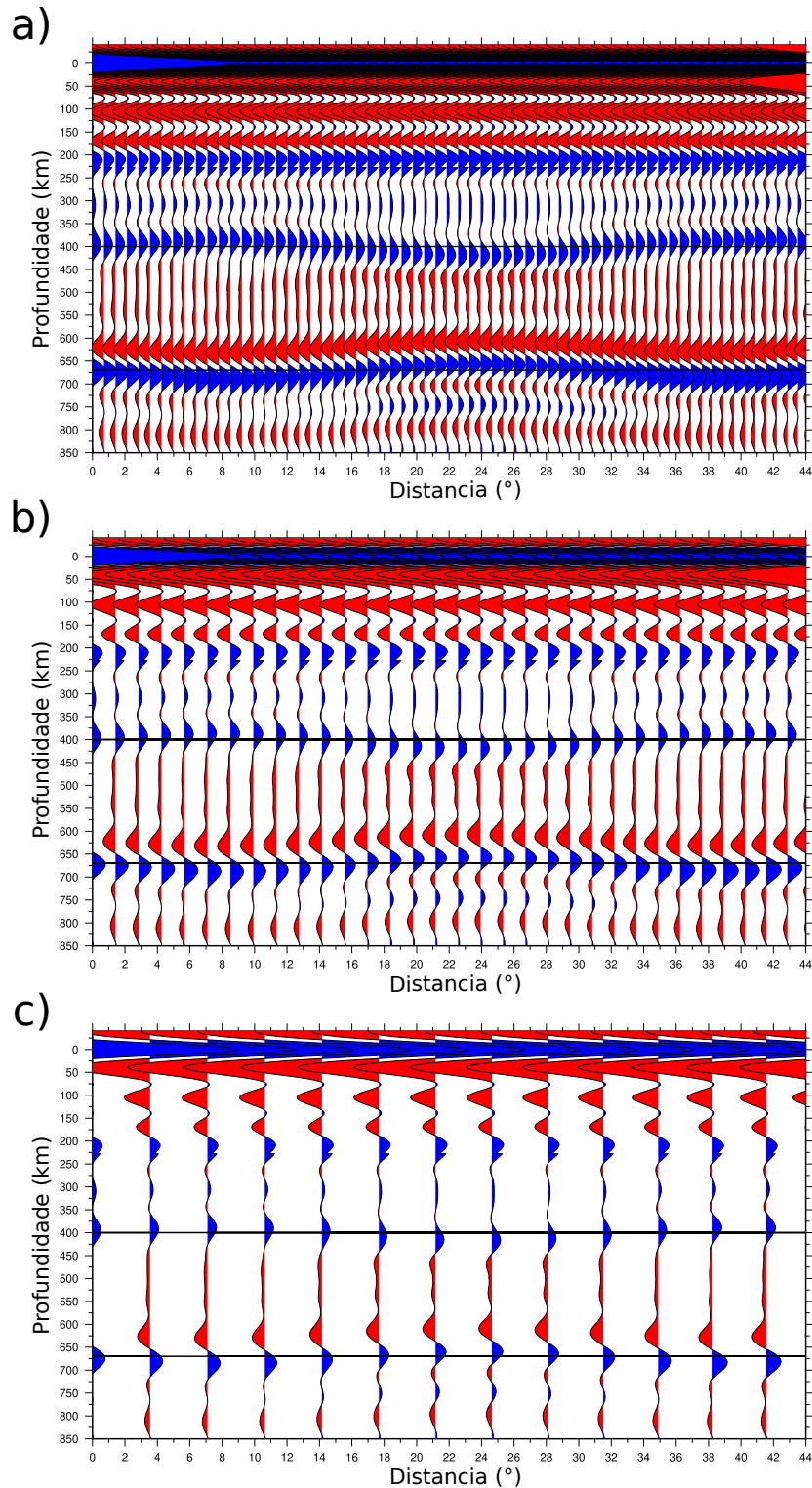


Figura A.14: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, para o modelo de topografia harmônica de $11^\circ \times 11^\circ$ nas descontinuidades de 410 km e 660 km adicionadas ao modelo PREM^{SC}, com empilhamentos com CCP que usam *bins* de raios de diferentes tamanhos. Do painel superior para o inferior, foram utilizados *bins* com os seguintes raios para o empilhamento com CCP: a) 1° , b) 2° e c) 5° .

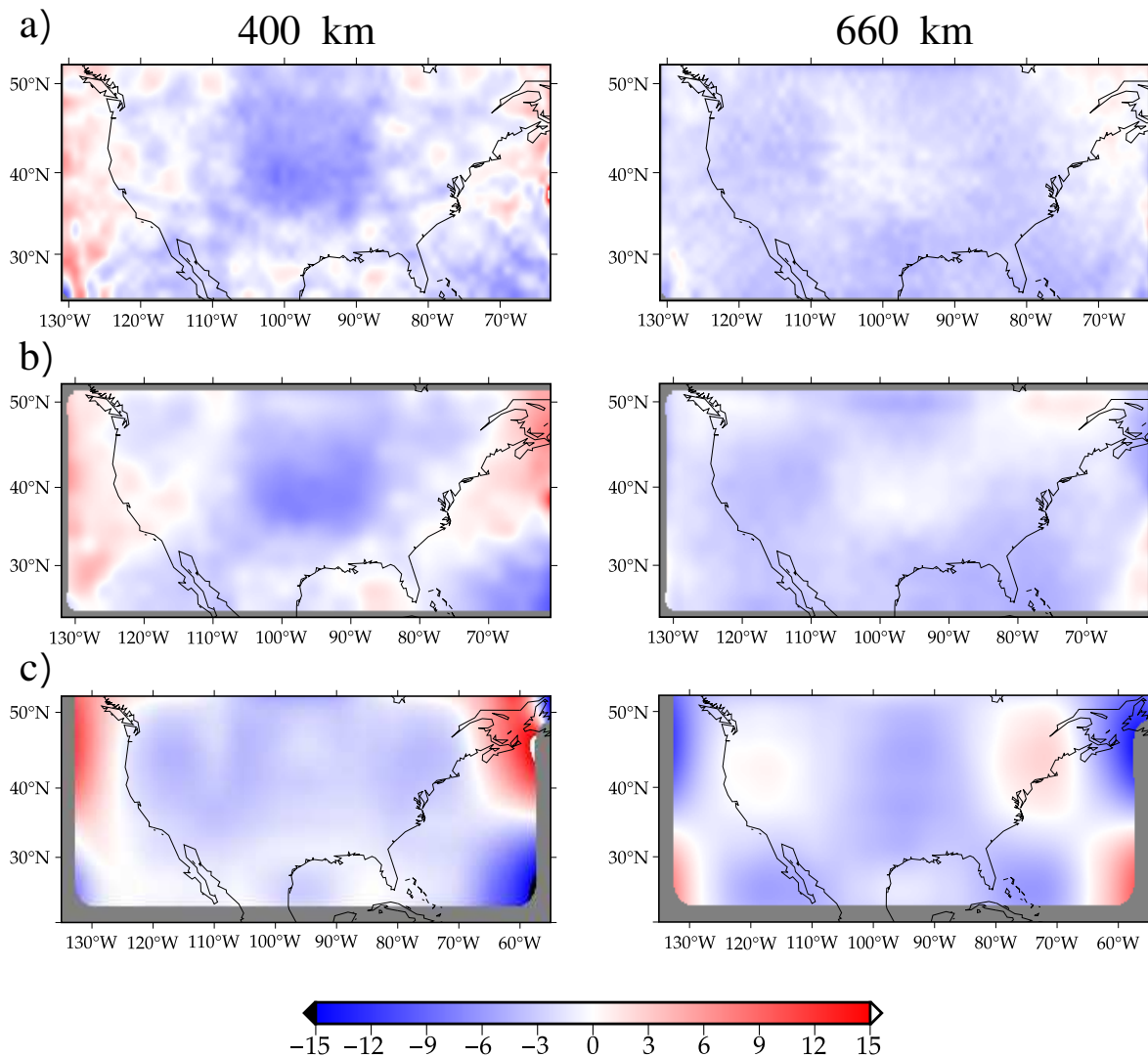


Figura A.15: Figura mostrando a diferença entre o modelo topográfico $11^\circ \times 11^\circ$ de entrada (Figura 2.2b) e o estimado com o método da FR para as descontinuidade de 410 km e 660 km com *bins* com raios de diferentes tamanhos. Do painel superior para o inferior, foram utilizados *bins* com os seguintes raios para o empilhamento com CCP: 1° , 2° e 5° . Barra de cores em km.

A.2 Influência da estrutura heterogênea de velocidade dos modelos P12, S40RTS e TX2015 sobre a onda P e suas conversões para onda S nas descontinuidades de 410 km e 660 km

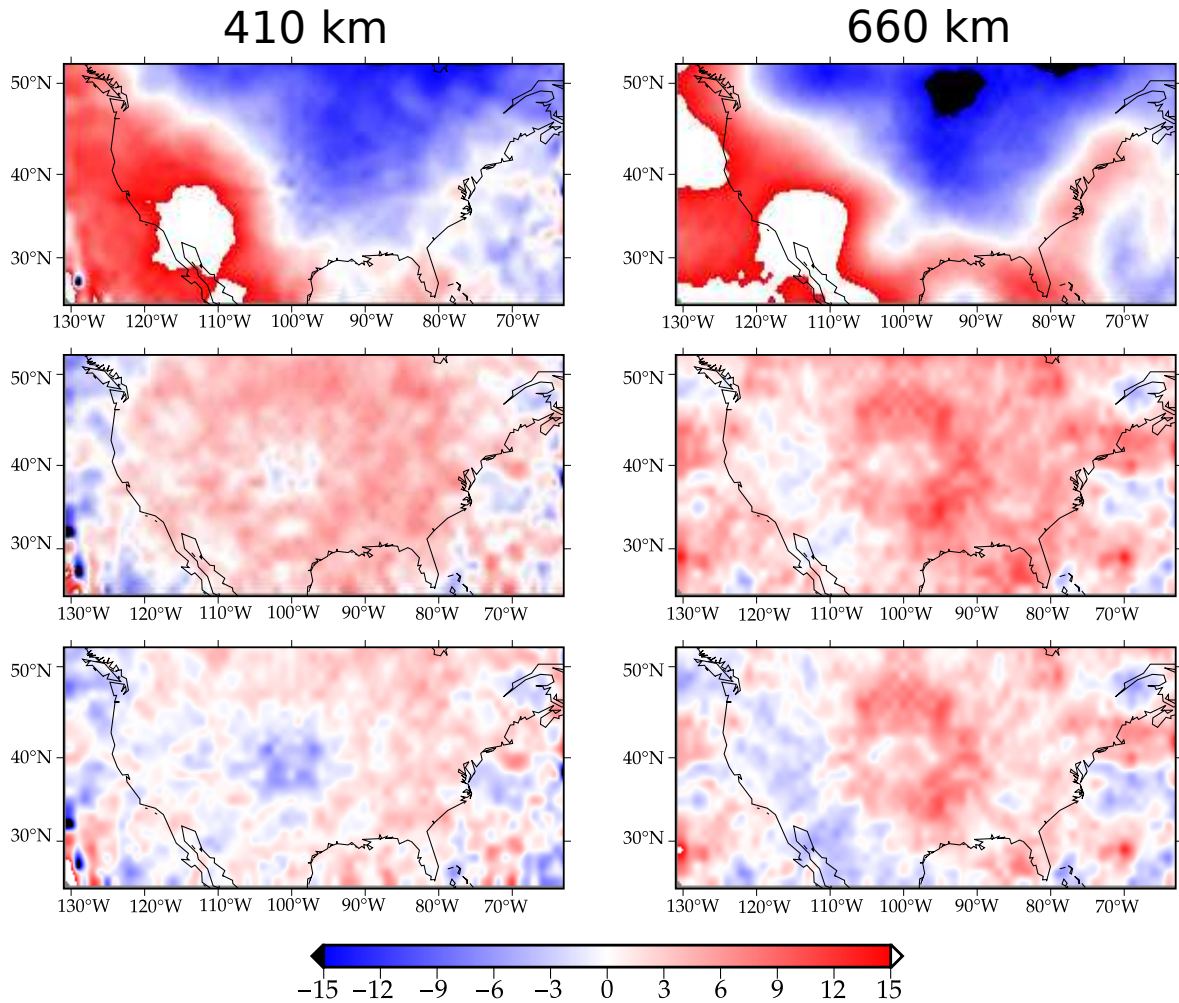


Figura A.16: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para as simulações com estruturas de velocidade dos modelos TX2015 e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* aplicada com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: PREM5C (painel superior), TX2015 e P12 (painel central). O painel inferior apresenta a diferença entre a estimativa obtida no painel central e a estimativa do painel inferior da Figura 3.2. Barra de cores em km.

A.2.1 Estrutura de velocidade de onda P e onda S conhecida

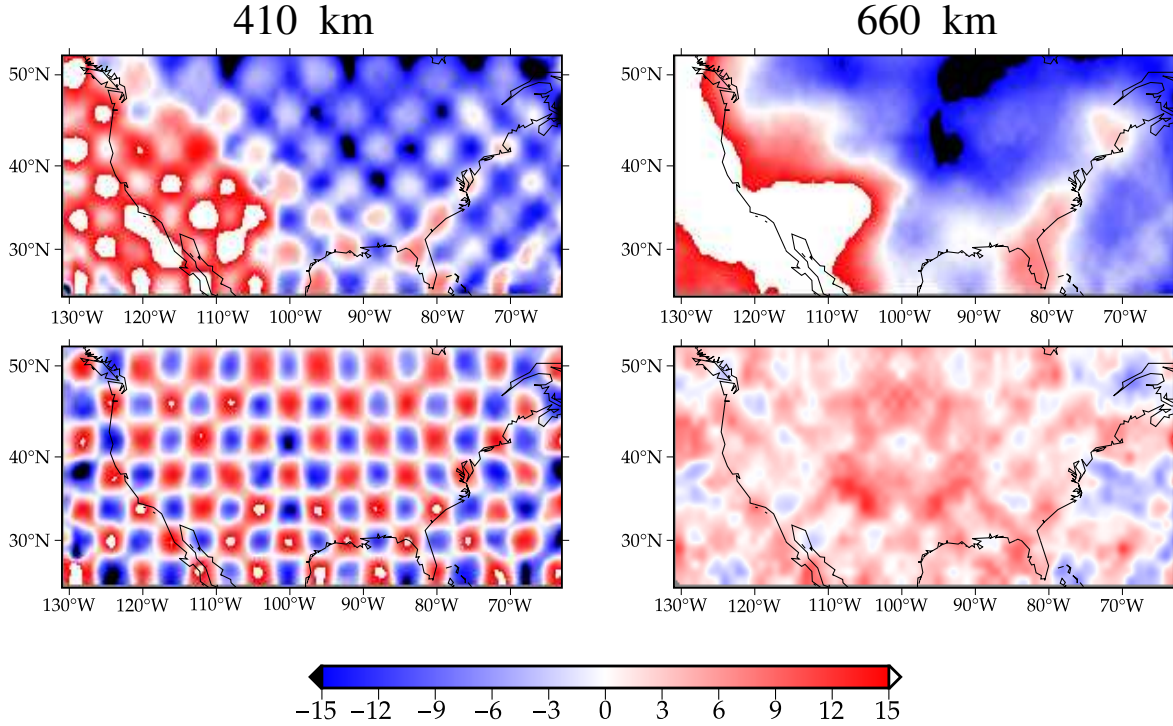


Figura A.17: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: PREM5C (painel superior) e P12 e S40RTS (painel inferior). Barra de cores em km.

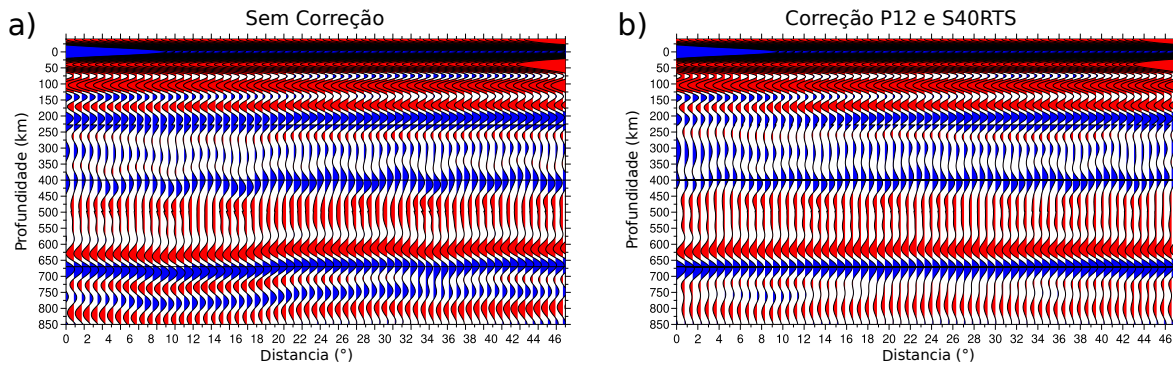


Figura A.18: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) PREM5C; b) P12 e S40RTS.

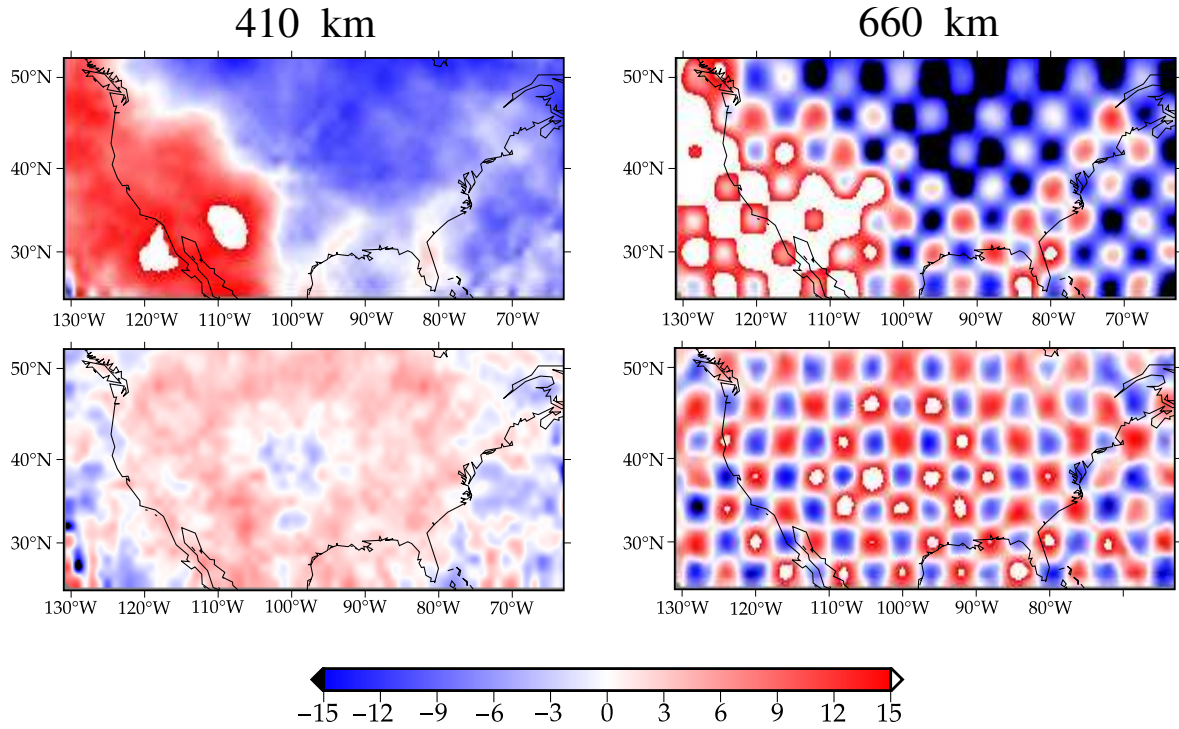


Figura A.19: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases P, P400s e P670s a partir dos modelos: PREM5C (painel superior) e P12 e S40RTS (painel inferior). Barra de cores em km.

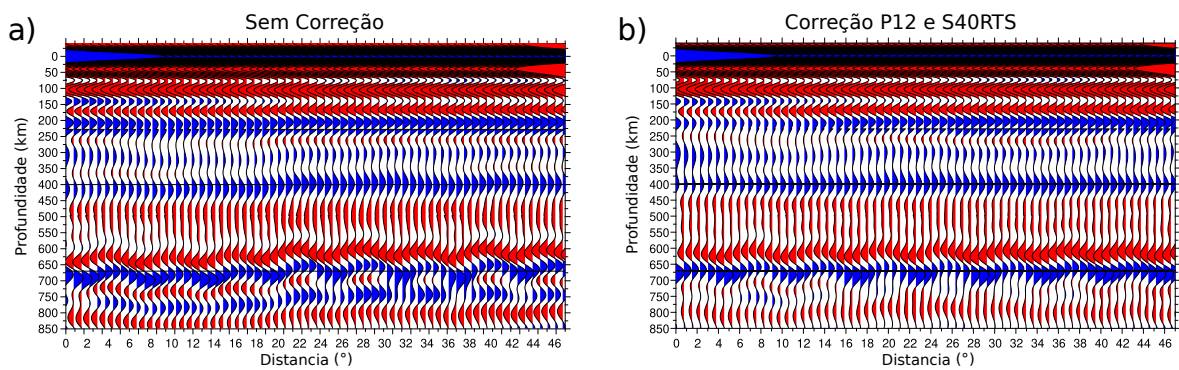


Figura A.20: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases P, P400s e P670s estimados a partir dos modelos: a) PREM5C; b) P12 e S40RTS.

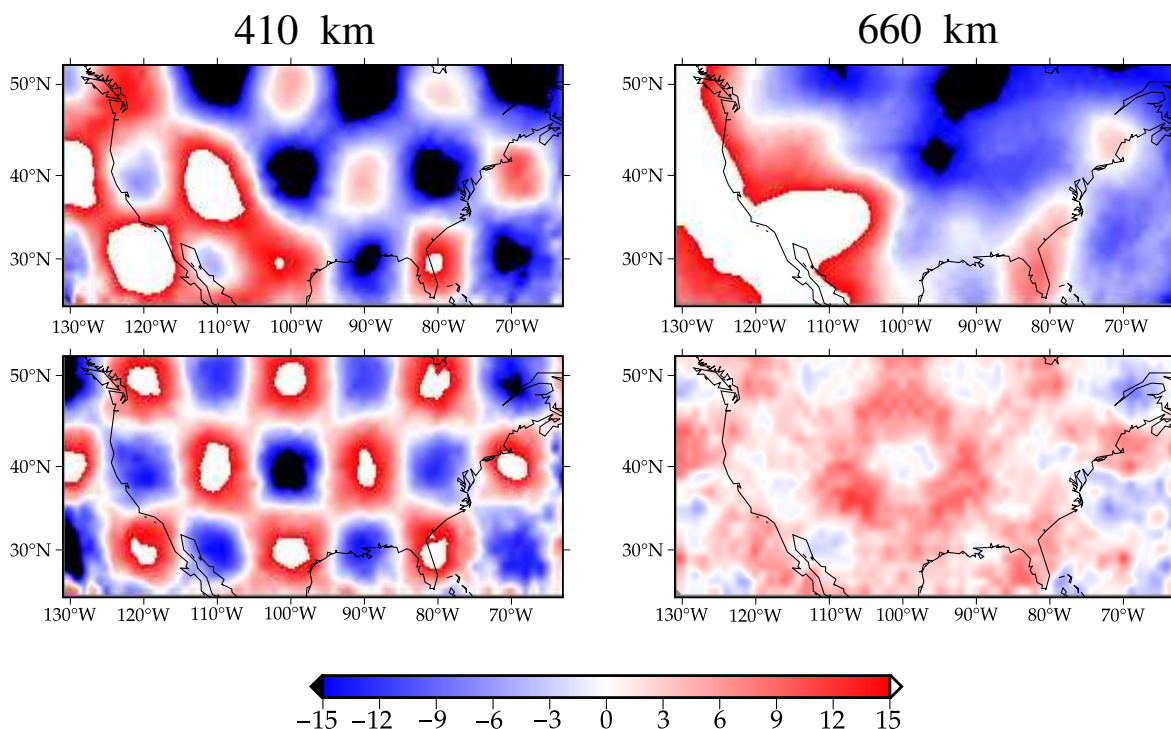


Figura A.21: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: PREM5C (painel superior) e P12 e S40RTS (painel inferior). Barra de cores em km.

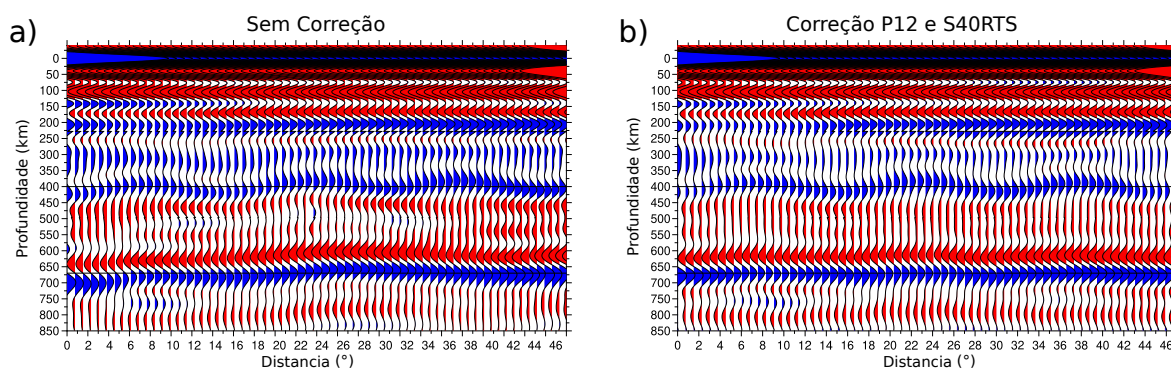


Figura A.22: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) PREM5C; b) P12 e S40RTS.

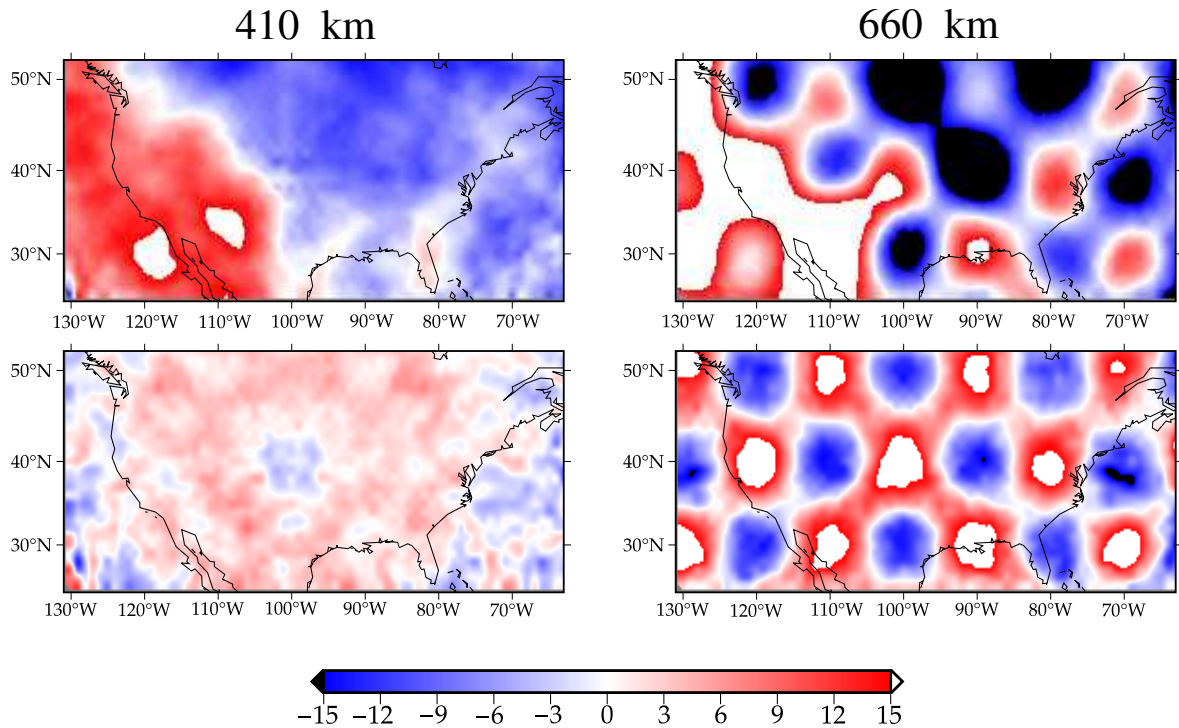


Figura A.23: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: PREM5C (painel superior) e P12 e S40RTS (painel inferior). Barra de cores em km.

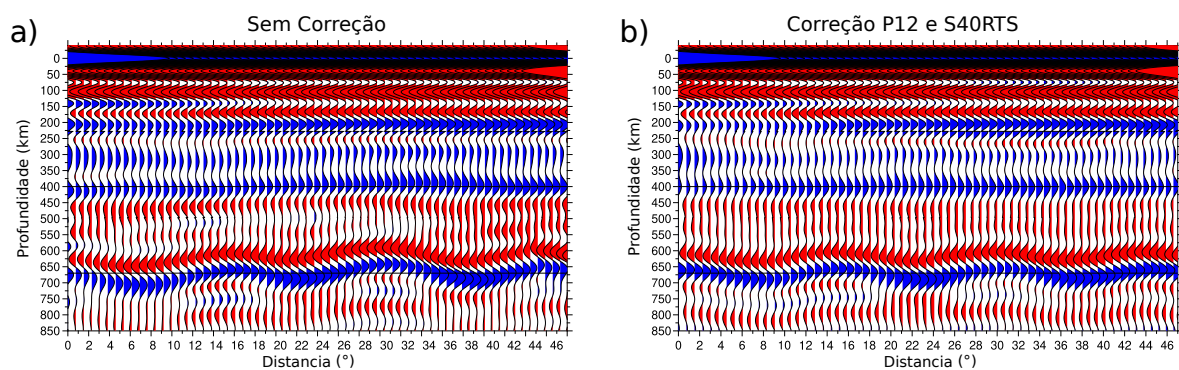


Figura A.24: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) PREM5C; b) P12 e S40RTS.

A.2.2 Estrutura de velocidade de onda P e onda S desconhecida

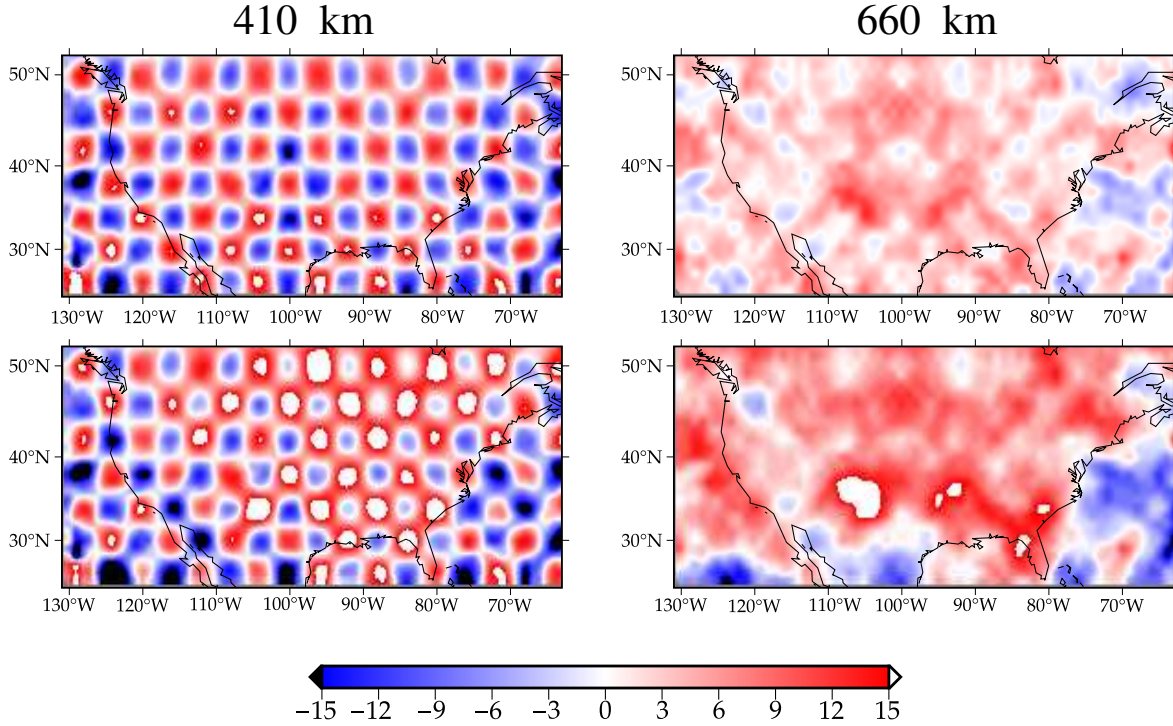


Figura A.25: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: P12 e S40RTS (painel superior) e SP12RTS-P e TX2015 (painel inferior). Barra de cores em km.

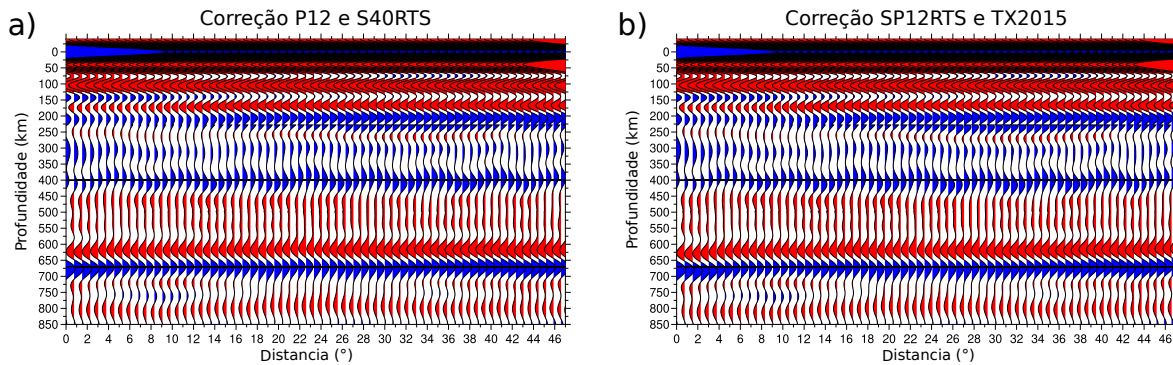


Figura A.26: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS-P e TX2015.

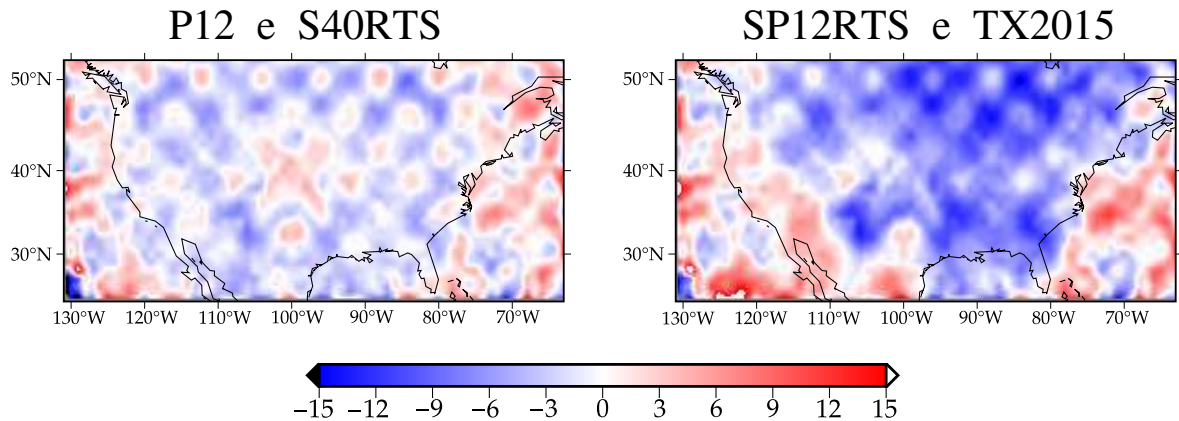


Figura A.27: Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $2^\circ \times 2^\circ$ (na discontinuidade de 410 km) (Figura 2.2b) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado, com o método da FR, para a discontinuidade de 410 km, com correção de *moveout* utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12 e S40RTS (painel esquerdo) e SP12RTS-P e TX2015 (painel direito). Foram utilizados *bins* de raio de 1° para o empilhamento com CCP. Barra de cores em km.

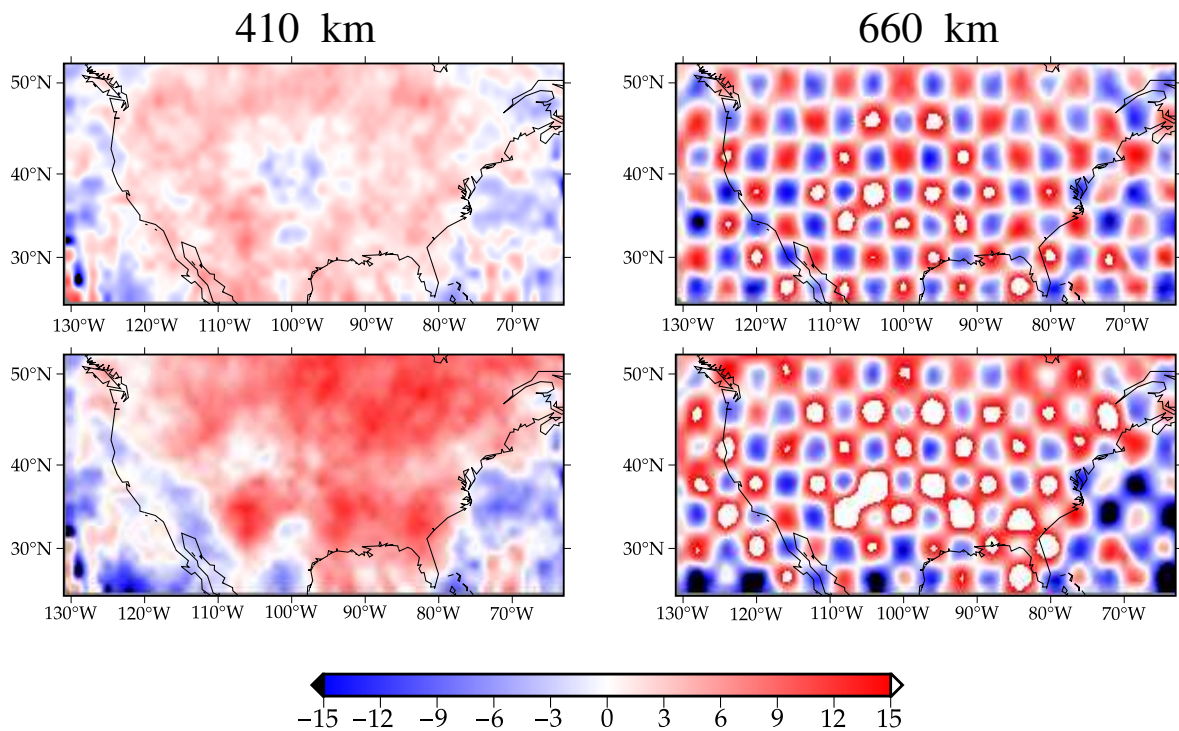


Figura A.28: Seções horizontais mostrando as discontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $2^\circ \times 2^\circ$ (na discontinuidade de 660 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: P12 e S40RTS (painel superior) e SP12RTS-P e TX2015 (painel inferior). Barra de cores em km.

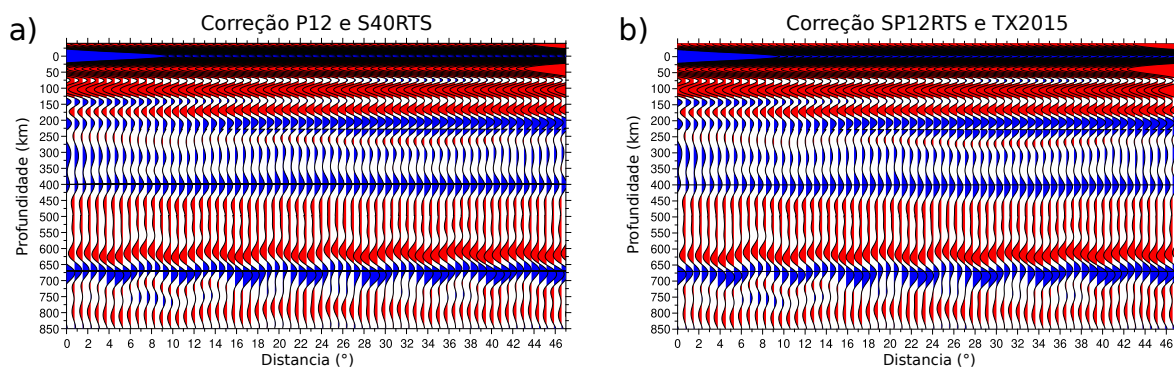


Figura A.29: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (na descontinuidade de 660 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS-P e TX2015.

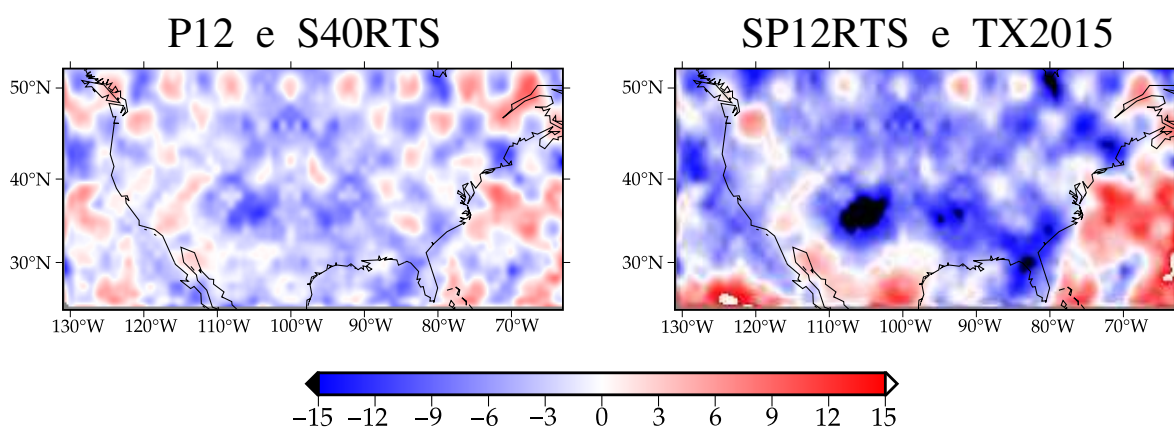


Figura A.30: Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (na descontinuidade de 660 km) (Figura 2.2b) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado, com o método da FR, para a descontinuidade de 660 km, com correção de *moveout* utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12 e S40RTS (painel esquerdo) e SP12RTS-P e TX2015 (painel direito). Foram utilizados *bins* de raio de 1° para o empilhamento com CCP. Barra de cores em km.

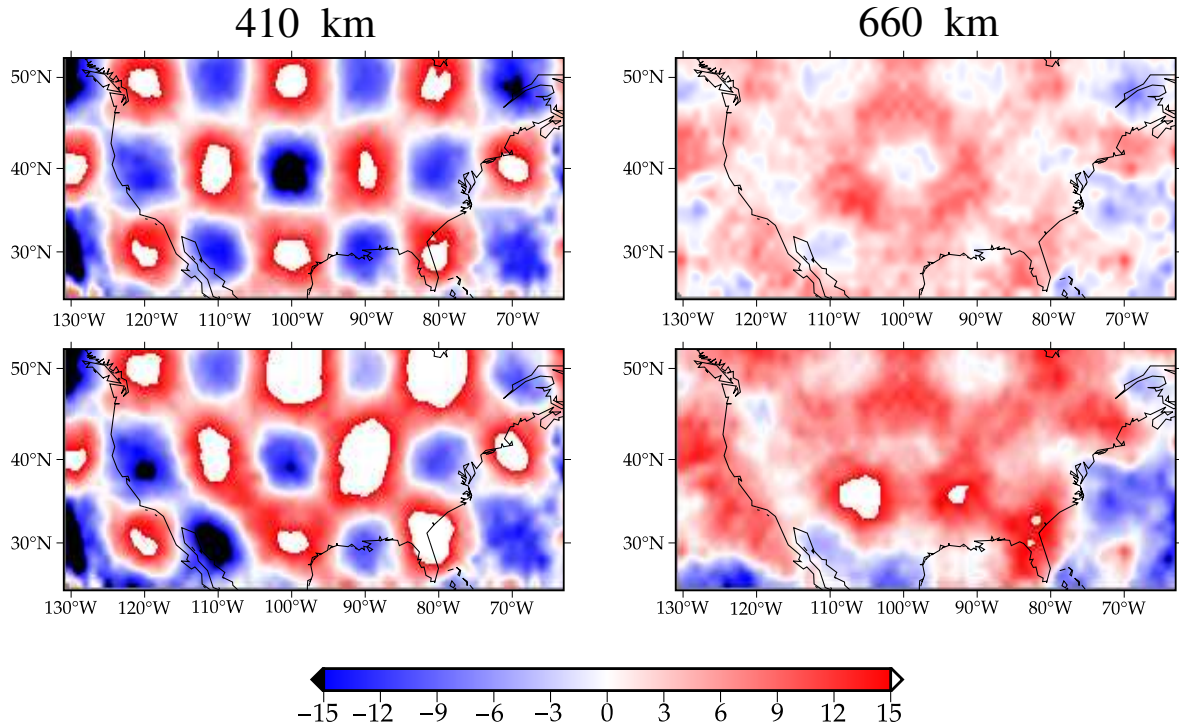


Figura A.31: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: P12 e S40RTS (painel superior) e SP12RTS-P e TX2015 (painel inferior). Barra de cores em km.

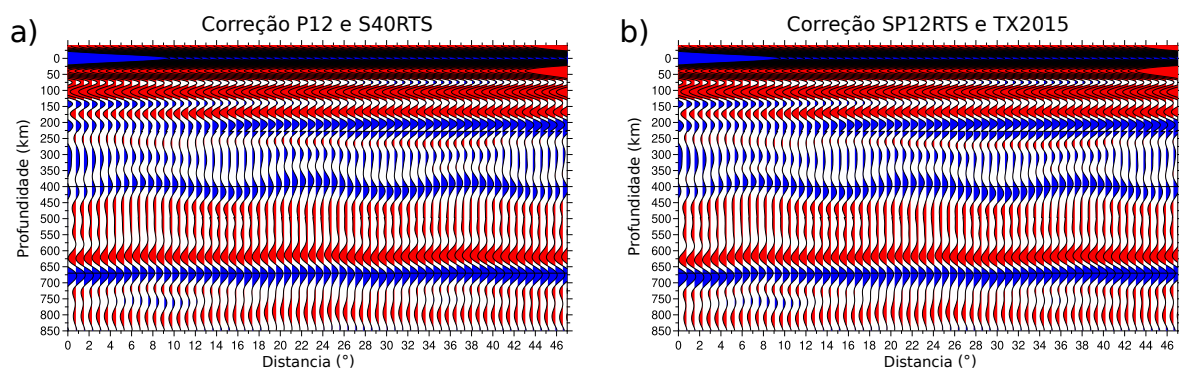


Figura A.32: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 410 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS-P e TX2015.

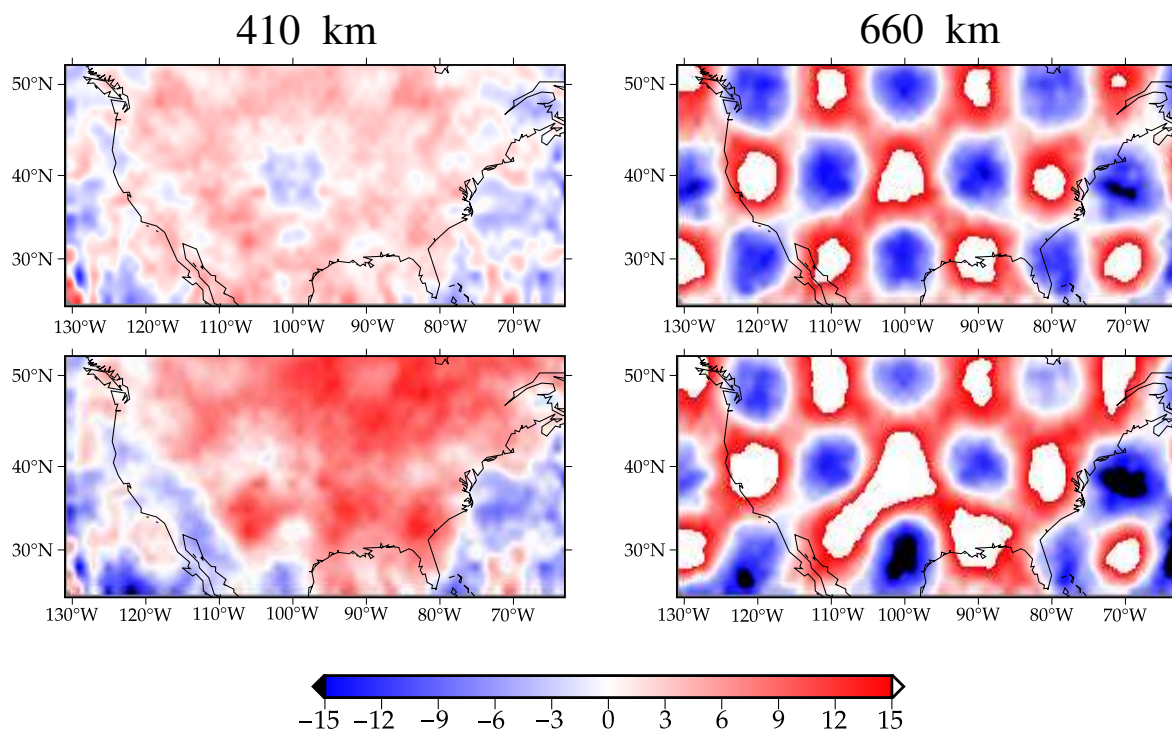


Figura A.33: Seções horizontais mostrando as descontinuidades de 410 km e 660 km recuperadas para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Foram usados *bins* de raio de 1° no empilhamento com CCP após correção de *moveout* ser aplicada, com tempos estimados para as fases *P*, *P400s* e *P670s* a partir dos modelos: P12 e S40RTS (painel superior) e SP12RTS-P e TX2015 (painel inferior). Barra de cores em km.

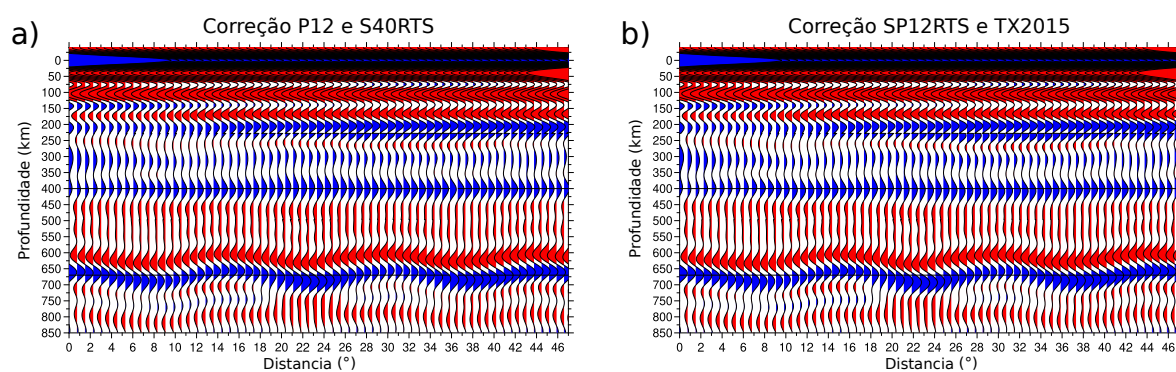


Figura A.34: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos, na latitude 40° N e entre as longitudes 62° W e 130° W, com empilhamento com CCP com *bins* de raio de 1° , para simulações com topografias harmônicas de $5^\circ \times 5^\circ$ (na descontinuidade de 660 km) e com estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C. Nas Figuras a) e b) são apresentados os perfis nos quais as correções de *moveout* foram realizadas com tempos de percurso das fases *P*, *P400s* e *P670s* estimados a partir dos modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS-P e TX2015.

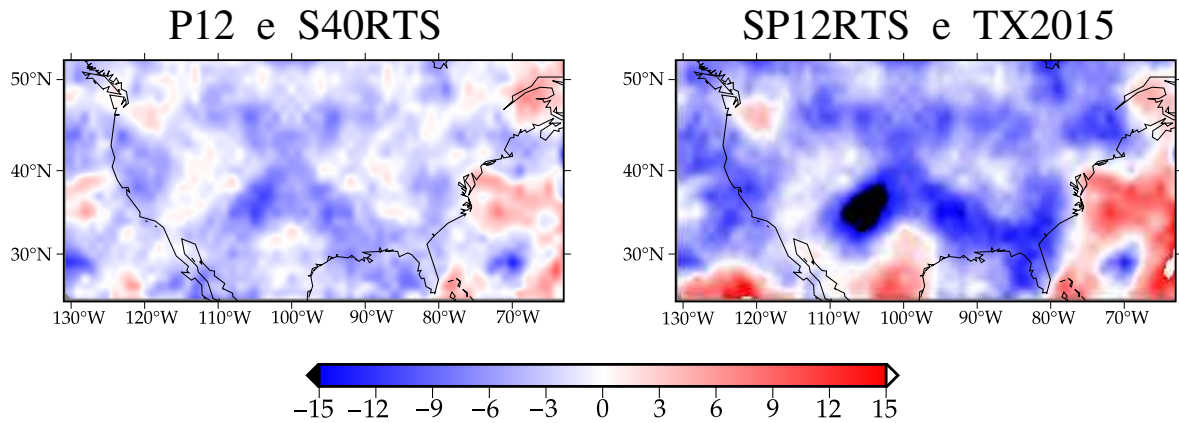


Figura A.35: Figura mostrando a diferença entre o modelo simulado, com topografia harmônica de $5^\circ \times 5^\circ$ (na discontinuidade de 660 km) (Figura 2.2b) e estruturas de velocidade dos modelos S40RTS e P12 adicionadas ao modelo PREM5C, e o estimado, com o método da FR, para a discontinuidade de 660 km, com correção de *moveout* utilizando tempos de percurso estimados a partir dos modelos P12 e S40RTS (painel esquerdo) e SP12RTS-P e TX2015 (painel direito). Foram utilizados *bins* de raio de 1° para o empilhamento com CCP. Barra de cores em km.