

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.

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.

---

<sup>1</sup> Esta dissertação foi escrita em L<sup>A</sup>T<sub>E</sub>X com a classe IAGTESE, para teses e dissertações do IAG.

## Resumo

Este projeto de mestrado focou em analisar como o efeito de heterogeneidades presentes no manto afetam o tempo de percurso de ondas convertidas de P para S nas descontinuidades de 410 km e 600 km, que marcam a chamada zona de transição do manto. A zona de transição do manto é caracterizada por mudanças de fase do mineral olivina, o mais abundante no manto, e desempenha papel-chave no mecanismo de convecção, se em camadas ou envolvendo todo o manto. Assim, o entendimento sobre a estrutura da zona de transição pode trazer importantes informações sobre o estilo de convecção predominante no manto da Terra, um problema ainda aberto em 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 das descontinuidades de 410 km e 660 km, principalmente em estudos regionais. Para tal propósito, utilizamos sismogramas sintéticos obtidos pelo método do elemento espectral com o modelo PREM, com 2 modelos de tomografia sísmica global 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 localizadas nos Estados Unidos. A partir de sismogramas empilhados, estimamos tempos de percurso com a teoria do raio para o modelo PREM e para os modelos de tomografia sísmica. Com isso, pudemos mapear variações de tempo de percurso da P410s-P e P660s-P e analisar como simplificações teóricas afetam a estimativa da espessura da zona de transição. Adicionalmente, para verificar a resolvibilidade das variações laterais da topografia das descontinuidades do manto a partir do método de função do receptor, nós distorcemos a malha de ele-

mentos espectrais do SPEC-FEM3D-GLOBE tal que pudemos analisar como variações harmônicas na topografia, de diferentes comprimentos de onda, são recuperadas.

Neste trabalho verificamos se o procedimento comumente aplicado para estudos de Função do Receptor conseguiria resolver as dimensões laterais e verticais de estruturas topográficas nas descontinuidades de 410 km e 660 km que definem a zona de transição do manto, quando não consideramos somente o modelo 1D e quando aplicamos as correções de tempos de percurso usando os modelos 3D de tomografia sísmica. O método da função do receptor é bastante sensível às variações de topografia em ambas as descontinuidades, podendo resolver lateralmente diversos tamanhos de topografia, excetuando-se feições de curto comprimento de onda, tendo a sua resolvibilidade comprometida, podendo ficar indetectáveis por esse procedimento. O mesmo não se pode dizer para as amplitudes dessas feições, que diferiram do valor adotado nas simulações, tendendo a superestimar os valores das feições aplicadas as descontinuidades. Analisando os resultados principais do projeto, o qual é 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. Como resultado, temos que as correções de tempo de percurso usando modelos de tomografia se mostram indispensáveis para a recuperação das feições nas descontinuidades da zona de transição do manto, contudo, devido às limitações do processamento aplicado, identificamos a presença de artefatos de processamento de feição semelhante em todos os casos estudados e que possivelmente são interpretados erroneamente como feições topográficas em situações reais. Outro ponto é que ao usar somente as correções de tempo de percurso baseado na teoria do raio, a correção usando diferentes modelos forneceram diferentes resultados, nos fazendo questionar se não seria necessário realizar correções de efeitos de frequência finita para diminuir a disparidade encontrada entre as diferentes correções de tempo de percurso usando modelos 3D.

**Palavras Chaves:** Sismologia. Função do Receptor. Zona de Transição do Manto. Simulação

# Abstract

This master's project focused on analyzing how the effect of heterogeneities present in the mantle affects the travel time of converted P to S waves at the 410 km and 660 km discontinuities, which mark the so-called mantle transition zone. The mantle transition zone is characterized by phase changes of the mineral olivine, the most abundant in the mantle, and plays a key role in the convection mechanism, whether in layers or involving the entire mantle. Thus, understanding the structure of the transition zone can provide important information about the predominant convection style in the Earth's mantle, still an open problem in geodynamics. P waves and their conversions at the 410 km and 660 km discontinuities, P410s and P660s, are widely used to determine variations in the topography of these discontinuities, mainly in regional studies. For this purpose, we used synthetic seismograms obtained by the spectral element method with the PREM model, with two recent global seismic tomography models for 12 events distributed in a spiral shape from coordinates  $-100^\circ$  E and  $40^\circ$  N and recorded by 1848 virtual seismic stations located in the United States. From stacked seismograms, we estimated travel times with ray theory for the PREM model and for the seismic tomography models. With this, we were able to map variations in travel time of P410s-P and P660s-P and analyze how theoretical simplifications affect the estimation of the thickness of the transition zone. Additionally, to verify the resolvability of lateral variations in the topography of mantle discontinuities using the receiver function method, we distorted the spectral element mesh of SPEC-FEM3D-GLOBE so that we could analyze how harmonic variations in topography, of different wavelengths, are recovered.

In this work, we verified if the commonly applied procedure for Receiver Function studies could resolve the lateral and vertical dimensions of topographic structures at the 410 km and 660 km discontinuities defining the mantle transition zone, when not considering only the 1D model and when applying travel time corrections using 3D seismic tomography models. The receiver function method is highly sensitive to topographic variations at both discontinuities, able to resolve laterally various sizes of topography, except for features of short wavelength, whose resolvability is compromised and may become undetectable by this procedure. The same cannot be said for the amplitudes of these features, which differed from the value adopted in the simulations, tending to overestimate the values of the features applied to the discontinuities. Analyzing the main results of the project, which is to evaluate the influence of velocity structure on the P wave and its conversions at the 410 km and 660 km discontinuities, namely, how not considering corrections due to heterogeneities in the mantle can affect the imaging of topographies in the mantle transition zone. As a result, we find that travel time corrections using tomography models are indispensable for the recovery of features in the discontinuities of the mantle transition zone; however, due to the limitations of the applied processing, we identified the presence of processing artifacts similar in all case studies, which are possibly misinterpreted as topographic features in real situations. Another point is that when using only travel time corrections based on ray theory, corrections using different models provided different results, making us question whether it would be necessary to make corrections for finite frequency effects to reduce the disparity found between the different travel time corrections using 3D models.

**Keywords:** Seismology. Receiver Function. Mantle Transition Zone. Simulation



# Sumário

1. Fundamentos teóricos . . . . .	23
1.1 Região de estudo . . . . .	23
1.2 Motivação e Objetivos . . . . .	26
1.2.1 Trabalho de Deng & Zhou . . . . .	27
1.2.2 Objetivos do trabalho . . . . .	29
2. Metodologia . . . . .	33
2.1 O método dos elementos espectrais na resolução da equação de movimento	33
2.1.1 Cálculo de sismogramas sintéticos utilizando o método do ele- mento espectral . . . . .	44
2.2 Rotação das componentes dos sismogramas . . . . .	48
2.3 Função do Receptor de onda P . . . . .	51
2.4 Empilhamento das formas de onda e estimativa das anomalias de tempo de percurso . . . . .	55
2.4.1 Correção <i>moveout</i> . . . . .	55
2.4.2 Empilhamento com CCP ( <i>Common-Conversion-Point</i> ) . . . . .	57
3. Resultados . . . . .	62
3.1 Simulações com o modelo PREM5C . . . . .	63
3.1.1 Imageamento das topografias da ZTM . . . . .	65
3.1.1.1 Topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada à descontinuidade de 410 km . . . . .	65

3.1.1.2	Topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada à descontinuidade de 660 km . . . . .	69
3.1.1.3	Topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ adicionada às descontinuidades da ZTM . . . . .	73
3.1.2	Resolvibilidade de topografia de curto comprimento de onda . . . . .	76
3.1.3	Teste de resolvibilidade vertical . . . . .	80
3.1.4	Rotação ZRT x LQT . . . . .	83
3.2	Influência da estrutura heterogênea de velocidade dos modelos S40RTS e TX2015 sobre a onda P e suas conversões para onda S nas descontinuidades de 410 km e 660 km . . . . .	85
3.2.1	Modelos de velocidade de onda P e S conhecidos . . . . .	90
3.2.2	Estrutura de velocidade de onda P conhecida . . . . .	92
3.2.3	Modelo de velocidade de onda S conhecido . . . . .	95
3.2.4	Modelos de velocidades de onda P e S desconhecidos . . . . .	98
4.	<i>Análise</i> . . . . .	101
4.1	Experimentos usando o modelo PREM5C . . . . .	101
4.2	Experimentos usando o modelo S40RTS . . . . .	105
5.	<i>Conclusões</i> . . . . .	109
	<i>Referências</i> . . . . .	111
	<i>Apêndice</i> . . . . .	I
A.	<i>Outros resultados</i> . . . . .	III
A.1	Modelo PREM . . . . .	IV
A.1.1	Teste da influência da topografia entre as descontinuidades da ZTM . . . . .	IV
A.1.1.1	Topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ aplicada na descontinuidade de 410 km . . . . .	IV

A.1.1.2	Topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ aplicada nas descontinuidades de 660 km . . . . .	VII
A.1.2	Teste de resolvibilidade lateral . . . . .	X
A.1.2.1	Topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ . . . . .	X
A.1.2.2	Topografia de $8^\circ \times 8^\circ$ . . . . .	XIII
A.1.2.3	Topografia de $11^\circ \times 11^\circ$ . . . . .	XVI
A.2	Modelo S40RTS . . . . .	XIX
A.2.1	Modelos de velocidade de onda P e S conhecidos . . . . .	XIX
A.2.2	Modelos de velocidades de onda P e S desconhecidos . . . . .	XXIII

## Lista de Figuras

1.1	Transformações de fases minerais no Manto. . . . .	24
1.2	Exemplo retirado de Jenkins et al. (2016) de uma função do receptor e o percurso da onda. . . . .	26
1.3	Relação curva de Clapeyron e espessura da Zona de Transição. . . . .	27
1.4	Exemplo de Deng & Zhou (2015) de como é necessário correções para recuperação de topografia das descontinuidades da MTZ . . . . .	28
1.5	Comparação de diversos modelos de tomografia sísmica de onda S no manto superior. . . . .	31
1.6	Exemplo ilustrativa de como as descontinuidades foram distorcidas no trabalho. . . . .	32
2.1	Exemplo de uma malha. . . . .	38
2.2	Figura apresentando as topografias harmônicas aplicadas nas descontinuidades da ZTM e a disposição da rede sismográfica e eventos sintéticos	47
2.3	Esquema apresentando particionamento de ondas para fins de imageamento, tanto os eixos de projeção quanto os exemplos sintéticos de suas RFs. . . . .	50
2.4	Exemplo de correção <i>moveout</i> para a fase P400s. . . . .	56
2.5	Exemplo de correção <i>moveout</i> para a fase P670s. . . . .	56
2.6	Esquema didático apresentando o diâmetro aproximado de um perfil RF das ondas Pds, assim como a montagem de um pseudo perfil 2D. . . . .	60

3.1	Fluxograma de processamento dos dados previamente modelados. . . .	62
3.2	Comparação entre as secções horizontais das descontinuidades da ZTM obtidos do modelo PREM e do modelo PREMSC. . . . .	64
3.3	Comparação entre os perfis CCP obtidos para o modelo PREM e PREMSC.	65
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 aplicada de $2^\circ \times 2^\circ$ na descontinuidade de 410. . . . .	66
3.5	Comparação entre os resultados obtidos com 3 amostragens para o modelo PREMSC com topografia aplicada de $2^\circ \times 2^\circ$ na descontinuidade de 410. . . . .	67
3.6	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade de 410 pelo método FR e o modelo PREMSC com topografia $2^\circ \times 2^\circ$ e raios de $1^\circ$ , $2^\circ$ e $5^\circ$ . . . . .	68
3.7	Seções horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes amostragens dos dados usando o modelo PREMSC com topografia aplicada de $2^\circ \times 2^\circ$ na descontinuidade de 660 km. . . . .	70
3.8	Comparação entre os resultados obtidos com 3 amostragens para o modelo PREMSC com topografia aplicada de $2^\circ \times 2^\circ$ na descontinuidade de 660 km. . . . .	71
3.9	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade de 660 pelo método FR e o modelo PREMSC com topografia $2^\circ \times 2^\circ$ e raios de $1^\circ$ , $2^\circ$ e $5^\circ$ . . . . .	72
3.10	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes amostragens dos dados usando o modelo PREM_nocrust com topografia aplicada de $2^\circ \times 2^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	74
3.11	Comparação entre os resultados obtidos com 3 amostragens para o modelo PREM_nocrust com topografia aplicada de $2^\circ \times 2^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	75

3.12	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade de 410 e 660 km pelo método FR e o modelo PREM5C com topografia $2^\circ \times 2^\circ$ e raios de $1^\circ$ , $2^\circ$ e $5^\circ$ . . . . .	76
3.13	Seções horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes amostragens dos dados usando o modelo PREM5C com topografia de $1^\circ \times 1^\circ$ . . . . .	78
3.14	Comparação entre os resultados obtidos com quatro amostragens para o modelo PREM5C com topografia aplicada de $1^\circ \times 1^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	79
3.15	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade de 410 pelo método FR e o modelo PREM5C com topografia $1^\circ \times 1^\circ$ e raios de $0,5^\circ$ , $1^\circ$ , $2^\circ$ e $5^\circ$ . . . . .	80
3.16	Seções horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km obtidas usando o modelo PREM5C com topografias de 2, 5, 10 e 15 km aplicada de $5^\circ \times 5^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	81
3.17	Comparação entre os resultados CCP obtidos para o modelo PREM5C com topografia de 2, 5, 10 e 15 km aplicada de $5^\circ \times 5^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	82
3.18	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para as descontinuidades ZTM pelo método FR e o modelo PREM5C com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ com amplitude de 2, 5, 10 e 15 km. . . . .	83
3.19	Comparação entre os resultados obtidos usando a rotação para o sistema ZRT e o sistema LQT ao aplicar topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ nas descontinuidades da ZTM . . . . .	84
3.20	Comparação entre as estimativas das descontinuidades 410 e 660 km dos modelos S40RTS e TX2015 sem correção de tempo de percurso. . . . .	87
3.21	Comparação entre os resultados dos perfis CCP recuperados sem aplicar a correção de tempo para os modelos S40RTS e TX2015 e corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS e P12 e TX2015, respectivamente. . . . .	88

3.22	Seções horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS sem correção e sem correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS e a diferença dessa correção com a feita pelo usando o modelo PREM5C. . . . .	89
3.23	Seções horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS corrigindo o tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS com a correção feita usando os modelos SP12RTS e TX2015.	90
3.24	Seções horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ aplicado nas descontinuidades de 410 e 660 km com correção e sem correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS. . . . .	91
3.25	Comparação entre os resultados dos perfis CCP recuperados sem aplicar a correção de tempo e corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS, nos quais foram aplicados uma topografia $5^\circ \times 5^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	91
3.26	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para as descontinuidades da ZTM pelo método FR sem e com correção usando o modelos P12 e S40RTS com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ . . . . .	92
3.27	Seções horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS corrigindo o tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS com a correção feita usando os modelos P12 e TX2015. .	93
3.28	Comparação entre os resultados dos perfis CCP recuperados corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS e usando os modelos P12 e TX2015.	93
3.29	Seções horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ aplicado nas descontinuidades de 410 e 660 km com correção e sem correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS. . . . .	94

3.30	Comparação entre os resultados dos perfis CCP recuperados sem aplicar a correção de tempo e corrigindo usando os modelos P12 e TX2015, nos quais foram aplicados uma topografia $5^\circ \times 5^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	94
3.31	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para as descontinuidades da ZTM pelo método FR com correção usando o modelos P12 e S40RTS e com correção usando o modelos P12 e TX2015 com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ . . . . .	95
3.32	Seções horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS corrigindo o tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS com a correção feita usando os modelos SP12RTS e S40RTS.	96
3.33	Comparação entre os resultados dos perfis CCP recuperados corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS e usando os modelos SP12RTS e S40RTS.	96
3.34	Seções horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ aplicado nas descontinuidades de 410 e 660 km com correção e sem correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS. . . . .	97
3.35	Comparação entre os resultados dos perfis CCP recuperados sem aplicar a correção de tempo e corrigindo usando os modelos SP12RTS e S40RTS, nos quais foram aplicados uma topografia $5^\circ \times 5^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	97
3.36	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para as descontinuidades da ZTM pelo método FR com correção usando o modelos P12 e S40RTS e com correção usando o modelos SP12RTS e S40RTS com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ . . . . .	98
3.37	Comparação entre os resultados dos perfis CCP recuperados corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS e usando os modelos SP12RTS e TX2015.	99



3.38	Seções horizontais das discontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ aplicado nas discontinuidades de 410 e 660 km com correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS, modelos de entrada originais, e corrigido o tempo de percurso usando os modelos SP12RTS e TX2015. . . . .	99
3.39	Comparação entre os resultados dos perfis CCP com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ aplicada nas discontinuidades de 410 e 660 km recuperados, corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS e corrigindo usando os modelos SP12RTS e TX2015. . . . .	100
3.40	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para as discontinuidades da ZTM pelo método FR com correção usando o modelos P12 e S40RTS e com correção usando o modelos SP12RTS e TX2015 com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ . . . . .	100
A.1	Cortes horizontais das discontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes amostragens dos dados usando o modelo PREM_nocrust com topografia aplicada de $5^\circ \times 5^\circ$ na discontinuidade de 410 km. . . . .	IV
A.2	Comparação entre os resultados obtidos com 3 amostragens para o modelo PREM_nocrust com topografia aplicada de $5^\circ \times 5^\circ$ na discontinuidade de 410 km. . . . .	V
A.3	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a discontinuidade de 410 pelo método FR e o modelo PREMSC com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ e raios de $1^\circ$ , $2^\circ$ e $5^\circ$ . . . . .	VI
A.4	Cortes horizontais das discontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes amostragens dos dados usando o modelo PREM_nocrust com topografia aplicada de $5^\circ \times 5^\circ$ na discontinuidade de 660 km. . . . .	VII
A.5	Comparação entre os resultados obtidos com 3 amostragens para o modelo PREM_nocrust com topografia aplicada de $5^\circ \times 5^\circ$ na discontinuidade de 660 km. . . . .	VIII

A.6	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade de 660 pelo método FR e o modelo PREM5C com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ e raios de $1^\circ$ , $2^\circ$ e $5^\circ$ . . . . .	IX
A.7	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes amostragens dos dados usando o modelo PREM_nocrust com topografia de 15 km aplicada de $5^\circ \times 5^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	X
A.8	Comparação entre os resultados obtidos com 3 amostragens para o modelo PREM_nocrust com topografia de 15 km aplicada de $5^\circ \times 5^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	XI
A.9	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade de 410 e 660 km pelo método FR e o modelo PREM5C com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ e raios de $1^\circ$ , $2^\circ$ e $5^\circ$ . . . . .	XII
A.10	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes amostragens dos dados usando o modelo PREM_nocrust com topografia aplicada de $8^\circ \times 8^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	XIII
A.11	Comparação entre os resultados obtidos com 3 amostragens para o modelo PREM_nocrust com topografia aplicada de $8^\circ \times 8^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	XIV
A.12	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade de 410 e 660 km pelo método FR e o modelo PREM5C com topografia $8^\circ \times 8^\circ$ e raios de $1^\circ$ , $2^\circ$ e $5^\circ$ . . . . .	XV
A.13	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km obtidas com diferentes amostragens dos dados usando o modelo PREM_nocrust com topografia aplicada de $11^\circ \times 11^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	XVI
A.14	Comparação entre os resultados obtidos com 3 amostragens para o modelo PREM_nocrust com topografia aplicada de $11^\circ \times 11^\circ$ nas descontinuidades de 410 e 660 km. . . . .	XVII

A.15	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade de 410 e 660 km pelo método FR e o modelo PREM5C com topografia $11^\circ \times 11^\circ$ e raios de $1^\circ$ , $2^\circ$ e $5^\circ$ . . . . .	XVIII
A.16	Seções horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo TX2015 sem correção e com correção de tempo baseado nos modelos P12 e TX2015 e e a diferença dessa correção com a feita pelo usando o modelo PREM5C. . . . .	XIX
A.17	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $2^\circ \times 2^\circ$ aplicado na descontinuidade de 410 km com correção e sem correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS. . . . .	XX
A.18	Comparação entre os resultados dos perfis CCP recuperados sem aplicar a correção de tempo e corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS, nos quais foram aplicados uma topografia $2^\circ \times 2^\circ$ na descontinuidade de 410 km . . . . .	XX
A.19	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $2^\circ \times 2^\circ$ aplicado na descontinuidade de 660 km com correção e sem correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS. . . . .	XXI
A.20	Comparação entre os resultados dos perfis CCP recuperados sem aplicar a correção de tempo e corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS, nos quais foram aplicados uma topografia $2^\circ \times 2^\circ$ na descontinuidade de 660 km . . . . .	XXI
A.21	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ aplicado na descontinuidade de 410 km com correção e sem correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS. . . . .	XXII

A.22	Comparação entre os resultados dos perfis CCP recuperados sem aplicar a correção de tempo e corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS, nos quais foram aplicados uma topografia $5^\circ \times 5^\circ$ na descontinuidade de 410 km . . . . .	XXII
A.23	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ aplicado na descontinuidade de 660 km com correção e sem correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS. . . . .	XXIII
A.24	Comparação entre os resultados dos perfis CCP recuperados sem aplicar a correção de tempo e corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS, nos quais foram aplicados uma topografia $5^\circ \times 5^\circ$ na descontinuidade de 660 km . . . . .	XXIII
A.25	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $2^\circ \times 2^\circ$ aplicado na descontinuidade de 410 km com correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS, modelos de entrada originais, e corrigido o tempo de percurso usando os modelos SP12RTS e TX2015. . . . .	XXIV
A.26	Comparação entre os resultados dos perfis CCP com topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ aplicada na descontinuidade de 660 km recuperados, corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS e corrigindo usando os modelos SP12RTS e TX2015. . . . .	XXIV
A.27	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade da 410 pelo método FR com correção usando o modelos P12 e S40RTS e com correção usando o modelos SP12RTS e TX2015 com topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ . . . . .	XXV
A.28	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $2^\circ \times 2^\circ$ aplicado na descontinuidade de 660 km com correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS, modelos de entrada originais, e corrigido o tempo de percurso usando os modelos SP12RTS e TX2015. . . . .	XXV

A.29	Comparação entre os resultados dos perfis CCP com topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ aplicada na descontinuidade de 660 km recuperados, corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS e corrigindo usando os modelos SP12RTS e TX2015. . . . .	XXVI
A.30	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade da 660 pelo método FR com correção usando o modelos P12 e S40RTS e com correção usando o modelos SP12RTS e TX2015 com topografia de $2^\circ \times 2^\circ$ . . . . .	XXVI
A.31	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ aplicado na descontinuidade de 410 km com correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS, modelos de entrada originais, e corrigido o tempo de percurso usando os modelos SP12RTS e TX2015. . . . .	XXVII
A.32	Comparação entre os resultados dos perfis CCP com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ aplicada na descontinuidade de 660 km recuperados, corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS e corrigindo usando os modelos SP12RTS e TX2015. . . . .	XXVII
A.33	Cortes horizontais das descontinuidades de 410 e 660 km comparando resultado do modelo S40RTS com topografia $5^\circ \times 5^\circ$ aplicado na descontinuidade de 660 km com correção de tempo baseado nos modelos P12 e S40RTS, modelos de entrada originais, e corrigido o tempo de percurso usando os modelos SP12RTS e TX2015. . . . .	XXVIII
A.34	Comparação entre os resultados dos perfis CCP com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ aplicada na descontinuidade de 660 km recuperados, corrigindo usando os modelos P12 e S40RTS e corrigindo usando os modelos SP12RTS e TX2015. . . . .	XXVIII
A.35	Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade da 660 pelo método FR com correção usando o modelos P12 e S40RTS e com correção usando o modelos SP12RTS e TX2015 com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ . . . . .	XXIX

## Lista de Tabelas

4.1	Tabela apresentando os valores máximos e mínimos de cada descontinuidade quando aplicamos diferentes amplitudes quando aplicamos uma topografia $5 \times 5$ nas descontinuidades da ZTM. . . . .	103
4.2	Tabela apresentando os valores máximos e mínimos de cada descontinuidade quando amostrados com raio de $1^\circ$ , com exceção do modelo ztm $1 \times 1$ , que foi amostrado com $0,5^\circ$ . . . . .	104
4.3	Tabela apresentando os valores máximos e mínimos de cada descontinuidade, amostrados com raio de $1^\circ$ e com topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ corrigidos pelos modelos apresentados e os resultados anteriormente obtidos com o PREMSC. . . . .	105

## Fundamentos teóricos

### 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 tem 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 Magnesiowustita. 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).

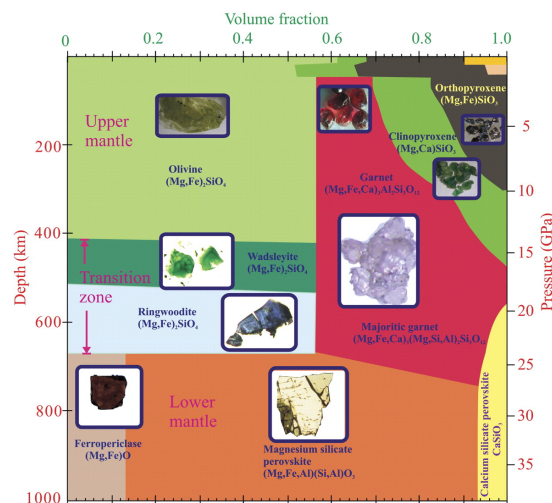


Figura 1.1: Frações volumétricas de minerais para os primeiros 1000 km do manto formado por piroxenito. As regiões em laranja e rosa no canto superior direito indicam as estabilidades do feldspato e do espinélio, respectivamente (Ringwood (1991); Stixrude & Lithgow-Bertelloni (2005)). Cinco imagens inseridas 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 descontinuidades 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 de função do receptor (FR) foi proposto no fim dos anos 70 (Clayton & Wiggins, 1976; Langston, 1977; Langston, 1979), sendo hoje amplamente utilizado para estudos em 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 após o processo de deconvolução, 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 (na direção de propagação da onda P) 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. 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 o ângulo de incidência 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.

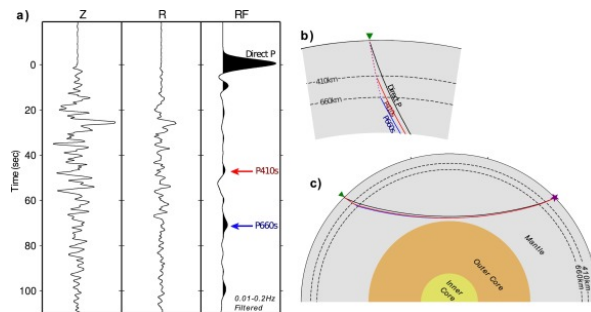


Figura 1.2: (a) Traços sísmicos nas componentes: vertical (Z), radial (R) e a Função receptor (RF), a qual apresenta as marcações das chegadas das ondas P, em preto, P410s, em vermelho, e da P660s, em azul. (b) Perfil exemplificando o percurso das ondas P, P410s e P660s até o receptor. (c) Secção transversal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

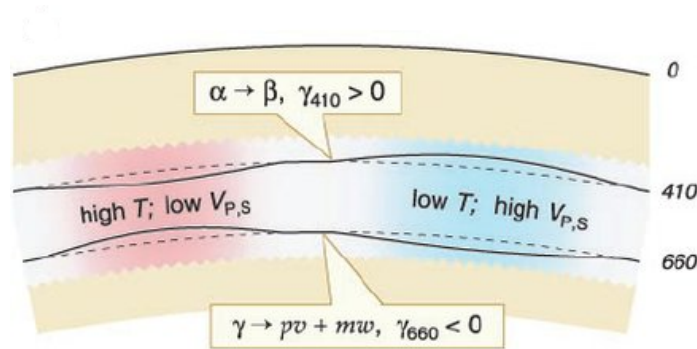


Figura 1.3: Representação esquemática da zona de transição em um manto dominado por olivina. As transformações de fase  $\alpha \rightarrow \beta$  e  $\gamma \rightarrow pv + mw$  dão origem às descontinuidades de 410 km e 660 km, respectivamente, e os declives efetivos de Clapeyron  $\gamma_{410}$  e  $\gamma_{660}$  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)

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 Trabalho de Deng & Zhou

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 discontinuidades (Figuras 1.4c e 1.4d). Deng & Zhou (2015) primeiro estimam as profundidades das discontinuidades utilizando somente o modelo de velocidade PREM (Figura 1.4 c). Os resultados obtidos mostram uma subida da profundidade das discontinuidades 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 discontinuidades pode ser recuperada para os valores esperados, com razoável precisão.

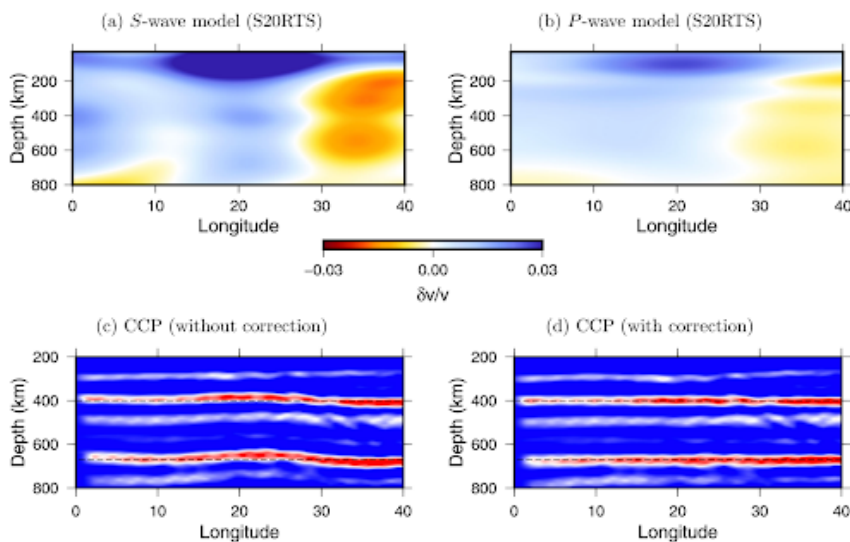


Figura 1.4: a) e (b) são seções verticais do modelo de tomografia do manto S20RTS (Ritsema et al., 1999) abaixo das estações usadas na simulação de Deng & Zhou (2015). A escala de cores indica perturbações da velocidade das ondas S e P no modelo S20RTS. As figuras (c) e (d) exibem as discontinuidades 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 discontinuidades de 400 km e 670 km do modelo PREM. Figura extraída de Deng & Zhou (2015)

Como estudos de função de receptor para estimativa das discontinuidades 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 descontinuidades 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 ausente 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 descontinuidades. 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 descontinuidades. 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).

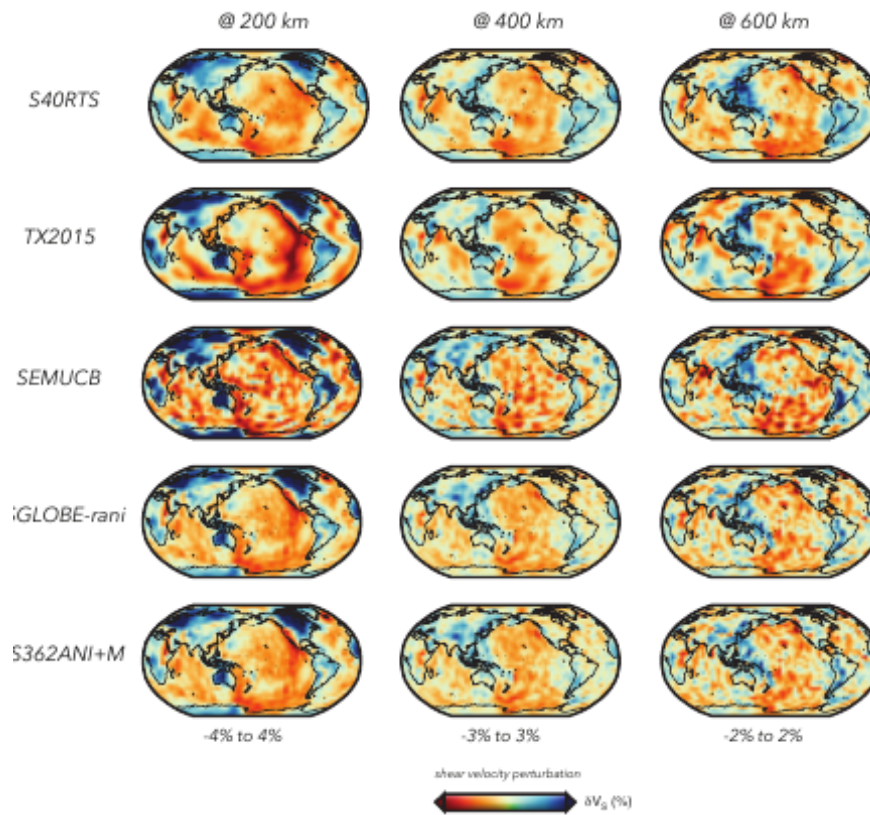


Figura 1.5: Comparação entre modelos de tomografia da onda S nas profundidades de 200, 400 e 600 km, respectivamente. Na primeira linha temos o modelo S40RTS (Ritsema et al., 2011), na segunda linha o modelo TX2015 (Lu & Grand, 2016), na terceira linha o modelo SEMUCB (French & Romanowicz, 2014), na 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 descontinuidades 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-

pacial 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.

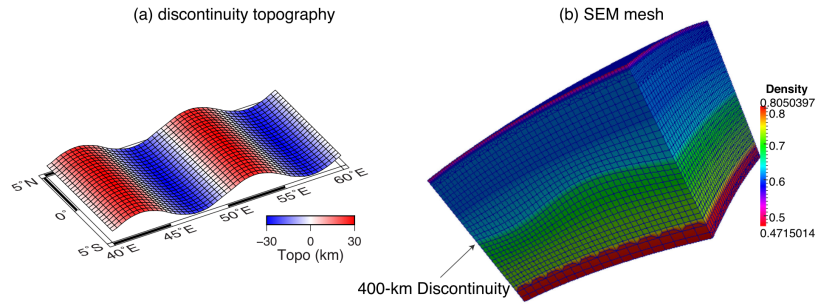


Figura 1.6: Exemplo de malha do método do elemento espectral distorcida para considerar a variação lateral da topografia na descontinuidade de 400 km. (a) topografia da descontinuidade de 400 km visualizada em planta; soerguimentos da topografia estão representados em vermelhos e depressões em azul. 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 descontinuidade 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 um grande número de 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 a partir da equação de movimento com grande acurácia, 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 SPEC-FEM3D\_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  $\Omega$  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  $\rho$  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,  $\boldsymbol{\epsilon}$ , através 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,  $\tau_{ij}$ , e de deformação,  $\epsilon_{kl}$ , 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  $6 \times 6$ :

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

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  $\delta_{ij}$ , o delta de Kronecker, com  $\delta_{ij} = 1$ , quando  $i = j$ , e  $\delta_{ij} = 0$ , quando  $i \neq j$ , e  $\lambda$  e  $\mu$  os chamados parâmetros de Lamé. Usando a relação entre módulo volumétrico,  $\kappa$ , 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  $3 \times 3$ . 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  $\Omega$ , 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,  $\Omega_e$ , com  $e = 1, \dots, n_e$ , tal que  $\Omega = \bigcup_e \Omega_e$ . Nos

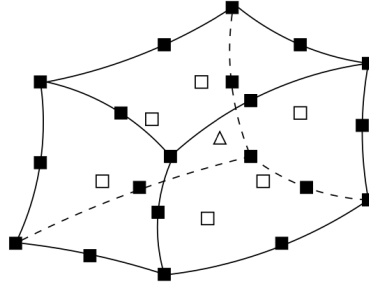


Figura 2.1: A forma de um elemento finito hexaédrico (cubo deformado) pode ser definida em termos de seus oito vértices, os oito vértices mais os 12 centros de arestas (os 20 quadrados pretos) ou os oito vértices mais os 12 centros das arestas mais os 6 centros da face (os 6 quadrados abertos) mais o 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 Aki & Richards (1980).

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,  $\Omega_e$ , 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  $\Omega_e$ . 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  $\Omega_e$ , usando-se a equação de mapeamento 2.15, um elemento de volume  $d^3\mathbf{x} = dxdydz$ , em um determinado elemento  $\Omega_e$ , 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  $\Omega_e$ . No método do elemento espectral, um interpolador de Lagrange de alto-grau é usado para representar funções dos elementos e, os pontos de controle,  $\xi_\alpha$ , 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  $f$ ,  $\nabla f$ , 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  $\Omega$  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  $\omega_{\alpha}$ , 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  $\Omega_e$ :

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

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  $\xi_\alpha$ ,  $\eta_\beta$  e  $\zeta_\gamma$  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  $\Omega_e$ . 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,  $\rho$  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  $\Omega_e$ :

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

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  $-100^\circ\text{E}$  e  $40^\circ\text{N}$ , a uma profundidade de 10 km, registrados em 1848 estações sísmicas virtuais, com espaçamento uniforme de  $1^\circ$  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.

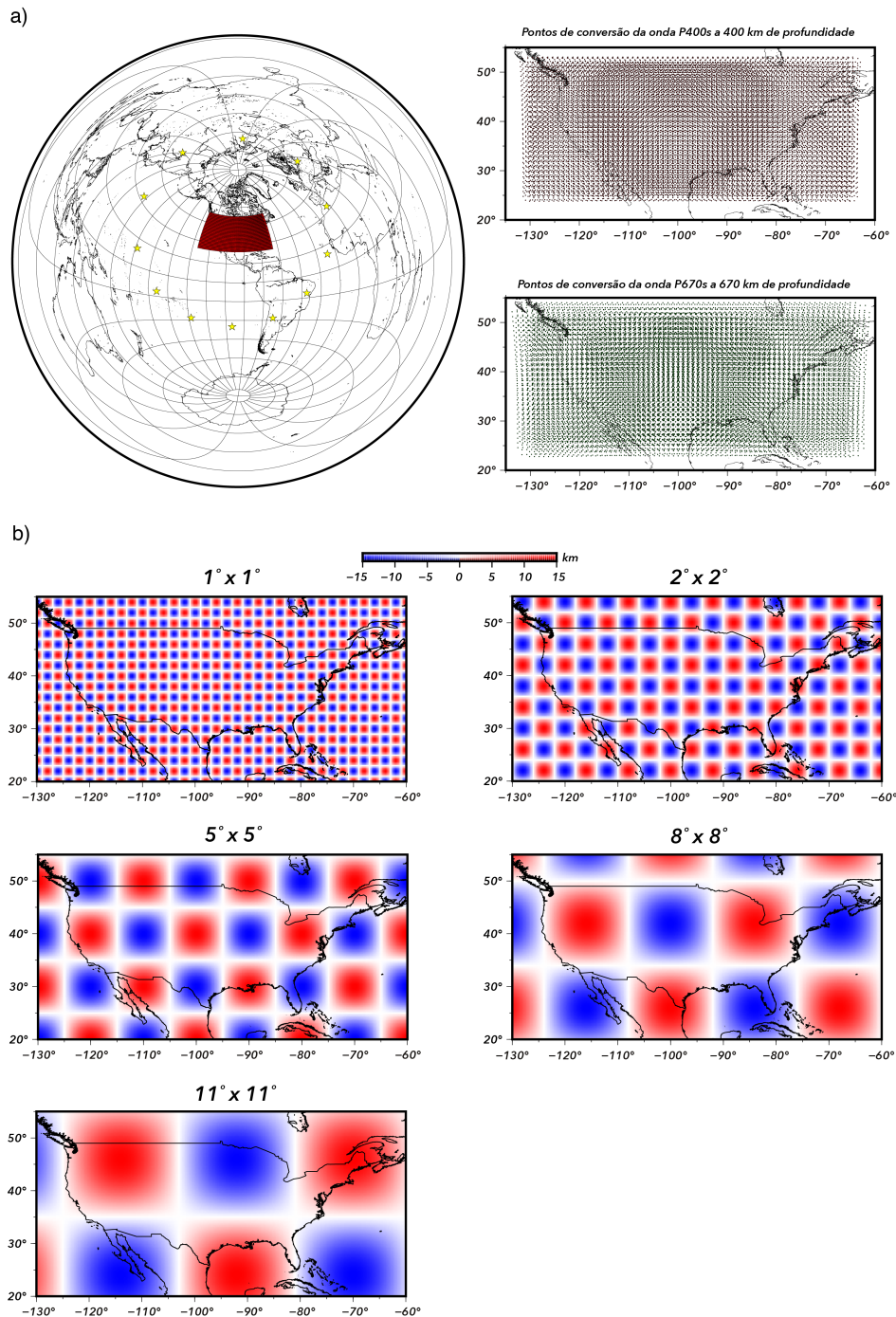


Figura 2.2: a) Na projeção global da Terra, são apresentadas a localização das 1848 estações sísmicas virtuais utilizadas no estudo (triângulos vermelhos), assim como a localização de 12 eventos (triângulos amarelos) distribuídos de forma espiral ao redor das coordenadas  $-100^\circ\text{E}$  e  $40^\circ\text{N}$ , 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 ( $\gamma$ ) 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  $30^\circ$ , 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  $\alpha$  a velocidade de propagação da onda P próxima à superfície e  $\rho$  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.

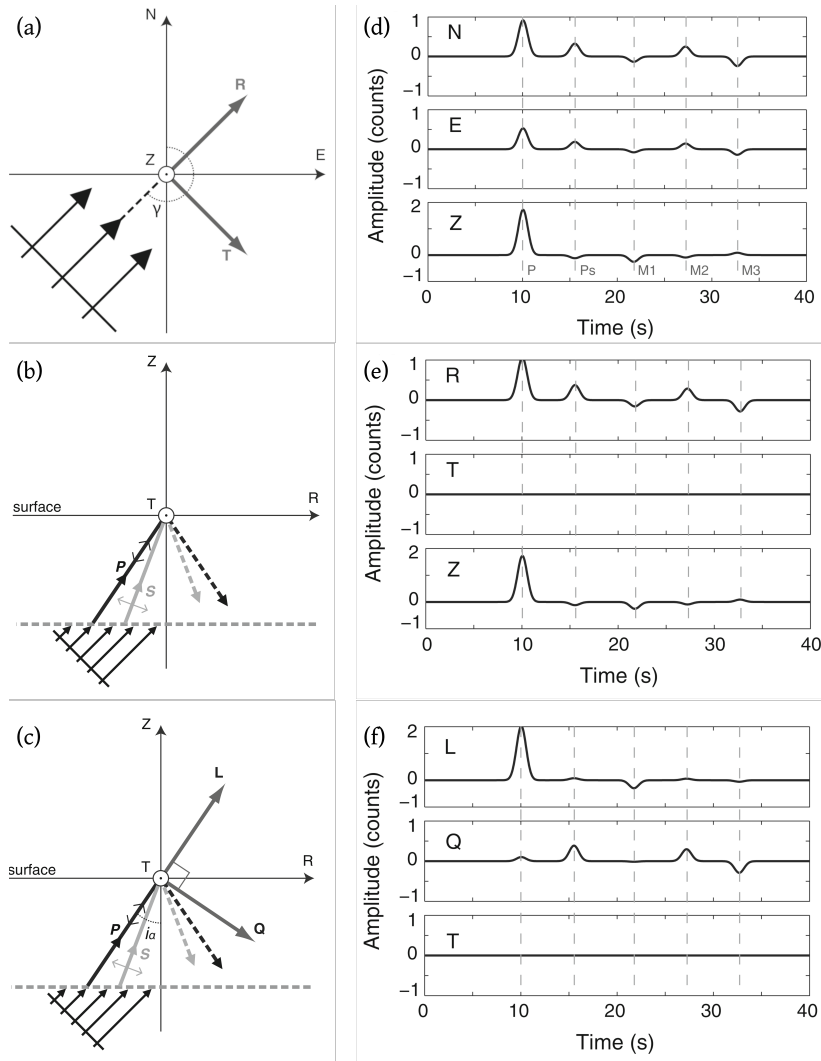


Figura 2.3: Particionamento de ondas telessísmicas para fins de imageamento: a) até c) temos os eixos de projeção e de d) até f) temos os exemplos com dados sintéticos. Uma vista em planta da onda telessísmica incidente a partir do sudoeste. Os eixos  $N$ ,  $E$  e  $Z$  denotam as direções Norte, Leste e Vertical, respectivamente. O ponto de registro está localizado na interseção dos eixos. O ângulo  $\gamma$  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  $p = 0,08 \text{ s/km}$ , 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 ( $\alpha_0 = 6,0 \text{ km/s}$ ,  $\beta_0 = 3,4 \text{ km/s}$ ,  $\rho_0 = 2.600 \text{ kg/m}^3$ ) sobre um subespaço ( $\alpha_1 = 8,1 \text{ km/s}$ ,  $\beta_1 = 4,5 \text{ km/s}$ ,  $\rho_1 = 3.500 \text{ kg/m}^3$ ). (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  $30^\circ$  e  $90^\circ$ , 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 função do receptor 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,  $\omega$ :

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

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

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;
- 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. O nível d'água é normalizado pela autocorrelação ( $\sigma_0^2$ ) 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 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,  $\alpha$  e  $\beta$  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 *moveout*.

### 2.4.1 Correção *moveout*

Neste trabalho, aplicamos a método *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  $67^\circ$ . 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 *moveout* à fase de interesse, o próximo fato é efetuar o empilhamento dos traços de FR.

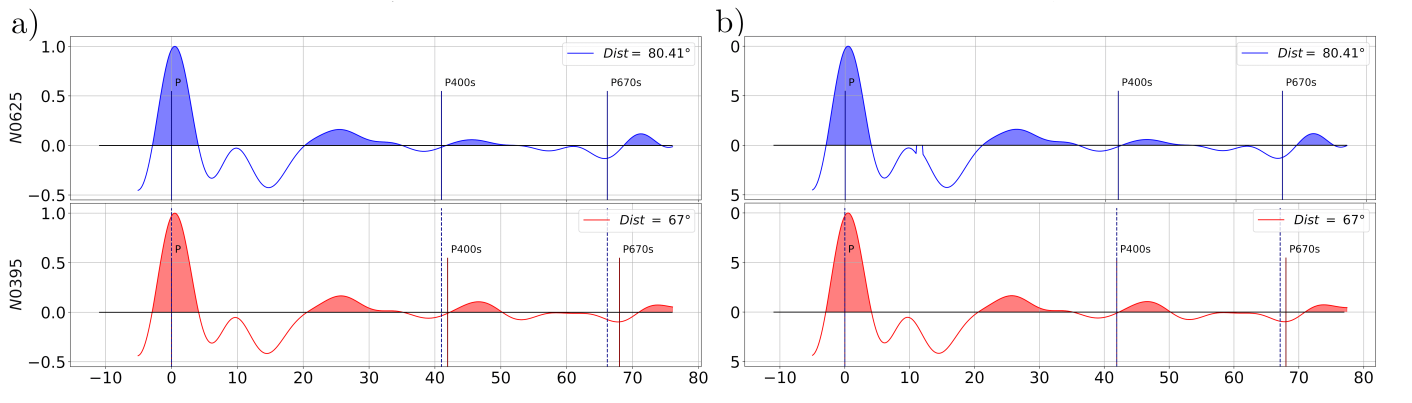


Figura 2.4: Representação do processo de correção *moveout* em uma das estações selecionadas (N0625) e a de referência (N0395). As FRs apresentadas no item a) mostram o traço para a distância epicentral original (em azul) em comparação com o traço da distância de  $67^\circ$  (traço vermelho), mostrando 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).

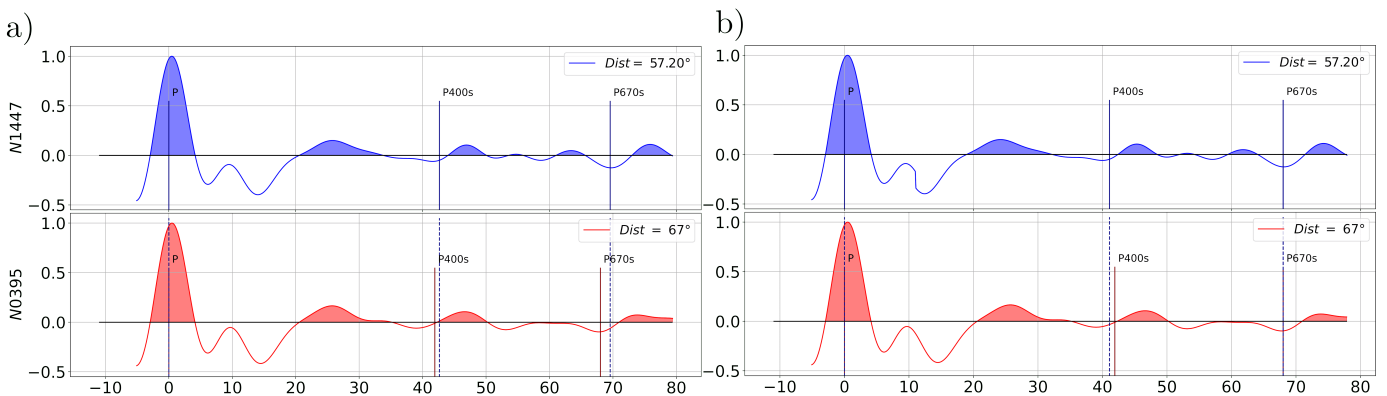


Figura 2.5: Representação do processo de correção *moveout* em uma das estações selecionadas (N1447) e a de referência (N0395). As FRs apresentadas no item a) mostram o traço para a distância epicentral original (em azul) em comparação com o traço da distância de  $67^\circ$  (traço vermelho), mostrando 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 2.6a. 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  $\sigma_N^2$ . 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 la-

titude) de conversão próximos, em uma mesma profundidade (Figura 2.6). 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 que estejam localizados dentro da circunferência. Os pontos que estão dentro dessa circunferência são assumidos partilharem pontos de conversão em comum. 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. 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 move-out, 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,  $\delta T^{1D}$ , e em relação aos modelos de tomografia citados na seção 2.1.1,  $\delta T^{3D}$ . 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  $\Delta T_{400}$  a diferença de tempo entre a onda P400s e a onda P e  $\Delta T_{670}$  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:

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

$\Delta T^{SEM}$  é a diferença de tempo medido nas formas de onda calculadas pelo método do elemento espectral.  $\Delta T^{PREM}$  e  $\Delta T^{3D}$  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  $\delta T^{1D}$  reflita as heterogeneidades de velocidade no manto e a quantidade de imprecisão que estamos projetando na estimativa das topografias. Espera-se que  $\delta T^{3D}$  expresse as imprecisões das correções feitas com a teoria do raio e novamente o quanto da estrutura de velocidade estamos projetando como topografia das discontinuidades. Caso os valores de  $\delta T^{3D}$  sejam significativos, então não seria aconselhável a utilização da teoria do raio para estimar correções de tempo de percurso das ondas P e Pds.

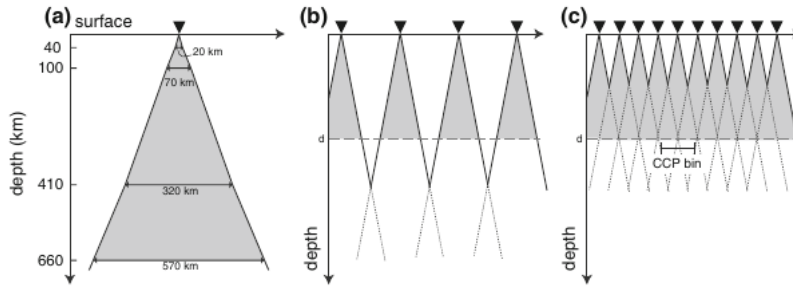


Figura 2.6: Construção de um perfil pseudo 2D pela justaposição de imagens 1D. a) Um perfil de estação para um experimento de RF, definido pela maior conversão lateral do deslocamento. Este diagrama esquemático fornece o diâmetro aproximado do perfil da estação RF para ondas Ps convertidas na Moho, a 100 km de profundidade e nas discontinuidades 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 discontinuidades 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 discontinuidades, 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 discontinuidades 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 discontinuidade, a diferença de tempo entre as fases Pds e a P são dadas por:

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

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

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 P400s 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  $\Delta T^{SINT}$  a diferença de tempo entre a onda convertida e a onda P, do modelo sintético, e  $\Delta T^{FRCCP}$  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  $\delta T^{topo}$  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 estimativa das topografias das discontinuidades pode ser.

## Resultados

Seguindo o procedimento explicado no capítulo anterior e no fluxograma abaixo (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<sub>SC</sub>), 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.

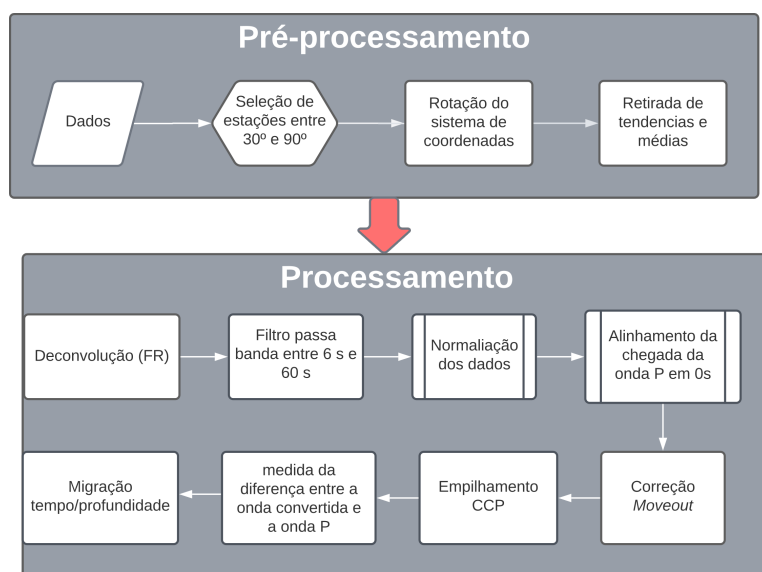


Figura 3.1: Fluxograma de processamento dos dados previamente modelados.

Aqui, inicialmente, apresentaremos os resultados referentes a dois conjuntos de análise: o primeiro é derivado de experimentos com variações na topografia das descontinuidades inseridas no modelo PREM5C, e o segundo também é derivado de experimentos com variações na topografia das descontinuidades inseridas no modelo PREM5C, com adição de variações de velocidade do manto do modelo de tomografia S40RTS. Para o conjunto de dados envolvendo o modelo PREM5C, variamos o raio do procedimento de empilhamento CCP, usando os seguintes valores:  $1^\circ$ ,  $2^\circ$  e  $5^\circ$ . Nosso intuito com isso é mostrar a dependência da recuperação das topografias inseridas nas descontinuidades com o raio do empilhamento CCP. Por fim, serão apresentados os resultados referentes a influência da estrutura de velocidade do manto sobre as fases  $P$ ,  $P410s$  e  $P660s$ . Esses resultados foram obtidos inserindo-se variações de velocidade do manto dos modelos S40RTS e TX2015 no modelo PREM5C. Nesta fase, nós usamos somente o raio de  $1^\circ$  para realizar o empilhamento CCP.

Nos grupos de resultados nos quais são apresentados perfis CCP, os valores positivos estão hachurados de azul, os valores negativos estão hachurados de 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.

### 3.1 Simulações com o modelo PREM5C

Nesta seção são apresentados quatro subgrupos de resultados nos quais a intenção foi a de verificar a capacidade do método de FR em imagear variações na topografia das descontinuidades de 410 km e 660 km. Para tal propósito, foi utilizado o modelo PREM5C. Antes, porém, faremos, 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 adequados de vagarosidade para o processo de correção moveout, 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 vagarosidade foram obtidos com auxílio do pacote *Taup* de Crotwell

et al. (1999). As variações de topografia imageadas por artefatos de processamento, 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 PREMSC, as variações são inferiores e podem chegar a 1,0 km. Visualmente, nos perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$ , 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 PREMSC parecem ter maior amplitude e delimitar melhor as descontinuidades em profundidade do que as do perfil CCP do modelo PREM. Isso se deve provavelmente a diminuição de múltiplas causada pela ausência da crosta. Sem a interferência dessas fases, o sinal associado as descontinuidades do manto é registrado mais nitidamente. Essa é apenas uma hipótese que deve ser confirmada por trabalhos futuros.

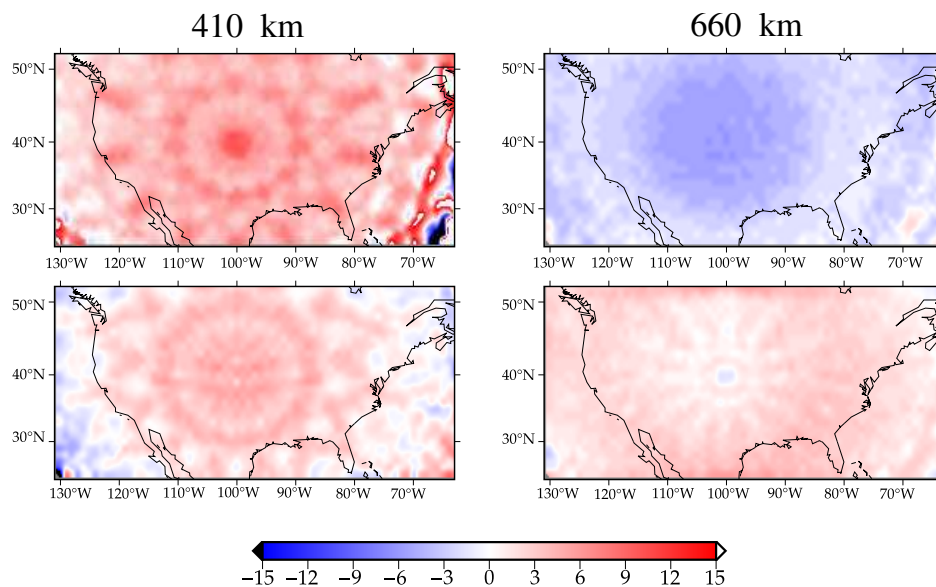


Figura 3.2: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados para as descontinuidades de 410 e 660 km para o modelo PREM (acima) e o modelo PREMSC (abaixo). Barra de cores em km.



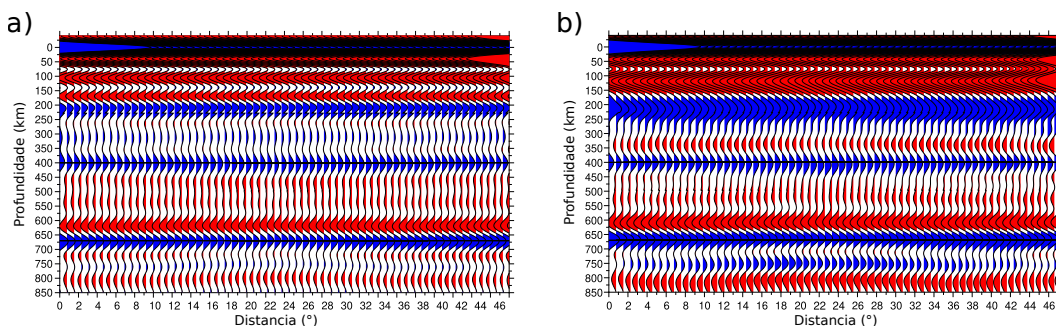


Figura 3.3: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  obtida para os modelos: a) PREM; b) PREMSC. Barra de cores em km.

### 3.1.1 Imageamento das topografias da ZTM

Para entendermos o efeito que a presença que a 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 de 660 km. Em seguida, adicionamos topografia à descontinuidade de 660 km, mas não a de 410 km. As topografias adicionadas aos modelos possuem 15 km de amplitude e os raios de suas dimensões laterais são de  $2^\circ \times 2^\circ$  e de  $5^\circ \times 5^\circ$ . Os resultados derivados do modelo com dimensões  $5^\circ \times 5^\circ$ , tanto para a descontinuidade de 410 km quanto para a de 660 km se encontram 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 raio de  $1^\circ$ , com amplitude mínima de -13,43 km e máxima de 17,26. Com raios de  $2^\circ$  e de  $5^\circ$  percebemos uma degradação do padrão recuperado. Isso também pode ser percebido nas Figuras 3.5 e 3.6. Na Figura 3.5 nitidamente percebemos 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 a determinação da descontinuidade de 660 km.

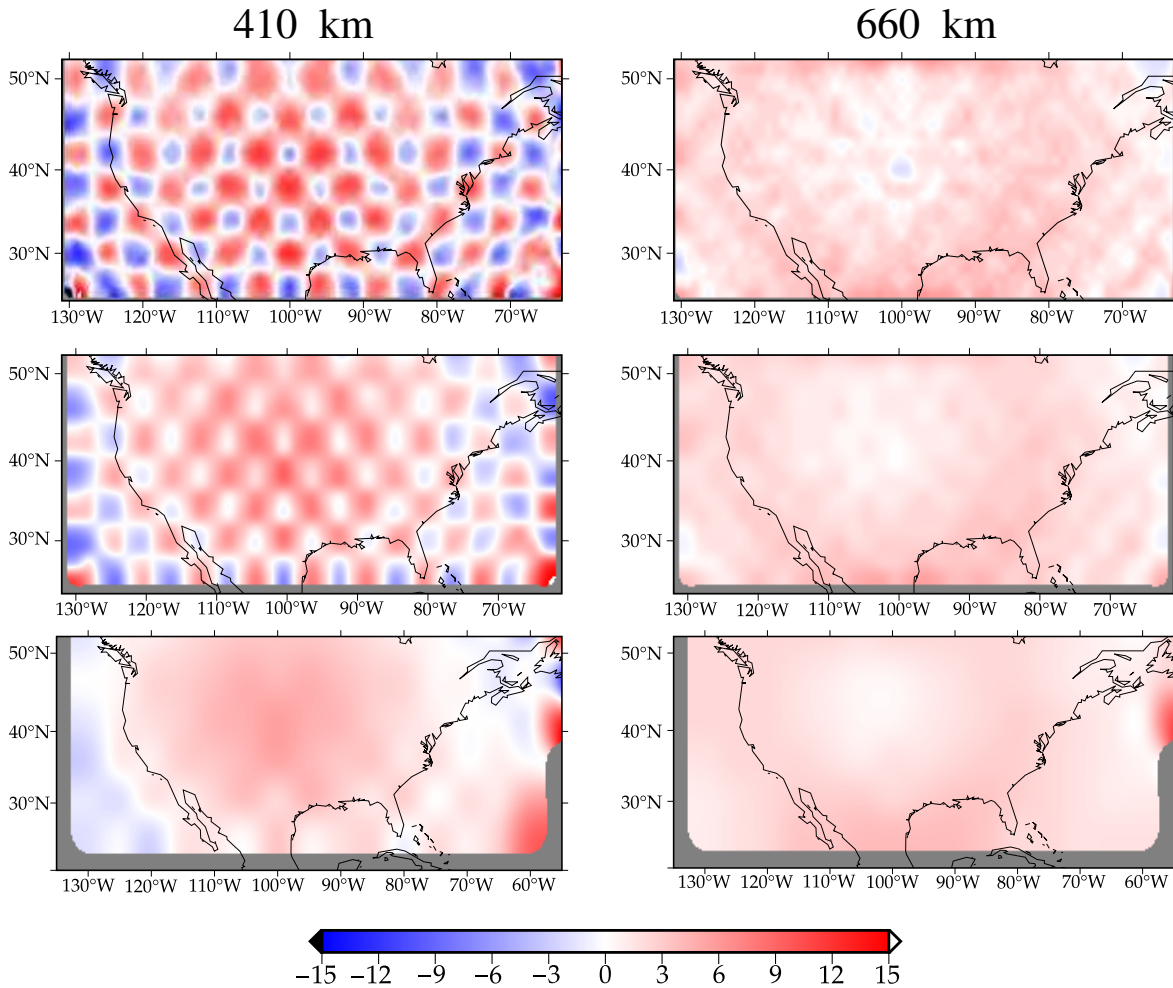


Figura 3.4: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados para as descontinuidades de 410 e 660 km usando diferentes amostragens, de cima para baixo, representando os valores de  $1^\circ$ ,  $2^\circ$  e  $5^\circ$ , respectivamente, usando como base o modelo PREM5C com topografia aplicada de  $2^\circ \times 2^\circ$  na descontinuidade de 410. Barra de cores em km.

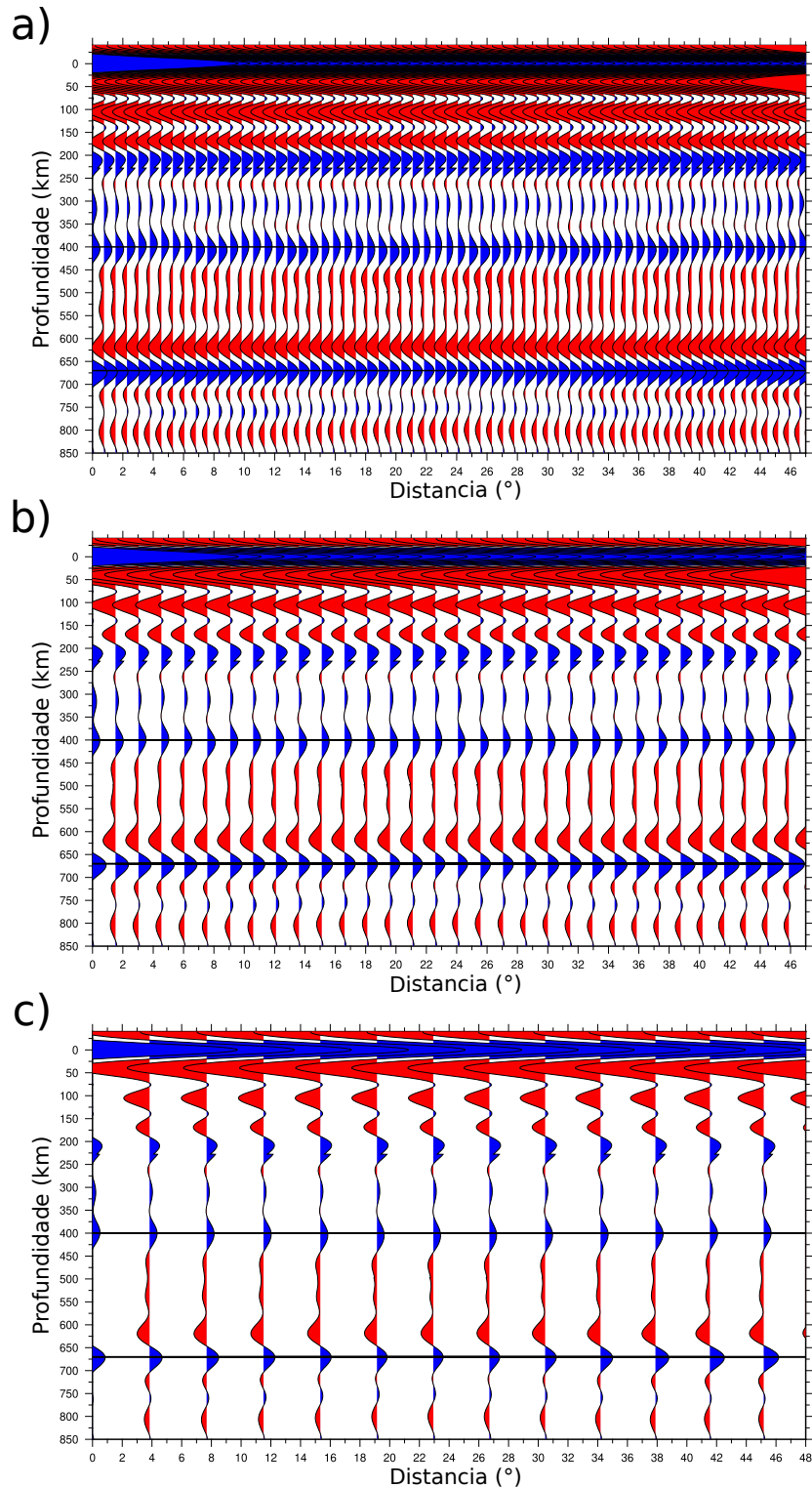


Figura 3.5: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $30^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  obtida usando o Modelo PREM5C com topografia aplicada de  $2^\circ \times 2^\circ$  na descontinuidade de 410. Apresenta o perfil CCP com a amostragem de: a)  $1^\circ$ ; b)  $2^\circ$ ; c)  $5^\circ$ . Barra de cores em km.

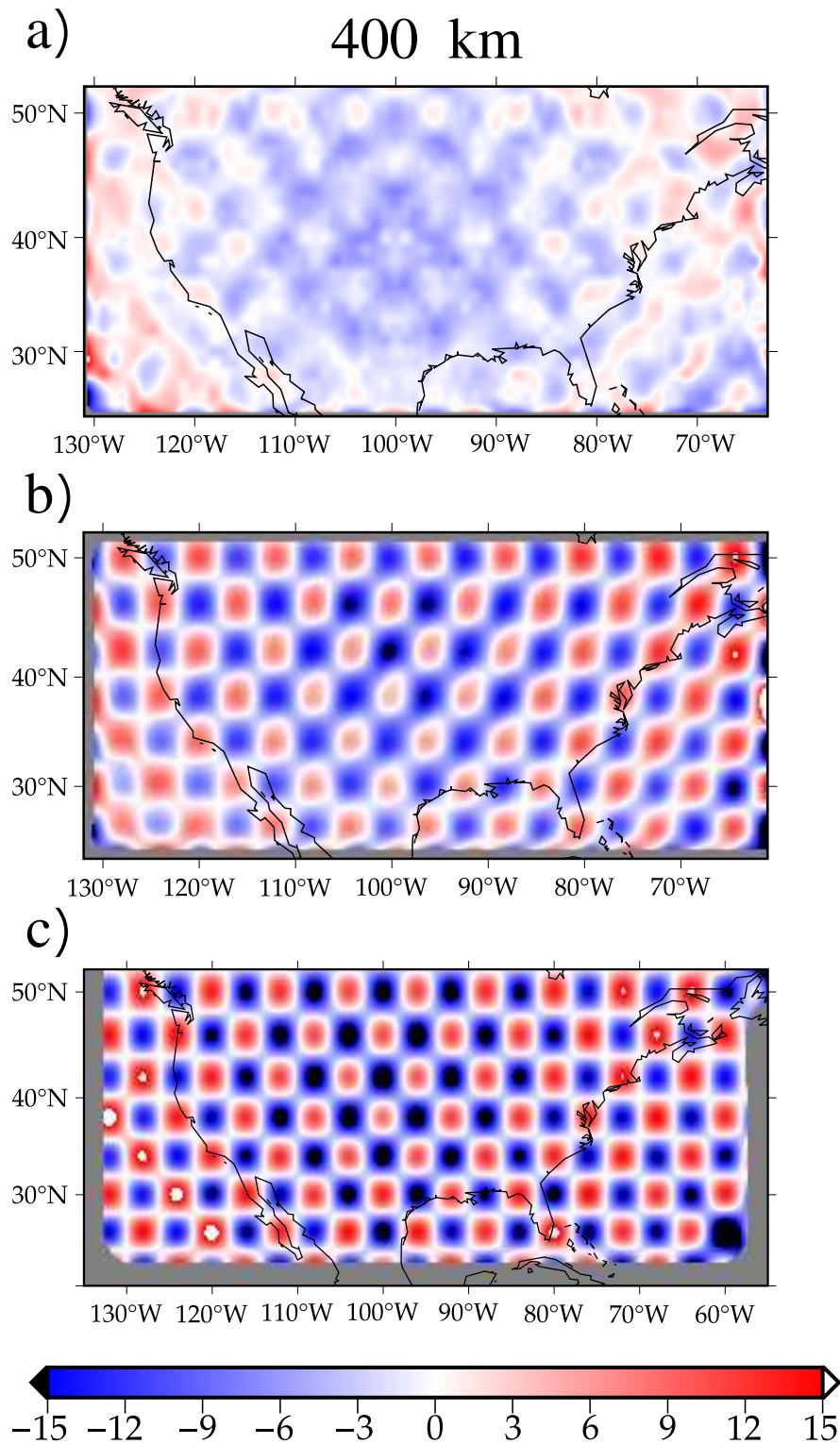


Figura 3.6: Figura mostrando a diferença entre o modelo de entrada e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 410 km com raio de: a) 1°; b) 2°; c) 5°. Barra de cores em km.

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

Como na seção anterior, 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 raio de  $1^\circ$ , com amplitude mínima de -13,61 km e máxima de 16,95. Com raio de  $2^\circ$ , ao contrário do que ocorre a topografia de 410 km no modelo da seção anterior, ainda pode ser recuperada, embora com maior degradação do que com raio de  $1^\circ$ . Já o empilhamento com CCP realizado com raio de  $5^\circ$  degrada totalmente o padrão do modelo de entrada. Isso também pode ser percebido nas Figuras 3.8 e 3.9. Na Figura 3.8 nitidamente percebemos 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 a determinação da descontinuidade de 410 km.

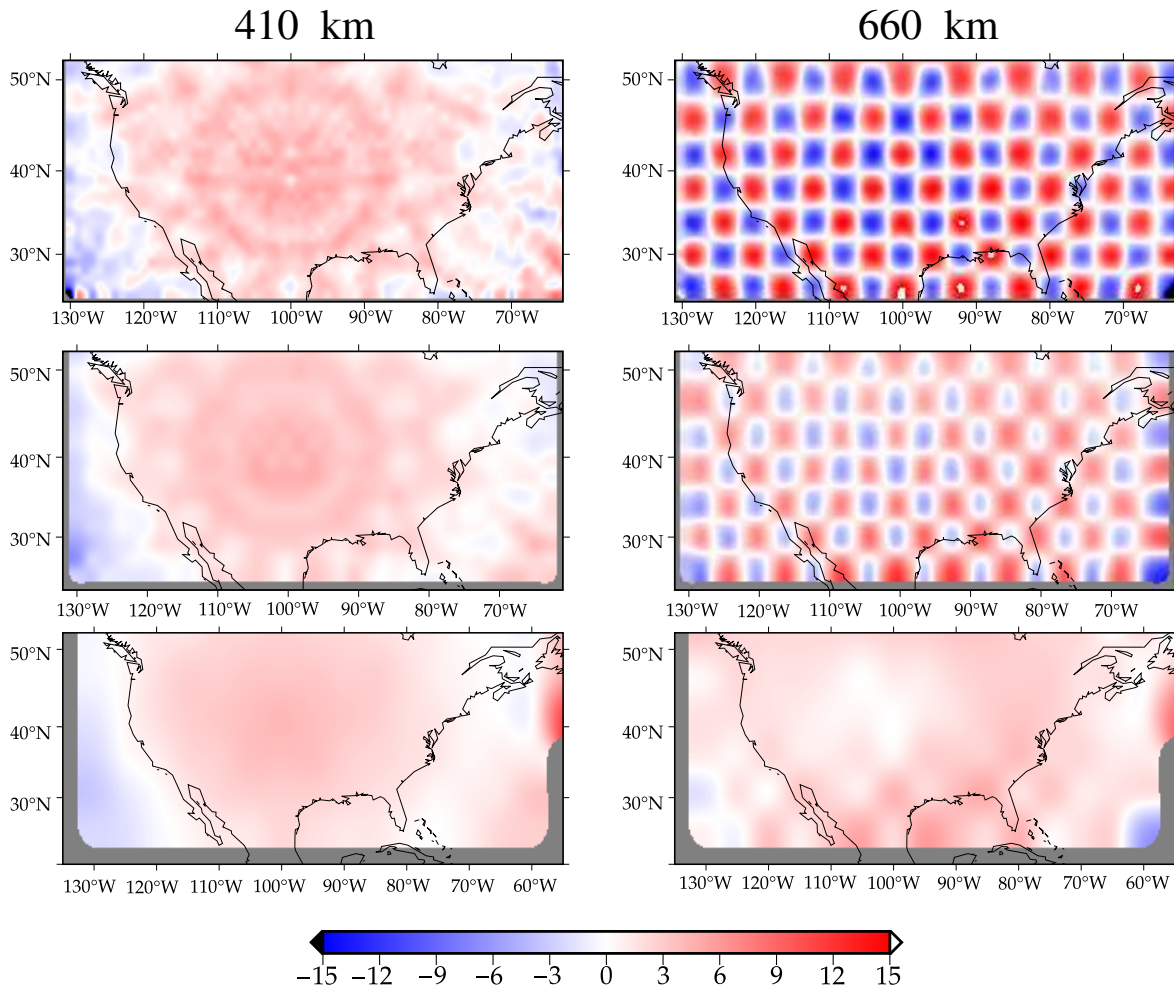


Figura 3.7: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados para as discontinuidades de 410 e 660 km usando diferentes amostragens, de cima para baixo, representando os valores de 1°, 2° e 5°, respectivamente, usando como base o modelo PREM5C com topografia aplicada de 2° × 2° na discontinuidade de 660 km. Barra de cores em km.



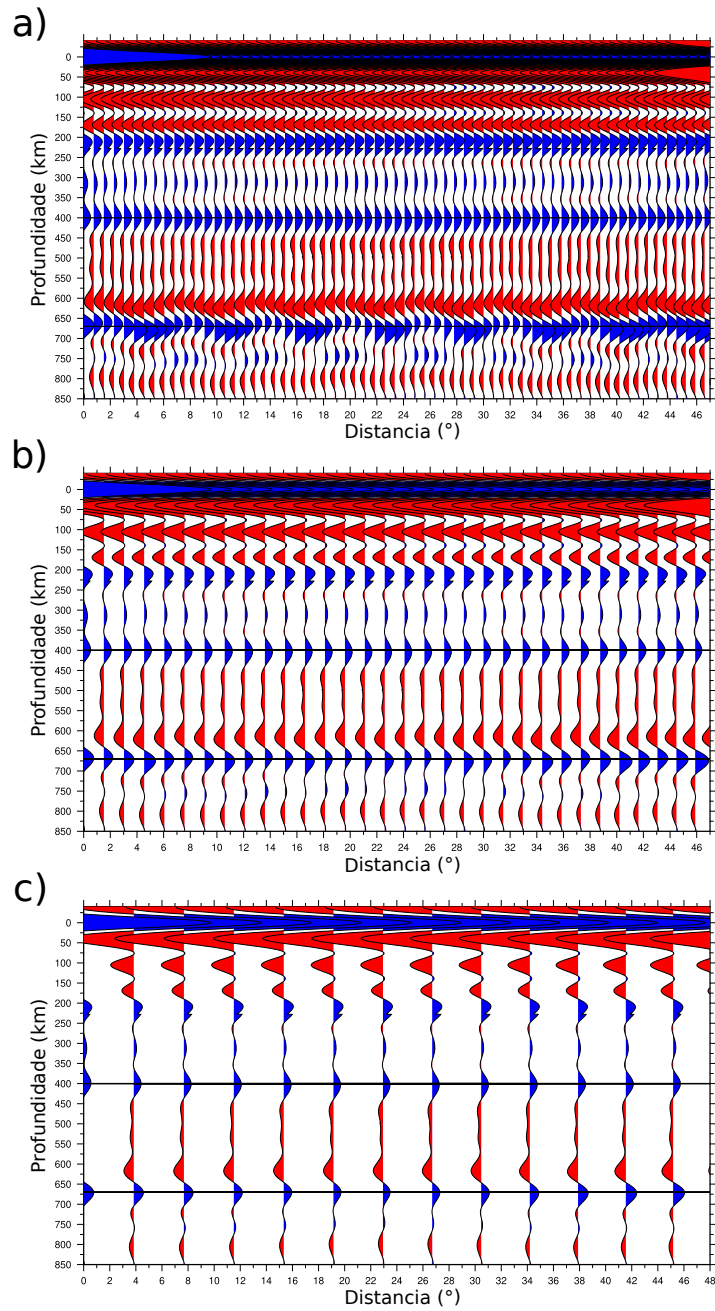


Figura 3.8: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $30^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  obtida usando o Modelo PREM5C com topografia aplicada de  $2^\circ \times 2^\circ$  na descontinuidade de 660. Apresenta o perfil CCP com a amostragem de: a)  $1^\circ$ ; b)  $2^\circ$ ; c)  $5^\circ$ . Barra de cores em km.

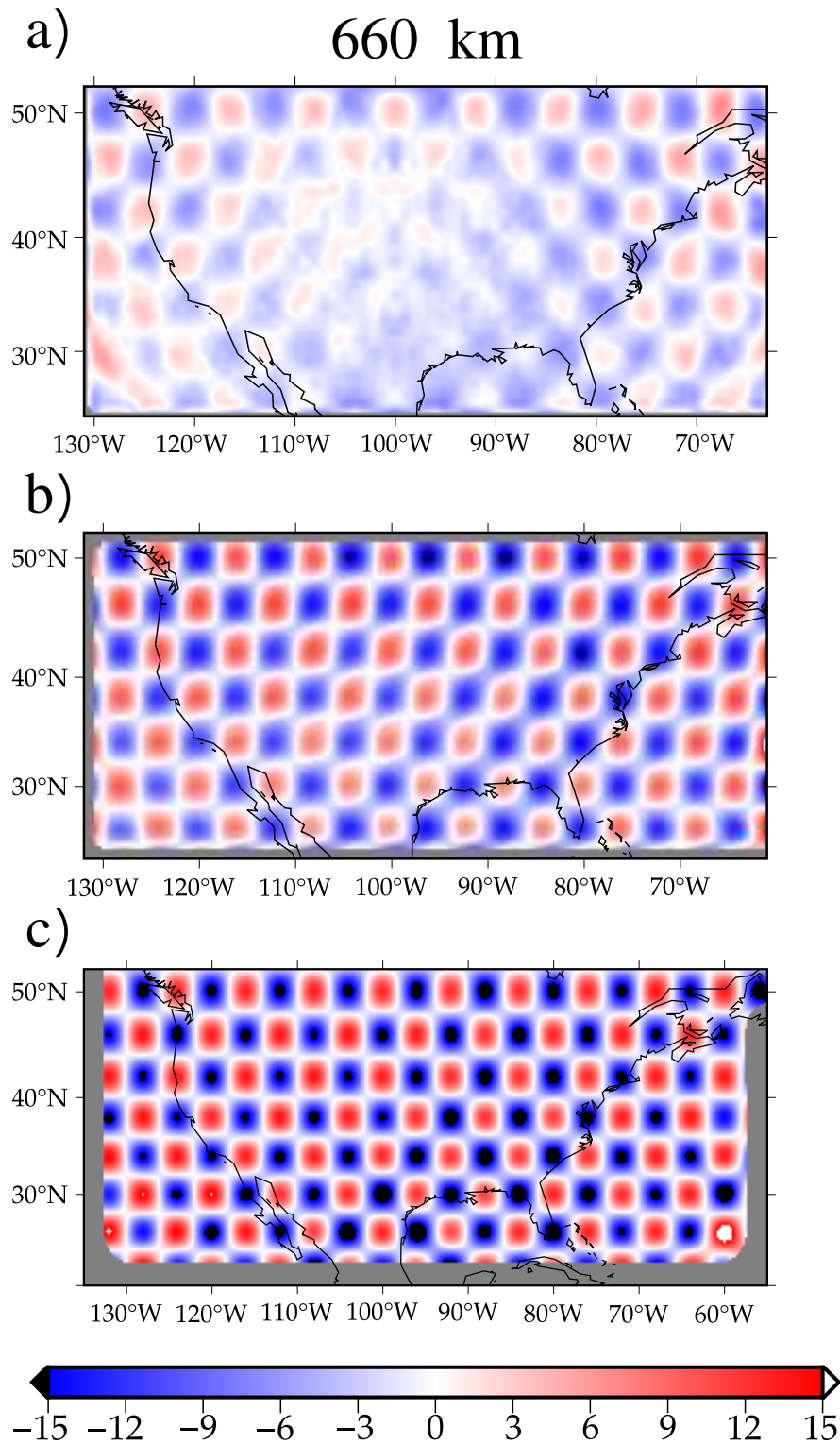


Figura 3.9: Figura mostrando a diferença entre o modelo de entrada e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 660 km com raio de: a) 1°; b) 2°; c) 5°. Barra de cores em km.



### 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 topografias de 410 km e 660 km podem ser recuperadas simultaneamente quando o empilhamento com CCP é realizado com raio de  $1^\circ$ . Já com raios de  $2^\circ$  e  $5^\circ$  o padrão de tabuleiro de xadrez do modelo de entrada (Figura 2.2b) começa a se degradar. 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 de topografia nas descontinuidades de 410 km e 660 km vai diminuindo de a) para c). A diferença entre o modelo recuperado e o modelo de entrada vai aumentando conforme se aumenta o raio para o empilhamento com CCP, como ilustrado na Figura 3.12.

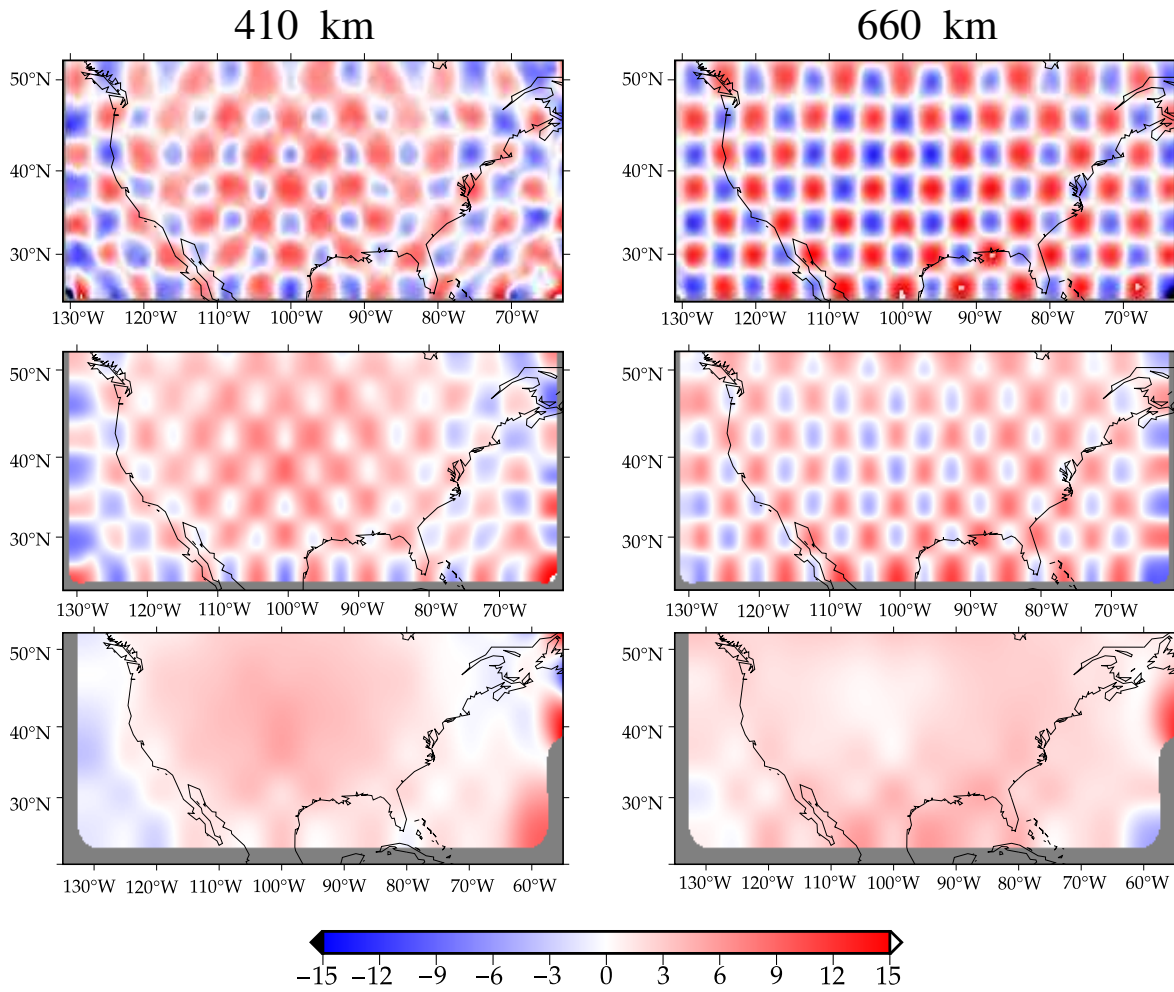


Figura 3.10: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados para as discontinuidades de 410 e 660 km usando diferentes amostragens, de cima para baixo, representando os valores de  $1^\circ$ ,  $2^\circ$  e  $5^\circ$ , respectivamente, usando como base o modelo PREM5C com topografia aplicada de  $2^\circ \times 2^\circ$  nas discontinuidades de 410 e 660 km.

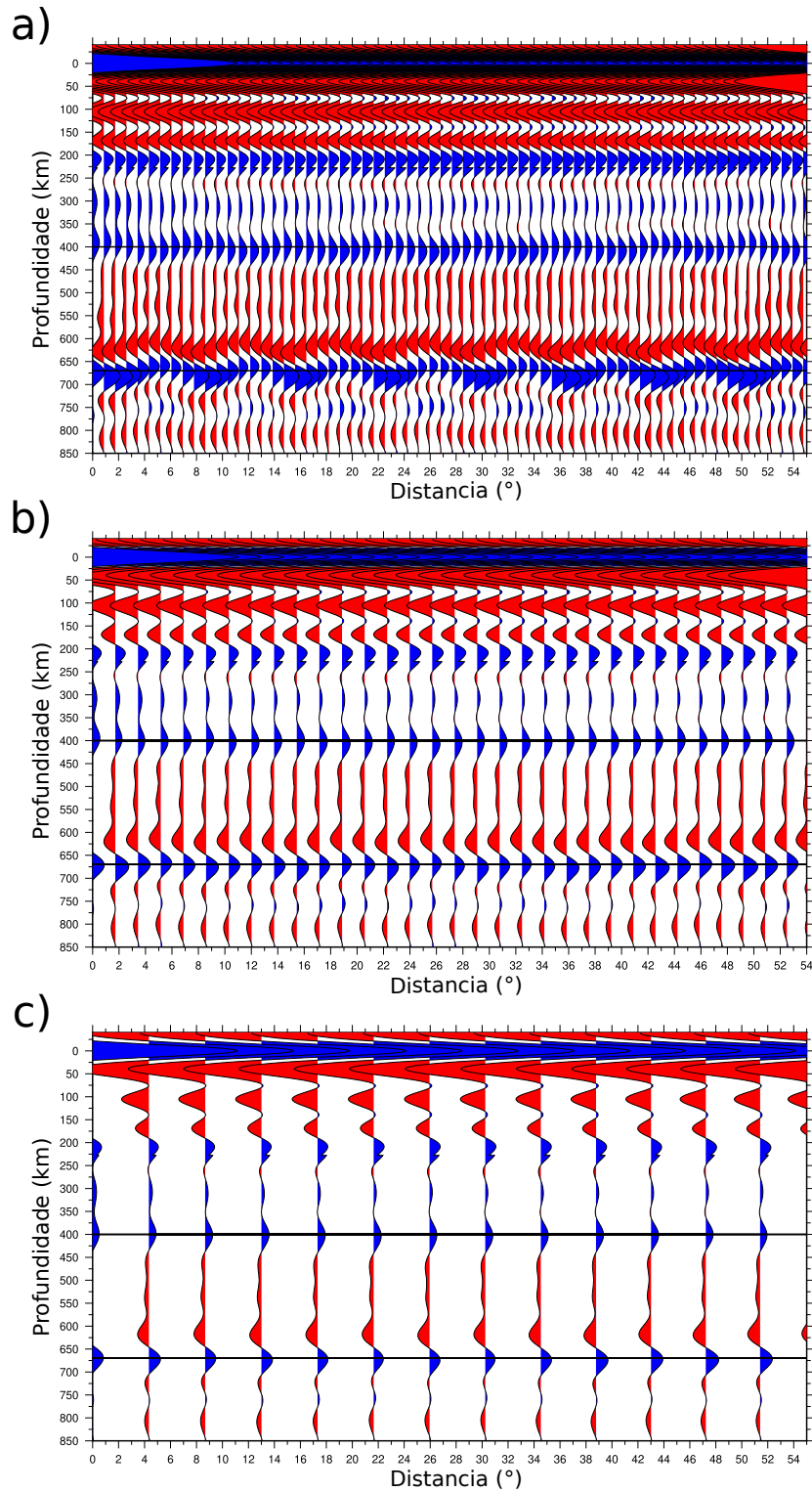


Figura 3.11: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $30^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  obtida usando o Modelo PREM\_nocrust com topografia aplicada de  $2^\circ \times 2^\circ$  nas descontinuidades de 410 e 660 km. Apresenta o perfil CCP com a amostragem de: a)  $1^\circ$ ; b)  $2^\circ$ ; c)  $5^\circ$ .

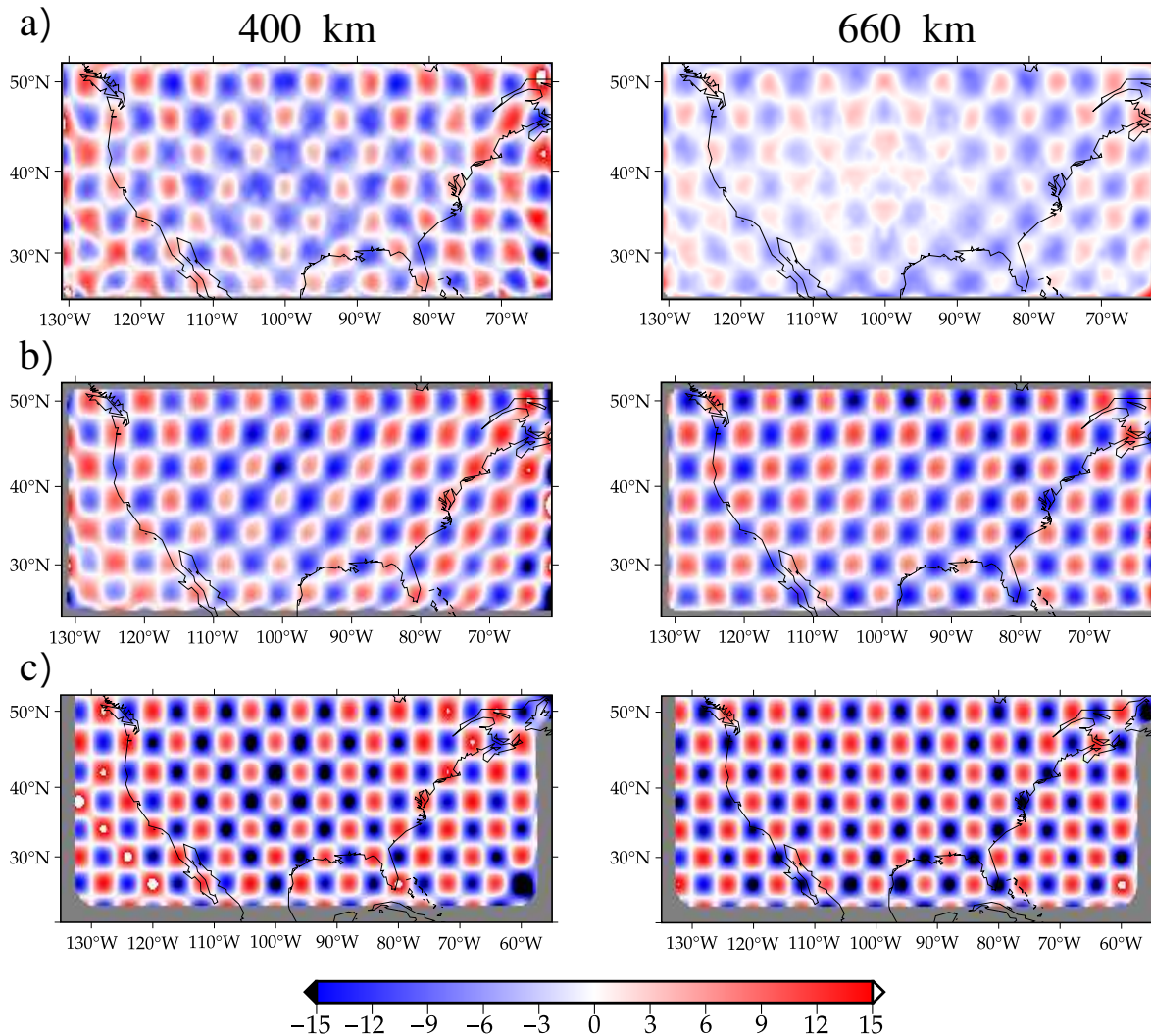


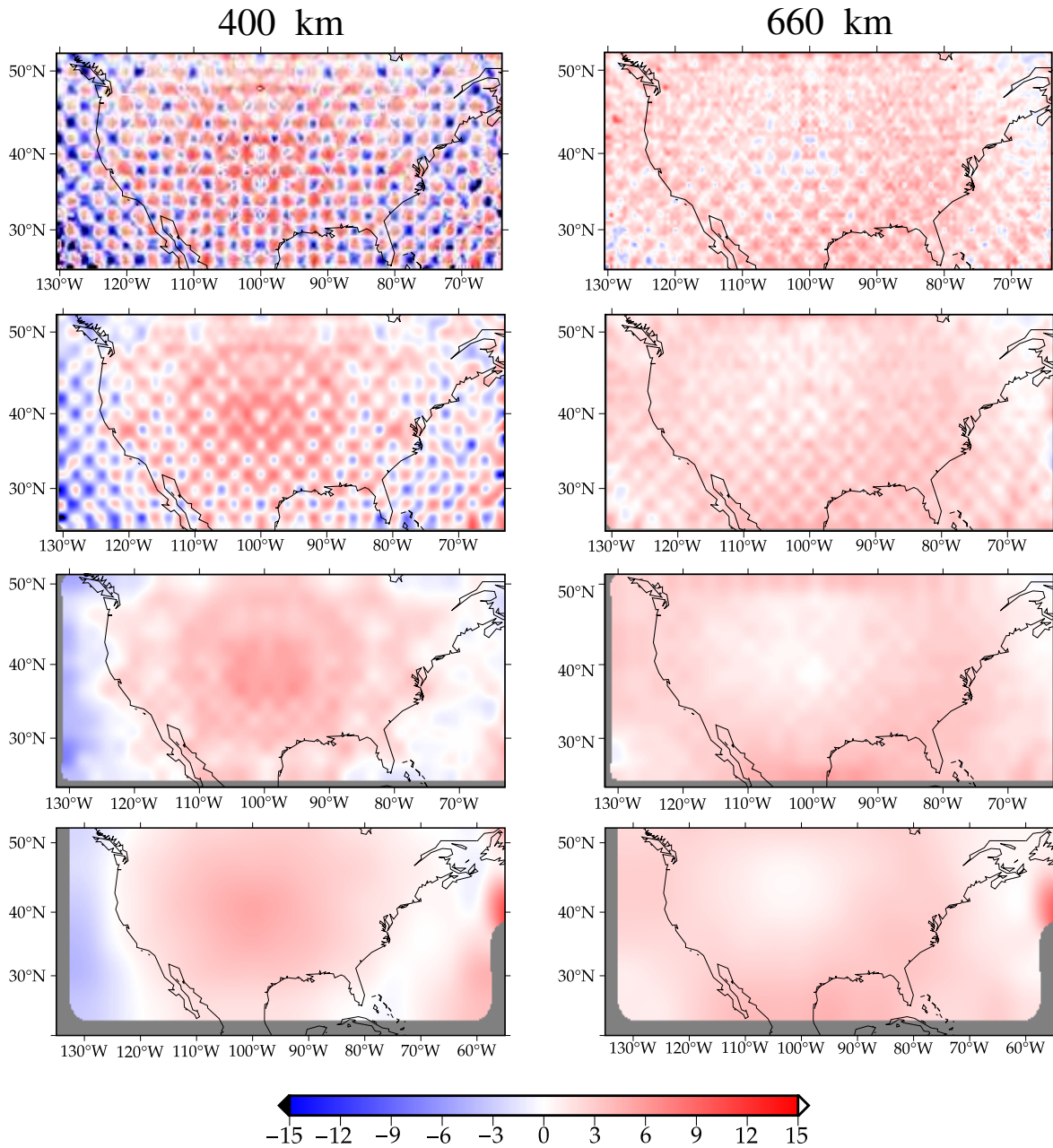
Figura 3.12: Figura mostrando a diferença entre o modelo de entrada e o estimado com o método da FR para as descontinuidades da ZTM com raio de: a) 1°; b) 2°; c) 5°. Barra de cores em km

### 3.1.2 Resolvibilidade de topografia de curto comprimento de onda

Nesta subseção, exploramos a capacidade do arranjo de estações proposto em recuperar 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 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 já

---

era um resultado esperado conforme a ilustração fornecida na Figura 2.6 do trabalho de Rondenay (2009). Os resultados desse experimentos podem ser visualizados nas Figuras 3.13, 3.14 e 3.14. No segundo grupo aplicamos topografias nas descontinuidades de 410 e 660 km de amplitude de 15 km e variamos as dimensões da topografia com objetivo de verificar a capacidade do método de resolver lateralmente diferentes topografias usando as amostragens já comentadas. Para isso usamos as dimensões modelos no qual aplicamos as seguintes dimensões laterais  $1^\circ \times 1^\circ$ ,  $2^\circ \times 2^\circ$ ,  $5^\circ \times 5^\circ$ ,  $8^\circ \times 8^\circ$ ,  $11^\circ \times 11^\circ$ . Para fins de comodidade, apresentaremos aqui o resultado com a topografia  $1^\circ \times 1^\circ$ , o modelo esta apresentado no grupo de resultados anterior e o restante se encontra na seção A.1.2 do Apêndice.



*Figura 3.13:* Comparação mostrando os valores de topografia recuperados para as discontinuidades de 410 e 660 km usando diferentes amostragens, de cima para baixo, representando os valores de 0, 5°, 1°, 2° e 5°, respectivamente, usando como base o modelo PREM5C com topografia de 1° × 1°. Barra de cores em km.



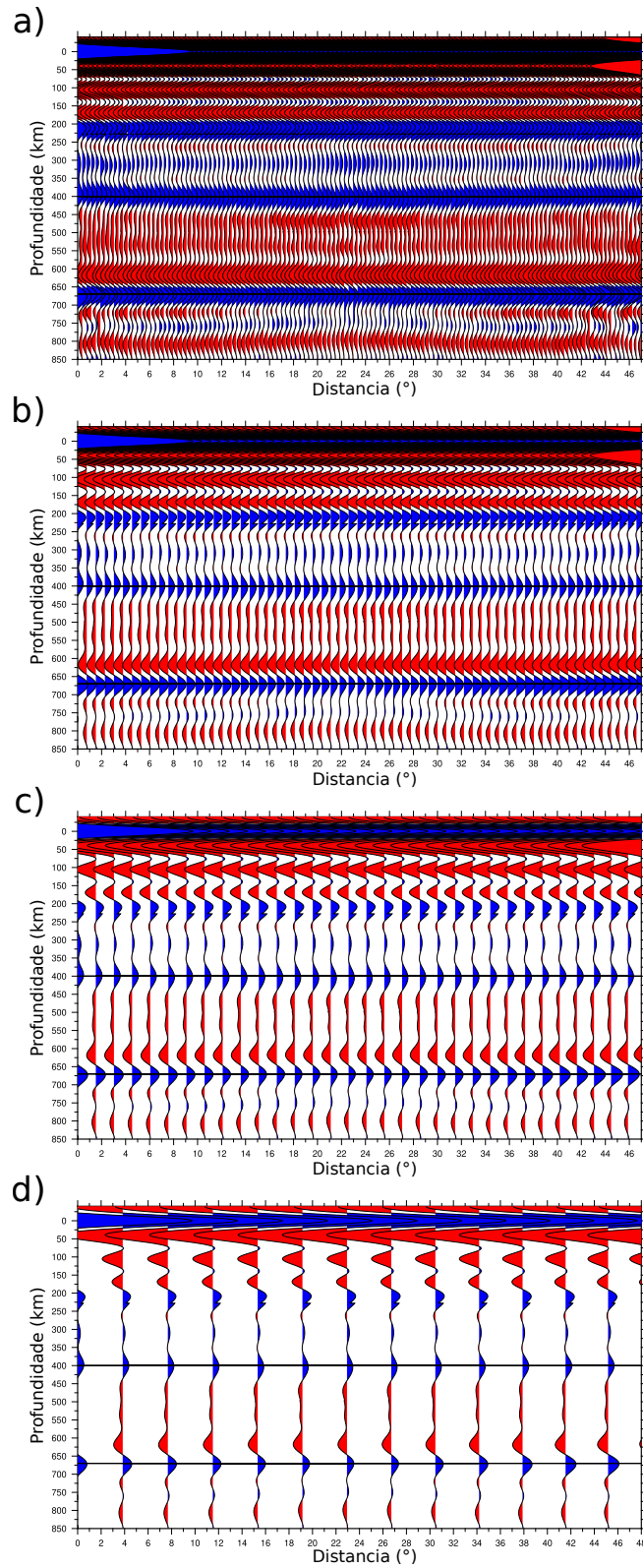


Figura 3.14: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  obtida usando o Modelo PREM5C com topografia aplicada de  $1^\circ \times 1^\circ$  nas descontinuidades de 410 e 660 km. Apresenta o perfil CCP com a amostragem de: a)  $0,5^\circ$ ; b)  $1^\circ$ ; c)  $2^\circ$ ; d)  $5^\circ$ . Barra de cores em km.

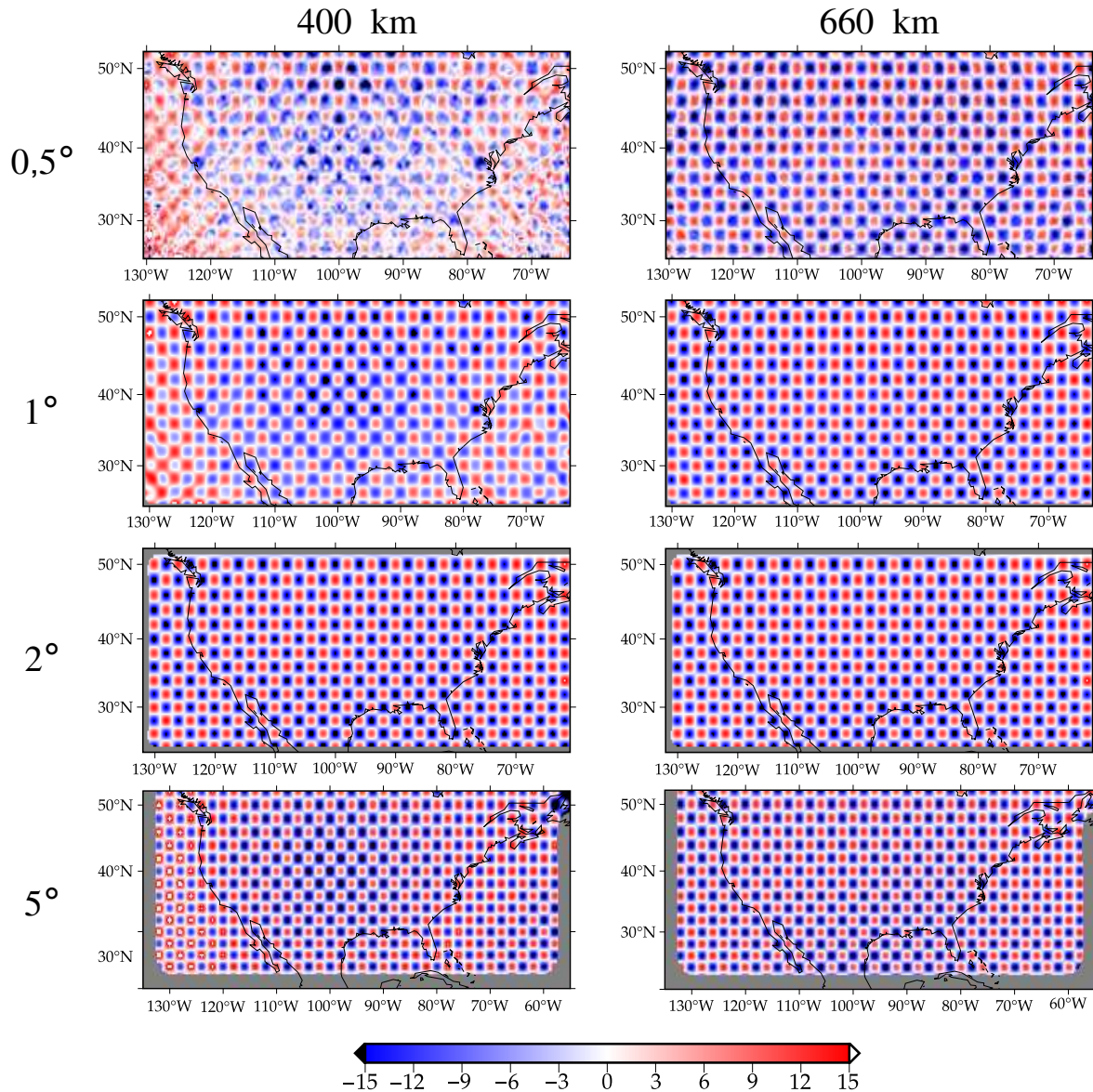


Figura 3.15: Figura mostrando a diferença entre o modelo de entrada e o estimado com o método da FR para as discontinuidades da ZTM com raio de: a)  $0,5^\circ$ ; b)  $1^\circ$ ; c)  $2^\circ$ ; d)  $5^\circ$ . Barra de cores em km.

### 3.1.3 Teste de resolvibilidade vertical

O terceiro grupo é semelhante ao segundo, mas ao invés de variar a dimensão lateral das topografias, mantemos a dimensão de  $5^\circ \times 5^\circ$ , aplicada nas discontinuidades da ZTM, e variamos a amplitude. Assim, verificamos a capacidade do método de recuperar as diferentes dimensões verticais da topografia. Para realização desse experimento aplicamos na topografia já descrita as amplitudes de 2, 5, 10 e 15 km. Os resultados



são apresentados nas Figuras 3.16, 3.17 e 3.18.

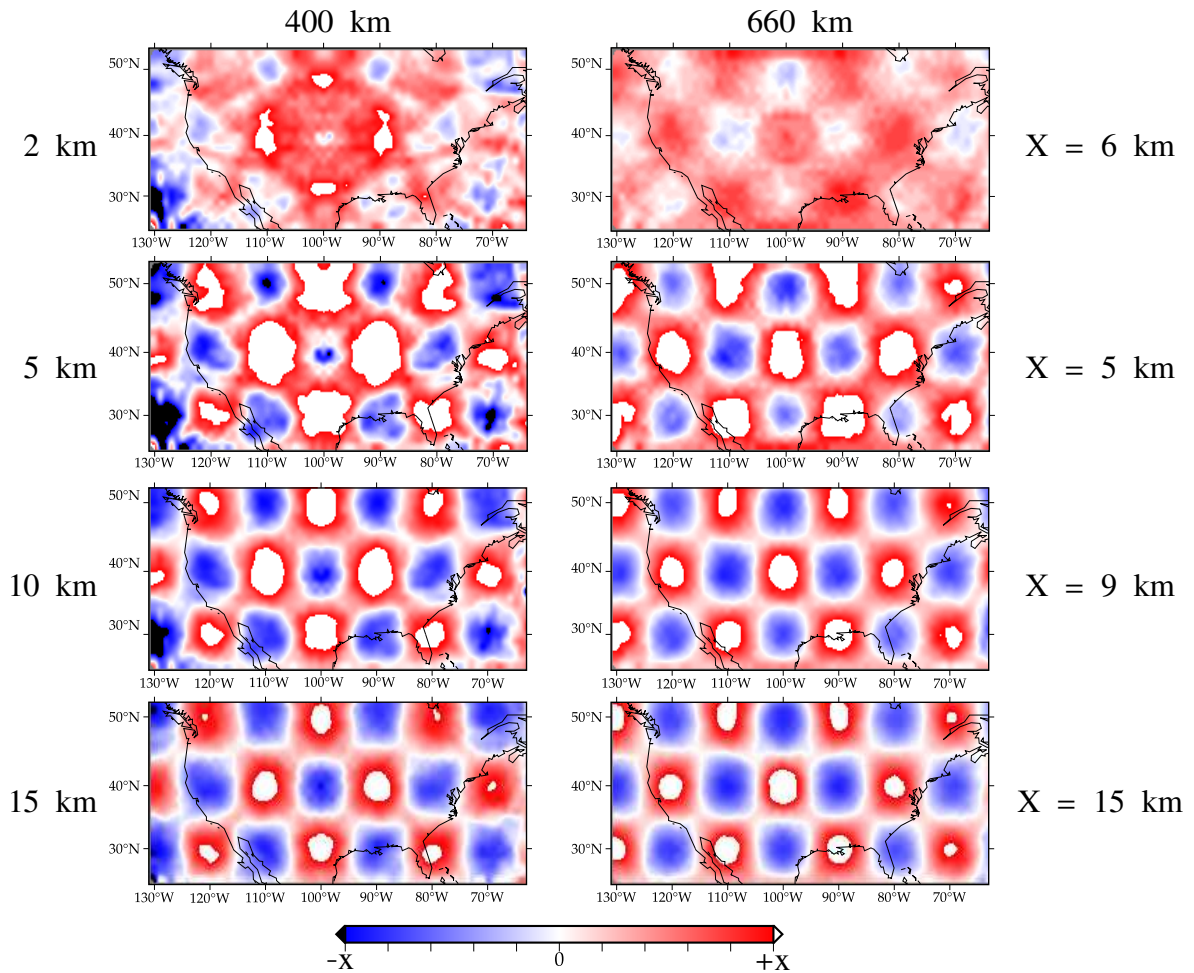


Figura 3.16: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados para as discontinuidades de 410 e 660 km usando como base o modelo PREM5C com topografia de 2, 5, 10 e 15 km aplicada de  $5^\circ \times 5^\circ$  nas discontinuidades de 410 e 660 km. Barra de cores em km.

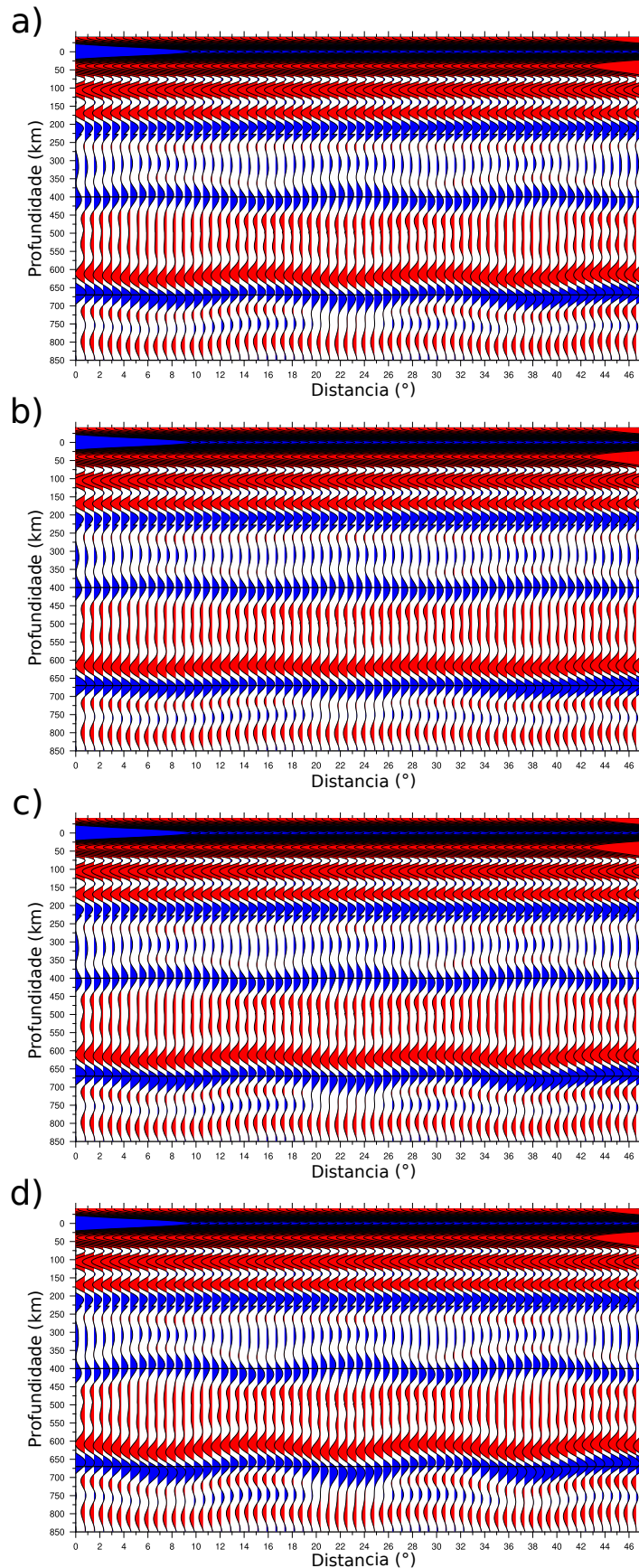


Figura 3.17: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  obtida usando o Modelo PREM5C com topografia aplicada de  $5^\circ \times 5^\circ$  nas descontinuidades de 410 e 660 km. Apresenta o perfil CCP com amplitude de: a) 2 km; b) 5 km; c) 10 km; d) 15 km.

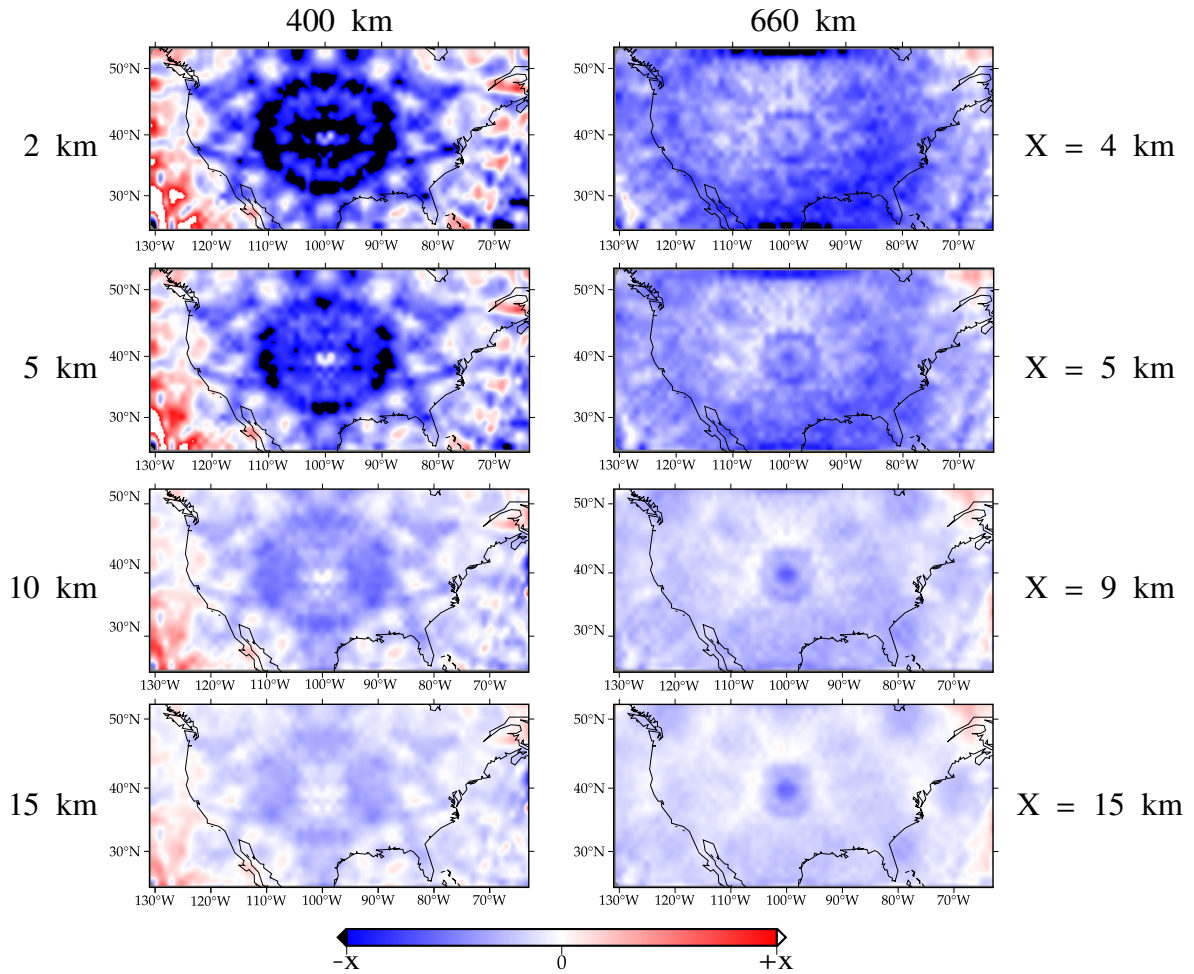


Figura 3.18: Figura mostrando a diferença entre os modelos de entrada topografia de 2, 5, 10 e 15 km aplicada de  $5^\circ \times 5^\circ$  e os estimados com o método da FR de raio para as descontinuidades da ZTM. Barra de cores em km.

### 3.1.4 Rotação ZRT x LQT

Aqui, nos analisamos se há melhora na recuperabilidade dos dados quando trocamos o sistema de coordenadas dos eixos ZRT para o sistema LQT. Para isso comparamos os resultados obtidos pelo método FR quando adicionamos topografias de  $1^\circ \times 1^\circ$  e  $2^\circ \times 2^\circ$  às descontinuidades da ZTM. Analisando os resultados da Figura 3.19, percebemos que há uma melhora significativa na recuperação da topografia de 410 km quando utilizamos a rotação LQT, o mesmo não ocorrendo com a recuperação da topografia de 660 km. As causas dessa melhora na recuperação da topografia da descontinuidade de 410 km com a rotação LQT e uma piora para a topografia de 660 km ainda não são

conhecidas e devem ser melhor estudadas em trabalhos futuros.

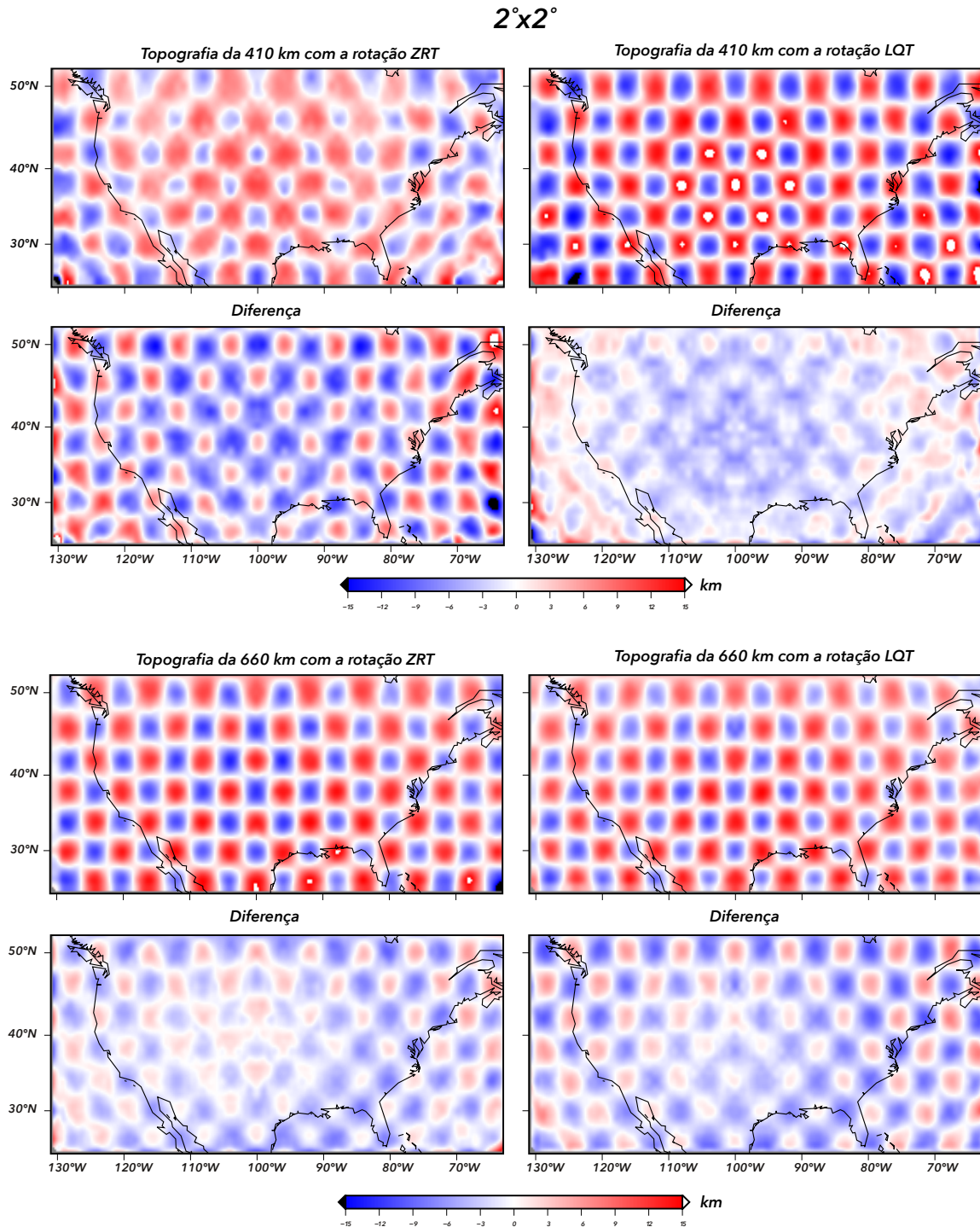


Figura 3.19: Comparação entre os resultados obtidos usando a rotação para o sistema ZRT e o sistema LQT ao aplicar topografia de  $2^\circ \times 2^\circ$  nas discontinuidades da ZTM e suas respectivas diferenças obtidas entre o modelo de entrada e o resultado obtido método da FR.

### 3.2 *Influência da estrutura heterogênea de velocidade dos modelos 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 Lu & Grand (2016), respectivamente. A estrutura de velocidade de onda  $P$  utilizada nas simulações é o P12 de Ritsema et al. (2011). Nas Figuras 3.20 e 3.22 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 moveout utilizando os tempos de percurso das  $P$ ,  $P410s$  e  $P660s$  do modelo PREM5C. O processo de empilhamento com CCP utilizou raio de  $1^\circ$ . Salientamos, novamente, que nessas duas simulações em específico não foram adicionadas topografia 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 superior a -15 km e máxima superior a 15 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, 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 teste 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 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 3.22. 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, mais 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 3.22, 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 3.22. 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  $-7,67$  km para as topografias da descontinuidade de  $660$  km. Realizando-se o processo 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 3.22. 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 (Koelemeijer et al., 2015) 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 3.23, com o painel superior da Figura apresentando os resultados da Figura 3.22. Veja que o mapa residual pode alcançar projetar nos mapas das descontinuidades topografias com amplitude superior a 15 km, 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, diminuindo os artefatos produzidos por simplificações teóricas na estimativa dessas topografia da ZTM.

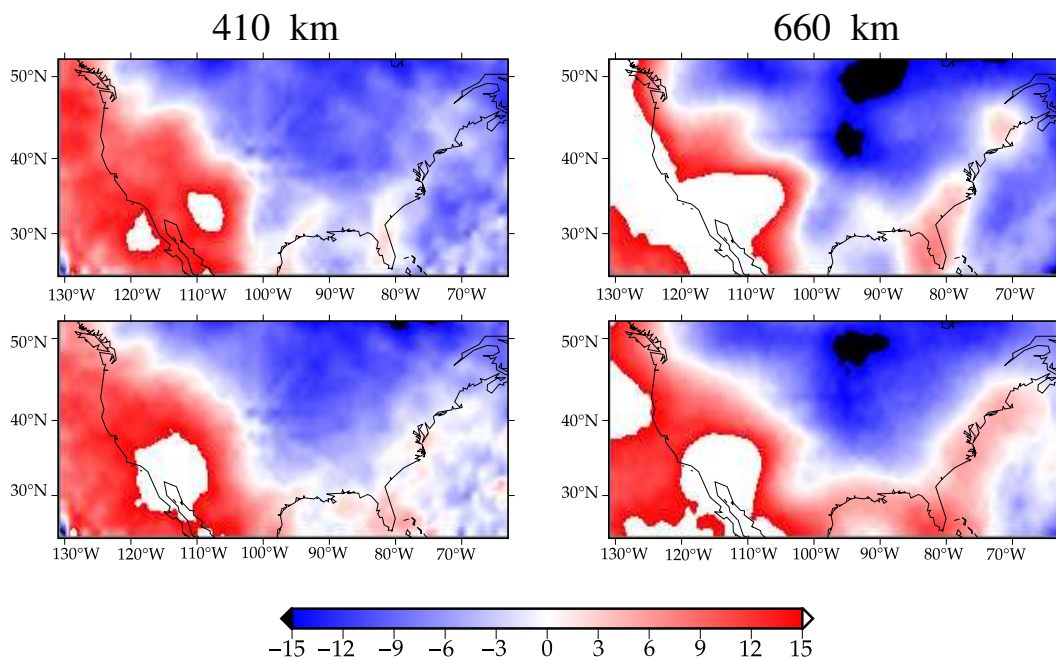


Figura 3.20: Comparação entre as estimativas das descontinuidades 410 e 660 km obtidas através do método da FR para os modelos de tomografia S40RTS e TX2015 sem aplicar correção de tempo. Barra de cores em km.

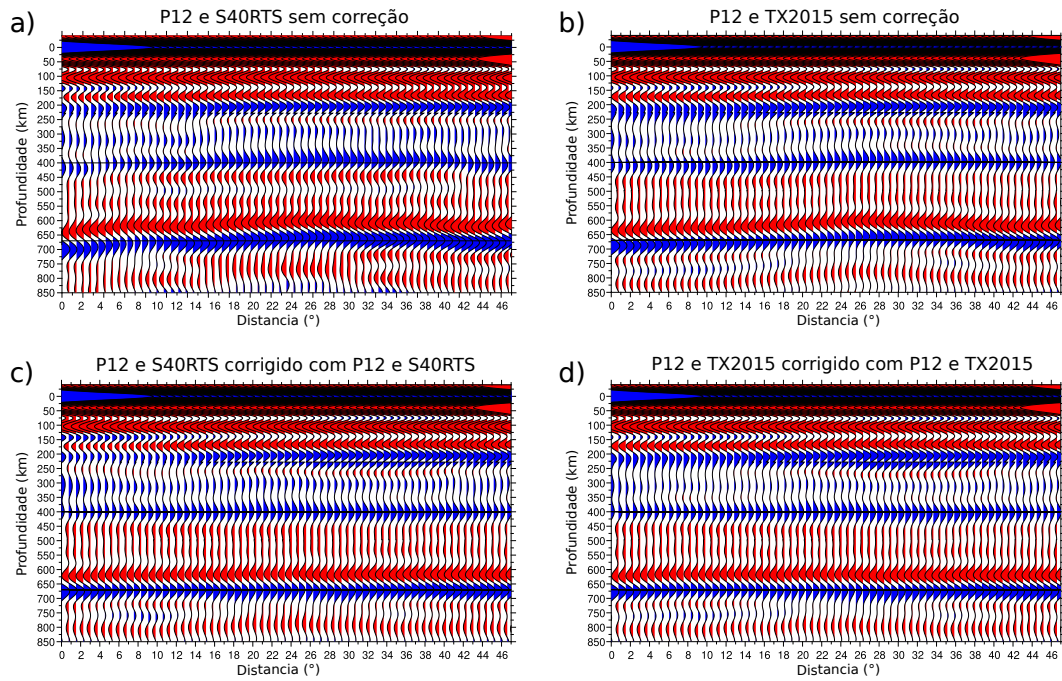


Figura 3.21: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$ .



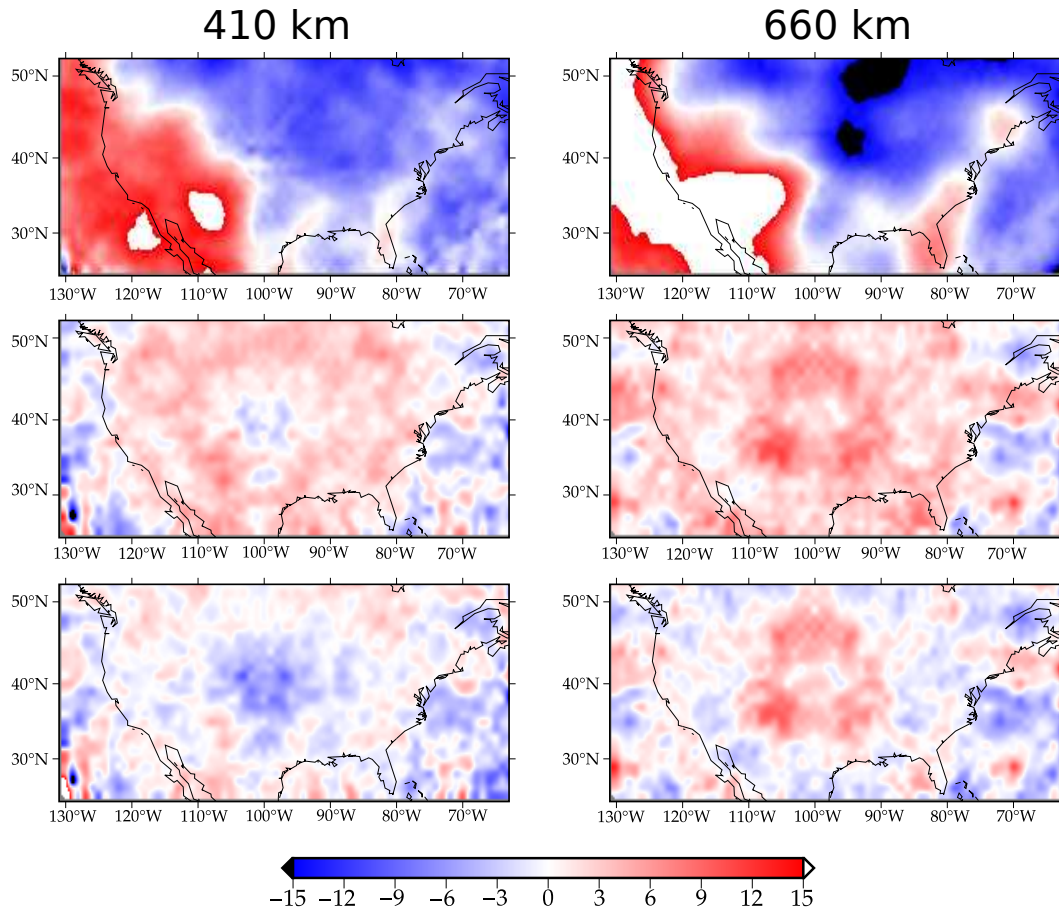


Figura 3.22: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método FR para as descontinuidades de 410 e 660 km sem a correção de tempo de percurso e com correção usando os modelos P12 e S40RTS, modelos de entrada, e a diferença dessa correção com a feita pelo usando o modelo PREM5C. Barra de cores em km.

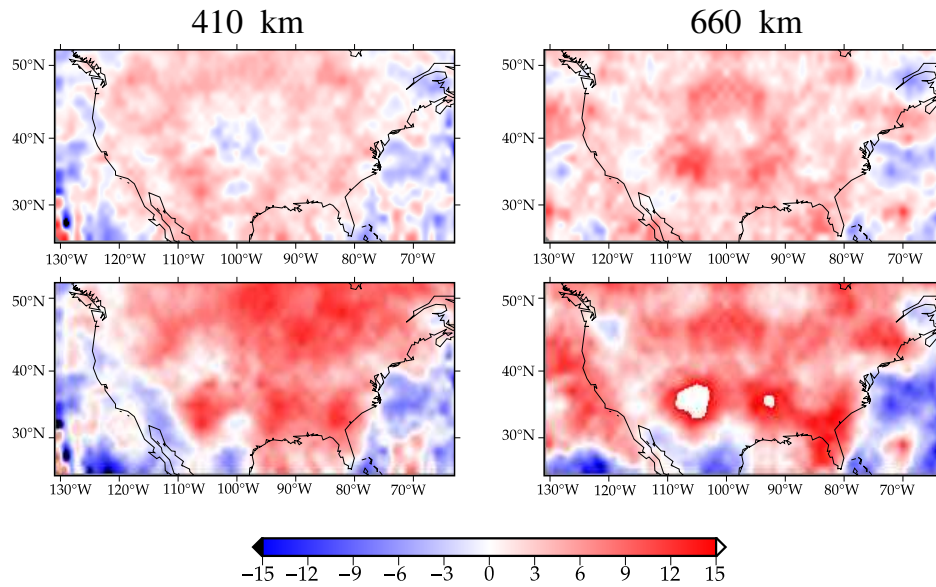


Figura 3.23: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método FR para as discontinuidades de 410 e 660 km corrigido o tempo de percurso usando os modelos P12 e S40RTS, modelos de entrada originais, e corrigido o tempo de percurso usando os modelos SP12RTS e TX2015. Barra de cores em km.

### 3.2.1 Modelos de velocidade de onda P e S conhecidos

Nesta seção são apresentados os resultados de resolvibilidade e recuperabilidade para os modelos sem topografia aplicada e com topografia aplicada considerando que conhecemos a estrutura de velocidades de onda P e S do Manto (Figuras 3.24, 3.25 e 3.26). O experimento tem como fim dar continuidade aos experimentos da seção anterior e demonstrar a qualidade das correções feitas quando conhecemos os modelos das simulações e apresentar ainda as limitações quando não consideramos efeitos de frequência finita.

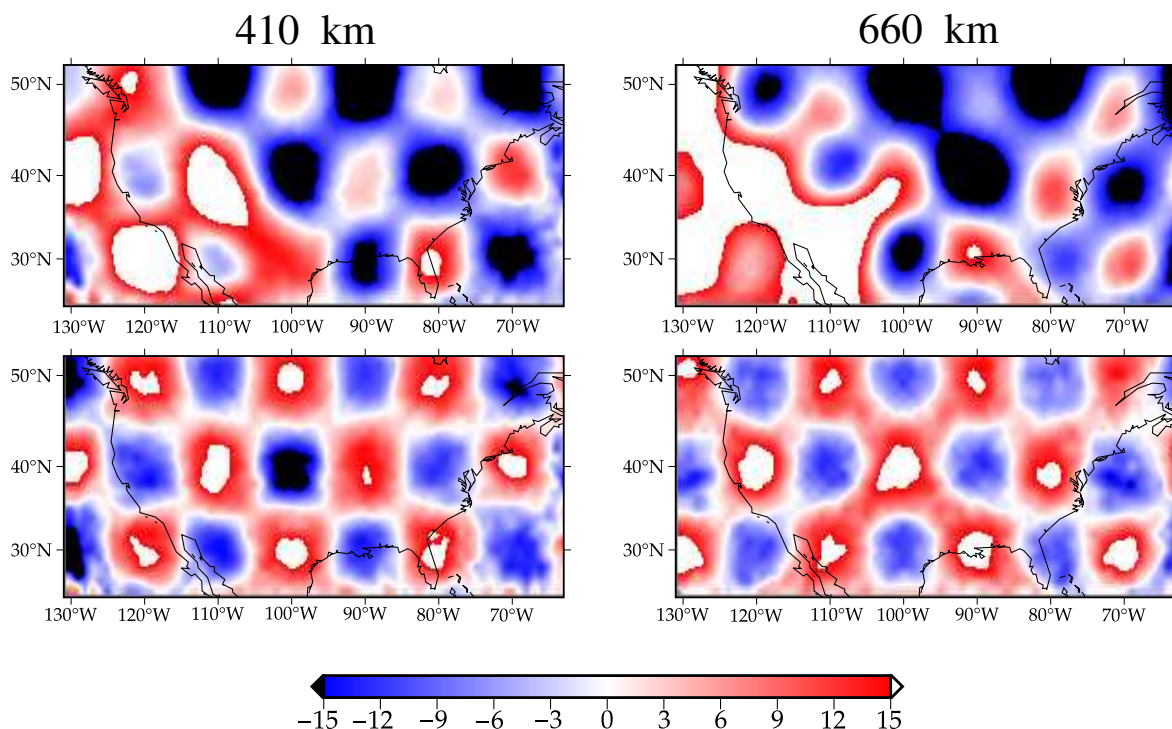


Figura 3.24: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método da FR sem a correção de tempo de percurso e com correção usando os modelos P12 e S40RTS, os modelo de entrada. Barra de cores em km.

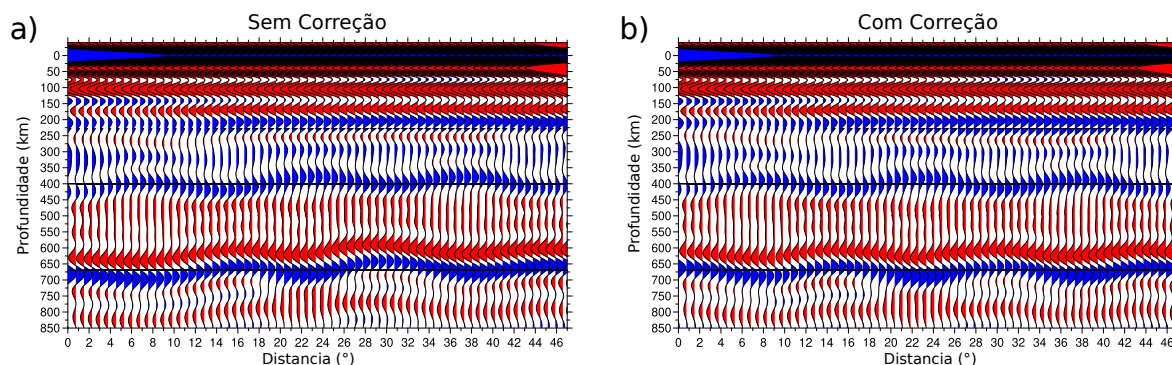


Figura 3.25: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^{\circ}$  N e entre as longitudes  $62^{\circ}$  e  $130^{\circ}$  nos quais aplicamos a topografia de  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  nas descontinuidades de 410 e 660 km. a) Apresenta o perfil CCP sem correção de tempo se percurso; b) Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos P12 e S40RTS.

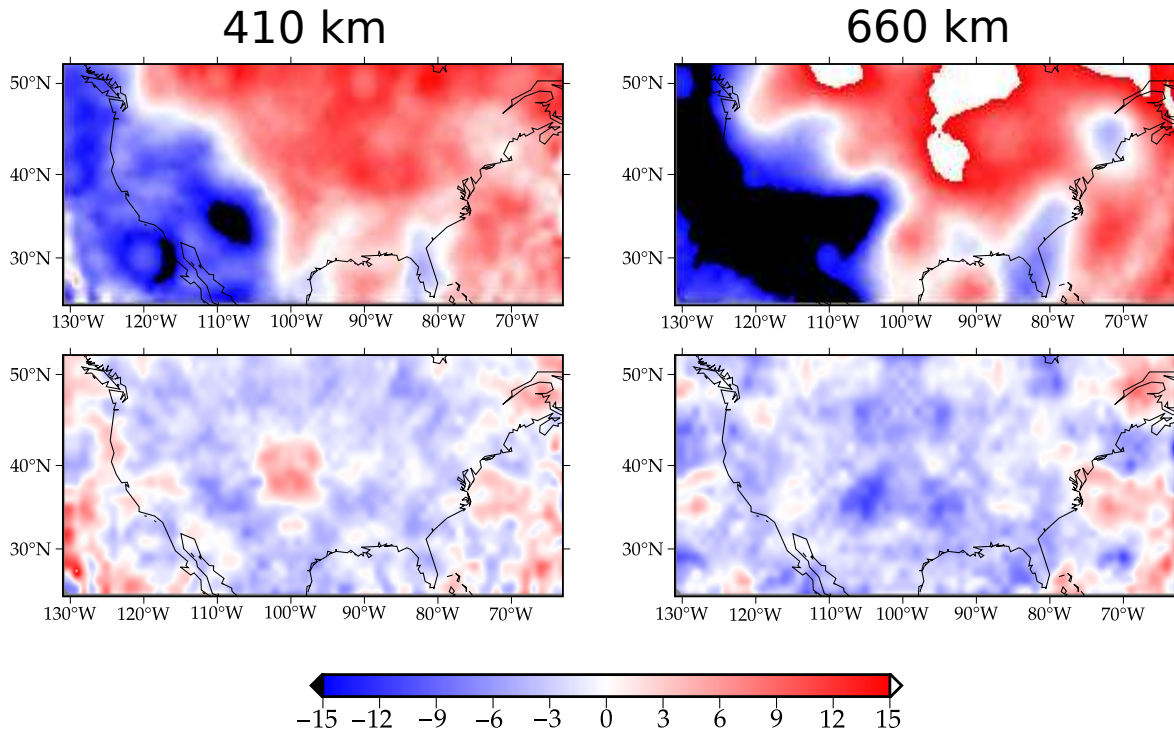


Figura 3.26: Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para as discontinuidades da ZTM com topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  aplicada pelo método FR sem correção (acima) e com correção (abaixo) usando os modelos P12 e S40RTS. Barra de cores em km.

### 3.2.2 Estrutura de velocidade de onda P conhecida

Nesse cenário ainda hipotético conhecemos a estrutura de velocidade de onda P, todavia não conhecemos a de onda S, então usamos o modelo de tomografia TX2015 como a aproximação para realizar a correção de tempo de percurso. Neste experimento visamos entender quão influente é o uso de diferentes modelos de velocidade de onda S para a correção, enquanto ainda temos o controle sobre o de onda P. Os resultados são apresentados na Figuras 3.27, 3.28, 3.29, 3.30 e 3.30.



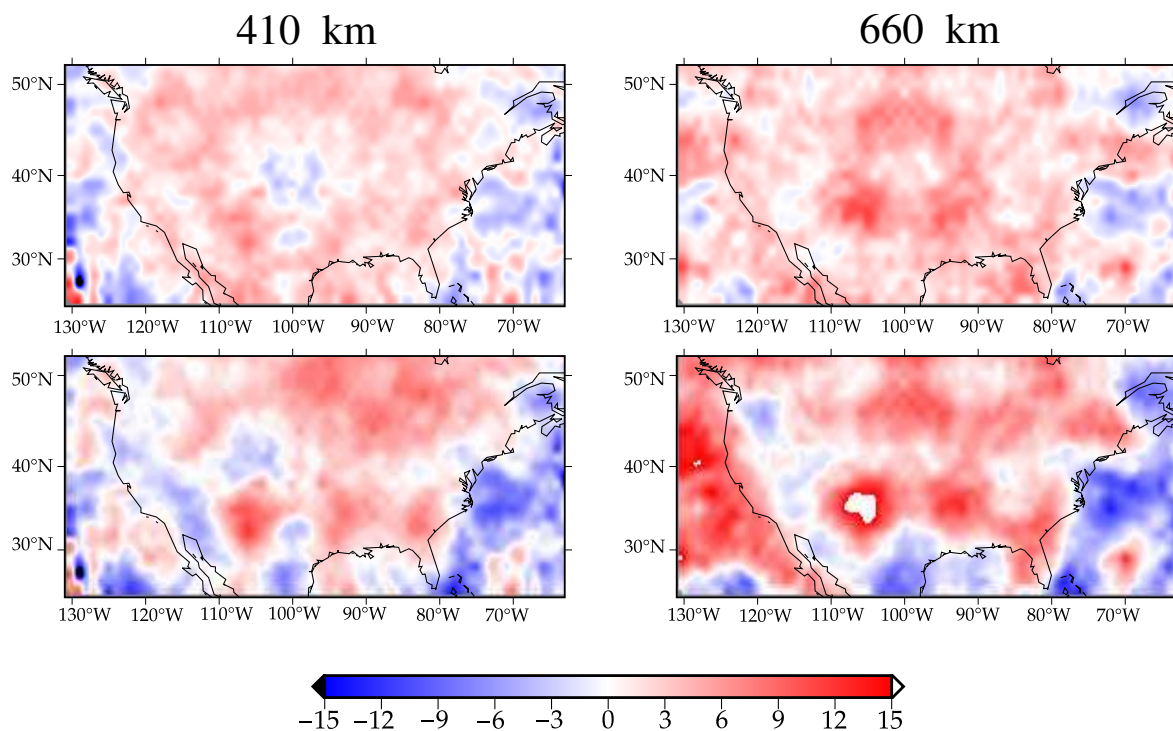


Figura 3.27: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método FR para as descontinuidades de 410 e 660 km corrigido o tempo de percurso usando os modelos P12 e S40RTS, modelos de entrada originais, e corrigido o tempo de percurso usando os modelos P12 e TX2015. Barra de cores em km.

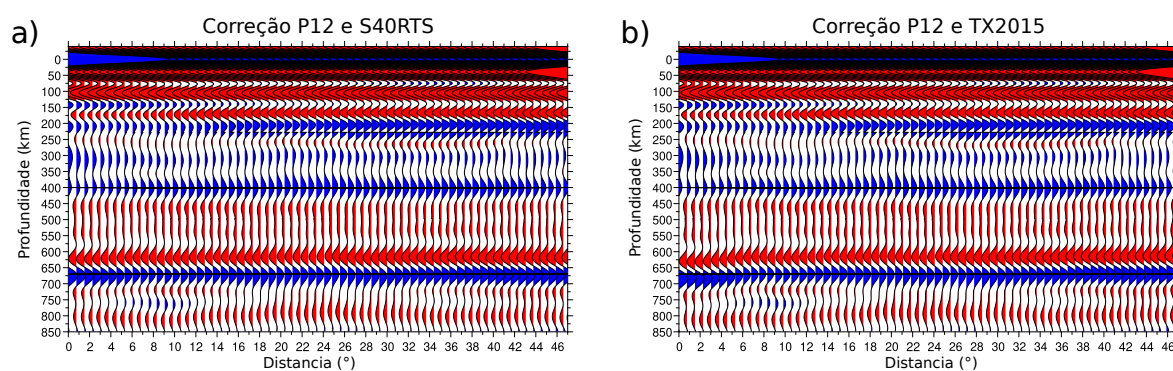


Figura 3.28: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$ . Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos a) P12 e S40RTS; b) P12 e TX2015.

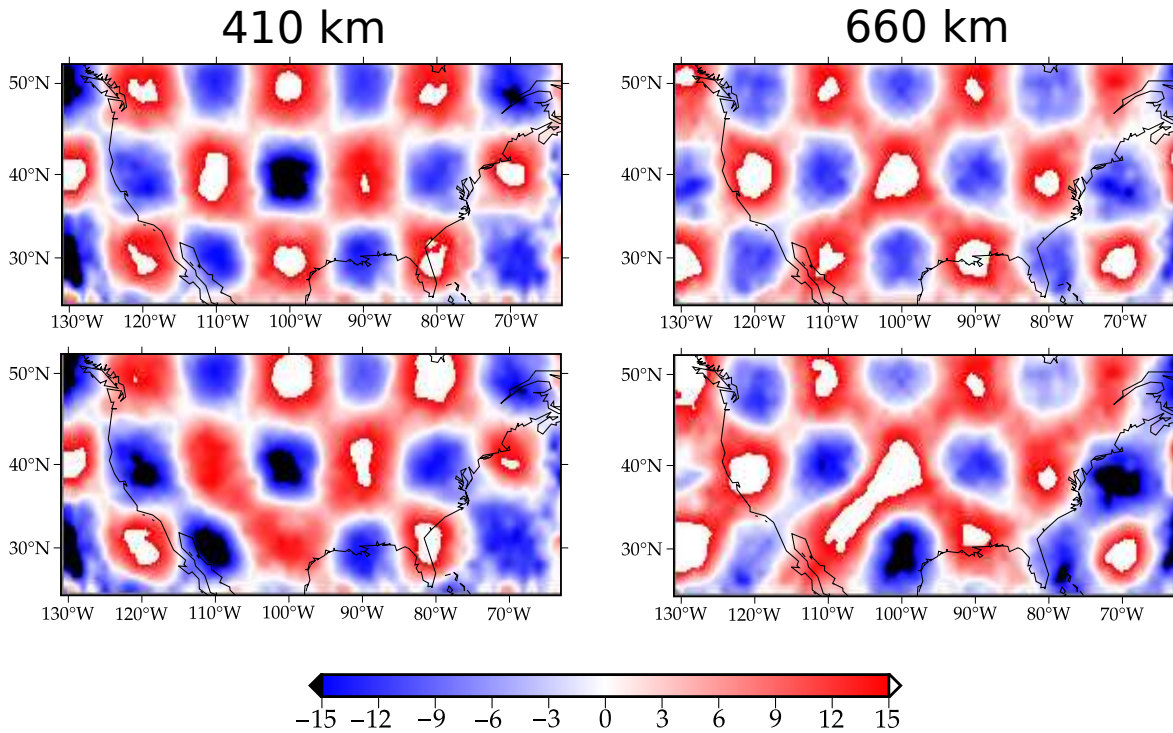


Figura 3.29: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método da FR sem a correção de tempo de percurso e com correção usando os modelos P12 e TX2015, os modelo de entrada. Barra de cores em km.

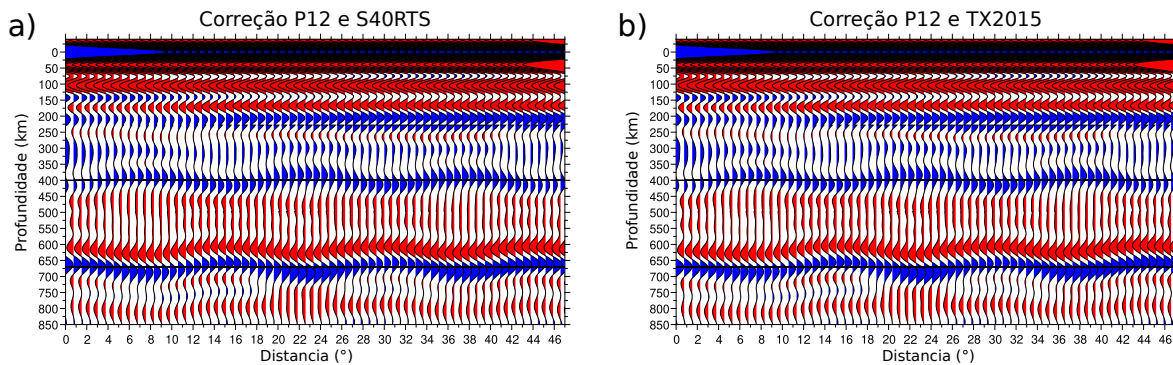


Figura 3.30: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  nos quais aplicamos a topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  nas descontinuidades de 410 e 660 km. Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos a) P12 e S40RTS; b) P12 e TX2015.

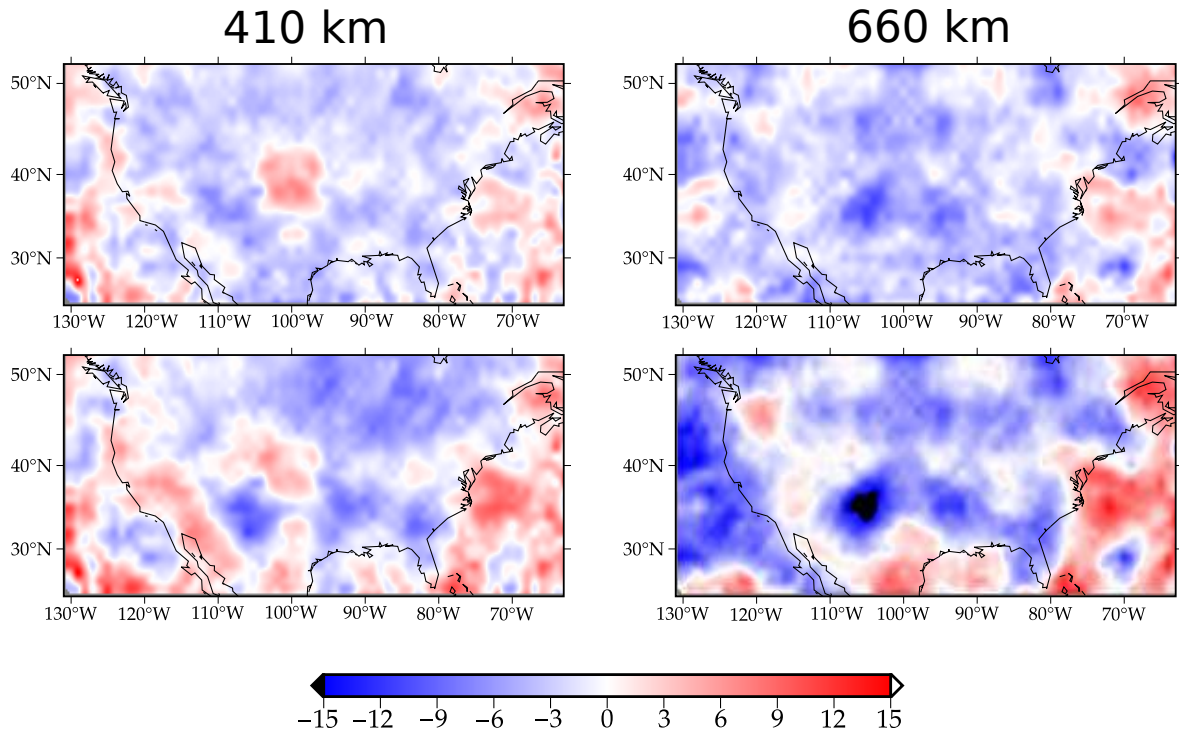


Figura 3.31: Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para as descontinuidades da ZTM com topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  aplicada pelo método FR com correção usando os modelos P12 e S40RTS (acima) e com correção usando o modelos P12 e TX2015 (abaixo). Barra de cores em km.

### 3.2.3 Modelo de velocidade de onda S conhecido

Nesse outro cenário ainda hipotético conhecemos a estrutura de velocidade de onda S, todavia não conhecemos a de onda P, então usamos o modelo de tomografia SP12RTS como a aproximação para realizar a correção de tempo de percurso. Neste experimento visamos entender quão influente é o uso de diferentes modelos de velocidade de onda P para a correção, enquanto ainda temos o controle sobre o de onda S. Os resultados são apresentados nas Figuras 3.32, 3.33, 3.34, 3.35 e 3.36.

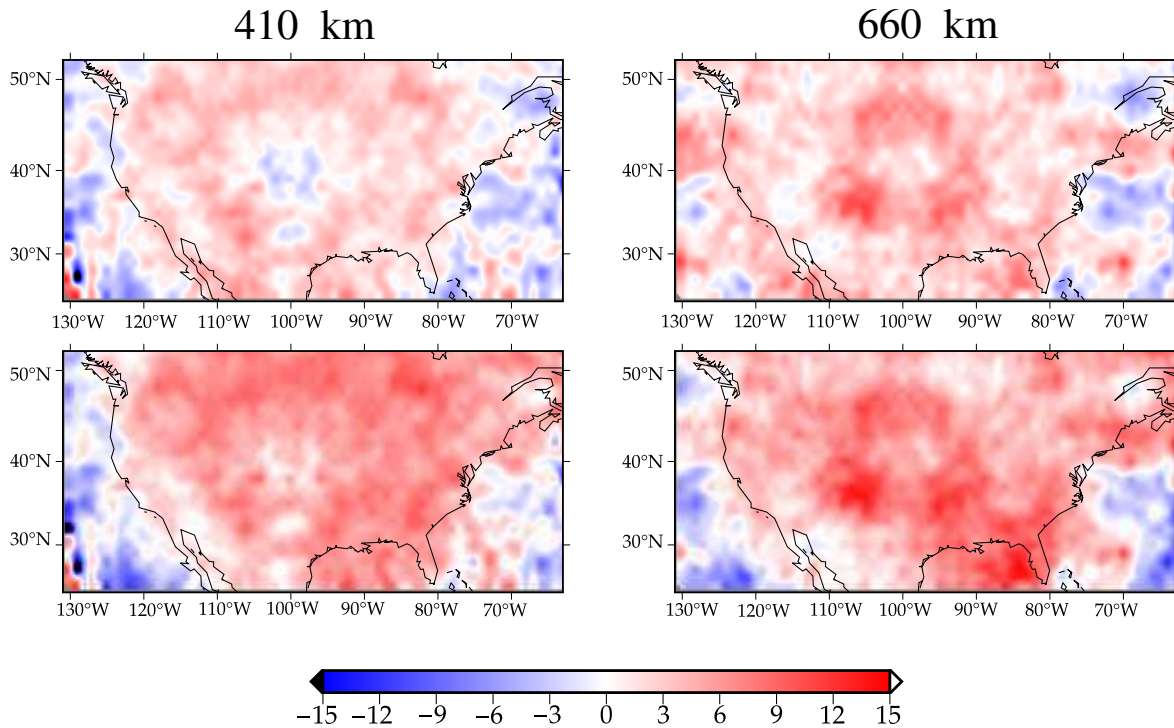


Figura 3.32: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método FR para as discontinuidades de 410 e 660 km corrigido o tempo de percurso usando os modelos P12 e S40RTS, modelos de entrada originais, e corrigido o tempo de percurso usando os modelos SP12RTS e S40RTS. Barra de cores em km.

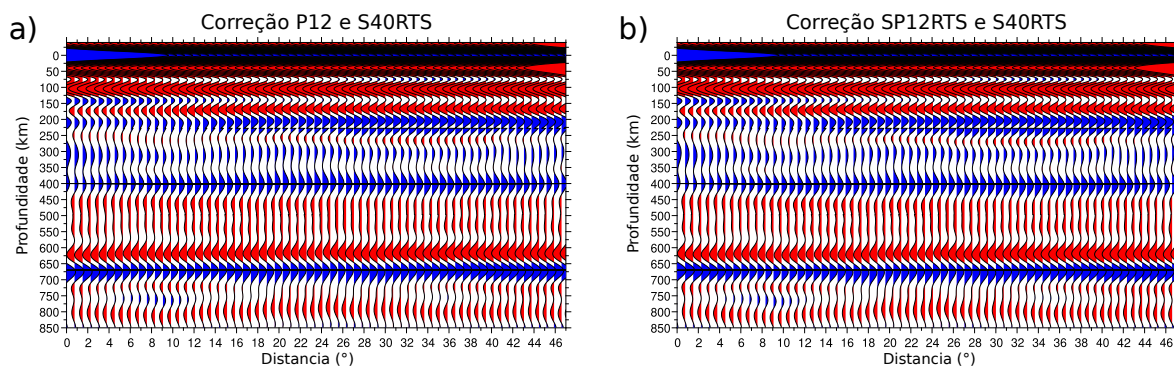


Figura 3.33: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$ . a) Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos P12 e S40RTS; b) Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos SP12RTS e S40RTS.



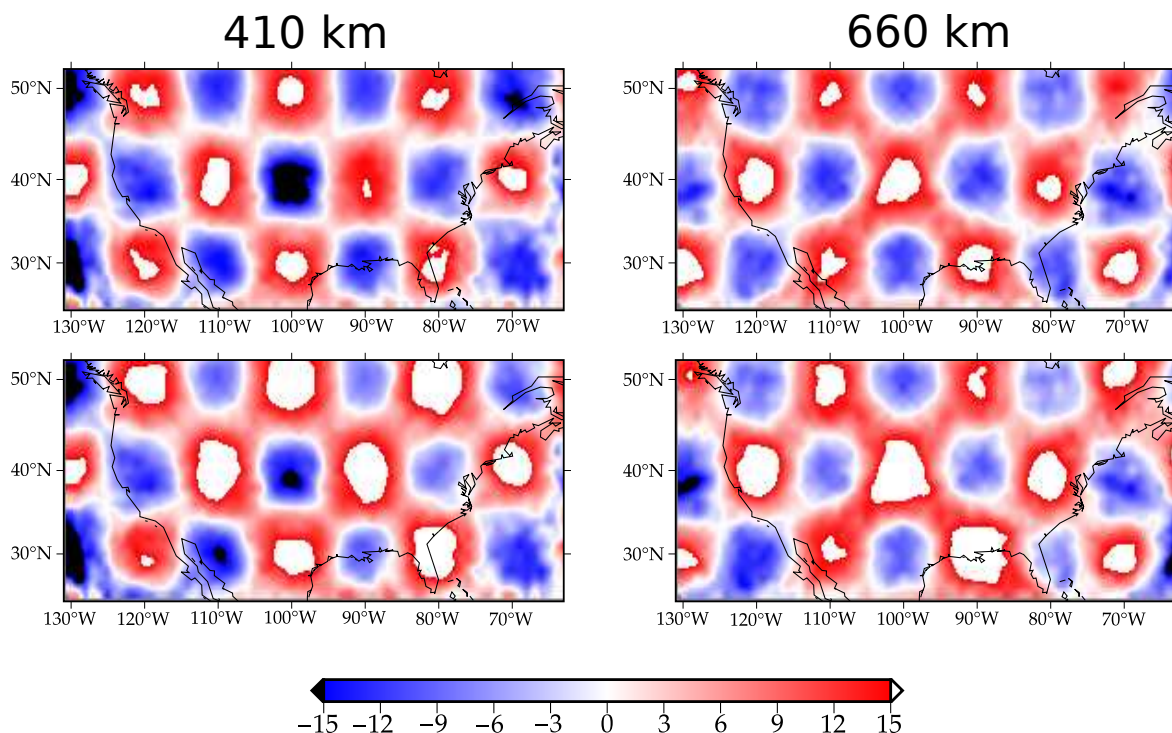


Figura 3.34: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método da FR sem a correção de tempo de percurso e com correção usando os modelos P12 e TX2015, os modelo de entrada. Barra de cores em km.

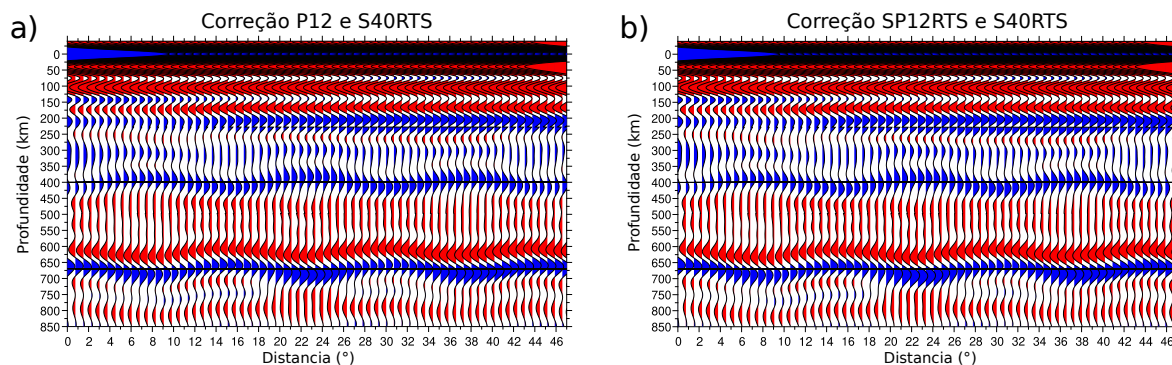


Figura 3.35: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  nos quais aplicamos a topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  nas descontinuidades de 410 e 660 km. Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS e S40RTS.

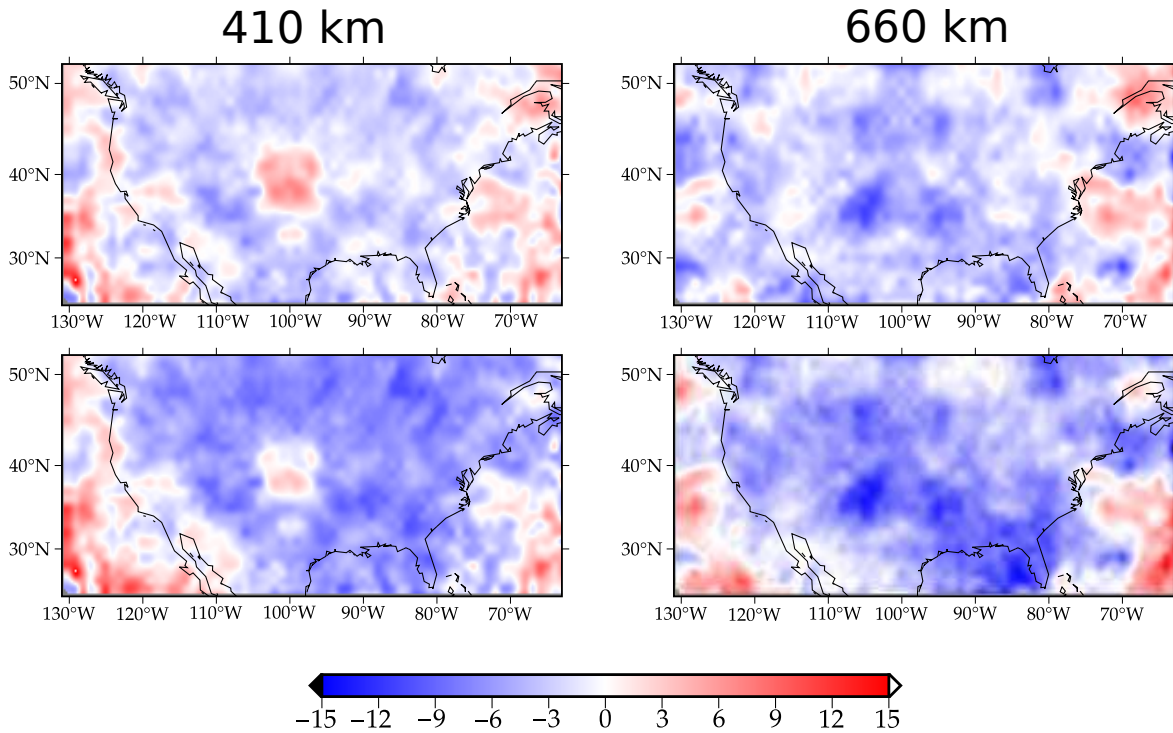


Figura 3.36: Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para as discontinuidades da ZTM com topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  aplicada pelo método FR com correção usando os modelos P12 e S40RTS (acima) e com correção usando o modelos SP12RTS e S40RTS (abaixo). Barra de cores em km.

### 3.2.4 Modelos de velocidades de onda $P$ e $S$ desconhecidos

Esse último caso é o mais que mais se aproxima do real, como já citado, já que neste a estrutura real de velocidades de onda não nos são conhecido e temos que usar modelos de velocidade de onda  $P$  e  $S$  para tentar recuperar as topografias das discontinuidades. Com isso desejamos verificar se a correção de tempo de percurso depende ou não do modelo usado como base. Os resultados são apresentados nas Figuras 3.37, 3.38, 3.39 e 3.40.

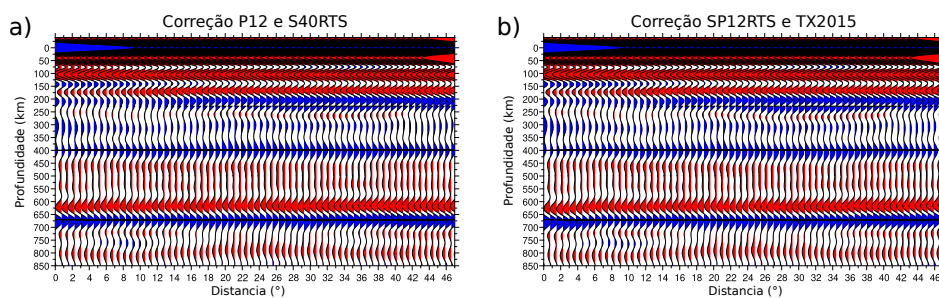


Figura 3.37: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude 40° N e entre as longitudes 62° e 130°. Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS e TX2015.

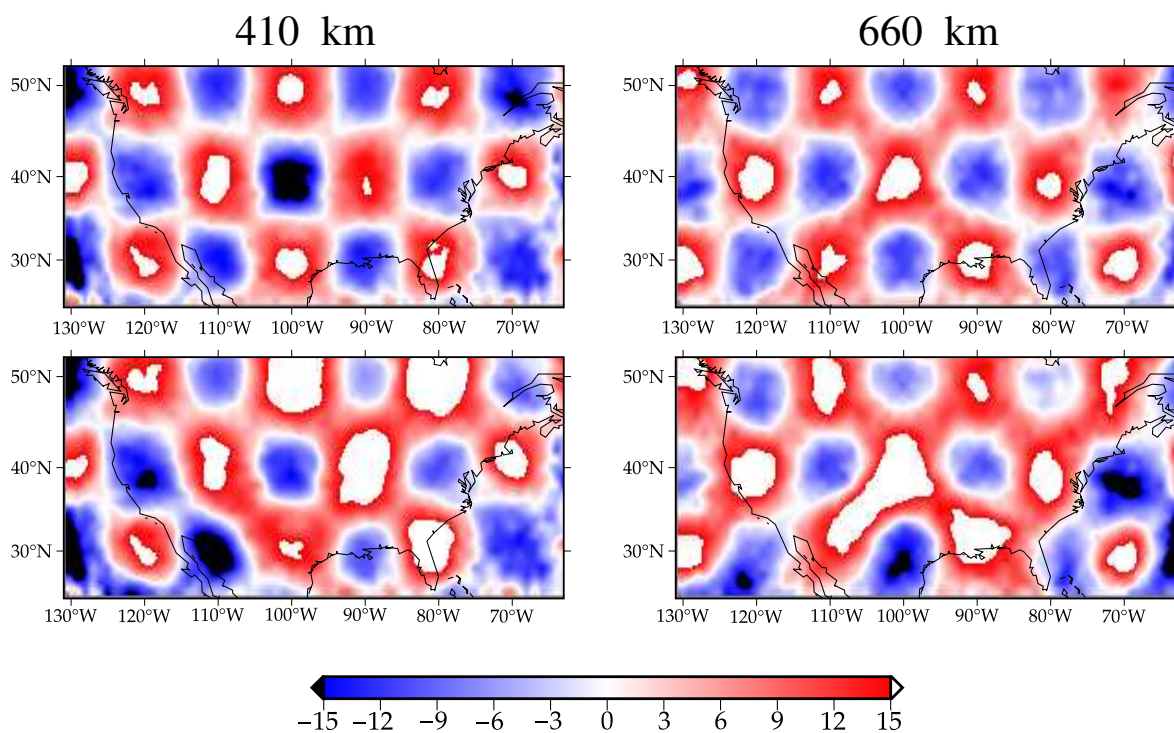


Figura 3.38: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método da FR corrigindo com os modelos P12 e S40RTS, os modelo de entrada, e corrigindo com os modelos SP12RTS e TX2015. Barra de cores em km.

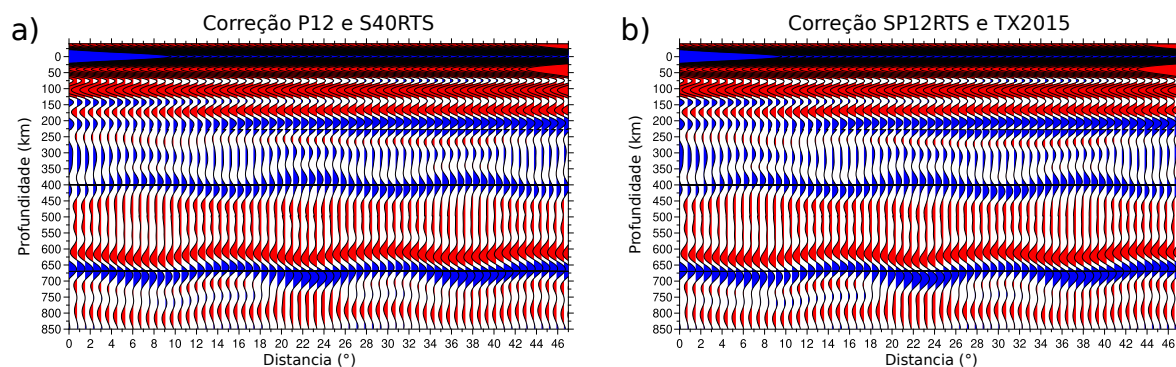


Figura 3.39: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^{\circ}$  N e entre as longitudes  $62^{\circ}$  e  $130^{\circ}$  com topografia de  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  aplicada nas descontinuidades de 410 e 660 km. Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS e TX2015.

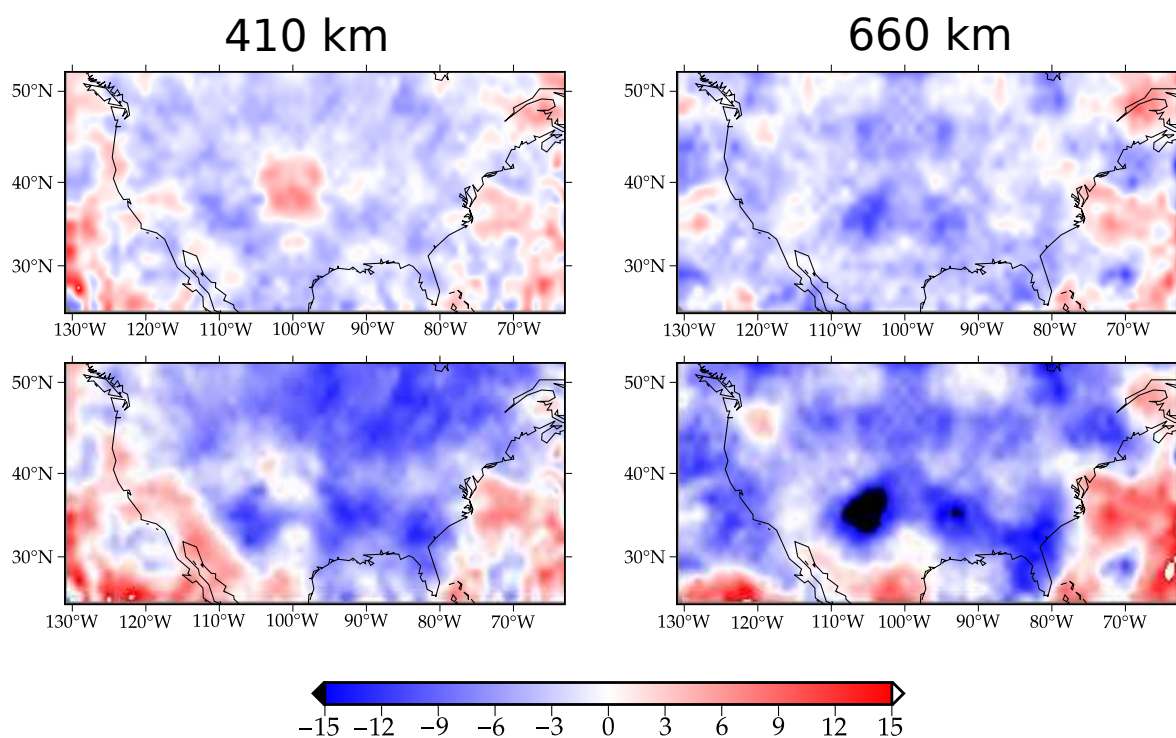


Figura 3.40: Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para as descontinuidades da ZTM com topografia de  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  aplicada pelo método FR com correção usando os modelos P12 e S40RTS (acima) e com correção usando o modelos SP12RTS e TX2014 (abaixo). Barra de cores em km.



## Análise

### 4.1 Experimentos usando o modelo PREMSC

Apesar da subdivisão na seção 3.1, um experimento realizado nos dois primeiros subgrupos era o de verificar a influência do raio da região com a qual é feito o empilhamento CCP para recuperação das feições topográficas aplicadas nas discontinuidades da ZTM. Neles observamos que a qualidade da recuperação da topografia aplicada depende da relação entre as dimensões da topografia estudada a dimensão desse raio. Por meio de uma análise qualitativa podemos afirmar que o raio da região empilhada deve ser menor que o tamanho do raio usado. Analisando as Figuras 3.4, 3.7, 3.13, A.1, A.4, 3.10 e A.7 nos quais o padrão do teste do tabuleiro de Xadrez amostrado com raio igual à dimensão lateral, há uma caracterização parcial da topografia aplicada permitindo reconhecer o padrão, mas sem uma definição confiável dos limites das estruturas, e, como apresentado nas Figuras 3.15 b), 3.6 b), 3.9 b), A.3 c), A.6 c), 3.12 b) e A.9 c), a diferença entre o modelo de entrada e os resultados obtidos pelo método FR, mostram quase que uma reprodução dos seus respectivos modelos de entrada, com bordas suavizadas. Quando o raio é maior do que a estrutura analisada, não é possível recuperar o padrão de topografia aplicada no modelo de entrada, como mostrado nas Figuras 3.4, 3.7, 3.13 e 3.10, criando somente um padrão de afundamento de ambas as discontinuidades e quando olhamos as diferenças obtidas entre os dados recuperados e o modelo de entrada, como mostrado nas figuras 3.6 c), 3.9 c), 3.15 c) e d) e 3.12 c), vemos ser idênticos ao modelo de entrada somada ao dito afundamento. Por fim, quando

o raio é menor do que as dimensões laterais da topografia, como mostrado nas Figuras 3.4, 3.7, A.1, A.4, 3.10, A.7, A.10 e A.13 são melhor definidas, podendo recuperar o padrão lateral do teste do tabuleiro de xadrez fidedignamente, com exceção do caso mostrado na Figura 3.13, que apesar de uma melhor recuperação em relação aos casos anteriormente mencionados, devido a um ruído de baixo comprimento de onda gerado decorrente do processamento, dificultando a recuperação confiável de estruturas menores. O motivo para isso está demonstrado nas Figuras que apresentam os perfis CCP dos respectivos modelos mencionados (Figuras 3.5, 3.8, 3.14, A.2, A.5, 3.11, A.8, A.11 e A.14), por ser possível amostrar mais detalhes da topografia com raios menores do que a dimensão lateral da topografia, enquanto valores iguais permitem obter poucos valores entre os máximos e mínimos e para valores maiores os pontos amostrados não conseguem caracterizar a característica geral da topografia aplicada. Assim decidimos usar para os outros experimentos a amostragem de  $1^\circ$  para os experimentos seguintes devido à qualidade e detalhamento das dimensões laterais nos experimentos, bem como só serão analisados os outros resultados com esse mesmo tamanho de raio. Contudo, com a diminuição do raio acarreta num aumento no tempo de processamento, que no caso, apesar da quantidade de estações usadas, não inviabilizou o experimento devido à quantidade de eventos disponíveis, mas é um problema a ser considerado em situações reais.

Para os primeiro subgrupo de experimentos (seção 3.1.1) testamos como a resolvibilidade e recuperabilidade das feições topográficas da ZTM. Inicialmente analisamos o que aconteceria quando não adicionamos topografia em nenhuma das descontinuidades no modelo PREM e PREM5C como apresentado na Figura 3.2, nas quais podemos identificar que, apesar de diferentes em valores, os dois modelos apresentam a geração de padrão curtos comprimento de onda, especialmente na descontinuidade de 410 km, mas pouco relevante na de 660 km, implicando que ao atravessar a descontinuidade de 660 km, os raios sísmicos sofrem uma perturbação, gerando artefatos nos dados da descontinuidade de 410 km. Quando adicionamos a topografia na descontinuidade de 410 km, como apresentado nas Figuras 3.4 e A.1 vemos que o padrão de curto comprimento de onda afeta diretamente na qualidade de recuperação da topografia adicionada a essa

mesma descontinuidade, de forma a deformar o padrão do teste de xadrez na região central do território norte-americano sendo recuperado ao realizar a diferença entre modelo e os dados recuperados como mostrado nas Figuras 3.6 e A.3. Para verificar se a presença ou não de topografia na descontinuidade de 660 km afeta esse padrão de curto comprimento, foram adicionas as topografias como apresentado nas Figuras 3.7 e A.4, vemos que os padrões nas descontinuidades de 410 e 660 km são idênticos ao recuperado nos modelos PREMSC para as mesmas descontinuidades.

O terceiro grupo de resultados quando o modelo de entrada é o PREMSC são os testes obtidos para a resolvibilidade vertical da topografia. Para determinar se o método da FR para imageamento das descontinuidades do manto representam bem a realidade, aplicamos quatro valores de amplitude diferentes as topografias de  $5^\circ \times 5^\circ$  aplicadas nas descontinuidades da ZTM. Os resultados obtidos estão compilados na tabela 4.1. Também analisamos os resultados obtidos para os outros modelos presente no capítulo anterior e os outros resultados apresentados no apêndice como apresentado na tabela 4.2, os quais todos apresentam 15 km de amplitude.

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 de cada descontinuidade quando aplicamos diferentes amplitudes quando aplicamos uma topografia  $5 \times 5$  nas descontinuidades da ZTM.

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

Tabela 4.2 - Tabela apresentando os valores máximos e mínimos de cada descontinuidade quando amostrados com raio de  $1^\circ$ , com exceção do modelo ztm  $1 \times 1$ , que foi amostrado com  $0,5^\circ$ .

Como podemos observar nas tabelas e nas situações dos experimentos cria um padrão ao superestimar a amplitude nos máximos e quanto nos mínimos, em muitos casos por vários quilômetros em seus pontos máximos quando analisamos diferentes amplitudes na topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$ , mas se aproximando dos valores de mínimo em ambas as descontinuidades. Nas outras situações analisadas há também uma tendência de que os valores de máximos e mínimos sejam superestimados, principalmente para os máximos, chegando a superestimar em até 10 km quando aplicamos uma topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  somente na descontinuidade de 660 km.

O último experimento envolvendo os modelos com base no PREMSC é a comparação dos resultados obtidos no sistema ZRT e LQT, quando aplicamos topografia de  $1^\circ \times 1^\circ$  e  $2^\circ \times 2^\circ$  em ambas as descontinuidades da ZTM, devido ao seu curto comprimento de onda. Para o modelo de  $1^\circ \times 1^\circ$  como apresentado na Figura ??, vemos que a pouca diferença entre o uso de um ou outro sistema de coordenadas. Contudo, o mesmo não pode ser dito para quando aplicamos a topografia de  $2^\circ \times 2^\circ$  nas descontinuidades como apresentado na Figura 3.19, em especial para a descontinuidade de 410 km que o uso da rotação para o sistema LQT, permitiu uma melhor recuperação do padrão do tabuleiro de xadrez, como ficou evidenciado pela diferença obtida entre o modelo e os dados recuperados.



## 4.2 Experimentos usando o modelo S40RTS

Para estes experimentos apresentamos uma situação hipotética: a estrutura de velocidades de onda P e S são conhecidas e são perfeitamente representados pelos modelos de tomografia P12 e S40RTS, respectivamente. Em todos os casos trabalhados usamos o modelo sem topografia aplicada e com uma de 15 km de amplitude e  $5^\circ \times 5^\circ$  em ambas as descontinuidades da ZTM. Há também outros resultados nos quais aplicamos, separadamente, uma topografia de  $2^\circ \times 2^\circ$  e  $5^\circ \times 5^\circ$  na descontinuidade de 410 e na de 660 km para o primeiro experimento e para o último desse grupo de resultados.

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 de cada descontinuidade, amostrados com raio de  $1^\circ$  e com topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  corrigidos pelos modelos apresentados e os resultados anteriormente obtidos com o PREMSC.

O primeiro consistiu em mostrar os resultados da correção de tempo quando ambos os modelos são conhecidos e não aplicamos topografia nas descontinuidades como apresentado nas Figuras 3.22 e 3.21. Nelas vemos que apesar de uma situação diferente do modelo PREM e conhecendo completamente a estrutura de velocidades do manto, ainda verificamos a criação de uma topografia de curto comprimento de onda para ambas as descontinuidades, com a diferença que esta está mais aparente e de maior amplitude do na região abaixo do continente (região amostrada) para a descontinuidade de 660 km. Todavia, quando observamos o perfil CCP (Figura 3.21) recuperado se forma satisfatória a topografia das descontinuidades. Seguimos e aplicamos a topografia em ambas as descontinuidades da ZTM para analisar a resolvibilidade vertical e lateral, a primeira tem seus valores apresentados na tabela 4.3 e a segunda as Figuras

3.24 e 3.25. Os valores verticais apresentados, novamente os valores de máximos e mínimos de amplitude recuperados superestimam em comparação a amplitude adicionada, contudo já há uma melhora significativa para os valores da descontinuidade de 660 km, se aproximando no valor mínimo, e reduzindo da diferença do valor máximo de 8 para 4 km quando comparado para o mesmo modelo e amplitude feito com o modelo PREM5C. Lateralmente o padrão do teste de tabuleiro de xadrez é recuperado e apresenta bordas muito bem definidas para a descontinuidade de 410 km, contudo ainda apresentam tendências na descontinuidade de 660 km devido a padrão de curto comprimento de onda e alta amplitude já mencionados.

O caso quando só conhecemos a estrutura de velocidades de onda P, mas não o de S foi trilhado usando o modelo de tomografia de velocidades de onda S TX2015. No caso no qual não foi aplicada topografia, vemos que devido à influência do modelo de velocidade de onda S, as correções para ambas as descontinuidades apresentam um baixo na região centro-sudoeste e apresenta um soerguimento na região de onde temos a costa oeste na superfície. Quando aplicamos a topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  a recuperação usando o modelo TX2015 apresentou ainda uma tendência, cujo comportamento se assemelha ao do modelo usado para a correção, criando um soerguimento na região que coincide com a costa oeste e centro dos EUA para a descontinuidade de 410 km enquanto o máximo para o caso sem topografia, novamente aparece, criando um padrão linear de afundamento na direção sudoeste-nordeste. Tais feições anteriormente mencionadas podem ser claramente vistas na diferença entre o modelo e os dados recuperados através do FR como apresentado na Figura 3.31. Agora se analisarmos a definição das amplitudes, temos uma piora da qualidade de recuperação, sendo que todos os valores de máximos e mínimos estão mais superestimados do que em relação ao caso em que conhecemos as estruturas de velocidade de onda P e S. No caso hipotético seguinte, no qual não conhecíamos a estrutura de velocidade de onda P, usamos o modelo de tomografia de onda P SP12RTS para a correção em conjunto com o modelo S40RTS. Ao fazer a comparação com os resultados onde conhecíamos as estruturas de velocidade, vemos que, quando não aplicamos topografia, a atual correção nos mostra um maior afundamento de ambas as descontinuidades, mas não apresentar uma irregula-

ridade puntual, afetando assim o padrão recuperado para as discontinuidades como apresentado nas Figuras 3.32, 3.33. Como consequência desse efeito quase homogêneo em ambas as discontinuidades vemos que a topografia recuperada quando conhecemos o modelo de onda S, mas não o de onda P, quando aplicamos uma topografia é idêntico ao obtido conhecendo ambos os modelos, como apresentado na Figura 3.34 e 3.36, com a diferença de que esse modelo superestima mais os valores de amplitude de topografia como apresentado na tabela 4.3, ficando aproximadamente 8 km a mais do que o adicionado no modelo de entrada para os máximos, enquanto há uma variação no valor de mínimo. Com base nos resultados obtidos para os últimos casos, onde pudemos parcialmente observar a influência de conhecer ou o modelo de velocidades de onda P, ou de onda S, há indícios de que uma melhor aproximação do modelo de velocidades de onda S permite uma maior recuperabilidade e resolvibilidade lateral das estruturas topográficas nas discontinuidades enquanto uma melhor aproximação do modelo de velocidades de onda P permite uma maior recuperabilidade e resolvibilidade vertical das estruturas, recuperando assim uma melhor definição das amplitudes, ainda que não as recuperando perfeitamente. Todavia, a hipótese apresentada requer mais testes, ampliando a quantidade de modelos utilizados e topografias de diferentes dimensões, horizontais e verticais, sendo assim um tópico para um futuro trabalho.

No último caso, não conhecemos as estruturas de velocidades P e S, corrigindo então o modelo de entrada com os modelos de velocidade de onda P SP12RTS e de velocidade de onda S TX2015. A Figura 3.23 apresenta os resultados da recuperação dos perfis horizontais das discontinuidades sem aplicar a topografia às mesmas, e o resultado recuperado é idêntico ao recuperado quando não conhecemos o modelo de velocidade de onda S já comentado, com os valores vertical ainda mais superestimados, mesmo que imperceptível no perfil CCP (3.37). O mesmo ocorre para quando aplicamos a topografia as discontinuidades da ZTM (Figuras 3.29 e 3.31), onde podemos ver as mesmas feições já comentadas, mas as amplitudes da topografia são mais subestimadas, como já comentado, tendo uma amplitude máxima para as discontinuidades 410 km e 660 km de 23,83 km e 24,04 km, respectivamente, e amplitude mínima para as discontinuidades 410 km e 660 km de -20,13 km e -17,14 km, ficando com máximos

9 km acima do modelado e com mínimos com 2 km e 5 km aproximadamente de diferença ao modelado. Esse último resultado mostra que as correções de tempo de percurso usando diferentes modelos de tomografia precisam ser corrigidos de diferentes maneiras, não havendo atualmente uma correção universal, devido as diferentes feições presentes nos diferentes modelos. Para determinar com maior clareza quais são as características específicas e correções para cada modelo de tomografia faz-se necessário outros estudos futuros.

## Conclusões

Neste trabalho verificamos se o procedimento comumente aplicado para estudos de FR conseguiria resolver as dimensões laterais e verticais de estruturas topográficas nas descontinuidades de 410 km e 660 km que definem a zona de transição do manto, quando não consideramos somente o modelo 1D, no caso o PREM5C, e quando aplicamos as correções de tempos de percurso usando os modelos 3D de tomografia sísmica. Ao decorrer do projeto que o método da função do receptor é bastante sensível às variações de topografia em ambas as descontinuidades, podendo resolver lateralmente diversos tamanhos de topografia, excetuando-se feições de curto comprimento de onda, tendo a sua resolvibilidade comprometida, podendo ser indetectáveis. O mesmo não se pode dizer para as amplitudes dessas feições, que diferiram do valor adotado nas simulações, tendendo a superestimar os valores das feições aplicadas as descontinuidades.

Analisando os resultados principais do projeto, o qual é 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. Como resultado, temos que as correções de tempo de percurso usando modelos de tomografia se mostram indispensáveis para a recuperação das feições nas descontinuidades da ZTM, contudo, devido às limitações do processamento aplicado, identificamos a presença de artefatos de processamento de feição semelhante em todos os casos estudados e que possivelmente são interpretados erroneamente como feições topográficas em situações reais, comprometendo a qualidade dos resultados obtidos.

Outro ponto é que ao usar somente as correções de tempo de percurso baseado na teoria do raio, a correção usando diferentes modelos forneceram diferentes resultados, nos fazendo questionar se não seria necessário realizar correções de efeitos de frequência finita para diminuir a disparidade encontrada entre as diferentes correções de tempo de percurso usando modelos 3D.

## 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
- 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



- 
- 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
- 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 

---

## Outros resultados

### A.1 Modelo PREM

#### A.1.1 Teste da influência da topografia entre as descontinuidades da ZTM

##### A.1.1.1 Topografia de $5^\circ \times 5^\circ$ aplicada na descontinuidade de 410 km

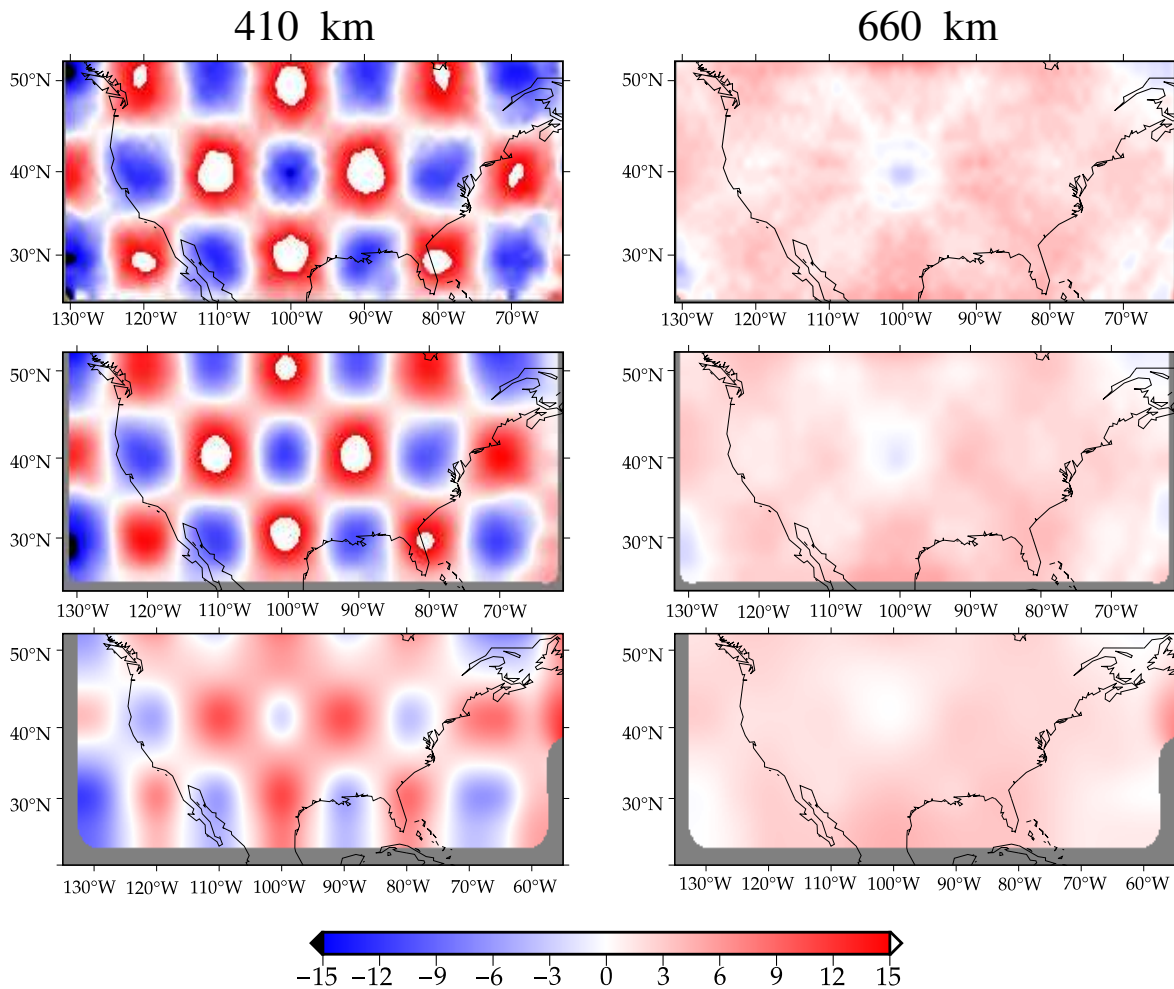


Figura A.1: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados para as descontinuidades de 410 e 660 km usando diferentes amostragens, de cima para baixo, representando os valores de  $1^\circ$ ,  $2^\circ$  e  $5^\circ$ , respectivamente, usando como base o modelo PREM5C com topografia aplicada de  $5^\circ \times 5^\circ$  na descontinuidade de 410 km. Barra de cores em km.



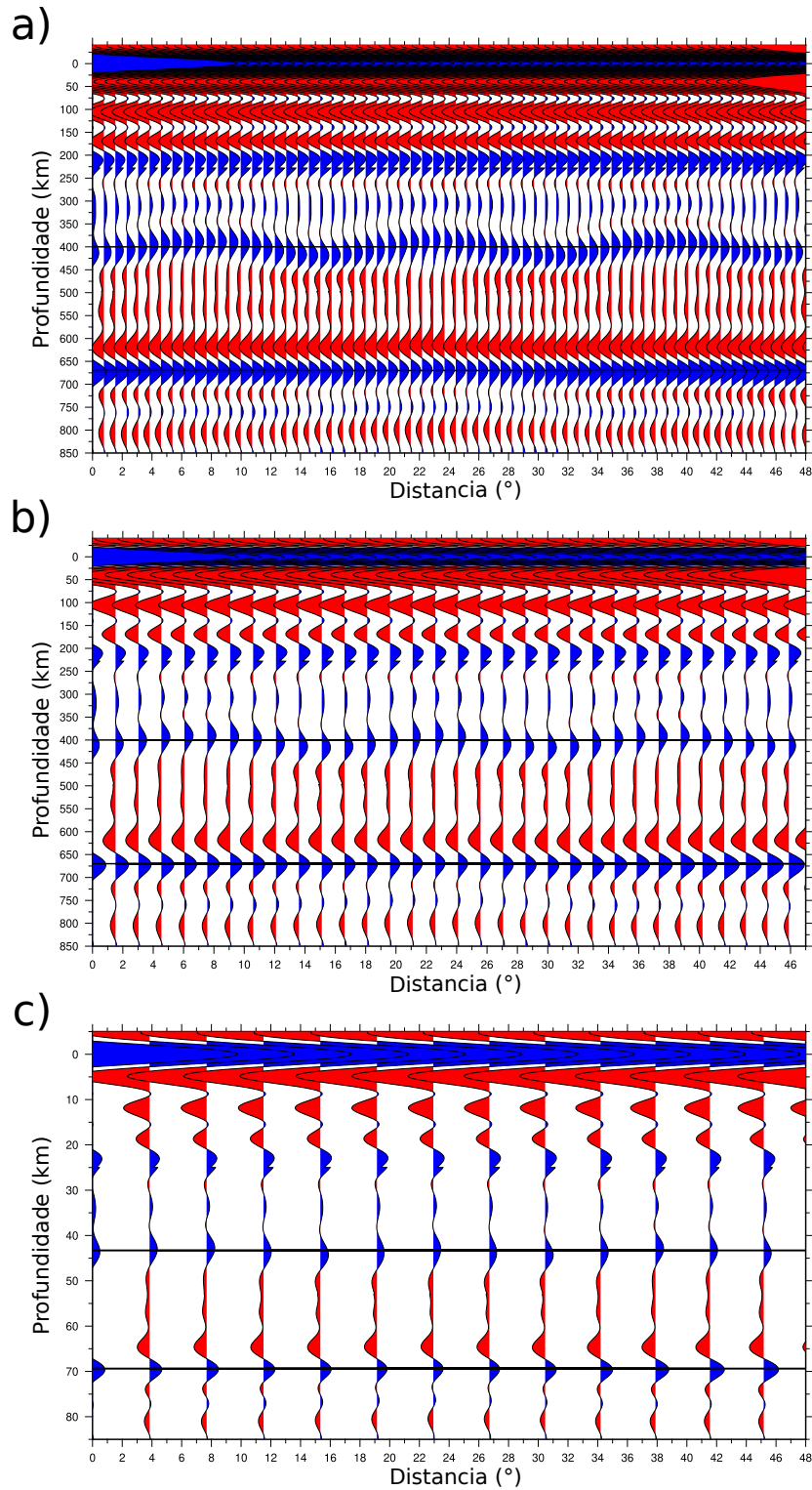


Figura A.2: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  obtida usando o Modelo PREM\_nocrust com topografia aplicada de  $5^\circ \times 5^\circ$  na descontinuidade de 410. Apresenta o perfil CCP com a amostragem de: a)  $1^\circ$ ; b)  $2^\circ$ ; c)  $5^\circ$ .

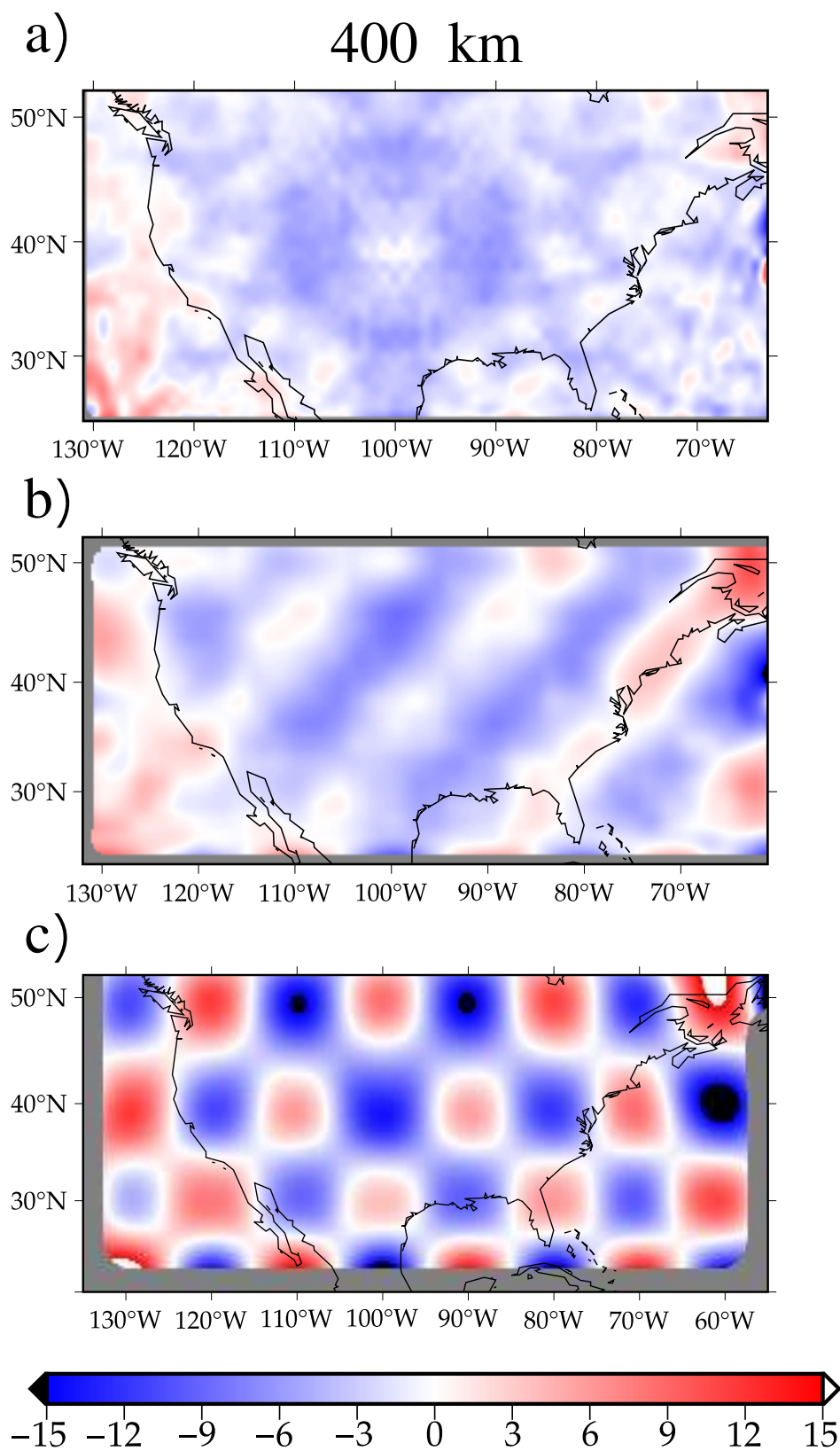


Figura A.3: Figura mostrando a diferença entre o modelo de entrada e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 410 km com raio de: a) 1°; b) 2°; c) 5°. Barra de cores em km.

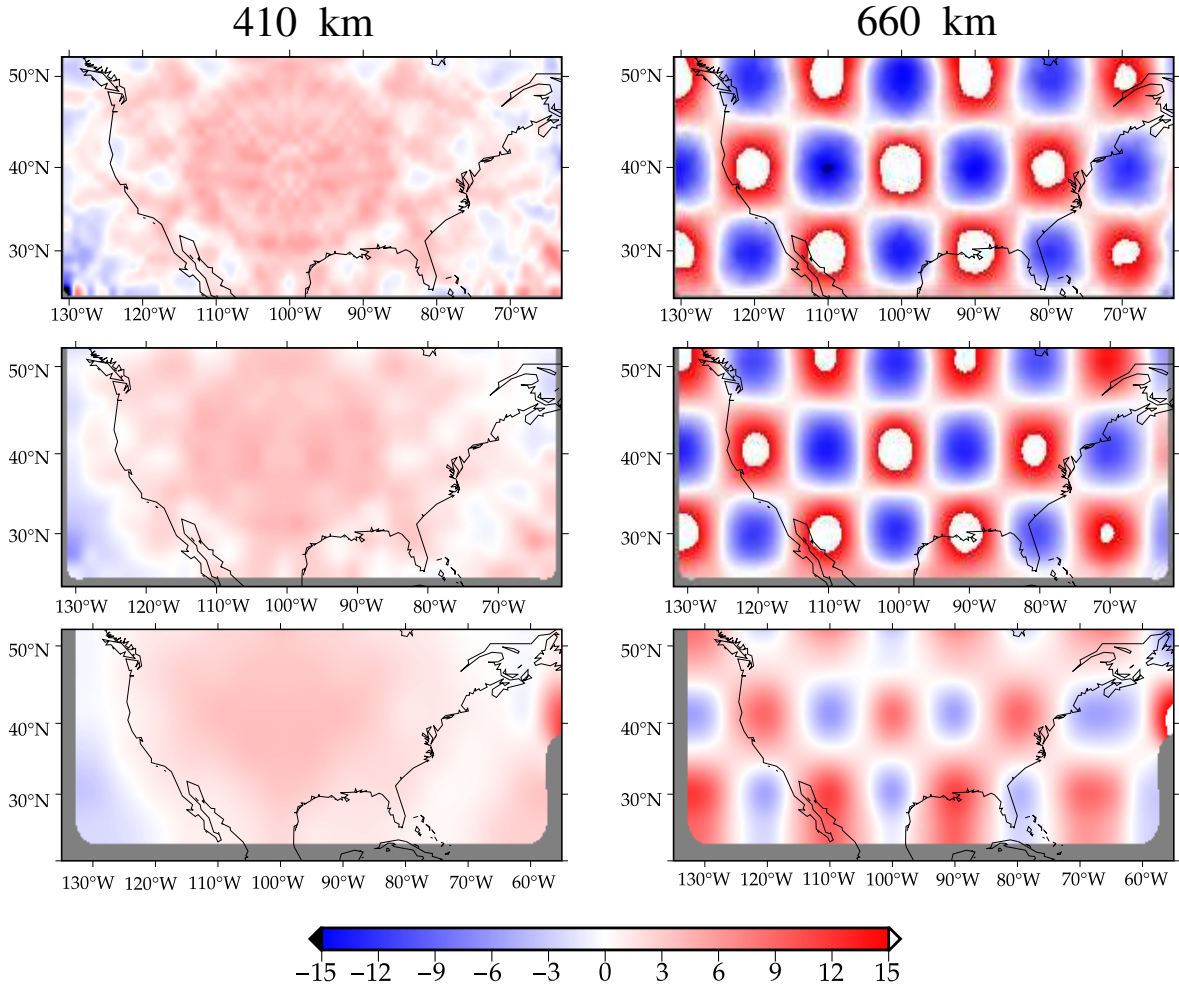
A.1.1.2 Topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  aplicada nas descontinuidades de 660 km

Figura A.4: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados para as descontinuidades de 410 e 660 km usando diferentes amostragens, de cima para baixo, representando os valores de  $1^\circ$ ,  $2^\circ$  e  $5^\circ$ , respectivamente, usando como base o modelo PREM-SC com topografia aplicada de  $5^\circ \times 5^\circ$  na descontinuidade de 660 km. Barra de cores em km.

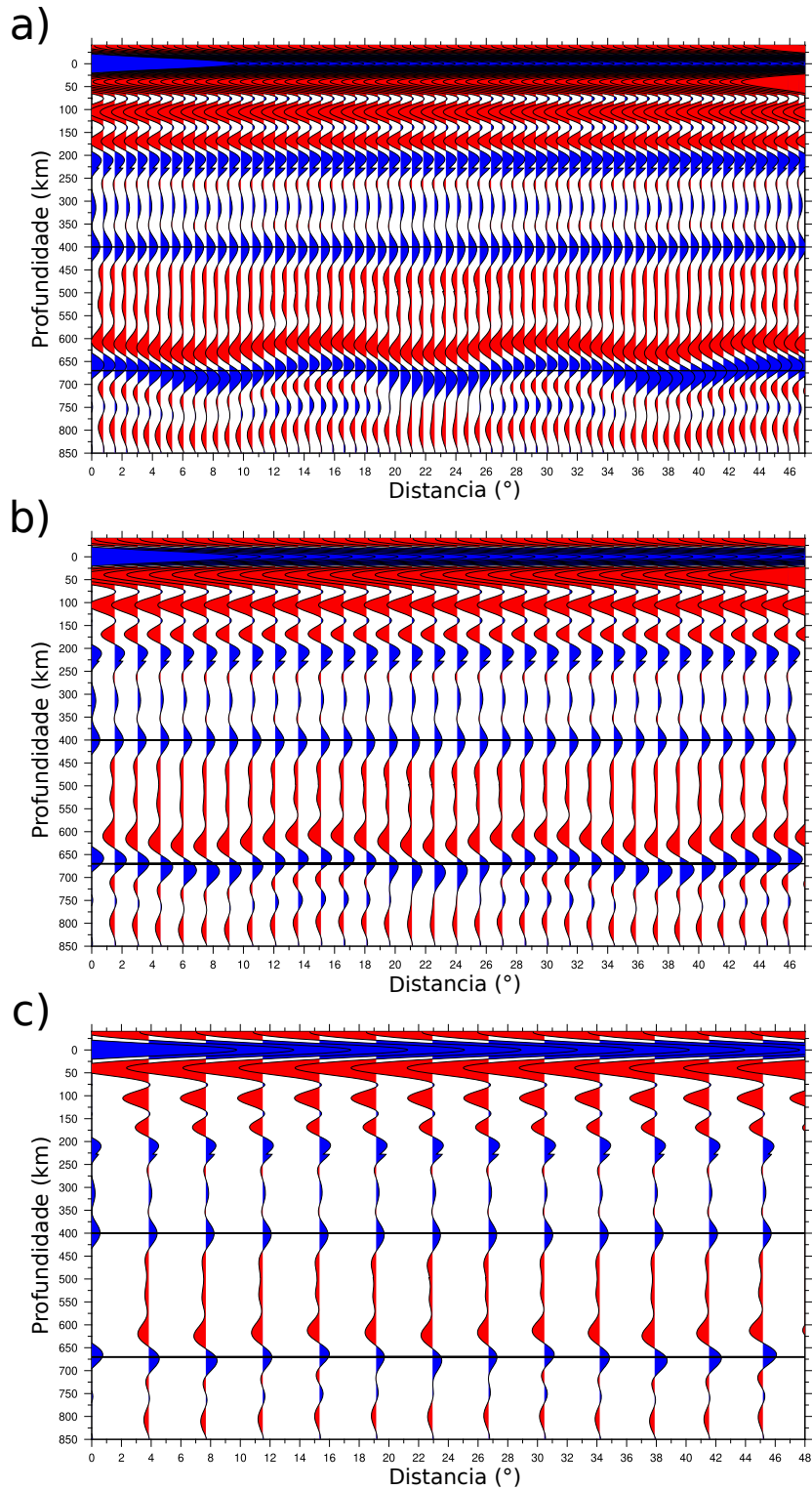


Figura A.5: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  obtida usando o Modelo PREM\_nocrust com topografia aplicada de  $5^\circ \times 5^\circ$  na descontinuidade de 410. Apresenta o perfil CCP com a amostragem de: a)  $1^\circ$ ; b)  $2^\circ$ ; c)  $5^\circ$ .

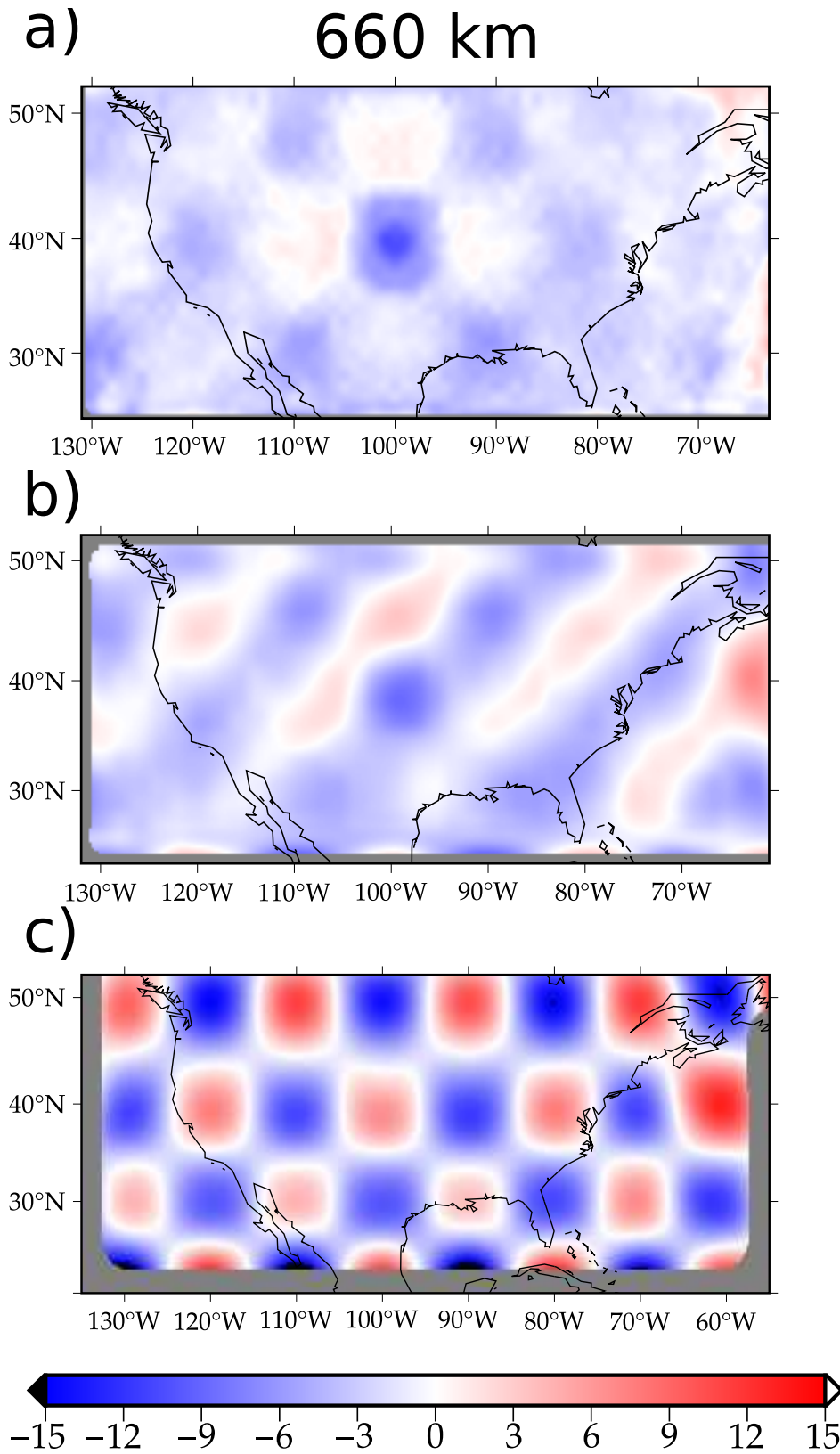


Figura A.6: Figura mostrando a diferença entre o modelo de entrada e o estimado com o método da FR para a descontinuidade de 660 km com raio de: a) 1°; b) 2°; c) 5°. Barra de cores em km.



## A.1.2 Teste de resolvibilidade lateral

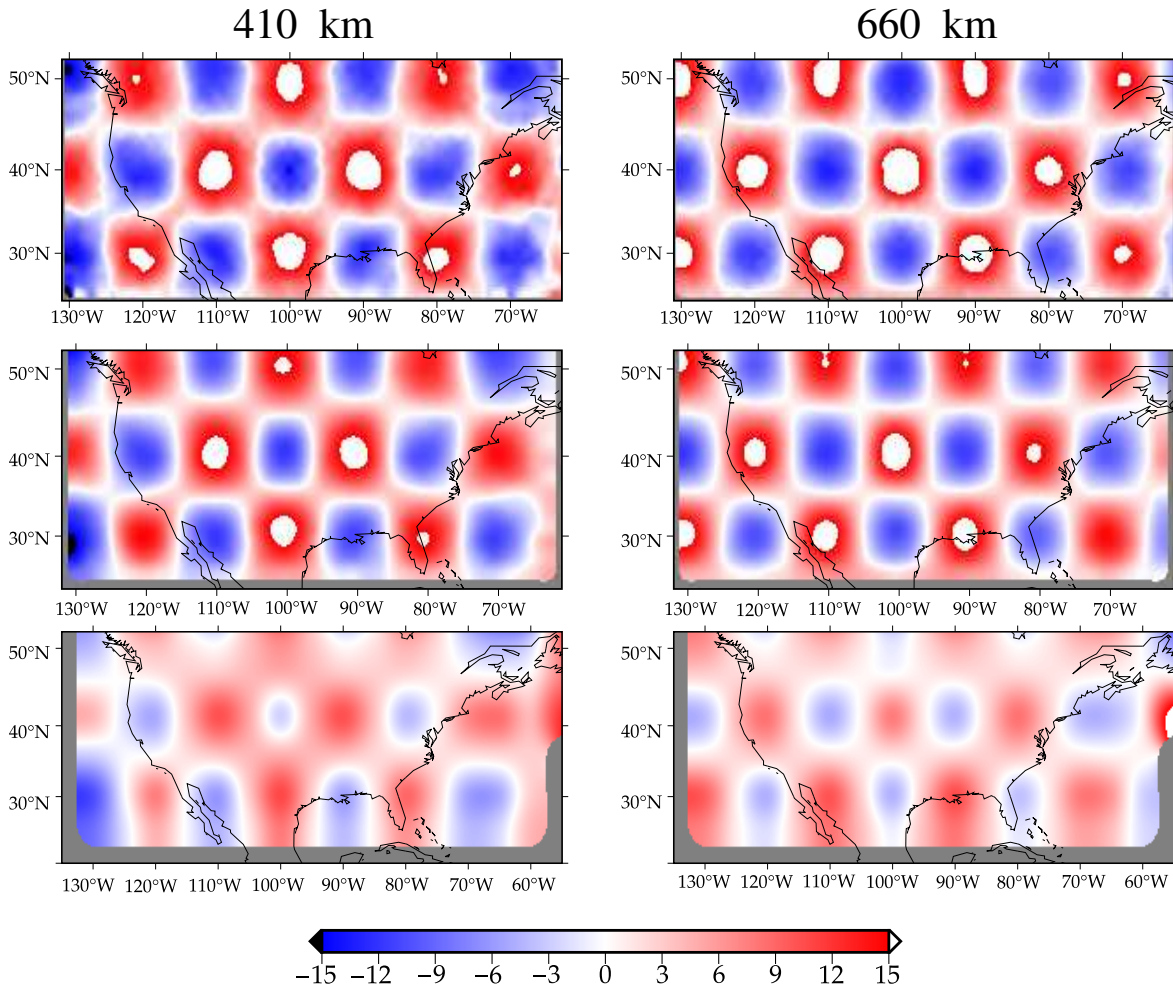
A.1.2.1 Topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$ 

Figura A.7: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados para as descontinuidades de 410 e 660 km usando diferentes amostragens, de cima para baixo, representando os valores de  $1^\circ$ ,  $2^\circ$  e  $5^\circ$ , respectivamente, usando como base o modelo PREM5C com topografia de 15 km aplicada de  $5^\circ \times 5^\circ$  nas descontinuidades de 410 e 660 km. Barra de cores em km.

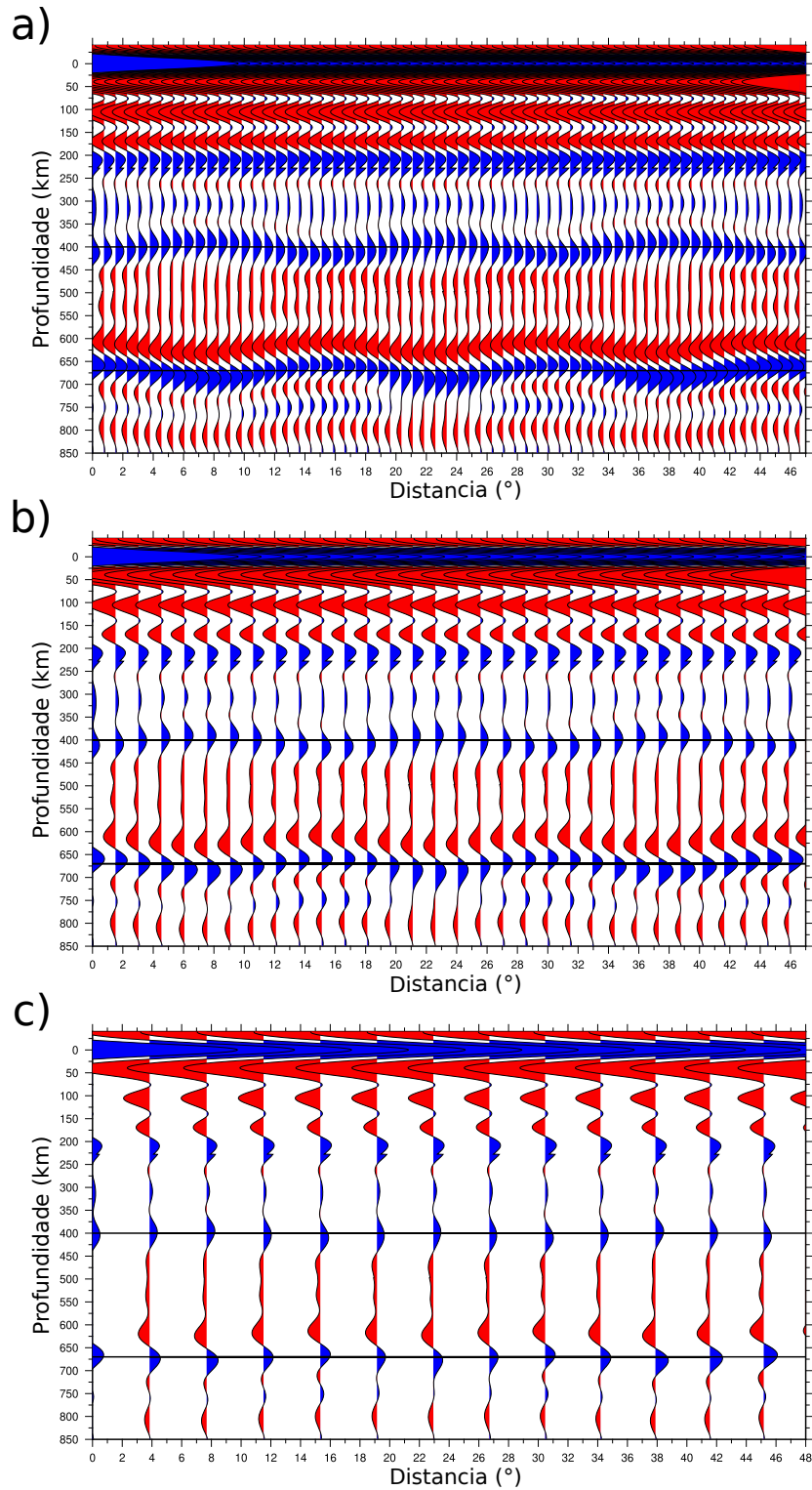


Figura A.8: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  obtida usando o Modelo PREM.nocrust com topografia de 15 km aplicada de  $5^\circ \times 5^\circ$  nas descontinuidades de 410 e 660 km. Apresenta o perfil CCP com a amostragem de: a)  $1^\circ$ ; b)  $2^\circ$ ; c)  $5^\circ$ .

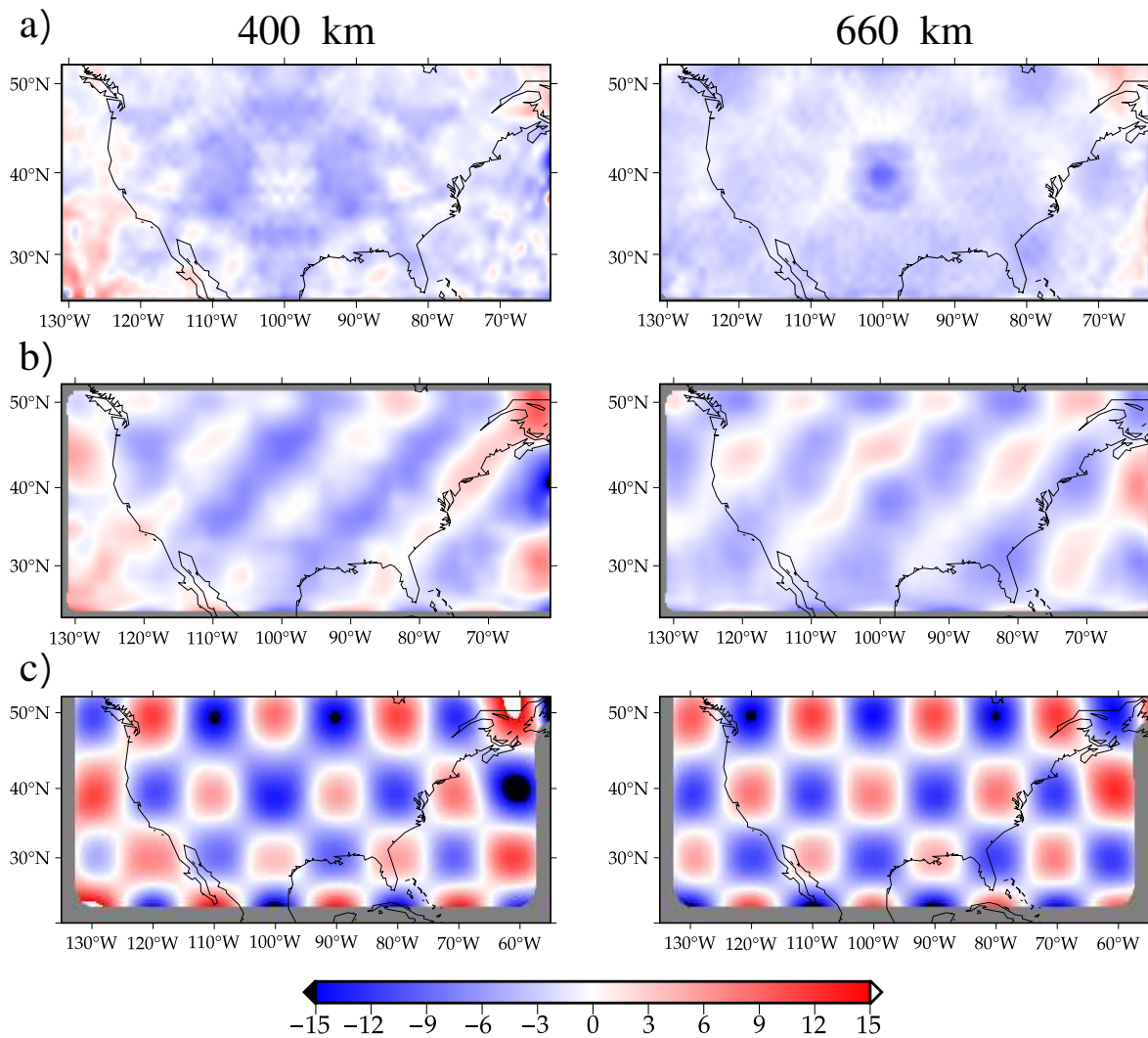


Figura A.9: Figura mostrando a diferença entre o modelo de entrada e o estimado com o método da FR para as discontinuidades da ZTM com raio de: a) 1°; b) 2°; c) 5°. Barra de cores em km.



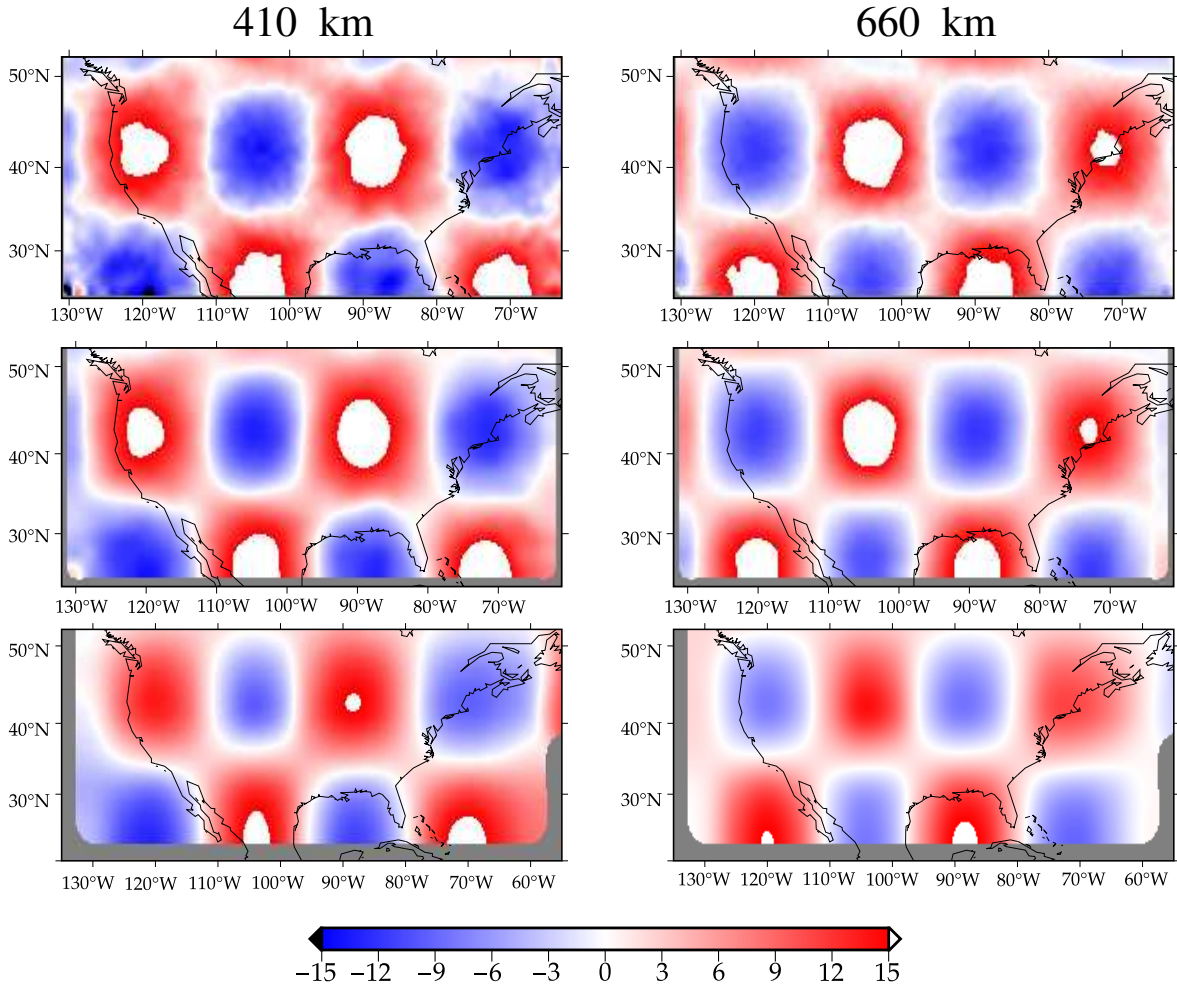
A.1.2.2 Topografia de  $8^\circ \times 8^\circ$ 

Figura A.10: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados para as descontinuidades de 410 e 660 km usando diferentes amostragens, de cima para baixo, representando os valores de  $1^\circ$ ,  $2^\circ$  e  $5^\circ$ , respectivamente, usando como base o modelo PREMSC com topografia aplicada de  $8^\circ \times 8^\circ$  nas descontinuidades de 410 e 660 km. Barra de cores em km.

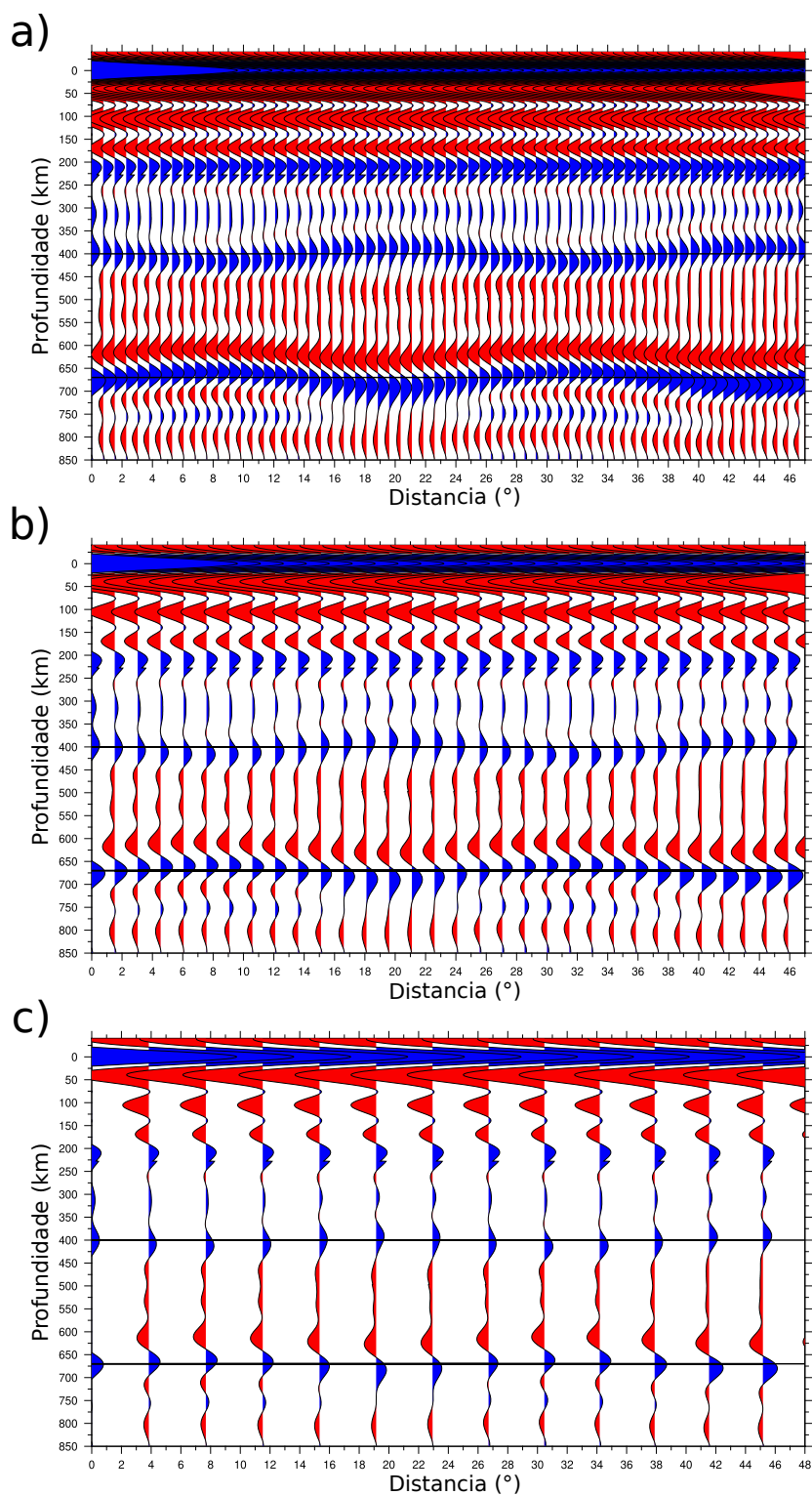


Figura A.11: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  obtida usando o Modelo PREM\_nocrust com topografia aplicada de  $5^\circ \times 5^\circ$  nas descontinuidades de 410 e 660 km. Apresenta o perfil CCP com a amostragem de: a)  $1^\circ$ ; b)  $2^\circ$ ; c)  $5^\circ$ .

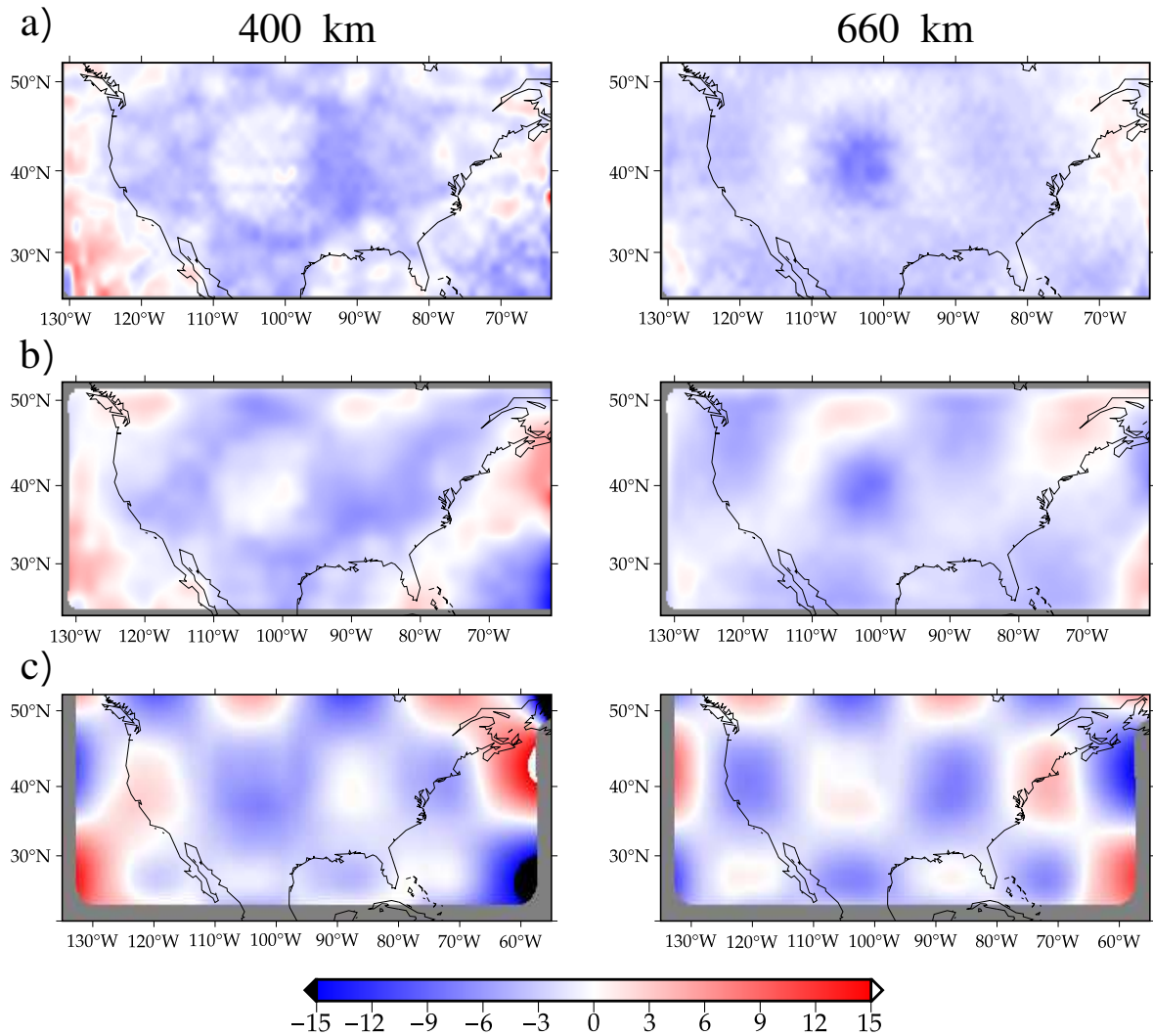


Figura A.12: Figura mostrando a diferença entre o modelo de entrada e o estimado com o método da FR para as descontinuidades da ZTM com raio de: a)  $1^\circ$ ; b)  $2^\circ$ ; c)  $5^\circ$ . Barra de cores em km.

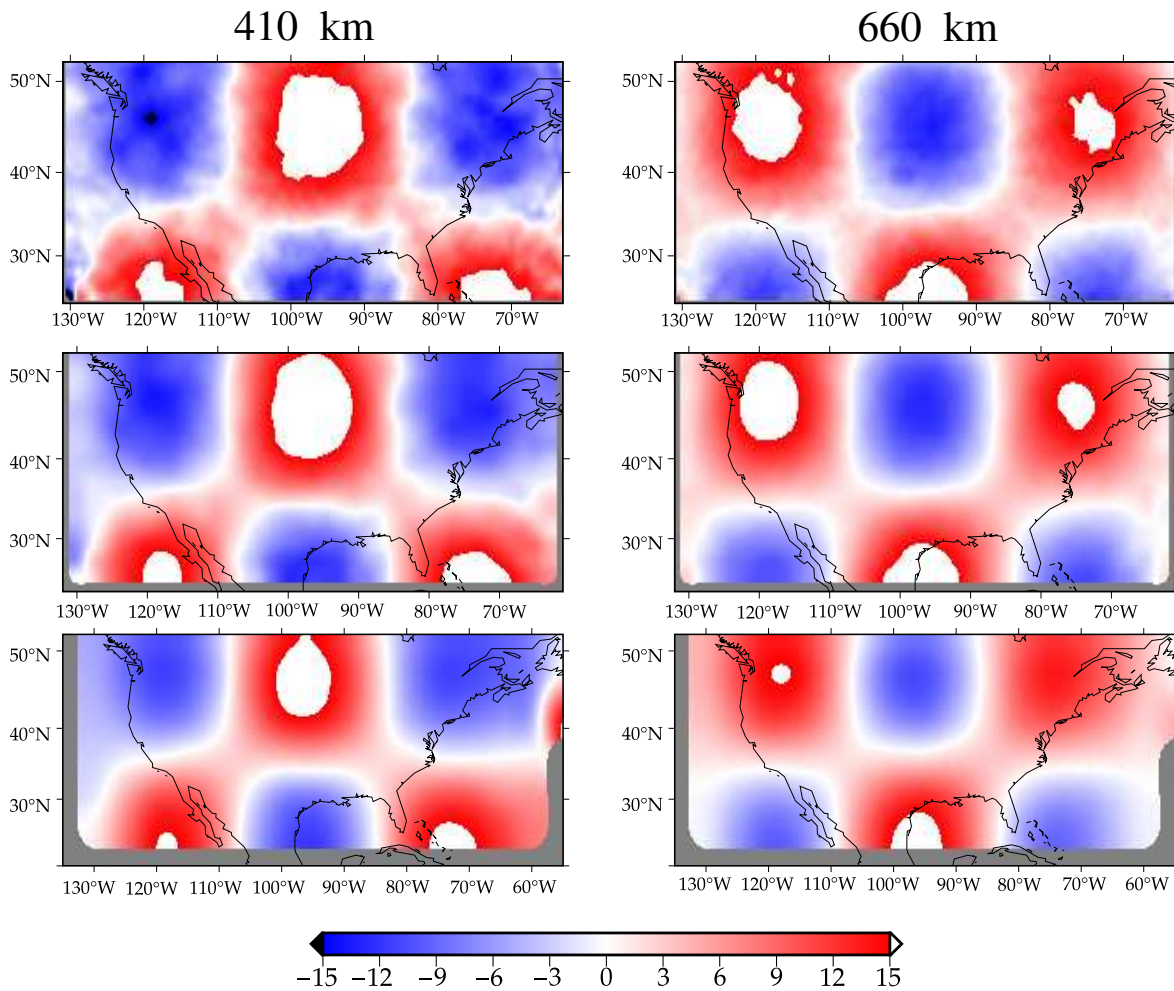
A.1.2.3 Topografia de  $11^\circ \times 11^\circ$ 

Figura A.13: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados para as discontinuidades de 410 e 660 km usando diferentes amostragens, de cima para baixo, representando os valores de  $1^\circ$ ,  $2^\circ$  e  $5^\circ$ , respectivamente, usando como base o modelo PREM5C com topografia aplicada de  $11^\circ \times 11^\circ$  nas discontinuidades de 410 e 660 km. Barra de cores em km.

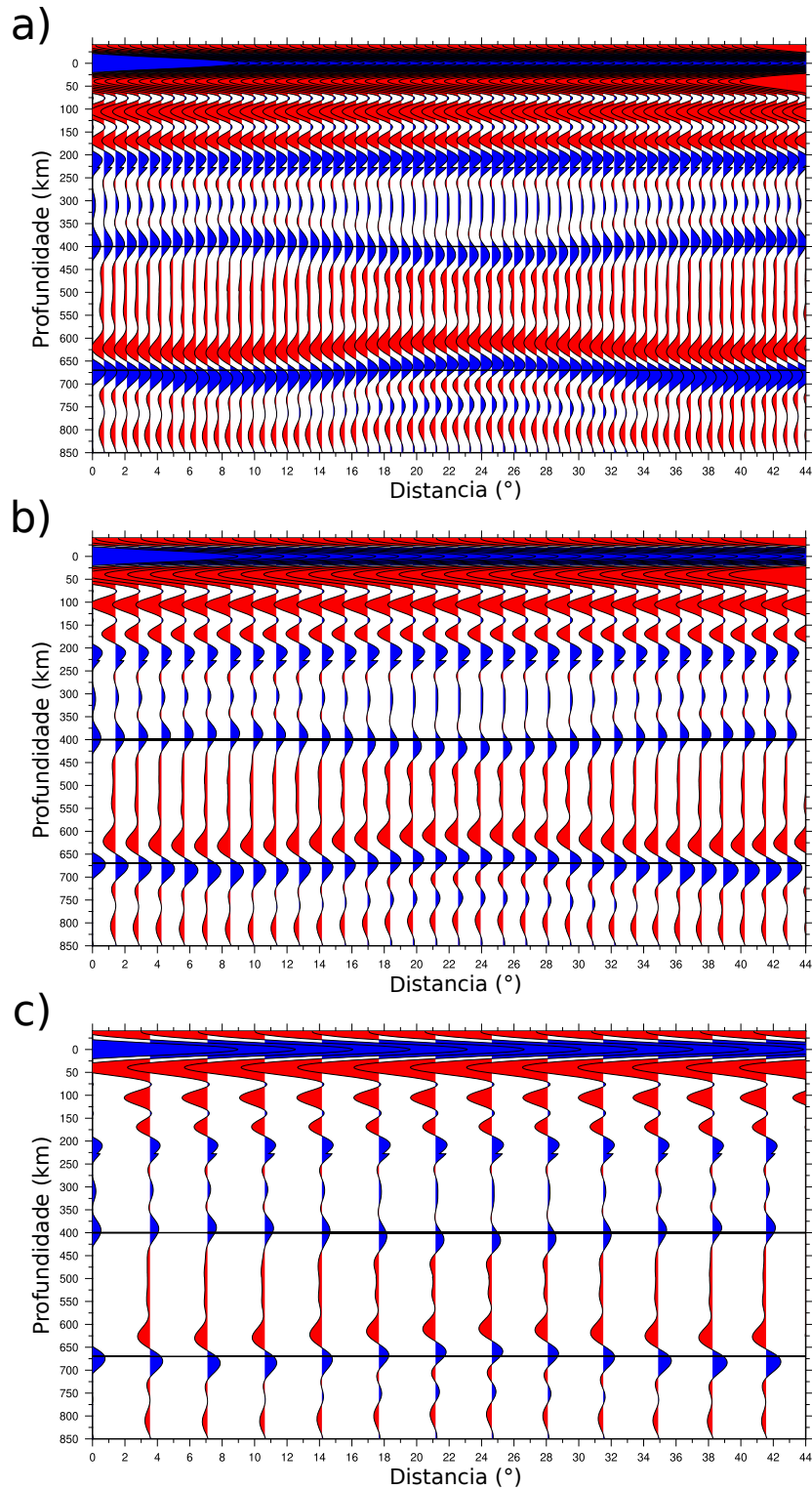


Figura A.14: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $45^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  obtida usando o Modelo PREM\_nocrust com topografia de 15 km aplicada de  $11^\circ \times 11^\circ$  nas descontinuidades de 410 e 660 km. Apresenta o perfil CCP com a amostragem de: a)  $1^\circ$ ; b)  $2^\circ$ ; c)  $5^\circ$ .



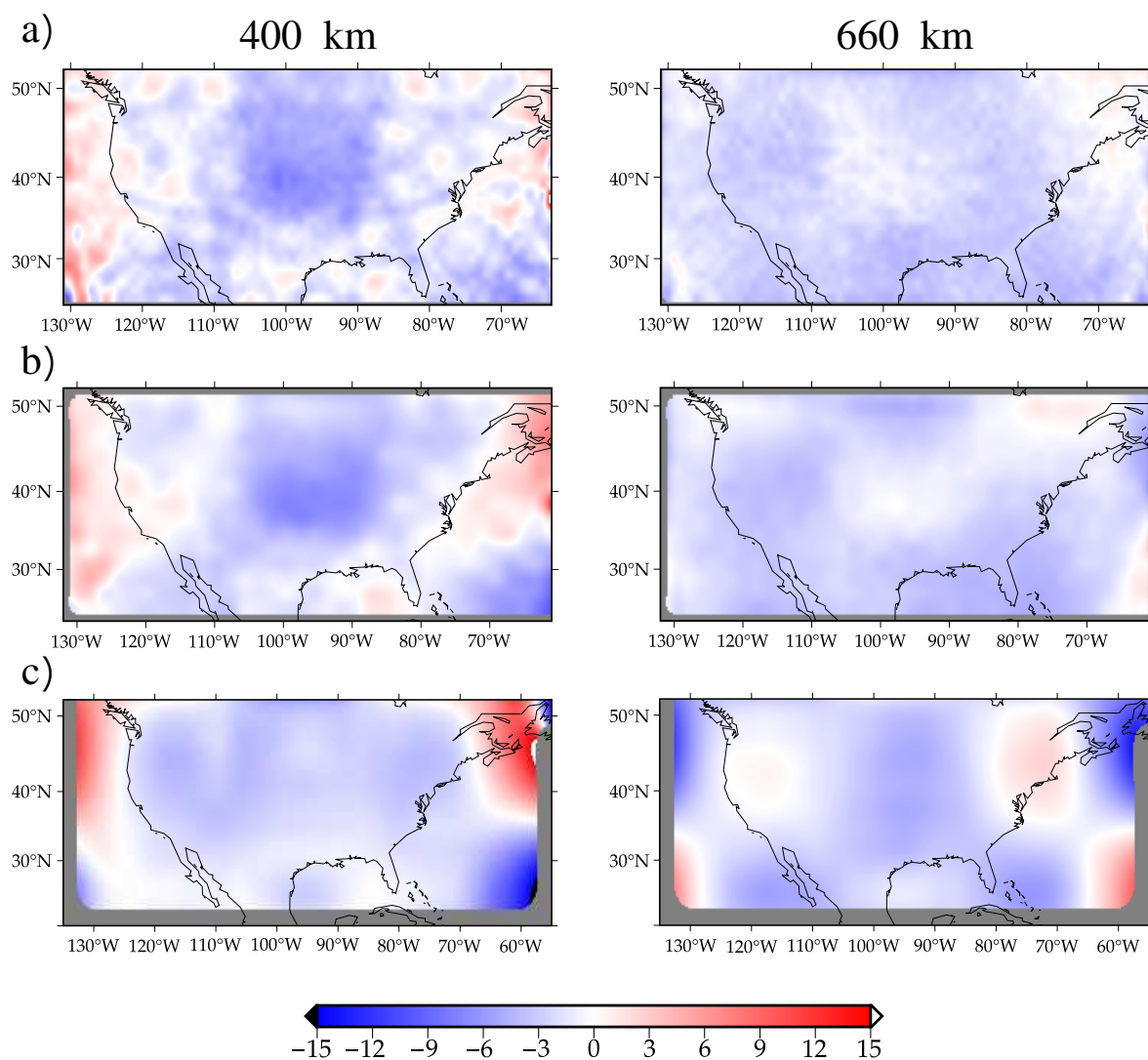


Figura A.15: Figura mostrando a diferença entre o modelo de entrada e o estimado com o método da FR para as descontinuidades da ZTM com raio de: a) 1°; b) 2°; c) 5°. Barra de cores em km.

## A.2 Modelo S40RTS

### A.2.1 Modelos de velocidade de onda P e S conhecidos

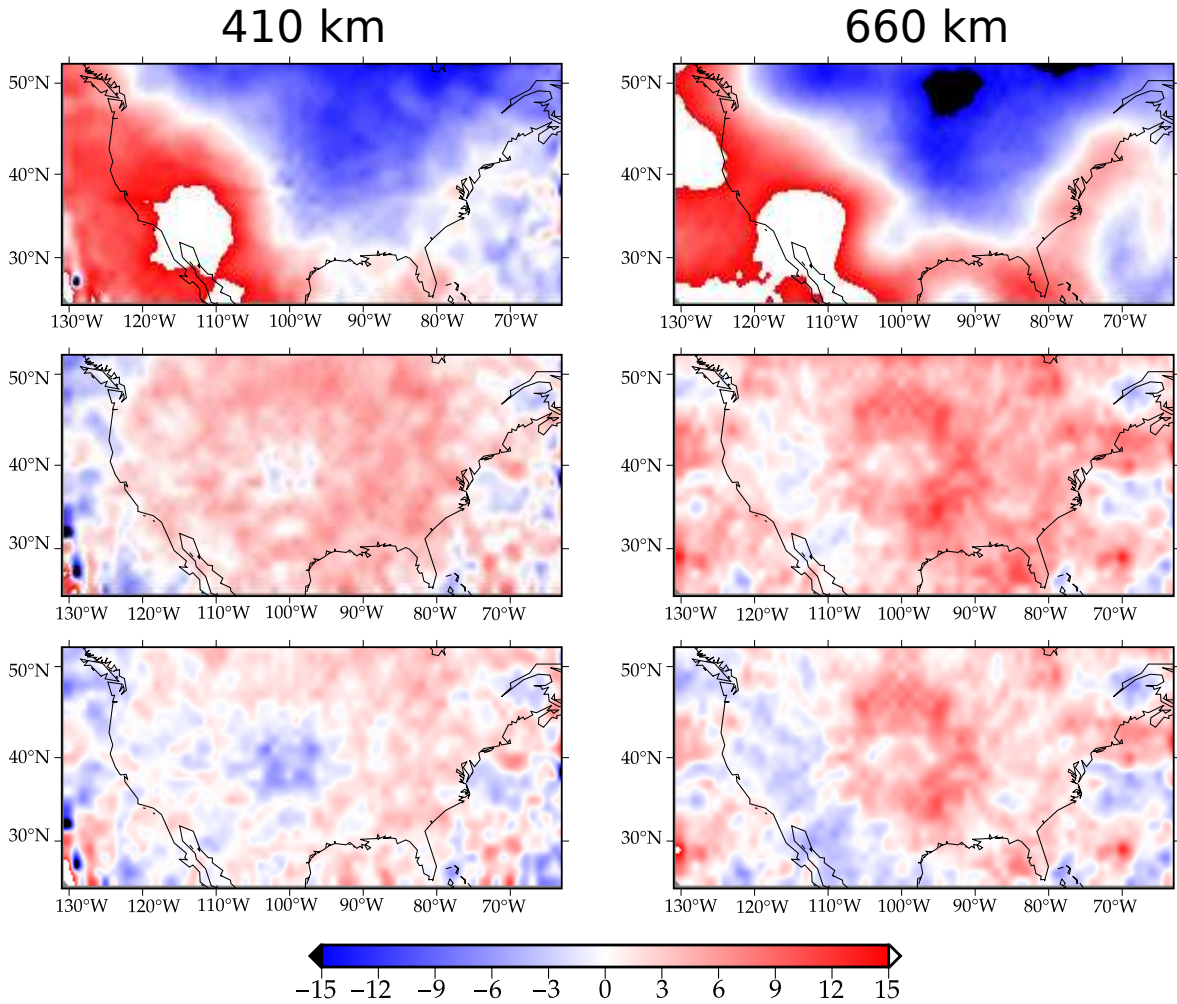


Figura A.16: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método FR para as descontinuidades de 410 e 660 km sem a correção de tempo de percurso e com correção usando os modelos P12 e TX2015, modelos de entrada e a diferença dessa correção com a feita pelo usando o modelo PREM5C. Barra de cores em km.

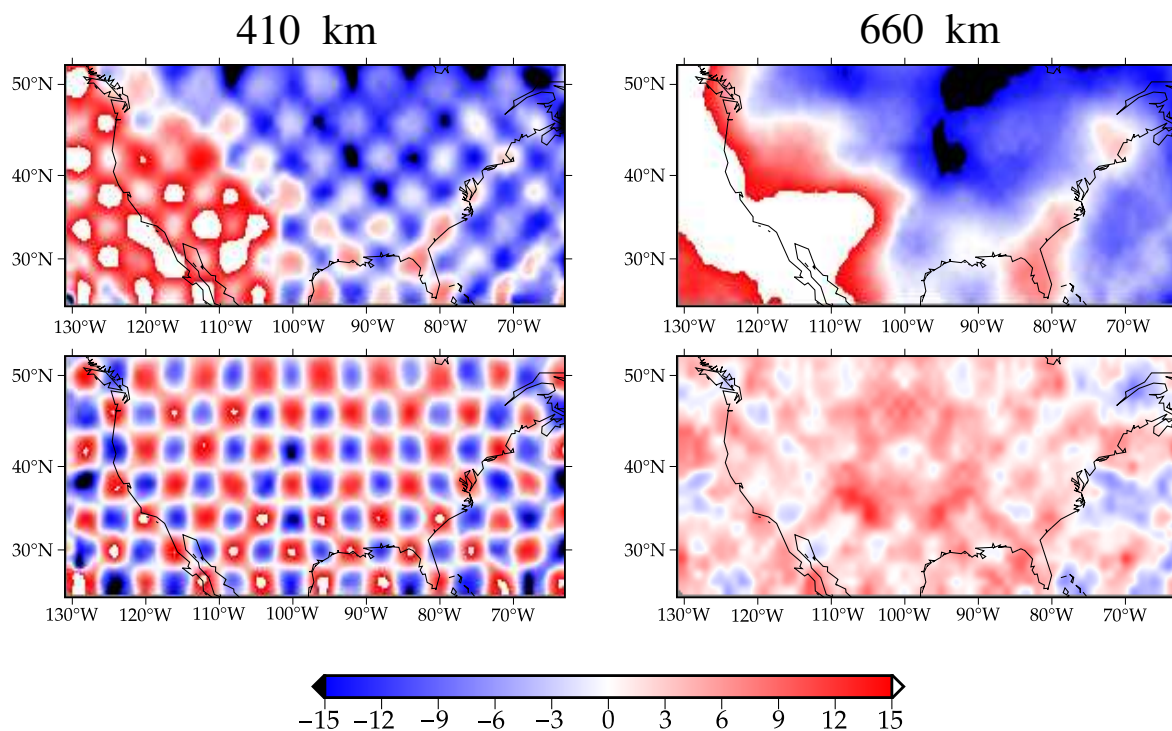


Figura A.17: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método FR sem a correção de tempo de percurso e com correção usando os modelos P12 e S40RTS, os modelo de entrada. Barra de cores em km.

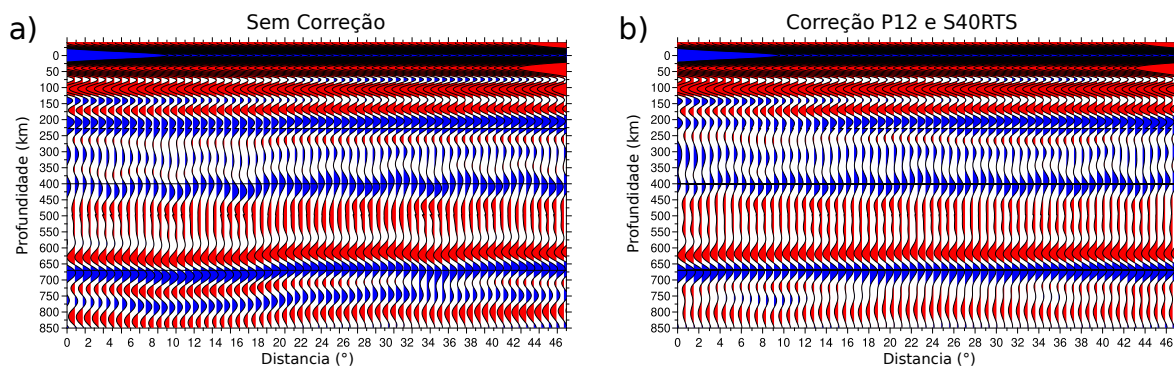


Figura A.18: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $30^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  nos quais aplicamos a topografia de  $2^\circ \times 2^\circ$  na descontinuidade de 410 km. a) Apresenta o perfil CCP sem correção de tempo se percurso; b) Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos P12 e S40RTS.



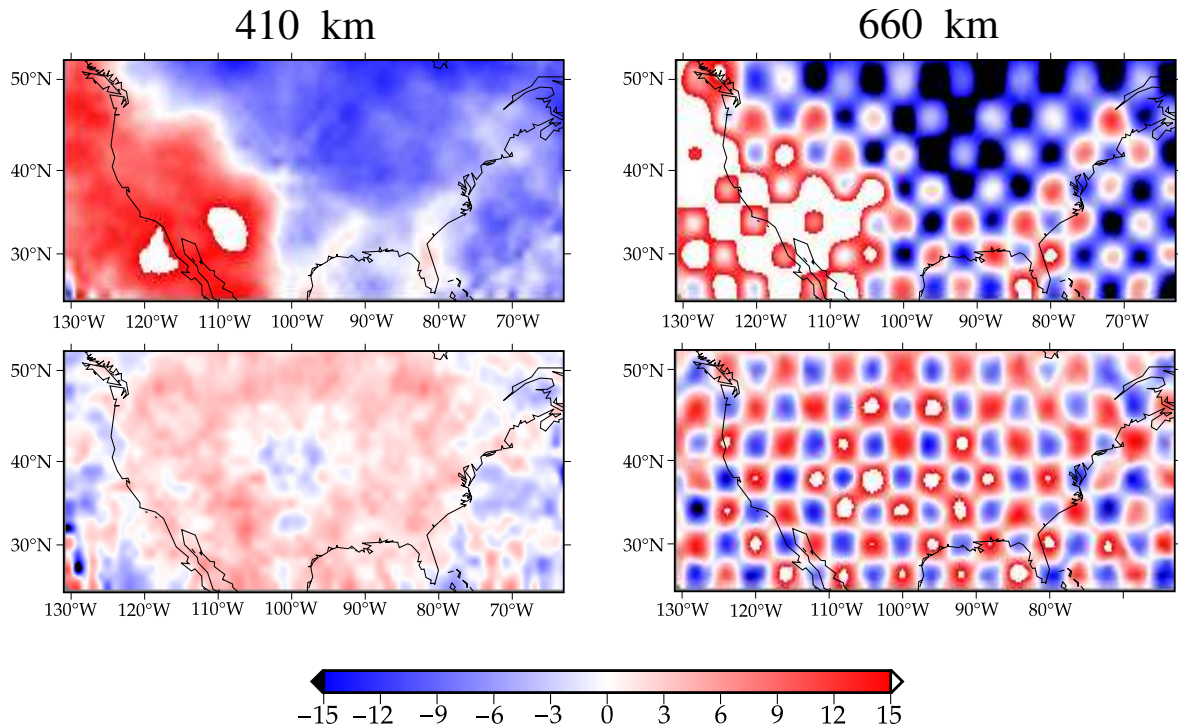


Figura A.19: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método da FR sem a correção de tempo de percurso e com correção usando os modelos P12 e S40RTS, os modelo de entrada. Barra de cores em km.

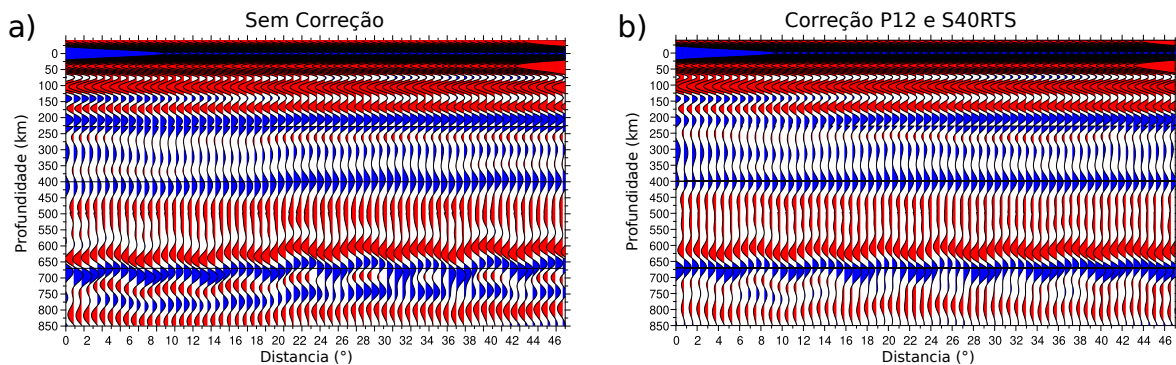


Figura A.20: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $30^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  nos quais aplicamos a topografia de  $2^\circ \times 2^\circ$  na descontinuidade de 660 km. Apresenta o perfil CCP: a) sem correção de tempo se percurso; b) com correção do tempo de percurso usando os modelos P12 e S40RTS.

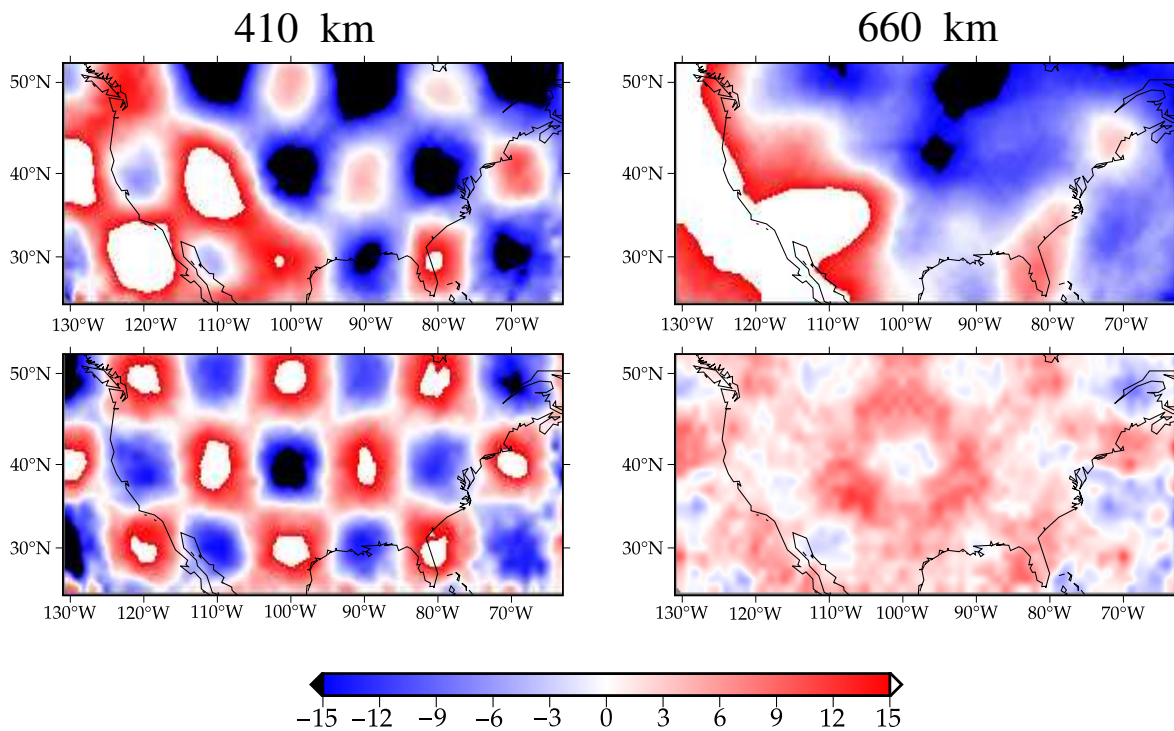


Figura A.21: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método da FR sem a correção de tempo de percurso e com correção usando os modelos P12 e S40RTS, os modelo de entrada. Barra de cores em km.

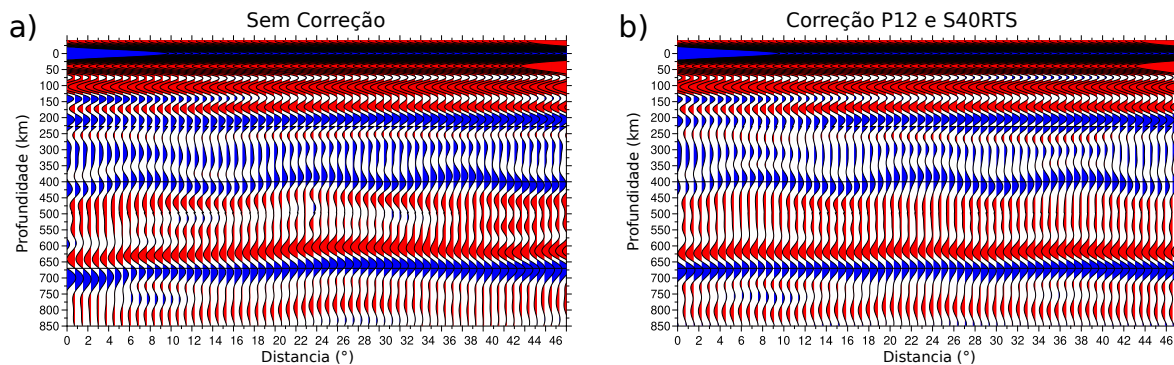


Figura A.22: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  nos quais aplicamos a topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  na descontinuidade de 410 km. Apresenta o perfil CCP: a) sem correção de tempo se percurso; b) com correção do tempo de percurso usando os modelos P12 e S40RTS.

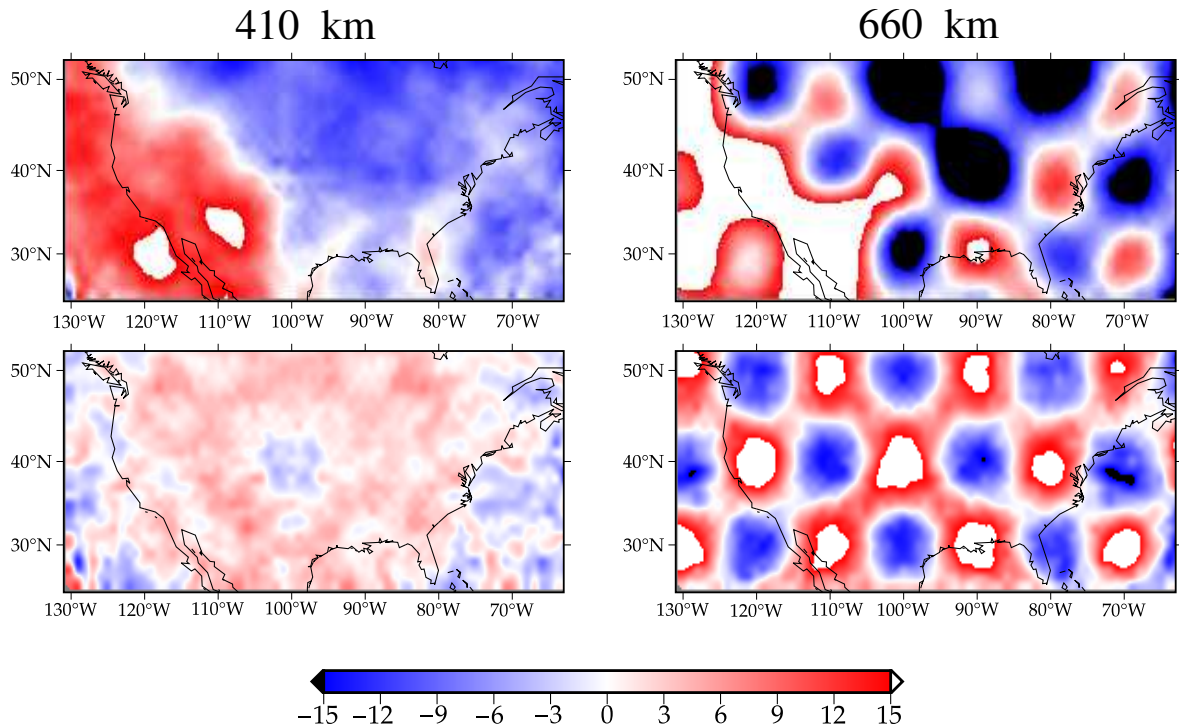


Figura A.23: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método da FR sem a correção de tempo de percurso e com correção usando os modelos P12 e S40RTS, os modelo de entrada. Barra de cores em km.

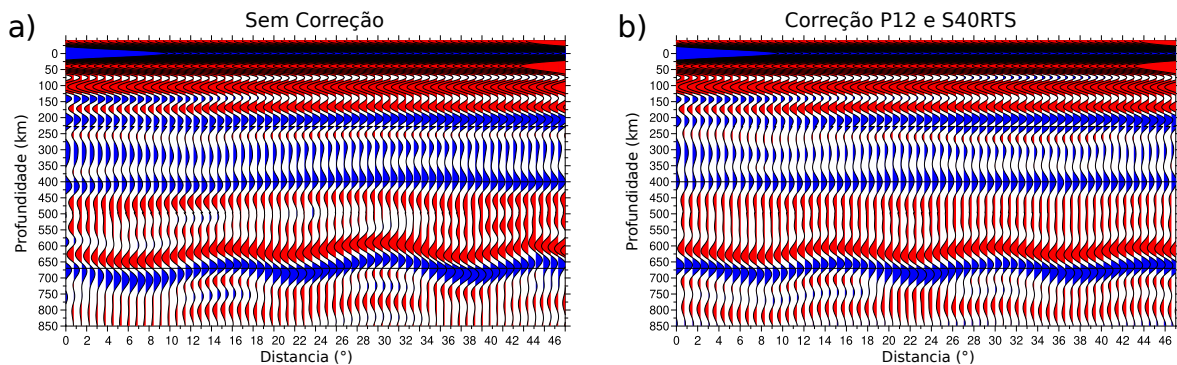


Figura A.24: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  nos quais aplicamos a topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  na descontinuidade de 660 km. Apresenta o perfil CCP: a) sem correção de tempo se percurso; b) com correção do tempo de percurso usando os modelos P12 e S40RTS. Barra de cores em km.

### A.2.2 Modelos de velocidades de onda P e S desconhecidos

Esse último caso é o mais que mais se aproxima do real, já que neste a estrutura real de velocidades de onda não nos são conhecido e temos que usar modelos de velocidade



de onda P e S para tentar recuperar as topografias das discontinuidades. Com isso desejamos verificar se a correção de tempo de percurso depende ou não do modelo usado como base.

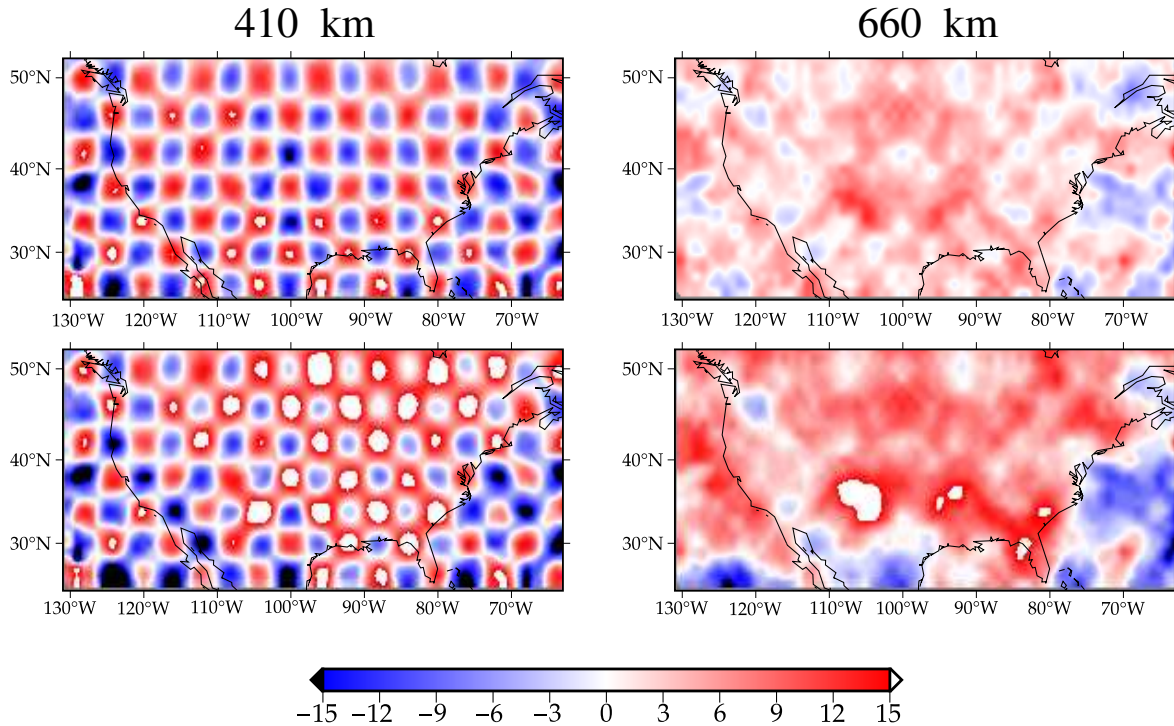


Figura A.25: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método da FR corrigindo com os modelos P12 e S40RTS, os modelo de entrada, e corrigindo com os modelos SP12RTS e TX2015. Barra de cores em km.

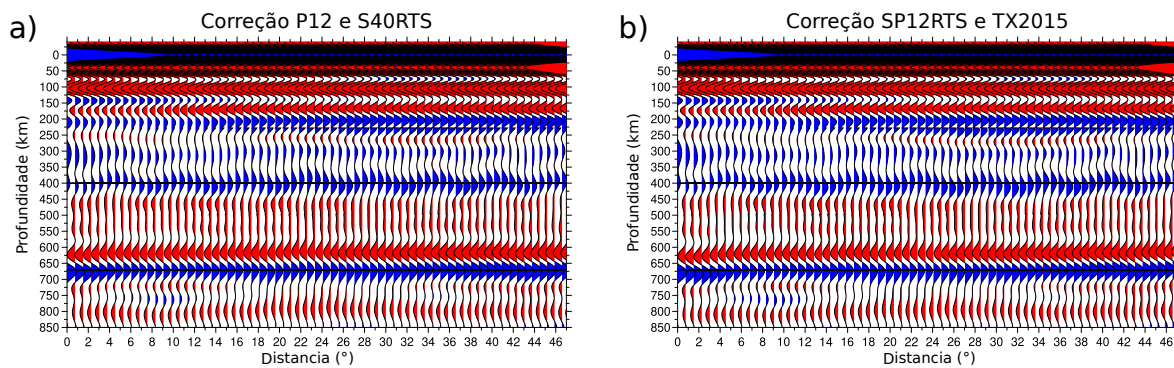


Figura A.26: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $30^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  com topografia de  $2^\circ \times 2^\circ$  aplicada na descontinuidade de 410 km. Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS e TX2015.

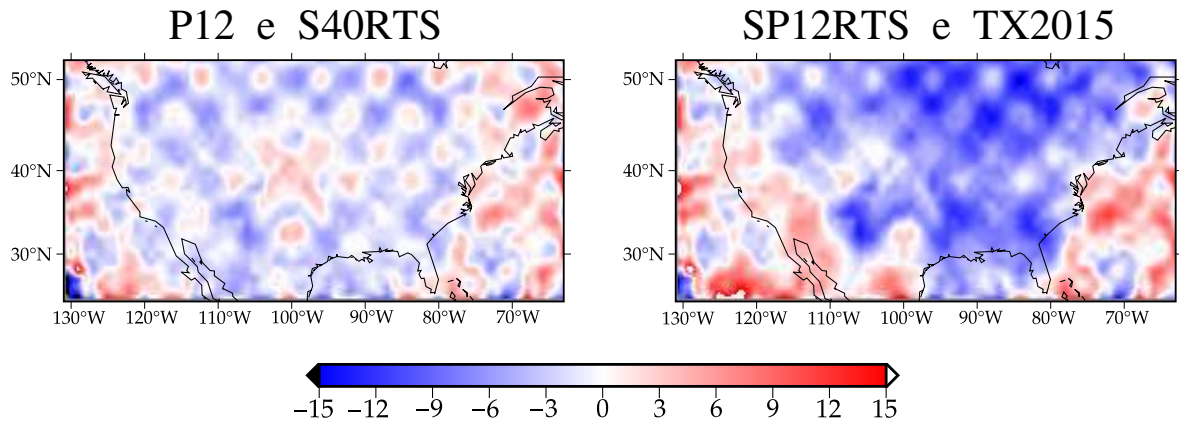


Figura A.27: Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade da 410 com topografia de  $2^\circ \times 2^\circ$  aplicada pelo método FR com correção usando os modelos P12 e S40RTS (acima) e com correção usando o modelos SP12RTS e TX2014 (abaixo). Barra de cores em km.

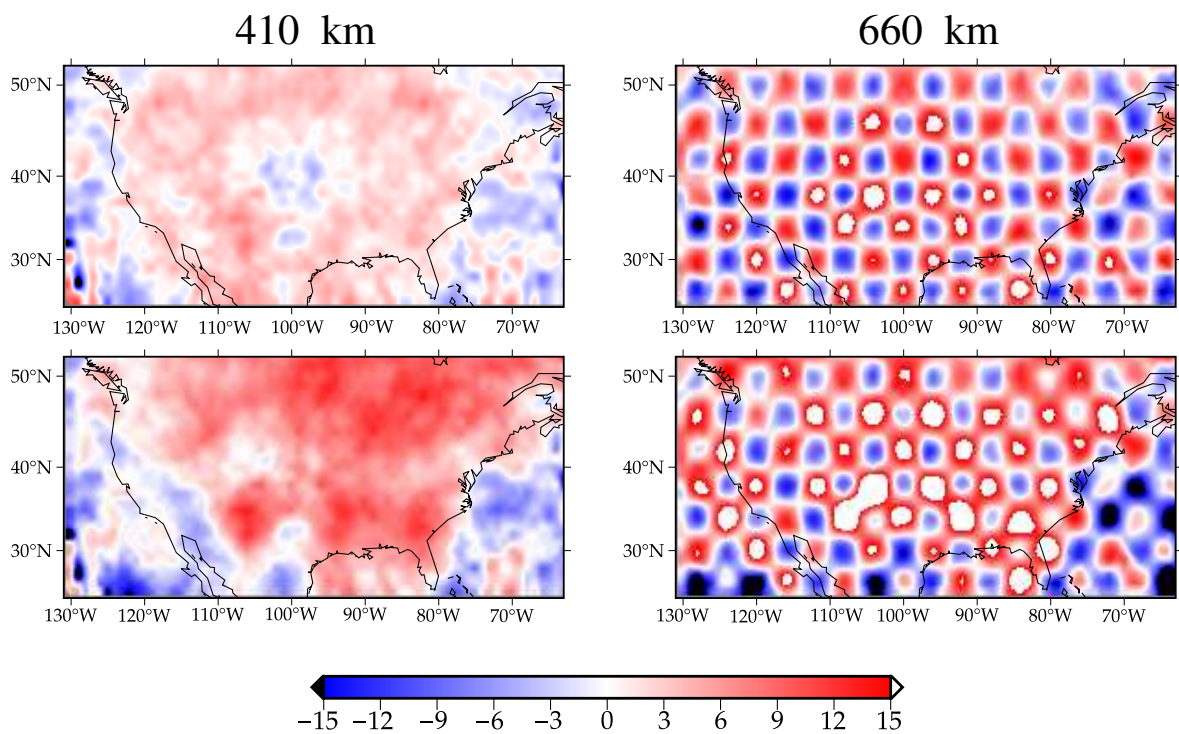


Figura A.28: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método da FR corrigindo com os modelos P12 e S40RTS, os modelo de entrada, e corrigindo com os modelos SP12RTS e TX2015. Barra de cores em km.

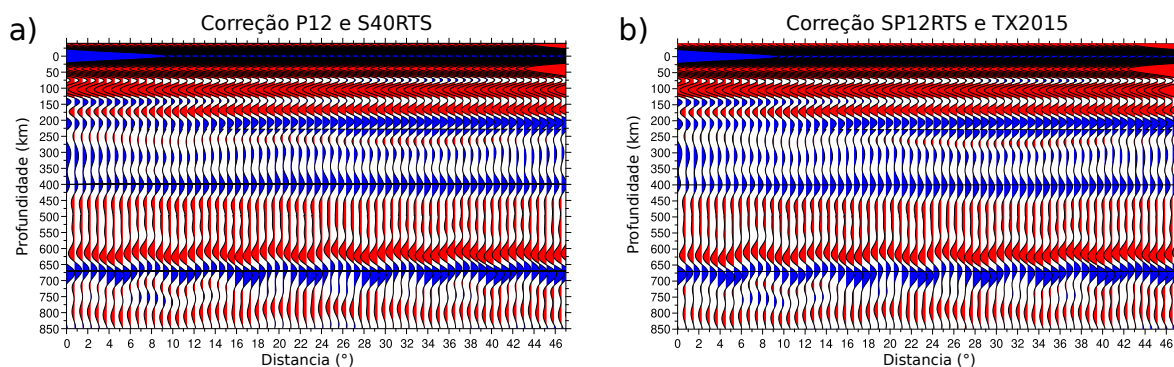


Figura A.29: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $30^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  com topografia de  $2^\circ \times 2^\circ$  aplicada na descontinuidade de 660 km. Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS e TX2015.

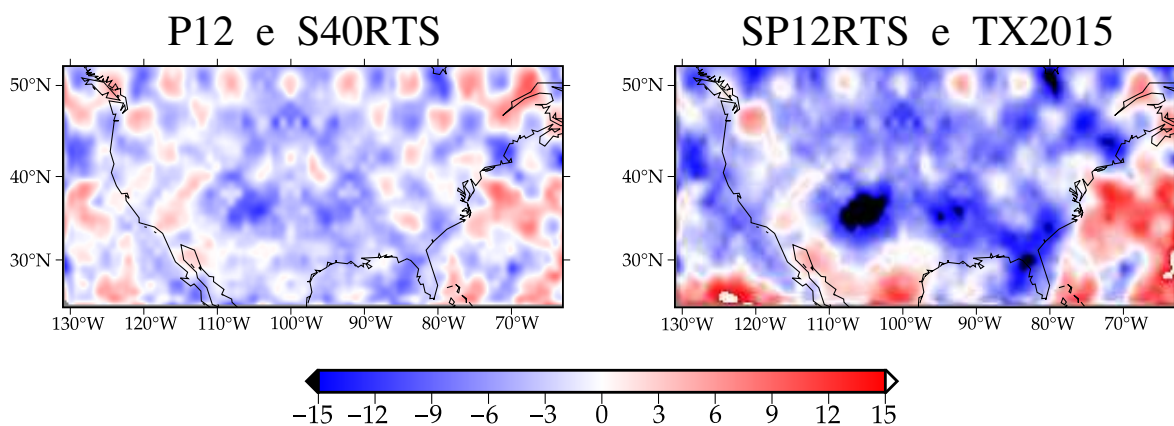


Figura A.30: Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade da 660 com topografia de  $2^\circ \times 2^\circ$  aplicada pelo método FR com correção usando os modelos P12 e S40RTS (acima) e com correção usando o modelos SP12RTS e TX2014 (abaixo). Barra de cores em km.



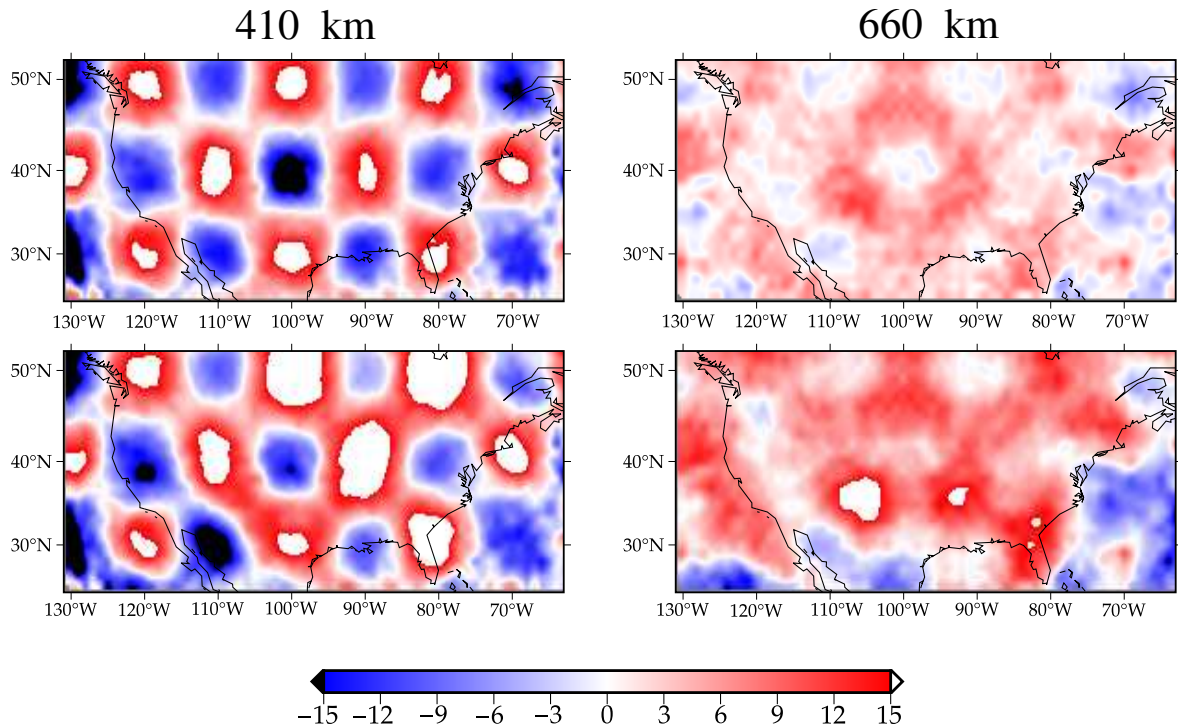


Figura A.31: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método da FR corrigindo com os modelos P12 e S40RTS, os modelo de entrada, e corrigindo com os modelos SP12RTS e TX2015.

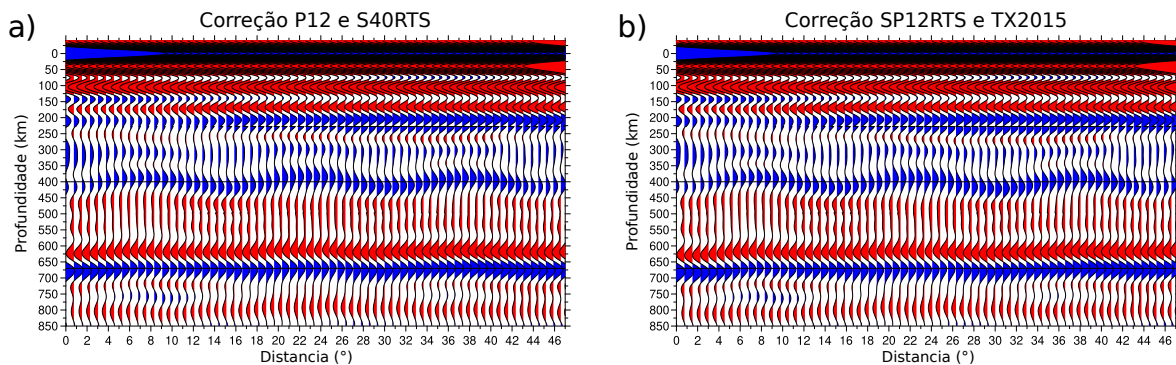


Figura A.32: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^{\circ}$  N e entre as longitudes  $62^{\circ}$  e  $130^{\circ}$  com topografia de  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  aplicada na descontinuidade de 410 km. Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS e TX2015.

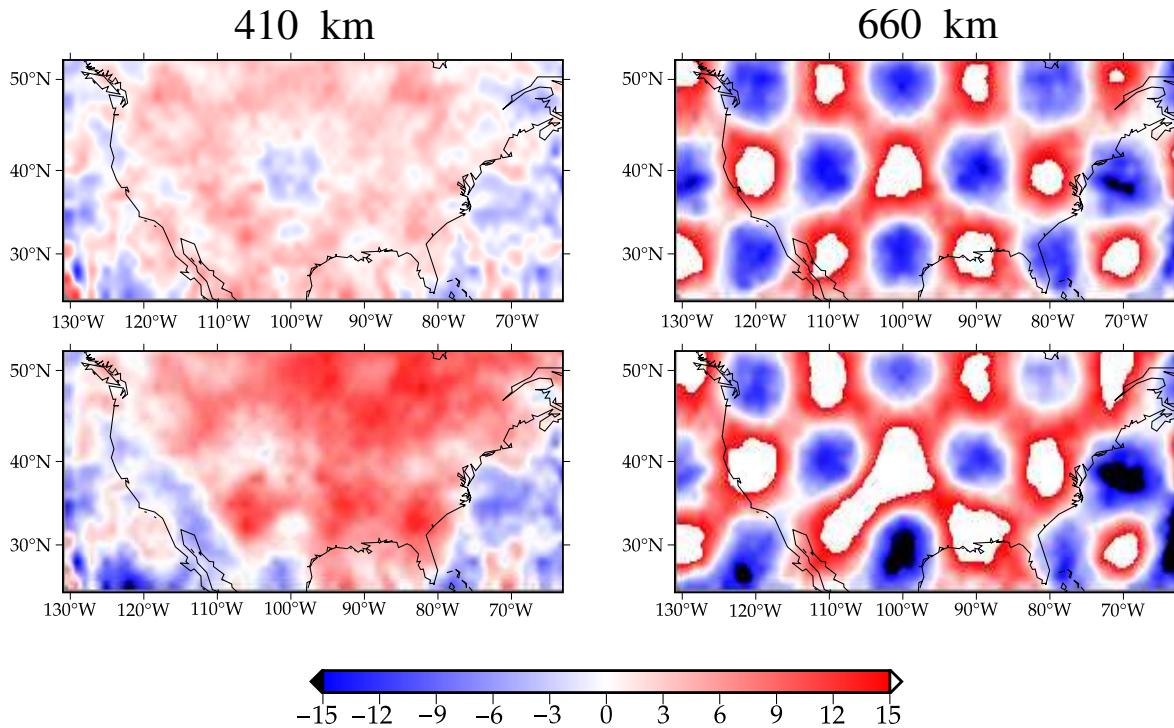


Figura A.33: Comparação mostrando os valores de topografia recuperados usando o método da FR corrigindo com os modelos P12 e S40RTS, os modelo de entrada, e corrigindo com os modelos SP12RTS e TX2015.

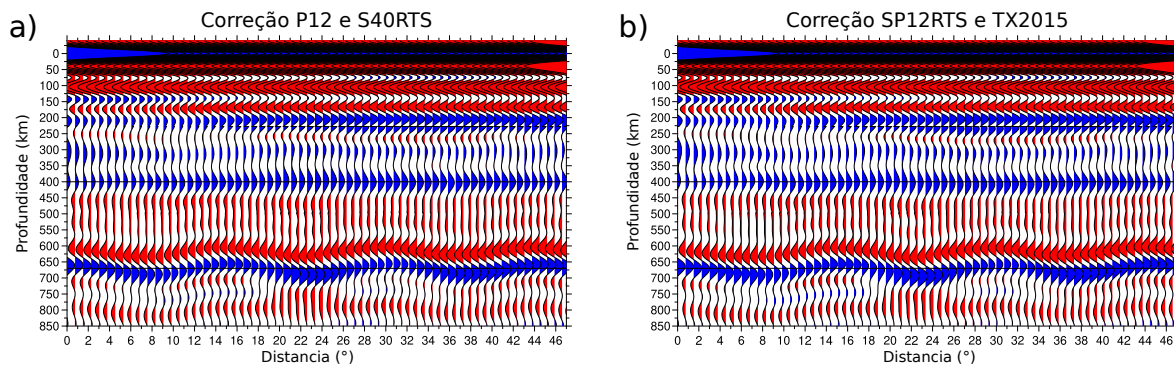
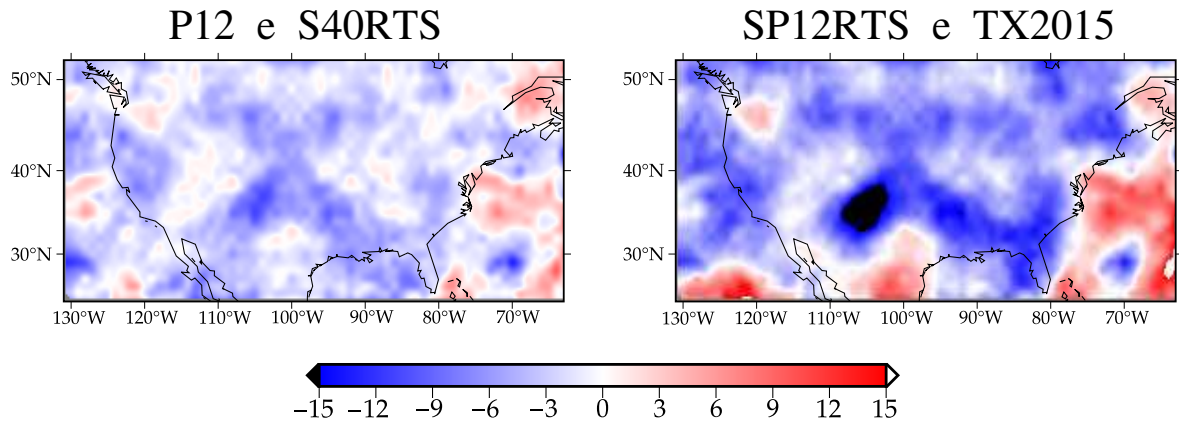


Figura A.34: Comparação entre os perfis CCP pseudo-2D obtidos na latitude  $40^\circ$  N e entre as longitudes  $62^\circ$  e  $130^\circ$  com topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  aplicada na descontinuidade de 660 km. Apresenta o perfil CCP com correção do tempo de percurso usando os modelos: a) P12 e S40RTS; b) SP12RTS e TX2015.





*Figura A.35:* Figura mostrando a diferença entre os dados recuperados para a descontinuidade da 660 com topografia de  $5^\circ \times 5^\circ$  aplicada pelo método FR com correção usando os modelos P12 e S40RTS (acima) e com correção usando o modelos SP12RTS e TX2014 (abaixo). Barra de cores em km.