

MODELAGEM DA ATENUAÇÃO SÍSMICA NO MANTO SUPERIOR NA
COSTA RICA E NICARÁGUA

FELIPE DA CRUZ PIMENTEL MOREIRA SANTOS

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA
PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

NITERÓI

27 DE JULHO DE 2016

MODELAGEM DA ATENUAÇÃO SÍSMICA NO MANTO SUPERIOR NA COSTA RICA E NICARÁGUA

FELIPE DA CRUZ PIMENTEL MOREIRA SANTOS

Monografia apresentada, como requisito
parcial para obtenção do título de Bacharel
ao Departamento de Geologia e Geofísica, da
Universidade Federal Fluminense

Orientador: Dr. Wagner Moreira Lupinacci

Coorientador: Dr. Claire Currie

NITERÓI

27 DE JULHO DE 2016

S237

Santos, Felipe Cruz Pimentel Moreira

Modelagem da atenuação sísmica no manto superior na Costa Rica e Nicarágua / Felipe Cruz Pimentel Moreira Santos. – Niterói : [s.n.], 2016.

54 f.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) – Universidade Federal Fluminense, 2016.

1.Atenuação sísmica. 2.Fator Q. 3.Manto superior. I.Título.

CDD 550

MODELAGEM DA ATENUAÇÃO SÍSMICA NO MANTO SUPERIOR NA COSTA RICA E NICARÁGUA

FELIPE DA CRUZ PIMENTEL MOREIRA SANTOS

Monografia apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Bacharel ao Departamento de Geologia e Geofísica, da Universidade Federal Fluminense

Aprovada em 27 de Julho de 2016.

Comissão examinadora:

Prof. Dr. Arthur Ayres Neto
Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos
Universidade Federal Fluminense

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci
Universidade Federal Fluminense - (Orientador)

Agradecimentos

Agradeço a minha família, em especial aos meu pais, Carla da Cruz Pimentel e Claudio Moreira Santos, por me ajudarem nesta longa jornada de desenvolvimentismo e maturidade.

Ao meu orientador, Wagner Moreira Lupinacci, e minha coorientador, Claire Currie, pois ambos contribuiriam imensamente ao meu aprendizado.

Aos meus grandes amigos da turma de 2010 que durante esses 6 anos foram de noites estudando a trabalhos de campo em baixo de muita chuva que não seriam os mesmo sem eles.

Agradeço a Paulina Lazarini que mesmo a 10.842,06 Km de distância nunca me fez desistir e sempre com muito amor e seus sorrisos me fazer mais feliz.

A minha grande amiga Olivia França, que entre risos e choros seguimos juntos esse curso de geofísica, e acredito que vou levar essa amizade para sempre.

Ao meu grande amigo Gabriel Espinosa, agora doutor, se tornou um grande irmão que fiz em Niterói.

A todo corpo docente e demais funcionários da Universidade Federal Fluminense, que virou minha segunda casa ao longo desses anos.

Aos autores Juan Carlos Rosas e Catherine Ann Rychert que gentilmente compartilharam seus dados que possibilitaram este trabalho.

Ao CNPq por proporcionar parte deste trabalho pelo Ciência Sem Fronteiras na University of Alberta.

Resumo

Conforme ondas sísmicas se propagam pelo interior da Terra, um meio viscoelástico, ocorre a dissipação de energia. Este fenômeno é conhecido como atenuação e é quantificado pelo fator Q e afeta tanto ondas compressoriais quanto ondas cisalhantes. As perdas de energia estão ligadas as imperfeições dos materiais e a dissipação de calor. Os principais fatores que afetam a atenuação das ondas sísmicas no manto superior são as altas temperatura, tamanho do grão mineral e conteúdo de água presente no meio. O presente trabalho avaliou dois métodos de modelagem da atenuação, em ondas cisalhantes, para o manto superior na zona de subdução entre Costa Rica e Nicarágua. Estes valores foram comparados com os valores estimados a partir de dados de tomografia sísmica. Cada método de modelagem possui calibrações distintas quanto ao efeito de cada parâmetro. Os métodos foram aplicados em 3 perfis de um modelo de temperaturas 3D desta mesma zona de subdução. Os resultados mostram que os métodos de predição apresentaram aproximações coerentes com os valores estimados na tomografia sísmica, além de corroborar a proximidade do modelo 3D de temperaturas as condições do manto na área modelada. Porém, em algumas regiões os resultados apresentaram uma alta variação entre os valores modelados e estimados. Isto pode ser justificado por: calibração experimental das equações; os parâmetros na elaboração do modelo termal 3D; os métodos de modelagem serem apenas testados, até então, em modelos termais 1D e 2D de menor complexidade. Quanto ao conteúdo de água adaptado, houve uma semelhança ao descrito pela literatura, contudo, não se mostrou conclusivo o bastante para caracterizar um ajuste ideal.

Palavras chave: atenuação, fator Q , manto superior.

Abstract

As seismic waves travel through the Earth, a viscoelastic medium, energy losses occur. This phenomenon is known as attenuation and is quantified as a Q factor, and it affects both compressional waves and shear waves. The main factors that affect the attenuation in the upper mantle are high temperatures, mineral grain size and water content in the medium. The following paper evaluated two shear-wave attenuation models on the region of subduction zone between Costa Rica-Nicaragua. Those results were compared to estimated data from seismic tomography. Each equation has its own calibration for the effect of different parameters. The two equations were applied to 3 different profiles of a 3D thermal model created for the same subduction zone region. The results for both modeling methods showed that they can reproduce reasonable approximation compared to the seismic tomography data, also corroborates the 3D thermal model similarity to the real modeled area conditions. Although some regions showed high variations between observed and modeled data. This may be justified by the experimental calibration of those equation, the constant parameters used for the 3D thermal model or attenuation models have only been tested so far for 1D and 2D thermal models of lower complexity. About the water content, it showed a similar trend as described on previous studies, however, given the attenuation results it is not enough to be characterized as a proper fit.

Key-words: attenuation, Q factor, upper mantle.

Lista de Figuras

1	Divisão da Terra em relação as propriedades químicas e físicas. Modificado a partir de Stüwe (2007).	3
2	Representação esquemática de uma zona de subducção. Modificado a partir de Schubert, Turcotte e Olson (2001).	6
3	Representação esquemática das forças que atuam em uma zona de subducção. Modificado de Schubert, Turcotte e Olson (2001).	6
4	Localização das Placas de Cocos e do Caribe, com área zona de subducção deste trabalho destacada em vermelho.	7
5	Deformação δx causada por uma força F , segunda a Lei de Hooke. Modificado a partir de Lowrie (2011).	8
6	Relação entre deformação e tensão. Modificado a partir de Lowrie (2007).	9
7	Tipos de deformações: (a) plástico, (b) anelástico e (c) elástico. Modificado a partir de Lowrie (2007)	10
8	Deformação por arrasto. Modificado a partir de Kingery, Uhlmann e Bowen (1976).	11
9	Efeito de relaxamento do estresse. Modificado a partir de Irgens (2013).	11
10	Constantes elásticas: (a) módulo de Young, (b) módulo de bulk, (c) módulo cisalhante e (d) módulo axial. Modificado a partir de Kearey, Brooks e Hill (2002).	12
11	Deslocamento das ondas de superfícies: (a) Rayleigh e (b) Love. Modificado a partir de Kearey, Brooks e Hill (2002).	12
12	Deslocamento das ondas de corpo: (a) onda-P e (b) onda-S. Modificado a partir de Kearey, Brooks e Hill (2002).	13
13	Mapa de localização dos perfis. As retas vermelhas mostram as posições que os dados de atenuação foram estimados por Rychert et al. (2008), as retas em azuis são os perfis termais verticais AA' e BB' e a região em preto o perfil termal horizontal retirados do modelo 3D de Rosas, Currie e He (2015).	19
14	Perfis de temperaturas (a) vertical 250 Km AA' ; (b) vertical 469,1 Km BB' ; e (c) horizontal 70 Km, no qual os pontos pretos representam as coordenadas pontuais da atenuação.	20

15	Fluxograma que mostra o passos utilizados no algoritmo para o calculo da atenuação utilizando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009).	23
16	Fluxograma que mostra o passos utilizados no algoritmo para o calculo da atenuação utilizando o modelo de Goes et al. (2012).	25
17	Tamanho dos grãos calculados para o perfil AA' (a) sem limitação d e (b) com limitação d_L	26
18	Tamanho dos grãos calculados para o perfil BB' (a) sem limitação d e (b) com limitação d_L	27
19	Tamanho dos grãos calculados para o perfil horizontal (a) sem limitação d e (b) com limitação d_L	27
20	Atenuação para o perfil AA': (a) Q_R observada por Rychert et al. (2008) (b) Q_B usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009); (c) Q_{BL} usando modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com a limitação do tamanho do grão; (d) Q_G usando o modelo de Goes et al. (2012).	28
21	Atenuação modelada para o perfil BB': (a) Q_R observada por Rychert et al. (2008) (b) Q_B usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009); (c) Q_{BL} usando modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com a limitação do tamanho do grão; (d) Q_G usando o modelo de Goes et al. (2012).	29
22	Atenuação modelada para o perfil horizontal: (a) Q_R observada por Rychert et al. (2008) (b) Q_B usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009); (c) Q_{BL} usando modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com a limitação do tamanho do grão; (d) Q_G usando o modelo de Goes et al. (2012).	30
23	Diferença entre atenuação observada (Q_R) e atenuação modelada para o perfil AA': (a) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009) ($Q_R - Q_B$); (b) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com limitação d tamanho do o grão ($Q_R - Q_{BL}$); (c) para o modelo de Goes et al. (2012) ($Q_R - Q_G$).	31

24	Diferença entre atenuação observada (Q_R) e atenuação modelada para o perfil BB': (a) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009) ($Q_R - Q_B$); (b) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com limitação d tamanho do o grão ($Q_R - Q_{BL}$); (c) para o modelo de Goes et al. (2012) ($Q_R - Q_G$).	32
25	Diferença entre atenuação observada (Q_R) e atenuação modelada para o perfil horizontal: (a) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009) ($Q_R - Q_B$); (b) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com limitação d tamanho do o grão ($Q_R - Q_{BL}$); (c) para o modelo de Goes et al. (2012) ($Q_R - Q_G$).	32
26	Conteúdo de água adaptado para o perfil AA': (a) C_{OHB} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009); (b) C_{OHBL} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com limitação do grão; (c) C_{OHL} usando o modelo de Goes et al. (2012). . .	33
27	Conteúdo de água adaptado para o perfil BB': (a) C_{OHB} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009); (b) C_{OHBL} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com limitação do grão; (c) C_{OHL} usando o modelo de Goes et al. (2012). . .	34
28	Conteúdo de água adaptado para o perfil horizontal: (a) C_{OHB} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009); (b) C_{OHBL} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com limitação do grão; (c) C_{OHL} usando o modelo de Goes et al. (2012).	34

Lista de Variáveis

Variável	Simbolo	Valor	Unidade
Distância	x	—	m
Força	F	—	N
Área	A	—	m^2
Tensão	σ	—	N/m^2
Deformação	ϵ	—	—
Trabalho total	W_{total}	—	J
Trabalho por deslocamento	W_{des}	—	J
Trabalho por difusão	W_{dif}	—	J
Energia de ativação para olivina	E_g	350	KJ/mol
Volume de ativação para olivina	V_g	8×10^6	m^3/mol
Constante universal dos gases	R	8.3144598	$Jmol^{-1}K^{-1}$
Constante de crescimento do grão	p_g	3	—
Conteúdo de água	C_{OH}	—	$ppm H/10^6 Si$
Conteúdo de água de referência	C_{OH}^{ref}	600	$ppm H/10^6 Si$
Conteúdo de água para manto seco	C_{OH}	50	$ppm H/10^6 Si$
Conteúdo de água para manto úmido	C_{OH}	1000	$ppm H/10^6 Si$
Tamanho do grão	d	—	m
Tamanho do grão por recristalização	d_r	—	m
Tamanho do grão por crescimento	d_{cg}	—	m
Taxa de dissipação de energia interna do grão	θ_{irr}	—	—
Energia no limite entre grãos	γ	1	J/m^2
Módulo de Burgers	$J(t)$	—	—
Rigidez sem relaxamento	J_U	—	GPa^{-1}
Tempo de relaxamento	τ	—	—
Força anelástica	Λ	—	—
Fração de ajuste	$\delta \ln J_U$	—	K^{-1}
Fração do trabalho realizado por arrasto	χ	0.1	—
Componente da deformação total	β	—	—
Constante geométrica	c	3	—
Tensão cisalhante	ς	—	N/m^2
Constante de ajuste para manto seco	G_o (seco)	1.5×10^{-5}	$m^{p_g} s^{-1}$
Conteúdo de água para manto úmido	G_o (úmido)	4.5×10^{-4}	$m^{p_g} s^{-1}$
Constante de ajuste adimensional da frequência	α	0.27	—
Constante de ajuste adimensional da frequência	α_g	0.15	—
Frequência angular	ω	0.2π	rad/s
Constante de ajuste	A_g	0.1	—
Atenuação pelo modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009)	Q_B^{-1}	—	—
Atenuação pelo modelo de Goes et al. (2012)	Q_G^{-1}	—	—
Atenuação observada por Rychert et al. (2008)	Q_R^{-1}	—	—

Sumário

1	Introdução	1
2	Revisão Bibliográfica	3
2.1	Estruturas da Terra	3
2.2	Zonas de subducção	5
2.2.1	Região da Costa Rica-Nicarágua	7
2.3	Propriedades elásticas e ondas sísmicas	8
2.4	Evolução do grão mineral	14
2.5	Atenuação das ondas sísmicas no manto	17
3	Metodologia	19
3.1	Modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009)	21
3.2	Modelo de Goes et al. (2012)	24
4	Resultados e discussão	26
4.1	Tamanho do grão	26
4.2	Atenuação modelada	28
4.3	Diferença entre atenuação observada e modelada	31
4.4	Conteúdo de água adaptado	33
5	Conclusão	35
6	Referências	37
	Apêndice A	41

1 Introdução

As regiões da Costa Rica e da Nicarágua estão localizadas na porção central da América Central, sobre a influência de um limite de placas tectônicas. Sendo este um limite convergente, no qual ocorre subdução da Placa de Cocos (mais densa) sob a Placa do Caribe gerando a expressão geomorfológica da Fossa Mesoamericana (von HUENE et al., 1995).

No limite entre as Placas de Cocos e do Caribe, há uma extensa presença de vulcões com uma distribuição em formato de cinturão ao longo do encontro das placas, como é característico quando temos este tipo de configuração tectônica (SIEBERT; SIMKIN; KIMBERLY, 2010). A ocorrência de vulcões nesta região é dada pela combinação da taxa de convergência, idade da placa oceânica e estrutura termal (PEACOCK et al., 2005).

Outra característica associada a este limite de placas é a ocorrência terremotos, apresentando um longo histórico de registros nos últimos séculos (WHITE; HARLOW, 1993). A geração de terremotos em zonas de subdução acontece devido ao acúmulo de tensão e sua repentina liberação, em geral por meio de faltas *strike-slip* (SAVAGE, 1983). Essa energia liberada se propaga pela Terra em forma de ondas sísmicas que podem ser registradas na superfície por estações sismológicas.

Os estudos sobre as placas tectônicas e o manto tiveram início a partir do século XX, e após a década de 70, com o advento da tomografia sísmica, houve uma grande evolução no detalhamento das placas de tectônicas e do manto. Uma das técnicas usadas para o imageamento da Terra foi através de informações de velocidade de propagação de ondas sísmicas geradas por terremotos e registradas por sismógrafos. (BENSON, 2012).

Devido a Terra ser um meio viscoelástico, durante a propagação de ondas sísmicas em subsuperfície ocorrem perdas de energia (FOWLER, 2004). Uma dessas perdas de energia é na forma de calor, que é conhecida como atenuação intrínseca. Segundo Roth, Wiens e Zhao (2000) há relação entre os efeitos de temperatura e atenuação, que podem ser demonstrados empiricamente. Este fenômeno também está relacionado com a composição dos materiais, geração de lava e a presença de fluidos.

A proposta deste trabalho é quantificar os efeitos da atenuação no manto superior, usando

parâmetros do modelo termal 3D da região Costa-Rica Nicarágua proposto por Rosas, Currie e He (2015), de modo que o resultado calculado seja capaz de reproduzir os mesmos efeitos observado através de tomografia sísmica por Rychert et al. (2008), na mesma região. Outro ponto a se avaliar nesta comparação, seria se o modelo de temperaturas se aproxima condições de temperatura do manto para a mesma região.

Com base no modelo termal, foram feitas aproximações dos valores de atenuação usando os modelos publicados em Behn, Hirth e Elsenbeck (2009) e Goes et al. (2012). Ambos modelos consideram a atenuação dependente da temperatura, tamanho de grão e conteúdo de água.

Este trabalho foi dividido da seguinte forma:

- O capítulo 2 contém uma breve revisão bibliográfica do conteúdo abordado ao longo deste trabalho, com tópicos sobre a estrutura da Terra e a área de estudo, propriedades elásticas e anelásticas e propagação de ondas sísmicas. Há também um tópico referente a atenuação de ondas sísmicas, com os efeitos que os parâmetros aqui utilizados contribuem a atenuação.
- O capítulo 3 é referente a metodologia descrevendo as duas equações utilizadas como base para o cálculo do fator Q e consequente estimativa do conteúdo de água no manto. Os resultados aqui calculados são comparados a dados observados na mesma região.
- No capítulo 4 são apresentados os 3 perfis com resultados do cálculo do tamanho do grão, atenuação, e conteúdo de água adaptado. A atenuação calculada é então comparada aos dados observados na mesma região. São também discutidos o modo com que cada abordagem pode impactar na predição dos resultados e suas consequentes limitações.
- O capítulo 5 consiste das considerações finais e sugestões para futuros trabalhos.

2 Revisão Bibliográfica

Conceitos importantes utilizados para o desenvolvimento desta pesquisa são apresentados neste capítulo. Inicialmente é realizado uma descrição das camadas Terra e relacionando-as com a área em estudo. Em seguida, alguns princípios da propagação de ondas sísmicas são abordados. Por último, é discutido o fenômeno da atenuação sísmica e sua relação com o tamanho do grão, temperatura, conteúdo de água e frequência.

2.1 Estruturas da Terra

O processo de formação das camadas da Terra está associado ao processo de diferenciação planetária. O acréscimo de material, gera o aumento de temperatura e densidade e isto causa uma estratificação por separação gravitacional em função da densidade e temperatura de fusão dos materiais (ANDERSON, 1989). A Terra pode ser dividida de acordo com suas propriedades físicas ou químicas, como ilustrado na Figura 1. Quimicamente temos: crosta, manto e núcleo. E fisicamente temos: litosfera, astenosfera, mantos superior e inferior e núcleos externo e interno.

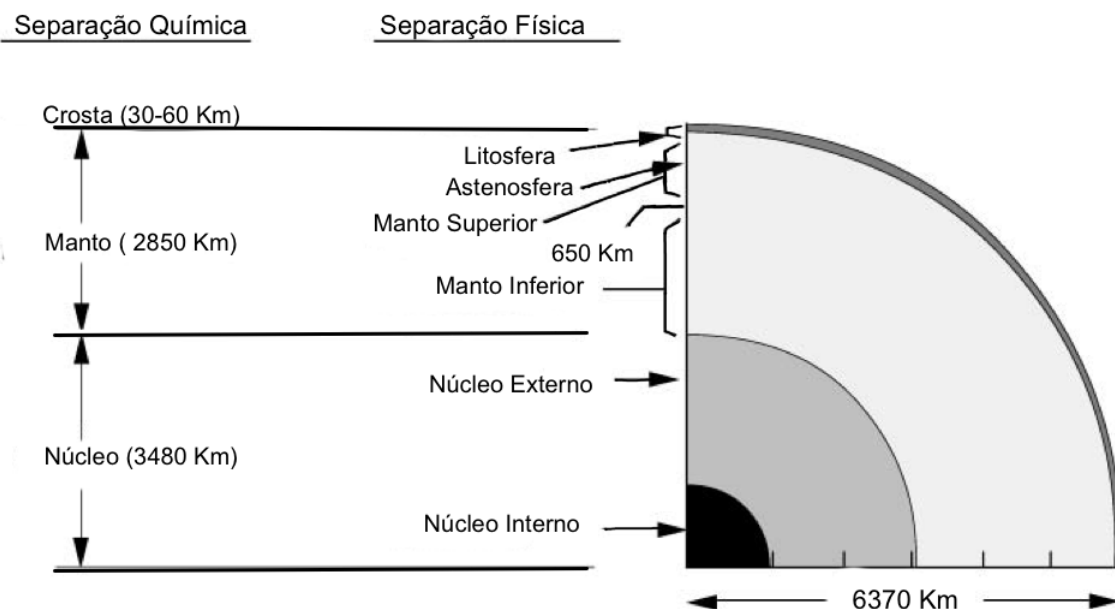


Figura 1: Divisão da Terra em relação as propriedades químicas e físicas. Modificado a partir de Stüwe (2007).

A crosta é a parte mais externa da Terra, exposta a fenômenos como sedimentação, erosão e intemperismo. Sendo esta classificada como crosta oceânica e crosta continental, com espessuras variando de 5 a 15 km e 30 a 60 km, respectivamente.

A crosta oceânica é gerada a partir das dorsais meso-oceânicas, que são centro de espalhamento no meio dos oceanos, a uma taxa de aproximadamente de 2.8 km²/ano e uma idade média de 80 Ma. Por ser formada basicamente pelo material proveniente do manto, é composta principalmente por olivina, granada e piroxênio. Ao se afastar do centro de espalhamento a crosta vai coletando sedimentos e resfriando, assim se tornar mais espessa e densa.

A crosta continental é composta principalmente por minerais máficos e ultramáficos e apresenta uma menor densidade do que a crosta oceânica. Devido a essa menor densidade, também comparada ao manto, a crosta continental mantém-se na superfície alcançando idades médias de 2000 Ma. Ao contrário da crosta oceânica, a crosta continental é formada por aglomeração de diversos blocos heterogêneos em épocas distintas.

O manto é a região logo abaixo da crosta, que é marcada pela descontinuidade de Mohorovičić (Moho) caracterizada pela alta variação de velocidade a aproximadamente 35 km de profundidade. Esta zona possui de altas temperaturas e pressões, onde mesmo o manto estando em estado sólido apresenta comportamento de fluido de alta viscosidade (DAVIES, 1999).

Fisicamente, a divisão no manto é entre em manto superior e manto inferior. Isto ocorre a aproximadamente 650 km de profundidade, em relação a superfície da Terra, identificada por uma descontinuidade sísmica. O manto inferior apresenta maior homogeneidade, como não há uma variação na composição do manto, acredita-se este ser um efeito do acréscimo de temperatura e pressão (SCHUBERT; TURCOTTE; OLSON, 2001).

O manto superior é classificado como ultramáfico, devido sua composição ser principalmente por ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada e olivina. Na parte superior do manto podemos caracterizar outra duas regiões significativas. A primeira é a litosfera sísmica, servindo como uma barreira térmica da Terra, sendo esta região com velocidade aproximadamente constante e alcançando profundidades de cerca de 100 km. Em seguida, temos a astenosfera ou zona de baixa velocidade (ZBV), que

correspondente a transição entre a litosfera rígida e o manto viscoso e está associada a ocorrência de derretimento parcial do manto.

Como última camada da Terra temos o núcleo, que foi identificado no início de século XX por variações do comportamento das ondas sísmicas, dividido em uma região externa líquida e uma região interna sólida. O núcleo é uma camada de alta densidade (11.000 Kgm^{-3}) quando comparada ao manto (4.500 Kgm^{-3}), sendo a transição manto-núcleo a maior discordância observada dentre todas as demais estruturas da Terra.

2.2 Zonas de subducção

De acordo com a teoria de tectônica de placas, a crosta terrestre é dividida em diversos blocos que se movimentam relativamente entre si. As placas tectônicas podem ser classificadas com relação aos seus contatos (continental-continental, oceânica-oceânica e continental-oceânica) e de acordo com o movimento relativo (transformante, divergente e convergente). Um limite transformante ocorre quando o deslocamento paralelo entre as placas tectônicas (exemplo: falha de Santo André). Limites divergentes são os responsáveis pela geração de novas placas tectônicas (exemplo: Dorsal Mesoatlântica). Os limites de placas convergentes podem gerar cadeias de montanhas, zona de subducção e fossas submarinas.

A colisão continente-continente tem como resultado a formação de orógenos (exemplo: Alpes e Himalaia), dado pela combinação de duas litosferas de baixa densidade, grande espessura e maleabilidade das rochas. Já a convergência entre placas oceânica-oceânica (exemplo: Filipinas e Japão) e continental-oceânica (exemplo: Andes e Caribe) com a placa oceânica submergindo.

Em uma zona de subducção, a placa de maior densidade é subductada. Isto provoca alteração de fluabilidade, tornando a litosfera instável, o que possibilita que a placa mais densa mergulhe no manto. Esse tipo colisão entre placas leva a formação algumas expressões geomorfológicas tanto na porção oceânica quanto continental (Fig. 2), entre elas temos: fossa oceânica, prisma de acreção, arco vulcânico e bacia marginal.

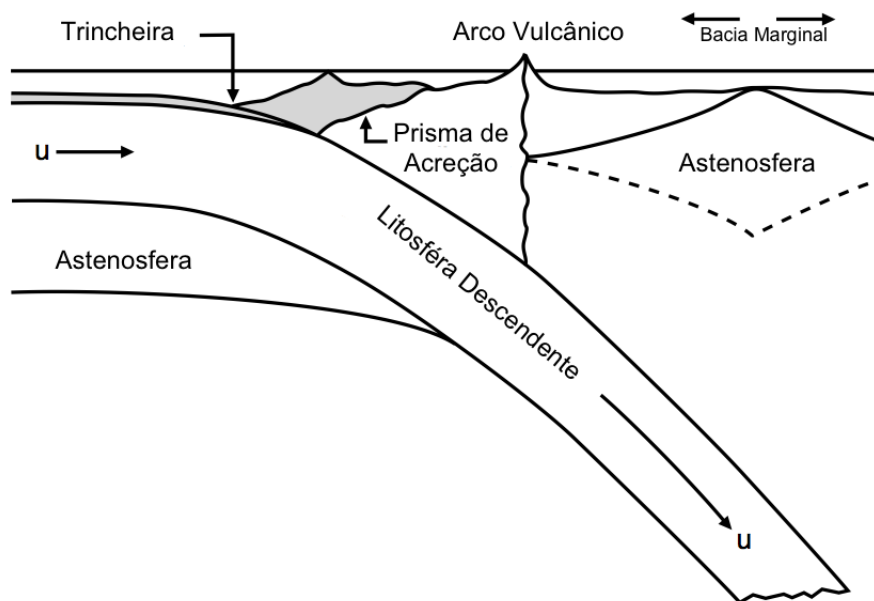


Figura 2: Representação esquemática de uma zona de subducção. Modificado a partir de Schubert, Turcotte e Olson (2001).

Schubert, Turcotte e Olson (2001) destacaram que em uma zona de subducção são três forças principais agindo sobre a litosfera (Fig. 3):

- Arrasto gravitacional (*slab pull*): é o resultado do aumento de densidade e consequente fluabilidade negativa da litosfera, sendo a parte que subducta servindo de guia para toda a placa;
- Empurrão da mesoceânica (*ridge push*): é o resultado da força criada pela zona de espalhamento;
- Arrasto basal (*basal drag*): é o arrasto causado pelo contato com o manto.

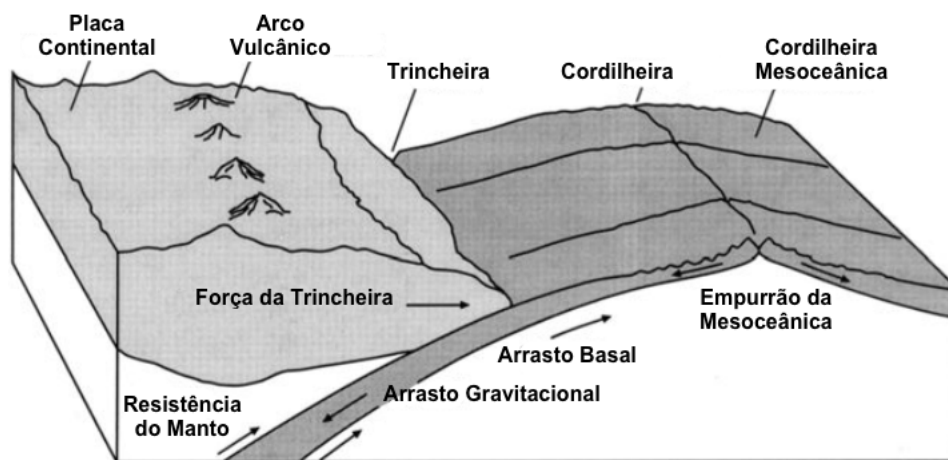


Figura 3: Representação esquemática das forças que atuam em uma zona de subducção. Modificado de Schubert, Turcotte e Olson (2001).

Uma zona de subducção possui atividades sísmicas recorrentes, quanto as suas origens podem ser classificadas em: interplaca (que ocorre entre as placas) e intraplaca (que ocorre no interior da placa). Em geral, terremotos rasos (< 50km) são de origem interplaca, os terremotos com epicentros mais profundos são de origem intraplaca. A região de sismicidade intraplaca é conhecida como zona de Wadati-Benioff em homenagem a Kiyoo Wadati que demonstrou a existência da região em 1935, e Hugo Benioff que em 1955 a mapeou (SUZUKI, 2001). A zona Wadati-Benioff é compatível com a superfície da placa que subducta e também está associada a região de desidratação da placa.

2.2.1 Região da Costa Rica-Nicarágua

A zona de subducção da Costa Rica-Nicarágua é formada pela colisão oblíqua entre a placa oceânica de Cocos subductando sob a placa continental do Caribe, como é mostrado na Figura 4. Segundo DeMets (2001), a convergência ocorre a uma taxa média de 90 mm/ano, sendo 73 mm/ano ao sudoeste da Guatemala e 85 mm/ano próximo a Costa Rica. O mapeamento da zona de Wadati-Benioff mostra uma variação do ângulo de subducção de 84° e 60° na região da Nicarágua e Costa Rica, respectivamente (PROTTI; GIENDEL; MCNALLY, 1995).

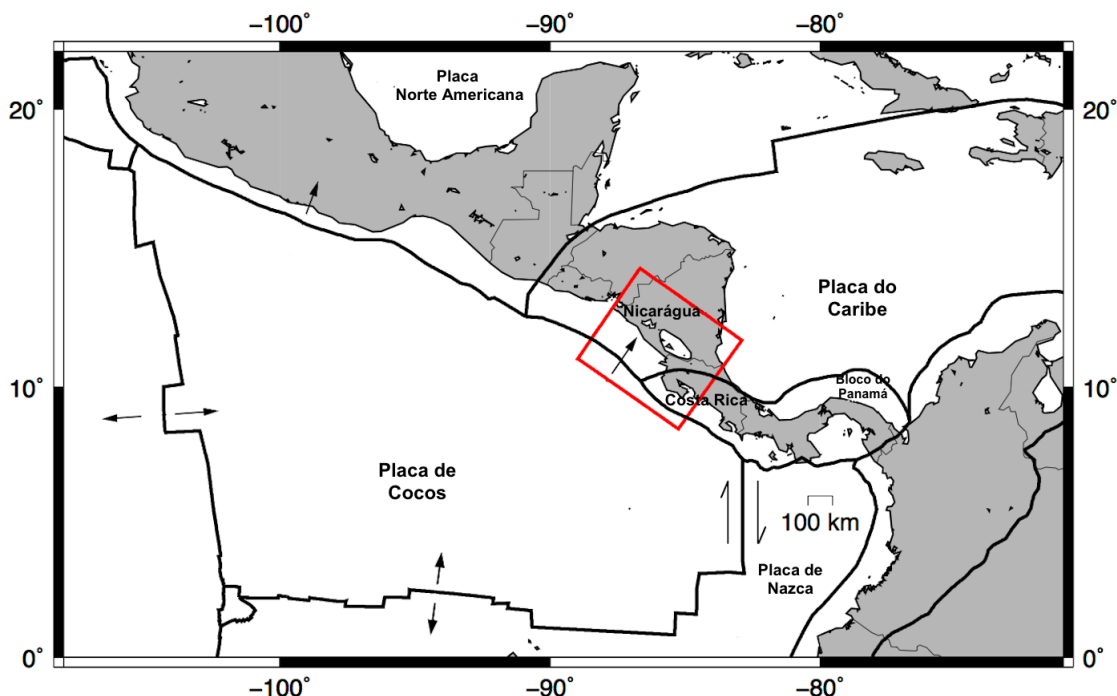


Figura 4: Localização das Placas de Cocos e do Caribe, com área zona de subducção deste trabalho destacada em vermelho.

A origem da placa de Cocos está associada a ruptura da placa Farallon (22.7 Ma) e a interação do centro de espalhamento com o hotspot de Galápagos (BARCKHAUSEN et al., 2001). von Huene et al. (1995) identificaram 3 domínios morfológicos principais na placa de Cosco: (1) crosta oceânica coberta por sedimentos, (2) região com montes submarinos e (3) crosta oceânica da dorsal de Cocos, remanescente da interação com o hotspot. A formação desses domínios está relacionada a variação do regime de espalhamento e teve o efeito de segmentação, e consequentemente acresção assimétrica da placa.

Devido a proximidade a trincheira oceânica, local onde se tem o início da subducção, esta região está suscetível a ocorrência de terremotos e vulcões. White e Harlow (1993) compilaram 51 terremotos de magnitude maior que 6 ao longo do século XX na região de Costa Rica, dos quais a maioria teve seu epicentro próximo frente vulcânica.

2.3 Propriedades elásticas e ondas sísmicas

A propagação de energia em forma de ondas sísmicas está relacionada com o deslocamento infinitesimal de partículas dos materiais. A relação entre força e deslocamento é definida pela Lei de Hooke (Eq. 2.1), que para uma força F aplicada sobre uma área A causa uma deformação δx proporcional no comprimento x (Fig. 5)

$$\frac{\delta x}{x} \propto \frac{F}{A}. \quad (2.1)$$

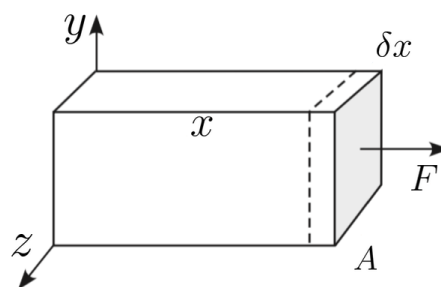


Figura 5: Deformação δx causada por uma força F , segundo a Lei de Hooke. Modificado a partir de Lowrie (2011).

A força aplicada sobre uma área infinitesimal é conhecido como tensão (σ), cuja unidade no sistema internacional é em Pascal (N/m^2). Esta tensão irá gerar uma deformação infinitesimal (ϵ), que é adimensional. A relação entre tensão e deformação (Fig. 6) tem consequência direta no tipo de deformação que ocorre no material, sendo classificada como elástica ou plástica (LOWRIE, 2011).

Em todos os materiais existe um intervalo linear da relação entre tensão e deformação, chamado limite de proporcionalidade, que obedece a lei de Hooke. Após o limite de proporcionalidade, ainda existe um pequeno intervalo que o material tem um comportamento elástico, ou seja, após a tensão ser removida o material retorna a sua forma original. O ponto que separa os comportamentos elástico e plástico, chamado de limite elástico, ocorre quando após uma tensão aplicada o material se deforma e não retorna a sua forma inicial. Quando a tensão excede a deformação plástica causa a ruptura do material.

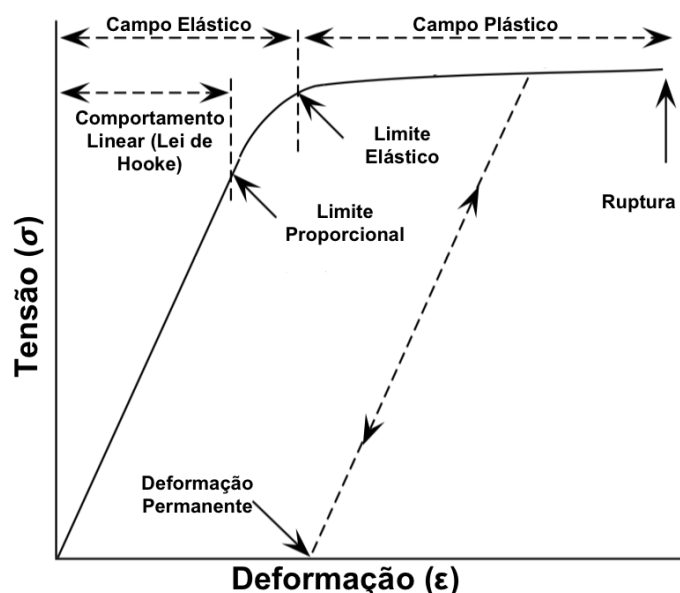


Figura 6: Relação entre deformação e tensão. Modificado a partir de Lowrie (2007).

O comportamento dúctil, aquele suscetível de deformação, está relacionado ao tipo de material e a escala de tempo na qual a deformação é aplicada. Para um material plástico (Fig. 7a), a deformação é proporcional ao tempo de aplicação da tensão, e após esta ser removida há uma tensão residual. Um material perfeitamente elástico (Fig. 7c) se comporta de modo que a deformação é constante, e age como uma resposta direta a presença ou ausência de tensão. Contudo, alguns materiais não possuem o comportamento elástico instantâneo de forma que a deformação ocorre gradualmente em resposta a

tensão e após sua remoção. Este tipo de material tem o comportamento chamado anelástico (Fig. 7b).

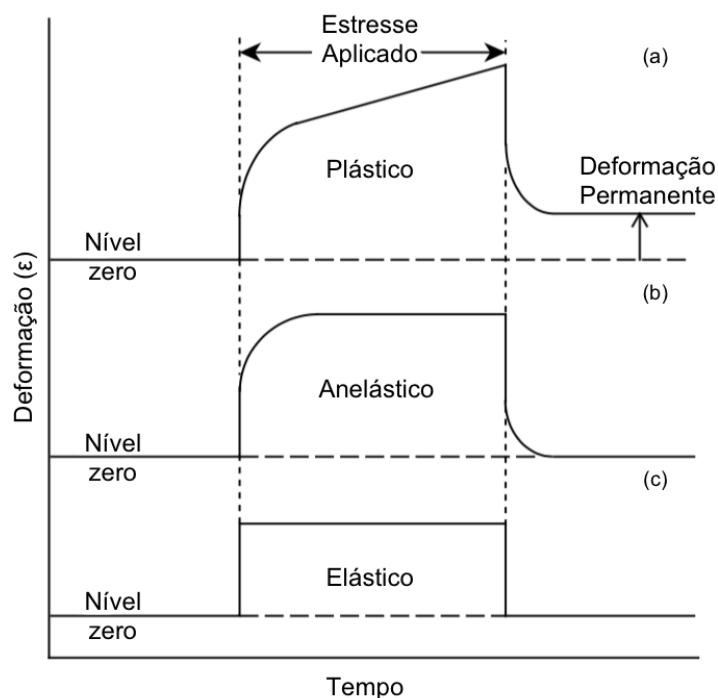


Figura 7: Tipos de deformações: (a) plástica, (b) anelástica e (c) elástica. Modificado a partir de Lowrie (2007)

Para materiais plásticos sobre uma tensão constante por um longo período, a deformação ocorre de forma assintoticamente até sua estabilidade ou ruptura (Fig. 8). Esse tipo de fenômeno é chamado arrasto (*creep*), em materiais de estrutura cerâmica podem ocorrer dois comportamentos. Sob baixa tensão e grãos pequenos ocorre o transporte de massa entre o contato dos grãos, chamado deslocamento (*dislocation*). Já sob alta pressão e grande tamanhos de grão, a deformação ocorre por movimento cristalino no próprio grão, chamado difusão (*diffusion*).

No manto os efeitos de arrasto são os principais processos de deformação. Além disso, quando sobre o efeito de arrasto pode ocorrer o relaxamento da tensão sem acarretar na redução da deformação, como mostrado na Fig. 9. Um material que apresenta combinação desses dois efeitos é chamado viscoelástico.

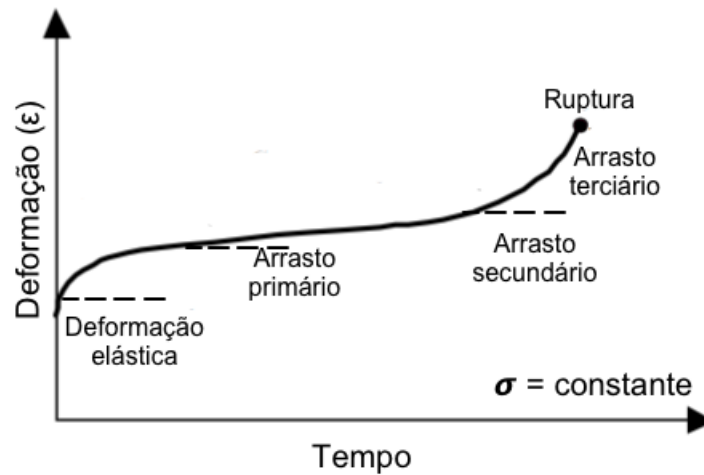


Figura 8: Deformação por arrasto. Modificado a partir de Kingery, Uhlmann e Bowen (1976).

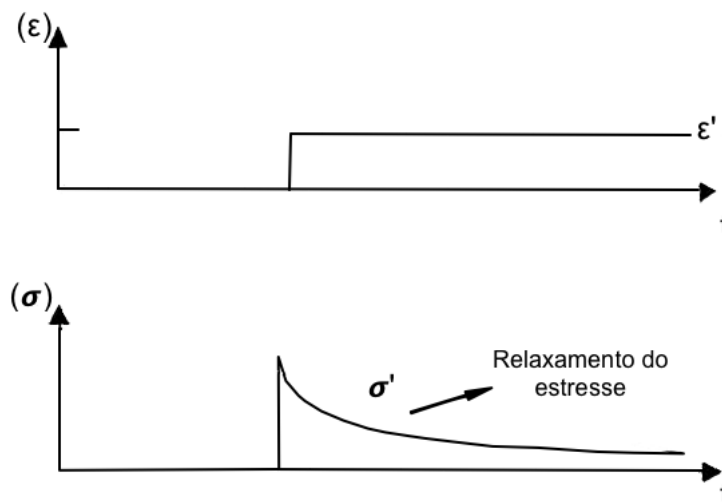


Figura 9: Efeito de relaxamento do estresse. Modificado a partir de Irgens (2013).

A relação entre a tensão e deformação pode ser expressa em termos de diferentes parâmetros elásticos, que representam o comportamento do material quando uma tensão é aplicada. O módulo de Young (E) relaciona a tensão e a deformação longitudinais (Fig. 10a). O módulo de bulk (K) expressa a relação entre pressão hidrostática e a deformação volumétrica (Fig. 10b). O módulo de cisalhamento (μ) relaciona a tensão cisalhante e a deformação angular (Fig. 10c). E o módulo axial (Ψ) relaciona a tensão e deformação longitudinais, porém na ausência de deformação lateral (Fig. 10d).

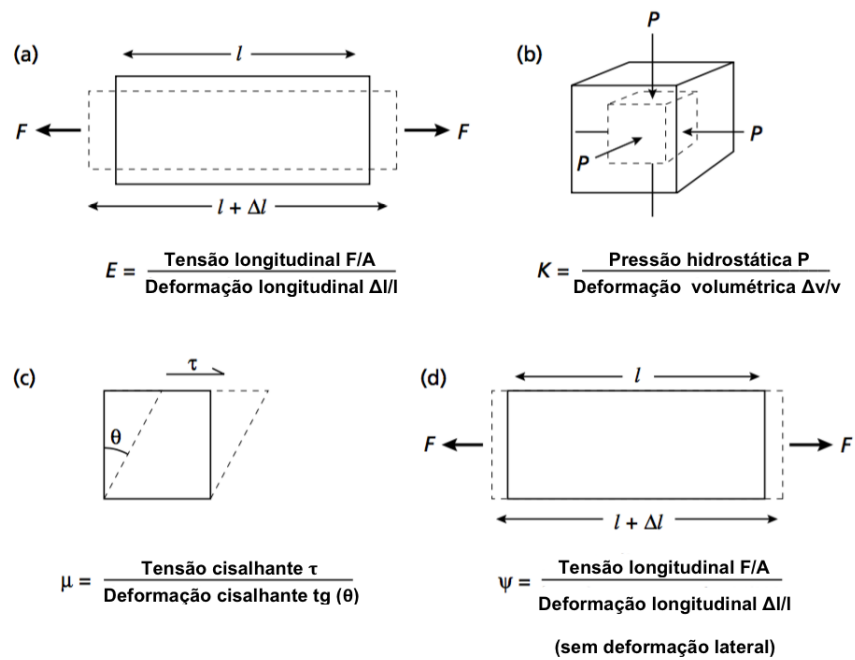


Figura 10: Constantes elásticas: (a) módulo de Young, (b) módulo de bulk, (c) módulo cisalhante e (d) módulo axial. Modificado a partir de Kearey, Brooks e Hill (2002).

Quando a onda sísmica se propaga em um meio homogêneo, ela é particionada em ondas de superfície e ondas de corpo. Ondas de superfície se propagam na interface do meio sendo conhecidas como ondas Rayleigh (Fig. 11a), movimentos elipsoidais, ou Love (Fig. 11b), movimento perpendicular a direção de propagação e paralela a superfície. As ondas de superfície não são utilizadas no estudo das estruturas da Terra devido sua baixa penetração (FOWLER, 2004).

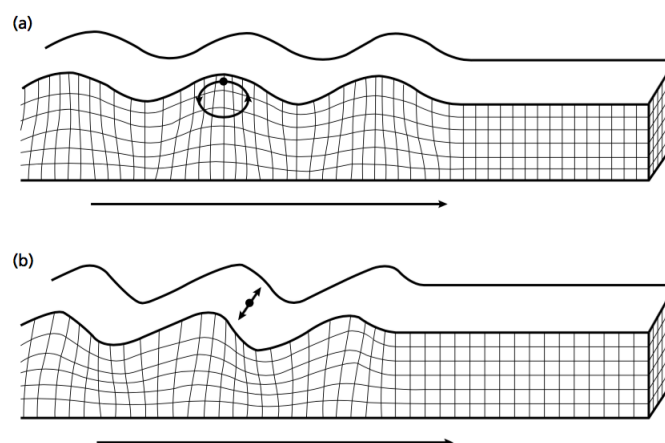


Figura 11: Deslocamento das ondas de superfícies: (a) Rayleigh e (b) Love. Modificado a partir de Kearey, Brooks e Hill (2002).

Ondas de corpo se propagam no interior do material, podendo ser do tipo primária (onda compressional) ou secundária (onda cisalhante). As ondas compressoriais (ondas-P) atuam de forma a comprimir e dilatar o material (Fig. 12a), sendo o movimento das partículas na mesma direção de propagação da onda. Em contrapartida, nas ondas cisalhantes (ondas-S) as partículas se movem perpendicularmente a direção de propagação da onda. (Fig. 12b). Devido ao fato de que apenas sólidos sofrem cisalhamento, ondas-S não se propagam em líquidos e gases.

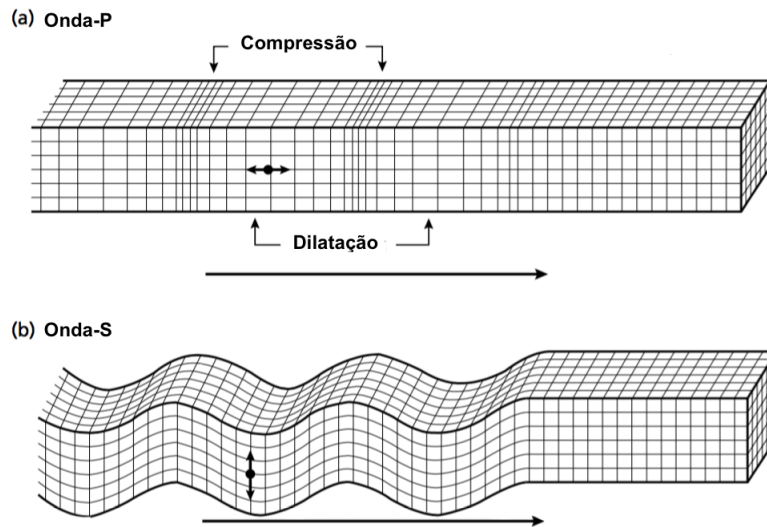


Figura 12: Deslocamento das ondas de corpo: (a) onda-P e (b) onda-S. Modificado a partir de Kearey, Brooks e Hill (2002).

A velocidade de propagação das ondas de corpo são determinadas das propriedades elásticas e densidade (ρ) dos materiais. Sendo que, para ondas-P temos:

$$V_P = \sqrt{\frac{\Psi}{\rho}}, \quad (2.2)$$

no qual, o módulo axial (Ψ) que pode ser escrito em função dos módulos de bulk (K) e cisalhamento (μ):

$$\Psi = K + 4/3\mu, \quad (2.3)$$

substituindo Eq. 2.3 em Eq. 2.2, temos:

$$V_P = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}}. \quad (2.4)$$

A velocidade V_S é obtida a partir da seguinte expressão:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (2.5)$$

Outra característica das ondas de corpo que podemos observar através das equações 2.4 e 2.5 é que V_P é sempre maior que V_S .

2.4 Evolução do grão mineral

Sendo a Terra formada por policristais de estrutura cerâmica, cujo comportamento é determinado pelas relações de estresse e deformação, neste sistema o tamanho do grão é um componente micro-estrutural. O tamanho do grão pode ter influência por exemplo na reologia do manto, atenuação e anisotropia de ondas sísmicas. Sobre influência dos mecanismos de deformação, o grão do mineral está suscetível a dois tipos de processos: recristalização e crescimento.

A recristalização ocorre quando a energia total se concentra nos limites entre grãos, como consequência a uma redução do tamanho do grão. Em contra partida, o crescimento do grão ocorre quando há redução de energia nos limites entre os grãos. A recristalização só é ativada sobre arrasto tipo deslocamento, enquanto o crescimento do grão ocorre tanto sobre deslocamento quanto difusão. Os processos de recristalização (d_r) e crescimento do grão (d_{cg}) ocorrem de forma simultânea, de modo que o tamanho do grão é equivalente a taxa dos dois efeitos combinados:

$$d = d_{cg} - d_r. \quad (2.6)$$

Austin e Evans (2007) relacionou a evolução do tamanho do grão a parâmetros de pressão e temperatura, assumindo que o trabalho das forças externas é descrito como:

$$W_{total} = \sigma \epsilon \frac{\partial \epsilon}{\partial t} + \frac{\partial \sigma}{\partial t} \epsilon. \quad (2.7)$$

Caso a taxa de variação de σ seja inferior a taxa de variação do tamanho do grão, $\sigma = 0$, fazendo com que:

$$W_{total} = \sigma \epsilon \frac{\partial \epsilon}{\partial t}. \quad (2.8)$$

Desta forma W_{total} pode ser descrito como a variação de energia interna (dE_{int}/dt) mais a taxa de dissipação de energia (θ_{irr}). Se a energia interna armazenada atinge um estado de equilíbrio, então temos que:

$$\frac{\partial E_{int}}{\partial t} = \frac{-c\gamma}{d^2} \frac{\partial d_r}{\partial t}, \quad (2.9)$$

no qual c é a constante geométrica, γ energia no limite entre grãos e d tamanho do grão. Então a Eq. 2.8 pode ser reescrita como:

$$W_{total} = \sigma \frac{\partial \epsilon}{\partial t} = \frac{-c\gamma}{d^2} \frac{\partial d_r}{\partial t} + \theta_{irr}. \quad (2.10)$$

O trabalho realizado pelo arrasto de difusão (W_{dif}) é quase totalmente dissipado durante o processo de crescimento do grão (KARATO, 1989), sendo apenas uma fração (χ) do trabalho realizado pro arrasto de deslocamento (W_{des}) responsável por aumentar a energia interna. Desta forma, a componente da deformação total (β) pode ser representada como o trabalho realizado pelo deslocamento:

$$\beta = \frac{W_{des}}{W_{total}}. \quad (2.11)$$

Com isso a dissipação de energia pode ser descrita como:

$$\theta_{irr} = (1 - \beta)\sigma \frac{\partial \epsilon}{\partial t} + (1 - \chi)(\beta) \frac{\partial \sigma}{\partial t} \epsilon. \quad (2.12)$$

Incorporando Eq. 2.12 a Eq. 2.10, temos:

$$\sigma \frac{\partial \epsilon}{\partial t} = \frac{-c\gamma}{\beta\chi d^2} (d_{cg} - d_r). \quad (2.13)$$

Desconsiderando os efeitos por arrasto de deformação, o crescimento do grão pode ser descrito como:

$$d_{cg} = G_o \exp\left(-\frac{E_g + PV_g}{RT}\right) p_g^{-1} d^{1+p_g}, \quad (2.14)$$

no qual E_g e V_g são respectivamente a energia e volume de ativação do grão de olivina, P pressão, R constante universal dos gases, T temperatura absoluta e p_g constante de crescimento determinada experimentalmente. Sendo G_o é a constante de crescimento do grão em função do conteúdo de água ajustada por (BEHN; HIRTH; ELSNBECK, 2009), para condições de manto seco (50 ppm $H/10^6 Si$) ou úmido (1000 ppm $H/10^6 Si$).

Sendo que para uma situação de equilíbrio, temos que:

$$d^{1+p_g} = \frac{G_o \exp\left(-\frac{E_g + PV_g}{RT}\right) p_g^{-1} c\gamma}{\beta\chi\varsigma \frac{\partial \epsilon_{dis}}{\partial t}}, \quad (2.15)$$

no qual ς é o estresse cisalhante e ϵ_{dis} deformação por deslocamento. Substituindo β na Eq. 2.15, temos que:

$$d = \left(\frac{G_o \exp\left(-\frac{E_g + PV_g}{RT}\right) p_g^{-1} c\gamma}{2\chi\varsigma \frac{\partial \epsilon_{dis}}{\partial t}} \right)^{\frac{1}{1+p_g}}. \quad (2.16)$$

Austin e Evans (2007) ressaltam que os resultados experimentais avaliados de energia e volume de

ativação podem ser inconsistentes as condições encontradas na natureza. De modo que ,os resultados do tamanho do grão calculado sejam reajustados de acordo com as variações observadas.

2.5 Atenuação das ondas sísmicas no manto

Devido a Terra não se tratar de um meio perfeitamente elástico, perdas de energia estão relacionadas ao meio de propagação das ondas sísmicas, efeito chamado atenuação. As perdas baseadas nas imperfeições dos materiais é denominada atenuação intrínseca, que pode ser quantificado usando um fator do meio (fator Q). Comumente representado como a perda de energia (ΔE) por energia total (E) contida em um ciclo, no qual o fator Q pode ser descrito como (LOWRIE, 2007):

$$Q = -2\pi \left(\frac{E}{\Delta E} \right). \quad (2.17)$$

O fator Q é inversamente proporcional a atenuação, ou seja, um meio perfeitamente elástico $Q \rightarrow \infty$ enquanto um meio totalmente dissipativo $Q \rightarrow 0$.

A atenuação intrínseca é uma consequência da deformação anelástica, que é fortemente dependente dos efeitos de temperatura, pressão e tensão (ANDERSON, 1989). É importante ressaltar que a atenuação interfere de maneira distintas nas ondas de corpo. Em ondas-S, o cisalhamento entre partículas tende a uma maior perda de energia quando comparado a compressão em ondas-P, com isso temos que $Q_P > Q_S$.

A temperatura é outra fator de grande influência na atenuação, pois tem efeito direto no comportamento elástico e anelástico. Na região do manto é estimado que a cada 100°C de incremento na temperatura causa uma redução entre 0.5 e 2% na velocidade de propagação das ondas sísmicas (GOES; GOVERS; VACHER, 2000). De maneira geral, a influência da temperatura na atenuação segue a relação de Arrhenius (KARATO, 1989):

$$Q^{-1} \sim \exp \left(-\frac{E + PV}{RT} \right), \quad (2.18)$$

na qual E e V são respectivamente a energia e o volume de ativação, P pressão, R constante universal dos gases e T temperatura absoluta.

O grão mineral influencia de acordo com seu tamanho dada as condições de temperatura e tensão do manto. Condições que proporcionam um menor tamanho do grão são mais atenuados, em contrapartida maiores tamanhos de grão causam menor atenuação. Esta relação é observada em testes de laboratório utilizando amostras sintetizadas de olivina (JACKSON et al., 2002; KARATO, 1989).

Outro fator que contribui para a atenuação no manto é o conteúdo de água. Em zonas de subdução, a hidratação do manto pode ocorrer pela água que é trazida com os sedimentos ou por fraturas na placa subductante. Karato (1995) cita dois mecanismos que diretamente e indiretamente influenciam a atenuação. Como efeito direto, a água tem capacidade dissolver os limites entre os grãos, substituindo ligações por hidroxila (OH^-), no qual é uma ligação mais fraca que reduz a constante elástica do meio. Como efeito indireto, a presença de água aumenta o relaxamento anelástico. A combinação destes dois efeitos acarreta o aumento da atenuação.

A dependência entre frequência angular (ω) e atenuação é obtida pelo tempo de relaxamento anelástico e a frequência de oscilação (ANDERSON, 1989). Em baixas frequências, os limites entre grãos possuem tempo para produzir uma resposta na forma de relaxamento, o que provoca um aumento da atenuação. Em altas frequências não há tempo suficiente para gerar uma resposta, reduzindo a atenuação. A relação entre o fator Q e ω é balanceada por uma constante adimensional α (LEKIC et al., 2009):

$$Q \sim \omega^\alpha. \quad (2.19)$$

3 Metodologia

Os valores de atenuação obtidos na região da zona de subducção entre Costa Rica e Nicarágua por meio de tomografia sísmica por Rychert et al. (2008) foram utilizados como referência. Estes dados foram obtidos entre os anos de 2004 e 2006 pelo projeto *Tomography Under Costa Rica and Nicaragua* (TUCAN), usando uma rede de 47 sismógrafos capazes de caracterizar a região da crosta até parte superior do manto (FRENCH et al., 2010; SYRACUSE et al., 2008). Na Fig. 13 é mostrado a região em estudo, as linhas das sísmicas e os perfis termais disponíveis.

Os valores de temperatura para modelar a atenuação foram extraídos modelo termal 3D da a região de Costa Rica-Nicarágua por Rosas, Currie e He (2015). Modelo no qual as placas tectônicas possuem geometria fixa, sendo a Placa Caribe estacionária e a Placa de Cocos de curso estável de 91mm/ano, e viscosidade como equacionada por Karato e Wu (1993).

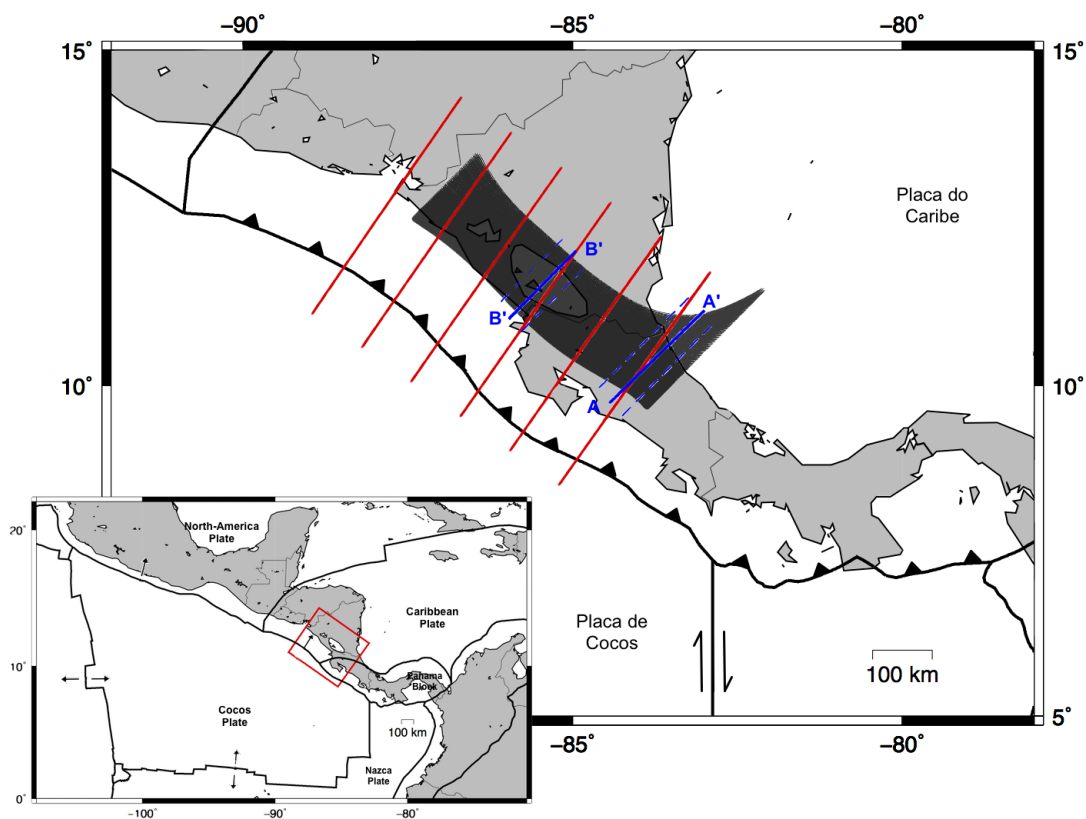


Figura 13: Mapa de localização dos perfis. As retas vermelhas mostram as posições que os dados de atenuação foram estimados por Rychert et al. (2008), as retas em azuis são os perfis termais verticais AA' e BB' e a região em preto o perfil termal horizontal retirados do modelo 3D de Rosas, Currie e He (2015).

Para elaboração deste trabalho, foram utilizados 3 perfis do modelo termal de Rosas, Currie e He (2015). Dois destes perfis são verticais e estão localizados a 250 (perfil AA') e 469,1 Km (perfil BB') da extremidade sul do modelo e perpendiculares a trincheira. O terceiro perfil selecionado a 70 km de profundidade, em relação a superfície do modelo, que representa a total extensão do modelo. Os perfis verticais e horizontal são mostrados na Fig. 14.

É importante ressaltar que os dados de temperatura estavam representados em um volume, enquanto os dados de atenuação são pontuais para a representação de uma área. Por esse motivo foi feita uma reamostragem ao redor de cada ponto, a um raio de 10 e 30 Km para os perfis horizontal e verticais, respectivamente.

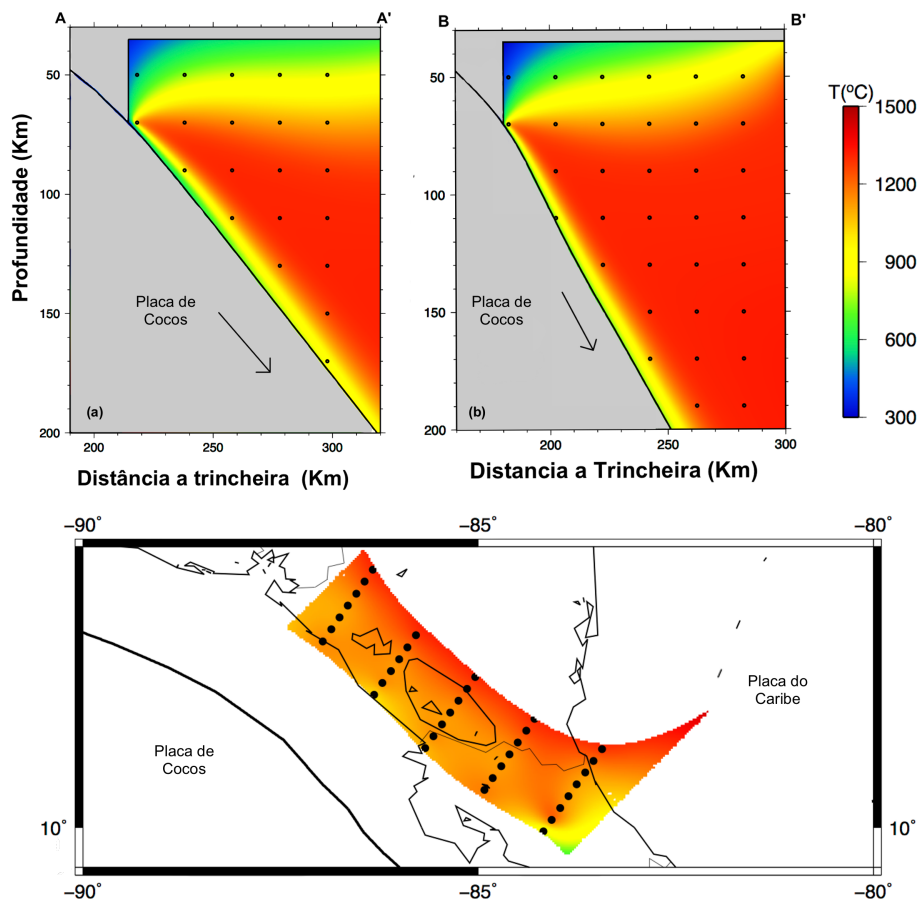


Figura 14: Perfis de temperaturas (a) vertical 250 Km AA' ; (b) vertical 469,1 Km BB' ; e (c) horizontal 70 Km, no qual os pontos pretos representam as coordenadas pontuais da atenuação.

Para o cálculo da atenuação foram escolhidas duas abordagens, a primeira utiliza a equação elaborada por Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), baseado nos resultados experimentais de Faul e Jackson

(2005). A segunda abordagem por (GOES et al., 2012) se baseia em dados empíricos.

Em ambos modelos é dado um valor inicial para o conteúdo de água (C_{OH}), para condições de manto seco (50 ppm $H/10^6 Si$) ou úmido (1000 ppm $H/10^6 Si$). Então é calculado o fator Q , sendo a valor calculado comparado a atenuação observada por Rychert et al. (2008) (Q_R). O conteúdo de água que gerar o resultado mais próximo ao observado é tido como o valor para a área calculada. Os resultados foram calculados utilizando algoritmos desenvolvidos no programa MATLAB, e as figuras e mapas geradas no programa GMT (WESSEL; SMITH, 1991).

3.1 Modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009)

Experimentos realizados por Faul e Jackson (2005) mostram que cristais de olivina possuem uma resposta instantânea elástica e uma temporária anelástica em função estresse aplicado. Essa resposta no tempo pode ser apresentada pelo módulo de Burgers:

$$J(t) = J_U \left\{ 1 + \Lambda \left[1 - \exp\left(\frac{-t}{\tau}\right) \right] \frac{t}{\tau_M} \right\}, \quad (3.1)$$

no qual J_u é a rigidez sem relaxamento, Λ força anelástica e τ tempo de relaxamento.

Por meio de dados experimentais, Faul e Jackson (2005) incorporaram os efeitos da pressão sobre o grão de olivina, de modo que a Eq. 3.1 pode ser reescrita como:

$$J(t) = J_U(P) \left\{ 1 + \delta \ln J_U + \Lambda \int D(\tau) \times \left[1 - \exp\left(\frac{-t}{\tau}\right) \right] d\tau + \frac{t}{\tau_M} \right\}, \quad (3.2)$$

no qual $J_u(P)$ é a rigidez sem relaxamento com a componente elástica da pressão (P), $\delta \ln J_U$ fração de ajuste, $D(\tau)$ distribuição normal dos tempos de relaxamento e d o tamanho do grão.

Aplicando J a um sistema periódico de oscilação cisalhante, para uma frequência ω , temos que:

$$J^*(\omega) = J_1(\omega) - iJ_2(\omega), \quad (3.3)$$

sendo esta essencialmente a transformada de Fourier de $J(t)$. Sendo o fator Q^{-1} extraído da relação:

$$Q_F^{-1} = \frac{J_1(\omega)}{J_2(\omega)}. \quad (3.4)$$

Behn, Hirth e Elsenbeck (2009) reajustaram a Eq. 3.4 considerando efeitos de hidratação e variação do tamanho do grão segundo descrito por Austin e Evans (2007). Sendo Q_F reescrito como:

$$Q_B = \left(B d^{-p_Q} \omega^{-1} \exp \left(-\frac{E_g + PV_g}{RT} \right) \right)^{-\alpha}, \quad (3.5)$$

no qual p_Q é o expoente de ajuste do tamanho do grão (d), E_Q e V_Q entalpia de ativação, P pressão, R constante dos gases, T temperatura absoluta e α constante adimensional de dependência de frequência. Sendo B um fator pré-exponencial baseado nos parâmetros de referência do conteúdo de água (C_{OH}), para condições de manto seco ($50 \text{ ppm } H/10^6 Si$) ou úmido ($1000 \text{ ppm } H/10^6 Si$).

Para o tamanho do grão foi utilizada o modelo de evolução elaborado por Austin e Evans (2007), descrito na Eq. 2.16. Pelos efeitos calculados pelo modelo de evolução, o tamanho do grão pode atingir a dimensão de metros, contudo como Wada, Behn e He (2011a) ressaltaram, considerando a combinação dos efeitos dos demais minerais há um limite de 3 cm. Como objeto de comparação, foram utilizados valores de tamanho de grão com e sem a limitação, para o cálculo da atenuação.

O fluxograma na Fig. 15 representa as etapas de funcionamento do algoritmo, para o cálculo da atenuação pelo modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009)

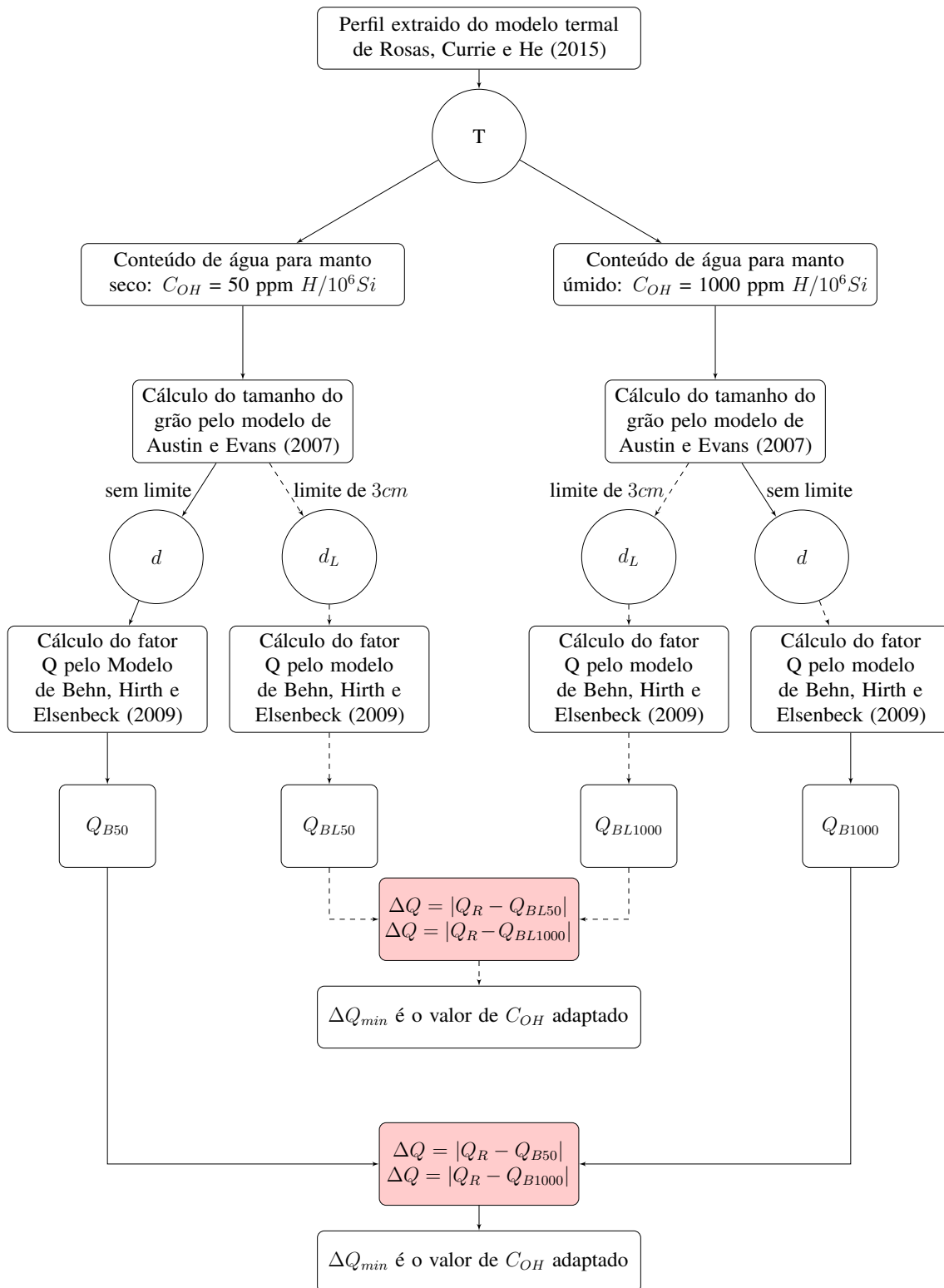


Figura 15: Fluxograma que mostra os passos utilizados no algoritmo para o cálculo da atenuação utilizando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009).

3.2 Modelo de Goes et al. (2012)

A outra abordagem para estimar a atenuação foi proposta por Goes et al. (2012) a qual assume os efeitos de temperatura, pressão e frequência. Esta equação foi ajustada aos dados observados de V_P e V_S por Goes e Lee (2002):

$$Q_G = A_g \left(\frac{C_{OH}^{ref}}{C_{OH}} \right)^{p_Q \alpha_g} \omega^{\alpha_g} \exp \left(\frac{\alpha_g E_g + V_g P}{T} \right) \alpha_g, \quad (3.6)$$

no qual A_g é a constante de ajuste, C_{OH}^{ref} conteúdo de água de referência para manto úmido (600 ppm $H/10^6 Si$), C_{OH} conteúdo de água, p_Q expoente de ajuste do tamanho do grão, α constante adimensional de dependência de frequência, T temperatura absoluta, E e V energia e volume de ativação, respectivamente. A fração C_{OH}^{ref}/C_{OH} ajusta o efeito do conteúdo de água no manto, assim como Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), para olivina sem equacionar o tamanho do grão.

O fluxograma na Fig. 16 sintetiza as etapas para o cálculo do fator Q pelo modelo de Goes et al. (2012) em função do conteúdo de água.

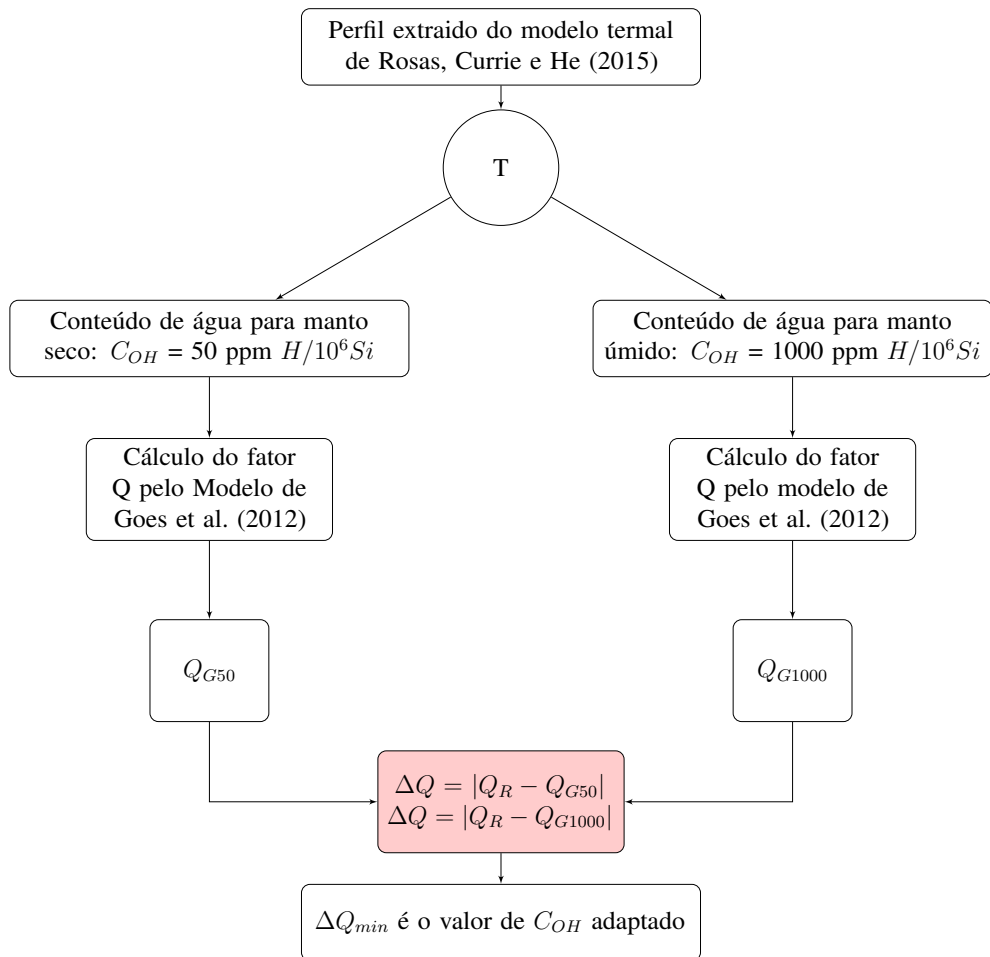


Figura 16: Fluxograma que mostra os passos utilizados no algoritmo para o cálculo da atenuação utilizando o modelo de Goes et al. (2012).

4 Resultados e discussão

A partir dos perfis selecionados são apresentados os resultados obtidos dos cálculos dos tamanhos dos grãos sem (d) e com (d_L) limitação e dos valores de Q_B , Q_{BL} e Q_G , que são posteriormente comparados a atenuação observada. Ao final é estimado o conteúdo de água que melhor se adapta a cada região.

4.1 Tamanho do grão

Nos tamanhos dos grãos calculados (Figs. 17a, 18a, 19a) há uma evolução mais acentuada do que descrito por Wada, Behn e He (2011a), atingindo valores maiores de 5 cm em menos de 50 Km na direção da trincheira. Essa rápida evolução está relacionada aos parâmetros de temperatura e deformação que, ao contrário dos modelos anteriores, o modelo termal 3D apresenta parâmetros mais elevados. Ao aplicar o limite da evolução do grão (Figs. 17b, 18b, 19b), a transição acentuada é mantida. Contudo, pode-se notar uma concentração do tamanho de grão máximo no centro dos perfis.

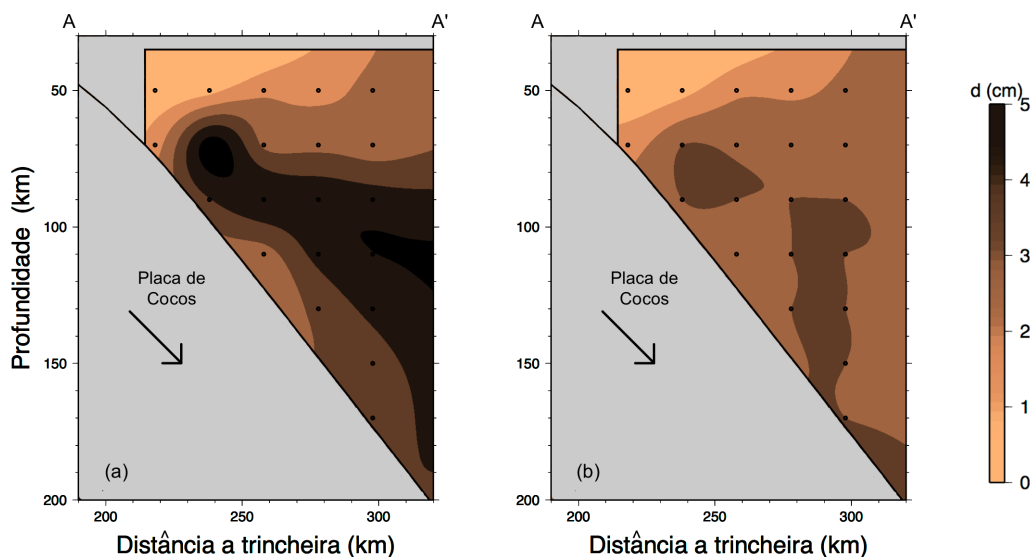


Figura 17: Tamanho dos grãos calculados para o perfil AA' (a) sem limitação d e (b) com limitação d_L .

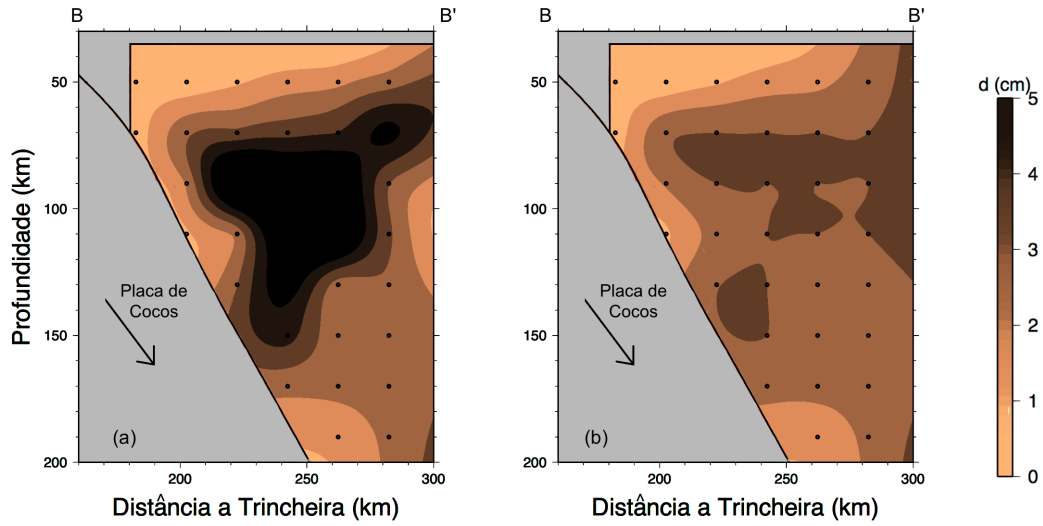


Figura 18: Tamanho dos grãos calculados para o perfil BB' (a) sem limitação d e (b) com limitação d_L .

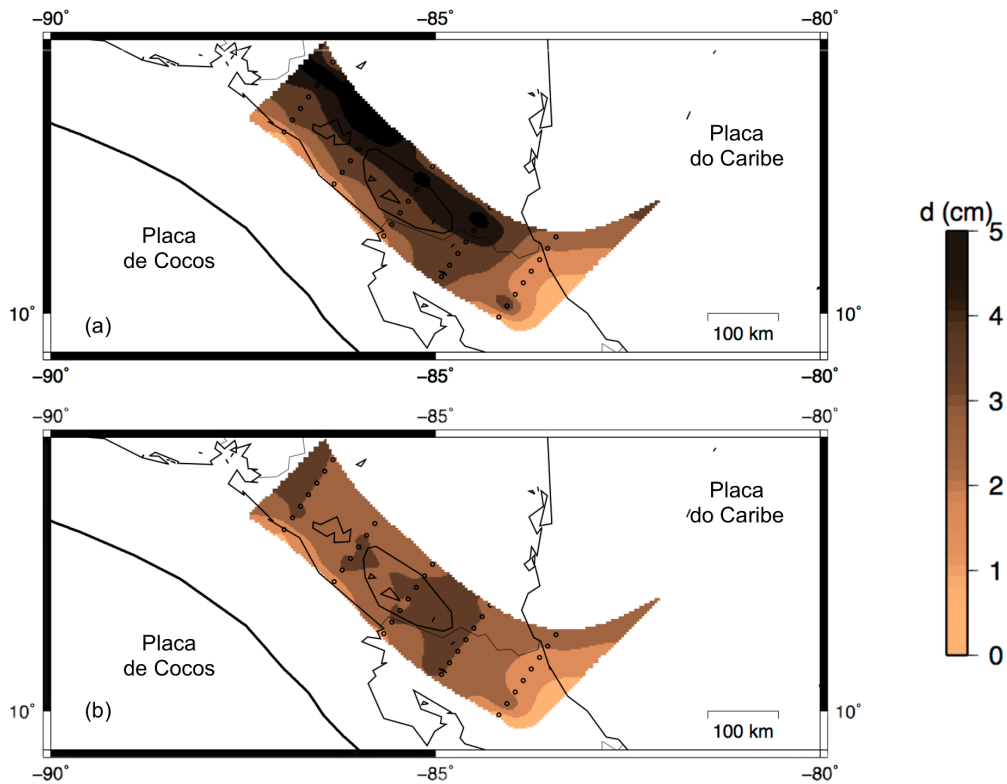


Figura 19: Tamanho dos grãos calculados para o perfil horizontal (a) sem limitação d e (b) com limitação d_L .

4.2 Atenuação modelada

Comparada a atenuação observada (Q_R), mostrada nas Figs. 20a, 21a, 22a, os valores modelados de Q_B e Q_{BL} são mostrados nas Figs 20b, 21b, 22b e Figs. 20c, 21c, 22c, respectivamente. Estes resultados apresentaram-se similares, sendo que os valores de Q_{BL} apresentaram picos ligeiramente mais elevados em todos os perfis. Estes picos ocorreram pois Q_B é inversamente proporcional a d na Eq. 3.5. Os resultados obtidos na modelagem de Q_G (Figs. 20d, 21d, 22d) foram consideravelmente mais baixos comparados aos valores de Q_B e Q_{BL} , o que demonstra uma adaptação melhor as regiões mais profundas. Por ser dependente somente das variações de temperatura faz-se necessário a presença de um contraste maior de temperaturas para que ocorra aumento da atenuação.

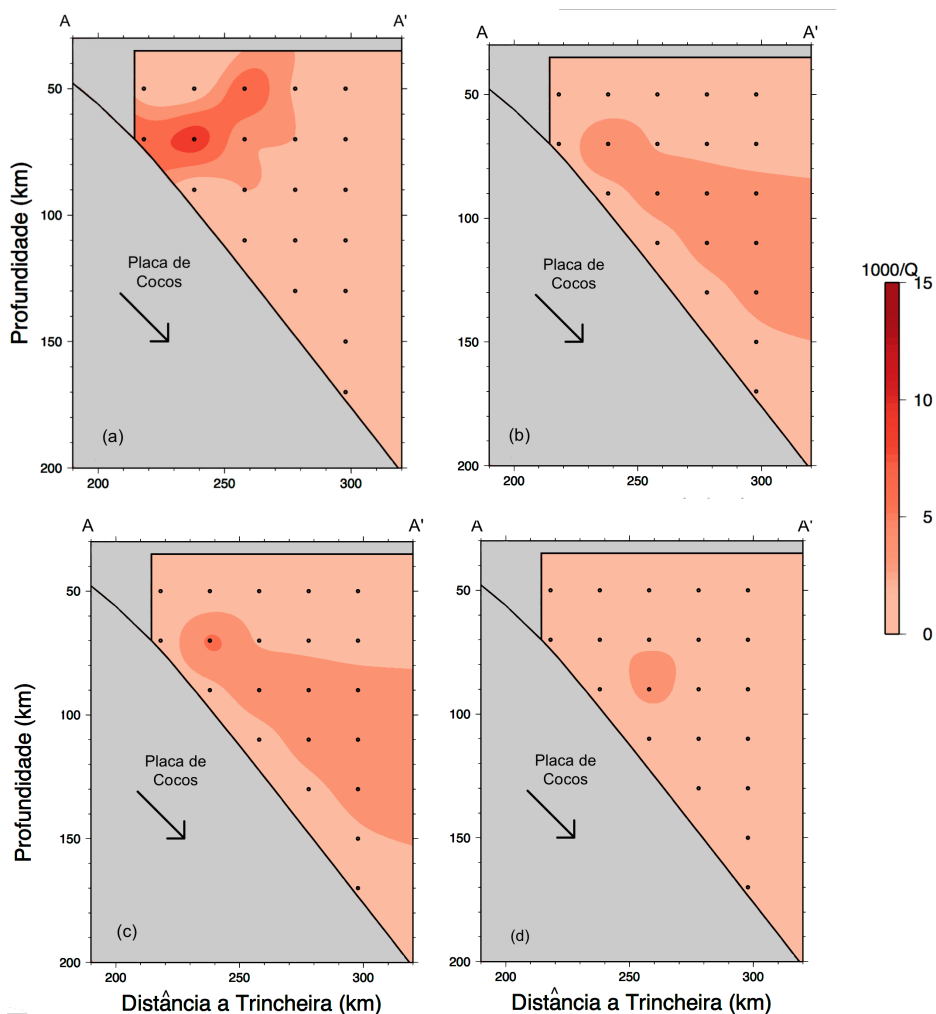


Figura 20: Atenuação para o perfil AA': (a) Q_R observada por Rychert et al. (2008) (b) Q_B usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009); (c) Q_{BL} usando modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com a limitação do tamanho do grão; (d) Q_G usando o modelo de Goes et al. (2012).

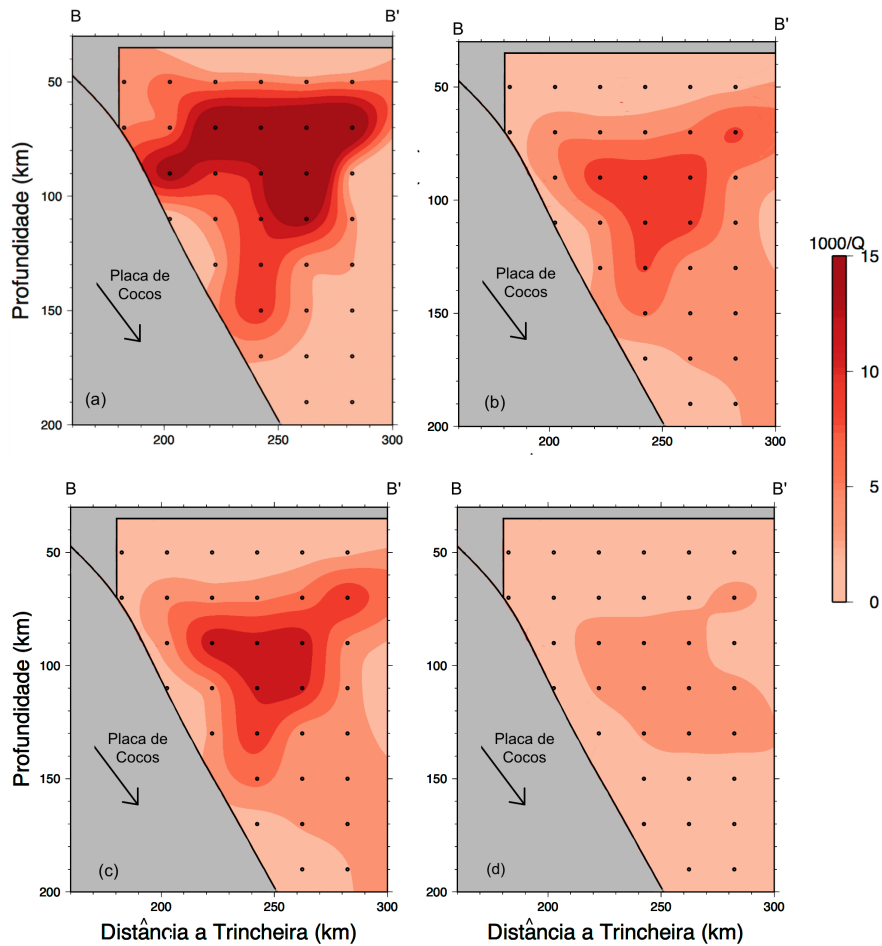


Figura 21: Atenuação modelada para o perfil BB': (a) Q_R observada por Rychert et al. (2008) (b) Q_B usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009); (c) Q_{BL} usando modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com a limitação do tamanho do grão; (d) Q_G usando o modelo de Goes et al. (2012).

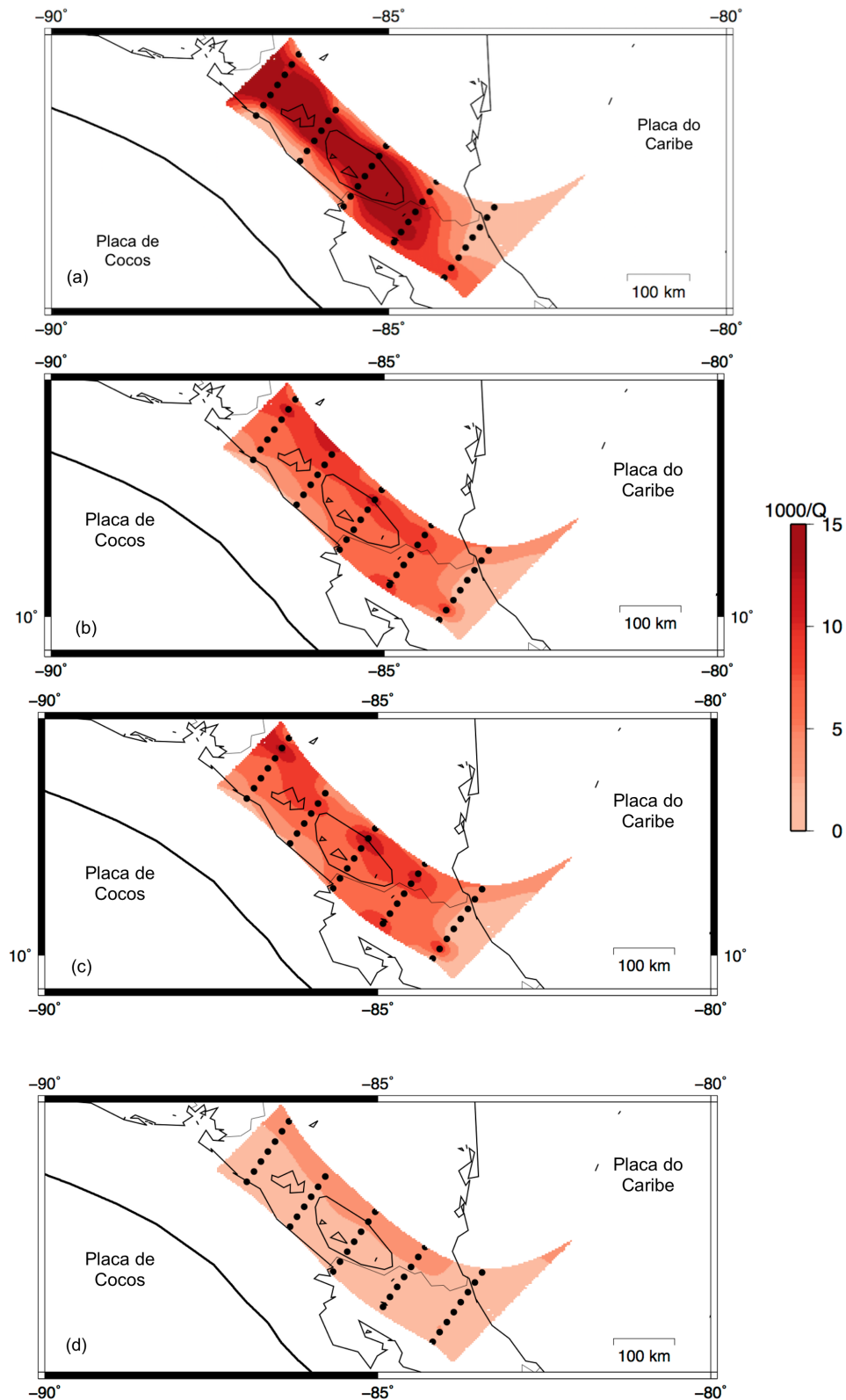


Figura 22: Atenuação modelada para o perfil horizontal: (a) Q_R observada por Rychert et al. (2008) (b) Q_B usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009); (c) Q_{BL} usando modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com a limitação do tamanho do grão; (d) Q_G usando o modelo de Goes et al. (2012).

4.3 Diferença entre atenuação observada e modelada

Comparando os valores estimados a partir da tomografia sísmica (Q_R) com os valores modelados no perfil AA', a menor diferença foi obtida em Q_G (Fig. 23c), mostrando este perfil como uma região de baixa atenuação. Os valores de Q_B (Fig. 23a) e Q_{BL} (Fig. 23b) foram superestimados nas regiões abaixo de 100 Km. Para todos os casos, os resultados mostram uma pequena variação entre os valores estimados pela tomografia sísmica e os valores modelados, porém nenhum método foi capaz de reproduzir o mesmo efeitos observados próximo a trincheira.

No perfil BB', a menor diferença foi obtida em Q_{BL} (Fig. 24b), sno qual foi capaz de reproduzir os picos de atenuação observados nos valores estimados a partir dos dados de tomografia sísmica. Enquanto Q_B e Q_G subestimaram os valores estimados..

O perfil horizontal possui a maior atenuação e, novamente apenas o modelo Q_{BL} foi capaz de se aproximar da atenuação observada (Fig. 25).

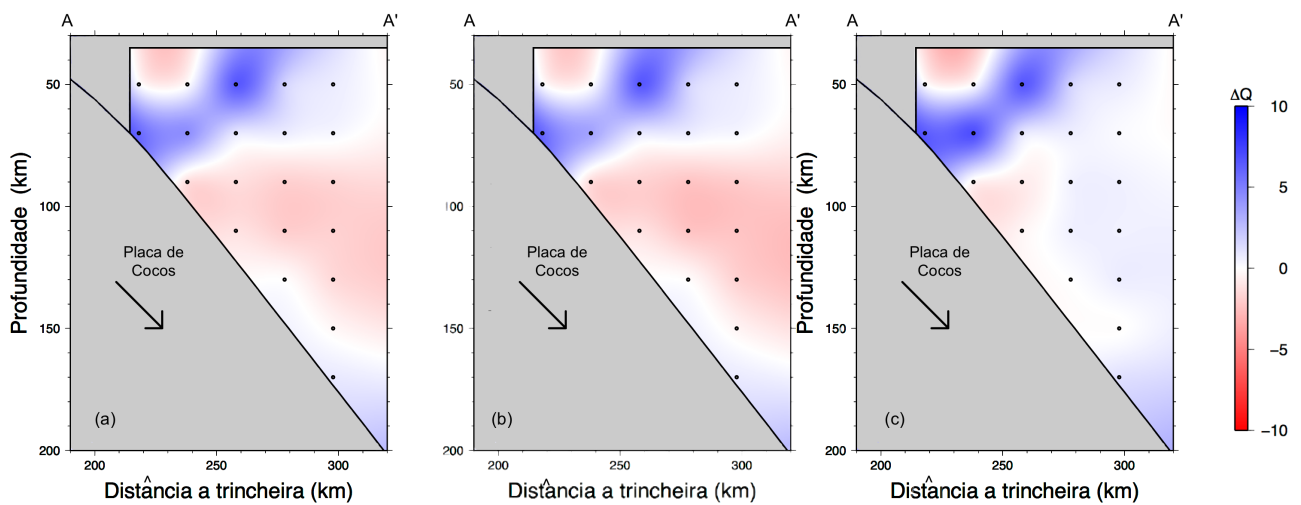


Figura 23: Diferença entre atenuação observada (Q_R) e atenuação modelada para o perfil AA': (a) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009) ($Q_R - Q_B$); (b) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com limitação d tamanho do o grão ($Q_R - Q_{BL}$); (c) para o modelo de Goes et al. (2012) ($Q_R - Q_G$).

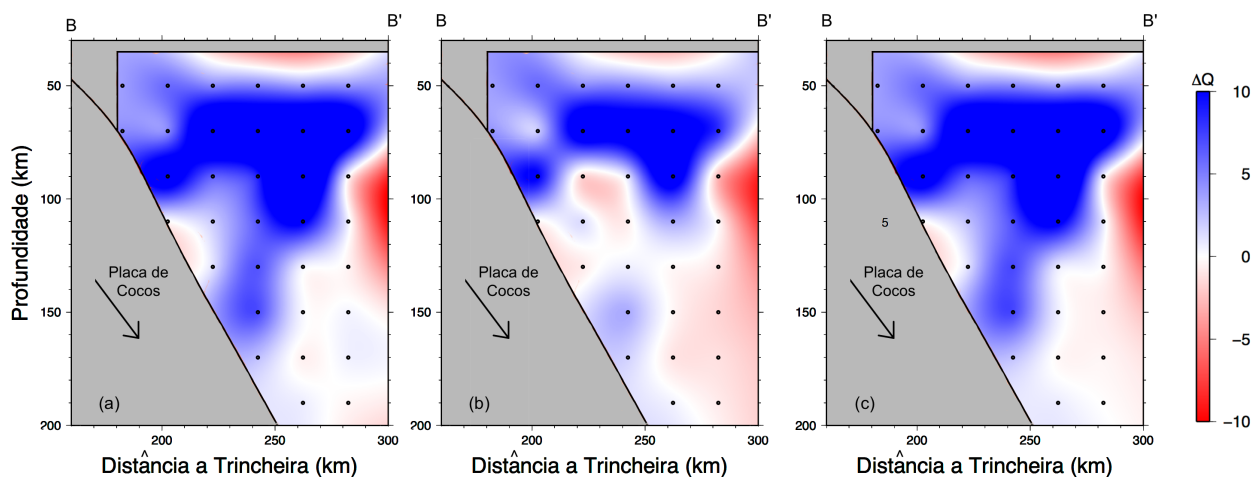


Figura 24: Diferença entre atenuação observada (Q_R) e atenuação modelada para o perfil BB': (a) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009) ($Q_R - Q_B$); (b) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com limitação d tamanho do o grão ($Q_R - Q_{BL}$); (c) para o modelo de Goes et al. (2012) ($Q_R - Q_G$).

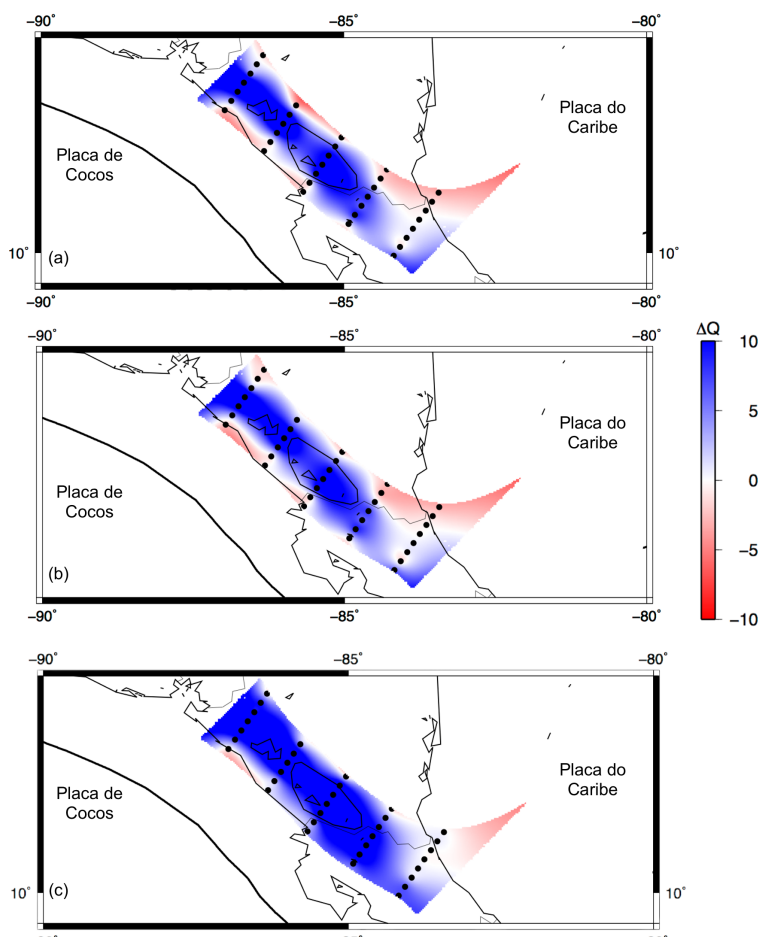


Figura 25: Diferença entre atenuação observada (Q_R) e atenuação modelada para o perfil horizontal: (a) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009) ($Q_R - Q_B$); (b) para o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com limitação d tamanho do o grão ($Q_R - Q_{BL}$); (c) para o modelo de Goes et al. (2012) ($Q_R - Q_G$).

4.4 Conteúdo de água adaptado

Com relação ao conteúdo de água adaptado, pode-se perceber que nos três perfis usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009) sem limitação do tamanho do grão, representado por C_{OHBL} nas Figs. 26a, 27a, 28a, e com limitação do tamanho do grão, representados por C_{OHBL} nas Figs. 26b, 27b, 28b, não apresentaram diferenças, de modo que a limitação ou não do tamanho do grão pouco influência tem sobre os resultados. Além disso, os resultados de conteúdo de água adaptado pelo modelo de Goes et al. (2012), representado por C_{OHG} nas Figs. 26c, 27c, 28c, apresentam uma tendência similar aos demais.

Nesta região, a presença de água no manto já foi mapeada como uma transição do norte da Costa Rica ao sul da Nicarágua passando de um manto seco a úmido (ABERS; PLANK; HACKER, 2003; DINC et al., 2011). O conteúdo de água é um fator relacionado ao processo de perda de água pela placa subsidente, que está estimada a profundidade entre 100 e 150 Km.

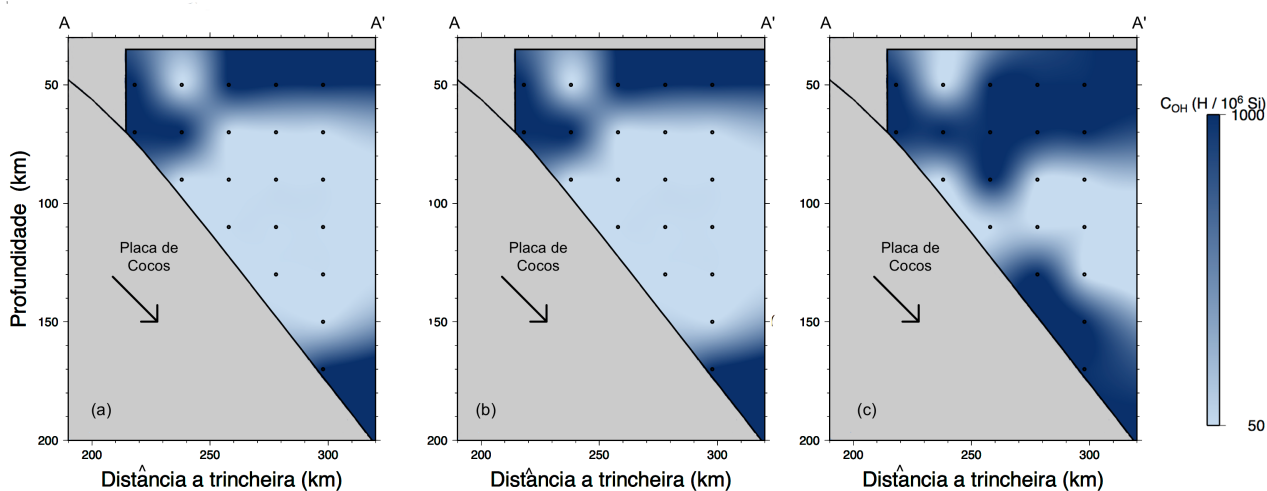


Figura 26: Conteúdo de água adaptado para o perfil AA': (a) C_{OHBL} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009); (b) C_{OHBL} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009), com limitação do grão; (c) C_{OHG} usando o modelo de Goes et al. (2012).

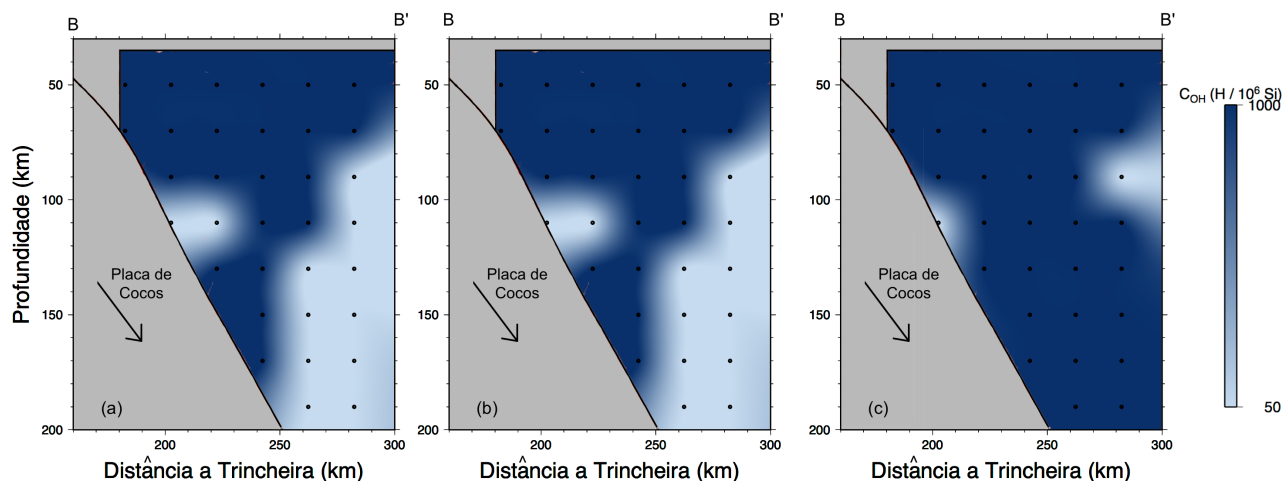


Figura 27: Conteúdo de água adaptado para o perfil BB': (a) C_{OHB} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsénbeck (2009); (b) C_{OHBL} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsénbeck (2009), com limitação do grão; (c) C_{OHL} usando o modelo de Goes et al. (2012).

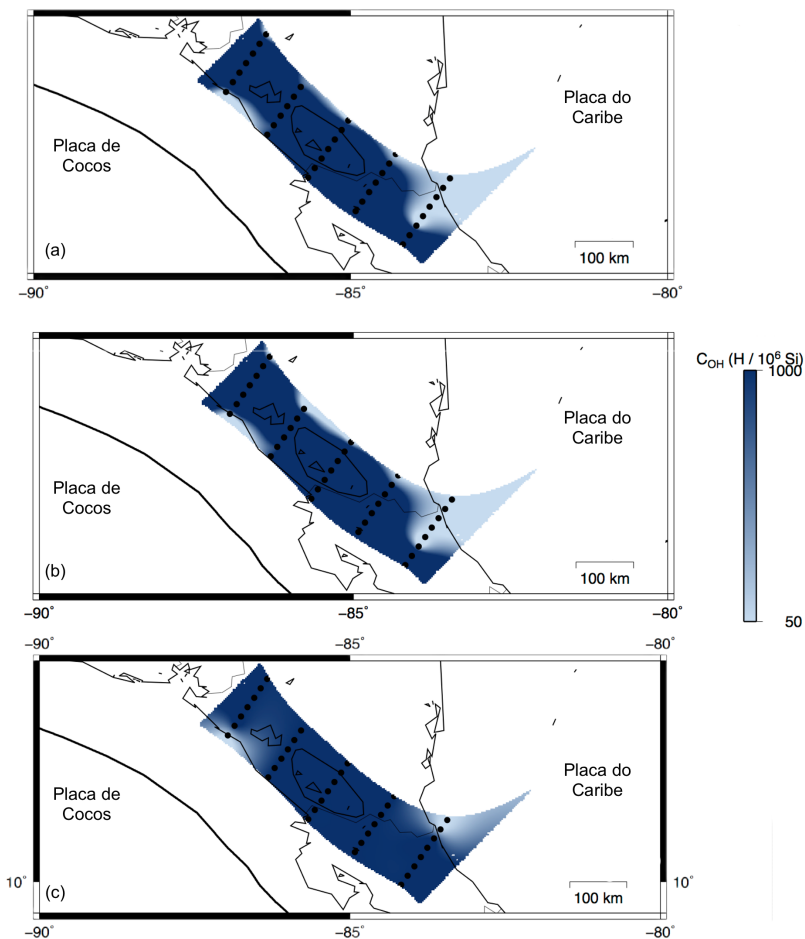


Figura 28: Conteúdo de água adaptado para o perfil horizontal: (a) C_{OHB} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsénbeck (2009); (b) C_{OHBL} usando o modelo de Behn, Hirth e Elsénbeck (2009), com limitação do grão; (c) C_{OHL} usando o modelo de Goes et al. (2012).

5 Conclusão

Neste trabalho foram utilizadas duas equações para o cálculo da atenuação e do conteúdo de água em uma região do manto superior da Costa Rica e Nicarágua. O objetivo foi avaliar se métodos de predição de atenuação, baseados em modelos de temperaturas são compatíveis aos valores de atenuação estimados usando dados de tomografia sísmica na mesma região. Os resultados mostram uma boa aproximação entre os valores modelados usando o modelo de Behn, Hirth e Elsenbeck (2009) sem e com restrição do tamanho de grãos e o modelo de Goes et al. (2012), quando comparados com os valores estimados pela tomografia sísmica. Um modelo de temperaturas que seja capaz de reproduzir os efeitos de atenuação observados consequentemente também se aproxima das reais condições de temperatura do manto.

Em algumas regiões, os dados modelados e estimados apresentaram baixa compatibilidade. Algumas ponderações que possam explicar isto são:

- O tamanho do grão é baseado em experimentos em laboratório, que podem não ter a mesma sensibilidade sob as condições geradas pelo modelo termal;
- O fato do modelo de temperatura não ter sido elaborado com os efeitos evolução do grão, ou pelo fato do mesmo ter sido calculado com de conteúdo de água fixado;
- Os métodos de predição da atenuação foram testados apenas para modelos termais 1D e 2D, cujos os mecanismo de deformação e transferência de calor diferem de um modelo 3D.

As equações de atenuação fornecem apenas uma solução aproximada, com base nos parâmetros fornecidos. Cabe ressaltar que os mecanismos de atenuação não só dependem dos efeitos extraídos do modelo termal, mas também de outros efeitos como, por exemplo, a anisotropia.

Quanto ao conteúdo de água, apresentou de fato semelhança ao descrito na mesma região. Contudo, é prematuro afirmar com certeza a compatibilidade do mesmo, pois a combinação de vários fatores podem gerar o mesmo resultado.

Como recomendações para futuros trabalhos: Aplicar a metodologia a um modelo termal com parâmetros consistentes com o cálculo da atenuação e aplicar os efeitos de atenuação em ondas-S.

6 Referências

ABERS, G. A.; PLANK, T.; HACKER, B. R. The wet nicaraguan slab. *Geophysical Research Letters*, v. 30, n. 2, p. 71–74, 2003. ISSN 1944-8007.

ANDERSON, D. L. *Theory of the Earth*. [S.l.]: Boston : Blackwell Scientific Publications, c1989., 1989. ISBN 0865423350.

AUSTIN, N. J.; EVANS, B. Paleowattmeters: A scaling relation for dynamically recrystallized grain size. *Geology*, Geological Society of America, v. 35, n. 4, p. 343–346, 2007. ISSN 0091-7613.

BARCKHAUSEN, U. et al. Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 106, n. B9, p. 19207–19220, 2001. ISSN 2156-2202.

BEHN, M. D.; HIRTH, G.; ELSENBEEK, J. R. Implications of grain size evolution on the seismic structure of the oceanic upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 282, n. 1–4, p. 178 – 189, 2009. ISSN 0012-821X.

BENSON, A. K. Seismic tomography. *Earth Science: Physics & Chemistry of the Earth*, p. 496, 2012. ISSN 9781587659737.

DAVIES, G. F. *Dynamic earth : plates, plumes, and mantle convection*. [S.l.]: Cambridge ; New York : Cambridge University Press, 1999., 1999. ISBN 0521590671.

DEMETS, C. A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the central american volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, v. 28, n. 21, p. 4043–4046, 2001. ISSN 1944-8007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2001GL013518>>.

DINC, A. N. et al. Mantle wedge hydration in nicaragua from local earthquake tomography. *Geophysical Journal International*, Blackwell Publishing Ltd, v. 186, n. 1, p. 99–112, 2011. ISSN 1365-246X. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05041.x>>.

FAUL, U. H.; JACKSON, I. The seismological signature of temperature and grain size variations in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 234, n. 1, p. 119 – 134, 2005. ISSN 0012-821X.

- FOWLER, C. M. R. *The Solid Earth*. 2. ed. [S.l.]: Cambridge University Press, 2004. ISBN 9780511819643.
- FRENCH, S. W. et al. Constraints on upper plate deformation in the nicaraguan subduction zone from earthquake relocation and directivity analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 11, n. 3, p. n/a–n/a, 2010. ISSN 1525-2027. Q03S20.
- GOES, S. et al. Low seismic velocities below mid-ocean ridges: Attenuation versus melt retention. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 117, n. B12, p. n/a–n/a, 2012. ISSN 2156-2202. B12403. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2012JB009637>>.
- GOES, S.; GOVERS, R.; VACHER, P. Shallow mantle temperatures under europe from p and s wave tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 105, n. B5, p. 11153–11169, 2000. ISSN 2156-2202.
- GOES, S.; LEE, S. van der. Thermal structure of the north american uppermost mantle inferred from seismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 107, n. B3, p. ETG 2–1–ETG 2–13, 2002. ISSN 2156-2202. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2000JB000049>>.
- IRGENS, F. *Rheology and Non-Newtonian Fluids*. [S.l.]: Springer International Publishing, 2013. ISBN 9783319010533.
- JACKSON, I. et al. Grain-size-sensitive seismic wave attenuation in polycrystalline olivine. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, v. 107, n. B12, p. ECV 5–1, 2002. ISSN 21699313.
- KARATO, S. Grain growth kinetics in olivine aggregates. *Tectonophysics*, v. 168, n. 4, p. 255 – 273, 1989. ISSN 0040-1951.
- KARATO, S. Effects of water on seismic wave velocities in the upper mantle. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, v. 71, n. 2, p. 61–66, 1995.
- KARATO, S.; WU, P. Rheology of the upper mantle: A synthesis. *Science*, American Association for the Advancement of Science, v. 260, n. 5109, p. 771–778, 1993. ISSN 0036-8075.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *An Introduction to Geophysical Exploration*. 3. ed. [S.l.]: Blackwell Science, 2002.

- KINGERY, W. D.; UHLMANN, D. R. D. R.; BOWEN, H. K. *Introduction to ceramics*. 2nd ed. ed. [S.l.]: New York : Wiley, 1976. ISBN 0471478601.
- LEKIC, V. et al. Measurement and implications of frequency dependence of attenuation. *Earth and Planetary Science Letters*, n. 1-4, p. 285, 2009. ISSN 0012-821X.
- LOWRIE, W. *Fundamentals of Geophysics*. 2. ed. [S.l.]: Cambridge University Press, 2007. ISBN 9781139465953.
- LOWRIE, W. *A Student's Guide to Geophysical Equations*. Cambridge University Press, 2011. Cambridge Books Online. ISBN 9780511794438. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1017/CBO9780511794438>>.
- PEACOCK, S. M. et al. Thermal structure of the Costa Rica-Nicaragua subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 149, n. 1 - 2, p. 187 – 200, 2005. ISSN 0031-9201. Thermal Structure and Dynamics of Subduction Zones: Insights from Observations and Modeling Van Keken S.I.
- PROTTI, M.; GIENDEL, F.; MCNALLY, K. Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica. *Geological Society of America Special Papers*, v. 295, p. 309–326, 1995.
- ROSAS, J.; CURRIE, C.; HE, J. Three-dimensional thermal model of the costa rica-nicaragua subduction zone. *Pure and Applied Geophysics*, Springer Basel, p. 1–23, 2015. ISSN 0033-4553.
- ROTH, E. G.; WIENS, D. A.; ZHAO, D. An empirical relationship between seismic attenuation and velocity anomalies in the upper mantle. *Geophysical Research Letters*, v. 27, n. 5, p. 601–604, 2000. ISSN 1944-8007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/1999GL005418>>.
- RYCHERT, C. A. et al. Strong along-arc variations in attenuation in the mantle wedge beneath costa rica and nicaragua. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, n. 10, p. n/a–n/a, 2008. ISSN 1525-2027. Q10S10. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002040>>.
- SAVAGE, J. C. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 88, n. B6, p. 4984–4996, 1983. ISSN 2156-2202.

- SCHUBERT, G.; TURCOTTE, D. L.; OLSON, P. *Mantle convection in the earth and planets*. [S.l.]: Cambridge ; New York : Cambridge University Press, 2001., 2001. ISBN 052135367X.
- SIEBERT, L.; SIMKIN, T.; KIMBERLY, P. *Volcanoes of the world*. [S.l.]: Washington, D.C. : Smithsonian Institution ; Berkeley ; University of California Press, c2010., 2010. ISBN 9780520268777.
- STÜWE, K. *Geodynamics of the lithosphere: an introduction*. [S.l.]: Berlin ; New York : Springer, c2007., 2007. ISBN 9783540712367.
- SUZUKI, Y. Kiyoo wadati and the path to the discovery of the intermediate-deep earthquake zone. *EPISODES*, v. 24, p. 118 – 123, 2001. ISSN 07053797.
- SYRACUSE, E. M. et al. Seismic tomography and earthquake locations in the nicaraguan and costa rican upper mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, n. 7, p. n/a–n/a, 2008. ISSN 1525-2027. Q07S08.
- von HUENE, R. et al. Morphotectonics of the pacific convergent margin of costa rica. *Geological Society of America Special Papers*, v. 295, p. 291–308, 1995.
- WADA, I.; BEHN, M. D.; HE, J. Grain-size distribution in the mantle wedge of subduction zones. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH -ALL SERIES-*, v. 116, n. B10, p. B10203, 2011a. ISSN 01480227.
- WESSEL, P.; SMITH, W. H. F. Free software helps map and display data. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 72, n. 41, p. 441–446, 1991. ISSN 2324-9250. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/90EO00319>>.
- WHITE, R. A.; HARLOW, D. H. Destructive upper-crustal earthquakes of central america since 1900. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 83, n. 4, p. 1115–1142, 1993.



Comparação entre atenuação observada e calculada na zona de subdução de Costa Rica-Nicarágua

Felipe da Cruz Pimentel Moreira Santos*, Universidade Federal Fluminense

Wagner Moreira Lupinacci, Universidade Federal Fluminense

Claire Currie, University of Alberta

Copyright 2016, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no VII Simpósio Brasileiro de Geofísica, Ouro Preto, 25 a 27 de outubro de 2016. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do VII SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Abstract

Seismic attenuation in the upper mantle is mostly associated to the anelastic effects. Those effects are more accentuated in S-waves, caused by the combination of temperature, water content and grain size. In this paper, we calculated the attenuation in the Costa Rica-Nicaragua region. For this we used a 3D thermal model, and fitted the water content and grain size. The results were compared with data obtained from the seismic inversion, for in same area. Even with model limitations for the melting effects, the region close to the trench shows reasonable agreement with observed data. Water content fitted also showed a similar trend with the observed in the region.

Introdução

A região da Costa Rica e Nicarágua está localizada na porção centro-oeste da América Central e sofre a influência de um limite convergente de placas tectônicas (Fig. 1), o que gera a expressão geomorfológica da Fossa Mesoamericana e um cinturão vulcânico ao longo do encontro das placas (Siebert et al., 2010; Peacock et al., 2005). Esta zona de subdução é formada pela colisão entre a placa oceânica de Cocos subductando sob a placa continental do Caribe. Segundo DeMets (2001) a convergência acontece a uma taxa de 73 mm/ano ao Sudoeste da Guatemala e 85 mm/ano próximo a Costa Rica, sendo um contato oblíquo entre as placas.

De modo geral a utilização de ondas sísmicas geradas por terremotos serve como base para extrair propriedades do interior da Terra (como exemplo ver, Gaité et al. (2015)). Por não se tratar de um meio perfeitamente elástico, perdas de energia estão associadas com a propagação das ondas sísmicas (Fowler, 2004). Contudo, no manto superior essa perda está mais relacionada com as propriedades anelásticas tais como variação de temperatura, geração de lava ou a presença de fluidos (Artemieva et al., 2004; Romanowicz and Mitchell, 2007; Dalton et al., 2008; Priestley and McKenzie, 2013).

Karato (1995) demonstrou que a água que percola até o manto, seja por fraturas ou associadas aos sedimentos, tem o efeito de relaxamento anelástico,

pois ao ser dissolvida substitui algumas ligações por hidroxila (OH^-), que são muito mais fracas se comparadas as ligações de minerais. Efeito similar acontece com o aumento da temperatura, que provoca uma redução da viscosidade ao se aproximar do ponto de derretimento (Priestley and McKenzie, 2013). Experimentos conduzidos em minerais de olivina apontam que o tamanho do grão também afeta a atenuação, no qual um menor tamanho de grão está associados a altos valores de atenuação (Jackson et al., 2002; Faul and Jackson, 2005).

O objetivo deste trabalho é estimar os efeitos de atenuação em ondas-S ao se propagarem no manto superior na zona de subdução de Costa Rica-Nicarágua. Para isto, calculamos o fator Q com base em um modelo de temperaturas e adaptamos os parâmetros de conteúdo de água e tamanho do grão, de modo que seja possível correlacionar com os valores observados através de tomografia sísmica obtidos na região por Rychert et al. (2008).

Metodologia

Os efeitos anelásticos foram calculados com base na Equação 1, que foi elaborada por Behn et al. (2009) baseada nos experimentos em laboratório de Faul and Jackson (2005) considerando um manto livre de derretimento:

$$Q^{-1} = \left(B d^{-p_Q} \omega^{-1} \exp \left(-\frac{E_Q + P V_Q}{RT} \right) \right)^\alpha, \quad (1)$$

O qual T é a temperatura absoluta, d o tamanho do grão de Olivina e C_{OH} é conteúdo de água, B é o fator pré-exponencial para o conteúdo de água, p_Q fator pré-exponencial para o grão, ω é a frequência, E_Q energia de ativação, V_Q volume de ativação, P pressão de confinamento, R constante universal dos gases e α fator adimensional de dependência da frequência. As constantes aqui usadas condizem com as mesmas utilizados por Faul and Jackson (2005) e Behn et al. (2009).

Nós extraímos três perfis do modelo termal 3D publicado por Rosas et al. (2015), sendo dois perfis verticais e um perfil horizontal (Fig. 1). Este modelo possui uma geometria de placas fixa e o manto com reologia de fluência de deslocamento. Os perfis verticais AA' (Fig. 2a) e BB' (Fig. 2b) ficam a 250 Km e 459 Km, respectivamente da extremidade sul do modelo. Já o perfil horizontal foi extraído a 70 km de profundidade e representa toda a extensão do modelo (Fig. 2c). Pelo

fato do modelo termal ser definido como um volume e os dados de atenuação como valores pontuais foi necessário efetuar uma reamostragem afim de, poder compara-los em um mesmo grid.

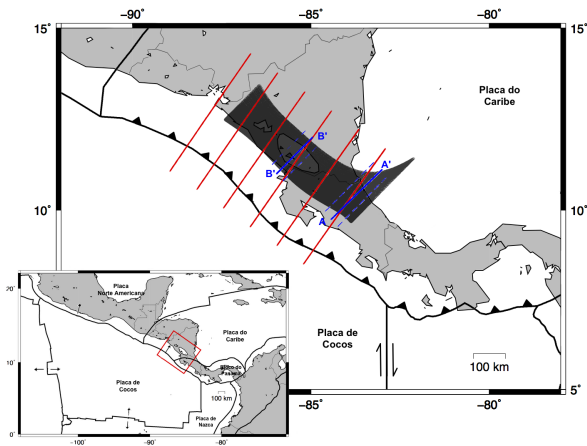


Figura 1: Mapa da área de estudo, em preto e azul representam o perfil horizontal a 70 km de profundidade respectivamente retirados de Rosas et al. (2015) e em vermelho dados de atenuação por Rychert et al. (2008)

Segundo Wada et al. (2011a), pelo modelo de evolução dinâmico do grão de Olivina, seu tamanho pode variar de 10 μ m a 1cm em pouco menos de 12 km ao se afastar da trincheira. Porém, esse valor tende a se estabilizar de acordo com as variações das condições termais e de deformação (Wada et al., 2011b). Desta forma, os valores do tamanho de grãos utilizados foram fixados em 1, 2 e 3 cm, no qual o valor máximo corresponde ao limite a que a Olivina pode atingir em condições observadas em laboratório.

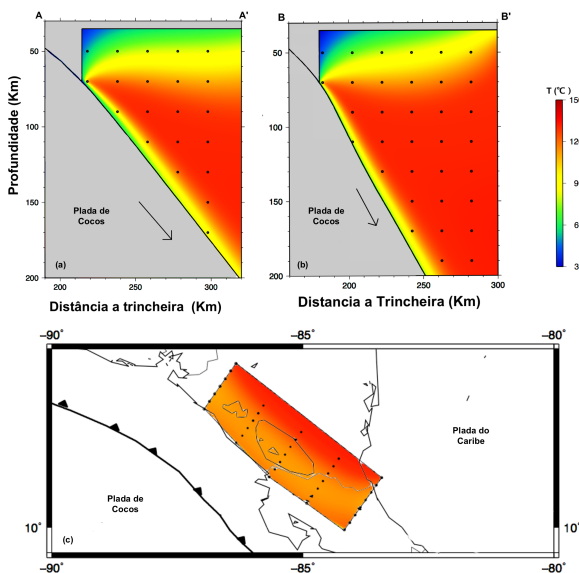


Figura 2: Perfil de temperatura: (a) vertical AA'; (b) vertical BB' e (c) horizontal a 70 km. Onde os pontos representam as posições da reamostragem

Quanto ao conteúdo de água foi usado como um parâmetro dinâmico, de modo a melhor se adaptar aos

valores observados em conjunto com as variações de tamanho de grão e o modelo de temperaturas. Sendo os valores característicos estabelecidos para manto seco 50 $H/10^6 Si$, úmido 1000 $H/10^6 Si$ e molhado 3000 $H/10^6 Si$, o mesmo estabelecido nos estudos de Karato (1995, 2013)

Resultados

A atenuação foi calculada para cada perfil de temperatura de modo que, para um tamanho de grão constante fosse selecionado um conteúdo de água adaptativo por amostra. Os resultados foram comparados com os observados por Rychert et al. (2008), sendo a diferença média e o desvio padrão apresentados na Tabela 1.

Tabela 1: Diferença média $|\Delta Q|$ entre o fator Q^{-1} calculado e observado em referência ao tamanho do grão (d) utilizado

Perfil	tamanho do grão		
	1 cm	2 cm	3 cm
AA'	5.15 ± 3.99	4.22 ± 3.36	3.77 ± 3.10
BB'	5.56 ± 4.40	4.63 ± 3.43	4.29 ± 2.92
Horizontal.	3.68 ± 2.93	3.38 ± 3.14	3.42 ± 3.38

Nas seções verticais, comparando a atenuação observada na região (Figs. 3a e 4a), a melhor aproximação para os perfis AA' e BB' foi obtida com valores de $d = 3$ cm. A atenuação calculada está representada nas Figuras 3b e 4b, respectivamente. As Figuras 3c e 4c mostram as diferenças (ΔQ) entre o fator Q^{-1} observado e calculado, sendo que em ambos os casos as regiões próximas a trincheira apresentaram melhores resultados. Com relação ao conteúdo de água, o perfil AA' (Fig. 3d) mostra o manto úmido na porção mais rasa (<60 km), e seco em maiores profundidades. Já no conteúdo de água do perfil BB' (Fig. 4d), a zona mais úmida se concentrou até aproximadamente 90 km de profundidade.

Comparando o perfil horizontal observado (Fig. 5a), o fator Q^{-1} calculado entre os três tamanhos de grãos não houve diferenças expressivas (Tab. 1). Sendo a melhor aproximação obtida (Fig. 5b) para $d = 1$, cujo o desvio padrão foi o menor observado. Semelhante aos perfis verticais, uma menor ΔQ se concentrou próximo a trincheira (Fig. 5c). Quanto ao conteúdo de água encontrado é seco ao sul e mais úmido em direção ao norte (Fig. 5d).

Conclusão

Os valores do fator Q^{-1} observados e calculados foram relativamente próximos nas profundidades menores que 100 km e próximos a trincheira. Considerando apenas os efeitos anelásticos dos parâmetros de temperatura, conteúdo de água e tamanho do grão foram efetivos na quantificação do fator Q^{-1} , em zonas de subdução nas regiões rasas e próximas a trincheira. Além disso, os valores adaptados de conteúdo de água são compatíveis com o que é observado na região, possuindo um manto mais hidratado a norte do que ao sul. Contudo, é

valido ressaltar a limitação dos métodos de predição da atenuação no qual nem todas as regiões do manto são passíveis de aproximação. Isto se deve ao fato que próximo a região do arco vulcânico a combinação de derretimento do manto e altas temperatura podem causar uma maior atenuação.

Agradecimentos

Agradeço ao CNPq e a University of Alberta pela oportunidade de intercâmbio acadêmico, através do programa Ciências Sem Fronteiras. Também agradecer a Juan Carlos Rosas por fornecer os dados do modelo termal, assim como Catherine Ann Rychert por ceder os dados de atenuação.

Referências

- Artemieva, I. M., Billien, M., Lévêque, J.-J. and Mooney, W. D. (2004), 'Shear wave velocity, seismic attenuation, and thermal structure of the continental upper mantle', *Geophysical Journal International* 157(2), 607 – 628.
- Behn, M. D., Hirth, G. and Elsenbeck, J. R. (2009), 'Implications of grain size evolution on the seismic structure of the oceanic upper mantle', *Earth and Planetary Science Letters* 282(1–4), 178 – 189.
- Dalton, C. A., Ekström, G. and Dziewoński, A. M. (2008), 'The global attenuation structure of the upper mantle', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 113(B9).
- DeMets, C. (2001), 'A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the central american volcanic arc', *Geophysical Research Letters* 28(21), 4043–4046.
URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2001GL013518>
- Faul, U. H. and Jackson, I. (2005), 'The seismological signature of temperature and grain size variations in the upper mantle', *Earth and Planetary Science Letters* 234(1–2), 119 – 134.
- Fowler, C. M. R. (2004), *The Solid Earth*, 2 edn, Cambridge University Press.
- Gaite, B., Villaseñor, A., Iglesias, A., Herraiz, M. and Jiménez-Munt, I. (2015), 'A 3-d shear velocity model of the southern north american and caribbean plates from ambient noise and earthquake tomography', *Solid Earth* 6(1), 271–284.
URL: <http://www.solid-earth.net/6/271/2015/>
- Jackson, I., Fitz Gerald, J. D., Faul, U. H. and Tan, B. H. (2002), 'Grain-size-sensitive seismic wave attenuation in polycrystalline olivine', *Journal of Geophysical Research. Solid Earth* 107(B12), ECV 5–1.
- Karato, S. (1995), 'Effects of water on seismic wave velocities in the upper mantle', *Proceedings of the Japan Academy, Series B* 71(2), 61–66.
- Karato, S. (2013), Mapping water content in the upper mantle, in 'Inside the Subduction Factory', American Geophysical Union, pp. 135–152.
URL: <http://dx.doi.org/10.1029/138GM08>
- Peacock, S. M., van Keken, P. E., Holloway, S. D., Hacker, B. R., Abers, G. A. and Fergason, R. L. (2005), 'Thermal structure of the Costa Rica-Nicaragua subduction zone', *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149(1 - 2), 187 – 200. Thermal Structure and Dynamics of Subduction Zones: Insights from Observations and Modeling Van Keken S.I.
- Priestley, K. and McKenzie, D. (2013), 'The relationship between shear wave velocity, temperature, attenuation and viscosity in the shallow part of the mantle.', *Earth and Planetary Science Letters* p. 78.
- Romanowicz, B. and Mitchell, B. (2007), 1.21 - deep earth structure – q of the earth from crust to core, in G. Schubert, ed., 'Treatise on Geophysics', Elsevier, Amsterdam, pp. 731 – 774.
- Rosas, J., Currie, C. and He, J. (2015), 'Three-dimensional thermal model of the Costa Rica-Nicaragua subduction zone', *Pure and Applied Geophysics* pp. 1–23.
- Rychert, C. A., Fischer, K. M., Abers, G. A., Plank, T., Syracuse, E., Protti, J. M., Gonzalez, V. and Strauch, W. (2008), 'Strong along-arc variations in attenuation in the mantle wedge beneath costa rica and nicaragua', *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9(10).
URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2008GC002040>
- Siebert, L., Simkin, T. and Kimberly, P. (2010), *Volcanoes of the world.*, Washington, D.C. : Smithsonian Institution ; Berkeley ; University of California Press, c2010.
- Wada, I., Behn, M. D. and He, J. (2011a), 'Grain-size distribution in the mantle wedge of subduction zones.', *Journal of Geophysical Research* 116(B10), B10203.
- Wada, I., Rychert, C. A. and Wang, K. (2011b), 'Sharp thermal transition in the forearc mantle wedge as a consequence of nonlinear mantle wedge flow', *Geophysical Research Letters* 38(13), n/a–n/a. L13308.
URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2011GL047705>

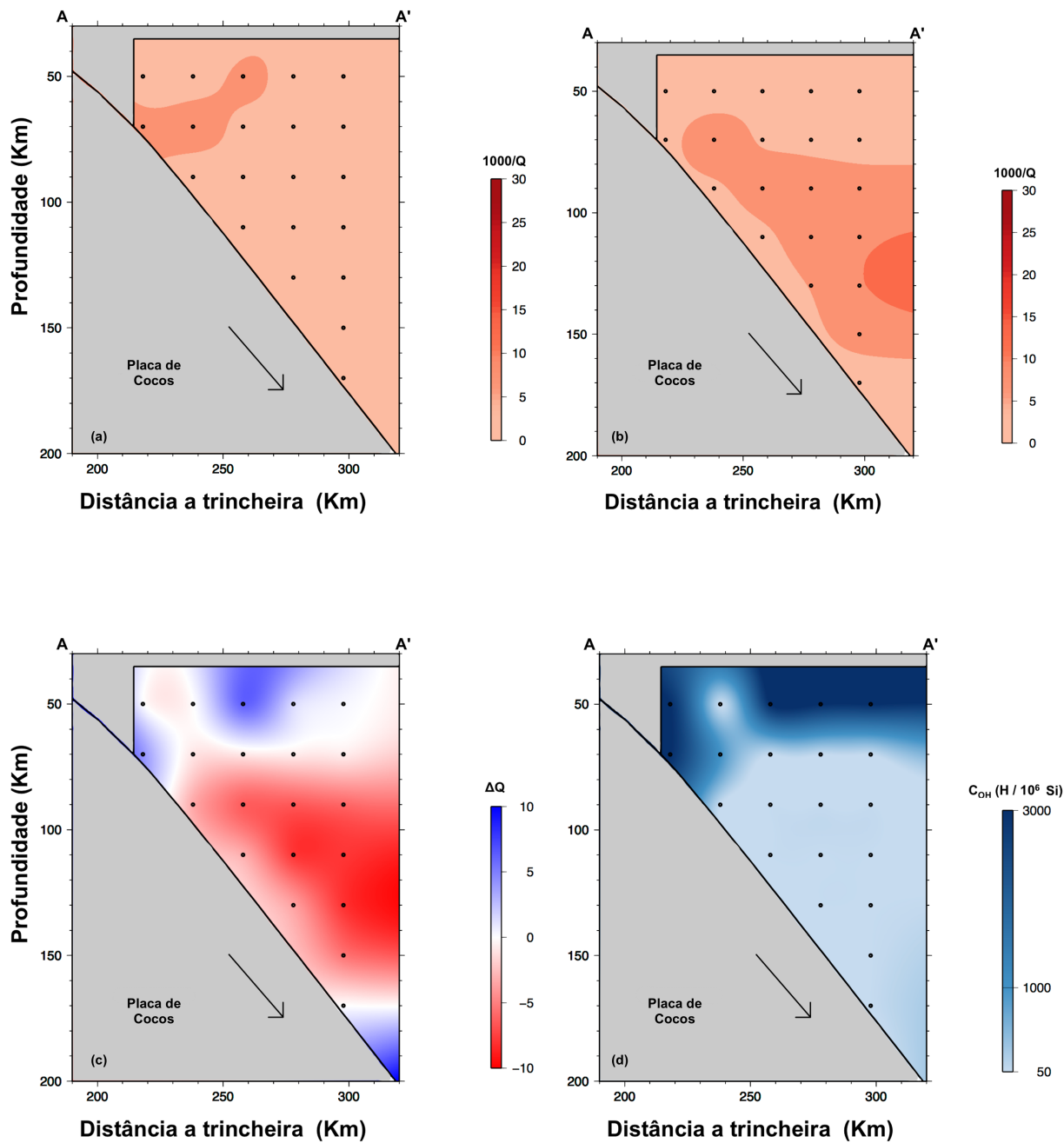


Figura 3: Perfil AA' : (a) Atenuação observada por Rychert et al. (2008); (b) Atenuação calculada; (c) Diferença entre calculada e observada (ΔQ); (d) Conteúdo de água adaptado.

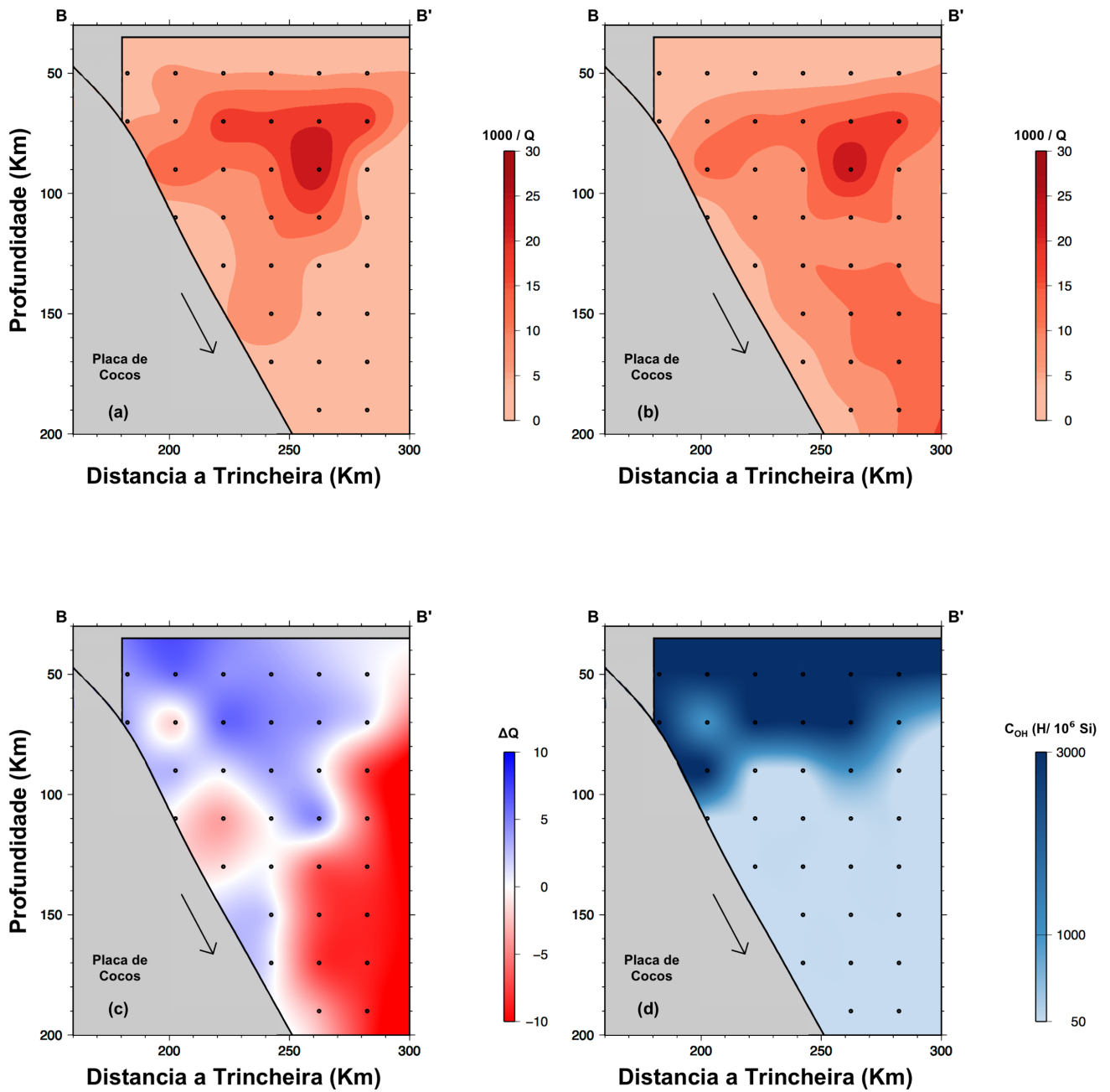


Figura 4: Perfil BB' : (a) Atenuação observada por Rychert et al. (2008); (b) Atenuação calculada; (c) Diferença entre calculada e observada (ΔQ); (d) Conteúdo de água adaptado

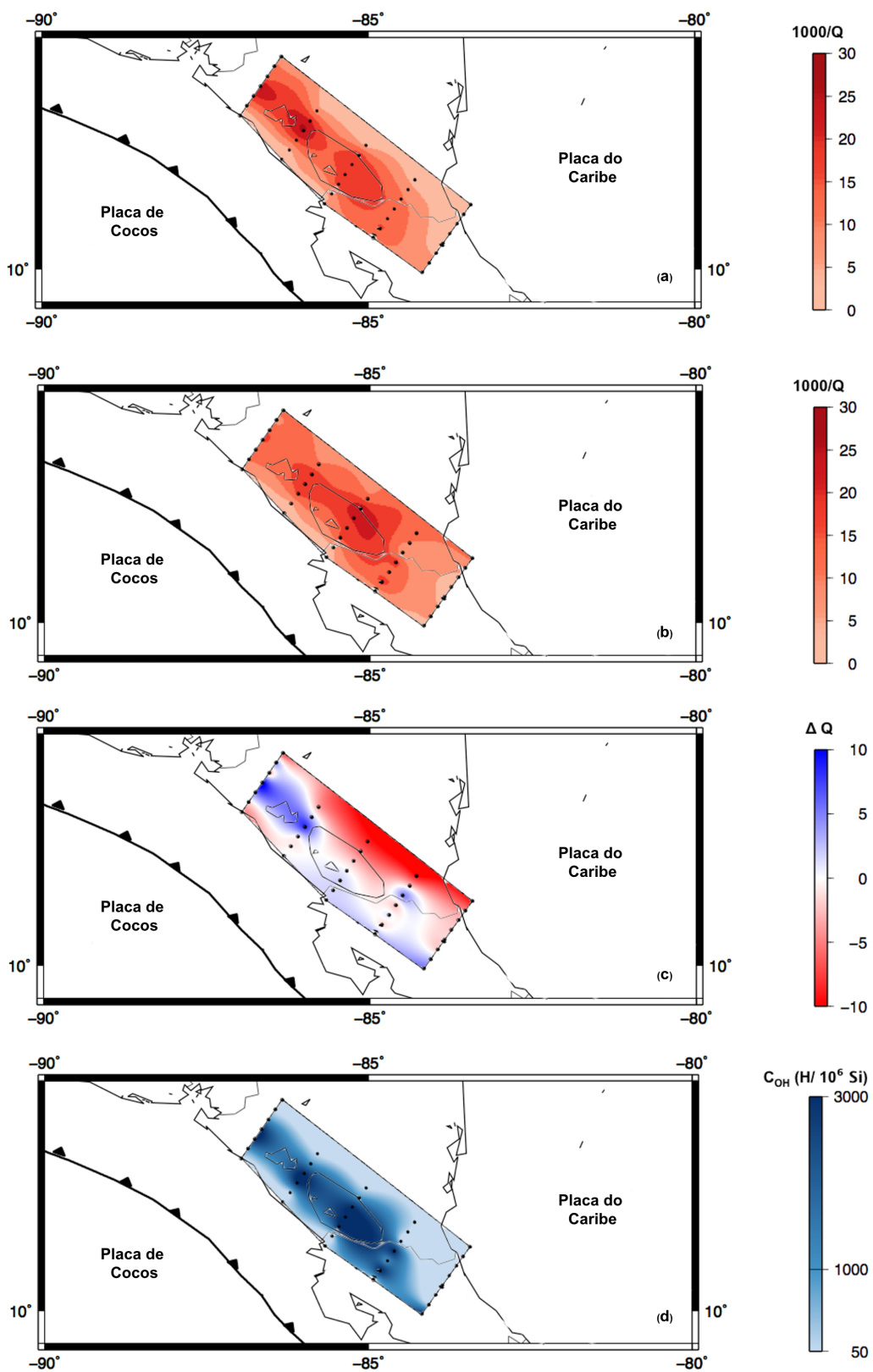


Figura 5: Perfil Horizontal: (a) Atenuação observada por Rychert et al. (2008); (b) Atenuação calculada; (c) Diferença entre calculada e observada (ΔQ); (d) Conteúdo de água adaptado.