

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA



PEDRO HENRIQUE ALBUQUERQUE DE CAMPOS SOUSA

**ESTUDO DO FATOR Q COM APLICAÇÃO EM DADO SÍSMICO DA  
BACIA DE PELOTAS**

MONOGRAFIA

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

**Niterói**  
**Fevereiro/2022**

PEDRO HENRIQUE ALBUQUERQUE DE CAMPOS SOUSA

**ESTUDO DO FATOR Q COM APLICAÇÃO EM DADO SÍSMICO DA  
BACIA DE PELOTAS**

Monografia apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Curso de Graduação em Geofísica para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

**Orientador**

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos

**Coorientadora**

Dra. Danielle Martins Tostes

**Niterói  
Fevereiro/2022**

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG  
Gerada com informações fornecidas pelo autor

S725e Sousa, Pedro Henrique Albuquerque de Campos  
Estudo do fator Q com aplicação em dado sísmico da Bacia de Pelotas / Pedro Henrique Albuquerque de Campos Sousa ; Marco Antonio Cetale Santos, orientador ; Danielle Martins Tostes, coorientadora. Niterói, 2022.  
59 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica)- Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Niterói, 2022.


1. Fator Q. 2. Estimativa do fator Q. 3. Absorção sísmica. 4. Filtro Inverso. 5. Produção intelectual. I. Santos, Marco Antonio Cetale, orientador. II. Tostes, Danielle Martins, coorientadora. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.


CDD -

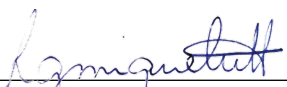
PEDRO HENRIQUE ALBUQUERQUE DE CAMPOS SOUSA  
**ESTUDO DO FATOR Q COM APLICAÇÃO EM DADO SÍSMICO DA BACIA DE  
PELOTAS**

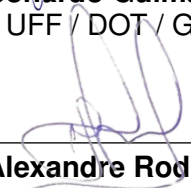
Monografia apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Curso de Graduação em Geofísica para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Aprovada em 10/Fevereiro/2022 pela banca examinadora abaixo:

  
\_\_\_\_\_  
**Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos (Orientador)**  
UFF / DOT / GISIS

  
\_\_\_\_\_  
**Dra. Danielle Martins Tostes (Coorientadora)**  
UFF / DOT / GISIS

  
\_\_\_\_\_  
**Prof. Dr. Leonardo Guimarães Miquelutti**  
UFF / DOT / GISIS

  
\_\_\_\_\_  
**Dr. Alexandre Rodrigo Maul**  
Petrobras

**Niterói**  
**Fevereiro/2022**

# Agradecimentos

Agradeço, primeiramente, ao meu orientador e professor Marco Antonio Cetale Santos, por apostar em mim para me orientar no trabalho final e também pela oportunidade da Iniciação Científica ao longo do curso.

Aos meus pais, Carlos e Cristina, por sempre estarem me apoiando durante toda essa trajetória da faculdade.

Ao GISIS e a todos os seus membros, o grupo de pesquisa que me acolheu durante esses últimos dois anos de faculdade. Em especial ao Paulo e ao Adriano que foram meus guias na Iniciação Científica e principalmente à Dani que esteve sempre me ajudando durante a monografia.

À UFF e à todos os professores com quem tive a honra de aprender, em especial aos professores do departamento de Geologia e Geofísica (GGO).

À Horizonte, empresa júnior do curso de geofísica, na qual passei um ano e meio. O aprendizado que adquiri por lá será carregado por toda minha trajetória profissional.

Ao grupo do projeto Pelotas do GISIS de onde retirei os dados reais utilizados neste trabalho, e permitindo contato prático com a Geofísica.

Aos meus amigos de curso com quem estudei várias horas juntos para passar nas disciplinas da faculdade.

Aos membros da banca examinadora que leram meu trabalho e me avaliaram.

E por fim, a empresa Emerson, que disponibilizou o *software* Paradigm utilizado neste trabalho.

# Resumo

SOUSA, Pedro Henrique. **Estudo do fator Q com aplicação em dado sísmico da Bacia de Pelotas**. Monografia, Universidade Federal Fluminense. Niterói, p. 59. 2022.

A absorção sísmica afeta os dados sísmicos adquiridos com a propagação da onda. Isto é provocado porque a Terra funciona como um meio inelástico, afetando a amplitude (atenuação) e fase da onda (dispersão). Sem corrigir esses efeitos, a qualidade do dado fica comprometida e sua resolução é afetada, podendo até mesmo causar distorções nos refletores sísmicos gerados. É possível estudar esses efeitos através do fator de qualidade (Q). O fator Q pode compensar os efeitos inelásticos da Terra através de sua estimativa e, posteriormente, com a aplicação de um filtro inverso Q para compensar o impacto da absorção sísmica no dado. O presente trabalho teve como objetivo estudar a atenuação sísmica em dados sintéticos e reais da Bacia de Pelotas. Usou-se da estimativa do fator Q e aplicação do respectivo filtro inverso Q para a correção da atenuação sísmica sobre os dados sintéticos e reais. Realizou-se também uma comparação entre os métodos de estimativa do fator Q para ver o mais adequado em cada situação.

**Palavras-chaves:** Fator Q, Estimativa do fator Q, Absorção sísmica, Filtro Inverso.

# Abstract

SOUSA, Pedro Henrique. **Q factor study with application in seismic data from the Pelotas Basin**. Monography, Fluminense Federal University. Niterói, p. 59. 2022.

Seismic absorption affects seismic data acquired with wave propagation. This is caused because the Earth works as an inelastic medium, affecting the amplitude (attenuation) and wave phase (scattering). Without correcting these effects, the data quality is compromised and its resolution, affected, and may even cause distortions in the generated seismic reflectors. It is possible to study these effects through the quality factor (Q). After knowing the Q factor can compensate for inelastic Earth effects by estimating it and it is possible to apply an inverse Q filter to compensate for the impact of seismic absorption on the data. The objective of this work was to study the seismic attenuation in synthetic and real data from the Pelotas Basin, through the Q factor estimation and application of an inverse Q filter to correct the seismic attenuation on the synthetic and real data used. Besides, a comparison between the estimation methods was made to see the most appropriate in each situation.

**Key Words:** Q factor, Estimate of the Q factor, Seismic absorption, Inverse Filter.

# Lista de ilustrações

Figura 1 – Modelo de compressão e deslocamento de uma onda compressional. Modificado de Kearey, Brooks e Hill (2002). . . . .	16
Figura 2 – Modelo da perturbação perpendicular a direção de propagação da onda S. Modificado de Kearey, Brooks e Hill (2002). . . . .	16
Figura 3 – Comparação entre traços sísmicos em meios distintos . . . . .	17
Figura 4 – Pacote de onda resultante da soma de duas ondas monocromáticas (20 e 22 Hz). . . . .	23
Figura 5 – Painéis demonstrando a importância da frequência na velocidade de fase. . . . .	29
Figura 6 – Representação esquemática do método da razão espectral. . . . .	32
Figura 7 – Um espectro de <i>input</i> com um centroide de 400 <i>Hz</i> aplicado como resposta de um meio absorcivo. . . . .	33
Figura 8 – Exemplo de <i>common-midpoint gather</i> sintético gerado a partir de uma <i>wavelet</i> Ricker de 50 Hz sendo atenuada. . . . .	34
Figura 9 – Mapa da região da bacia de Pelotas e arredores. (FONTANA; BERLATO, 1996) . . . . .	38
Figura 10 – Fluxo de <i>workflow</i> sugerido no manual do <i>software</i> ECHOS para trabalhar com fator de qualidade Q. . . . .	40
Figura 11 – Linha 0239_370 processada até a etapa do empilhamento ( <i>stack</i> pelo grupo GISIS) . . . . .	40
Figura 12 – Modelo sintético plano-paralelo. . . . .	41
Figura 13 – Modelo sintético com falha vertical. . . . .	42
Figura 14 – Sismograma sintético do modelo plano-paralelo produzido através do método de Kolsky. . . . .	44
Figura 15 – Sismograma sintético do modelo falha vertical produzido através do método de Kolsky. . . . .	44
Figura 16 – Comparação entre os traços sísmicos de uma onda com e sem os efeitos da absorção sísmica. . . . .	45
Figura 17 – Estimativa do fator Q realizada com o método do deslocamento do centróide de frequência (CFS) projetada sobre o sismograma viscoelástico de um modelo plano-paralelo . . . . .	46
Figura 18 – Estimativa do fator Q realizada com o método do deslocamento da frequência de pico (PFS) projetada sobre o sismograma viscoelástico de um modelo plano-paralelo . . . . .	46



Figura 19 – Estimativa do fator Q realizada com o método do deslocamento do centróide de frequência (CFS) projetada sobre o sismograma viscoelástico de um modelo de falha vertical . . . . .	47
Figura 20 – Estimativa do fator Q realizada com o método do deslocamento da frequência de pico (PFS) projetada sobre o sismograma viscoelástico de um modelo de falha vertical . . . . .	48
Figura 21 – Sismograma da parte rasa da linha 239_370 da bacia de pelotas. Este sismograma se encontra na etapa de pós-empilhamento. . . .	49
Figura 22 – Sismograma da parte intermediária da linha 239_370 da bacia de pelotas. Este sismograma se encontra na etapa de pós-empilhamento.	50
Figura 23 – Sismograma da parte profunda da linha 239_370 da bacia de pelotas. Este sismograma se encontra na etapa de pós-empilhamento. . . .	51
Figura 24 – Estimativas do fator Q. Quanto mais para cores quentes (vermelho), menor o fator Q e quanto mais para cores frias (azul), maior o fator Q	52
Figura 25 – Sismograma da parte rasa da linha 239_370 da Bacia de Pelotas após a aplicação do filtro inverso Q . . . . .	53
Figura 26 – Comparação dos espectros de amplitude por frequência da parte rasa da linha 239_370. . . . .	53
Figura 27 – Comparação dos espectros de amplitude por frequência da parte intermediária da linha 239_370. . . . .	54
Figura 28 – Comparação dos espectros de amplitude por frequência da parte profunda da linha 239_370. . . . .	54
Figura 29 – Comparação dos sismogramas da linha 239_370 na região com presença de hidrato de gás. . . . .	55
Figura 30 – Comparação dos espectros de amplitude por frequência na região com presença de hidrato de gás. . . . .	56

# Lista de tabelas

Tabela 1 – Litologias e diferentes valores para fatores de qualidade Q distintos. Adaptado de (SHERIFF; GELDART, 1995). . . . .	26
Tabela 2 – Tabela contendo os valores de Q correspondentes a cada uma das camadas do modelo de velocidade plano-paralelo. Na camada d'água o valor é 10000 porque não existe absorção sísmica. . . . .	43
Tabela 3 – Tabela contendo os valores de Q correspondentes a cada uma das camadas do modelo de velocidade falha vertical. Na camada d'água o valor é 10000 porque não existe absorção sísmica. . . . .	43
Tabela 4 – Tabela comparando os valores de Q intervalar estimados pelos métodos CFS e PFS com os valores reais dos dados gerados pelo método de Kolsky. Modelo Plano-paralelo. . . . .	47
Tabela 5 – Tabela comparando os valores de Q intervalar estimados pelos métodos CFS e PFS com os valores reais dos dados gerados pelo método de Kolsky. Modelo de Falha Vertical. . . . .	48
Tabela 6 – Tabela contendo os valores de compensação máxima de Q usados no filtro inverso Q para cada profundidade . . . . .	52

# Lista de abreviaturas e siglas

ANP	Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis
CDP	<i>Common Depth Point</i>
CFS	Método do deslocamento do centroide de frequência
CMP	<i>Common Midpoint Gather</i>
GGO	Departamento de Geologia e Geofísica
GISIS	Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica
PFS	Método do deslocamento da frequência de pico
UFF	Universidade Federal Fluminense
VSP	<i>Vertical Seismic Profile</i>

# Lista de símbolos

$\omega$	Frequência angular
$\alpha$	Coeficiente de atenuação
$\epsilon$	Coeficiente de deformação
$\sigma$	Coeficiente de tensão
$\delta$	Atraso de fase
$\rho$	Densidade
$V_p$	Velocidade da onda P (compressional)
$f$	frequência fornecida em Hertz (Hz) (compressional)
$\lambda$	comprimento da onda
$\gamma$	Fator de atenuação
$\tau$	Tempo convertido para aplicar o filtro inverso Q

# Sumário

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>13</b>
<b>2</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>15</b>
2.1	Sísmica de Reflexão	15
2.2	Absorção sísmica	16
2.2.1	Atenuação Sísmica	17
2.2.2	Dispersão e efeitos de variação de frequência	22
2.3	Fator de Qualidade (Q)	24
2.4	Método de Kolsky	26
2.5	Métodos de estimativa de fator Q	29
2.5.1	Método da razão espectral	30
2.5.2	Método do deslocamento do centroide de frequência	31
2.5.3	Método do deslocamento da frequência de pico	34
2.6	Filtro Inverso Q	35
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>38</b>
3.1	Área de estudo	38
3.2	Metodologia	39
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES</b>	<b>41</b>
4.1	Modelo Sintético	41
4.2	Dados Reais	49
<b>5</b>	<b>CONCLUSÃO</b>	<b>57</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>58</b>

# 1 Introdução

A geofísica é uma ciência que existe com o intuito de se entender mais sobre a Terra e os fenômenos que a envolvem. No começo do século XX, existiu-se a necessidade para fins exploratórios e científicos, de se conhecer as camadas mais profundas da subsuperfície (YILMAZ, 2001). A alternativa encontrada para se obter resultados de forma indireta em zonas cada vez mais profundas foi a aplicação dos métodos que dependem das propriedades físicas dos meios geológicos. Esses métodos são divididos de acordo com suas características entre eletromagnéticos, potenciais e sísmicos.

Este trabalho foi desenvolvido a partir dos métodos sísmicos, onde a aquisição de dados depende da emissão de uma onda mecânica gerada através de uma fonte sísmica, que se propaga na subsuperfície causando fenômenos, dentre os quais, os de reflexão, para a obtenção das informações a serem analisadas. Esses fenômenos serão então, captados pelos receptores na superfície gerando modelos de imagem conhecidos como sismogramas.

A propagação desse tipo de onda na Terra é caracterizada pelo comportamento absorcivo, representado por um modelo viscoelástico, o qual é diferente da aproximação comumente utilizada com meios puramente elásticos. Esse comportamento absorcivo é dividido entre atenuação e dispersão. Os efeitos da atenuação produzidos sobre a onda propagada, provocam queda de amplitude e perdas das altas frequências no sinal dos dados e os efeitos de dispersão que causam a deformação da forma de onda, resultando em dados com baixa resolução e baixa razão sinal-ruído.

Como esses efeitos interferem na qualidade do sinal, desenvolveu-se este trabalho para descrever alguns aspectos e comparações destes efeitos. A absorção é expressa por um fator adimensional conhecido por Fator de Qualidade (Fator Q) que é uma medida quantitativa da perda de energia do sistema. Sua estimativa constitui o primeiro passo para a correção de seus efeitos no dado sísmico.

O objetivo prático do estudo de técnicas de estimativa do fator Q é ter como aplicar essas estimativas, de forma inversa, em dados reais buscando entender alguns

artefatos geológicos que produzem efeitos de forte absorção no traço sísmico. Neste caso, a área de estudo (Bacia de Pelotas) contém a presença de hidratos de gás, que quando visualizado em levantamentos sísmicos, são vistos como *brightspots*, que são uma anomalia de amplitude sísmica que podem indicar a presença de hidrocarbonetos, assim, atrapalhando a interpretação das camadas geológicas nessa região. Portanto, ao aplicar um filtro inverso Q sobre esse sismograma, buscou-se recuperar a amplitude do traço sísmico.

Neste trabalho foram aplicados dois métodos distintos de estimativa do fator Q sobre um dado sintético para verificar qual destes apresenta o melhor resultado. Além disso, se utilizou de um terceiro método para estimar os valores de Q sobre um sismograma, com dados reais da Bacia de Pelotas, processado após a etapa do empilhamento dos traços sísmicos (*stack*). Essa estimativa real, foi feita considerando apenas a atenuação sísmica do dado, e com ela foi testada o uso de um filtro inverso Q produzido por uma função vertical gerada através da estimativa do fator Q.

Por fim, levantou-se discussões sobre como o fator Q impacta no resultado e se ele é uma opção viável para este tipo de característica geológica. Neste trabalho, o dado real da Bacia de Pelotas teve um bom ganho nos resultados na região dos hidratos de gás após a aplicação de um filtro inverso feito com base na estimativa do fator Q calculada.

A monografia está dividida nos capítulos de revisão bibliográfica, materiais e métodos, resultados e discussões, e por fim, conclusão.

## 2 Revisão Bibliográfica

### 2.1 Sísmica de Reflexão

O método sísmico é o método geofísico mais utilizado para a detecção de reservatórios de hidrocarbonetos em subsuperfície. O motivo disso é que com ele, consegue-se a geração de modelos detalhados que fornecem várias informações, principalmente com relação a geologia local onde pode-se observar reservatórios, recursos minerais e outros tipos de estruturas (YILMAZ, 2001).

Como cada vez mais, se busca por recursos de potenciais exploratórios, como óleo e gás, foi necessário desenvolver esse método de maneira comercial, aprimorando-se assim suas técnicas nas diferentes áreas: aquisição sísmica, processamento e interpretação.

O funcionamento do método se dá pela emissão de uma onda mecânica produzida por uma fonte sísmica com frequências geralmente entre 5 e 100 Hz. Essa onda penetra a subsuperfície e acaba sofrendo perturbações e posteriormente reflexões e refrações que são captadas por um grupo de receptores na superfície. Esses receptores capturam informações importantes dessas ondas como o seu tempo de trânsito e sua amplitude.

As ondas produzidas pela fonte se dividem em dois grupos: onda P e onda S. A onda P (Figura 1) representa a onda primária ou onda compressional e tem como característica ser a com menor tempo de trânsito e a única a se propagar em todos os tipos de meios. A onda S (Figura 2) é a onda secundária ou cisalhante, esse nome indica que ela se propaga após a primária e ela, portanto, possui uma velocidade menor. Ela se propaga apenas em meios sólidos.

A importância de conhecer os tipos de onda é que a partir da reflexão dessas formas de onda, consegue-se realizar todos os tipos de estudos de levantamentos sísmicos principalmente os de velocidade.

Por fim, vale ressaltar que, ao conhecer o tipo de onda com que estamos



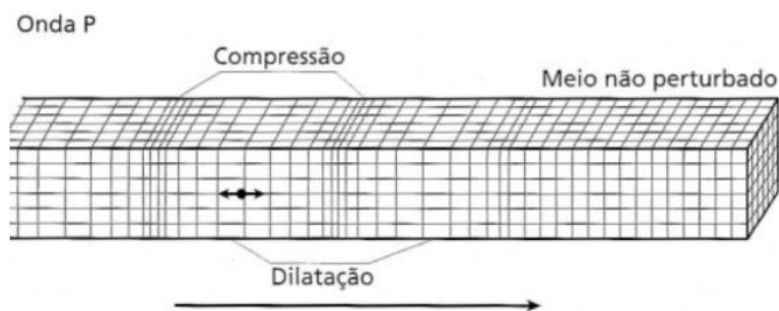


Figura 1 – Modelo de compressão e deslocamento de uma onda compressional. Modificado de Kearey, Brooks e Hill (2002).

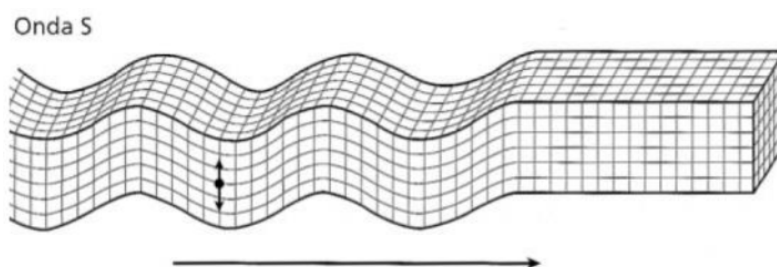


Figura 2 – Modelo da perturbação perpendicular a direção de propagação da onda S. Modificado de Kearey, Brooks e Hill (2002).

trabalhando, obtém-se informações sobre os fenômenos que a envolvem. Na próxima seção serão abordados os fenômenos da absorção, a utilização de uma onda P ou S, e como estes podem influenciar o resultado final.

## 2.2 Absorção sísmica

O conceito da absorção sísmica está relacionado às características inelásticas da Terra. A onda quando percorre um meio contínuo, homogêneo e elástico tem sua amplitude e fase permanecendo constantes em todo o trajeto. Porém, a subsuperfície acaba por não ser perfeitamente elástica, possuindo características de dissipação. Isso ocorre pois o meio funciona como um filtro passa-baixa atenuando as altas frequências e conseqüentemente a amplitude do sinal sísmico. Assim para solucionar esse problema, diversos cientistas no século XX passaram a estudar esses fenômenos.

As descobertas sobre essa área tiveram início na década de 1940 com Born (1941). Ele estudava o comportamento dos materiais e acabou caracterizando os meios inelásticos em função da perda de energia (Figura 3). Já na década de 1970, nomes como Liu, Anderson e Kanamori (1976), colaboraram para a evolução da

sismologia, vários outros trabalhos foram publicados, muitos utilizados até os dias atuais para se lidar com a absorção sísmica.

Esses meios inelásticos ficaram conhecidos como meios viscoelásticos. Neles ocorre também a alteração na forma da onda em consequência da diferença das velocidades de fase em cada uma das frequências, que viajam em tempos diferentes (KOLSKY, 1964). Esses fenômenos causam a dispersão das frequências das ondas.

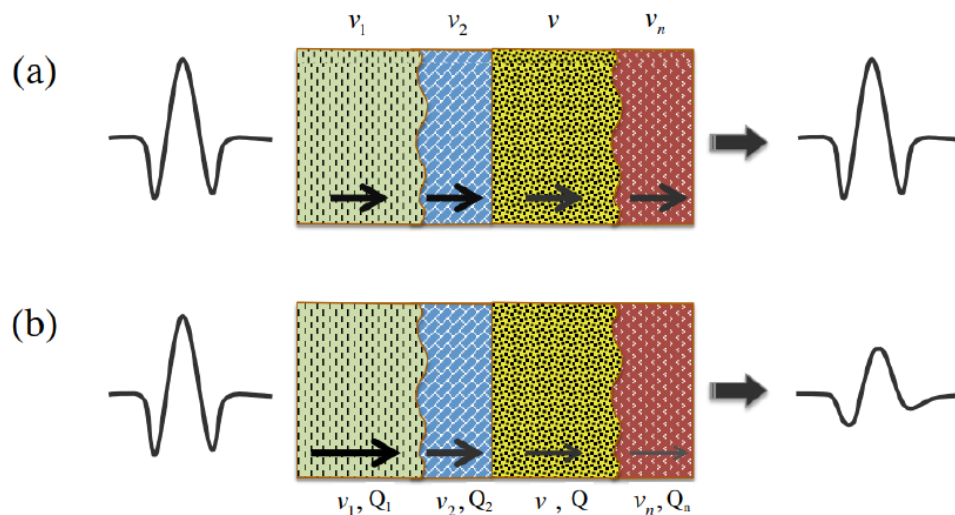


Figura 3 – (a) - Traço sísmico ao percorrer um meio completamente elástico; (b) - Atenuação da amplitude e alteração (distorção) da forma do pulso sísmico decorrente dos efeitos viscoelásticos da Terra. Zhang e Ulrych (2007).

Também se definiu que a absorção é composta de duas partes: atenuação e dispersão. Para cada uma dessas áreas se desenvolveram diferentes metodologias com diferentes métodos de estimativas de  $Q$  e compensação e até mesmo tipos de processamento.

Tendo definido os conceitos básicos da absorção, o foco agora é descrever cada um dos seus subcomponentes.

### 2.2.1 Atenuação Sísmica

A atenuação sísmica é um dos dois componentes que formam a absorção sísmica. A característica que define a atenuação é o seu efeito sobre a amplitude da onda sísmica que acaba reduzindo a amplitude presente ao longo do traço sísmico.

Em O'Doherty e Anstey (1971) foram definidos os fatores que afetam as reflexões.

Antes, se assumia que o ruído de fundo da aquisição era a principal causa, porém, eles perceberam que o próprio meio onde a onda é propagada produz efeitos que afetam a amplitude. Assim, acabaram criando subdivisões na recém nomeada atenuação sísmica.

Logo se chegou à definição de que uma onda que se origina de uma fonte sísmica e se propaga na direção em um refletor horizontal e é posteriormente refletida ao retornar a superfície, possui sua amplitude diminuída em função de três fatores: divergência esférica (ou espalhamento geométrico), partições de energia nas descontinuidades acústicas e atenuação.

A divergência esférica foi definida por Iverson (1987) e é pouco relevante para longas distâncias. A 7 km da fonte, a atenuação é da escala de 2 dB/km. Já em distâncias curtas, como, por exemplo, 100 m, a atenuação é bem mais forte aumentando para a 42 dB/km. Esta, realmente não atenua a onda, o que acontece na realidade é que como os valores de amplitude acabam se espalhando por todo comprimento de onda, os valores de máximo acabam sendo repartidos na extensão da frente de onda.

Em contraste, a atenuação anelástica permanece constante pela distância, sendo seu parâmetro principal a frequência. Para baixas frequências (20 Hz), é de apenas 1 dB/km, já para dados de altas frequências a atenuação é maior chegando a aproximadamente 90 dB/km. Sendo assim, a perda seletiva das altas frequências provoca um alongamento do período e comprimento de onda dominantes, diminuindo a banda efetiva do sinal, resultando na degradação da resolução vertical sísmica.

Ao todo, o que se sabe primariamente sobre a equação da onda é que, segundo Born (1941), a amplitude sísmica de uma onda plana em um meio vai ter que decrescer exponencialmente com a distância. Isso pode ser observado na expressão abaixo:

$$A_x = A_0 \exp(-\alpha x) \quad (2.1)$$

onde  $A_0$  é a amplitude inicial,  $A_x$  é a nova amplitude agora atenuada,  $\alpha$  é o coeficiente de atenuação e  $x$  o comprimento. Essa expressão representa uma perda constante de amplitude pela distância percorrida.

Esses efeitos de atenuação sísmica são subdivididos em duas categorias:

atenuação intrínseca e atenuação aparente.

A atenuação intrínseca é relacionada às características intrínsecas (próprias) das rochas como, por exemplo, a presença de fluidos entre elas e o efeito de atrito entre grãos presentes em poros das rochas que gera perdas por transformação de som em calor. Já a atenuação aparente é relacionada ao espalhamento geométrico do sinal ao distribuir a amplitude da onda sísmica ao longo de todo o comprimento da sua frente de onda, sofrendo reflexões e refrações ao longo de todo seu comprimento.

Existem duas formas de relacionar as equações de Q sobre a atenuação. A primeira é de forma linear baseada na linearidade da lei de Hooke e a segunda considera aqueles efeitos inelásticos da rocha citados acima e cria algumas matrizes de inelasticidade para se adequar os valores.

A lei de Hooke é representada pela equação:

$$F = Kx \quad (2.2)$$

onde  $F$  é a força elástica,  $K$  a constante elástica do material (N/m) e  $x$  é o deslocamento em metros. Pode-se reescrever essa equação relacionando o módulo de Young ( $E$ ) com uma tensão aplicada ( $\sigma$ ) através de uma deformação ( $\epsilon$ ):

$$\sigma = E\epsilon \quad (2.3)$$

A equação anterior verifica se um sólido segue as regras da elasticidade de Hooke. Se a relação da equação acima for real, o termo é completamente elástico sem existir uma taxa de deformação adicional. Porém, se essa relação não ocorrer, a razão tensão-deformação é não-linear e representa um meio não-elástico.

Em Kolsky (1964) é dito que existem diversas formas de descrever o comportamento de um sólido viscoelástico matematicamente. Com base nas equações vistas logo acima, uma dessas é na forma de uma exponencial complexa, onde obtém-se as seguintes equações:

$$\sigma = \sigma_0 \exp(i\omega t) \quad (2.4)$$

$$\epsilon = \epsilon_0 \exp(i\omega t - i\delta) \quad (2.5)$$

onde  $\sigma$  é o tensão;  $\epsilon$  é a deformação;  $\omega$  é a frequência angular e o  $\delta$  é o atraso de fase.

A partir daí, é possível adaptar a Equação 2.2 para uma onda com velocidade  $V_p$ .

Aplicando uma razão entre as variáveis de tensão e deformação, chegamos ao módulo elástico da onda compressional P ( $M$ ):

$$\frac{\sigma}{\epsilon} = M = \frac{\sigma_0}{\epsilon_0} \exp(i\delta) \quad (2.6)$$

Adaptando essa igualdade obtém-se a relação:

$$M = \frac{\sigma_0}{\epsilon_0} (\cos \delta + i \operatorname{sen} \delta) = M_{re} (1 + i \tan \delta) \quad (2.7)$$

Sabendo que o  $M_{re}$  é a componente real de um módulo elástico, obtem-se:

$$M = M_{re} + M_{im} \quad (2.8)$$

Utilizando a Equação 2.8 para o módulo de Young na Equação 2.3 tem-se:

$$\sigma = (M_{re} + M_{im})\epsilon \quad (2.9)$$

No caso de  $\delta = 0$ , a tangente da Equação 2.7 se torna nula, e temos um modelo sem perdas de energia para o meio, com a parte imaginária sendo nula e o módulo elástico da onda  $M$  sendo apenas a componente real  $M_{re}$ , obtida pela relação:

$$M_{re} = V_p^2 \rho \quad (2.10)$$

onde  $V_p$  é a velocidade da onda P e  $\rho$  é a densidade. Já quando  $\delta > 0$ , a velocidade passa a depender do ângulo de perda.

Com isso, se usa o módulo elástico  $M$  para se obter a velocidade complexa  $c$ :

$$c = \sqrt{\frac{M}{\rho}}, \quad (2.11)$$

$$c = \sqrt{\frac{M_{re}(1 + i \tan \delta)}{\rho}} \quad (2.12)$$

Assim, se reescreve a equação para um número de onda vertical unidimensional:

$$k(\omega) = \frac{\omega}{c} = \omega \sqrt{\frac{\rho}{M_{re}(1 + i \tan \delta)}} = \frac{\omega}{v(\omega)\sqrt{1 + i \tan \delta}} \quad (2.13)$$

onde  $v(\omega)$  é a velocidade angular.

Igualando a  $\tan \delta$  a zero (perdas pequenas), é possível relacionar o número de onda  $k(\omega)$  ao seu polinômio de Taylor de segunda ordem:

$$k(\omega) = \frac{\omega}{v(\omega)} \left( 1 - \frac{i \tan \delta}{2} \right) \quad (2.14)$$

A Equação 2.14 representa a propagação de onda em meios que tem perda de energia como os estudados nesse trabalho. Em Wang (2008), se afirma que para a incorporação dos efeitos de perda de energia na propagação de onda é necessário igualar o número de onda a um valor complexo. Assim chega-se a equação do coeficiente de atenuação onde ao relacionar as equações para número de onda complexos, tem-se:

$$\alpha(\omega) = \frac{\omega \tan \delta}{2v(\omega)} \quad (2.15)$$

O coeficiente de atenuação  $\alpha(\omega)$  é apresentado pela Equação 2.15. Existe uma perda de energia referente a cada uma das frequências e ao mesmo tempo, tem um comportamento linear com a frequência angular ( $\omega$ ).

### 2.2.2 Dispersão e efeitos de variação de frequência

Consideremos uma onda de frequência única (monocromática) e plana  $u_1(x, t)$  com uma frequência angular  $\omega_1$  e número de onda  $k_1$ :

$$u_1(t, x) = \cos(\omega_1 t - k_1 x) \quad (2.16)$$

onde a velocidade  $v_1$  é encontrada por:

$$v_1 = \lambda f \quad (2.17)$$

onde  $\lambda$  é o comprimento de onda e o  $f$  é a frequência da onda.

A partir das definições de frequência angular  $\omega$  e número de onda  $k$  vistas abaixo:

$$\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T} \quad (2.18)$$

onde  $T$  é o período da onda.

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (2.19)$$

é possível reescrever as equações de velocidade de propagação da seguinte forma:

$$v_1 = \frac{\omega_1}{k_1} = v_{phase} = v_{group} \quad (2.20)$$

A velocidade acima é composta apenas por uma única onda com frequência única e descreve tanto a velocidade de fase, como a velocidade de grupo.

Agora, pode-se fazer outra comparação. Quando  $u_1(x, t)$  é somado a uma outra onda plana  $u_2(x, t)$ , levando em consideração elas possuírem uma diferença pequena em seu número de onda  $k$  e na sua frequência angular  $\omega$ , nosso pacote de onda pode ser descrito por:

$$U(\omega t - kx) = A(t, x) \cdot \cos(\omega t - kx) \tag{2.21}$$

onde a amplitude  $A(t, x)$  da equação 2.21 é:

$$A(t, x) = 2 \cos\left(\frac{\Delta\omega}{2}t - \frac{\Delta k}{2}x\right). \tag{2.22}$$

Essa Equação 2.21 do pacote de onda representa a superposição de ondas harmônicas. Isso é similar ao funcionamento de uma série de Fourier. Usando as Equações 2.20 e 2.21, consegue-se obter a expressão da velocidade de grupo:

$$v_{group} = \frac{\Delta\omega}{\Delta k} = \frac{d\omega}{dk} \tag{2.23}$$

A Figura 4 faz uma comparação entre esses dois tipos de velocidades na prática.

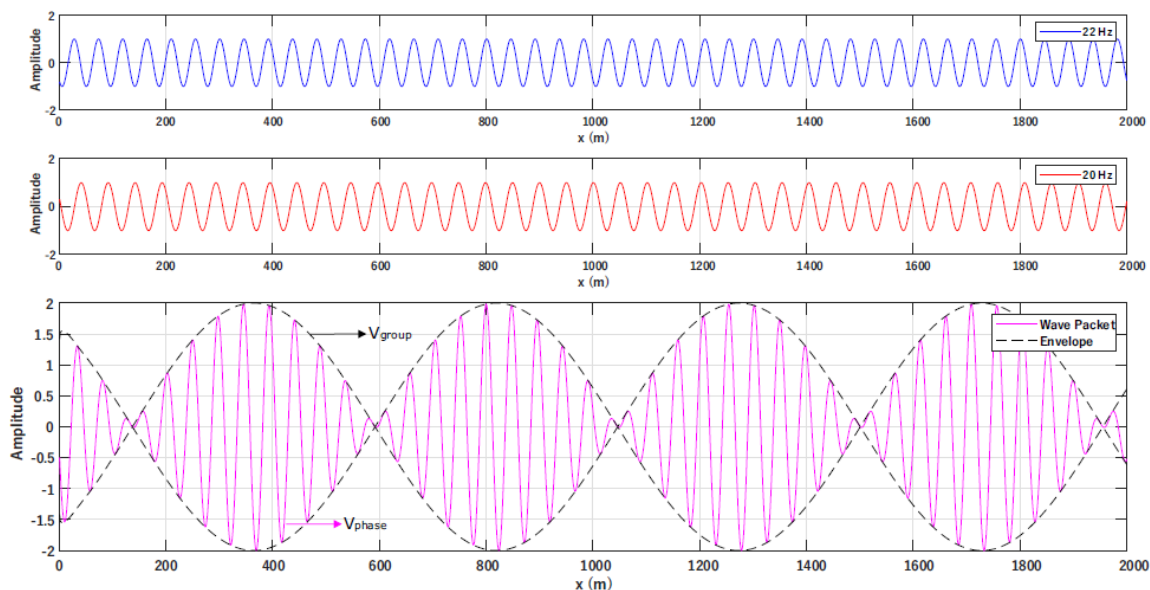


Figura 4 – Pacote de onda resultante da soma de duas ondas monocromáticas (20 e 22 Hz). O envelope desloca-se com velocidade de grupo, porém as ondas de maior frequência em seu interior, desloca-se com velocidade de fase (RAMOS, 2019).

Pode-se finalmente associar aos conceitos de dispersão sísmica. A dispersão sísmica representa a velocidade de grupo em função da frequência. As ondas monocromáticas se propagam de acordo com a velocidade de fase, enquanto o pacote de onda, segue com a velocidade de grupo. Este comportamento vai produzir defasagem entre as



componentes espectrais do sinal, de maneira proporcional ao tempo de trânsito, causando efeitos de distorção no campo de onda (WEI et al., 2015).

## 2.3 Fator de Qualidade (Q)

O fator de qualidade, conhecido como fator Q, é uma variável adimensional que quantifica a perda de energia devido à absorção, responsável pelas perdas seletivas de frequência e caráter dispersivo da velocidade (variação na frequência) do sinal. Sua definição é dada como o inverso da razão entre a perda de energia por ciclo ( $\Delta W$ ) e a energia total ( $W$ ), como visto na equação abaixo:

$$Q = \left( \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta W}{W} \right)^{-1} \quad (2.24)$$

A equação acima foi descrita inicialmente por Knopoff e MacDonald (1958) e é lida, puramente, como a dissipação de energia, porém os mecanismos que a detalham tem que ser, ainda, apresentados. Essa equação também pode ser escrita na sua forma inversa  $Q^{-1}$ , que é conhecida como fator de dissipação.

Aki (1980), posteriormente citou que essa equação de Q pode ser alterada para colocar o valor em termos da amplitude de forma dependente da frequência como observado a seguir:

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta A(\omega)}{\pi A(\omega)} \quad (2.25)$$

Adaptando essas equações de frequência para equações das formas de onda, obtém-se uma perda de energia maior em altas frequências e a atenuação da amplitude é maior com o aumento do tempo de trânsito devido também a um aumento no número de oscilações ao longo do percurso:

$$A(x, \omega) = \exp\left(-\frac{\pi f x}{Q V_p}\right) \quad (2.26)$$

$$A(x, t) = \exp\left(-\frac{\pi f t}{Q}\right) \quad (2.27)$$

onde  $A$  representa a amplitude da onda,  $x$  o comprimento da onda,  $f$  a frequência da onda,  $\omega$  a frequência angular,  $Q$  o fator de absorção sísmica e  $t$  o tempo.

Com a definição da energia pela amplitude e considerando que a perda de energia ocorra em um ciclo para cada distância percorrida, temos a equivalência dessa distância ( $\Delta x$ ) com o valor do comprimento de onda:

$$\Delta x = \lambda = \frac{v(\omega)}{f} = \frac{2\pi v(\omega)}{\omega} \quad (2.28)$$

Existe também uma conexão entre a expressão que relaciona o coeficiente de atenuação  $\alpha$  com o fator de qualidade  $Q$ , formando uma definição de  $Q$  em função do coeficiente de atenuação e vice-versa:

$$Q = \frac{\omega}{2\alpha v(\omega)} \quad (2.29)$$

$$\alpha = \frac{\omega \tan \delta}{2v(\omega)} = \frac{\omega}{2v(\omega)Q} = \frac{\pi}{\lambda Q} \quad (2.30)$$

onde  $\delta$  é o atraso de fase.

É importante ressaltar que o fator  $Q$  é independente da frequência do dado.

Além dos parâmetros da onda propagada, a geologia do local também influencia diretamente na perda de energia do sinal. Onde há os maiores valores de  $Q$ , o sinal sofre menor atenuação. Alguns valores genéricos de  $Q$  para litologias específicas são apresentados na Tabela 1, e que foram obtidos através de diferentes experimentações e testes.

Vale ressaltar que em algumas faixas de  $Q$  existe bastante variação. Um exemplo é o caso das rochas sedimentares. Isso ocorre porque existem muitas diferenciações internas para cada tipo de geologia específico. Isso ocasiona um comportamento complexo de perda de energia, conectado às características intrínsecas do material,

Litologia	Q
Rochas sedimentares	20-200
Arenitos	70-130
Argila/xisto	20-70
Calcário	50-200
Chalk(giz)	135
Dolomitas	190
Rochas preenchidas com gás	5-50
Rochas metamórficas	200-400
Rochas ígneas	75-300

Tabela 1 – Litologias e diferentes valores para fatores de qualidade Q distintos. Adaptado de (SHERIFF; GELDART, 1995).

que além de ser sensível a temperatura, pressão, presença de fluidos e porosidade, acaba por contribuir para a complexidade das informações mais precisas do fator Q.

Alguns dados sobre o valor de Q também podem ser obtidos por alguns procedimentos, como o *Vertical Seismic Profile* ou VSP. Ele compara um pulso sísmico transmitido com um pulso de referência. Porém, como essa técnica possui um custo bastante elevado, muitas vezes é necessário recorrer a estimativa do fator Q.

## 2.4 Método de Kolsky

Este método foi desenvolvido por Kolsky (1954) para um levantamento teórico e investigações experimentais de propagação de ondas de tensão em sólidos.

Este modelo assume que um coeficiente de atenuação  $\alpha(\omega)$  é estritamente linear na frequência sobre o alcance da medida, apresentada pela fórmula:

$$\alpha(\omega) = \frac{|\omega|}{2v_r Q_r} \quad (2.31)$$

onde a velocidade de fase é definida por:

$$\frac{1}{v(\omega)} = \frac{1}{v_r} \left( 1 - \frac{1}{\pi Q_r} \ln \left| \frac{\omega}{\omega_r} \right| \right) \quad (2.32)$$

o  $v(\omega)$  representa a velocidade da onda de frequência angular  $\omega$  (velocidade de grupo), enquanto  $v_r$  representa a velocidade de fase,  $Q_r$  é o valor de  $Q$  para uma frequência de referência  $\omega_r$ . Em valores de  $Q_r \gg 1$ , se aproxima a velocidade de fase para:

$$\frac{1}{v(\omega)} = \frac{1}{v_r} \left| \frac{\omega}{\omega_r} \right| \exp \left( -\frac{1}{\pi Q_r} \right) \quad (2.33)$$

onde usualmente se define um fator  $\gamma$  como:

$$\gamma = \frac{1}{\pi Q_r} \quad (2.34)$$

Um requerimento para esse método funcionar é que se deve assumir que a frequência de referência  $\omega_r$  tem que ser finita e não nula. Em Kolsky (1956), se considerou que  $\omega_r$  deve ser inferior à uma frequência  $\omega$ , onde  $\omega_r$  é a frequência dominante do nosso modelo.

Posteriormente, vários estudos foram realizados para se aprimorar o modelo de Kolsky. A equação original de Kolsky não corrige corretamente a dispersão da velocidade, assim, teve que ser adaptada.

Wang e Guo (2004) proporam modificar a equação da velocidade de fase de Kolsky. Retomando o coeficiente de atenuação da Equação 2.31 e a velocidade de fase da Equação 2.32, e foi proposta uma alteração na velocidade de fase, para se utilizar independentemente da frequência do dado. Com isso, se chegou na equação à seguir:

$$\frac{1}{v(\omega)} = \frac{1}{v_r} \left( 1 - \frac{1}{\pi Q_r} \ln \left| h \frac{\omega}{\omega_r} \right| \right) \approx \frac{1}{v_r} \left| h \frac{\omega}{\omega_r} \right|^{-\gamma} \quad (2.35)$$

onde  $h$  é uma constante que independe da frequência. Ao combinar  $\omega_r$  e  $h$  para um único parâmetro,

$$\omega_h = \frac{\omega_r}{h} \quad (2.36)$$

se tem a expressão abaixo:

$$\frac{1}{v(\omega)} = \frac{1}{v_r} \left( 1 - \frac{1}{\pi Q_r} \ln \left| \frac{\omega}{\omega_h} \right| \right) \approx \frac{1}{v_r} \left| \frac{\omega}{\omega_h} \right|^{-\gamma} \quad (2.37)$$

onde o  $\omega_h$  se torna o novo parâmetro.

Como não existe um mecanismo exato de dispersão, deve se escolher um que o considere:

$$\frac{\omega}{v(\omega)} - \frac{\omega}{v(\infty)} = H[\alpha(\omega)] \quad (2.38)$$

onde  $H$  representa a transformada de Hilbert e  $v_\infty$  é o limite de  $v(\omega)$  quando  $\omega$  tende a  $\infty$ .

Por fim, dado um coeficiente de atenuação (Equação 2.31), pode-se comparar a velocidade de fase (Equação 2.37) com a velocidade de fase estimada (Equação 2.38). Essa comparação pode ser observada na Figura 5.

As imagens à esquerda da Figura 5 são geradas pela equação:

$$k = \frac{\omega}{v(\omega)} \quad (2.39)$$

que é o modelo de fase modificado de Kolsky usado.

O que se pode concluir é que a aplicação desse novo parâmetro no método de Kolsky produz um resultado mais preciso da dispersão da velocidade e o modelo produzido favorece a aplicação do filtro inverso Q.

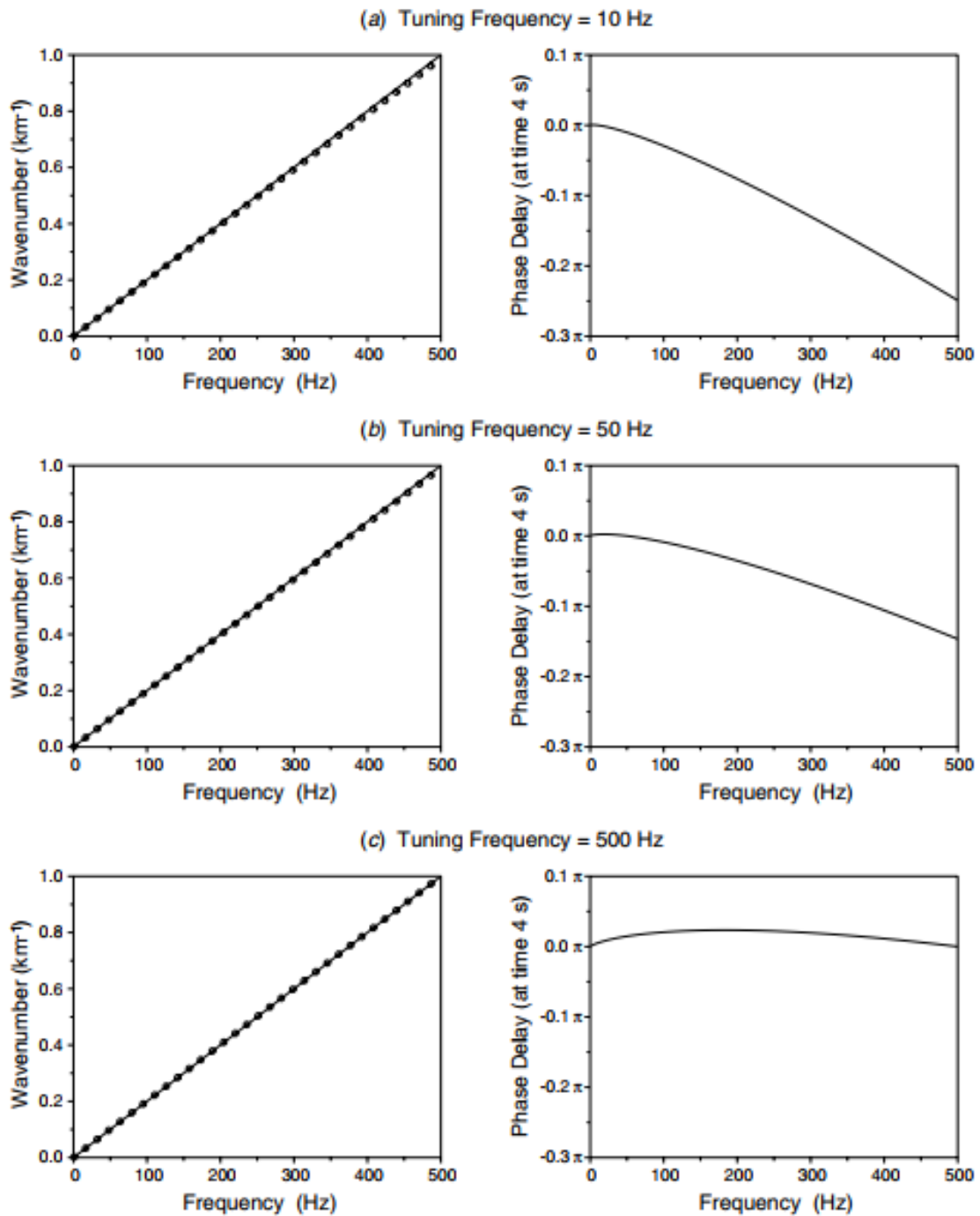


Figura 5 – Painéis demonstrando a importância da frequência na velocidade de fase. À esquerda, os números de onda obtidos numericamente por transformada de Hilbert e, à direita, o atraso de fase causado pela diferença do número de onda. Esta imagem sugere à aplicação de uma frequência de ajuste de 500 Hz para o filtro inverso Q (WANG; GUO, 2004).

## 2.5 Métodos de estimativa de fator Q

Cada vez mais se faz necessário ter uma estimativa confiável do fator Q. O principal motivo é que, para a aplicação de filtros inversos Q, precisa-se de um modelo preciso

do Q da Terra.

Conforme mencionado anteriormente, muitos trabalhos utilizam os dados de VSP (*Vertical Seismic Profile*) ou adotam valores retirados da tabela de litologias de Sheriff e Geldart (1995) para se ter uma estimativa dos dados de fator Q. Porém, esses métodos possuem alguns problemas que os tornam, na prática, não sendo assim tão vantajosos para estimar o valor de Q, como dificuldades de execução e incertezas nos resultados. Assim, foi necessário se desenvolver novos métodos de estimativa.

Esses métodos de estimativa de fator Q são baseados no dado sísmico. Eles fornecem resultados adequados conquanto possuam uma maior área de cobertura.

Os métodos desse tipo que foram abordados neste trabalho são:

- Método da razão espectral;
- Método do deslocamento do centroide de frequência;
- Método do deslocamento da frequência de pico;

Mesmo com esses métodos, a estimativa confiável de Q ainda se apresenta como desafiadora. Ainda existem problemas como a dissociação dos efeitos da atenuação intrínseca dos da aparente e também a baixa razão sinal-ruído.

### 2.5.1 Método da razão espectral

O método da razão espectral apresentado por Tonn (1991) é baseado na razão entre dois espectros de frequência de um sinal de referência em um tempo  $t_1$  e um sinal de tempo  $t_2$  arbitrário.

O processo se inicia com a caracterização da atenuação da *wavelet* sísmica. A *wavelet* de origem é denotada por  $b_0$  e é chamada de *wavelet* de referência. A *wavelet* que foi atenuada é denominada por  $b_1$  e é chamada de onda “alvo” (*target wave*).

Os tempos de viagem da onda são definidos por  $t$ . Os espectros de amplitude de  $b_0$  e  $b_1$ , são representados na Equação 2.40 por  $|B_0(f)|$  e  $|B_1(f)|$  (onde o operador “| |” descreve os espectros de amplitude).

Pode-se descrever o comportamento do espectro de amplitude em função de um espectro inicial  $B_0(f)$  e do termo de amplitude do filtro  $Q$ :

$$|B_1(f)| = |B_0(f)| \exp\left(\frac{-\pi f t}{Q}\right) \quad (2.40)$$

Dividindo os dois espectros de onda e tomando-se o logaritmo, obtém-se:

$$\ln\left(\frac{|B_1(f)|}{|B_0(f)|}\right) = \frac{-\pi f t}{Q} \quad (2.41)$$

onde

$$A = \ln\left(\frac{|B_1(f)|}{|B_0(f)|}\right) \quad (2.42)$$

Ao plotar  $A$  como função da frequência  $f$ , se resulta em uma curva linear cuja inclinação  $p$  é uma função de  $Q$ :

$$Q = \frac{-\pi(t_2 - t_1)}{p} \quad (2.43)$$

Por fim, se faz uma regressão linear em uma determinada banda de frequência do sinal, para se estimar o coeficiente angular  $p$  e subsequentemente  $Q$ .

O método da razão espectral funciona bem quando é possível isolar os eventos como no caso de dados de VSP. Na Figura 6, existe dois gráficos que apresentam melhor o método da razão espectral.

## 2.5.2 Método do deslocamento do centroide de frequência

O método do deslocamento do centroide de frequência, assim como o do deslocamento da frequência de pico, baseia-se na relação entre atenuação e desvios de frequência observados no dado.



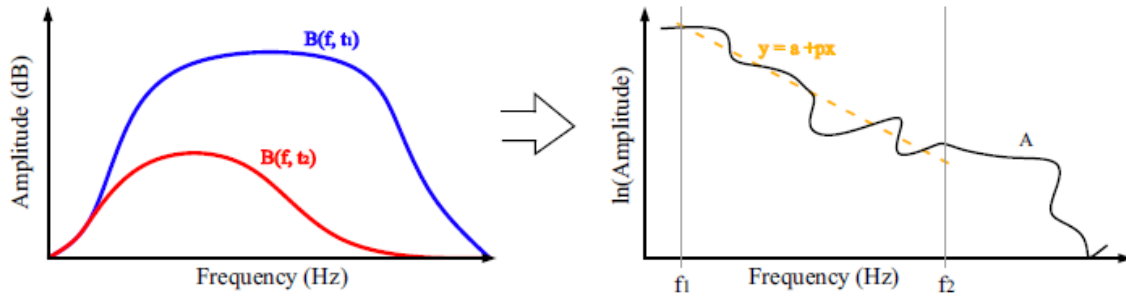


Figura 6 – Representação esquemática do método da razão espectral. À esquerda,  $B_0(f, t_1)$  representa o  $B_0$  (antes da atenuação), e o  $B_1(f, t_2)$  representa o  $B_1$  (pós atenuação). À direita, uma regressão linear é feita para se estimar a inclinação ( $p$ ) que melhor se ajusta ao plot de  $A$  contra a frequência. Adaptado de Ramos (2019).

As altas frequências por serem melhor atenuadas vão deslocar o “centroide de frequência” no sentido das baixas frequências enquanto a onda se propaga. Considerando que o fator  $Q$  independe de uma frequência, o deslocamento vai ser proporcional à integral do caminho da área de atenuação do sinal.

Este método foi proposto por Quan e Harris (1997) e define as frequências do sinal de *input* ( $f_s$ ), do sinal recebido ( $f_r$ ) e a variância ( $\sigma_s^2$ ) através das fórmulas que se seguem:

$$f_s = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} f S(f) df}{\int_{-\infty}^{\infty} S(f) df} \quad (2.44)$$

$$f_r = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} f R(f) df}{\int_{-\infty}^{\infty} R(f) df} \quad (2.45)$$

$$\sigma_s^2 = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} (f - f_s)^2 S(f) df}{\int_{-\infty}^{\infty} S(f) df} \quad (2.46)$$

As frequências  $f_s$  e  $f_r$  são conhecidas como frequências de centroide. E assim pode-se reescrever as Equações 2.44 e 2.45 para uma frequência comum à ambas  $f_c$ :

$$f_c = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} f |B(f)| df}{\int_{-\infty}^{\infty} |B(f)| df} \quad (2.47)$$

onde  $|B(f)|$  representa a amplitude do espectro de  $B$ . Caso o espectro da *wavelet* utilizado como fonte possua uma forma gaussiana, estes autores desenvolveram a seguinte relação entre o deslocamento dos centroides e a atenuação:

$$\int_{ray} = \frac{(f_s - f_r)}{\sigma_s^2} \quad (2.48)$$

Por fim, se desenvolveu uma relação entre ambas as frequências que forneceu o fator  $Q$  através da fórmula abaixo:

$$Q = \frac{\pi(tr - ts)\sigma_s^2}{f_s - f_r} \quad (2.49)$$

Esse método foi derivado do alargamento do pulso de Kjartansson (1979). Essa medição é difícil de ser realizada em dados de campo, e por este motivo a abordagem é feita no domínio da frequência. A medida do deslocamento de frequências, avalia a largura do pulso no domínio do tempo. Na figura 7, existe um exemplo de aplicação deste método.

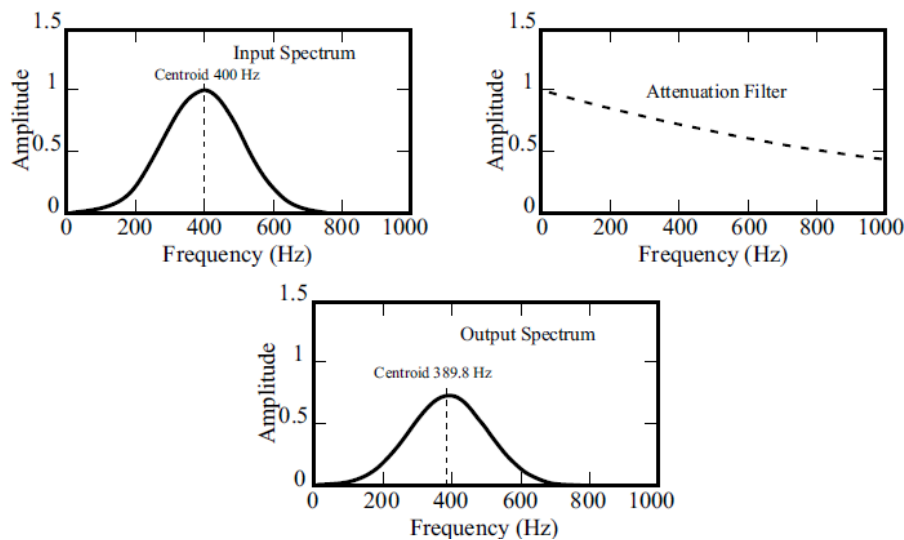


Figura 7 – Um espectro de *input* com um centroide de 400  $Hz$ , construído com variância de 12730  $Hz$  aplicado como resposta de um meio absorcivo de coeficiente  $\alpha = 0,0008$  e o espectro de *output*. O centroide foi deslocado para a frequência de 389,8  $Hz$  após sofrer a atenuação. (QUAN; HARRIS, 1997).

### 2.5.3 Método do deslocamento da frequência de pico

O método do deslocamento da frequência de pico é bastante semelhante ao método do deslocamento do centroide, mas utiliza em seu lugar a frequência de pico, que novamente se desloca em direção as baixas frequências à medida que o sinal é atenuado, conforme visto na Figura 8.

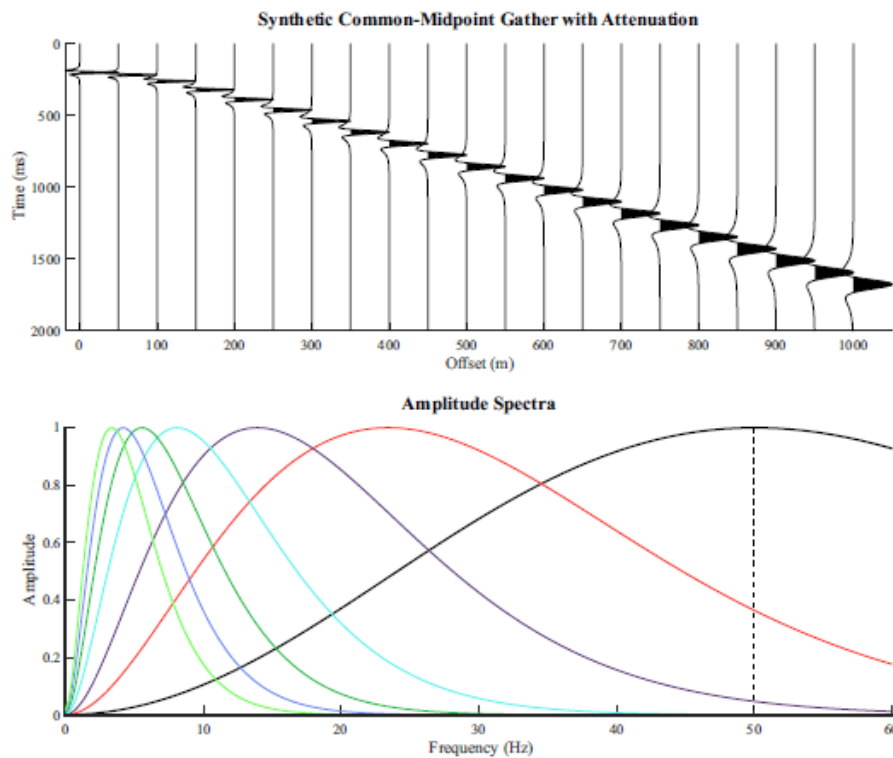


Figura 8 – Exemplo de *common-midpoint gather* sintético gerado a partir de uma *wavelet* Ricker de 50 Hz sendo atenuada. As amplitudes foram normalizadas para que o efeito do alargamento de pulso devido a perda das altas frequências, que severamente impacta a resolução vertical, ficasse mais claro. Abaixo temos os espectros de amplitude normalizados para alguns *offsets*, o espectro da fonte está representado em preto e possui o pico centrado em 50 Hz. A medida que o sinal é atenuado a frequência de pico é deslocada em direção as baixas frequências. (ZHANG; ULRYCH, 2002)

Foi proposto por Zhang e Ulrych (2002) e é utilizado para a estimativa do Q para CMP, o método deriva um valor de Q baseado na relação entre o deslocamento relativo entre duas frequências de pico e a atenuação.

A definição do espectro do dado é representada por uma *wavelet* Ricker:

$$\omega(f) = \frac{2f^2}{\sqrt{\pi}f_m^2} \exp\left(-\frac{f^2}{f_m^2}\right) \quad (2.50)$$

onde  $f$  é a frequência de grupo e  $f_m$  a frequência dominante da *wavelet* (frequência de fase).

A frequência  $f_m$  pode ser determinada desde que se conheça a frequência de pico em dois tempos. Sendo  $f_{p1}$  e  $f_{p2}$  as frequências de pico nos tempos  $t_1$  e  $t_2$ , respectivamente,  $f_m$  é obtida pela relação:

$$f_m = \sqrt{\frac{f_{p1}f_{p2}(t_2f_{p1} - t_1f_{p2})}{t_2f_{p2} - t_1f_{p1}}} \quad (2.51)$$

Ao adaptar a *wavelet* para um espectro de Ricker de diferentes tempos e para um determinado campo de atenuação e posteriormente derivando chega-se à relação:

$$f_p = f_m^2 \left[ \sqrt{\left(\frac{\pi t}{4Q}\right)^2 + \left(\frac{1}{f_m}\right)^2} - \frac{\pi r}{4Q} \right] \quad (2.52)$$

Por fim, ao isolar o Q pode-se chegar a seguinte equação:

$$Q = \frac{\pi t f_p f_m^2}{2(f_m^2 - f_p^2)} \quad (2.53)$$

## 2.6 Filtro Inverso Q

O filtro inverso Q se utiliza dos valores de Q estimados para compensar os efeitos da atenuação e dispersão presentes nos dados sísmicos.

Esse método busca aplicar uma propagação reversa que vai compensar as absorções de energia e corrigir as distorções da *wavelet* provocadas pelas dispersões de velocidade.

Ao aplicar esse filtro inverso Q, uma análise do espectro se faz necessária. Wang (2008) desenvolve o filtro através de uma equação de propagação de onda 1D:

$$\frac{\partial U(x, \omega)}{\partial x} = -ik(\omega)U(x, \omega) = 0 \quad (2.54)$$

onde  $U(x, \omega)$  é a onda plana de frequência angular  $\omega$  que viaja através da distância  $x$  e  $k(\omega)$  é o número de onda. Com essa equação, Wang assume que a onda plana já foi atenuada por um filtro Q no trajeto de uma distância de viagem  $x$ . Ao aplicar uma equação de onda para termos complexos, ela apresenta a forma de:

$$U(x + \Delta x, \omega) = U(x, \omega) \exp[-\alpha(\omega)\Delta x] \exp[-ik(\omega)\Delta x] \quad (2.55)$$

Essa equação é composta por dois termos, o primeiro responde a atenuação e o segundo a dispersão:

$$\exp[-\alpha(\omega)\Delta x] \quad (2.56)$$

$$\exp[-ik(\omega)\Delta x] \quad (2.57)$$

Wang (2008) utiliza os termos acima para a aplicação da filtragem. A aplicação das duas partes no filtro pode ser feita separadamente ou simultaneamente.

Um filtro Q básico, quando construído com o modelo de Kolsky, tem os sismogramas gravando a reflexão da onda durante a propagação no caminho  $\Delta x$ , desde a fonte sísmica até de volta à superfície, sendo definido em seguida pelas equações 2.31 e 2.32.

Quando se escreve a variável  $\Delta\tau = \frac{\Delta x}{v}$ , modifica-se o modelo de Kolsky para a equação de filtro Q:

$$U(\tau + \Delta\tau, \omega) = U(\tau, \omega) \exp\left[-\frac{\omega\Delta\tau}{2Q}\right] \exp\left[-\frac{i\omega\Delta\tau}{\pi Q} \ln\left(\frac{\omega}{\omega_r}\right)\right] \quad (2.58)$$

onde  $U(\tau + \Delta\tau, \omega)$  representa a expressão do filtro Q,  $\tau$  é o tempo duplo e o  $\omega_r$  é a frequência angular.

Para o filtro inverso Q, os dois operadores exponenciais compensam e corrigem o efeito de amplitude e a correção de fase, a equação é mostrada no domínio da frequência para todas as ondas planas, onde o somatório de todas essas ondas gera o

sinal sísmico no domínio do tempo. Esse somatório é conhecido como a condição de imagem na migração sísmica (WANG, 2008).

## 3 Materiais e Métodos

### 3.1 Área de estudo

A região onde se realizou as análises com dados reais foi em uma seção sísmica adquirida na região da Bacia de Pelotas (Figura 9).

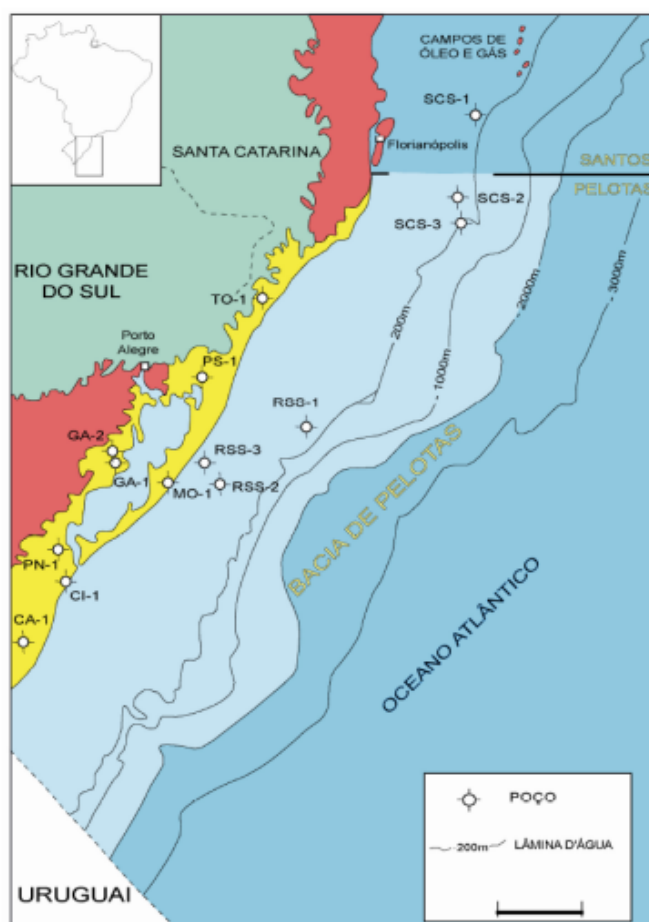


Figura 9 – Mapa da região da bacia de Pelotas e arredores. (FONTANA; BERLATO, 1996)

A Bacia de Pelotas se encontra na parte sul da margem continental brasileira e ocupa uma área de aproximadamente  $340.000 \text{ Km}^2$  de acordo com a ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis). Os estudos na região tiveram início na década de 1950 com a Petrobras perfurando oito poços na porção emersa da Bacia.

O motivo de escolha dessa região é que na Bacia de Pelotas uma característica

importante é a presença de hidratos de gás. Essas formações apresentam uma forte resposta de absorção do sinal sísmico, sendo ideal para esse tipo de estudo. Além disso, os hidratos de gás possuem importância comercial como fontes de energia alternativas e de recursos minerais (MACHADO et al., 2012).

A linha escolhida para se trabalhar é conhecida como 239\_370. Esse sismograma é disposto em CDPs (*Common Depth Points*) para determinar sua extensão horizontal e o tempo fornecido em segundos para o eixo vertical.

## 3.2 Metodologia

O foco deste trabalho é apresentar os efeitos da absorção sísmica sobre um dado sísmico adquirido e, ao mesmo tempo, apresentar a importância de se realizar a estimativa Q nos dados durante o processamento sísmico buscando entender como esses efeitos impactam sobre o dado adquirido.

Assim, se desenvolveu uma metodologia que utiliza dados sintéticos e reais para produzirem resultados onde esses efeitos de atenuação foram analisados.

A metodologia dos dados sintéticos envolve: produzir modelos de velocidade e fator Q, aplicar a equação do método de Kolsky sobre os modelos gerados produzindo sismogramas, estimar o fator Q para analisar os efeitos da absorção sísmica sobre os dados e por fim comparar e analisar os métodos de estimativa aplicados nos dados.

Por outro lado, a metodologia dos dados reais envolve: Utilizar o *Software Echos* que compõe o *Paradigm* voltado para o processamento sísmico para produzir as estimativas de fator Q e o filtro inverso Q. Dentro do *Echos* se utilizou de dois módulos baseados no fluxograma sugerido no manual do *software*, os módulos Qest e Qapp (Figura 10).

A linha sísmica trabalhada (Figura 11) é uma versão processada pelo GISIS até a etapa do empilhamento. Nessa etapa ainda existe bastantes perdas de sinal provenientes da absorção sísmica que serão um objeto valioso de estudo.

O método utilizado pelo *software Paradigm* para a estimativa do fator Q é o método da razão espectral. O método da razão espectral irá apenas considerar a atenuação



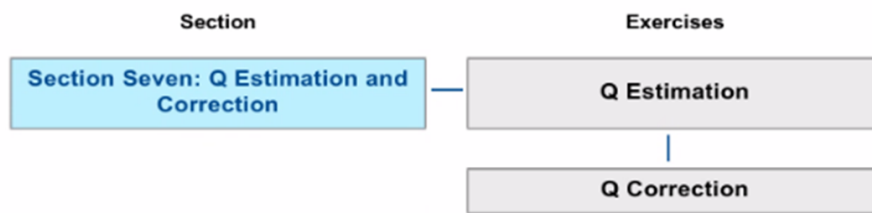


Figura 10 – Fluxo de *workflow* sugerido no manual do *software* ECHOS para trabalhar com fator de qualidade Q.

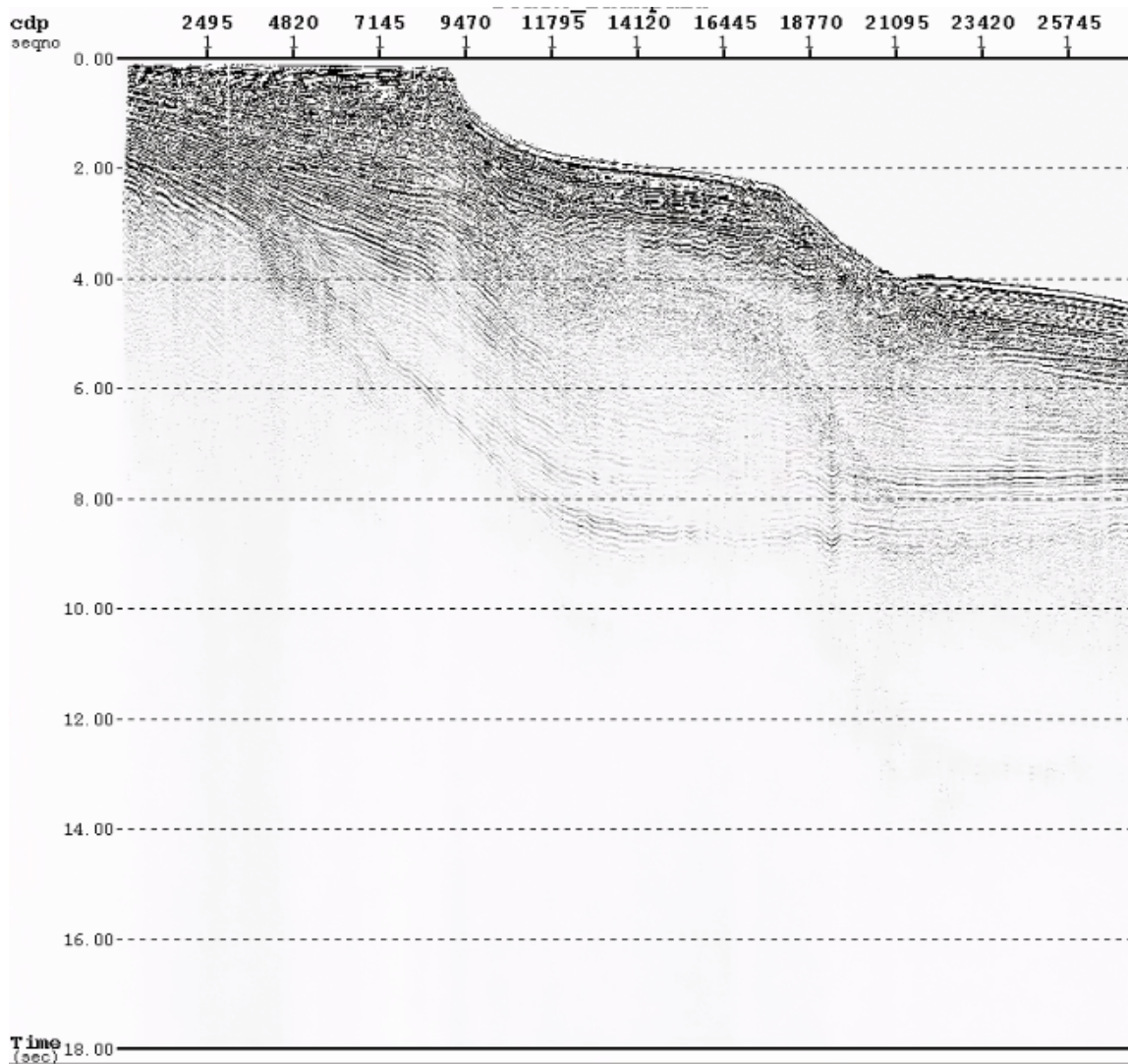


Figura 11 – Linha 0239\_370 processada até a etapa do empilhamento (*stack* pelo grupo GISIS)

sísmica ao estimar a função vertical do fator Q.

Estabelecendo esses conceitos, passou-se a trabalhar nos resultados.

## 4 Resultados e Discussões

### 4.1 Modelo Sintético

Esta análise se inicia com a produção de alguns modelos de velocidade sintéticos para estabelecer os tipos de litologia. O primeiro destes é apresentado na Figura 12.

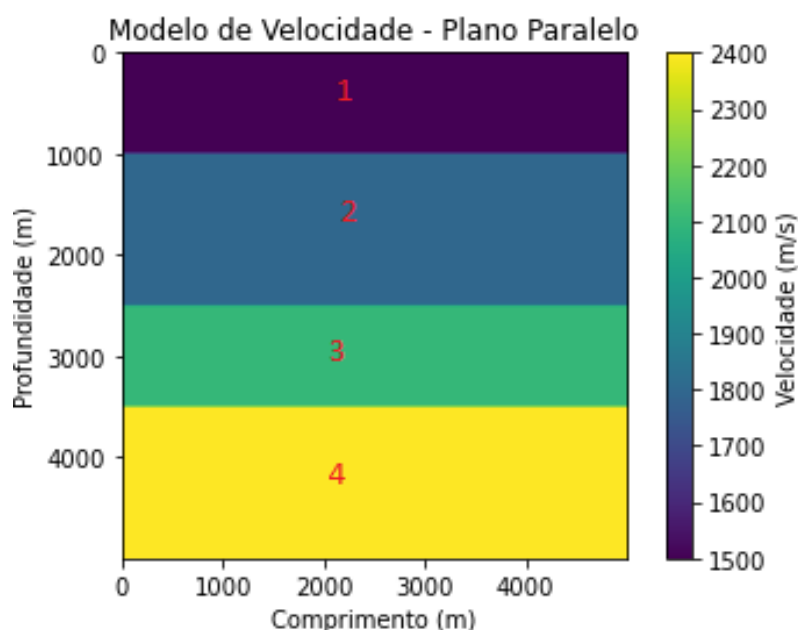


Figura 12 – Modelo sintético plano-paralelo.

Este modelo assume que a subsuperfície é composta por camadas plano-paralelas de forma que as propriedades físicas como velocidade sejam consideradas constantes dentro de uma mesma camada, ou seja, sem variação lateral. O modelo é composto por 4 camadas com velocidades diferentes entre si que estão numeradas de 1 a 4.

Já o segundo modelo escolhido é observado na Figura 13. Este modelo representa uma estrutura geológica mais complexa, com a presença de uma falha vertical no seu interior. Ele é composto de 3 camadas com velocidades diferentes entre si que estão numeradas de 1 a 3.

Esse modelo de falha vertical foi escolhido, primeiramente para se ter uma litologia diferente da plano-paralela e ser possível comparar os métodos de estimativa, e depois, para avaliar se os códigos ao serem aplicados sobre esse modelo, por operarem por

traço, iriam atuar de maneira adequada.

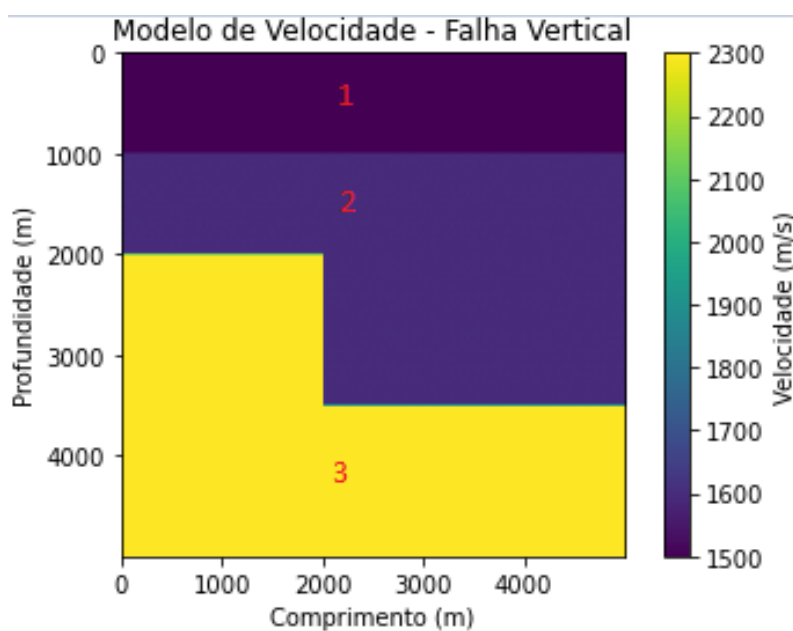


Figura 13 – Modelo sintético com falha vertical.

Algo a ressaltar é que ambos os modelos possuem uma camada de 1500 m/s próxima a superfície para poder representar uma aquisição feita em ambiente marinho.

Aplicou-se o método de Kolsky sobre os modelos de velocidade. Esse método considera o valor de  $Q$  como constante em cada camada. Os valores determinados são importantes, pois com eles se tem a base para fazer a comparação dos métodos de estimativa do fator  $Q$  sobre o dado sintético. No modelo plano-paralelo, os valores de  $Q$  podem ser observados na Tabela 2, enquanto os do modelo de falha vertical se encontram na Tabela 3. As camadas de água de ambos os modelos possuem um valor de  $Q$  extremamente alto ( $Q=10000$ ) porque nessa camada não existe a presença de absorção sísmica.

Os valores de  $Q$  estabelecidos para as outras camadas não foram escolhidos de forma arbitrária. Esses valores são desenvolvidos através da Equação 4.1, bastante aplicada nesse método, descrita logo abaixo, que foi desenvolvida por Deng e McMechan (2007) para estabelecer uma relação entre a velocidade  $V_p$  com o valor de  $Q$ .

$$Q = v_p^{2,2} 10^{-6} \quad (4.1)$$

Modelo Plano - Paralelo	Valor de Q
Água (1)	10000
Camada 2	14,5
Camada 3	20,4
Camada 4	27,3

Tabela 2 – Tabela contendo os valores de Q correspondentes a cada uma das camadas do modelo de velocidade plano-paralelo. Na camada d'água o valor é 10000 porque não existe absorção sísmica.

Modelo Falha Vertical	Valor de Q
Água (1)	10000
Camada 2	11,2
Camada 3	24,9

Tabela 3 – Tabela contendo os valores de Q correspondentes a cada uma das camadas do modelo de velocidade falha vertical. Na camada d'água o valor é 10000 porque não existe absorção sísmica.

Após escolher os modelos de velocidade e determinar os valores de Q, aplicou-se as equações do método de Kolsky, descritas anteriormente durante a revisão bibliográfica. Chegou-se aos sismogramas da Figura 14 para o modelo plano-paralelo, e da Figura 15, para o modelo de falha vertical.

Esses sismogramas representam uma onda sísmica que foi propagada nos modelos de velocidades e as ondas sofreram com efeitos de absorção sísmica.

Percebe-se que a primeira camada possui os valores de amplitude máxima do sinal, devido a água não possuir efeitos de absorção sísmica relevantes. Porém, quando a onda penetra a segunda camada, os efeitos passam a existir, diminuindo consideravelmente a amplitude e distorcendo a fase do sinal sísmico. Assim as outras zonas de contraste de impedâncias, que representam a mudança entre camadas geológicas do modelo, possuem uma amplitude menor e ao mesmo tempo o pico de onda se encontra deslocado em sua posição.

Para observar melhor o impacto da absorção no sismograma, foi realizada uma

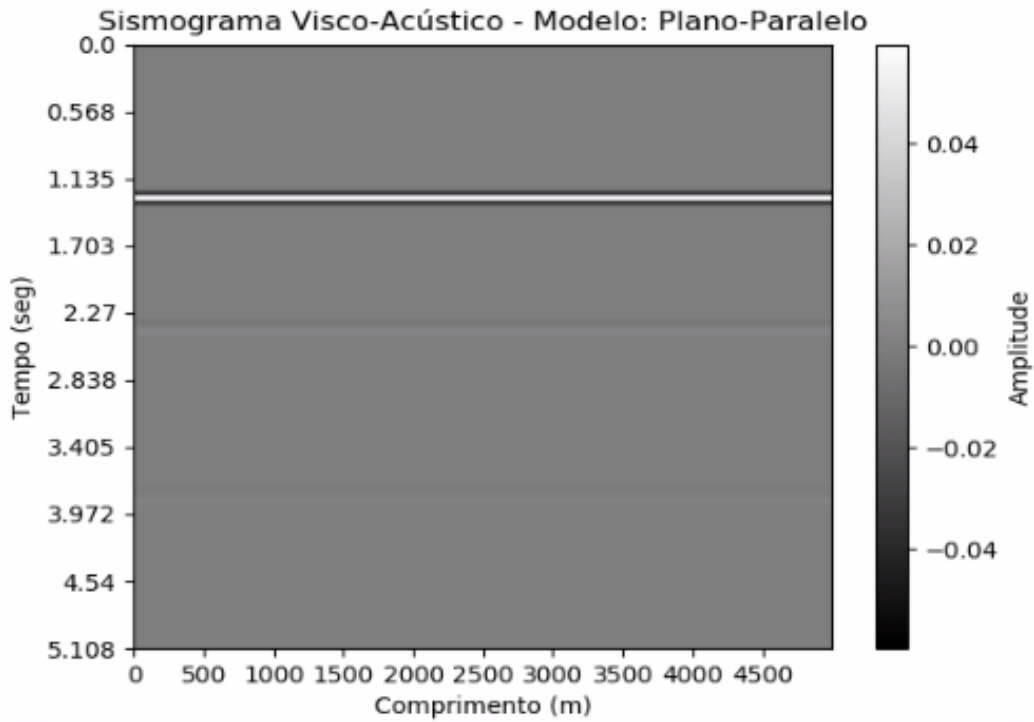


Figura 14 – Sismograma sintético do modelo plano-paralelo produzido através do método de Kolsky. Existe uma forte atenuação na amplitude do sinal nas regiões mais profundas. Existe também a presença de dispersão sísmica.

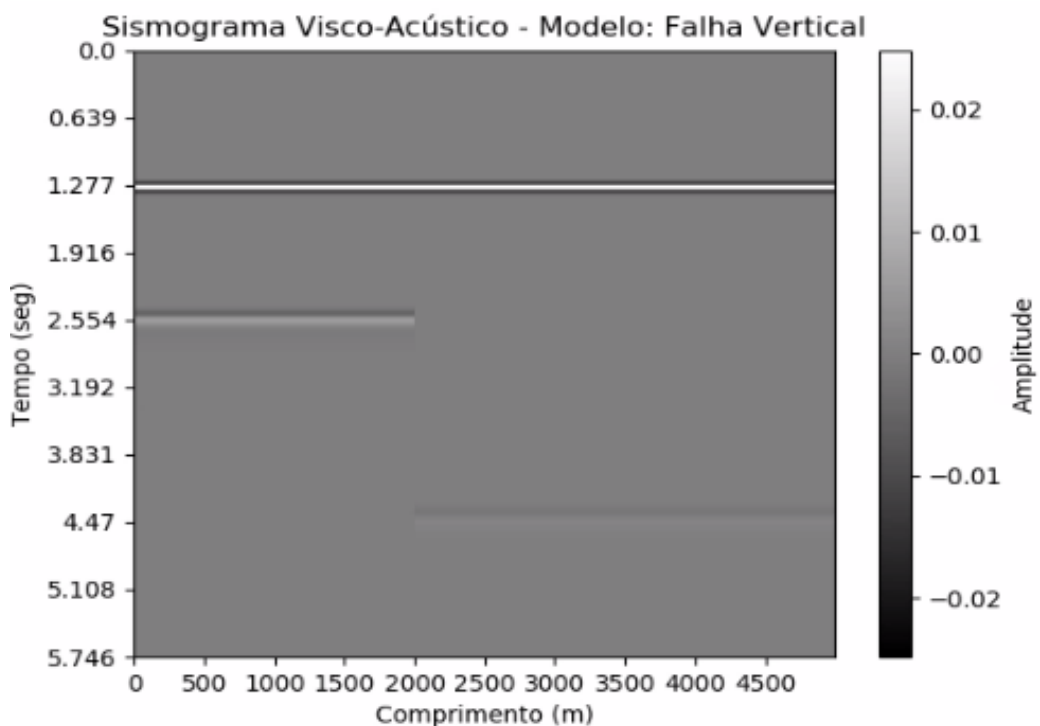


Figura 15 – Sismograma sintético do modelo falha vertical produzido através do método de Kolsky. Existe uma forte atenuação na amplitude do sinal nas regiões mais profundas. Existe também a presença de dispersão sísmica.

comparação de um único traço com e sem os efeitos de absorção do sismograma plano-paralelo. Na primeira imagem visto na Figura 16a, vê-se o sinal com a queda de amplitude natural do sinal com a profundidade. Já o segundo traço, observado na Figura 16b, apresenta uma atenuação muito maior do sinal e também um alargamento do traço devido aos efeitos de dispersão sofridos no traço da onda.

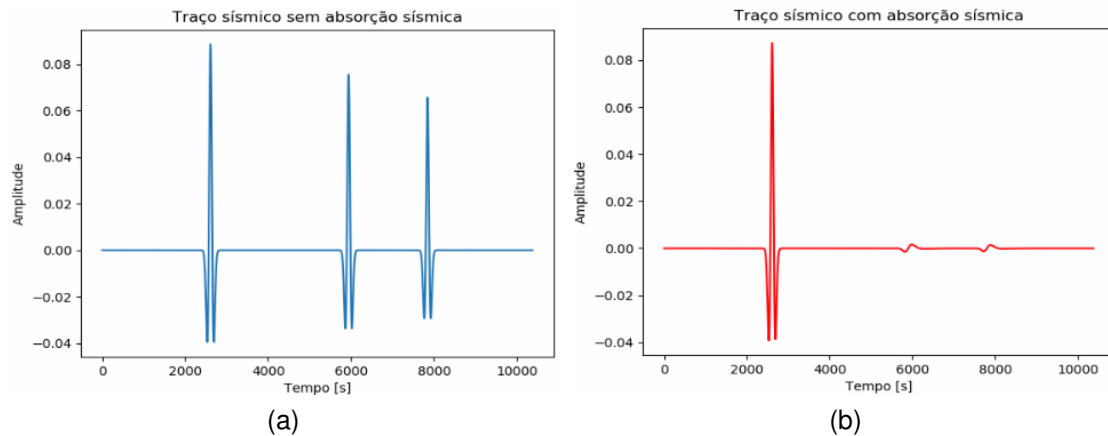


Figura 16 – Comparação entre os traços sísmicos de uma onda com e sem os efeitos da absorção sísmica. a) Traço sísmico sem absorção sísmica. b) Traço sísmico com absorção sísmica

Assim, pode-se confirmar que a absorção sísmica realmente está presente e ela interfere no sismograma sintético gerado. Sabendo disso, o próximo passo foi trabalhar com esses sismogramas para produzir os resultados de estimativas do valor  $Q$  do dado através dos diferentes métodos de estimativa vistos anteriormente. No caso desses dados sintéticos foi avaliada a estimativa do fator  $Q$  com o método do deslocamento da frequência de pico e o método do deslocamento do centroide de frequência. O método da razão espectral não foi utilizado para essas estimativas, porém ele foi aplicado posteriormente sobre os dados reais da Bacia de Pelotas.

Para se obter a estimativa do fator  $Q$ , começou-se aplicando os algoritmos dos métodos do deslocamento do centróide de frequência (CFS) e método do deslocamento da frequência de pico (PFS) sobre o sismograma viscoelástico produzido pelo método de Kolsky (Figura 14).

Se obteve as seguintes estimativas de  $Q$  para o modelo sintético plano-paralelo vistas nas Figuras 17 e 18. Na primeira se aplicou o CFS e, na segunda, o PFS.

Os valores do fator  $Q$  foram comparados nas regiões de cada uma das camadas com os utilizados para a geração do modelo de Kolsky, observados na Tabela 2.

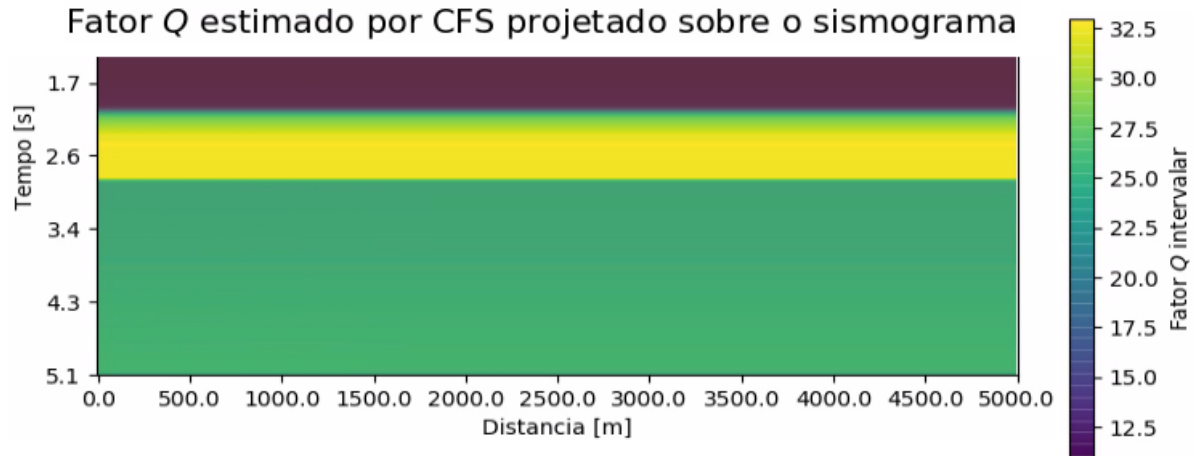


Figura 17 – Estimativa do fator Q realizada com o método do deslocamento do centróide de frequência (CFS) projetada sobre o sismograma viscoelástico de um modelo plano-paralelo

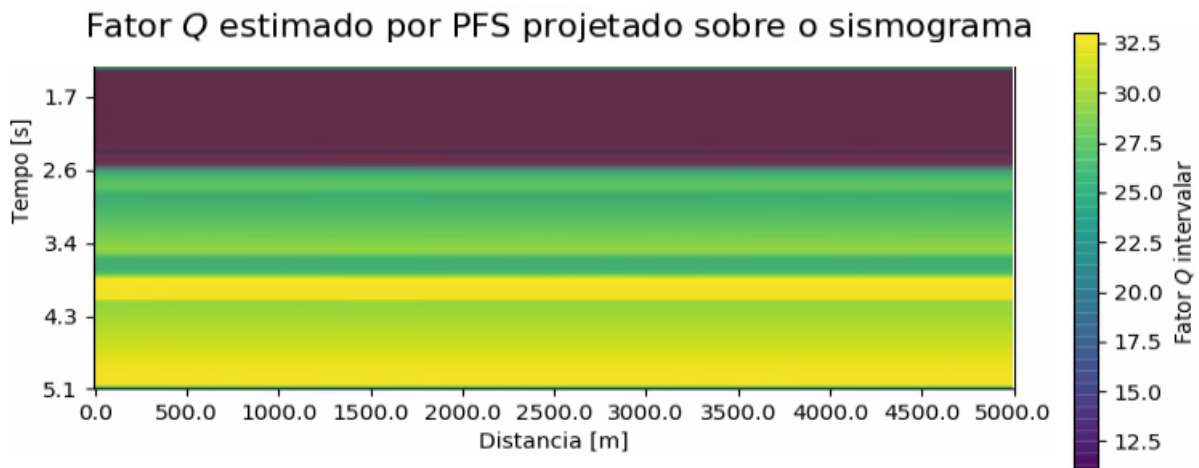


Figura 18 – Estimativa do fator Q realizada com o método do deslocamento da frequência de pico (PFS) projetada sobre o sismograma viscoelástico de um modelo plano-paralelo

Atualizou-se essa tabela adicionando duas colunas, montando uma outra tabela (Tabela 4) que compara os métodos com os valores de Q visualizados em cada uma das camadas.

Na região da camada d'água, como não existe a presença de absorção sísmica, o fator Q foi informado como zero na imagem gerada. Assim, ao se produzir o sismograma com o método de Kolsky, utilizou-se um valor muito alto, onde ele não interfere nos resultados das estimativas do fator Q das demais camadas, sendo assim, não se considera essa camada na análise e, portanto, foi ela removida dos resultados da estimativa do valor Q.

Os valores de Q apresentados nas colunas dos métodos de CFS e PFS, foram estabelecidos ao se aplicar uma média dos valores da estimativa do fator Q presentes em uma única camada. A divisão das camadas foi efetuada com base no tempo em que cada interface aparece no sismograma produzido no método de Kolsky, visto anteriormente na Figura 14.

Ao comparar os métodos, percebe-se que o método do deslocamento da frequência de pico foi o mais efetivo para este modelo de camadas plano-paralelo.

Modelo Plano-Paralelo	Método de Kolsky	CFS	PFS
Camada 1 (Água)	1000	—	—
Camada 2	14,5	15	15
Camada 3	20,4	30	22
Camada 4	27,3	20	30

Tabela 4 – Tabela comparando os valores de Q intervalar estimados pelos métodos CFS e PFS com os valores reais dos dados gerados pelo método de Kolsky. Modelo Plano-paralelo.

Na sequência, o modelo de falha foi submetido ao experimento. Passou-se a estudar os métodos de estimativa sobre o modelo de falha vertical. Os valores de fator Q estimados sobre o sismograma podem ser observados na Figura 19 para o método do deslocamento do centróide de frequência, e, na figura 20, para o método do deslocamento da frequência de pico.

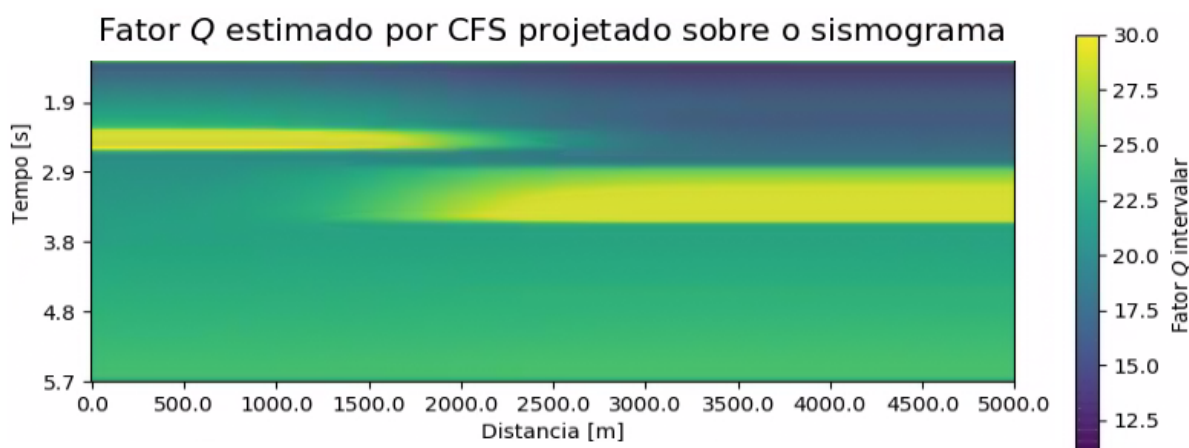


Figura 19 – Estimativa do fator Q realizada com o método do deslocamento do centróide de frequência (CFS) projetada sobre o sismograma viscoelástico de um modelo de falha vertical



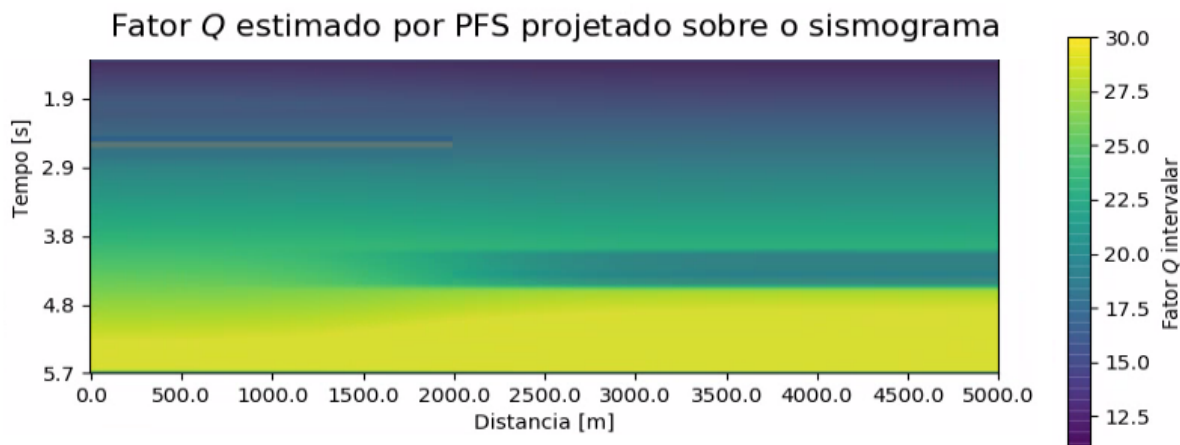


Figura 20 – Estimativa do fator Q realizada com o método do deslocamento da frequência de pico (PFS) projetada sobre o sismograma viscoelástico de um modelo de falha vertical

Após produzir essas estimativas para o modelo de falha vertical, montou-se a Tabela 5 para fazer uma outra comparação dos métodos de estimativa com o valor do Q do método de Kolsky.

Nesse caso, como não existe tão precisamente uma divisão entre as duas camadas geológicas do modelo, utilizou-se o ponto médio do tamanho da falha vertical para fazer essa subdivisão das camadas para poder determinar o valor da estimativa do fator Q.

Modelo Falha Vertical	Método de Kolsky	CFS	PFS
Camada 1 (Água)	1000	—	—
Camada 2	14,5	15	20
Camada 3	20,4	23	30

Tabela 5 – Tabela comparando os valores de Q intervalar estimados pelos métodos CFS e PFS com os valores reais dos dados gerados pelo método de Kolsky. Modelo de Falha Vertical.

Diferentemente do modelo plano-paralelo, para o modelo vertical, o método do deslocamento do centróide de frequência (CFS) foi o que produziu os resultados mais condizentes quando comparados ao método de Kolsky. Outro ponto a se ressaltar, foi que o foco dessa análise foi a correspondência dos valores de fator Q aos utilizados no método de Kolsky, porém as posições da falha sobre o modelo parecem ter sido deslocadas, provavelmente relacionada.

O modelo, ao funcionar por traço, também não deveria possuir variação lateral do

valor de Q fora da região da falha vertical, o que não ocorre, principalmente no PFS. O motivo disso é, possivelmente, relacionado à suavização do modelo após a estimativa do fator Q, que tenta compensar esse forte contraste das camadas causada pela falha.

Assim, pode-se afirmar que ambos os métodos de estimativa acabam proporcionando resultados coerentes com os valores estimados. O que varia entre eles, em cada disposição de modelo de velocidade, cada um deles pode ser mais efetivo que o outro.

## 4.2 Dados Reais

O primeiro passo a ser desenvolvido foi dividir o sismograma da linha 239\_370 apresentado previamente na Figura 11 em três partes de acordo com a profundidade. Eles foram divididos em raso (Figura 21), médio (Figura 22) e profundo (Figura 23).

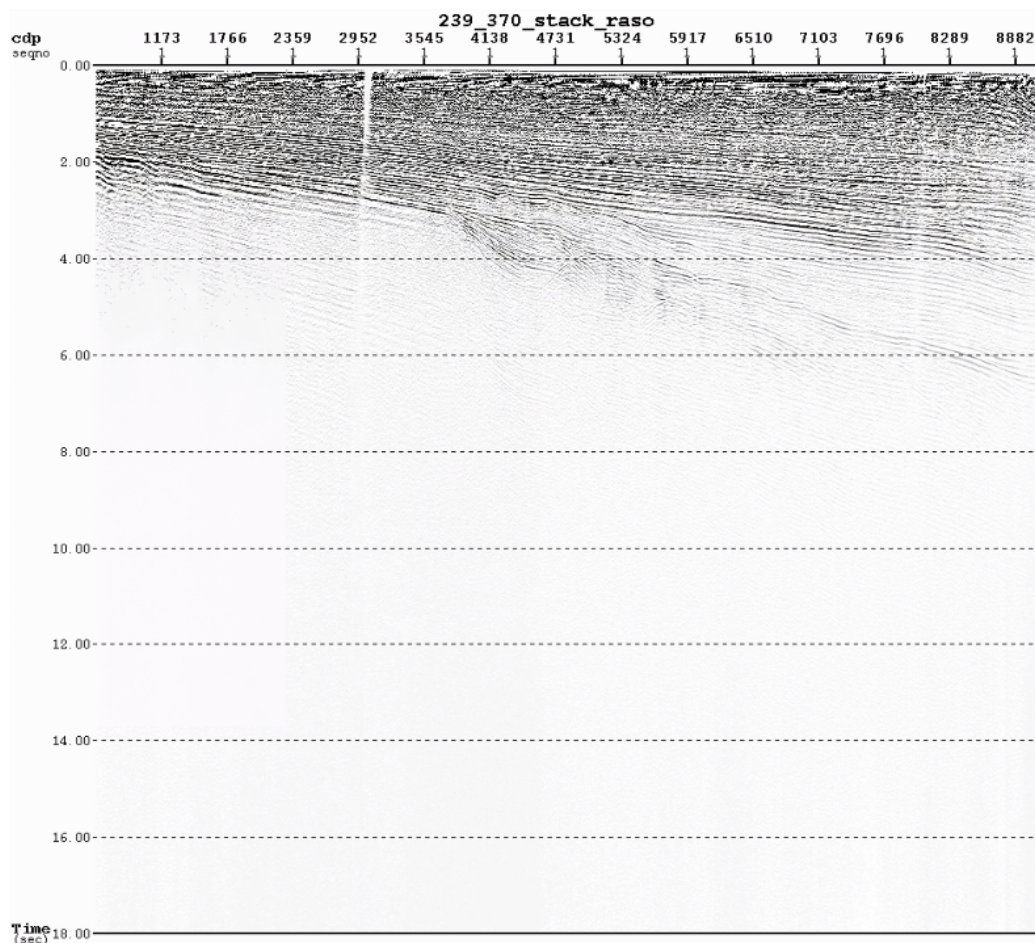


Figura 21 – Sismograma da parte rasa da linha 239\_370 da bacia de pelotas. Este sismograma se encontra na etapa de pós-empilhamento.

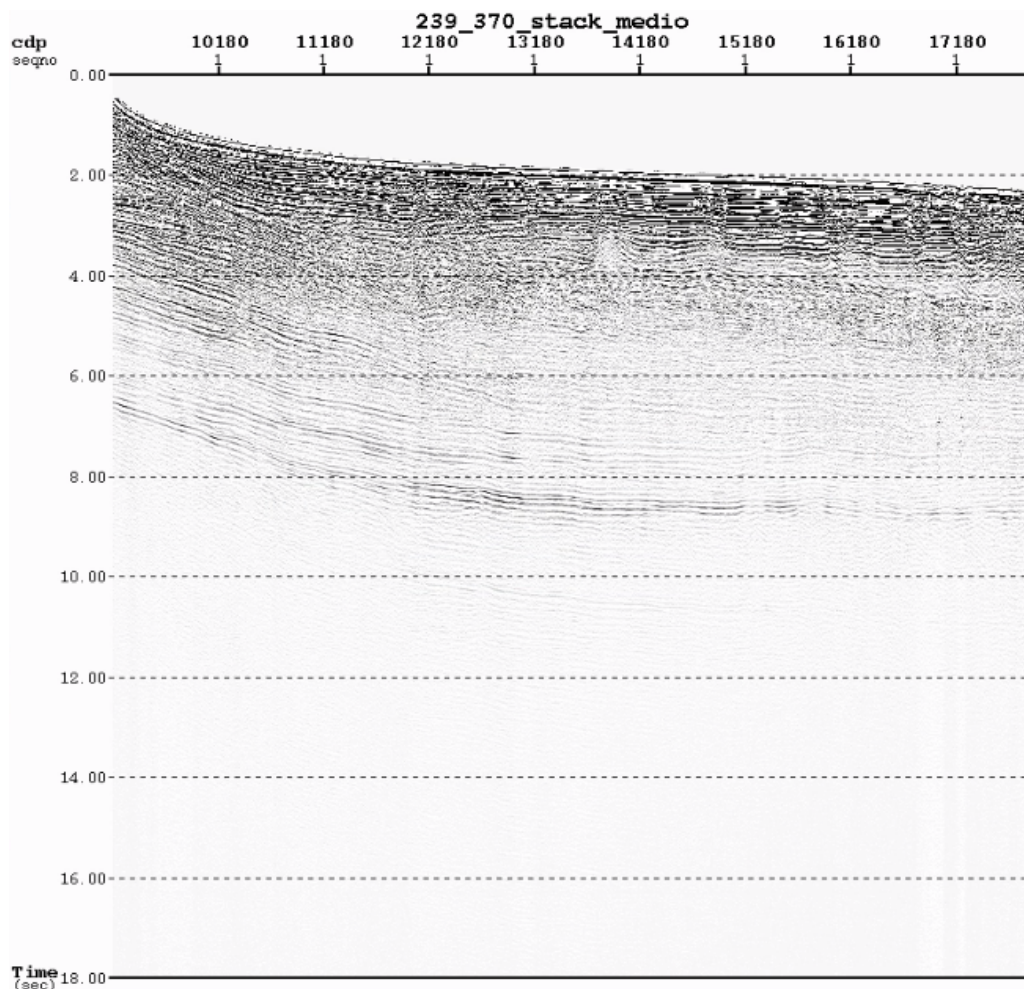


Figura 22 – Sismograma da parte intermediária da linha 239\_370 da bacia de pelotas. Este sismograma se encontra na etapa de pós-empilhamento.

Esses sismogramas apresentam os CDPs de tiros divididos em três partes, onde quanto menor o valor do CDP, mais rasa é a parte do modelo.

Em cada um desses três sismogramas se aplicou a estimativa do valor do fator Q. Vale ressaltar que como cada uma dessas estimativas representariam um CDP, se optou por realizar a estimativa de 100 em 100 CDPs fazendo um *Supergather* (arranjo que obtém a média dos valores somados) de 50.

Com isso, se chega a três funções verticais onde cada uma representa a estimativa do valor de Q para múltiplos CDPs em diferentes profundidades.

A estimativa Q de um dado real é bem mais ruidosa. Com diversas funções verticais sendo sobrepostas uma sobre as outras é difícil de estimar principalmente os valores máximos do fator Q.

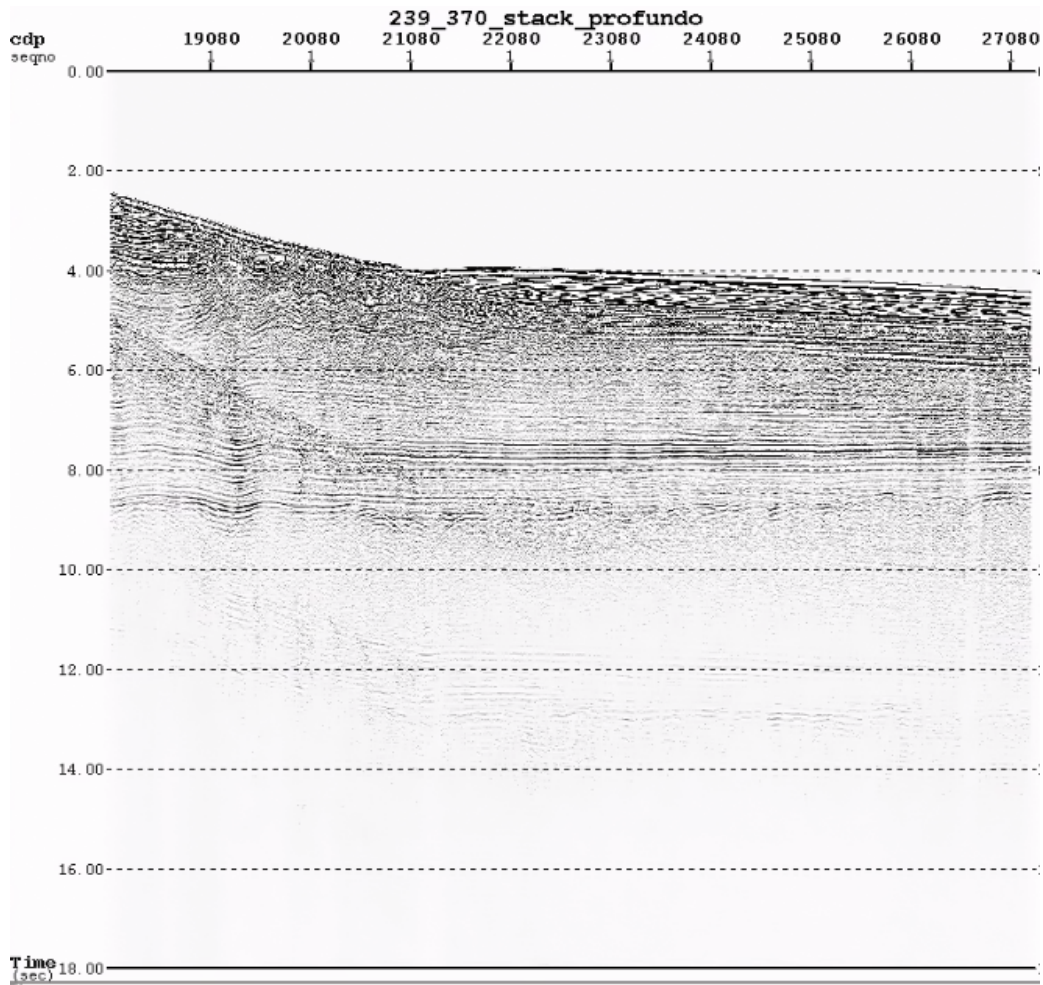


Figura 23 – Sismograma da parte profunda da linha 239\_370 da bacia de pelotas. Este sismograma se encontra na etapa de pós-empilhamento.

Nas regiões intermediárias e profundas da linha, as posições de tempo que correspondem a presença da camada de água (a linha é de uma aquisição marinha) não possuem a estimativa de Q.

A região escolhida dentre as três das estimativas do fator de qualidade Q produzidas, optou-se pela parte intermediária da linha para o estudo dos hidratos de gás por se encontrarem de forma mais predominante.

Antes de realizar a aplicação do filtro inverso Q, se analisou estes valores de estimativa de Q sobre a litologia do local para poder testar se eles condizem com a realidade da região (Figura 24).

Esta estimativa apresenta resultados coerentes com a litologia de estudo desejada. Na região que apresenta os hidratos de gás, o fator Q acaba por ser maior que nas demais regiões. Outra região que possui um fator Q mais elevado é nas partes mais

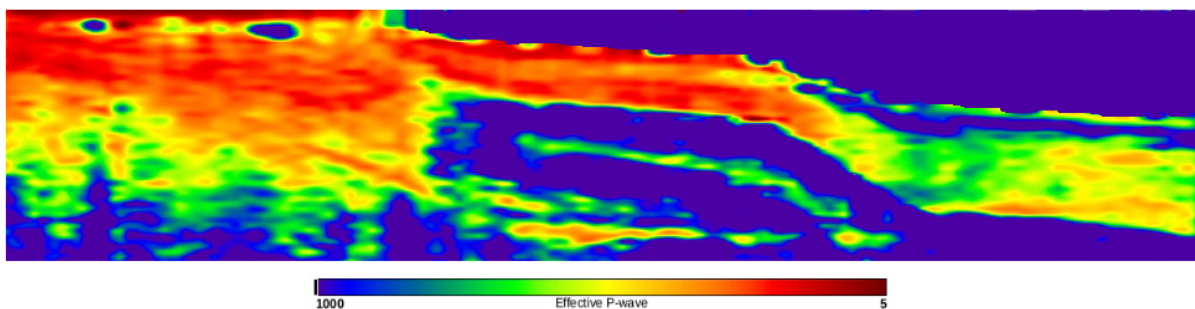


Figura 24 – Estimativas do fator Q. Quanto mais para cores quentes (vermelho), menor o fator Q e quanto mais para cores frias (azul), maior o fator Q

profundas do modelo, onde o sinal sísmico acaba sofrendo uma atenuação mais forte, devido a distância percorrida pela onda.

A principal dificuldade desse passo é o ajuste da intensidade do filtro inverso Q. A mesma funciona simultaneamente como um filtro de ganho (pois compensa a atenuação sísmica), ele acaba amplificando os ruídos do dado. Para isto foi necessário um rigoroso controle em sua aplicação.

Existem três parâmetros a serem selecionados, o primeiro é o próprio valor de Q, esse pode ser definido como constante (muito utilizado em casos de atenuação pura para aplicar um ganho de amplitude no dado), como se usou uma função vertical com os valores de Q no tempo, este acabou não sendo necessário. E o segundo é a compensação máxima em Decibéis (DB) do dado. Este indica o quanto pode-se aumentar ou diminuir a amplitude do dado de acordo com a frequência. A tabela 6 apresenta os valores utilizados.

Profundidade do Modelo	Compensação Máxima do Filtro Q (DB)
Rasa	30 DB
Intermediária	20 DB
Profunda	20 DB

Tabela 6 – Tabela contendo os valores de compensação máxima de Q usados no filtro inverso Q para cada profundidade

O terceiro parâmetro é o método do cálculo do filtro inverso a ser utilizado. Neste trabalho foi aplicado o método de Wang (2008) pré-definido na seção sobre Filtro Inverso Q visto anteriormente na revisão bibliográfica.

Ao aplicar o filtro inverso Q na porção rasa da linha se chegou ao sismograma da Figura 25. A primeira vista nota-se um ganho nas amplitudes principalmente nos

menores tempos em comparação ao visto na Figura 21, porém com uma comparação da análise do espectro entre os dois sismogramas (Figura 26), percebe-se que esse ganho é mais relacionado a frequência do sinal. Em regiões de mais alta frequência, existe maior ganho da amplitude do sinal.

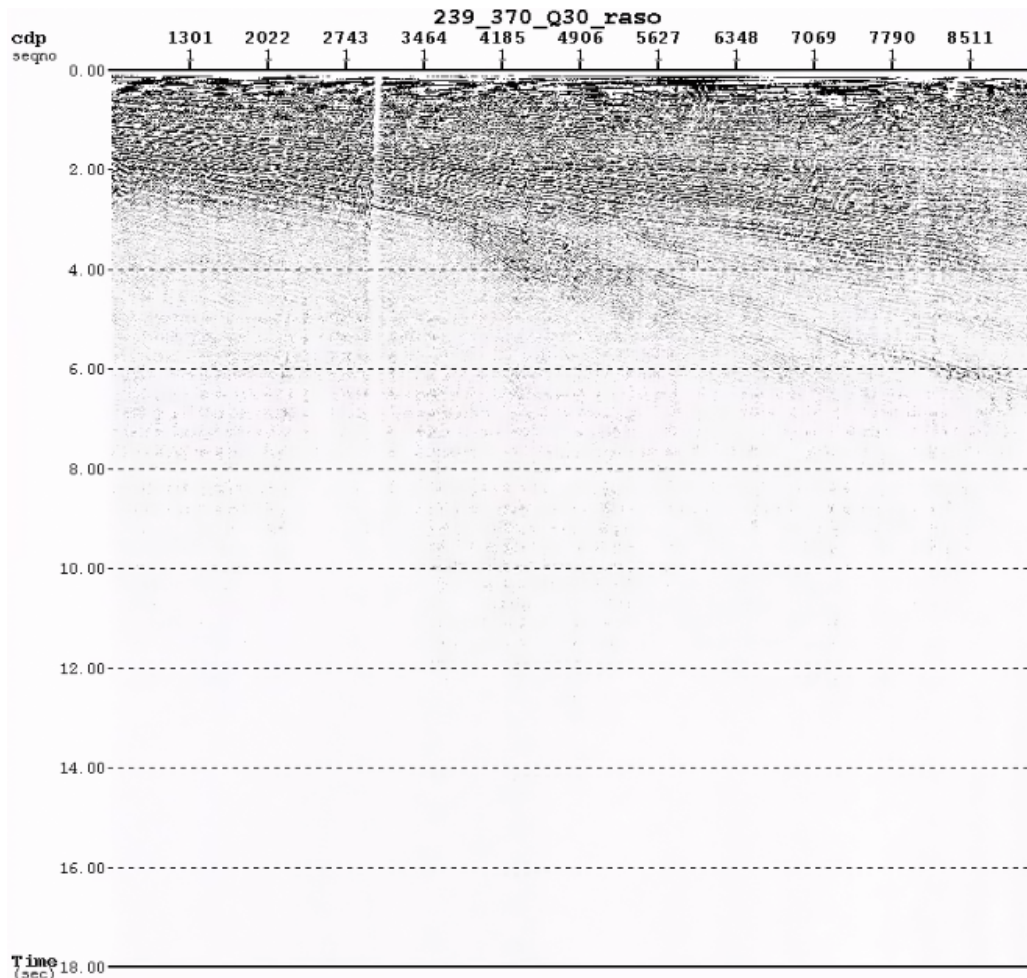


Figura 25 – Sismograma da parte rasa da linha 239\_370 da Bacia de Pelotas após a aplicação do filtro inverso Q

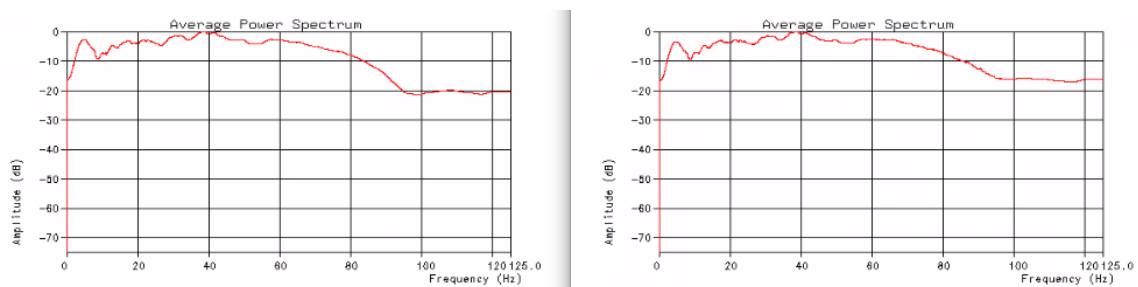


Figura 26 – Comparação dos espectros de amplitude por frequência da parte rasa da linha 239\_370.

Nos tempos posteriores a dois segundos, esse ganho de sinal é menor. Nos menores CDPs (170 - 4000), começa a visualizar as interfaces presentes, não vistas na Figura 21 e nos demais CDPs (acima do 4000), as interfaces ficam ainda mais nítidas.

Para as regiões de intermediárias a profundas da linha, também teve um ganho de amplitude do sinal, porém menor devido a menor intensidade do filtro inverso Q (MaxDB = 20, devido ao maior ruído dessas regiões). As Figuras 27 e 28 correspondem a comparação de espectros entre as regiões intermediárias e profundas, respectivamente.

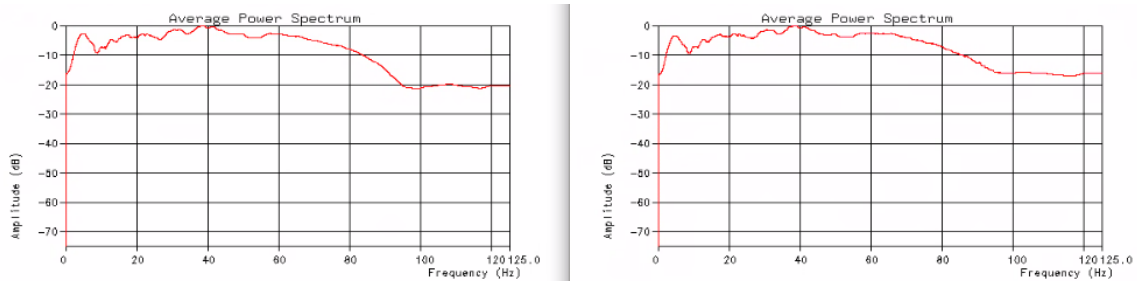


Figura 27 – Comparação dos espectros de amplitude por frequência da parte intermediária da linha 239\_370.

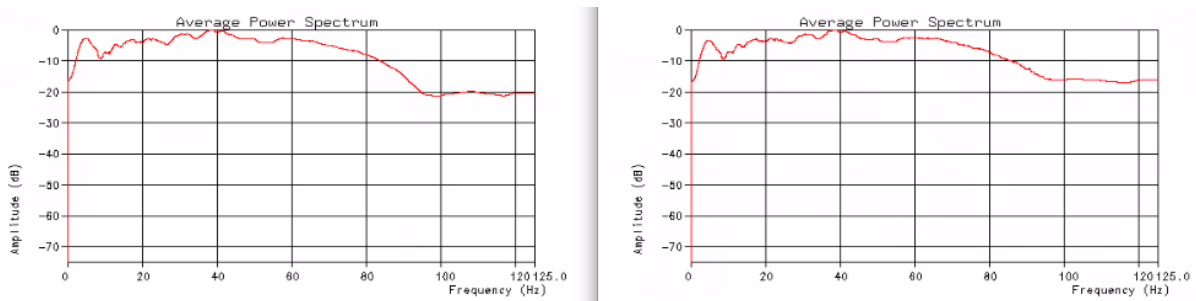


Figura 28 – Comparação dos espectros de amplitude por frequência da parte profunda da linha 239\_370.

A linha 239\_370 recebeu um tratamento de sinal sísmico. Com isso, na área de estudo, os hidratos de gás vistos no sismograma como *brightspots* podem ser estudados. A Figura 29 mostra uma comparação de uma parte da seção sísmica (CDPs 14000 - 18000 e Tempo 0 - 8,5 segundos) que contém a presença dos hidratos de gás.

Os hidratos de gás em si se localizam na região mais clara (*brightspot*) que começa em 3,5 segundos no CDP 14000 até 4,5 segundos no CDP 18000. Com a aplicação do filtro inverso Q, houve um ganho de resolução bastante considerável nas camadas presentes nessa região dos hidratos de gás. A utilidade deste conhecimento existe pois quando houver necessidade de exploração destes hidratos de gás, conhecer a litologia, as dimensões e as propriedades da região vão ser fundamentais.

A partir dos seis segundos, existe também, um bom ganho no sinal sísmico, nos permitindo visualizar camadas antes não vistas. Porém, ruídos de alta frequência que não eram tão proeminentes. Previamente, acabaram por ganhar energia com

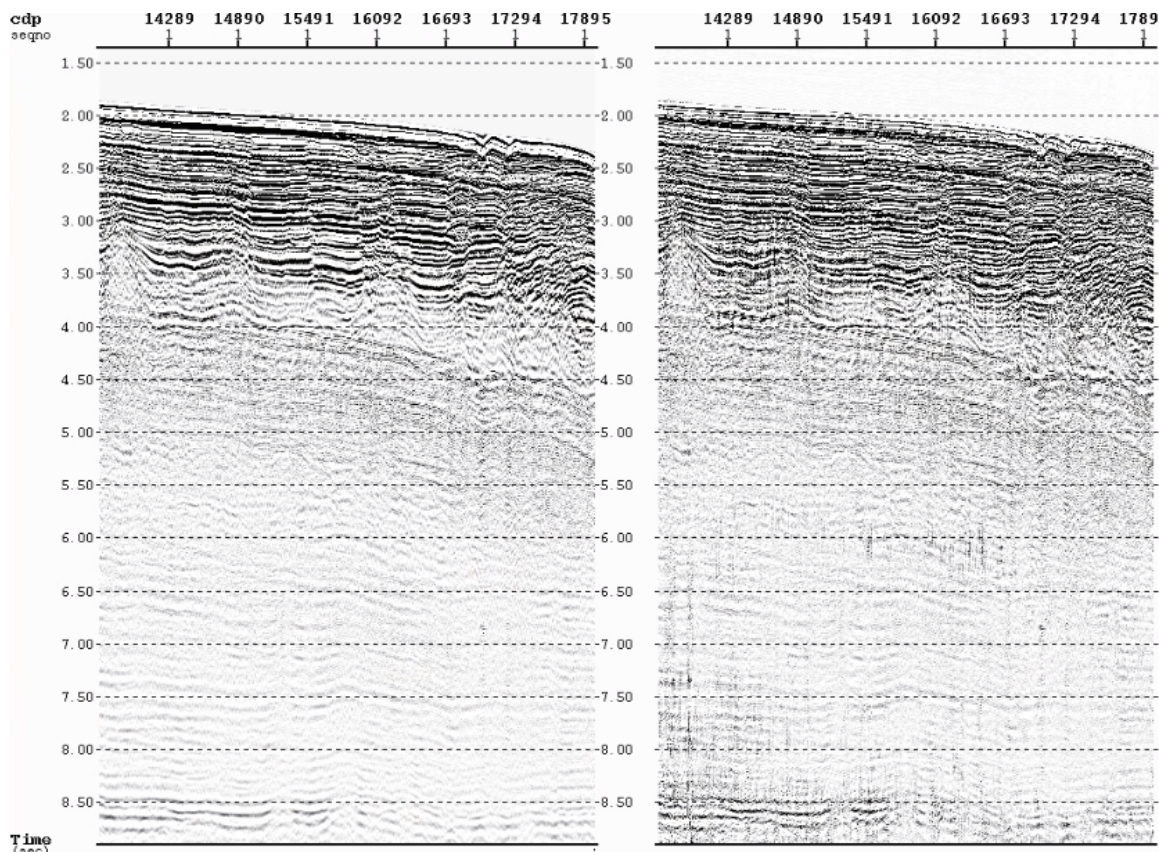


Figura 29 – Comparação dos sismogramas da linha 239\_370 na região com presença de hidrato de gás. À esquerda tem-se o sismograma processado após a etapa do empilhamento e a direita temos o sismograma após a estimativa do fator de qualidade Q e aplicação de um filtro inverso Q com o MaxDB = 20

a aplicação da filtro inverso. Por isso, que ao escolher os valores de compensação máxima do filtro deve ser bastante criterioso, analisando diferentes resultados para cada valor e assim escolhendo o mais adequado. Junto com o ganho de sinal, artefatos indesejados como esses ruídos observados acabam aparecendo.

Existe também a possibilidade que como os métodos de estimativa do fator Q são limitados no *software* utilizado nessa análise (aplica apenas o método da razão espectral). É possível que, ao aplicar os outros dois métodos de estimativa sobre o dado real, a filtragem inversa Q ficasse com um resultado melhor.

Por fim, pode-se fazer uma análise do espectro da região para confirmar esses ganhos de sinais providos pelo filtro inverso Q (figura 30).

Fez-se uma comparação entre os ganhos de amplitude por faixa de frequência. Nas regiões com frequência mais alta, observou-se um maior ganho de amplitude. Assim, pode-se afirmar que houve um ganho de resolução no dado dos hidratos de



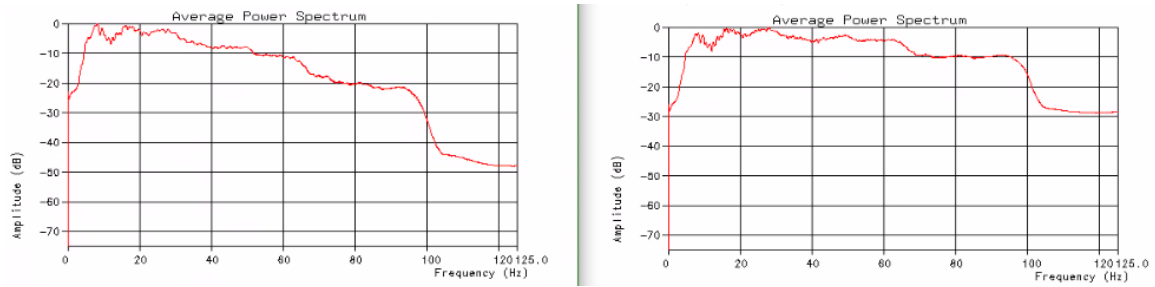


Figura 30 – Comparação dos espectros de amplitude por frequência na região com presença de hidrato de gás.

gás, o que desencadeia a conclusão deste trabalho.

## 5 Conclusão

A indústria petrolífera tem tido há anos dificuldades com relação a perda de sinais sísmicos por causa de certas estruturas geológicas e pela profundidade. O objetivo desse trabalho foi apresentar como lidar com essas perdas através dos métodos de estimativa do fator de qualidade  $Q$  e filtro inverso  $Q$  como uma solução para esse dilema.

Com os modelos sintéticos, pode-se verificar que os métodos usados (deslocamento do centróide de frequência e deslocamento da frequência de pico) são efetivos para conseguir determinar uma estimativa  $Q$  condizente com a realidade do modelo.

O fator  $Q$ , auxilia também na interpretação sísmica, pois ao conhecer as regiões onde existe a maior absorção do sinal sísmico, pode-se utilizar essa informação para detectar certas estruturas, como por exemplo, reservatórios. Com os dados reais, aplicar no dado um filtro inverso  $Q$  com base numa estimativa para obter a resolução em uma área de estudo com forte absorção sísmica, o hidrato de gás.

Algumas ressalvas devem ser apresentadas com relação a esse método. Uma destas foi que o fator de qualidade  $Q$  acabou não corrigindo de forma proporcional em toda a extensão do modelo da linha da Bacia de Pelotas. Além disso, houve um ganho considerável nos ruídos sísmicos de alta frequência após a aplicação do método da razão espectral. Existe, ainda, uma clara necessidade de haver um certo controle em sua aplicação para não afetar negativamente o dado.

Em trabalhos futuros, outros detalhes a serem abordados seriam: a correção do efeito de dispersão em dados reais juntamente aos de atenuação, utilizando-se dos métodos de estimativa aplicados sobre os dados sintéticos, e melhorar a qualidade do filtro inverso  $Q$  sobre o sismograma da Bacia de Pelotas.

# Referências

- AKI, K. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Wiley Online Library, v. 85, n. B11, p. 6496–6504, 1980.
- BORN, W. The attenuation constant of earth materials. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 6, n. 2, p. 132–148, 1941.
- DENG, F.; MCMECHAN, G. A. True-amplitude prestack depth migration. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 72, n. 3, p. S155–S166, 2007.
- FONTANA, D. C.; BERLATO, M. A. Relação entre el niño oscilação sul (enos), precipitação e rendimento de milho no estado do rio grande do sul. *Pesquisa Agropecuária Gaúcha*, v. 2, n. 1, p. 39–46, 1996.
- IVERSON, W. P. Combining attenuation by  $q$  and spherical divergence. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 52, n. 6, p. 740–744, 1987.
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *An introduction to geophysical exploration*. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2002. v. 4.
- KJARTANSSON, E. Constant  $Q$ -wave propagation and attenuation. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, n. B9, p. 4737–4748, 1979. ISSN 01480227.
- KNOPOFF, L.; MACDONALD, G. J. Attenuation of small amplitude stress waves in solids. *Reviews of Modern Physics*, APS, v. 30, n. 4, p. 1178, 1958.
- KOLSKY, H. Stress waves in solids: H. kolsky : Clarendon press, oxford. 1953. 211 pp. 25s. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, v. 3, n. 1, p. 83–84, 1954. ISSN 0022-5096. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0022509654900459>.
- KOLSKY, H. Lxxi. the propagation of stress pulses in viscoelastic solids. *The Philosophical Magazine: A Journal of Theoretical Experimental and Applied Physics*, Taylor Francis, v. 1, n. 8, p. 693–710, 1956. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/14786435608238144>.
- KOLSKY, H. Stress waves in solids. *Journal of sound and Vibration*, Elsevier, v. 1, n. 1, p. 88–110, 1964.
- LIU, H.-P.; ANDERSON, D. L.; KANAMORI, H. Velocity dispersion due to anelasticity; implications for seismology and mantle composition. *Geophysical Journal International*, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 47, n. 1, p. 41–58, 1976.
- MACEDO, P. H. C. D. Modelagem e correção do efeito de atenuação sísmica usando o fator  $q$ . 2019.
- MACHADO, C. X. et al. A importância do hidrato de gás como fonte de energia alternativa e como possível agente de mudanças climáticas. 2012.

- O'DOHERTY, R.; ANSTEY, N. A. Reflections on amplitudes. *Geophysical prospecting*, Wiley Online Library, v. 19, n. 3, p. 430–458, 1971.
- QUAN, Y.; HARRIS, J. M. Seismic attenuation tomography using the frequency shift method. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 62, n. 3, p. 895–905, 1997.
- RAMOS, E. C. *Q Tomography e Q Migration, Compensação Q em Meios Complexos em Dados da Bacia da Foz do Amazonas*. 104 p. — Universidade Federal Fluminense, 2019.
- SCHNEIDER, W. A. The common depth point stack. *Proceedings of the IEEE*, IEEE, v. 72, n. 10, p. 1238–1254, 1984.
- SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. *Exploration seismology*. [S.l.]: Cambridge university press, 1995.
- TONN, R. The determination of the seismic quality factor q from vsp data: a comparison of different computational methods1. *Geophysical Prospecting*, European Association of Geoscientists & Engineers, v. 39, n. 1, p. 1–27, 1991.
- WANG, Y. *Seismic Inverse Q Filtering*. [S.l.]: Blackwell Publishing, 2008. 238 p. ISBN 9781405185400.
- WANG, Y.; GUO, J. Modified Kolsky model for seismic attenuation and dispersion. *Journal of Geophysics and Engineering*, v. 1, n. 3, p. 187–196, 08 2004. ISSN 1742-2132.
- WEI, X. et al. Direct measurements of wave dispersion at seismic frequencies and gassmann fluid substitution. In: EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS. *77th EAGE Conference and Exhibition 2015*. [S.l.], 2015. v. 2015, n. 1, p. 1–5.
- YILMAZ, Ö. *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. [S.l.]: Society of exploration geophysicists, 2001.
- ZHANG, C.; ULRYCH, T. J. Estimation of quality factors from cmp records. *GEOPHYSICS*, v. 67, n. 5, p. 1542–1547, 2002. Disponível em: <https://doi.org/10.1190/1.1512799>.
- ZHANG, C.; ULRYCH, T. J. Seismic absorption compensation: A least squares inverse scheme. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 72, n. 6, p. R109–R114, 2007.