

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
Curso de Pós-graduação em Geofísica



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**PREDIÇÃO DE
DESCONTINUIDADES
UTILIZANDO FILTRAGEM
ESPACIAL E TEMPORAL -
APLICAÇÃO EM DADO
SÍSMICO 3D DO ALTO DE
CABO FRIO**

GLEIDSON DINIZ FERREIRA

SALVADOR – BAHIA
AGOSTO – 2022

Predição de descontinuidades utilizando filtragem espacial e temporal - aplicação em dado sísmico 3D do Alto de Cabo Frio

por

GLEIDSON DINIZ FERREIRA

Geólogo (Universidade de Brasília, 2007)

Orientador: Prof. Dr. Milton José Porsani

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

ao

Conselho Acadêmico de Ensino

da

Universidade Federal da Bahia



Comissão Examinadora

Dr. Milton José Porsani (Orientador)



Dr. Rogério de Araújo Santos



Dr. Sérgio Adriano Moura Oliveira

Aprovada em 05 de agosto de 2022

Ferreira, Gleidson Diniz
Predição de descontinuidades utilizando filtragem espacial e
temporal - aplicação em dado sísmico 3D do Alto de Cabo Frio
Gleidson Diniz Ferreira. - Salvador, 2022.
94 f.: il., mapas, fotos.

Orientador: Dr. Milton José Porsani
Dissertação (mestrado) - Pós-Graduação em Geofísica Instituto
de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2022.

1. Bahia - Geofísica. I. Título.

“Com grandes poderes, vem grandes responsabilidades.” - Tio Ben

Resumo

A detecção de descontinuidades tem sido posta em evidência nos últimos anos devido a melhoria da qualidade dos dados sísmicos, contribuindo assim para a melhoria na interpretação dos dados disponíveis de reservatórios de óleo e gás. Este trabalho apresenta uma metodologia para detecção de descontinuidades em volumes sísmicos 3D pós-stack que está dividida em três etapas: (i) aplica-se uma filtragem espacial (direção inline x seguida da direção crossline y) para atenuar os eventos horizontais e sub-horizontais (dominantemente eventos associados às reflexões nas camadas), realçando assim estruturas verticais e sub-verticais; (ii) em seguida utiliza-se o filtro de Hilbert, para cada dimensão do volume, e obtêm-se a amplitude do volume complexo, e por último, (iii) é realizada uma rotação de fase para cada direção do volume complexo, colocando em realce as fraturas e falhas do volume original. Ilustramos a aplicação da nova metodologia em um dado sísmico sintético 2D e no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio localizada entre as Bacias de Santos e Campos. Os resultados obtidos demonstram a aplicabilidade da nova metodologia no mapeamento de descontinuidades estruturais em volumes sísmicos 3D, podendo assim auxiliar na delimitação de reservatórios de hidrocarbonetos.

Abstract

The detection of discontinuities has been highlighted in recent years due to the improvement in the quality of seismic data, thus contributing to the improvement in the interpretation of available data from oil and gas reservoirs. This work presents a methodology for detecting discontinuities in post-stack 3D seismic volumes that is divided into three steps: (i) spatial filtering is applied (inline x direction followed by crossline y direction) to attenuate horizontal and sub-horizontal events (dominantly associated with reflections in the layers), thus enhancing vertical and sub-vertical structures; (ii) then, the Hilbert filter is used, for each dimension of the volume, and the amplitude of the complex volume is obtained, and finally, (iii) a phase rotation is performed for each direction of the complex volume, placing highlighting the fractures and flaws of the original volume. We illustrate the application of the new methodology in a 2D synthetic seismic data and in the PSTM 3D seismic data of the Alto de Cabo Frio area located between the Santos and Campos Basins. The results obtained demonstrate the applicability of the new methodology in the mapping of structural discontinuities in 3D seismic volumes, thus being able to assist in the delimitation of hydrocarbon reservoirs.

Índice

Índice	4
Índice de Tabelas	6
Índice de Figuras	7
Introdução	12
1 Geologia Regional e Local	14
1.1 Bacia de Campos	14
1.2 Bacia de Santos	19
1.3 Geologia do Alto de Cabo Frio	22
1.4 Área de trabalho	24
1.5 Geologia Local	25
2 Fundamentação Teórica	27
2.1 Introdução	27
2.2 Métodos utilizados para a atenuação de eventos horizontais e sub-horizontais	29
2.2.1 Filtragem utilizando filtro de atenuação simétrico	29
2.2.2 Filtragem utilizando derivada de Shepard	30
2.2.3 Filtragem utilizando derivada de Fourier	36
2.3 Obtenção da amplitude do volume 3D complexo	41
2.3.1 Método da transformada de Hilbert	41
2.4 Realce das fraturas e falhas	44
2.5 Pseudo-código utilizado na filtragem do volume 3D	44
3 Resultados Numéricos	45
3.1 Introdução	45
3.2 Metodologia aplicada a um dado sintético 2D	45
3.3 Metodologia aplicada ao dado PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio	47
3.4 Resultado da metodologia em um time slice	56

3.5	Resultado da metodologia em uma linha sísmica	60
3.6	Desempenho computacional dos métodos utilizados	66
3.7	Discussão	67
4	Conclusão	70
5	Agradecimentos	72
	Referências Bibliográficas	74
	Apêndice A Aplicação do método da derivada de Shepard no caso 2D	79
A.1	Obtenção da derivada primeira centrada em x_j e z_j no caso 2D	80
A.2	Obtenção da derivada segunda centrada em x_j e z_j no caso 2D	81
A.3	Pseudo-código para derivadas primeira e segunda no caso 2D	82
	Apêndice B Aplicação do método da derivada de Shepard no caso 3D	83
B.1	Obtenção da derivada primeira centrada em x_j , y_j e z_j no caso 3D	85
B.2	Obtenção da derivada segunda centrada em x_j , y_j e z_j no caso 3D	85
B.3	Pseudo-código para derivadas primeira e segunda no caso 3D	86
	Apêndice C Operador de Hilbert 1D	88

Índice de Tabelas

3.1	Comparação dos tempos de processamento e memória RAM utilizada pelos filtros na primeira etapa da metodologia.	66
-----	--	----

Índice de Figuras

1.1	Carta estratigráfica da Bacia de Campos. Fonte: Winter <i>et al.</i> , 2005.	15
1.2	Seção geológica mostrando as fases tectono-sedimentares da bacia de Campos. Fonte: Rangel <i>et al.</i> , 1998 in http://www.anp.gov.br	16
1.3	Seção geológica mostrando as fases tectono-sedimentares da bacia de Santos. (modificado de Pereira <i>et al.</i> ,1989) in http://www.anp.gov.br	19
1.4	Carta estratigráfica da Bacia de Santos. Fonte: Moreira <i>et al.</i> , 2007.	20
1.5	Localização do Alto de Cabo Frio mostrando a linha de charneira pré-aptiana, a disposição dos diápiros de sal, a cicatriz albiana do sal e as ocorrências vulcânicas. Fonte: Mohriak <i>et al.</i> , 1995b.	22
1.6	Alto estrutural de Cabo Frio formado por bloco elevado do embasamento cristalino, falhado, separando os depocentros da fase rifte entre as Bacias de Campos (NE) e Santos (SW). As sequências evaporíticas e os depósitos do Cretáceo se afinam, ou mesmo desaparecem sobre o alto (modificado de Mohriak, 2001).	23
1.7	Área de Localização do dado sísmico pós-stack 3D (polígono verde) entre as Bacias de Santos e Campos. O polígono de contorno azul indica a área do pré-sal e o polígono vermelho representa o dado sísmico 3D recortado utilizado neste trabalho. (Figura gerada e modificada a partir do site http://geo.anp.gov.br/mapview).	24
1.8	Dado sísmico pós-stack 3D PSTM da área de Alto de Cabo Frio utilizado no trabalho.	25
1.9	Volume sísmico original PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio no qual são destacadas as regiões do pós-sal, sal e pré-sal. A partir do evento destacado em amarelo até o topo do sal em laranja foram observadas a maior parte das falhas e fraturas detectadas durante aplicação da metodologia utilizada neste trabalho.	26
2.1	Diagrama simplificado da extração de gás em folhelhos (acumulações não convencionais shale-gas). Fonte: Modificado de Hammond and O’Grady, 2017.	27

2.2	a) Sísmica PSDM de uma área da Bacia do Rio Neuquén, Argentina. b) Volume de coerência obtido através da sísmica PSDM. c) Volume de azimuth de fraturas que representa as direções obtidas através fluxo de detecção de fraturas. Fonte:Ferreira <i>et al.</i> , 2019.	28
2.3	Quadro esquemático que demonstra como é obtida a transformada de Hilbert através da parte imaginária da transformada inversa de Fourier do espectro de frequências dobrado do sinal. Fonte: Porsani, 2016.	41
3.1	a) Dado sísmico sintético 2D original. b) Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do o filtro de atenuação simétrico no dado sísmico sintético 2D. c) Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia.	46
3.2	a) Dado sísmico sintético 2D original. b) Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Shepard no dado sísmico sintético 2D. c) Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia.	46
3.3	a) Dado sísmico sintético 2D original. b) Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Fourier no dado sísmico sintético 2D. c) Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia.	47
3.4	Volume sísmico original PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio.	48
3.5	Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de atenuação simétrico no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio.	48
3.6	Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Shepard no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio.	49
3.7	Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Fourier no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio.	49
3.8	Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia. Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico na primeira etapa da metodologia.	50
3.9	Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard na primeira etapa da metodologia.	51
3.10	Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia.	51

3.11	Espectro de amplitude média que compara o range de frequência do dado sísmico PSTM 3D de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico para o cálculo do dado filtrado B.	53
3.12	Espectro de amplitude média que compara o range de frequência do dado sísmico PSTM 3D de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard para o cálculo do dado filtrado B.	53
3.13	Espectro de amplitude média que compara o range de frequência do dado sísmico PSTM 3D de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier para o cálculo do dado filtrado B.	54
3.14	Geobodies criados no OpendTect que individualizam falhas e fraturas geradas a partir do dado filtrado C. Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico na primeira etapa da metodologia.	55
3.15	Geobodies criados no OpendTect que individualizam falhas e fraturas geradas a partir do dado filtrado C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard na primeira etapa da metodologia.	55
3.16	Geobodies criados no OpendTect que individualizam falhas e fraturas geradas a partir do dado filtrado C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia.	56
3.17	Time slice do dado sísmico original PSTM 3D de Alto de Cabo Frio com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho).	57
3.18	Time slice do dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de atenuação simétrico no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho).	57
3.19	Time slice do dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Shepard no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho).	58
3.20	Time slice do dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Fourier no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho).	58
3.21	Time slice do dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho). Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico na primeira etapa da metodologia.	59

3.22	Time slice do dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho). Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard na primeira etapa da metodologia.	59
3.23	Time slice do dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho). Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia.	60
3.24	Dado sísmico original PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio (inline 1460).	61
3.25	Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de atenuação simétrico no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio (inline 1460). . . .	61
3.26	Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Shepard no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio (inline 1460).	62
3.27	Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Fourier no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio (inline 1460). . . .	62
3.28	Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia (inline 1460). Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico na primeira etapa da metodologia.	63
3.29	Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia (inline 1460). Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard na primeira etapa da metodologia.	63
3.30	Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia (inline 1460). Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia.	64
3.31	Espectro de amplitude média que compara o range de frequência de uma linha sísmica do dado PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico para o cálculo do dado filtrado B.	65
3.32	Espectro de amplitude média que compara o range de frequência de uma linha sísmica do dado PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard para o cálculo do dado filtrado B.	65
3.33	Espectro de amplitude média que compara o range de frequência de uma linha sísmica do dado PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier para o cálculo do dado filtrado B.	66

3.34	Cubo de coerência criado no OpendTect (DGB, 2022) a partir do volume sísmico original PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio. Observa-se que estruturas como falhas e fraturas são realçadas, porém eventos em outras direções também são destacados.	67
3.35	Espectro de amplitude média que compara o range de frequência do dado sísmico PSTM 3D de Alto de Cabo Frio com o range de frequência do cubo de coerência e dos dados filtrados B e C.	68
3.36	Geobodies criados no OpendTect a partir do cubo de coerência.	68

Introdução

As falhas e fraturas são feições estruturais, facilmente identificáveis nos afloramentos, de grande importância nos estudos de sistemas petrolíferos, uma vez que podem atuar como canais de permeabilidade que conectam rocha geradora aos reservatórios. A detecção de fraturas tem sido posta em evidência nos últimos anos devido a dois motivos importantes: 1) a melhoria da qualidade dos dados sísmicos e, portanto, tornou-se possível a detecção de fraturas nos dados disponíveis para que se possa realizar um bom ajuste histórico de dados de produção em reservatórios convencionais, e 2) O grande avanço na exploração de reservatórios não-convencionais cujo fraturamento é o principal mecanismo de produção.

Para a indústria de óleo e gás, a modelagem de descontinuidades é importante para previsão do comportamento dos reservatórios em resposta à produção (Ferreira, 2019), principalmente em relação a detecção de falhas e fraturas. Esta predição pode estar tanto no âmbito exploratório, objetivando avaliar as reservas recuperáveis de uma acumulação quanto às porosidades, assim como no desenvolvimento, explotando o reservatório da melhor forma possível.

Tradicionalmente, falhas e fraturas são interpretadas em seções e slices em tempo de volumes sísmicos 3D como descontinuidades em amplitude sísmica ou a partir de slices em tempo de um volume de coerência sísmica. Ferramentas interativas foram desenvolvidas para auxiliar o intérprete neste processo. Hale (2002) publicou os resultados da pesquisa focada em malha automática que poderia ser aplicada à interpretação de falhas, e Pedersen *et al.* (2003) descreveram um processo semi-automático para extração de falhas e fraturas usando um volume de descontinuidade na modelagem de fraturas.

Os atributos sísmicos baseados em detectar descontinuidade dos eventos fornecem ferramentas úteis para caracterizar falhas e fraturas (Chopra e Marfurt, 2007). A precisão e a qualidade desses atributos sísmicos são diretamente proporcionais à relação sinal/ruído dos dados sísmicos (Santosh et al, 2013). O condicionamento dos dados aumenta a identificação visual de falhas e fraturas no dado sísmico e nos seus atributos. Os dados condicionados podem ser processados para melhorar os recursos de descontinuidade e, portanto, os atributos sobre esses dados processados resultarão em melhores extrações de falhas e geometria

de fraturas. O ruído distorce a imagem e dificulta a tarefa de detecção e interpretação de características geológicas, que visa iluminar a geometria e a localização das várias falhas e fraturas de maiores e menores escalas.

Um exemplo dados condicionados é o cubo de coerência calculado através da medida de semelhança entre traços. Traços semelhantes são mapeados com coeficientes de alta coerência, enquanto descontinuidades têm baixa coerência. Regiões de traços sísmicos cortados por falhas, por exemplo, resultam em descontinuidades acentuadas, gerando um delineamento de baixa coerência ao longo dos planos de falha (Chopra, 2002).

A partir deste contexto histórico sobre importância das falhas e fraturas para a definição de reservatórios de óleo e gás e dos trabalhos já realizados para a detecção destas descontinuidades, iremos abordar uma metodologia que será utilizada para predição de falhas e fraturas, podendo auxiliar a interpretação geológica quantitativa e a identificação de possíveis acumulações de hidrocarbonetos em um dado sísmico pós-stack. A metodologia proposta nesta dissertação foi dividida em três etapas: Na primeira etapa aplica-se um filtro de atenuação de eventos horizontais e sub-horizontais, evidenciando estruturas verticais e sub-verticais. Na segunda etapa utiliza-se um filtro construído a partir do método da transformada de Hilbert para cada uma das três direções do volume sísmico que origina um volume de amplitude complexa. Na última etapa é feita uma rotação de fase para cada uma das três direções do volume complexo, realçando descontinuidades como falhas e fraturas.

O texto desta dissertação foi estruturado da seguinte forma: no Capítulo 1 descrevemos a Geologia Regional e Local da área de estudo; no Capítulo 2 apresentamos a fundamentação teórica da metodologia para detecção de falhas e fraturas no dado sísmico pós-stack, descrevendo os métodos utilizados ; e no Capítulo 3 demonstramos exemplos de aplicação da metodologia proposta neste trabalho, utilizando dados sintéticos e o dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio localizada entre as Bacias de Santos e Campos.

O conhecimento sísmico a ser desenvolvido durante esta dissertação, se aplica a estudos de geomecânica, geopressões e análise de carbonatos naturalmente fraturados do pré-sal. A vantagem em usar dados sísmicos em campos de óleo e gás na área estudada, se relaciona ao fato de constantes elásticas peculiares do óleo e do gás realçarem sismicamente a presença de falhas e fraturas em suas rotas de migração, aumentando a chance de sucesso tecnológico dos métodos computacionais desenvolvidos para definição de falhas e fraturas, e que podem ser aplicados a ambientes deposicionais portadores de hidrocarbonetos.

1

Geologia Regional e Local

1.1 Bacia de Campos

A Bacia de Campos é a segunda maior província petrolífera do Brasil, localizada na região sudeste do país, na margem leste do Estado do Rio de Janeiro (Silva, 1992). Ocupa uma superfície de aproximadamente 100.000 km², limitada a leste pela cota batimétrica de 3.400 m (limite do Platô de São Paulo; Chang et al., 1992), ao norte pelo Alto de Vitória e ao sul pelo Alto de Cabo Frio (Almeida, 1960 e Asmus, 1978).

Esta bacia apresenta características peculiares, como: um baixo grau de afinamento crustal, reativação das fontes de sedimentos, intensa tectônica adiastrófica e variações do nível do mar. Tais características propiciaram a acumulação de grande volume de hidrocarbonetos. Conferindo a esta área qualidades singulares em termos de potencial para acumulação de hidrocarbonetos (Rangel, 1987).

Como pode ser notado na carta estratigráfica da Bacia de Campos, os sedimentos mais antigos datam do Eocretáceo. O princípio de sua evolução tectono-sedimentar se dá com a separação das placas africana e sulamericana (Mizusaki *et.al.* (1988), Winter *et.al.*(2007)). (Figura 1.1)

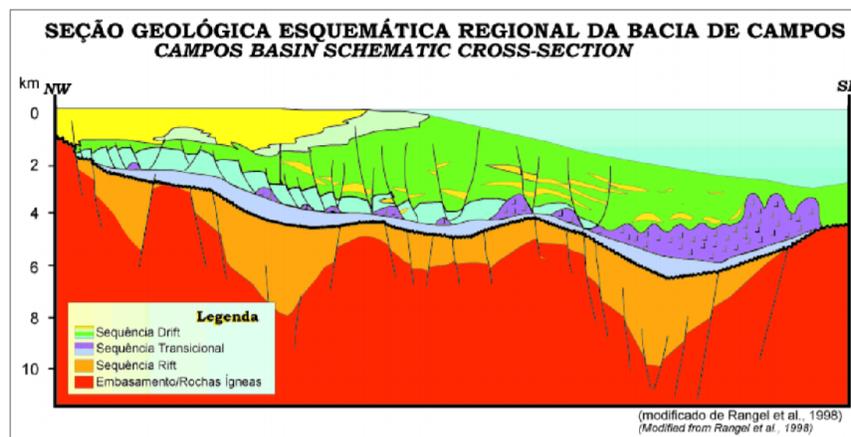


Figura 1.2: Seção geológica mostrando as fases tectono-sedimentares da bacia de Campos. Fonte: Rangel *et al.*, 1998 in <http://www.anp.gov.br>.

Megassequência Continental ou Rifte: Esta megassequência foi depositada em ambiente continental (fluvial e lacustrino), durante o rifteamento crustal entre as placas sul-americana e africana, principalmente no Jurássico Superior a Cretáceo Inferior (Cainelli e Mohriak, 1998).

A referida megassequência é caracterizada por derrames basálticos do Eocretáceo intercalados com rochas sedimentares e vulcanoclásticas (Formação Cabiúnas). Esta formação constitui o assoalho oceânico de toda bacia, caracterizando intenso vulcanismo de idade Barremiana que marca o início da movimentação tectônica que resultou na separação dos continentes (Mizusaki *et al.* 1988).

Devido a essa movimentação tectônica esta bacia é caracterizada por falhas normais sintéticas e antitéticas, responsáveis pela formação de grabens e hemi-grábens. Estes foram preenchidos por rochas sedimentares lacustrinas e fluvio-deltaicas continentais, ricas em matéria orgânica (Meisling *et al.*, 2001). Nesta megassequência também são encontrados sedimentos siliciclásticos e carbonáticos Neocomianos que compõem a fase rift.

Com a evolução do processo de rifteamento, instalou-se um ambiente de lago restrito onde foram depositados conglomerados polimíticos, arenitos com estratificação cruzada, carbonatos lacustres, coquinas (Membro Coqueiros) e folhelhos negros, (Formação Lagoa Feia) (Schaller, 1973; Castro *et al.* 1981 e Dias *et al.* 1988).

Megassequência Transicional: Foi marcada pelo término da fase de estiramento litosférico e rifteamento da crosta continental que diminuiu a atividade de grande parte das falhas envolvendo o embasamento. Um período de erosão dos blocos rotacionados da fase rift prevaleceu até que as primeiras ingressões marinhas cobrissem os sedimentos depositados no

Neocomiano. Essas ingressões causaram eventos erosivos que resultaram na formação de clásticos grossos (arenitos e conglomerados) depositados sobre a discordância erosiva (break-up unconformity), nas regiões proximais, e de carbonatos e siliciclásticos finos nas regiões mais distais (Mohriak, 2003).

A sedimentação proveniente do continente é formada por folhelhos e conglomerados oriundos de ambientes aluviais, fan-deltas, e de sabkhas (Guardado et.al., 1990). Porém, esta sedimentação vai se modificando gradualmente em suas laterais para uma sedimentação carbonática de águas rasas representada por estromatólitos e carbonatos nodulares (Dias *et.al.*, 1990). Sua acumulação é acompanhada de um sistema de falhamento sindeposicional. Esta deposição compõe a porção superior da Formação Lagoa Feia que é caracterizada como sedimentos argilosos a conglomeráticos de grande importância na formação de hidrocarbonetos da Bacia de Campos.

Os depósitos evaporíticos são formados principalmente por anidrita e halita depositadas sobre ambiente lagunar, tectonicamente calmo. São eles que marcam o topo desta megassequência no Aptiano tardio (Dias et.al., 1990).

A importância dessa sequência para a Bacia de Campos deve-se ao movimento halocinético que controla alguns dos seus sistemas petrolíferos.

Megassequência Marinha: Inicia-se durante o Albiano médio e tem continuidade até o Holoceno. Esta megassequência pode ser dividida em 3 sequências.

A) Sequência Carbonática Nerítica Rasa: Ocorre entre o Albiano inicial ao Albiano médio. Esta sequência é formada por depósitos compostos por arenitos e conglomerados associados a carbonatos plataformais. A porção basal da megassequência corresponde à deposição inferior da Formação Macaé, formada por sedimentos carbonáticos de águas rasas, lamitos e margas (Dias et al., 1990; Guardado et al., 1990).

A porção basal é composta por dolomitos que gradativamente diminuem em direção ao topo e por depósitos de leques deltaicos. A ocorrência dos leques deltaicos acontece em partes costeiras e são formados por conglomerados e arenitos (Membro Goitacás) compostos por estruturas canalizadas. Em regiões plataformais ocorrem carbonatos na forma de oólitos, peletes e bioclastos (Guardado et al., 1990).

Depressões na margem da plataforma carbonática rasa foram originadas em resposta as movimentações halocinéticas. Tais mecanismos proporcionaram a formação de diápiros e falhas de crescimento (Guardado et.al., 1990).

B) Sequência Marinha Transgressiva: É marcada por sedimentação francamente oceânica. Inicia-se no Albiano tardio e se estende até o Terciário inicial.

As litologias predominantes são margas e calcilutitos de idade Cenomaniano-Turoniano (Formação Tamoios), registrando-se também folhelhos pretos, ricos em matérias orgânicas relacionadas ao evento anóxico mundial do Turoniano (Jenkyns, 1980).

Com a evolução do processo halocinético no Neoalbiano/Eoturoniano, se instala nesta fase uma série de falhas lítricas e estruturas dômicas, em cujos baixos adjacentes se encaixam turbiditos. Isto se dá devido à sobrecarga de sedimentos e o progressivo basculamento da bacia. Durante o Cenomaniano-Eoturoniano obteve-se o fim da fase pré-ocêânica e expressivos corpos turbidíticos aparecem em meio a folhelhos e margas. Neste período, depositaram-se sedimentos detríticos de baixa energia, com a presença de argilitos, margas, calcilutitos e alguns aportes turbidíticos intercalados entre si. Estes sedimentos se depositaram em baixos adjacentes às estruturas dômicas formadas durante a movimentação halocinética (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1990; Souza Jr., 1997).

C) Sequência Marinha Regressiva Esta sequência teve seu início no Turoniano Superior tendo sua evolução até o Eoceno Médio. O desenvolvimento sedimentar na bacia, durante o período Terciário, foi influenciado pela variação global do nível do mar e pelo soerguimento das Serras do Mar e da Mantiqueira, causando escorregamentos do sal (Dias *et al.*, 1990). Este período foi marcado por um grande aporte sedimentar que, associado a uma diminuição da taxa de subsidência da bacia, ocasionou a deposição de sequências siliciclásticas progradantes (Grupos Campos) (Rangel *et al.*, 1994).

Segundo Rangel *et al.* (1994) o Grupo Campos é formado por: **Formação Carapebus:** é composta por arenitos finos a conglomeráticos, organizados em camadas intercaladas com os pelitos da Formação Ubatuba. Estão presentes desde o Turoniano ao Holoceno, sendo que suas designações informais se dão em função de sua idade ou da presença de hidrocarbonetos em campos produtores. **Formação Ubatuba:** é caracterizada por uma grande camada de pelitos, especialmente de folhelhos cinza-escuros e esverdeados, argilas e margas cinza-claro, calcilutitos cinza/creme e diamictitos cinzentos. A deposição destas camadas se deu em um ambiente de baixa energia.

Formação Emboré: é composta por arenitos e carbonatos impuros, sobrepostos e lateralmente interdigitados com os pelitos da Formação Ubatuba. É subdividida em três membros: (i) Membro São Tomé (compostos por clásticos grossos vermelhos que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia, em ambiente de plataforma interna); (ii) Membro Siri e (iii) Membro Grussaí, esses dois últimos compostos basicamente por calcarenitos bioclásticos, em ambiente de plataforma externa.

1.2 Bacia de Santos

A Bacia de Santos é a maior produtora de petróleo do Brasil e está localizada na porção sudeste da margem brasileira, em frente ao litoral sul do Rio de Janeiro, São Paulo, Paraná e norte de Santa Catarina. Geologicamente, trata-se de uma depressão limitada a norte pelo alto de Cabo Frio e a sul pelo Alto de Florianópolis. Recobre a área de cerca de 350.000 km², dos quais 200.000 km² encontram-se em lâminas d'água até 400 m e 150.000 km² entre as cotas de 400 e 3.000 m (Melgaço, 2010).

A Bacia estende-se até a cota batimétrica de 3000 m no Platô de São Paulo (Palma, 1984; Moreira et.al. 2007) e a oeste é limitada pelas Serras do Mar e da Mantiqueira restringindo-a ao domínio oceânico (Macedo, 1990).

O desenvolvimento de seu arcabouço tectono-estratigráfico ilustrado nas Figuras 1.3 e 1.4, compreende três megassequências (Pereira e Macedo, 1990; Pereira e Feijó, 1994, Moreira et.al, 2007).

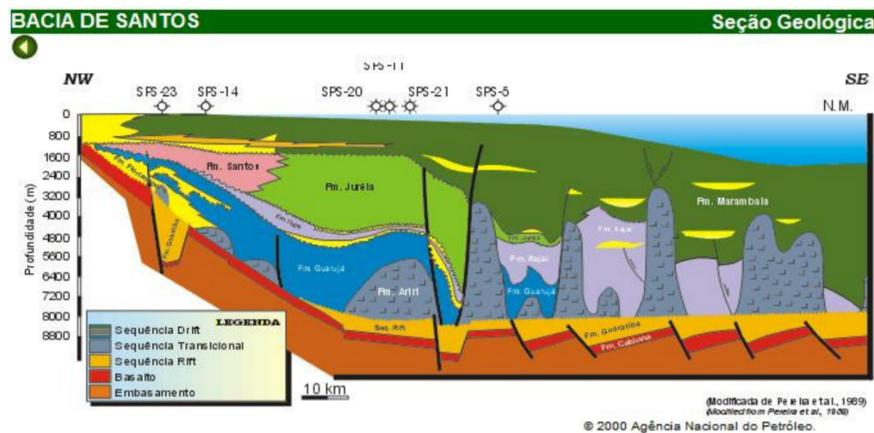


Figura 1.3: Seção geológica mostrando as fases tectono-sedimentares da bacia de Santos. (modificado de Pereira *et al.*,1989) in <http://www.anp.gov.br>.

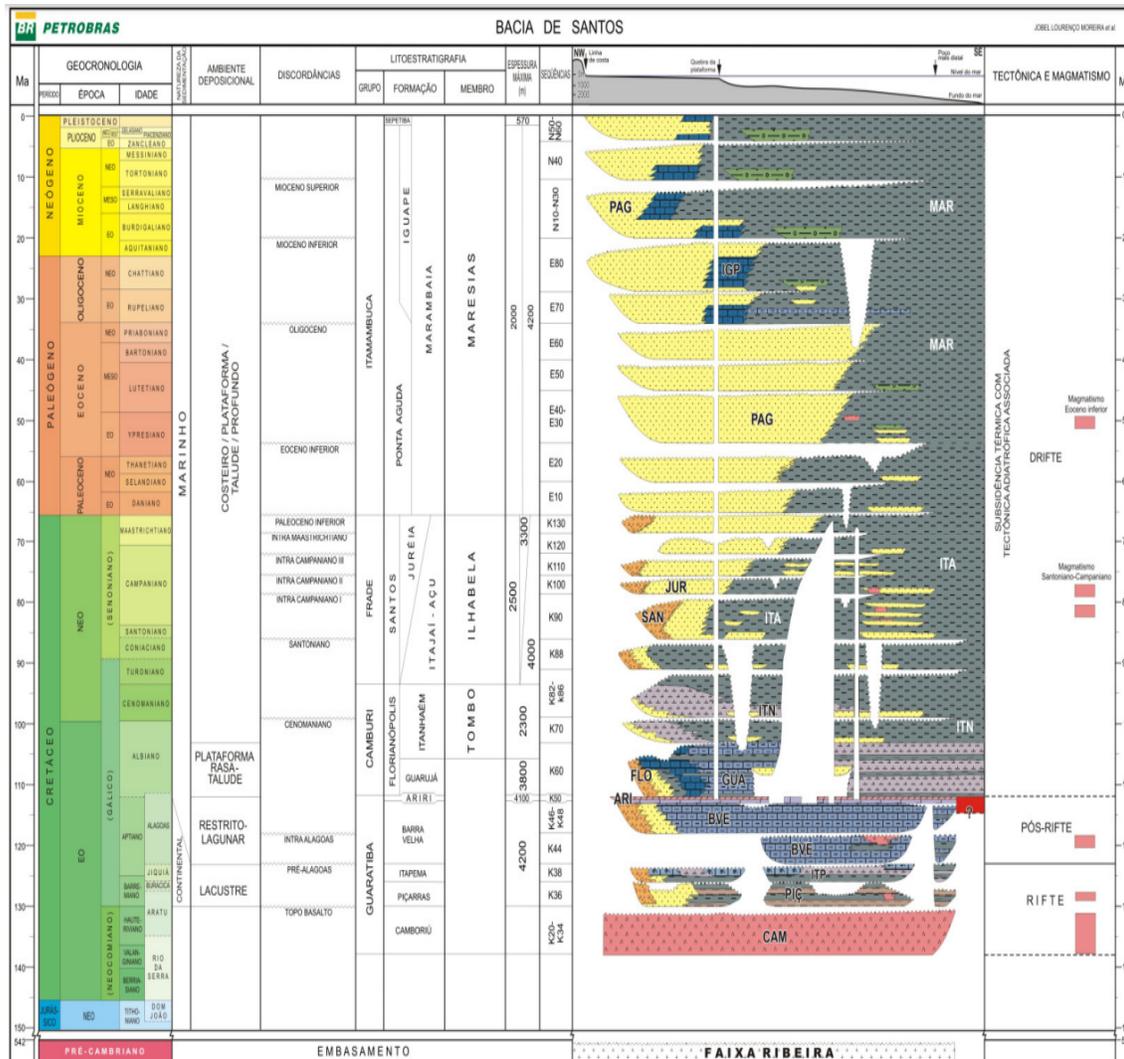


Figura 1.4: Carta estratigráfica da Bacia de Santos. Fonte: Moreira *et al.*, 2007.

Segundo Moriak (2003) as três megassequências da Bacia de Santos são caracterizadas como: **Megassequência Continental (Neocomiano / Barremiano)**: Esta fase é caracterizada pelo confinamento de esforços extensionais na porção da crosta, acarretando um afinamento desta e provocando falhamentos nesta sequência.

Esta fase caracteriza-se por sistemas de falhas de pequena magnitude, concentradas na porção superior da seção rifte. Acarretando o desenvolvimento de uma ampla depressão tipo sag, lateralmente contínua. Com o prosseguimento da distensão ocorreram importantes fissuras, através das quais foram gerados extensos derrames vulcânicos. Tais extrusões são de natureza tholeiítica (basaltos tholeiíticos amigdaloidais, de cor verde escuro) de idade 130 - 120 Ma (Pereira e Feijó, 1994), representados pela Formação Camboriú, equivalente à Formação

Cabiúnas na bacia de Campos.

Pereira e Feijó (1994) também verificaram sedimentos siliciclásticos grosseiros associados a leques aluviais, folhelhos escuros e carbonatos característicos da Formação Guaratiba assentados discordantemente sobre as rochas vulcânicas. Esta formação representa a principal rocha geradora de hidrocarbonetos da Bacia de Santos.

Megassequência Transicional: Nesse momento a bacia passa por uma fase transicional entre a deposição continental e a marinha-rasa, onde há a deposição de clásticos e uma espessa camada de evaporitos do Aptiano. Estes foram depositados acima da discordância conhecida como discordância Pré-Alagoas. Nela são registrados carbonatos, anidritas e halitas (Formação Ariri em Santos e Formação Lagoa Feia em Campos). Esta província salífera foi condicionada pelo Platô de São Paulo, causando uma restrição da circulação das águas do oceano. Tal atuação proporcionou a deposição de espessos pacotes de sal devido à alta taxa de evaporação da época.

Megassequência Marinha: Começou no Albiano onde se teve uma rápida transição de plataforma de mar raso para de mar profundo no Cenomaniano. Este período também está associado às altas taxas de subsidência térmica e diminuição do volume sedimentar clástico durante a deriva continental.

Após a sedimentação evaporítica instala-se um sistema deposicional misto, com acumulação de siliciclásticos na borda (Formação Florianópolis) e de carbonatos na porção mais distal (Formação Guarujá) de idade Albiana. Com a deposição destas sequências instala-se um sistema marinho na bacia. Porém, o ambiente hipersalino, com pouca circulação de água oceânica, proporcionou a deposição de carbonatos e sedimentos clásticos (Formação Itanhaém) do Neo-Albiano ao Eo/Cenomaniano. O subsequente afundamento da bacia resultou na implantação de um ambiente marinho transgressivo até o Meso/Turoniano (Formação Itajaí-Açu), seguido por eventos regressivos a partir do Maastrichtiano (Formações Santos e Juréia). Esta associação resultou em um expressivo avanço da linha de costa na direção do mar (Pereira e Macedo, 1990).

Com as incursões de águas neste período, houve a formação de discordâncias regionais causadas pelas correntes submarinas. Nesta fase também ocorre a movimentação halocinética, caracterizada por falhas de crescimento, responsáveis pela formação de minibacias onde se depositaram areias turbidíticas.

Segundo Mohriak (2003) o Terciário da Bacia de Santos é representado pelo sistema Iguape/Marambaia, onde as plataformas carbonáticas localizam-se na porção centro-sul e apresenta forte influência de clásticos grosseiros na porção norte. A sedimentação culmina com a deposição de areias e folhelhos da Formação Sepetiba, de idade pleistocênica.

1.3 Geologia do Alto de Cabo Frio

O Alto de Cabo Frio, localizado as latitudes de 22,5^o a 23,5^o S, foi caracterizado por Pedro (2005) como uma estrutura elevada do embasamento que separa as bacias de Campos e Santos (Figura 1.5). Segundo este autor o Alto de Cabo Frio estende-se por toda a plataforma continental e pelo Platô de São Paulo servindo como barreira a sedimentação entre as bacias de Campos e Santos. Segundo Mohriak (2004), esse alto influenciou na sedimentação das bacias de Campos e Santos desde o Neocomiano até o Oligoceno corroborando com o que foi mapeado por Mohriak et.al. (1995) e Pedro (2005).

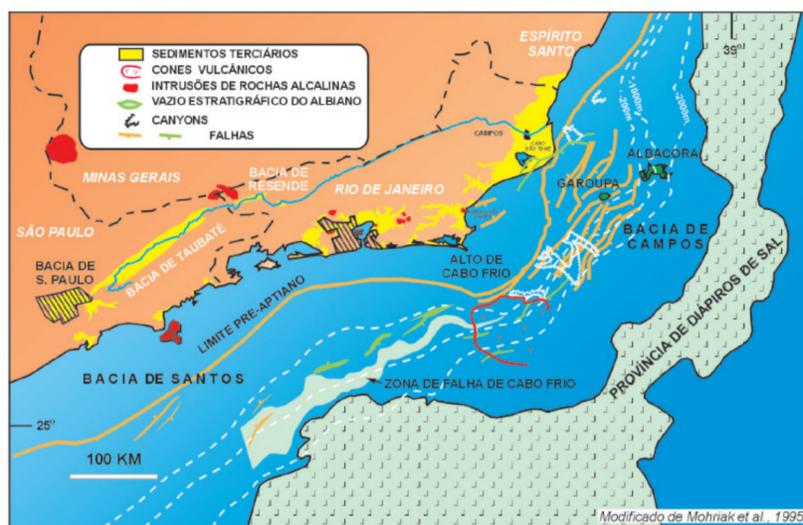


Figura 1.5: Localização do Alto de Cabo Frio mostrando a linha de charneira pré-apertiana, a disposição dos diápiros de sal, a cicatriz albiana do sal e as ocorrências vulcânicas. Fonte: Mohriak *et al.*, 1995b.

Na região do Alto de Cabo Frio são encontradas grandes concentrações magmáticas, sendo caracterizadas por rochas magmáticas extrusivas e intrusivas em níveis estratigráficos diferentes (Mizusaki e Mohriak, 1992; Oreiro, 2006). Estes episódios magmáticos pós-rifte formam lineamentos de cones vulcânicos e intrusões ígneas (Mohriak *et al.*, 1989) de composição alcalina com idades que variam do Neocretáceo ao Eoterciário, (Figura 1.6) (Sadowski e Dias-Neto, 1981; Mohriak *et al.*, 1990c; Mohriak e Barros, 1990; Almeida, 1991; Misuzaki e Mohriak, 1992 e Moreira *et al.*, 2007).

Na região submersa do Alto de Cabo Frio, os edifícios vulcânicos mostram predominância de hialoclastitos em batimetrias rasas (menor que 500 m) e rochas ígneas extrusivas e intrusivas em lâmina d'água maior que 500 m, como derrames basálticos, soleiras e/ou diques de diabásio (Misuzaki e Mohriak, 1992; Mohriak *et al.*, 2003).

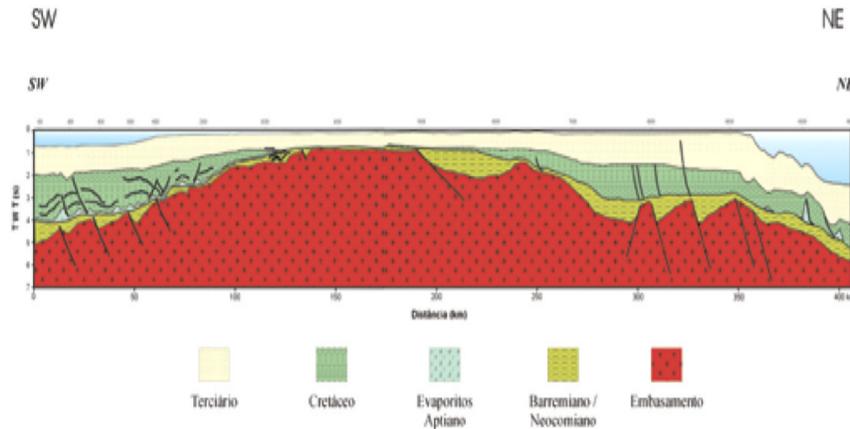


Figura 1.6: Alto estrutural de Cabo Frio formado por bloco elevado do embasamento cristalino, falhado, separando os depocentros da fase rifte entre as Bacias de Campos (NE) e Santos (SW). As seqüências evaporíticas e os depósitos do Cretáceo se afinam, ou mesmo desaparecem sobre o alto (modificado de Mohriak, 2001).

Baseados em dados sísmicos, petrográficos, químicos e radiométricos, Mohriak et.al (1989) propuseram a sua subdivisão em três seqüências relativamente bem definidas a saber:

- a) Sequência I - Corresponde aos basaltos da Formação Cabiúnas com idade Eocretácea Pré-Aptiana (120-130 Ma). Podem ser correlacionados com a Formação Camboriú da Bacia de Santos e com a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.
- b) Sequência II - Composta predominantemente por basaltos de pequena extensão e idade Campaniana-Turoniana (80-90 Ma),
- c) Sequência III - Sequência extrusiva mais comum na região do Alto de Cabo Frio com idades do Paleoceno Superior ao Eoceno (40-50 Ma). Contém basaltos, diabásios e rochas vulcanoclástica (Mizusaki e Mohriak, 1993). Esse importante magmatismo relaciona-se a vulcanismo de conduto central (chaminé) e composição levemente alcalina.

Segundo Thomaz Filho e Rodrigues (1999), este magmatismo alcalino esta associado ao vulcanismo relacionado aos maciços de Poço de Caldas, Passa Quatro, Itatiaia, Morro Redondo, Tinguá, Tanguá, Rio Bonito, Itaúna, Mendanha, Soarinho, Morro de São João e Ilha de Cabo Frio. Estes vulcanismos apresentam orientação E-W formando Lineamento Sismo Magmático Alcalino de Poços de Caldas - Cabo Frio - Monte submarino Almirante Saldanha (Sichel *et al.* 2005 apud Alves 2002).

1.4 Área de trabalho

A área de estudo está localizada na região do Alto de Cabo Frio, entre as Bacias Marítimas de Campos e Santos. Durante a execução da metodologia utilizada neste trabalho, foi utilizado um dado público pós-stack 3D PSTM da empresa Fugro Geoteam (Figura 1.8), processado em 2009 e disponibilizado pela ANP. O dado sísmico 3D utilizado neste trabalho, ocupa uma área de aproximadamente 5156,25 km² (Figura 1.7). Por questões de desempenho computacional, recortamos uma área menor do dado sísmico (destacado em vermelho na Figura 1.7 e que possui cerca de 399,30 km²) para podermos aplicar de forma mais eficiente os algoritmos utilizados na metodologia proposta nesta dissertação.

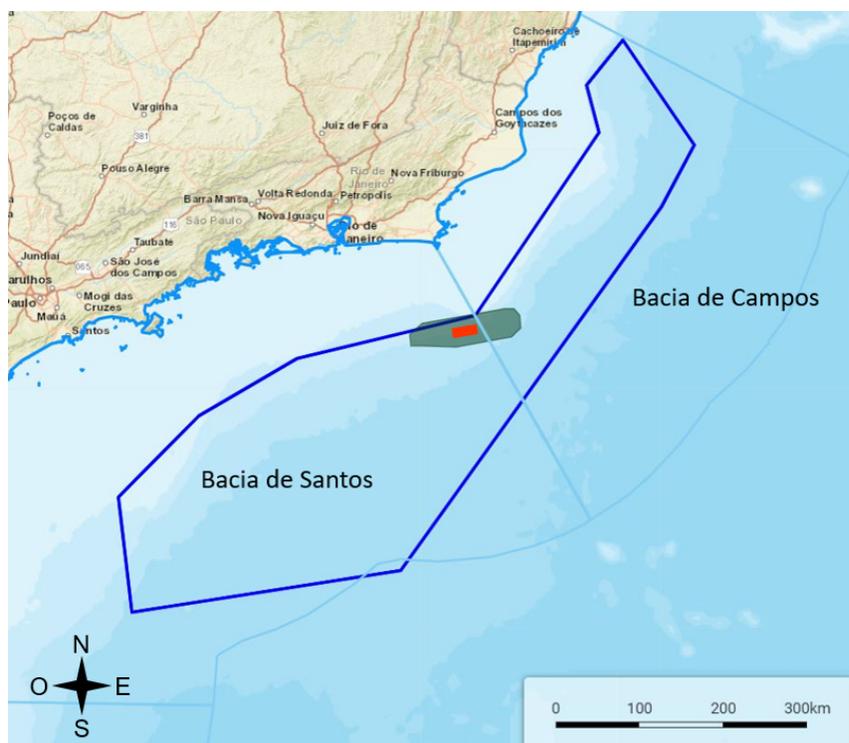


Figura 1.7: Área de Localização do dado sísmico pós-stack 3D (polígono verde) entre as Bacias de Santos e Campos. O polígono de contorno azul indica a área do pré-sal e o polígono vermelho representa o dado sísmico 3D recortado utilizado neste trabalho. (Figura gerada e modificada a partir do site <http://geo.anp.gov.br/mapview>).

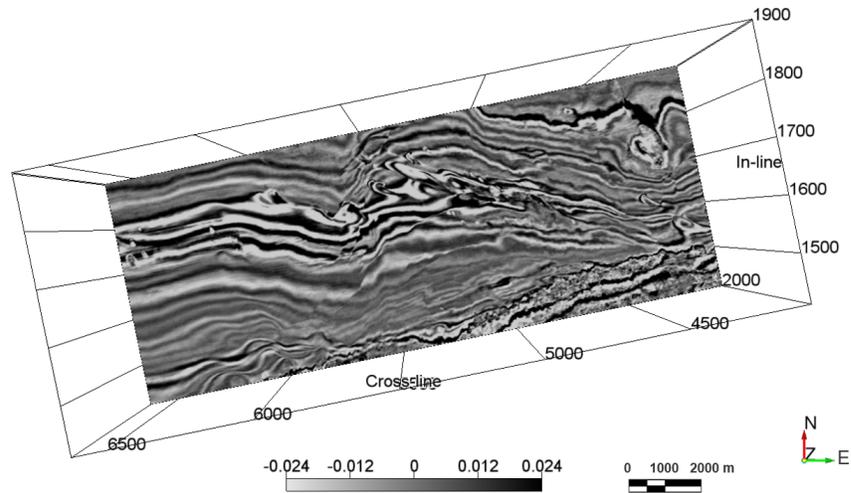


Figura 1.8: Dado sísmico pós-stack 3D PSTM da área de Alto de Cabo Frio utilizado no trabalho.

1.5 Geologia Local

Na região que foi destacada para a aplicação da metodologia utilizada neste trabalho e que fica na porção leste da Bacia de Santos, verificou-se que a maior parte das estruturas observadas no dado sísmico 3D e detectadas durante o processo de filtragem aplicado, ficam na região do pós-sal (Figura 1.9). Esta região é caracterizada por uma sequência drifte de mar aberto. Durante a formação desta sequência a tectônica halocinética provocou o surgimento de falhas de crescimento, responsáveis pela formação de minibacias onde se depositaram areias turbidíticas.

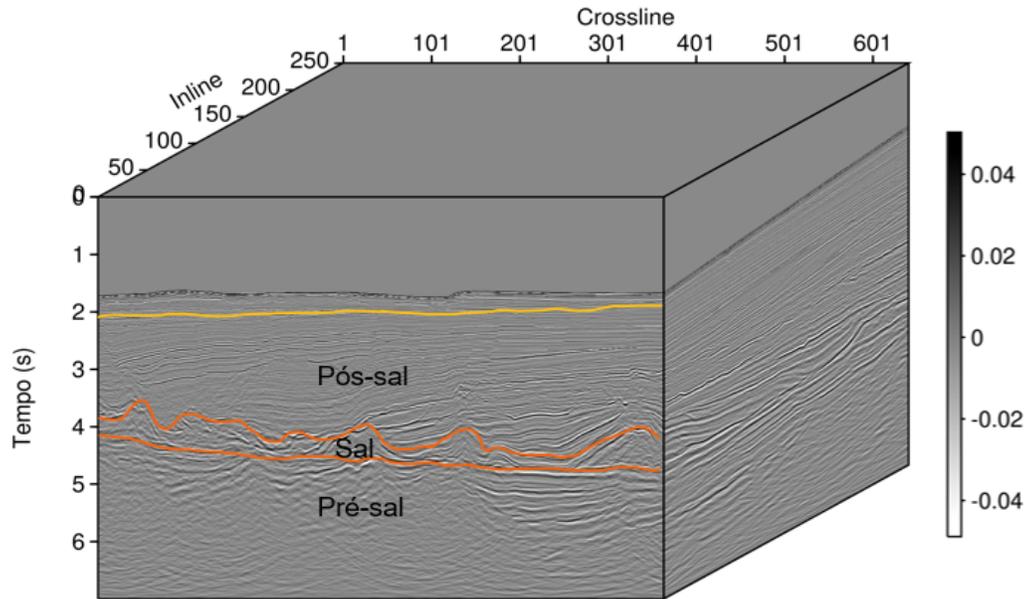


Figura 1.9: Volume sísmico original PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio no qual são destacadas as regiões do pós-sal, sal e pré-sal. A partir do evento destacado em amarelo até o topo do sal em laranja foram observadas a maior parte das falhas e fraturas detectadas durante aplicação da metodologia utilizada neste trabalho.

A megassequência marinha presente na região estudada começou no Albiano onde se teve uma transição de ambiente sedimentar de plataforma de mar raso para de mar profundo no Cenomaniano, caracterizado pela presença de sedimentos siliciclásticos e carbonatos. O Meso/Turoniano é caracterizado por um ambiente transgressivo (Formação Itajaí-Açu) composto por folhelhos com alguns arenitos interdigitados, seguido por uma sequência regressiva a partir do Maastrichtiano (Formação Santos constituída por sedimentos clásticos grossos e Formação Juréia composta por arenitos de ambiente marinho raso). Entre o Paleoceno e Pleistoceno, observa-se a predominância da intercalação entre os arenitos da Formação Ponta Grossa e o sistema Iguape/Marambaia, caracterizado pelo carbonatos da formação Iguape e o folhelhos da formação Marambaia. O topo desta megassequência é definida pela formação Sepetiba de idade pleistocênica, composta por arenitos e folhelhos.

2

Fundamentação Teórica

2.1 Introdução

Para a indústria de óleo e gás, a modelagem de falhas e fraturas é importante para previsão do comportamento dos reservatórios em resposta à produção. Esta previsão pode estar tanto no âmbito exploratório, objetivando avaliar as reservas recuperáveis de uma acumulação quanto às porosidades, assim como no desenvolvimento, melhorando exploração do reservatório(Figura 2.1).

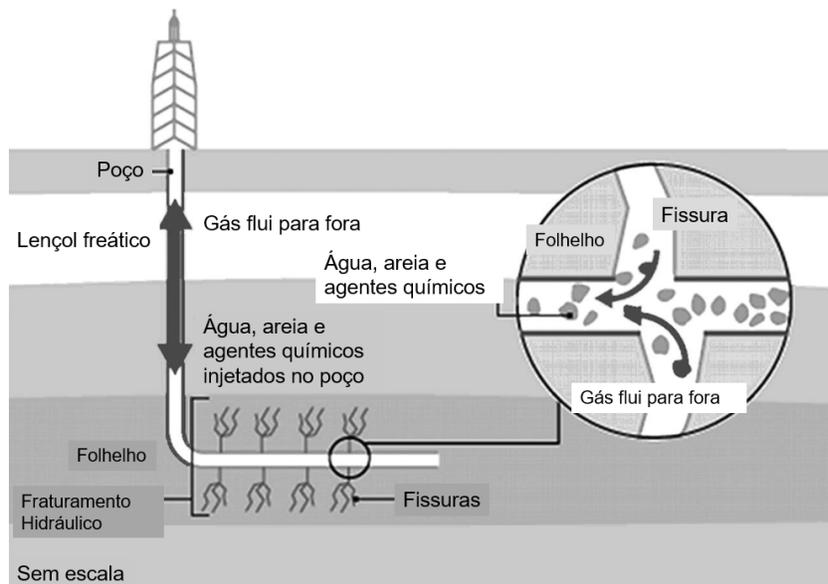


Figura 2.1: Diagrama simplificado da extração de gás em folhelhos (acumulações não convencionais shale-gas). Fonte: Modificado de Hammond and O'Grady, 2017.

As fraturas podem ser naturais (relacionadas ao histórico do campo de tensões natural) ou induzidas, relacionadas a perfuração e estimulação hidráulica. Mesmo o fraturamento induzido, atualmente em evidencia nos projetos não convencionais, para ser bem-sucedido, deve levar em conta os corredores de fraturas naturais da rocha de modo a utilizar a energia dispensada para conectar as fraturas naturalmente presentes na região e gerar a maior quantidade de fraturas possíveis.

A tecnologia de extração automática de fraturas utiliza o processamento de sinal combinada com etapas baseadas em regras geológicas inteligentes e um conjunto de ferramentas interativas para permitir a interpretação automatizada de falhas e fraturas em menos tempo e com menor esforço do que métodos completamente manuais (Dorn *et al.*, 2005). A entrada para este processo de detecção automática de fraturas é um volume 3D de dados sísmicos que foi processado para gerar o atributo coerência que fornece uma estimativa quantitativa de descontinuidades. Em vez de amplitude de reflexão, a saída é um volume de probabilidade relativa de falhas e fraturas.

Durante extração de atributos sísmico como falhas e fraturas, podemos utilizar filtros estruturalmente orientados como, por exemplo, os volumes de dip e azimute que servem para realçar as descontinuidades em tais atributos. Um exemplo de resultados obtidos através do condicionamento dos volumes de atributos e rastreamento das fraturas são apresentados na Figura 2.2 (Ferreira *et al.*, 2019).

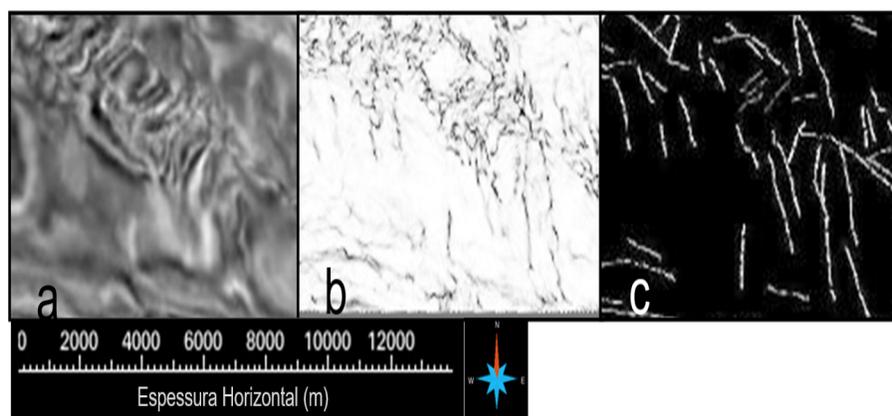


Figura 2.2: a) Sísmica PSDM de uma área da Bacia do Rio Neuquén, Argentina. b) Volume de coerência obtido através da sísmica PSDM. c) Volume de azimute de fraturas que representa as direções obtidas através fluxo de detecção de fraturas. Fonte:Ferreira *et al.*, 2019.

Neste capítulo propomos uma metodologia para detecção de falhas e fraturas no dado sísmico pós-stack para auxiliar a interpretação geológica quantitativa e na identificação de possíveis

acumulações de hidrocarbonetos. A apresentação desta metodologia está dividida em três etapas: Na primeira etapa aplica-se um dos métodos de atenuação de eventos horizontais e sub-horizontais propostos (Filtragem utilizando filtro de atenuação simétrico, Filtragem utilizando derivada de Shepard ou Filtragem utilizando derivada de Fourier), evidenciando estruturas verticais e sub-verticais. Na segunda etapa utiliza-se um filtro construído a partir do método da transformada de Hilbert para cada uma das três direções do volume sísmico que origina um volume de amplitude complexa. Na última etapa é feita uma rotação de fase para cada uma das três direções do volume complexo, realçando descontinuidades como falhas e fraturas. Para um melhor detalhamento desta metodologia, primeiro será apresentado a fundamentação teórica dos métodos utilizados. No capítulo 3, serão apresentados exemplos de aplicação desta metodologia utilizando dados sintéticos e o dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio que está localizado entre as Bacias de Santos e Campos.

2.2 Métodos utilizados para a atenuação de eventos horizontais e sub-horizontais

2.2.1 Filtragem utilizando filtro de atenuação simétrico

Neste método é realizada a filtragem traço-a-traço na direção inline x seguida da direção crossline y , para atenuar eventos sub-horizontais e horizontais caracterizados predominantemente por reflexões nas camadas. Este método de filtragem é definido por um filtro simétrico e simples, que subtrai a amplitude do dado original da média aritmética das L amostras à frente e atrás de sua posição central.

Deixemos $D = \{d(1 : N_s, 1 : N_x, 1 : N_y)\}$ representar o volume sísmico 3D com N_s, N_x, N_y amostras nas direções do tempo, inline e crossline, respectivamente.

$$\begin{aligned} f(n) &= \{f(-L), \dots, f(-1), f(0), f(1), \dots, f(L)\} \\ &= \left\{ \frac{-1}{2L}, \dots, \frac{-1}{2L}, 1, \frac{-1}{2L}, \dots, \frac{-1}{2L} \right\}. \end{aligned} \quad (2.1)$$

O filtro $f(n)$, que possui $2L+1$ coeficientes, é aplicado em cascata, inicialmente na direção inline x ,

$$D_x(:, j, :) = f(n) * D(:, j, :), \quad (j = 1, \dots, N_x) \quad (n = -L, \dots, 0, \dots, L) \quad (2.2)$$

e, subsequentemente, na direção crossline y ,

$$D_{xy}(:, :, k) = f(n) * D_x(:, :, k), \quad (k = 1, \dots, N_y) \quad (n = -L, \dots, 0, \dots, L) \quad (2.3)$$

Onde $*$ representa convolução.

Pseudo-código para a aplicação do filtro de atenuação simétrico

Valores iniciais:

L – Tamanho da janela do filtro

$D(1:N_s, 1:N_x, 1:N_y)$ – Dado sísmico original

$n = -L, \dots, 0, \dots, L$

$f(n)$ – Filtro de atenuação simétrico Eq. (2.1)

$j = 1, \dots, N_x$

- Convolve $f(n)$ com dados inline x , Eq. (2.2)

$k = 1, \dots, N_y$

- Convolve $f(n)$ com dados crossline y , Eq. (2.3)

2.2.2 Filtragem utilizando derivada de Shepard

Consideremos o sinal discreto $A_j = (A_1, \dots, A_N)$. x representa a variável independente associada às observações $A(x_j) = A_j$. O método de interpolação de Shepard (Shepard, 1968), permite calcular $A(x)$ na posição x a partir da combinação linear das observações disponíveis, através da equação,

$$\tilde{A}(x) = \sum_{j=1}^N w_j(x) A_j \quad (2.4)$$

onde

$$w_j(x) = \frac{\frac{1}{d_j(x)}}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i(x)}} \quad (2.5)$$

$$d_i(x) = [(x_i - x)^2]^{1/2} = |x_i - x|, \quad i = 1, \dots, N \quad (2.6)$$

$d_i(x)$ representa a distância da posição x_i , onde temos a observação A_i , ao ponto x , onde queremos calcular $\tilde{A}(x)$. Observamos que no método de Shepard (1968) o termo $d_i(x)$ possui o expoente $p, d_i(x)^p$, que num primeiro momento utilizamos $p = 1$.

Propriedades do Método

$$(I) w_j(x) \geq 0$$

$$(II) \sum_{j=1}^N w_j(x) = 1$$

$$(III) \tilde{A}(x_j) = A_j, \forall j$$

$$(IV) \tilde{x} \gg x_i, \forall i, w_i(\tilde{x}) \approx \frac{1}{N}$$

$$(V) \frac{d}{dx}(\tilde{A}(x))|_{x=x_j} = 0, \forall j$$

Demonstração da propriedade (III)

Para $x = x_j$, $d_j(x_j) = |x_j - x_j| = 0$. Reescrevendo a equação (2.5), temos:

$$w_j(x) = [d_j(x) \sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i(x)}]^{-1} \quad (2.7)$$

Fatorando o termo de índice j do somatório obtemos:

$$w_j(x) = [1 + \sum_{i \neq j} \frac{d_j(x)}{d_i(x)}]^{-1} \quad (2.8)$$

Note que $d_j(x_j) = 0$ e $w_j(x_j) = 1$. Resta demonstrar que $w_k(x_j) = 0$, $k \neq j$. Considerando que $d_k(x_j) \neq 0$, reescrevemos a equação (2.7) fatorando o termo $\frac{1}{d_j(x_j)}$,

$$w_k(x_j) = [\frac{d_k(x_j)}{d_j(x_j)} + \sum_{i \neq j} \frac{d_k(x_j)}{d_i(x_j)}]^{-1} \quad (2.9)$$

Demonstração da propriedade (IV)

Se $\tilde{x} \gg x_i, \forall i$, $\frac{d_j(\tilde{x})}{d_i(\tilde{x})} \approx 1$, e $w_j(\tilde{x}) \approx \frac{1}{N}$, (equação (2.8)), verificando assim a propriedade (IV), ou seja, o valor predito para pontos muito distantes das observações, tenderão ao valor da média aritmética das observações.

Obtenção da derivada

Derivando a equação (2.4) obtemos:

$$\tilde{A}'(x) = \frac{d}{dx}(\tilde{A}(x)) = \sum_{j=1}^N A_j \frac{d}{dx}(w_j(x)) = \sum_{j=1}^N A_j w_j'(x) \quad (2.10)$$

Obtenção de $w'_j(x)$

Derivando a equação (2.5) com relação a variável x ,

$$w'_j(x) = R_j(x) + S_j(x) \quad (2.11)$$

onde

$$R_j(x) = \left(\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i(x)} \right)^{-1} \frac{d}{dx} \left(\frac{1}{d_j(x)} \right) = \left(\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i(x)} \right)^{-1} \left(\frac{1}{d_j(x)} \frac{1}{x_j - x} \right) \quad (2.12)$$

Tomando em conta a equação (2.5) resulta:

$$R_j(x) = \frac{w_j(x)}{x_j - x} \quad (2.13)$$

E, $S_j(x)$,

$$S_j(x) = \left(\frac{1}{d_j(x)} \right) \frac{d}{dx} \left(\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i(x)} \right)^{-1} = - \left(\frac{1}{d_j(x)} \right) \left(\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i(x)} \right)^{-2} \sum_{i=1}^N \frac{d}{dx} \left(\frac{1}{d_i(x)} \right) \quad (2.14)$$

Considerando a equação (2.5) reescrevemos a equação (2.14),

$$S_j(x) = -w_j^2(x) d_j(x) \left(\sum_{i=1}^N \left(\frac{1}{d_i(x)} \frac{1}{x_i - x} \right) \right) \quad (2.15)$$

Utilizando equações (2.13) e (2.15) reescrevemos a equação (2.11),

$$w'_j(x) = \frac{w_j(x)}{x_j - x} - w_j^2(x) d_j(x) \sum_{i=1}^N \left(\frac{1}{d_i(x)} \frac{1}{x_i - x} \right) \quad (2.16)$$

ou

$$w'_j(x) = w_j(x) \left(\frac{1}{x_j - x} - w_j(x) d_j(x) Q(x) \right) \quad (2.17)$$

onde

$$Q(x) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{1}{d_i(x)} \frac{1}{x_i - x} \right) \quad (2.18)$$

Demonstração da propriedade (V)

Retirando o termo de índice j do somatório, podemos reescrever a equação (2.16):

$$w'_j(x) = w_j(x) \left[\frac{1}{x_j - x} - \frac{w_j(x)}{x_j - x} - w_j(x) d_j(x) \sum_{i \neq j} \left(\frac{1}{d_i(x)} \frac{1}{x_i - x} \right) \right] \quad (2.19)$$

Definimos

$$\tilde{Q}(x) = \sum_{i \neq j} \left(\frac{1}{d_i(x)} \frac{1}{x_i - x} \right) \quad (2.20)$$

A equação (2.20) não depende de j e para $x = x_j$ não ocorre divisão por zero. Rescrevemos a equação (2.19) como:

$$w'_j(x) = w_j(x) \left[\frac{1 - w_j(x)}{x_j - x} - w_j(x) d_j(x) \tilde{Q}(x) \right] \quad (2.21)$$

Note também que para $x = x_j$, $d_j(x_j) = 0$, $w_j(x_j) = 1$. Com isto, temos que:

$$w'_j(x) = (1) \left[\frac{1}{x_j - x_j} \frac{1}{x_j - x_j} - (1)(0) \tilde{Q}(x) \right] = 0 \quad (2.22)$$

Note também que $x = x_j$, $w_i(x_j) = 0$, fazendo $w'_i(x_j) = 0$. Portanto, para $x = x_j$, $w'_i(x_j) = 0$, $i = 1, \dots, N$, e $\tilde{A}'(x_i) = 0$, $i = 1, \dots, N$. Demonstrando assim a propriedade (v).

Obtenção da derivada primeira centrada em x_j

Outra possibilidade de uso da equação (2.17), evitando que tenhamos $\tilde{A}'(x) = 0$, é obtida eliminando-se o ponto de observação A_j no cálculo da derivada na posição x_j . Considerando dados regularmente espaçados e operador não-causal de derivada, com igual número de termos a índices positivos e negativos, podemos simplificar a equação (2.17). $[w_j(0), w'_j(0)]$, $j = \pm 1, \dots, \pm N/2$, representam os coeficientes do operador de interpolação e de derivada primeira, relacionados ao ponto central do operador $x = 0$. Note que $w'_0(0) = 0$, eliminando assim a contribuição do termo A_0 . Note também que $d_i(0) = |x_i|$. Dessa forma reescrevemos a equação (2.18) da seguinte forma:

$$[w_j(0), w'_j(0)], j = \pm 1, \dots, \pm N/2$$

$$Q(0) = \sum_{i=1}^{N/2} \left(\frac{1}{|x_i|} \frac{1}{x_i} \right) + \sum_{i=-1}^{-N/2} \left(\frac{1}{|x_i|} \frac{1}{x_i} \right) = \sum_{i=1}^{N/2} \frac{1}{|x_i|} \left(\frac{1}{|x_i|} - \frac{1}{x_i} \right) = 0 \quad (2.23)$$

Demonstrando que o termo $S_j(x)$ (equação (2.15)) é nulo quando o resultado é atribuído ao ponto central do operador $x = 0$,

$$S_j(x) = -w_j^2(0)d_j(0)Q(0) = 0 \quad (2.24)$$

Esse resultado permite simplificar a equação (2.17),

$$w_j'(x) = \frac{w_j(x)}{x_j - x} \quad (2.25)$$

ou ainda,

$$w_j'(0) = \frac{w_j(0)}{x_j}, j = \pm 1, \dots, \pm N/2 \quad (2.26)$$

Neste caso o operador de derivada primeira será anti-simétrico, $w_j'(0) = -w_{-j}'(0)$, semelhante ao operador de derivada primeira obtido com o método de diferenças finitas, ou de Fourier (Transformada de Fourier inversa de $i2\pi f_n$). Considerando a anti-simetria de w_j' podemos escrever as expressões para cálculo da derivada primeira da seguinte forma:

$$\tilde{A}'(0) = \sum_{j=1}^{N/2} w_j'(A_j - A_{-j}) \quad (2.27)$$

Obtenção da derivada segunda centrada em x_j

De forma análoga ao operador de derivada primeira, podemos considerar o operador de derivada segunda como não causal e com igual número de termos a índices positivos e negativos. Seus coeficientes podem ser obtidos derivando-se a equação (2.25):

$$w_j''(x) = \frac{d}{dx} w_j'(x) = \frac{d}{dx} \frac{w_j(x)}{x_j - x} = \frac{w_j'(x)}{x_j - x} + \frac{w_j(x)}{(x_j - x)^2} \quad (2.28)$$

e utilizando a equação (2.25),

$$w_j''(x) = \left(\frac{2}{(x_j - x)^2}\right)w_j(x) \quad (2.29)$$

e considerando $x = 0$, temos:

$$w_j''(0) = \left(\frac{2}{x_j^2}\right)w_j(0), j = \pm 1, \dots, \pm N/2 \quad (2.30)$$

Note que o operador de derivada segunda é simétrico: $w_j''(0) = w_{-j}''(0)$ e para garantir que possua média zero, definimos para o termo central:

$$w_0''(0) = -2 \sum_{i=1}^{N/2} w_j(0)'' \quad (2.31)$$

Considerando a simetria de w_j'' podemos escrever as expressões para cálculo da derivada segunda, na forma:

$$\tilde{A}''(0) = \sum_{j=1}^{N/2} w_j''(A_j - A_{-j}) + A_0 w_0'' \quad (2.32)$$

O método da derivada de Shepard também foi expandido para os casos 2D e 3D, sendo detalhado nos Apêndices A e B.

Pseudo-código para derivadas primeira e segunda

A seguir será apresentado o pseudo-código para obtenção dos operadores de derivada primeira e segunda (Porsani, 2018), para dados regularmente espaçados. Para simplicidade de notação eliminamos a dependência da variável x utilizando apenas o índice j .

1. Dados iniciais:

$$A_i, x_i, i = 0, \pm 1, \dots, \pm N/2$$

N = tamanho da janela do operador

$2N + 1$ = número de amostras do operador

Δx = intervalo de amostragem do dado sísmico

2. $d_i = |x_i| = |i|\Delta x, i = 0, \pm 1, \dots, \pm N/2$

$$3. S = 2 \sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i}$$

4. $j = \pm 1, \dots, \pm N/2$

$$w_j = [d_j S]^{-1} \text{ (eq. (2.7))}$$

$$w_j' = \frac{w_j}{j \Delta x} \text{ (eq. (2.26))}$$

$$w_j'' = \left(\frac{2}{(j \Delta x)^2} \right) w_j \text{ (eq. (2.30))}$$

5. $w_0'' = -2 \sum_{i=1}^{N/2} w_j''$ (eq. (2.31))

6. Obtenção das derivadas primeira e segunda (eqs. (2.27) e (2.32)). No caso 2D calculamos as derivadas da primeira e da segunda (Apêndice A) na direção i para garantir que o operador

de derivada seja aplicado apenas na direção horizontal. No caso 3D calculamos as derivadas da primeira e da segunda (Apêndice B) de forma cruzada, ou seja, na direção inline i e depois na direção crossline j para garantir que o operador de derivada seja aplicado de forma espacial, ou seja, apenas no plano horizontal. Na aplicação da derivada no dado sintético 2D e no dado sísmico pós-stack 3D utilizado neste trabalho, aplicamos somente a derivada da segunda para atenuar as estruturas horizontais e sub-horizontais.

2.2.3 Filtragem utilizando derivada de Fourier

Transformada Discreta de Fourier (DFT)

Seja uma sequência x_m que represente N amostras consecutivas de um sinal contíguo $x(t)$, a transformada discreta de Fourier (DFT) de N termos é definida por (Gonçalves, 2004):

$$\bar{X}_k = \sum_{m=0}^{N-1} x_m W^{mk}, \quad k = 0, 1, \dots, N-1 \quad (2.33)$$

$$W = e^{-i\frac{2\pi}{N}}, \quad i = \sqrt{-1} \quad (2.34)$$

Uma propriedade importante da DFT é a unicidade do par x_m e X_k utilizando a DFT como operador, com a transformada direta definida na equação (2.33) e a transformada inversa definida por:

$$y_l = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} \bar{X}_k W^{-lk}, \quad l = 0, 1, \dots, N-1 \quad (2.35)$$

Deve-se observar que W nada mais é do que a enésima raiz primitiva da unidade. Cada valor da potência (W^j , $j \in \mathbb{Z}$) é chamado fator de rotação, pois cada potência divide o ciclo unitário no plano complexo por argumentos de mesma abertura.

A Transformada Discreta de Fourier relaciona a n -upla g_n entre os números complexos $g = [g_0, g_1, \dots, g_{N-1}]^T$ e o vetor de valores complexos \hat{g} , de um espaço vetorial com a mesma dimensão N dada por eq. (2.33), que juntamente com eq. (2.35) formam o núcleo da DFT. Ela nada mais é do que o produto interno dos vetores g com o conjunto de M vetores ortonormais descritos por:

$$b_v = [1, W_v^N, W_{2v}^N, \dots, W_{(N-1)v}^N]^T \quad (2.36)$$

onde b_v é a base de vetores ortonormais.

Usando a definição de produto interno de vetores com valores complexos, podemos escrever:

$$\langle g, h \rangle = \sum_{n=0}^{N-1} g_n h_n^* \quad (2.37)$$

e a transformada discreta de Fourier se reduz a $g = \langle g, b_v \rangle$, o que justifica uma forma matricial para DFT. Isto significa que o coeficiente g_v no espaço de Fourier é obtido pela projeção do vetor g sobre a base b_v . As N bases vetoriais b_v são ortogonais uma a outra, ou seja:

$$\langle b_v, b'_v \rangle = \delta_{v-v'} = \begin{cases} 1 & \text{se } v = v' \\ 0 & \text{caso contrário.} \end{cases} \quad (2.38)$$

Por consequência, o conjunto b_v forma uma base ortonormal para o espaço vetorial e, assim, cada vetor do espaço pode ser expresso como combinação linear dos vetores da base do espaço de Fourier. A DFT calcula as projeções do vetor g em todos os vetores da base diretamente, ou seja, as componentes de g nas direções dos vetores da base.

Ao contrário do caso contínuo, não há sentido em discutir a existência da Transformada Discreta de Fourier, uma vez que eq. (2.33) sempre existe.

Usando a relação de ortogonalidade, temos que:

$$\sum_{x=0}^{N-1} e^{2\pi i \frac{rx}{N}} e^{-2\pi i \frac{ux}{N}} = \begin{cases} N & \text{se } r = u' \\ 0 & \text{caso contrário.} \end{cases} \quad (2.39)$$

que é de fácil verificação, uma vez que:

$$\sum_{x=0}^{N-1} e^{\frac{2\pi i}{N} x} = \frac{e^{\frac{2\pi i}{N}(N-1)} e^{\frac{2\pi i}{N}} - 1}{e^{\frac{2\pi i}{N}} - 1} = 1. \quad (2.40)$$

Aplicando a equação (2.35) a $F(u)$, vem:

$$F(u) = \sum_{x=0}^{N-1} \sum_{r=0}^{N-1} F(r) e^{\frac{2\pi i}{N} rx} e^{-\frac{2\pi i}{N} ux} = \sum_{x=0}^{N-1} F(r) \sum_{r=0}^{N-1} e^{\frac{2\pi i}{N} rx} e^{-\frac{2\pi i}{N} ux} \quad (2.41)$$

Etapas do algoritmo utilizado na aplicação da metodologia de Derivada de Fourier

Considerando a introdução teórica sobre Transformada Discreta de Fourier (DFT) e que $D = \{d(1:Ns, 1:Nx, 1:Ny)\}$ representa o volume sísmico 3D com Ns, Nx, Ny amostras nas direções do tempo, inline e crossline, respectivamente, iremos definir as seguintes etapas para

a construção do filtro de Derivada de Fourier que será aplicado ao dado sísmico utilizado neste trabalho:

1. Na primeira etapa utilizamos o filtro de derivada de Fourier que é aplicado em cascata, inicialmente na direção inline x e depois na direção crossline y , utilizando as seguintes equações:

a) Supondo que N é o número de amostras na direção x (para inline) ou y (para crossline) e n_{ft} é o número de fatores da transformada direta de Fourier, podemos escrever que:

$$\begin{aligned} n &= 0, \quad n_{ft} = 1 \\ \text{Enquanto } n_{ft} &< 2N \\ n &= n + 1, \quad n_{ft} = 2^n \end{aligned} \quad (2.42)$$

b) É feita a Transformada Direta de Fourier a partir da equação (2.33), onde substituímos o valor x_m pelo vetor de dados d na direção x (para inline) ou y (para crossline), originando o vetor de dados complexos c_k :

$$c_k = \sum_{m=0}^{N-1} d_m W^{mk}, \quad k = 0, 1, \dots, N - 1 \quad (2.43)$$

Considerando $c(1) = 0.0$ e aplicando o fator w^2 no vetor de dados complexos c_k , obtemos o vetor \hat{c} que representa o resultado da derivada da segunda de Fourier através das seguintes equações:

$$w = \frac{2\pi i}{n_{ft}} \quad (2.44)$$

$$\hat{c}(i) = c(i)(i - 1)w^2, \quad i = 2, \dots, \frac{n_{ft}}{2} + 1 \quad (2.45)$$

$$\hat{c}(n_{ft} - i + 2) = (i - 1)c(n_{ft} - i + 2)w^2, \quad i = 2, \dots, \frac{n_{ft}}{2} \quad (2.46)$$

c) O último passo da primeira etapa é fazer a Transformada Inversa de Fourier do vetor c_k calculado a partir das equações (2.45) e (2.46), substituindo o valor de c_k por \bar{X}_k na equação (2.35):

$$y_l = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} c_k W^{-lk}, \quad l = 0, 1, \dots, N - 1 \quad (2.47)$$

Onde y_l representa o resultado da aplicação da derivada de Fourier no dado sísmico D .

2. Na segunda etapa do algoritmo, utilizamos um filtro de frequência passa-baixa 1D de fase zero e simétrico (Porsani e Ursin, 2022) que melhora a atenuação de eventos horizontais e sub-horizontais, sendo aplicado no resultado da etapa anterior e definido da seguinte forma:

a) Considerando que L representa o tamanho da janela e o filtro possui $2L + 1$ coeficientes, temos:

$$g_i = L + 1 - |i|, \quad i = -L, \dots, 0, \dots, L \quad (2.48)$$

$$w_i = \frac{g_i}{\sum_{m=-L}^L g_i}, \quad i = -L, \dots, 0, \dots, L \quad (2.49)$$

b) O filtro w_m é aplicado em cascata na direção i , j e k do dado $Y_{i,j,k}$ calculado na etapa anterior da seguinte forma:

Direção i :

$$B(i, :, :) = \sum_{m=-L}^L Y_{(i-m, :, :)} w_m, \quad i = 1, \dots, ns \quad (2.50)$$

Direção j :

$$C(:, j, :) = \sum_{m=-L}^L B(:, j-m, :) w_m, \quad j = 1, \dots, nx \quad (2.51)$$

Direção k :

$$D_{filt}(:, :, k) = \sum_{m=-L}^L C(:, :, k-m) w_m, \quad k = 1, \dots, ny \quad (2.52)$$

Onde D_{filt} é o resultado da aplicação do filtro w_m no dado $Y(i, j, k)$ calculado na etapa anterior.

3. Na última etapa do algoritmo que calcula a derivada de Fourier, calculamos o resíduo através da seguinte equação:

$$Res(i, j, k) = D(i, j, k) - D_{filt}(i, j, k) \quad (2.53)$$

Com isto, utilizamos a matriz de dados Res no lugar de D e repetimos as etapas 1 e 2 descritas anteriormente, originando uma nova matriz D_{filt} que representa o resultado final da aplicação da derivada de Fourier no volume sísmico D .

Pseudo-código para a aplicação do filtro de Derivada de Fourier

Valores iniciais:

$D(1:Ns, 1:Nx, 1:Ny)$ – Dado sísmico original

Etapa 1:

$j = 1, \dots, Nx$ (direção inline j)

- Aplica a Transformada Direta de Fourier em D , gerando c_k , Eq. (2.43)
- Multiplica c_k por w^2 , Eq. (2.45) e Eq. (2.46)
- Aplica a Transformada Inversa de Fourier em c_k obtido no passo anterior (Eqs. (2.45) e (2.46)), gerando y_l , Eq. (2.47)

$k = 1, \dots, Ny$ (direção crossline k)

- Aplica a Transformada Direta de Fourier em D , gerando c_k , Eq. (2.43)
- Multiplica c_k por w^2 , Eq. (2.45) e Eq. (2.46)
- Aplica a Transformada Inversa de Fourier em c_k obtido no passo anterior (Eqs. (2.45) e (2.46)), gerando y_l , Eq. (2.47)

Etapa 2:

$Y(i, j, k)$ – Resultado da aplicação da derivada de Fourier no dado sísmico D , Eq. (2.47)

L – Tamanho da janela do filtro

$m = -L, \dots, 0, \dots, L$

w_m – Filtro de frequência 1D de fase zero e simétrico, Eq. (2.49)

$i = 1, \dots, Ns$

- $B(i, j, k) =$ Convolução de w_m com $Y(i, j, k)$ no eixo do tempo i , Eq. (2.50)

$j = 1, \dots, Nx$

- $C(i, j, k) =$ Convolução de w_m com $B(i, j, k)$ na inline j , Eq. (2.51)

$k = 1, \dots, Ny$

- $D_{filt}(i, j, k) =$ Convolução de w_m com $C(i, j, k)$ na crossline k , Eq. (2.52)

Etapa 3:

- Calcula $Res(i, j, k) = D(i, j, k) - D_{filt}(i, j, k)$
- Substitui $Res(i, j, k)$ pelo $D(i, j, k)$ e repete as etapas 1 e 2

2.3 Obtenção da amplitude do volume 3D complexo

2.3.1 Método da transformada de Hilbert

O método da transformada de Hilbert é utilizado para realçar eventos verticais e sub-verticais. A transformada de Hilbert pode ser obtida com a transformada direta de Fourier do sinal sísmico e posteriormente tomando-se a parte imaginária da transformada inversa de Fourier do espectro de frequências dobrado do sinal (2.3) ou é obtida através da parte imaginária da transformada inversa de Fourier do espectro modificado (Porsani, 2016) conforme a equação 2.54.

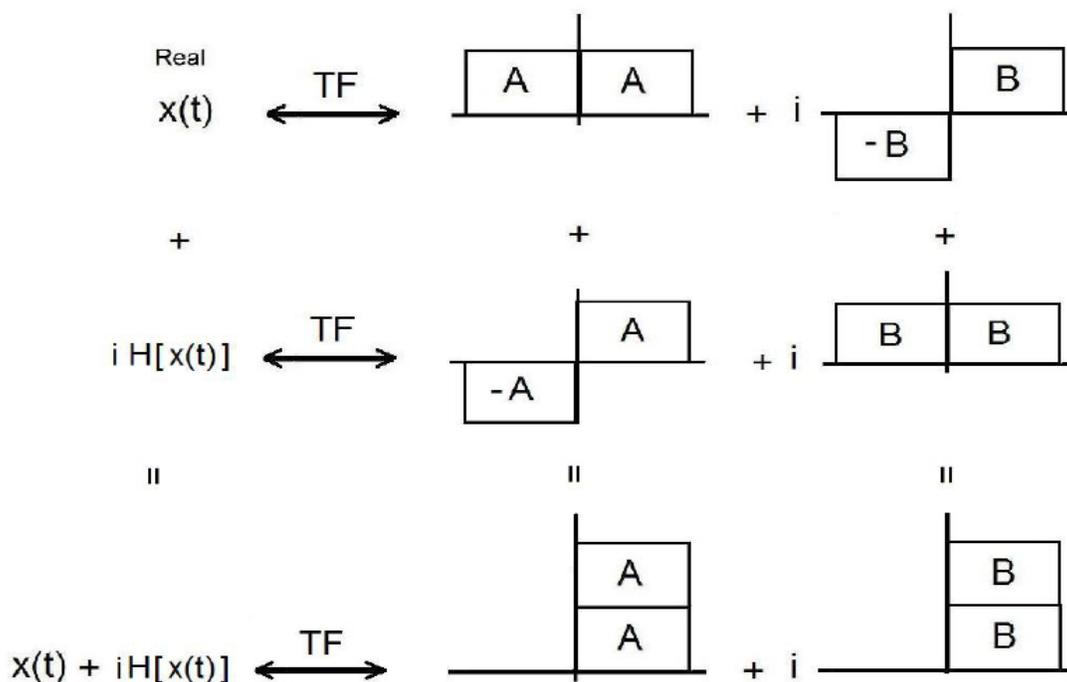


Figura 2.3: Quadro esquemático que demonstra como é obtida a transformada de Hilbert através da parte imaginária da transformada inversa de Fourier do espectro de frequências dobrado do sinal. Fonte: Porsani, 2016.

$$H[x(t)] = F^{-1} \left\{ -i \frac{w}{|w|} X(w) \right\} \tag{2.54}$$

Esta equação representa a transformada de Hilbert de $x(t)$, onde $\frac{w}{|w|}$ é a função sinal que multiplica o espectro de frequências de um sinal real $x(t)$.

A transformada de Hilbert gera uma mudança de fase de -90 graus no sinal de entrada. Logo, se fornecermos uma função cosseno para sinal de entrada nós obteremos uma função seno na

saída (Santos, 2017). Enquanto numa transformada de Fourier nós mudamos o domínio da função do tempo para a frequência, na transformada de Hilbert o domínio continua o mesmo (Singh, 2014).

A transformada de Hilbert pode ser vista como a parte imaginária de uma série de números complexos, na qual o traço sísmico é a parte real:

$$c_t = s_t + ih_t \quad (2.55)$$

Sendo,

c_t o traço complexo,

s_t o traço sísmico no tempo t ,

h_t a transformada de Hilbert de s_t .

O método padrão para representar um valor do traço sísmico é um ponto no eixo do tempo. O traço sísmico complexo pode ser definido como um ponto em um gráfico bidimensional $c_t = (s_t, h_t)$, onde s_t é coordenada no eixo real e h_t é a coordenada no eixo imaginário (Lima, 2012).

Cálculo da amplitude do volume 3D complexo a partir da Transformada Hilbert

Normalmente o traço complexo é obtido utilizando a Transformada de Hilbert aplicada na direção do tempo, $H_t[D]$ (Claerbout, 1976, Tanner et al., 1979). Nesta seção utilizaremos a transformada de Hilbert, também nas direções inline x , $H_x[D]$, e crossline y , $H_y[D]$. Para tanto utilizaremos o operador de quadratura, anti-simétrico, ou filtro de Hilbert.

Conforme mostra Claerbout, 1976, a série que representa a transformada de Hilbert pode ser obtida com o método da Transformada Rápida de Fourier (Fast Fourier Transform - FFT), tomando a parte imaginária da transformada inversa de Fourier do espectro de frequências dobrado do sinal ou fazendo-se a transformada inversa de Fourier sobre o espectro de frequências, multiplicando os componentes de frequência positiva por i e os componentes de frequência negativa por $-i$. Outro procedimento usual é convolver o sinal com o operador de quadratura, $h(n)$, dado pela expressão seguinte:

$$h(n) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \frac{-i\omega}{|\omega|} \exp(-i\omega n) d\omega = \begin{cases} 0 & n \text{ par} \\ -\frac{2\pi}{n} & n \text{ impar} \end{cases} \quad (2.56)$$

A construção do operador de quadratura $h(n)$, também denominado operador de Hilbert

1D, está detalhada no Apêndice C.

Como utilizamos um número fixo e pequeno de coeficientes n (neste trabalho empregamos o valor de $n = 3$) no operador $h(n)$, precisamos aplicar um fator de escala nas amplitudes que representam $H[D_t]$ para garantir que a energia do sinal e de sua transformada de Hilbert sejam iguais. Este fator de escala que denominamos de β é definido como:

$$\beta = \sqrt{\frac{\sum D_t^2}{\sum H[D_t]^2}}. \quad (2.57)$$

Para simplicidade de notação denominamos o dado filtrado através de um dos métodos de atenuação de estruturas horizontas e sub-horizontais discutidos na seção 2.2 de $B = D_{xy}$, e obtemos os volumes complexos nas direções do tempo, inline e crossline, que nominamos, direções $\{t, x, y\}$, respectivamente.

$$\begin{cases} B_t = B + iH_t[B], & (2.58a) \\ B_x = B + iH_x[B], & (2.58b) \\ B_y = B + iH_y[B]. & (2.58c) \end{cases}$$

onde $H_{[o]}[B]$ representa a transformada de Hilbert de B na direção o , obtida através da convolução de $h(n)$ (eq. (2.56)) com os traços do volume B coletados nas direções correspondentes.

A partir dos volumes complexos, $\{B_t, B_x, B_y\}$, obtemos os volumes do envelope de amplitudes correspondente ((B.8)). O envelope é definido segundo Taner et al. (1979), como a energia total do traço sísmico, enfatizando com isto as mudanças de amplitude e independe da fase. Neste trabalho, a energia total do traço sísmico corresponde a energia do dado filtrado B mais a energia do traço complexo da transformada de Hilbert de B nas direções t, x e y .

$$\begin{cases} A_t = \sqrt{B^2 + H_t[B]^2}, & (2.59a) \\ A_x = \sqrt{B^2 + H_x[B]^2}, & (2.59b) \\ A_y = \sqrt{B^2 + H_y[B]^2}. & (2.59c) \end{cases}$$

E assim obtemos o volume médio das amplitudes,

$$A = \sqrt{\frac{A_t^2 + A_x^2 + A_y^2}{3}} \quad (2.60)$$

2.4 Realce das fraturas e falhas

Nesta terceira e última etapa do processo, utilizamos novamente o operador de Hilbert para rotação de fase do volume médio de amplitude (eq. (2.60)), nas direções $\{t, x, y\}$. Através da rotação de fase ((2.61)), conseguimos organizar a polaridade e melhorar o realce do sinal sísmico filtrado. Este recurso é o mesmo utilizado na Técnica Volume de Amplitudes (tecVA, Bulhões et al., 2005) que permite uma melhor visualização do sinal sísmico.

$$C = \frac{H_t[\bar{A}] + H_x[\bar{A}] + H_y[\bar{A}]}{3} \quad (2.61)$$

2.5 Pseudo-código utilizado na filtragem do volume 3D

Valores iniciais:

L – Tamanho da janela do filtro

$D(1:N_s, 1:N_x, 1:N_y)$ – Dado sísmico original

$f(n)$ – Métodos utilizados para a atenuação de eventos horizontais e sub-horizontais

$h(n)$ – Operador de quadratura (filtro de Hilbert) (Eq. (2.56))

Etapa 1 – Atenuação de reflexões horizontais e sub-horizontais

- Convolve $f(n)$ com dados inline,
- Convolve $f(n)$ com dados crossline,

Etapa 2 – Obtenção da amplitude do volume 3D complexo

- Convolve $h(n)$ com dados no tempo, (Eq. (2.58a))
- Convolve $h(n)$ com dados inline x, (Eq. (2.58b))
- Convolve $h(n)$ com dados crossline y, (Eq. (2.58c))
- Obtém volume médio das amplitudes, (Eq. (2.60))

Etapa 3 – Realce das fraturas e falhas

- Obtém Hilbert da amplitude \bar{A} nas direções $\{t, x, y\}$, e
- Obtém o valor médio, (Eq. (2.61))

3

Resultados Numéricos

3.1 Introdução

Neste capítulo, serão apresentados os resultados da aplicação dos métodos discutidos no Capítulo 2 através da utilização de dados sintéticos e do dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio localizada entre as Bacias de Santos e Campos.

Para a execução dos algoritmos dos métodos utilizados neste trabalho foi utilizado a linguagem Fortran 95 e os programas Seismic Unix e OpendTect para a visualização dos resultados.

3.2 Metodologia aplicada a um dado sintético 2D

Na primeira etapa da metodologia foram utilizados e comparados os três métodos discutidos no Capítulo 2, empregando-se a seguinte parametrização: 1. O filtro de atenuação simétrico e o filtro de derivada de Shepard utilizaram uma janela $L = 1$ e três coeficientes (número de coeficientes do filtro é $2L+1$), pois esta parametrização apresentou melhores resultados do que filtros com $L > 1$; 2. O filtro de derivada de Fourier é aplicado traço a traço na direção da linha sísmica. Os filtros utilizados na primeira etapa da metodologia foram inicialmente aplicados a um dado sintético 2D resultando no dado filtrado B. Com isto, verificou-se que houve uma atenuação dos eventos horizontais e sub-horizontais, destacando as estruturas verticais e sub-verticais conforme o esperado no dado filtrado B. O dado filtrado C calculado a partir da aplicação do filtro de Hilbert na última etapa da metodologia (seção 2.3) realçou as estruturas verticais e sub-verticais observadas no dado filtrado B calculado utilizando uma das três metodologias mencionadas. Na parametrização do filtro de Hilbert foi utilizado $L = 1$ e assim como na primeira etapa também apresentou melhores resultado do que filtros

com $L > 1$. As figuras 3.1, 3.2 e 3.3 apresentam os resultados da filtragem aplicados nas três metodologias utilizadas neste trabalho.

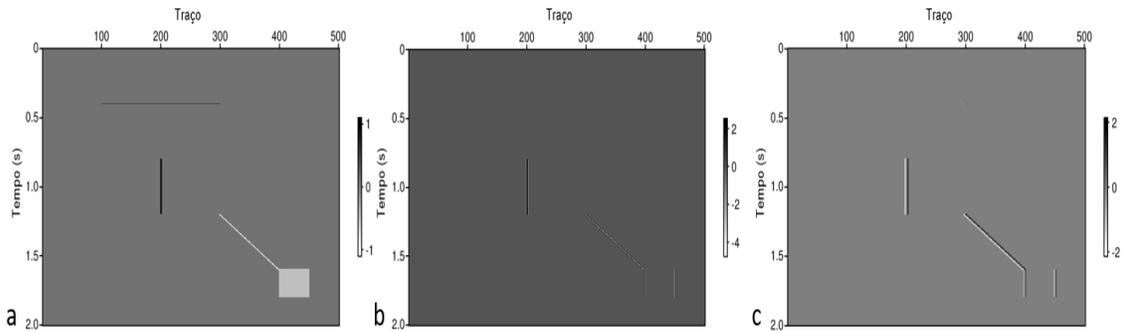


Figura 3.1: a) Dado sísmico sintético 2D original. b) Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do o filtro de atenuação simétrico no dado sísmico sintético 2D. c) Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia.

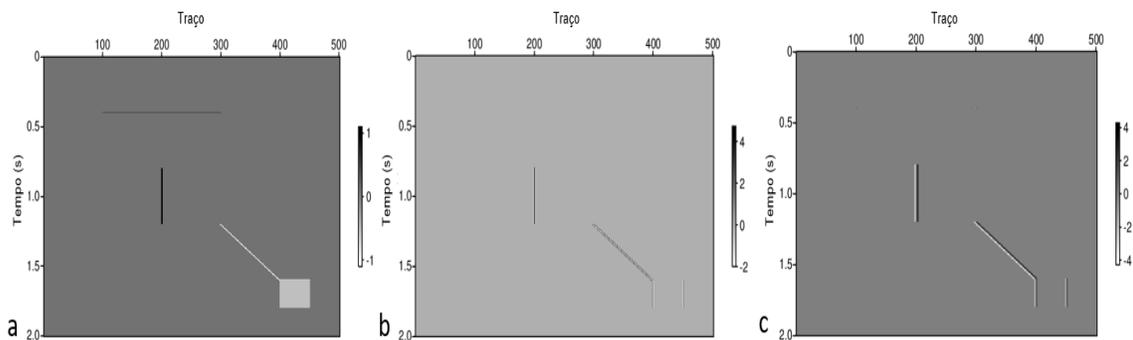


Figura 3.2: a) Dado sísmico sintético 2D original. b) Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Shepard no dado sísmico sintético 2D. c) Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia.

Observando-se as figuras 3.1, 3.2 e 3.3, percebemos que qualitativamente não há muitas diferenças entres o três métodos utilizados na primeira etapa da metodologia, o que confirma a eficácia do método independente a metodologia utilizada no dado sintético 2D.

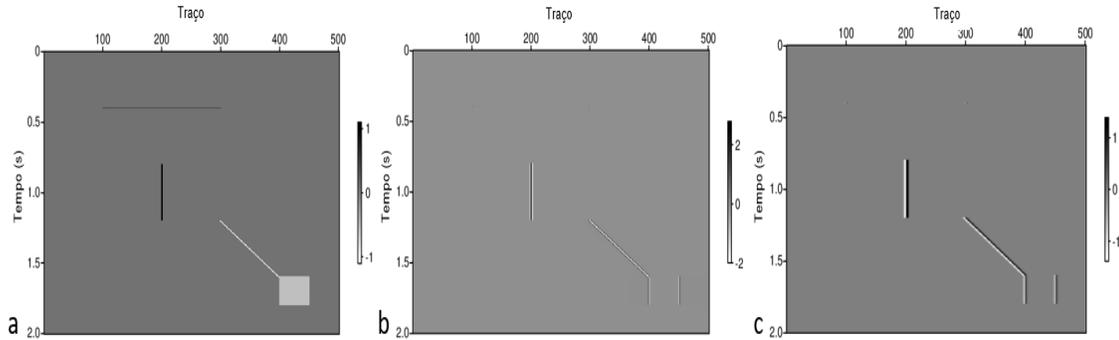


Figura 3.3: a) Dado sísmico sintético 2D original. b) Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Fourier no dado sísmico sintético 2D. c) Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia.

3.3 Metodologia aplicada ao dado PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio

Assim como na seção 3.2, na primeira etapa da metodologia foram utilizados e comparados os três métodos discutidos no Capítulo 2 definidos com a seguinte parametrização: 1. O filtro de atenuação simétrico e o filtro de derivada de Shepard utilizaram uma janela $L = 1$ e três coeficientes (número de coeficientes do filtro é $2L+1$), pois esta parametrização apresentou melhores resultados do que filtros com $L > 1$. Ambos os filtros foram aplicados no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio (Figura 3.4) em cascata (conforme detalhado no Capítulo 2), ou seja, aplicou-se o operador de filtragem espacial na direção inline x e em seguida o operador de filtragem espacial foi aplicado na direção crossline y; 2. O filtro de derivada de Fourier foi aplicado traço a traço na direção inline x e em seguida foi aplicado na direção crossline y. Os filtros utilizados na primeira etapa da metodologia que foram aplicados no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio resultaram no dado filtrado B (Figuras 3.5, 3.6 e 3.7) onde podemos observar que houve uma atenuação dos eventos horizontais e sub-horizontais que destacou as estruturas verticais e sub-verticais.

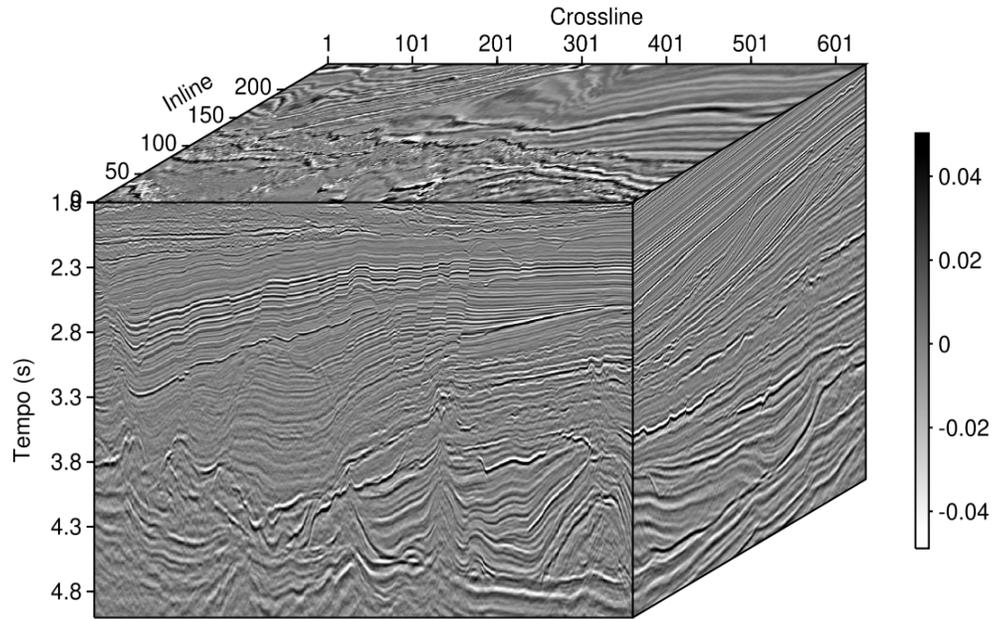


Figura 3.4: Volume sísmico original PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio.

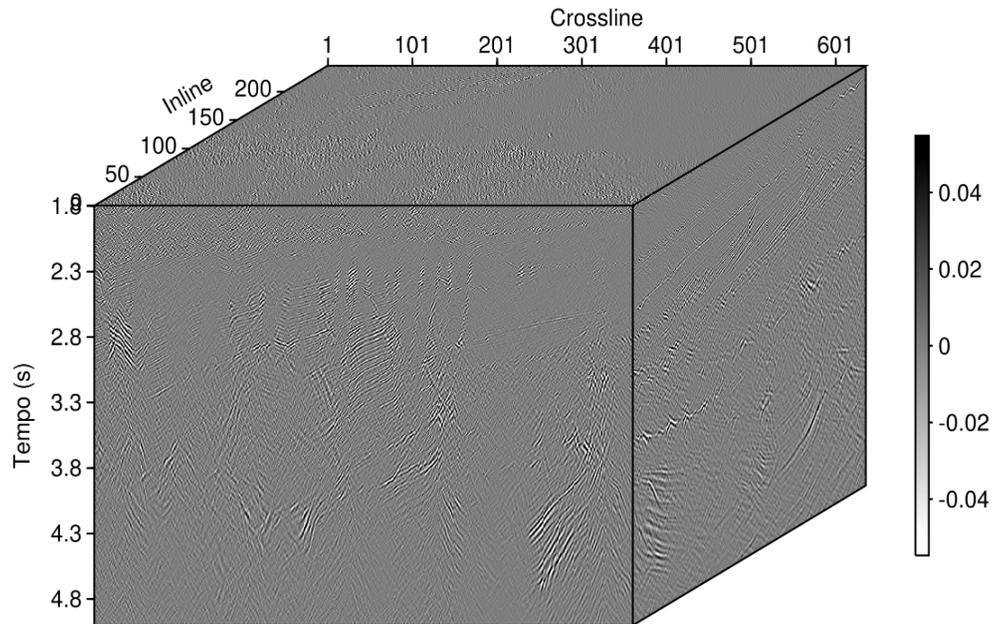


Figura 3.5: Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de atenuação simétrico no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio.

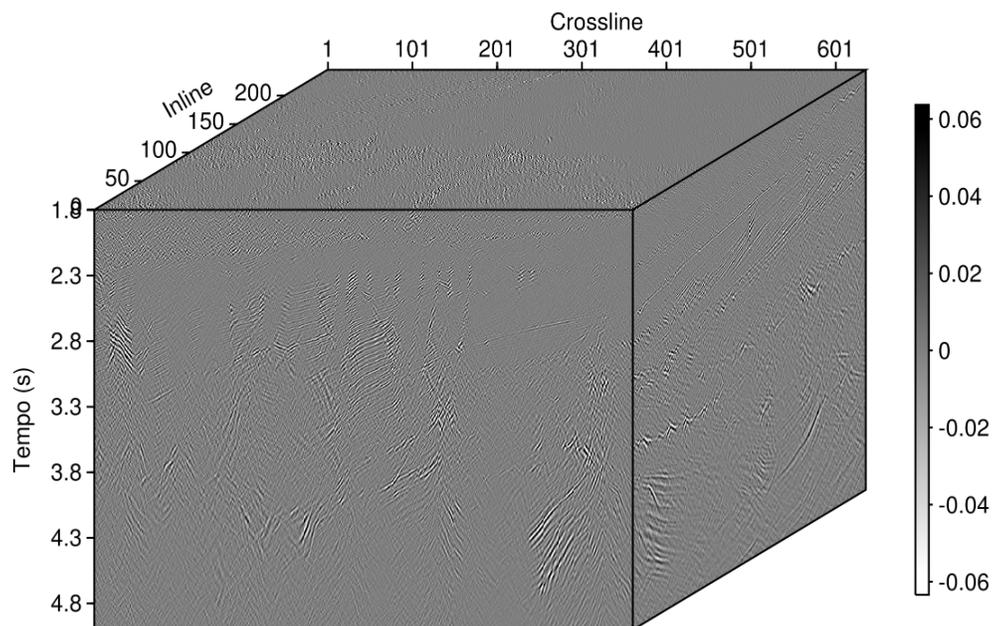


Figura 3.6: Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Shepard no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio.

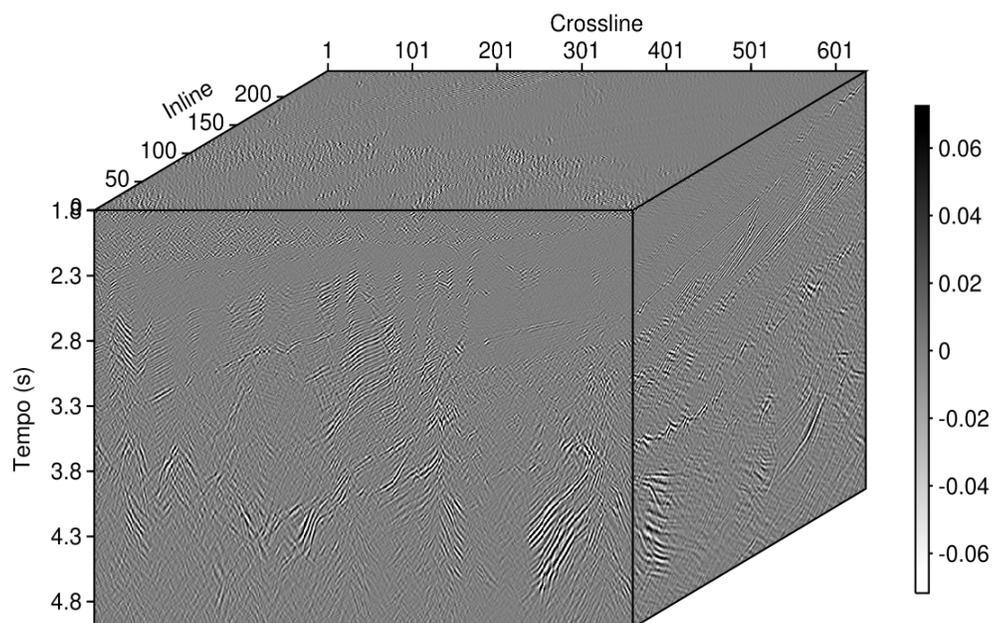


Figura 3.7: Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Fourier no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio.

Comparando as figuras 3.5, 3.6 e 3.7, observamos que o dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de atenuação simétrico e do filtro de derivada de Shepard são bastante

semelhantes, mudando apenas o range de valores. O dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Fourier apresenta uma diferença um pouco maior em relação aos dois métodos anteriormente citados, atenuando menos os eventos horizontais e sub-horizontais, mas também demonstrou um resultado satisfatório.

O dado filtrado C (Figuras 3.8, 3.9 e 3.10) calculado a partir da aplicação do filtro de Hilbert na última etapa da metodologia (seção 3.4) realçou as estruturas verticais e sub-verticais observadas no dado filtrado B calculado utilizando uma das três metodologias mencionadas. Na parametrização do filtro de Hilbert foi utilizado $L = 1$ e assim como na primeira etapa também apresentou melhores resultado do que filtros com $L > 1$.

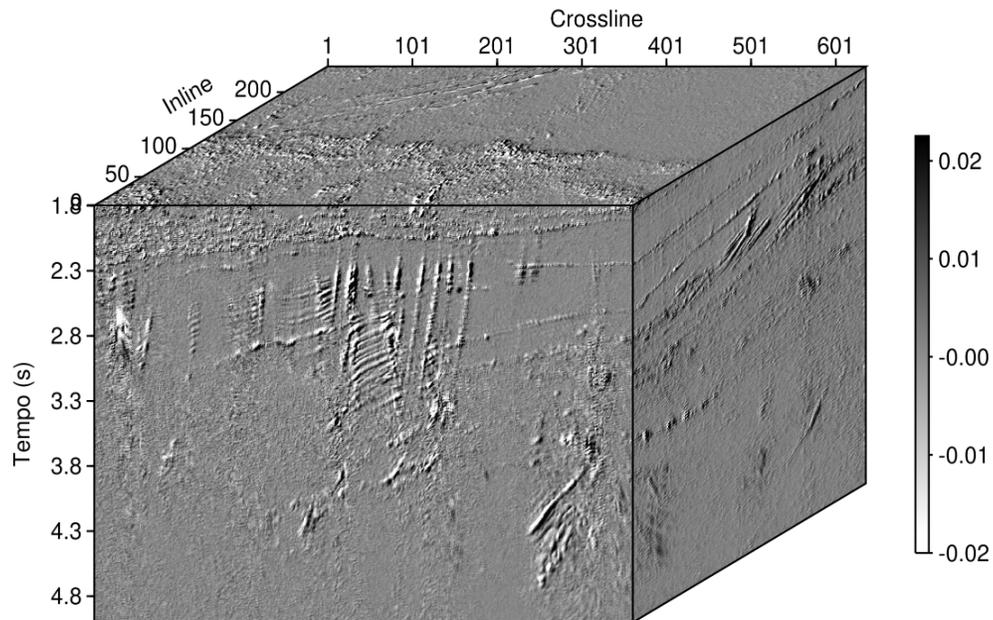


Figura 3.8: Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia. Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico na primeira etapa da metodologia.

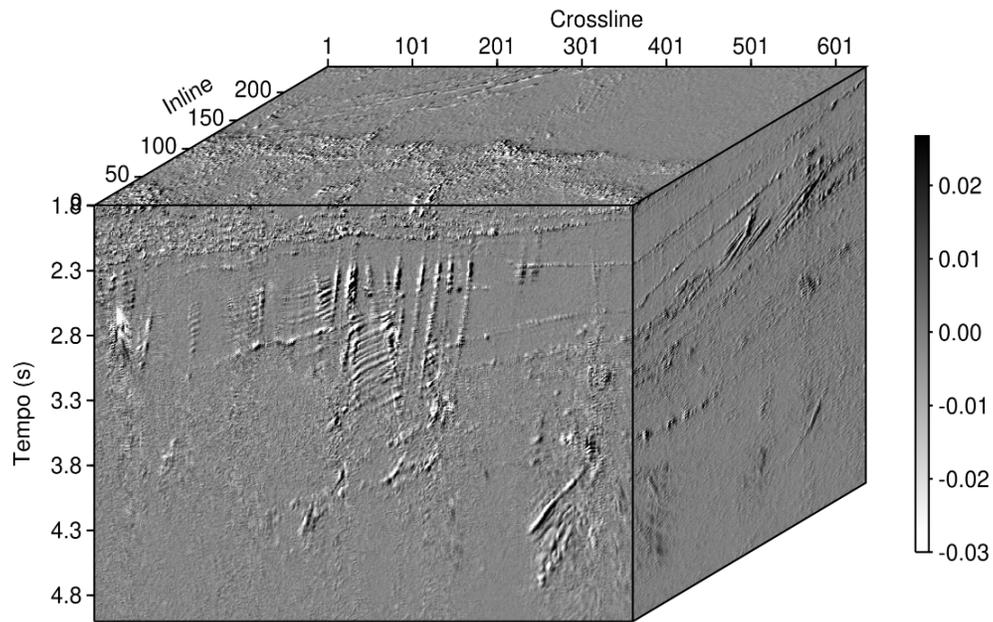


Figura 3.9: Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard na primeira etapa da metodologia.

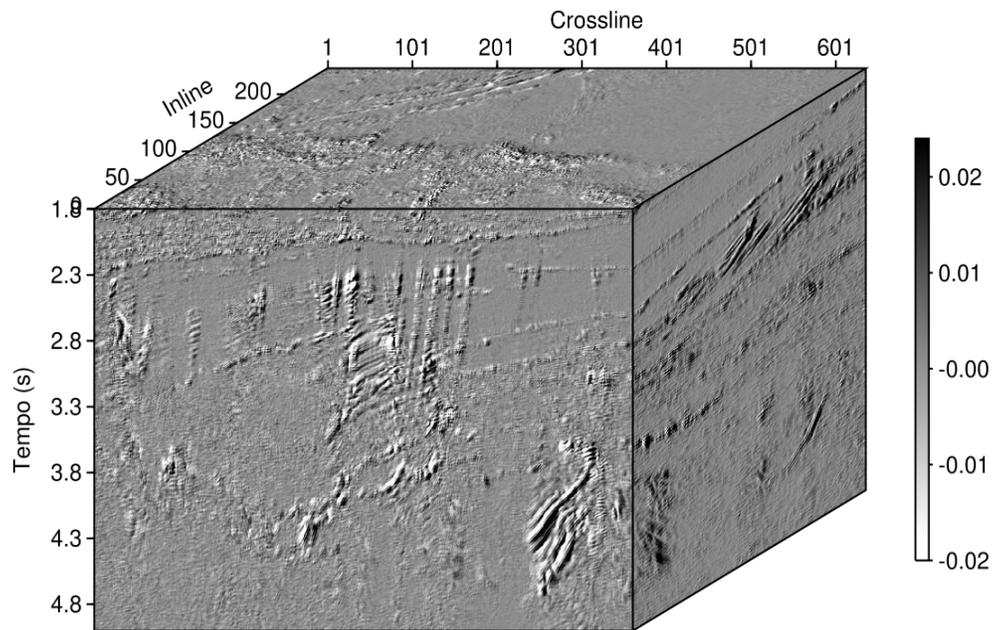


Figura 3.10: Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia.

Comparando as figuras 3.8, 3.9 e 3.10, observamos que o dado filtrado C calculado com a aplicação do filtro de atenuação simétrico e do filtro de derivada de Shepard na primeira etapa da metodologia apresentam resultados semelhantes, mudando somente o intervalo de valores. O dado filtrado C calculado com a aplicação do filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia apresenta uma maior diferença em relação aos dois métodos anteriormente citados, pois houve uma menor atenuação dos eventos horizontais e sub-horizontais na primeira etapa, realçando mais estes eventos com a aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia.

Observando-se o espectro de amplitude média dos dados filtrados (Figuras 3.11, 3.12 e 3.13), percebe-se que o dado filtrado B diminui a amplitude das baixas frequências para os três métodos utilizados, porém preserva e aumenta a amplitude das altas frequências com a aplicação do filtro de atenuação simétrico e o filtro de derivada de Shepard quando comparados ao dado sísmico original. No caso do dado filtrado B calculado com a aplicação do filtro de derivada de Fourier há um aumento da amplitude das frequências entre 10 e 40 Hz (Figura 3.13) e uma diminuição da amplitude das altas frequências quando comparado ao dado sísmico original. O contraste entre as baixas e altas frequências observado nos três métodos utilizados permite uma melhor visualização de descontinuidades como falhas e fraturas. O dado filtrado C incrementa o conteúdo das baixas frequências até 5Hz, possibilitando o aumento do realce de estruturas verticais e sub-verticais em todos os casos analisados.

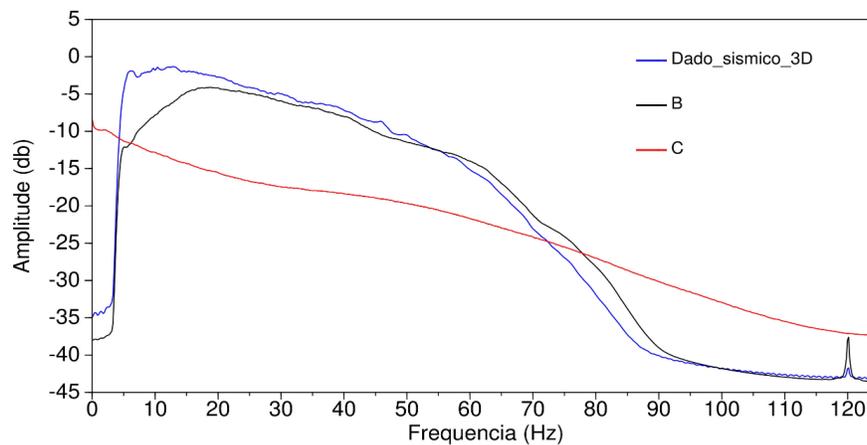


Figura 3.11: Espectro de amplitude média que compara o range de frequência do dado sísmico PSTM 3D de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico para o cálculo do dado filtrado B.

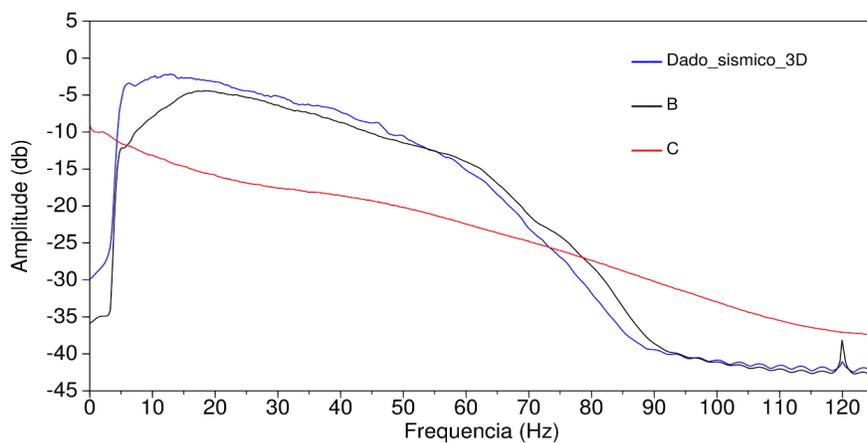


Figura 3.12: Espectro de amplitude média que compara o range de frequência do dado sísmico PSTM 3D de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard para o cálculo do dado filtrado B.

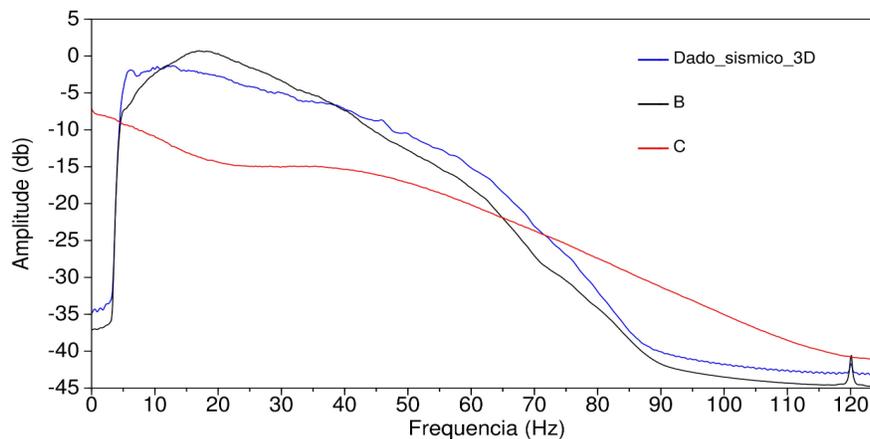


Figura 3.13: Espectro de amplitude média que compara o range de frequência do dado sísmico PSTM 3D de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier para o cálculo do dado filtrado B.

Posteriormente, para a verificação da efetividade da metodologia utilizou-se o dado filtrado C como entrada para a geração de geobodies que individualizaram falhas e fraturas em um software de visualização 3D (DGB, 2022). Isto confirmou que os resultados foram satisfatórios, demonstrando uma boa continuidade de falhas e fraturas ao longo do volume sísmico (Figura 3.14, 3.15 e 3.16). No entanto, quando comparamos os três casos estudados na primeira etapa da metodologia, percebe-se que o resultado do dado filtrado C com a aplicação do filtro de atenuação simétrico e o resultado com a aplicação do filtro de derivada de Shepard são parecidos, mas o dado filtrado C com a aplicação do filtro de derivada de Fourier apresenta uma maior quantidade de eventos horizontais e sub-horizontais detectados devido a menor atenuação destes eventos na primeira etapa da metodologia.

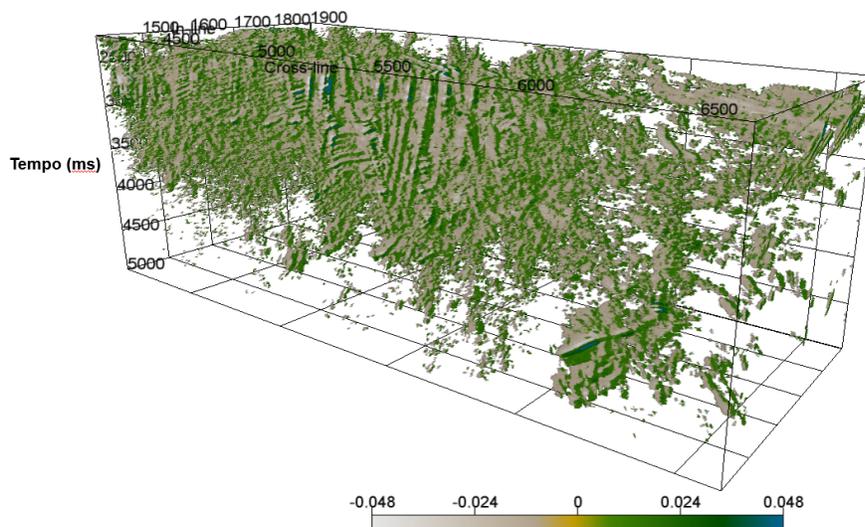


Figura 3.14: Geobodies criados no OpendTect que individualizam falhas e fraturas geradas a partir do dado filtrado C. Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico na primeira etapa da metodologia.

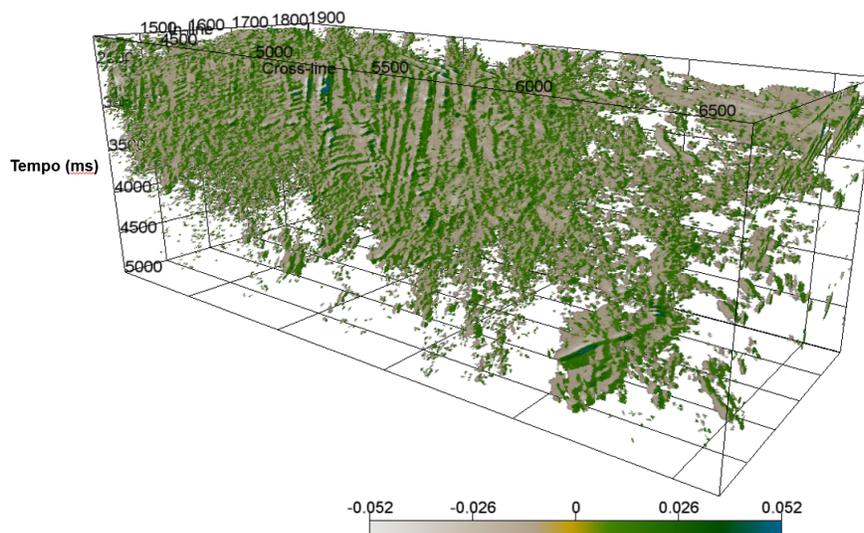


Figura 3.15: Geobodies criados no OpendTect que individualizam falhas e fraturas geradas a partir do dado filtrado C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard na primeira etapa da metodologia.

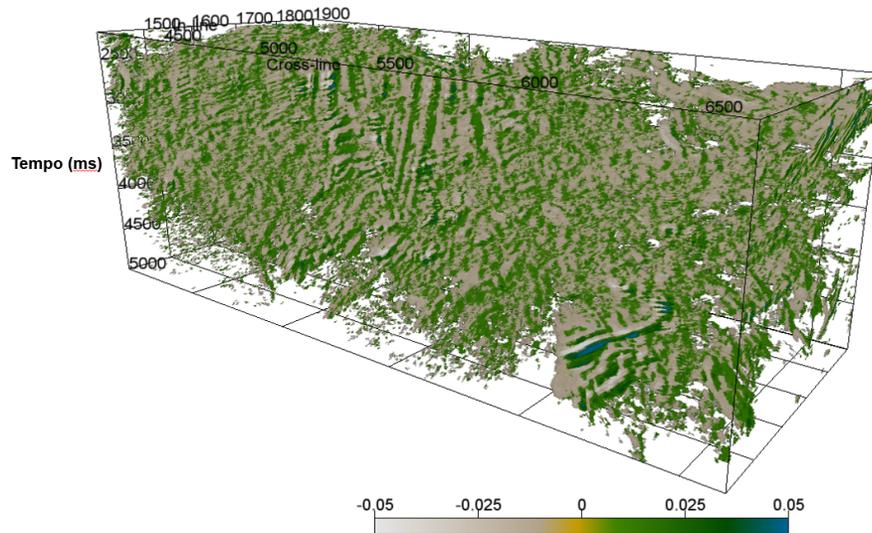


Figura 3.16: Geobodies criados no OpendTect que individualizam falhas e fraturas geradas a partir do dado filtrado C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia.

3.4 Resultado da metodologia em um time slice

Observando-se o time slice do dado sísmico PSTM 3D de Alto de Cabo Frio (Figura 3.17) e comparando-o com os resultados apresentados pelos dados filtrados B e C (Figuras 3.18 a 3.23), percebe-se uma melhor visualização dos strikes de algumas falhas e fraturas, principalmente no dado filtrado C, onde estes strikes são melhor realçados. Com isto, conclui-se que a metodologia utilizada neste trabalho é eficaz para visualização de falhas e fraturas em todas as direções estudadas (inline, crossline e time slice) mesmo que a aplicação da filtragem utilizada tenha sido nas direções inline e crossline.

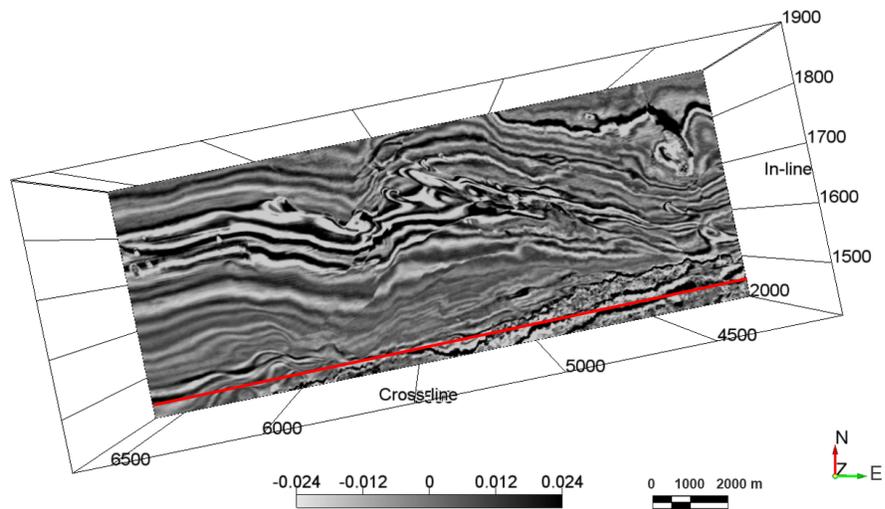


Figura 3.17: Time slice do dado sísmico original PSTM 3D de Alto de Cabo Frio com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho).

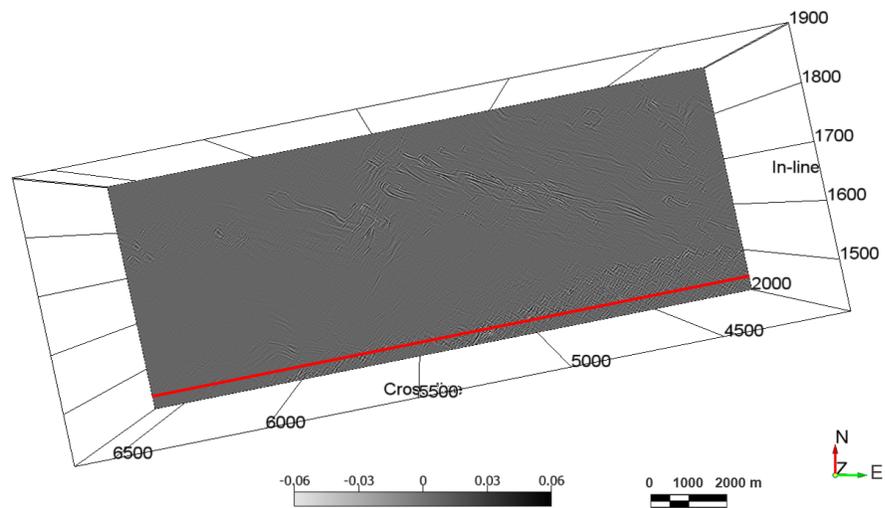


Figura 3.18: Time slice do dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de atenuação simétrico no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho).

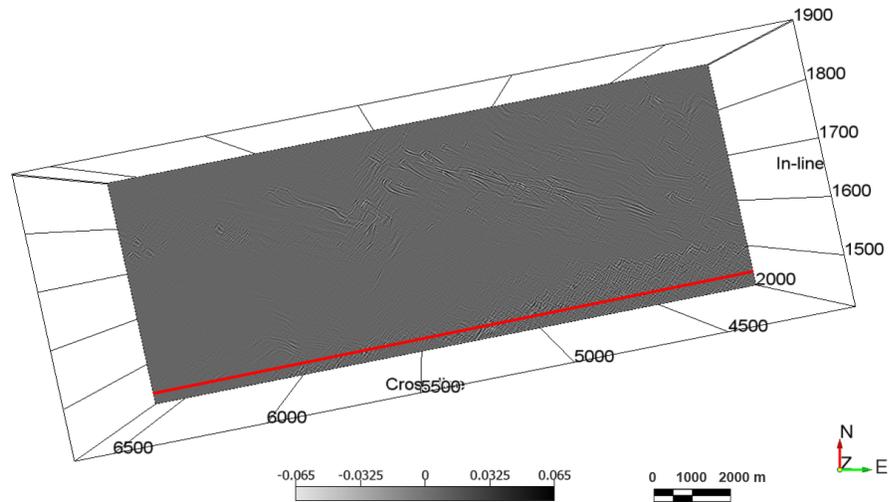


Figura 3.19: Time slice do dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Shepard no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com a localização da in-line 1460 (destacada em vermelho).

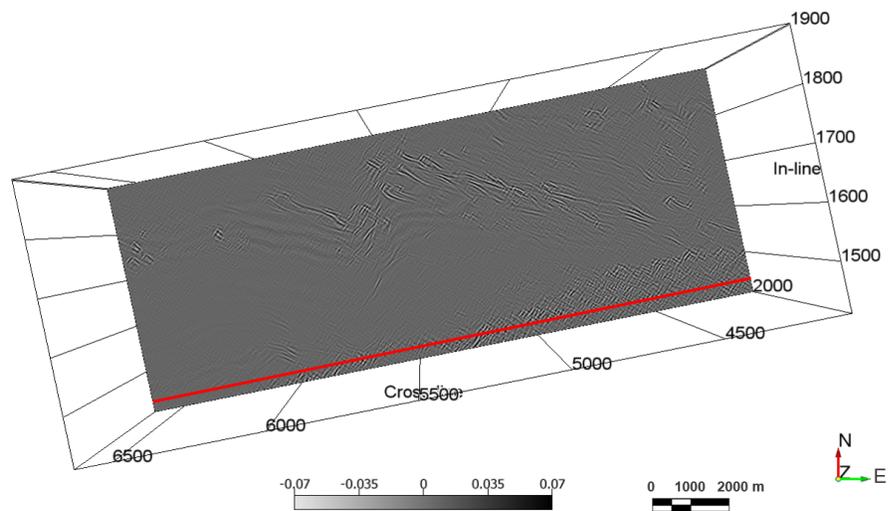


Figura 3.20: Time slice do dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Fourier no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com a localização da in-line 1460 (destacada em vermelho).

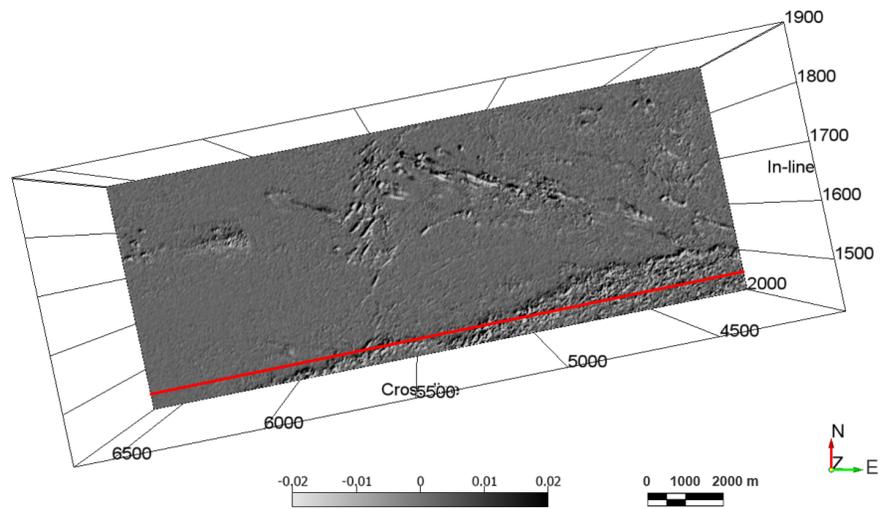


Figura 3.21: Time slice do dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho). Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico na primeira etapa da metodologia.

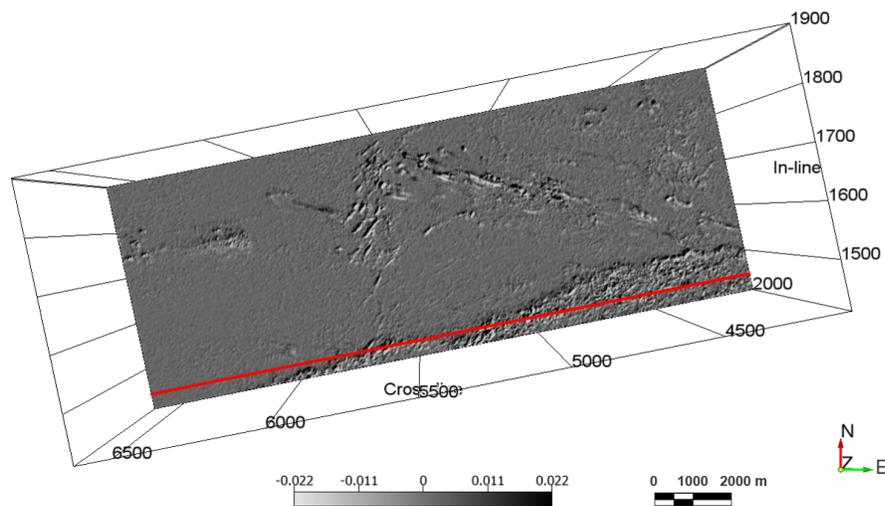


Figura 3.22: Time slice do dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho). Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard na primeira etapa da metodologia.

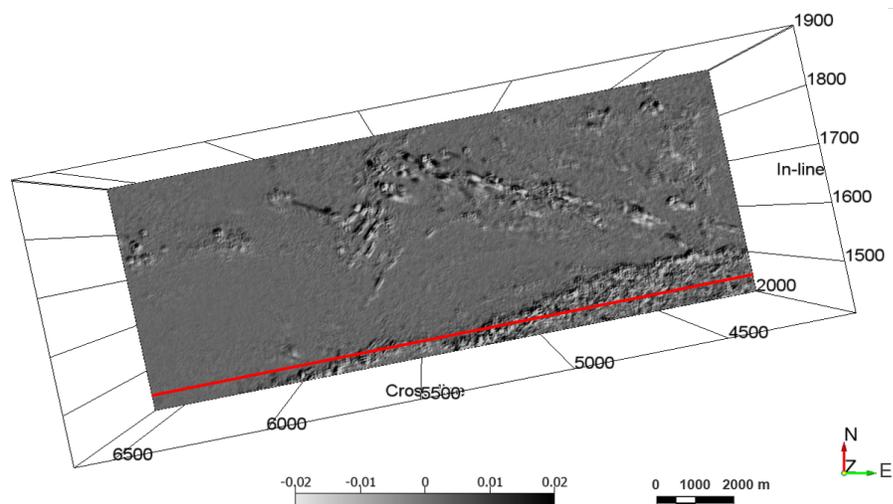


Figura 3.23: Time slice do dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia com a localização da inline 1460 (destacada em vermelho). Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia.

Comparando as figuras 3.18, 3.19 e 3.20, assim como descrito na seção 3.3, observa-se uma maior semelhança entre o time slice do dado filtrado B com a aplicação do filtro de atenuação simétrico e o time slice do dado filtrado B com a aplicação do filtro de derivada de Shepard. Com relação ao dado filtrado B com a aplicação do filtro de derivada de Fourier, percebe-se que alguns eventos horizontais e sub-horizontais estão preservados devido a menor atenuação deste filtro. O dado filtrado C presente nas figuras 3.21, 3.22 e 3.23 apresenta resultados semelhantes, porém o dado filtrado C calculado com a aplicação do filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia possui resolução sísmica menor que o dado filtrado C calculado com aplicação de um dos outros dois filtros citados anteriormente.

3.5 Resultado da metodologia em uma linha sísmica

Foi extraído uma linha sísmica do dado sísmico PSTM 3D de Alto de Cabo Frio (Figura 3.24) que corta uma região com falhas para melhor detalhamento da análise dos dados filtrados B e C quando comparados ao dado sísmico original (Figuras 3.25 a 3.30). Observou-se que no intervalo entre 2s e 3s, houve um ganho no valor de amplitude do dado filtrado B em relação as estruturas verticais e sub-verticais e a atenuação de alguns eventos horizontais e sub-horizontais quando comparadas aos eventos presentes no dado sísmico original. O mesmo acontece com o dado filtrado C, onde há um realce das amplitudes no intervalo entre 2s e 3s que corresponde a zona de falhas presente no dado sísmico original.

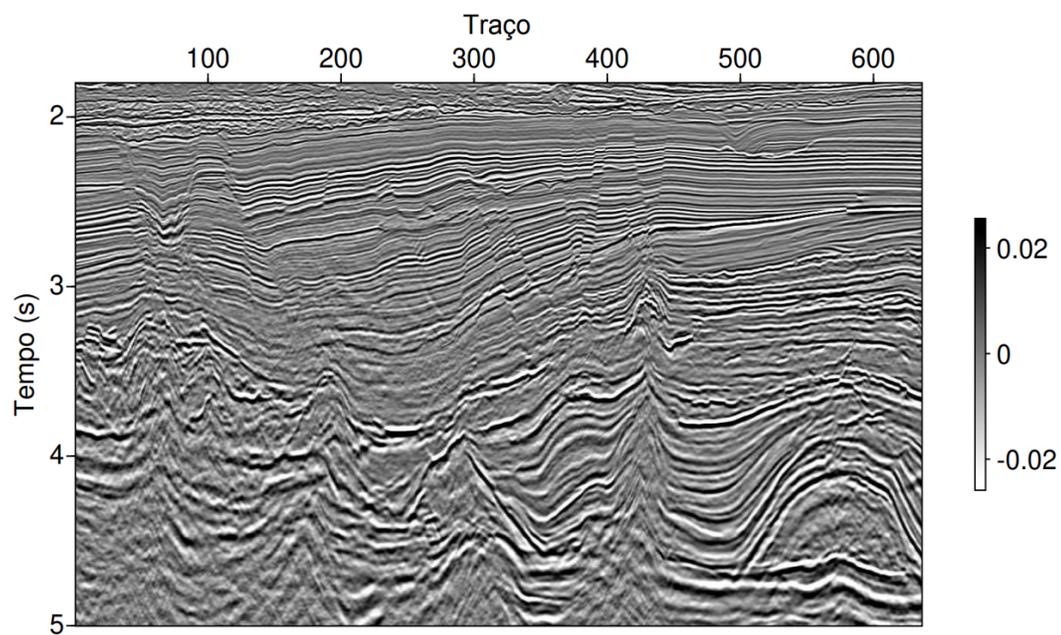


Figura 3.24: Dado sísmico original PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio (inline 1460).

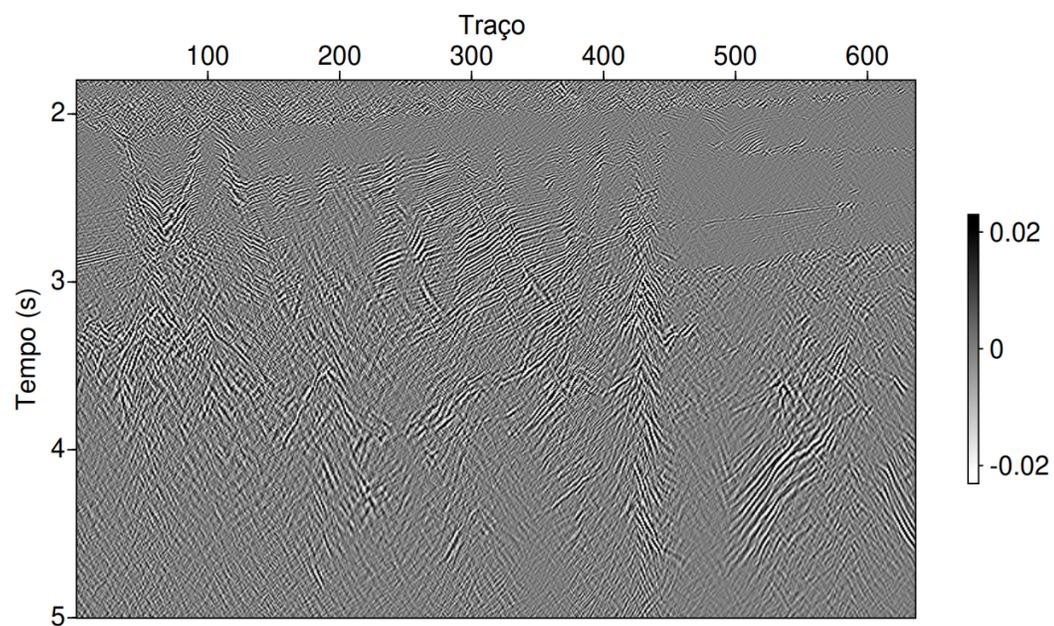


Figura 3.25: Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de atenuação simétrico no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio (inline 1460).

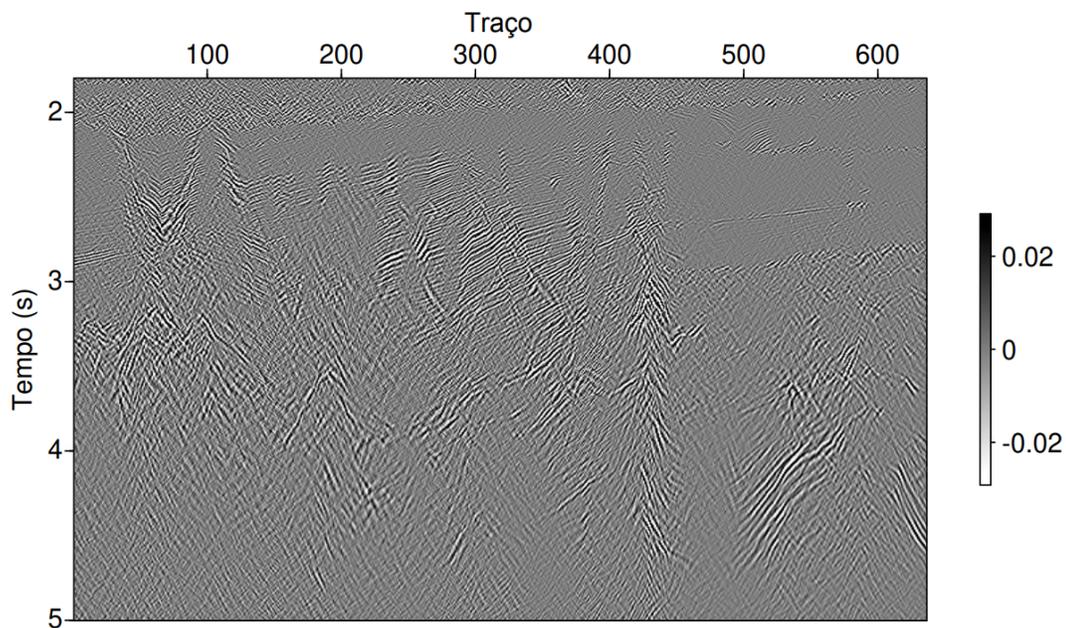


Figura 3.26: Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Shepard no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio (inline 1460).

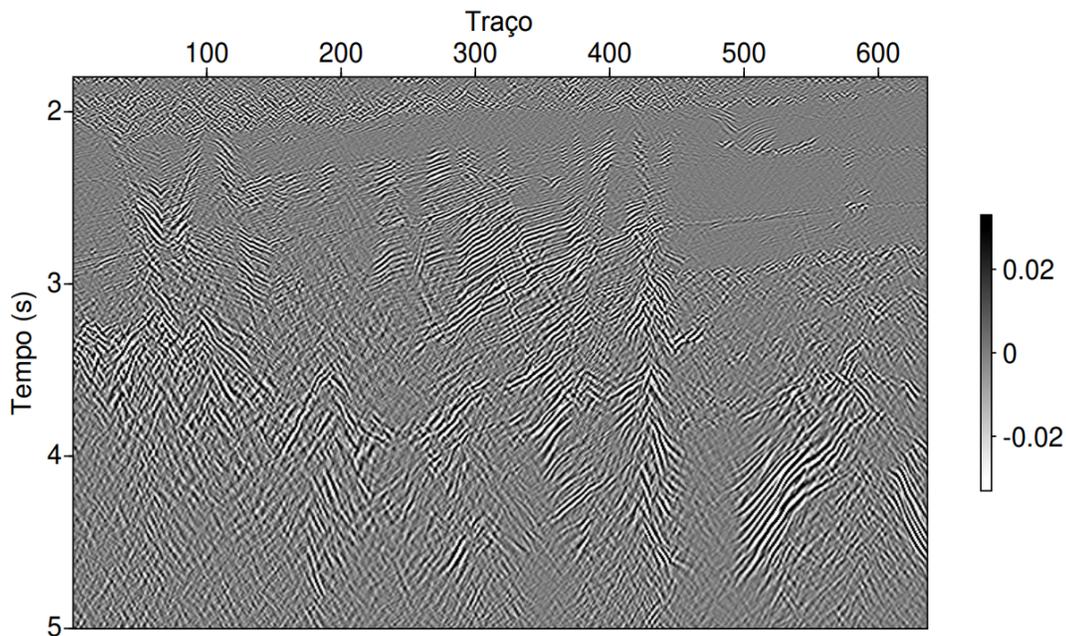


Figura 3.27: Dado filtrado B calculado a partir da aplicação do filtro de derivada de Fourier no dado sísmico PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio (inline 1460).

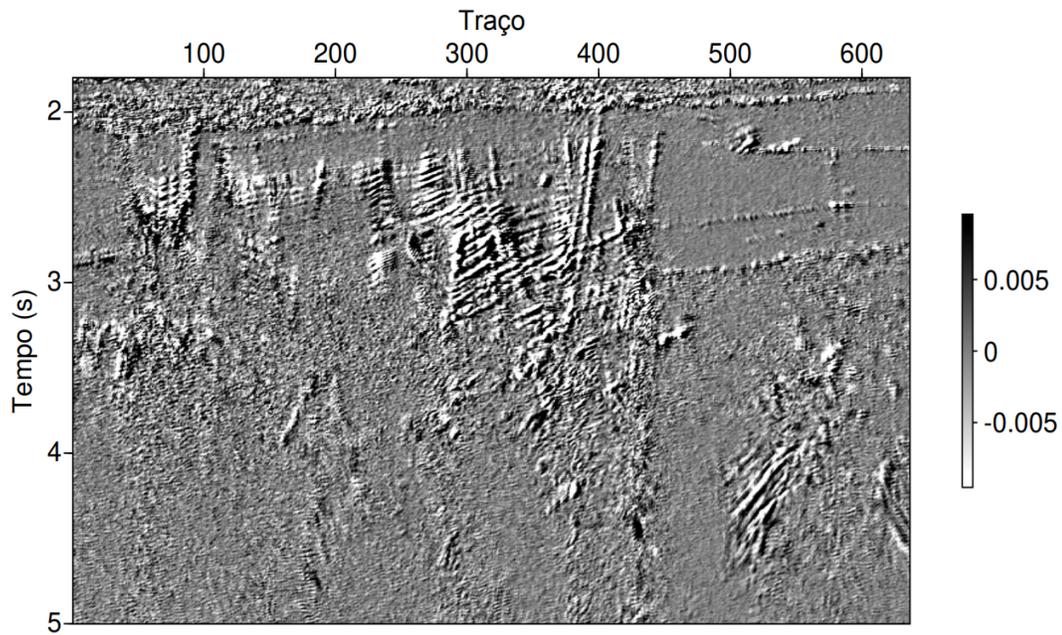


Figura 3.28: Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia (inline 1460). Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico na primeira etapa da metodologia.

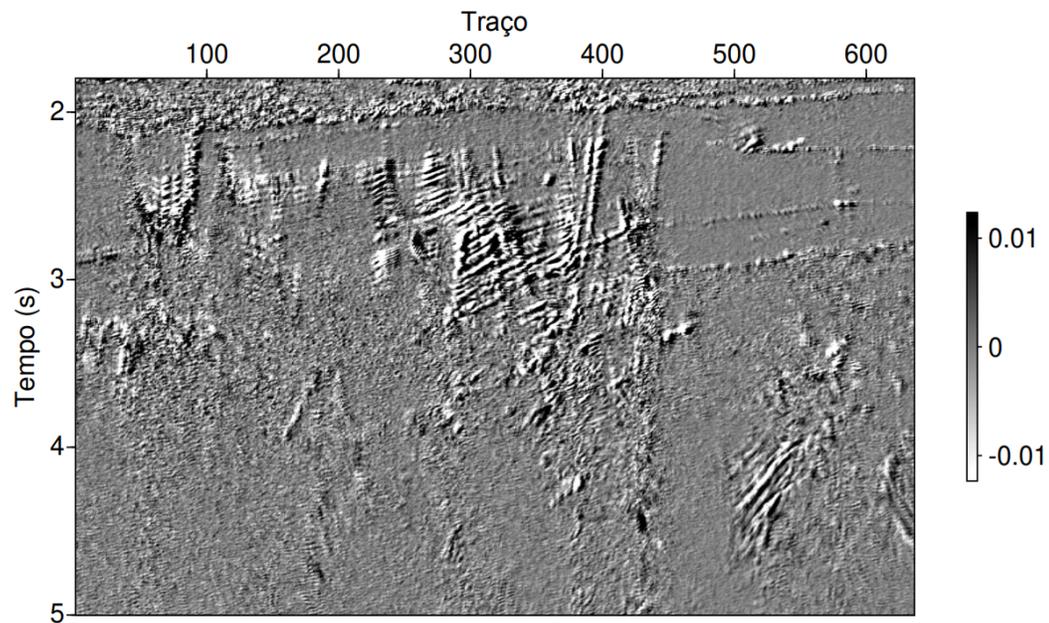


Figura 3.29: Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia (inline 1460). Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard na primeira etapa da metodologia.

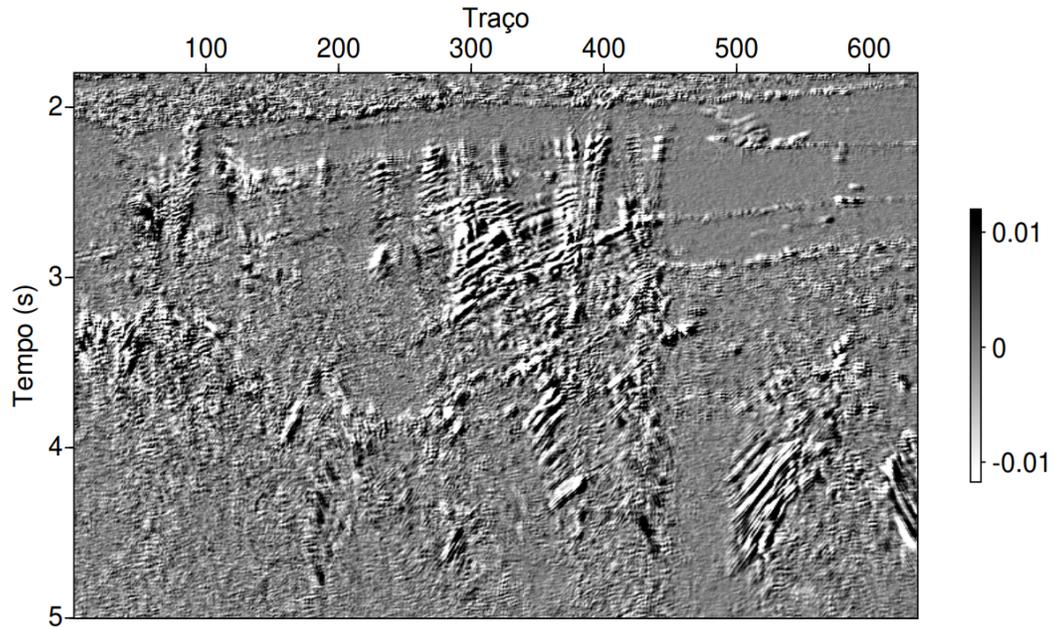


Figura 3.30: Dado filtrado C gerado a partir da aplicação do operador de Hilbert na última etapa da metodologia (inline 1460). Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia.

Comparando as figuras 3.25, 3.26 e 3.27, assim como descrito nas seções 3.3 e 3.4, observa-se uma maior semelhança entre a linha sísmica do dado filtrado B com a aplicação do filtro de atenuação simétrico e a linha sísmica do dado filtrado B com a aplicação do filtro de derivada de Shepard. Analisando a linha sísmica do dado filtrado B com a aplicação do filtro de derivada de Fourier, percebe-se que alguns eventos horizontais e sub-horizontais estão preservados devido a menor atenuação deste filtro. O dado filtrado C presente nas figuras 3.28 e 3.29 apresenta resultados semelhantes, porém o dado filtrado C (Figura 3.30) calculado com a aplicação do filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia apresenta alguns eventos que não foram atenuados com a aplicação deste filtro.

Observando-se o espectro de amplitude média da inline 1460 (Figuras 3.31, 3.32 e 3.33), percebe-se o mesmo comportamento do espectro de amplitude média do volume sísmico 3D onde o dado filtrado B diminui a amplitude das baixas frequências para os três métodos utilizados, porém preserva e aumenta a amplitude das altas frequências com a aplicação do filtro de atenuação simétrico e o filtro de derivada de Shepard quando comparados ao dado sísmico original. No caso do dado filtrado B calculado com a aplicação do filtro de derivada de Fourier há um aumento da amplitude das frequências entre 10 e 45 Hz (Figura 3.33), uma pequena diminuição da amplitude das frequências entre 50 e 85 Hz e a preservação das frequências acima de 85 Hz quando comparado ao dado sísmico original. Assim como foi

observado no volume sísmico 3D, o comportamento do espectro de amplitude média do dado filtrado C foi semelhante em todos os casos analisados, aumentando o conteúdo das baixas frequências até 5Hz o que permite aumentar o realce de estruturas verticais e sub-verticais.

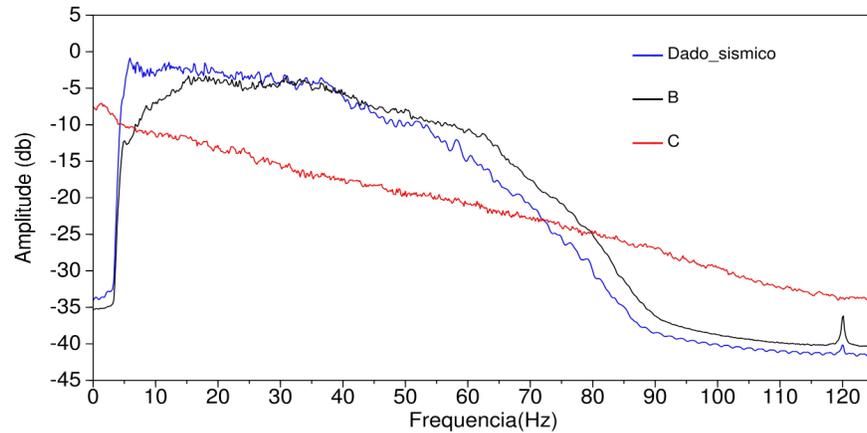


Figura 3.31: Espectro de amplitude média que compara o range de frequência de uma linha sísmica do dado PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de atenuação simétrico para o cálculo do dado filtrado B.

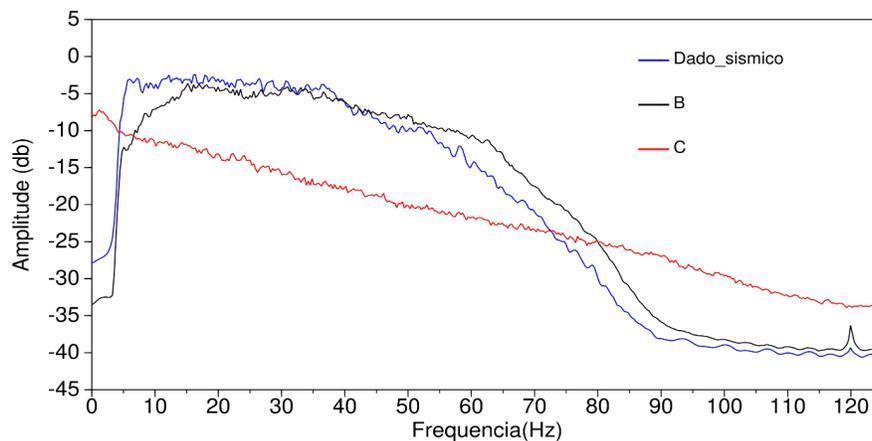


Figura 3.32: Espectro de amplitude média que compara o range de frequência de uma linha sísmica do dado PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Shepard para o cálculo do dado filtrado B.

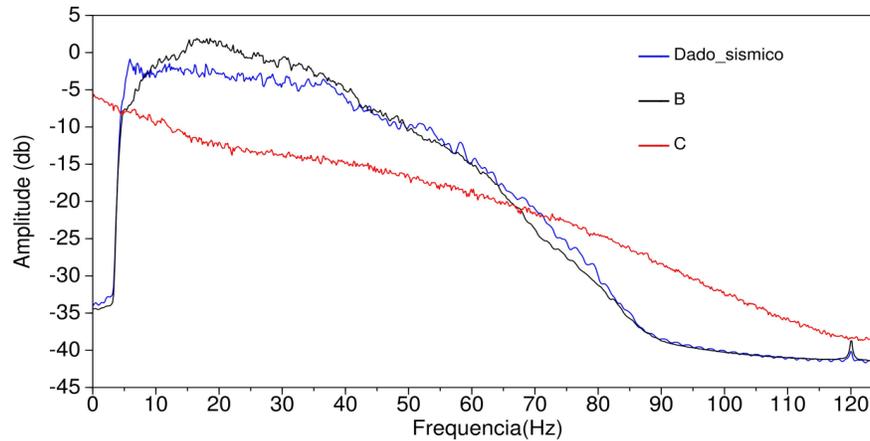


Figura 3.33: Espectro de amplitude média que compara o range de frequência de uma linha sísmica do dado PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio com o range de frequência dos dados filtrados B e C. Neste caso, utilizou-se o filtro de derivada de Fourier para o cálculo do dado filtrado B.

3.6 Desempenho computacional dos métodos utilizados

Analisando a questão do desempenho computacional (Tabela 3.1), observamos que o tempo de processamento e utilização de memória do computador é maior quando aplicamos o método de filtragem utilizando derivada de Fourier, sendo menor quando se aplica o método de filtragem utilizando o filtro de atenuação simétrico. Quando verificamos os dados da Tabela 3.1, percebemos que o filtro de atenuação simétrico possui um tempo de processamento 4 vezes menor do que o do filtro de Derivada de Shepard e cerca de 8 vezes menor do que o do filtro de Derivada de Fourier.

Tabela 3.1: Comparação dos tempos de processamento e memória RAM utilizada pelos filtros na primeira etapa da metodologia.

Filtro utilizado	Tempo de processamento (s)	Memória RAM (GB)
Filtro de atenuação simétrico	16,04	5,5
Filtro de Derivada de Shepard	64,27	6,0
Filtro de Derivada de Fourier	130,27	6,4

A diferença entre os tempos de processamento ocorre devido ao fato de que o filtro de derivada de Fourier possui uma matemática mais complexa quando comparado aos outros dois filtros utilizados nesta dissertação e o filtro de atenuação simétrico apresenta uma matemática mais simples, possuindo com isto um melhor desempenho computacional.

3.7 Discussão

A principal semelhança da metodologia apresentada nesta dissertação em relação aos trabalhos citados na seção de introdução, como o caso do cubo de coerência, é o fornecimento de uma ferramenta capaz de realçar descontinuidades, porém há uma grande diferença: o cubo de coerência utiliza uma medida estatística dos traços sísmicos para determinar descontinuidades, mas apesar de fornecer bons resultados, este realça todos os eventos presentes no dado sísmico (Figura 3.34), enquanto que a metodologia apresentada nesta dissertação utiliza filtros construídos para realçar descontinuidades em determinadas direções, tirando a influência de outros eventos que não são importantes para o objetivo aqui apresentado que é o realce de estruturas verticais e sub-verticais como falhas e fraturas. Esta diferença em relação aos métodos tradicionais de detecção de descontinuidades acaba sendo a principal vantagem do método utilizado nesta dissertação.

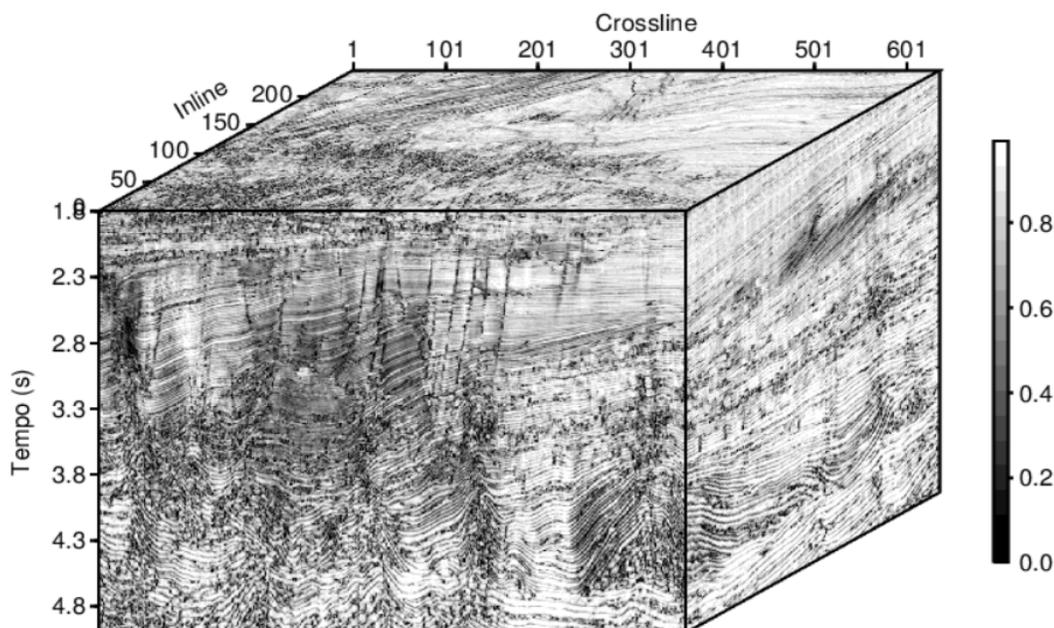


Figura 3.34: Cubo de coerência criado no OpendTect (DGB, 2022) a partir do volume sísmico original PSTM 3D da área de Alto de Cabo Frio. Observa-se que estruturas como falhas e fraturas são realçadas, porém eventos em outras direções também são destacados.

Observando o espectro de amplitude média do cubo de coerência (Figura 3.35) e comparando-o com os espectros do dado sísmico PSTM 3D original e dos dados filtrados B e C, percebe-se um acréscimo das baixas e das altas frequências assim como no dado filtrado C, porém a sua curva apresenta um ruído de aspecto senoidal sendo que não é observado nas outras curvas

presentes no gráfico de espectro de amplitude média.

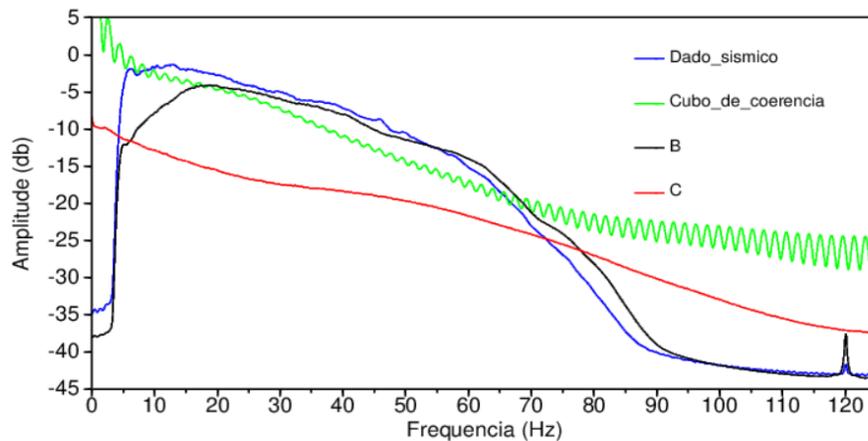


Figura 3.35: Espectro de amplitude média que compara o range de frequência do dado sísmico PSTM 3D de Alto de Cabo Frio com o range de frequência do cubo de coerência e dos dados filtrados B e C.

Assim como foi feito no dado filtrado C (seção 3.1), utilizamos o cubo de coerência como entrada para a geração de geobodies em um software de visualização 3D (DGB, 2022). Conforme observado na Figura 3.36, não conseguimos individualizar de forma clara estruturas como falhas e fraturas, visto que o cubo de coerência também realça eventos em outras direções, diferente do que é demonstrado nas Figuras 3.14, 3.15 e 3.16 com os geobodies criados a partir do dado filtrado C.

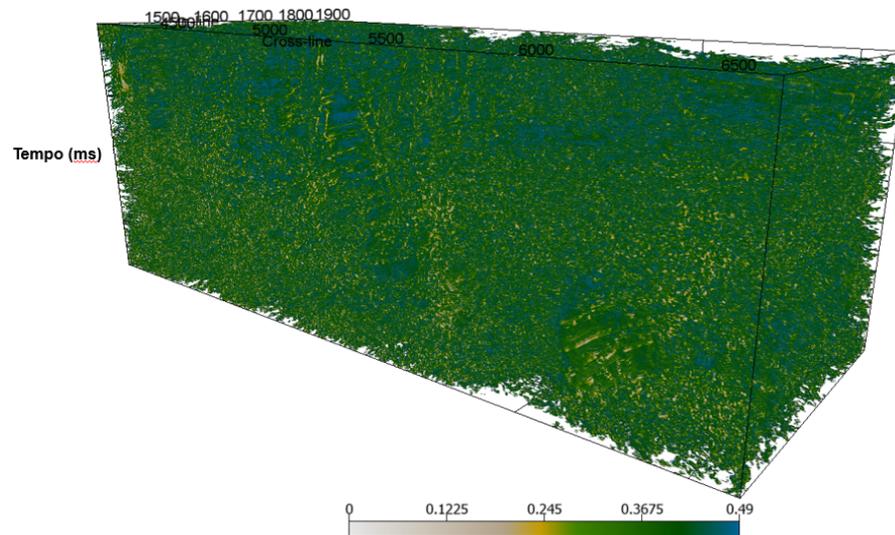


Figura 3.36: Geobodies criados no OpendTect a partir do cubo de coerência.

Como a metodologia apresentada nesta dissertação foi construída apenas para a detecção de estruturas verticais e sub-verticais, este fato acaba se tornando sua principal limitação, porém a direção de filtragem pode ser redefinida para detectar eventos sísmicos em outras direções, caso se queira mudar o objetivo da detecção de descontinuidades.

4

Conclusão

A metodologia proposta nesta dissertação apresentou bons resultados tanto em dados sintéticos como em dados reais. Os três métodos utilizados (Filtragem utilizando filtro de atenuação simétrico, Filtragem utilizando Derivada de Shepard e Filtragem utilizando Derivada de Fourier) conseguiram destacar de maneira satisfatória as falhas e fraturas presentes no dado sísmico pós-stack 3D da área de Alto de Cabo Frio, principalmente quando visualizamos o dado filtrado C.

Na primeira etapa da metodologia quando observamos o dado filtrado B, percebemos maiores semelhanças entre os resultados do filtro de atenuação simétrico e do filtro de derivada de Shepard, provavelmente devido ao fato de ambos serem aplicados em formato de janela ao longo do dado sísmico. No caso do filtro de derivada de Fourier a filtragem é aplicada por amostra traço a traço, com isto nem todos os eventos horizontais e sub-horizontais são atenuados. Percebe-se esta diferença tanto visualmente quanto no espectro de amplitude do dado sísmico PSTM 3D da área Alto de Cabo Frio conforme discutido no Capítulo 3.

Embora todos os três filtros utilizados na aplicação da metodologia apresentada nesta dissertação tenham sido aplicados em cascata e de forma espacial, primeiro na direção inline x e depois na direção crossline y com o intuito de destacar estruturas verticais e sub-verticais, observou-se que com a visualização dos time slices dos dados filtrados B e C também houve um realce de algumas estruturas horizontais como strikes de falhas e fraturas, comprovando a eficácia do método independente da direção analisada.

O dado filtrado C obtido na última etapa da metodologia, pode ser utilizado para geração de geobodies que individualizem falhas e fraturas em qualquer software de interpretação e visualização 3D que possua esta rotina. No caso desta dissertação, utilizamos o software OpendTect (DGB, 2022) e o resultado obtido confirmou um bom delineamento das falhas e

fraturas presentes no dado filtrado C. Porém, no caso da utilização do filtro de derivada de Fourier na primeira etapa da metodologia, observamos uma diferença maior em relação aos outros dois filtros devido a menor atenuação de alguns eventos no dado sísmico. Os resultados obtidos com a criação dos geobodies podem auxiliar na delimitação de reservatórios de hidrocarbonetos.

Na primeira etapa da metodologia concluímos que o filtro de atenuação simétrico foi considerado o mais robusto, sendo o mais fácil de ser implementado, pois possui uma matemática mais simples quando comparado aos outros dois filtros utilizados nesta dissertação.

A detecção de descontinuidades utilizando métodos de filtragem orientados conforme determinadas direções (que podem variar dependendo do objetivo proposto) no dado sísmico pós-stack, como os apresentados nesta dissertação, fornecem ferramentas importantes para a caracterização de falhas e fraturas. A precisão e a qualidade desses métodos de filtragem são diretamente proporcionais à razão sinal/ruído dos dados sísmicos, ou seja, quanto maior for esta razão, melhor será a qualidade dos dados filtrados gerados. Os resultados apresentados com a aplicação do filtro de atenuação de estruturas horizontais e sub-horizontais melhoraram a identificação visual de estruturas verticais e sub-verticais no dado sísmico o que beneficia a interpretação exploratória. Além disso, o dado filtrado C conseguiu realçar de forma satisfatória algumas descontinuidades presentes como falhas e fraturas, facilitando com isto a delimitação de reservatórios de hidrocarbonetos.

5

Agradecimentos

Agradeço ao companheiro de Petrobrás Rogério Santos pela ideia e apoio que me foram dados e que foram muito importantes para a execução deste mestrado. Também agradeço aos meus pais, Juracema e Engrácio (in memoriam), que me conceberam a vida e contribuíram para minha formação como pessoa e profissional; agradeço à minha esposa Débora Lopes que sempre me apoiou e estimulou para que eu alcançasse e superasse todos os meus objetivos e aos meus irmãos Glauberth e Júlio César pela força e por me darem espaço para me dedicar ao mestrado, mesmo nos momentos em que precisei visitá-los.

Agradeço à Petrobrás através dos gerentes Francisco Aquino, Luiz Henrique, Jonilton Pessoa e Jeferson Kinzel e do coordenador Leonardo Matriciano pelo apoio e por proporcionar o tempo necessário para a conclusão deste mestrado.

Agradeço ao departamento de Pós-graduação em Geofísica da UFBA através do orientador Milton Porsani por fornecer as ferramentas necessárias para o desenvolvimento deste mestrado e pelas discussões e revisões que foram fundamentais para o meu aprendizado, à ANP pelo fornecimento do dado sísmico PSTM 3D da região de Alto de Cabo Frio, ao CNPq e FAPESB pelo financiamento ao projeto INCT-GP.

Agradeço aos seguintes colegas e amigos da Petrobrás pelo apoio, discussões e sugestões: Carlos Varela, Djalma Soares, Guilherme Amorim, Vera Sales, Alexandre Maul, Mayara Aquino aos companheiros de gerência Frank Bulhões e Renan Melo, aos colegas de projeto José Lira, Júlio Carvalho e Arnaldo Tanaka.

Agradeço aos colegas de Petrobrás e companheiros de mestrado na UFBA Nei Figueiredo e Jorge Santana pelos esclarecimentos de dúvidas e pelas sugestões fornecidas durante o mestrado e à colega de Petrobrás e companheira de Pós-Graduação Quézia Santos pela

ambientação no departamento de Geofísica. Também agradeço aos seguintes colegas de Pós-Graduação da UFBA pela amizade, discussões e dicas sugeridas: Vinícius Oliveira, Onofre Flores, Lucas Farias, Aderval Silva e Mariana Sampaio.

Referências Bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M., 1960, Quelques aspects sous-marins au large de la côte Brésilienne: XXI Intern. Geol. Congr. Rept., pt. 10, p 23-28.

ALMEIDA, F. F. M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. Simp. Geol. Sudeste, 2, São Paulo, 1991. Atas... São Paulo: SBG/ NSP-RJ. p. 423.428.

ALVES, E. C. da - 2002 - Zonas de fraturas Oceânicas e suas relações com compartimentação tectônica do Sudeste do Brasil. Universidade Federal do Rio de Janeiro (Tese de Doutorado), p(85-109), 2002.

ASMUS, H.E., FERRARI, A.L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. 4:75-88 (Série Projeto Remac).

BULHOES, E. M., AMORIM, W. N. Princípio da SismoCamada Elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes (tecVA). 2005, Salvador, Brazil. Expanded Abstracts 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Sociedade Brasileira de Geofísica, 2005.

CAINELLI, C., MOHRIAK, W.U. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. 1998. In: AAPG, International Conference and Exhibition Short Course - Brazilian Geology Part II, Rio de Janeiro, Brazil, 67p. + figures.

CASTRO, J. C.; AZAMBUJA FILHO, N. C.; XAVIER, A.A.P.G. Fácies, análise estratigráfica e reservatórios da Formação Lagoa Feia, Cretáceo Inferior da Bacia de Campos. Petrobrás - CENPES - labor, Rio de Janeiro, Relatório Interno, 1981.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F. E BENDER, A.A. 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an Overview. Tectonophysics, 213 (1-2): 97-138.

CHOPRA, S. Coherence Cube and beyond. First Break (EAGE), Volume 20.1, 27-33, January 2002.

CHOPRA, S., MARFURT, K. J. Seismic Attributes for Fault/Fracture Characterization. 2007 CSPG CSEG Convention. 2007.

CLAERBOUT, J.F. Fundamentals of Geophysical Data Processing: With Applications to Petroleum Prospecting. McGraw-Hill, 1976.

DIAS, J. L.; OLIVEIRA, J. Q.; VIEIRA, J. C. Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 252-260, 1988.

DIAS, J. L.; SCARTON, J. C.; ESTEVES, F. R.; CARMINATTI, M.; GUARDADO, L. R. - 1990 - Aspectos da Evolução Tectono-Sedimentar e a ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Raja Gabaglia; L. R.; Milani, E. J. (Eds.) *Origem e evolução das bacias sedimentares brasileiras*. Petrobrás, Rio de Janeiro, p(330 - 360), 1990.

DGB BEHEER B.V. OpendTect User Documentation - 6.6. dGB Earth Sciences. Netherlands. 2022.

DORN, G. A., JAMES, H. E., EVINS, L. Automatic Fault Extraction (AFE) in 3D Seismic Data. 2005 CSEG National Convention. 2005.

FERREIRA, G. D.; BULHOES, F. C. ; SANTOS, R. A. ; CARVALHO, J. G. ; TANAKA, A. ; LIRA, J. E. M. . Construction of a fracture model from the PSDM seismic in the Rio Neuquén Basin. In: 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 2019, Rio de Janeiro. Expanded Abstracts 16th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2019. v. Único.

GONÇALVES, L. A. Um estudo sobre a Transformada Rápida de Fourier e seu uso em processamento de imagens. Dissertação de Mestrado. UFRGS, Porto Alegre, 2004.

GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A.P. e LUCCHESI, C.F., 1990. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin. In: Edwards, J.D. and Santogriassi, P.A., *divergent/Passive Margin Basins*. Tulsa, AAPG Memoir 48, pp. 3-79.

HALE, D., AND EMANUEL, J., Atomic meshing of seismic images, 72th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2126-2129, 2002.

HAMMOND, G. P., O'GRADY. Á. Indicative energy technology assessment of UK shale gas extraction. *Applied Energy* 185, 1907-1918, 2017.

JENKYNS, H.C. 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans: *Journal of the Geological Society of London*, 137:171-188

MACEDO JM. 1990. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: RAJA GABAGLIA GP e MILANI EJ (Ed.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRAS, 361-376.

MEISLING, K.E., COBBOLD, P.R., MOUNT, V.S. 2001. Segmentation of na obliquely

- rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. AAPG Bull, 85(11):1903-1924.
- MELGAÇO, P. P.P. S. Análise Morfológica do Alto de Cabo Frio e sua Influência na Sedi- mentação na Porção Sul da Bacias de Campos. Monografia. UFF - RJ, 2010.
- MIZUSAKI, A.M.P., MOHRIAK, W.U. 1992. Sequências vulcano-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio, RJ. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, SP, Resumos Expandidos, 2:468-469.
- MIZUSAKI, A.M.P. e MOHRIAK, W.U. 1993. Sequências vulcânico-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio. (RJ). SIMP. GEOL. SUDESTE 3, Rio de Janeiro. 1993. Atas...Rio de Janeiro: SBG/NRJ-SP, p. 52-56.
- MIZUSAKI, A.M.P., THOMAZ FILHO, A. VALENÇA, J.G. 1988. Volcano-Sedimentary Sequence of Neocomian age in Campos Basin (Brazil). Revista Brasileira de Geociências, 18:247-251.
- MOHRIAK, W. U. (2003). Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira. Geo- logia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. C. S. L. A. Bizzi, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves. Brasília, DF, Brasil, CPRM. 1: 82.
- MOHRIAK, W.U - 2004. Recursos Energéticos Associados à alteração Tectônica Mesozóico- Senozoico da América do Sul. In: Geologia do Continente Sul- Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. XLXII Congresso Brasileiro de Geologia, Axará, p(270-296), 2004.
- MOHRIAK, W. U., BARROS, A.Z. 1990. Novas Evidências de Tectonismo Cenozóico na Região Sudeste do Brasil: O Gráben de Barra de São João na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. Revista Brasileira de Geociências, 20:187-196.
- MOHRIAK, W.U.; BARROS, A.Z.; FUJTTA, A.M. 1989. Geologia da plataforma conti- nental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. Resumos... Rio de Janeiro, SBG.p.21.
- MOHRIAK, W.U.; MACEDO, J.M.; CASTELLANI, R.T.; RANGEL, H.D.; BARROS, A.Z.N.;LATGÉ, M.A.L.; ROZZI, J.A.; MIZUSAKI, A.M.P.; SZATMARI, P.; RIZZO, J.G. E AIRES, J.R. - 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province o the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In Salt tectonics: a global perspective, eds. Jackson, M.P.A.; Roberts, D.G., and Nelson, S., p(273-304). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 65, Tulsa , USA, 1985.
- MOREIRA, J.L.P., MADEIRA, C.V., GIL, J.A., E MACHADO, M.A.P. (2007). Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobras, 15(2), 531-549.

- OREIRO, S. G. 2006. Interpretação sísmica dos eventos magmáticos pós-aptianos no alto de Cabo Frio, sudeste do Brasil, gênese e relação com os lineamentos pré-sal. Tese (doutorado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. 160p.:il.
- PALMA, J. J. C. 1984. Fisiografia da área oceânica. In: Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G. R., Asmus, H. E. (eds.). Geologia do Brasil, MME/DPNPM, Brasília, pp 429 - 440.
- PEDERSEN, S., T. SKOV, A. HETLELID, P. FAYEMENDY, T. RANDEN, AND L. SONNELAND, New paradigm of fault interpretation, Presented at the 73rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2003.
- PEDRO, A. J. (2005). Utilização da sismoestratigrafia no estudo da atuação do alto de Cabo Frio sobre a sedimentação na porção sul da Bacia de Campos. Lagemar. Niterói, RJ, Brasil, UFF. Masters: 97.
- PEREIRA, M.J., FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Santos. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 8(1):219-234.
- PEREIRA, M. J.; MACEDO, J. M., 1989, "A Bacia de Santos: Perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira", Boletim de Geociências da Petrobras, v. 4 , n. 1 (jan/mar), pp. 3-11.
- PEREIRA, M.J., MACEDO, J.M. 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 4(1):3-11.
- PORSANI, M. J. Obtenção das derivadas de sinais discretos com base no método de interpolação linear de Shepard. Notas de aula. UFBA, Salvador, 2018.
- PORSANI, M. J. Transformada de Hilbert e Traço complexo. Notas de aula. CPGG-UFBA, Salvador, 2016.
- PORSANI, M. J., URSIN, B. Signal decomposition and time-frequency representation using variable-length symmetric filters. Research Center in Geophysics and Geology (CPGG/UFBA) and National Institute of Science and Technology of Petroleum Geophysics (INCT-GP/CNPq). Federal University of Bahia, Institute of Geosciences, Salvador, Bahia, Brazil, 2022.
- RANGEL, H.D.; CORREA, G.A., BISOL, D.L. Evolução geológica e aspectos exploratórios das áreas norte e central da Bacia de Campos. Rio de Janeiro, Petrobras. Relatório Interno, 1987.
- RANGEL, H. D., MARTINS, F. A. L., ESTEVES, F. R., FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Campos. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 8(1), pp 203-218.

- SADOWSKI, G.R.; e DIAS NETO, C.M. 1981. O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. *Rev. Bras. Geoc.*, 11(4):209-212.
- SANTOS, V. S. Utilização de atributos sísmicos para interpretação da Plataforma Finmark. Trabalho de Graduação. UFF, Niterói, Brazil. 2017.
- SANTOSH, D., ADITI, B., POONAM, K., PRIYANKA S., RAO P.H, HASAN, S. Z., AND HARINARAYANA, T. An Integrated approach for faults and fractures delineation with dip and curvature attributes. 10th Biennial International Conference e Exposition. 2013.
- SCHALLER, H. - 1973 - Estratigrafia da Bacia de Campos. In: CONGR. BRAS. GEOL., 27, Aracajú, 1972. Anal.,... Aracajú, SBG. V. 3, p. 247-258.
- SHEPARD, D. (1968) A two-dimensional interpolation function for irregularly-spaced data, In: Proceedings of the 1968 23rd ACM National Conference, ACM '68, pp. 517-524, NewYork, NY, USA, ACM.
- SICHEL, S.E.; SCHIMIDDT, R.S.; ARAÚJO, A.L.N.; SKEREPNEK, C.; CANABARRO, D.; ALVES, E.L.; GUERRA, J.V. E STANTON, N. 2005. Guia de Excursão de Campo à Ilha do Cabo Frio In: Simpósio de VulcanismoeAmbientes Associados, 3, CaboFrio, 2005. Resumos expandidos, Cabo Frio, p. 22.
- SILVA A. 1992. Evolução sedimentar pós-Miocênica na área nordeste da bacia de Campos. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ. Rio de Janeiro - RJ. (Dissertação de Mestrado). 70 p.
- SINGH, A. 2014: Survey Paper on Hilbert Transform With its Applications in Signal Processing (IJCSIT) International Journal of Computer Science and Information Technologies, Vol. 5 (3), 2014, 3880-3882.
- SOUZA Jr., O.G. Stratigraphie séquentielle et modélisation probabiliste des reservoirs d'un cône Sous-marin profond (Champ de Namorado, Brésil). Integration des données géologiques et géophysiques. Ph.D. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, 215p., 1997.
- TANNER, M. T.; KOEHLER, AND F.; SHERIFF, R. E. Complex seismic trace analysis: *Geophysics*, 44, 1041-1063, 1979.
- THOMAZ-FILHO, A. E RODRIGUES, A.L. 1999. O Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua Continuidade na Cadeia Vitória-Trindade. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(2):189-194.
- WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J., FRANÇA, A. B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15 (2): 511-529.

Apêndice **A**

Aplicação do método da derivada de Shepard no caso 2D

No caso 2D podemos escrever as equações (2.4), (2.5) e (2.6) da seguinte forma:

$$\tilde{A}(x, z) = \sum_{j=1}^N w_j(x, z) A_j \quad (\text{A.1})$$

$$w_j(x, z) = \frac{\frac{1}{d_j(x, z)}}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i(x, z)}} \quad (\text{A.2})$$

$$d_i(x, z) = [(x_i - x)^2 + (z_i - z)^2]^{1/2}, \quad i = 1, \dots, N \quad (\text{A.3})$$

As derivadas parciais da equação (A.2) poderão ser escritas como:

$$\frac{\partial w_j(x, z)}{\partial x} = \frac{(x_j - x) w_j(x, z)}{d_j^2(x, z)} - w_j^2(x, z) d_j(x, z) \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - x}{d_i(x, z)} \frac{1}{(x_i - x)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{A.4})$$

$$\frac{\partial w_j(x, z)}{\partial z} = \frac{(z_j - z) w_j(x, z)}{d_j^2(x, z)} - w_j^2(x, z) d_j(x, z) \sum_{i=1}^N \left(\frac{z_i - z}{d_i(x, z)} \frac{1}{(x_i - x)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{A.5})$$

A partir das equações (A.4) e (A.5) obtemos o operador derivada para o caso 2D da seguinte forma:

$$Q(x) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - x}{d_i(x, z)} \frac{1}{(x_i - x)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{A.6})$$

$$Q(z) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{z_i - z}{d_i(x, z)} \frac{1}{(x_i - x)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{A.7})$$

$$Q(x, z) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - x + z_i - z}{d_i(x, z)} \frac{1}{(x_i - x)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{A.8})$$

$$w_j'(x, z) = \frac{(x_j - x + z_j - z) w_j(x, z)}{d_j^2(x, z)} - w_j^2(x, z) d_j(x, z) Q(x, z) \quad (\text{A.9})$$

Utilizando a linearidade da derivada e como A_j independe de x ou z , podemos reescrever a equação (2.10) em termos de suas derivadas parciais no caso bidimensional:

$$\frac{\partial \tilde{A}(x, z)}{\partial x} = \sum_{j=1}^N A_j \frac{\partial w_j(x, z)}{\partial x} \quad (\text{A.10})$$

$$\frac{\partial \tilde{A}(x, z)}{\partial z} = \sum_{j=1}^N A_j \frac{\partial w_j(x, z)}{\partial z} \quad (\text{A.11})$$

A partir das equações ((A.10) e (A.11)) podemos obter a derivada do sinal discreto A_j da seguinte maneira:

$$\tilde{A}'(x, z) = \sum_{j=1}^N A_j w_j'(x, z) \quad (\text{A.12})$$

A.1 Obtenção da derivada primeira centrada em x_j e z_j no caso 2D

Assim como no caso 1D podemos considerar dados regularmente espaçados e o operador não-causal de derivada, com igual número de termos a índices positivos e negativos, podemos simplificar a equação (A.9). $[w_j(0, 0), w_j'(0, 0)], j = \pm 1, \dots, \pm N/2$, representam os coeficientes do operador de interpolação e de derivada primeira, relacionados ao ponto central do operador $x, z = 0$. Note que $w_0'(0, 0, 0) = 0$, eliminando assim a contribuição do termo $A_{0,0}$. Note também que $d_i(0, 0) = \sqrt{x_i^2 + z_i^2}$. Dessa forma reescrevemos a equações (A.8) da seguinte forma:

$$\begin{aligned}
Q(0,0) &= \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i + z_i}{d_i(0,0)} \frac{1}{x_i^2 + z_i^2} \right) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i + z_i}{d_i^3} \right) = \\
&= \sum_{i=1}^{N/2} \left(\frac{x_i + z_i}{d_i^3} \right) + \sum_{i=-1}^{-N/2} \left(\frac{x_i + z_i}{d_i^3} \right) = \\
&= \sum_{i=1}^{N/2} \left(\frac{x_i + z_i}{d_i^3} \right) - \left(\frac{x_i + z_i}{d_i^3} \right) = 0
\end{aligned} \tag{A.13}$$

Esse resultado permite simplificar a equação (A.9),

$$\begin{aligned}
w'_j(0,0) &= \frac{(x_j + z_j) w_j(0,0)}{d_j^2(0,0)} - w_j^2(0,0) d_j(0,0) Q(0,0) = \\
&= \frac{(x_j + z_j) w_j(0,0)}{d_j^2(0,0)} = \frac{(x_j + z_j) w_j(0,0)}{x_j^2 + z_j^2} \\
& \quad j = \pm 1, \dots, \pm N/2
\end{aligned} \tag{A.14}$$

Neste caso o operador de derivada primeira será anti-simétrico, $w'_j(0,0) = -w'_{-j}(0,0)$. Considerando a anti-simetria de w'_j podemos escrever as expressões para cálculo da derivada primeira da seguinte forma:

$$\tilde{A}'(0,0) = \sum_{j=1}^{N/2} w'_j(A_j - A_{-j}) \tag{A.15}$$

A.2 Obtenção da derivada segunda centrada em x_j e z_j no caso 2D

De forma análoga ao operador de derivada primeira, podemos considerar o operador de derivada segunda como não causal e com igual número de termos a índices positivos e negativos. Seus coeficientes podem ser obtidos derivando-se a equação (A.14):

$$w''_j(0,0) = \frac{(x_j + z_j) w'_j(0,0)}{x_j^2 + z_j^2} = \frac{(x_j + z_j)(x_j + z_j) w_j(0,0)}{x_j^2 + z_j^2} \tag{A.16}$$

$$w''_j(0,0) = \frac{(x_j + z_j)^2 w_j(0,0)}{(x_j^2 + z_j^2)^2}, \quad j = \pm 1, \dots, \pm N/2 \tag{A.17}$$

Note que o operador de derivada segunda é simétrico: $w''_j(0,0) = w''_{-j}(0,0)$ e para garantir que possua média zero, definimos para o termo central:

$$w''_0(0,0) = -2 \sum_{i=1}^{N/2} w''_i(0,0) \tag{A.18}$$

Considerando a simetria de w_j'' podemos escrever as expressões para cálculo da derivada segunda, na forma:

$$\tilde{A}''(0, 0) = \sum_{j=1}^{N/2} w_j''(A_j - A_{-j}) + A_0 w_0'' \quad (\text{A.19})$$

A.3 Pseudo-código para derivadas primeira e segunda no caso 2D

A seguir será apresentado o pseudo-código para obtenção dos operadores de derivada primeira e segunda, para dados regularmente espaçados 2D. Para simplicidade de notação eliminamos a dependência da variável x e z utilizando apenas o índices i e k . A variável x representa a direção horizontal e z representa a direção vertical (tempo).

1. Dados iniciais:

$$A_i(i, k), x_i(i), z_i(k), (i, k) = 0, \pm 1, \dots, \pm N/2$$

N = tamanho da janela do operador

$4N + 1$ = número de amostras do operador

$$2. d_i(i, k) = \sqrt{x_i(i)^2 + z_i(k)^2} = \sqrt{i^2 + k^2}, (i, k) = 0, \pm 1, \dots, \pm N/2$$

$$3. S = 2 \sum_{i=1}^N \sum_{k=1}^N \frac{1}{d_i(i, k)}$$

$$4. i = \pm 1, \dots, \pm N/2$$

$$k = \pm 1, \dots, \pm N/2$$

$$w_j(i, k) = [d_j(i, k)S]^{-1} \text{ (eq. (A.2))}$$

$$w_j'(i, k) = (i + k) \frac{w_j}{i^2 + k^2} \text{ (eq. (A.14))}$$

$$w_j''(i, k) = (i + k)^2 \frac{w_j}{(i^2 + k^2)^2} \text{ (eq. (A.17))}$$

$$5. w_0''(0, 0) = -2 \sum_{i=1}^{N/2} \sum_{k=1}^{N/2} w_j''(0, 0) \text{ (eq. (A.18))}$$

6. No caso 2D calculamos as derivadas da primeira e da segunda (eqs. (A.15) e (A.19)) apenas na direção i para garantir que o operador de derivada seja aplicado apenas na direção horizontal. Na aplicação da derivada no dado sintético 2D utilizado nesta dissertação, aplicamos somente a derivada da segunda para atenuar as estruturas horizontais e sub-horizontais.

Apêndice **B**

Aplicação do método da derivada de Shepard no caso 3D

No caso 3D podemos escrever as equações (2.4), (2.5) e (2.6) da seguinte forma:

$$\tilde{A}(x, y, z) = \sum_{j=1}^N w_j(x, y, z) A_j \quad (\text{B.1})$$

$$w_j(x, y, z) = \frac{\frac{1}{d_j(x, y, z)}}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{d_i(x, y, z)}} \quad (\text{B.2})$$

$$d_i(x, y, z) = [(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i - z)^2]^{1/2}, \quad i = 1, \dots, N \quad (\text{B.3})$$

As derivadas parciais da equação (B.2) poderão ser escritas como:

$$\frac{\partial w_j(x, y, z)}{\partial x} = \frac{(x_j - x) w_j(x, y, z)}{d_j^2(x, y, z)} - w_j^2(x, y, z) d_j(x, y, z) \sum_{i=1}^N \left(\frac{\frac{x_i - x}{d_i(x, y, z)}}{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{B.4})$$

$$\frac{\partial w_j(x, y, z)}{\partial y} = \frac{(y_j - y) w_j(x, y, z)}{d_j^2(x, y, z)} - w_j^2(x, y, z) d_j(x, y, z) \sum_{i=1}^N \left(\frac{\frac{y_i - y}{d_i(x, y, z)}}{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{B.5})$$

$$\frac{\partial w_j(x, y, z)}{\partial z} = \frac{(z_j - z) w_j(x, y, z)}{d_j^2(x, y, z)} - w_j^2(x, y, z) d_j(x, y, z) \sum_{i=1}^N \left(\frac{z_i - z}{d_i(x, y, z)} \frac{1}{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{B.6})$$

A partir das equações (B.4), (B.5) e (B.6) obtemos o operador derivada para o caso 3D da seguinte forma:

$$Q(x) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - x}{d_i(x, y, z)} \frac{1}{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{B.7})$$

$$Q(y) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{y_i - y}{d_i(x, y, z)} \frac{1}{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{B.8})$$

$$Q(z) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{z_i - z}{d_i(x, y, z)} \frac{1}{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{B.9})$$

$$Q(x, y, z) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i - x + y_i - y + z_i - z}{d_i(x, y, z)} \frac{1}{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2 + (z_i - z)^2} \right) \quad (\text{B.10})$$

$$w_j'(x, y, z) = \frac{(x_j - x + y_j - y + z_j - z) w_j(x, y, z)}{d_j^2(x, y, z)} - w_j^2(x, y, z) d_j(x, y, z) Q(x, y, z) \quad (\text{B.11})$$

Utilizando a linearidade da derivada e como A_j independe de x , y ou z , podemos reescrever a equação (2.10) em termos de suas derivadas parciais no caso tridimensional:

$$\frac{\partial \tilde{A}(x, y, z)}{\partial x} = \sum_{j=1}^N A_j \frac{\partial w_j(x, y, z)}{\partial x} \quad (\text{B.12})$$

$$\frac{\partial \tilde{A}(x, y, z)}{\partial y} = \sum_{j=1}^N A_j \frac{\partial w_j(x, y, z)}{\partial y} \quad (\text{B.13})$$

$$\frac{\partial \tilde{A}(x, y, z)}{\partial z} = \sum_{j=1}^N A_j \frac{\partial w_j(x, y, z)}{\partial z} \quad (\text{B.14})$$

A partir das equações ((B.12), (B.13) e (B.14)) podemos obter a derivada do sinal discreto A_j da seguinte maneira:

$$\tilde{A}'(x, y, z) = \sum_{j=1}^N A_j w_j'(x, y, z) \quad (\text{B.15})$$

B.1 Obtenção da derivada primeira centrada em x_j , y_j e z_j no caso 3D

Assim como nos casos 1D e 2D podemos considerar dados regularmente espaçados e o operador não-causal de derivada, com igual número de termos a índices positivos e negativos, podemos simplificar a equação (B.11). $[w_j(0, 0, 0), w'_j(0, 0, 0)], j = \pm 1, \dots, \pm N/2$, representam os coeficientes do operador de interpolação e de derivada primeira, relacionados ao ponto central do operador $x, y, z = 0$. Note que $w'_0(0, 0, 0) = 0$, eliminando assim a contribuição do termo $A_{0,0,0}$. Note também que $d_i(0, 0, 0) = \sqrt{x_i^2 + y_i^2 + z_i^2}$. Dessa forma reescrevemos a equações (B.10) da seguinte forma:

$$\begin{aligned} Q(0, 0, 0) &= \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i + y_i + z_i}{d_i(0, 0, 0)} \frac{1}{x_i^2 + y_i^2 + z_i^2} \right) = \sum_{i=1}^N \left(\frac{x_i + y_i + z_i}{d_i^3} \right) = \\ &= \sum_{i=1}^{N/2} \left(\frac{x_i + y_i + z_i}{d_i^3} \right) + \sum_{i=-1}^{-N/2} \left(\frac{x_i + y_i + z_i}{d_i^3} \right) = \\ &= \sum_{i=1}^{N/2} \left(\frac{x_i + y_i + z_i}{d_i^3} \right) - \left(\frac{x_i + y_i + z_i}{d_i^3} \right) = 0 \end{aligned} \quad (\text{B.16})$$

Esse resultado permite simplificar a equação (B.11),

$$\begin{aligned} w'_j(0, 0, 0) &= \frac{(x_j + y_j + z_j) w_j(0, 0, 0)}{d_j^2(0, 0, 0)} - w_j^2(0, 0, 0) d_j(0, 0, 0) Q(0, 0, 0) = \\ &= \frac{(x_j + y_j + z_j) w_j(0, 0, 0)}{d_j^2(0, 0, 0)} = \frac{(x_j + y_j + z_j) w_j(0, 0, 0)}{x_j^2 + y_j^2 + z_j^2} \end{aligned} \quad (\text{B.17})$$

$j = \pm 1, \dots, \pm N/2$

Neste caso o operador de derivada primeira será anti-simétrico, $w'_j(0, 0, 0) = -w'_{-j}(0, 0, 0)$. Considerando a anti-simetria de w'_j podemos escrever as expressões para cálculo da derivada primeira da seguinte forma:

$$\tilde{A}'(0, 0, 0) = \sum_{j=1}^{N/2} w'_j(A_j - A_{-j}) \quad (\text{B.18})$$

B.2 Obtenção da derivada segunda centrada em x_j , y_j e z_j no caso 3D

De forma análoga ao operador de derivada primeira, podemos considerar o operador de derivada segunda como não causal e com igual número de termos a índices positivos e negativos. Seus coeficientes podem ser obtidos derivando-se a equação (B.17):

$$w_j''(0, 0, 0) = \frac{(x_j + y_j + z_j) w_j'(0, 0, 0)}{x_j^2 + y_j^2 + z_j^2} = \frac{(x_j + y_j + z_j) (x_j + y_j + z_j) w_j(0, 0, 0)}{x_j^2 + y_j^2 + z_j^2} \quad (\text{B.19})$$

$$w_j''(0, 0, 0) = \frac{(x_j + y_j + z_j)^2 w_j(0, 0, 0)}{(x_j^2 + y_j^2 + z_j^2)^2}, \quad j = \pm 1, \dots, \pm N/2 \quad (\text{B.20})$$

Note que o operador de derivada segunda é simétrico: $w_j''(0, 0, 0) = w_{-j}''(0, 0, 0)$ e para garantir que possua média zero, definimos para o termo central:

$$w_0''(0, 0, 0) = -2 \sum_{i=1}^{N/2} w_j''(0, 0, 0) \quad (\text{B.21})$$

Considerando a simetria de w_j'' podemos escrever as expressões para cálculo da derivada segunda, na forma:

$$\tilde{A}''(0, 0, 0) = \sum_{j=1}^{N/2} w_j''(A_j - A_{-j}) + A_0 w_0'' \quad (\text{B.22})$$

B.3 Pseudo-código para derivadas primeira e segunda no caso 3D

A seguir será apresentado o pseudo-código para obtenção dos operadores de derivada primeira e segunda, para dados 3D regularmente espaçados. Para simplicidade de notação eliminamos a dependência da variável x, y e z utilizando apenas o índices i, j e k. A variável x representa a direção inline, y representa a direção crossline e z representa a direção vertical (tempo). 1. Dados iniciais:

$$A_i(i, j, k), x_i(i), y_i(j), z_i(k), \quad (i, j, k) = 0, \pm 1, \dots, \pm N/2$$

N = tamanho da janela do operador

$6N + 1$ = número de amostras do operador

$$2. \quad d_i(i, j, k) = \sqrt{x_i(i)^2 + y_i(j)^2 + z_i(k)^2} = \sqrt{i^2 + j^2 + k^2}, \quad (i, j, k) = 0, \pm 1, \dots, \pm N/2$$

$$3. \quad S = 2 \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \sum_{k=1}^N \frac{1}{d_i(i, j, k)}$$

$$4. \quad i = \pm 1, \dots, \pm N/2$$

$$j = \pm 1, \dots, \pm N/2$$

$$k = \pm 1, \dots, \pm N/2$$

$$w_j(i, j, k) = [d_j(i, j, k)S]^{-1} \quad (\text{eq. (B.2)})$$

$$w'_j(i, j, k) = (i + j + k) \frac{w_j}{i^2 + j^2 + k^2} \quad (\text{eq. (B.17)})$$

$$w''_j(i, j, k) = (i + j + k)^2 \frac{w_j}{(i^2 + j^2 + k^2)^2} \quad (\text{eq. (B.20)})$$

$$5. \quad w''_0(0, 0, 0) = -2 \sum_{i=1}^{N/2} \sum_{j=1}^{N/2} \sum_{k=1}^{N/2} w''_j(0, 0, 0) \quad (\text{eq. (B.21)})$$

6. No caso 3D calculamos as derivadas da primeira e da segunda (eqs. (B.18) e (B.22)) de forma cruzada, ou seja, na direção inline i e depois na direção crossline j para garantir que o operador de derivada seja aplicado de forma espacial, ou seja, apenas no plano horizontal. Na aplicação da derivada no dado sísmico pós-stack 3D utilizado nesta dissertação, aplicamos somente a derivada da segunda para atenuar as estruturas horizontais e sub-horizontais.

Apêndice **C**

Operador de Hilbert 1D

A construção do operador de Hilbert 1D foi dividida nas seguintes etapas:

1. Considerando uma determinada constante complexa k e L como o tamanho da janela do operador, podemos obter uma matriz quadrada $W_{m,n}$ de dimensões ímpares $2L+1 \times 2L+1$ da seguinte forma:

$$k = \frac{2\pi i}{2L+1} \quad (\text{C.1})$$

$$W_{m,n} = \frac{e^{mnk}}{2L+1}, \quad (m, n) = (-L, \dots, 0, \dots, L) \quad (\text{C.2})$$

2. Admitindo que a transformada de Hilbert dobra as amplitudes das frequências positivas e zera as amplitudes das frequências negativas, podemos obter as seguintes relações:

$$W_{m,n} = 2W_{m,n}, \quad (m = -L, \dots, 0, \dots, L) \quad (n = 1, \dots, L) \quad (\text{C.3})$$

$$W_{m,n} = 0.0, \quad (m = -L, \dots, 0, \dots, L) \quad (n = -L, \dots, -1) \quad (\text{C.4})$$

3. Considerando todas as relações anteriores, podemos construir o operador de Hilbert h_m da seguinte forma:

$$h_m = \sum_{n=-L}^L W_{m,n}, \quad m = -L, \dots, 0, \dots, L \quad (\text{C.5})$$

4. A aplicação do operador de Hilbert h_m no dado sísmico d_i com n_s amostras por traço é feita utilizando-se a seguinte equação:

$$h_d(i) = \sum_{m=-L}^L d_{i-m} h_m, \quad i = 1, \dots, ns \quad (\text{C.6})$$

Com isto $h_d(i)$ representa a transformada de Hilbert do dado sísmico d_i .