

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE CENTRO DE TECNOLOGIA – CT



CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA – CCET PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA E ENGENHARIA DE PETRÓLEO - PPGCEP

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Atenuação de ruídos coerentes utilizando Decomposição em Modos Empíricos

Felipe Zumba Amorim

Orientador: Prof. Dr. Liacir dos Santos Lucena

Livros Grátis

http://www.livrosgratis.com.br

Milhares de livros grátis para download.



Felipe Zumba Amorim

"Atenuação de ruídos coerentes utilizando Decomposição em Modos Empíricos"

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência e Engenharia de Petróleo PPGCEP, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciência e Engenharia de Petróleo.

Aprovado em 23 de outubro de 2009.

Prof. Dr. Liacir dos Santos Lucena Orientador – UFRN

Prof. Dr. German Garabito Callapino Membro Interno – UFRN

> Mrs. Heron Antônio Schots Membro Externo – Petrobrás

Amorim, Felipe Zumba – Atenuação de ruídos coerentes utilizando Decomposição em Modos Empíricos. Dissertação de Mestrado, UFRN, Programa de Pós-Graduação em Ciência e Engenharia de Petróleo. Área de Concentração: Pesquisa e Desenvolvimento em Ciência e Engenharia de Petróleo. Linha de Pesquisa: Física Aplicada à Exploração e à Produção de Petróleo e Gás Natural, Natal – RN, Brasil.

Orientador: Prof. Dr. Liacir dos Santos Lucena.

RESUMO

O processamento sísmico tem como principal objetivo fornecer imagem adequada das estruturas geológicas da sub-superfície de bacias sedimentares. Dentre as etapas fundamentais deste processamento está o enriquecimento das reflexões sísmicas através de filtragem de sinais indesejáveis, chamados de ruídos, a amplificação de sinais de interesse e a aplicação de processos de imageamento. Os ruídos sísmicos podem aparecer de forma aleatória ou coerente. Nesta dissertação será apresentado uma técnica para atenuar ruídos coerentes, como o ground roll e as reflexões múltiplas, baseado na Decomposição em Modos Empíricos. Este método consiste em decompor o traço sísmico em Funções de Modo Intrínseco, que são funções simétricas com média local igual a zero e mesmo número de zeros e extremos. A técnica desenvolvida foi testado em dados sintéticos e reais, e os resultados obtidos foram considerados encorajadores.

Palavras-Chaves: Atenuação de ruídos coerentes, decomposição em modos empíricos, processamento sísmico.

ABSTRACT

The seismic processing technique has the main objective to provide adequate picture of geological structures from subsurface of sedimentary basins. Among the key steps of this process is the enhancement of seismic reflections by filtering unwanted signals, called seismic noise, the improvement of signals of interest and the application of imaging procedures. The seismic noise may appear random or coherent. This dissertation will present a technique to attenuate coherent noise, such as ground roll and multiple reflections, based on Empirical Mode Decomposition method. This method will be applied to decompose the seismic trace into Intrinsic Mode Functions. These functions have the properties of being symmetric, with local mean equals zero and the same number of zero-crossing and extremes. The developed technique was tested on synthetic and real data, and the results were considered encouraging.

Keywords: Coherent noise attenuation, Empirical Mode Decomposition, Seismic Processing.

Dedicatória

Dedico esta trabalho:

Aos meus pais, **Cleuza Souza Zumba** e **Wander Nogueira de Amorim**, pelo amor e carinho com que me educaram. Ao meu pai em especial, agradeço a paciência e a maestria com que me iniciou na Geofísica.

Aos meus irmãos, **Thiago** e **Rafael**, pelo companherismo, amor e amizade.

À minha linda afilhada, **Samara**, por me trazer alegria e amor.

À **Laíla**, por ter estado ao meu lado me apoiando e pela compreensão da importância deste trabalho.

Aos meus amigos, **José Tassini**, **Pedro Cáceres**, **Luiz Popoff**, **Gabriel Medeiros**, **German Garabito** e **Heron Schots** pela grande ajuda e ensinamentos para a realização deste trabalho.

Agradecimentos

Primeiro e especialmente, eu dedico meus agradecimentos à Deus por me proporcionar esta grande alegria na conclusão deste trabalho.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Liacir do Santos Lucena pela valiosa orientação e incentivo.

Ao PPGCEP/UFRN e a todo o corpo docente, técnico e administrativo que contribuíram de alguma forma na realização deste trabalho.

Ao Centro Potiguar de Geociências – CPGEO, pelo incentivo, apoio técnico e financeiro.

Sumário

FOLF	HA DE A	IV
RESU	UMO	ıv
ABST	TRACT	v
DED	ICATÓRIA	VI
AGR.	ADECIMENTOS	VII
	MEIRO E ESPECIALMENTE, EU DEDICO MEUS AGRADECIMENTOS À DEUS POR ME PROPO INDE ALEGRIA NA CONCLUSÃO DESTE TRABALHO	
AO N	MEU ORIENTADOR, PROF. DR. LIACIR DO SANTOS LUCENA PELA VALIOSA ORIENTAÇÃO E	INCENTIVO VII
AO P	PPGCEP/UFRN E A TODO O CORPO DOCENTE, TÉCNICO E ADMINISTRATIVO QUE CONTRI UMA FORMA NA REALIZAÇÃO DESTE TRABALHO	BUÍRAM DE
	CENTRO POTIGUAR DE GEOCIÊNCIAS — CPGEO, PELO INCENTIVO, APOIO TÉCNICO E FINA	
	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
	1ÁRIO	
LIST	A DE FIGURAS	X
1.	INTRODUÇÃO	12
	•	
1.	.1 Organização da dissertação	13
2. OI	NDAS ELÁSTICAS	15
IN	NTRODUÇÃO	15
	.1 Ondas longitudinais	
	.2 Ondas transversais	
2.	.3 Ondas superficiais	17
2.	.4 VELOCIDADE DE PROPAGAÇÃO	17
	2.4.1 Fatores que afetam a velocidade	
2.	.5 Energia	18
	2.5.1 Densidade de energia (W)	18
	2.5.2 Intensidade de energia (I)	18
	2.5.3 Perda de energia	19
	2.5.3.1 Absorção	
	2.5.3.2 Reflexão e Refração	
2.	.6 PARTICIONAMENTO DA ENERGIA EM UMA INTERFACE	22
3. SÍ	SMICA DE REFLEXÃO	26
In	NTRODUÇÃO	26
	.1. AQUISIÇÃO DE DADOS SÍSMICOS	
	3.1.1 Tipos de fontes e receptores	
	3.1.2 Arranjos de fontes e receptores	
	3.1.3 Geometria de aquisição	
	3.1.4 Common midpoint (CMP)	30
	3.1.5 Sismograma	30
3.	.2 Processamento	32
	3.2.1 Geometria e edição	32
	3.2.2 Correção estática	
	3.2.2.1 Zona de baixa velocidade	
	3.2.3 Filtragem	
	3.2.4 Deconvolução	
	3.2.5 Velocidade de empilhamento	
	3.2.6 Empilhamento	
2	3.2.7 Migração	
3.	.3 Ruído Sísmico	
	3.3.1 Ruído Aleatório	48

3.3.2 Ruído Coerente	48
3.3.2.1 Ground roll	49
3.3.2 Ruído Coerente	50
4. DECOMPOSIÇÃO EM MODOS EMPÍRICOS	54
Introdução	54
4.1 Função de Modo Intrínseco	
4.2 DECOMPOSIÇÃO EM MODO EMPÍRICO	56
4.3 DESENVOLVIMENTO	
4.3.1 Critério de convergência	60
5. APLICAÇÃO	63
Introdução	63
5.1 LINEAR MOVEOUT – LMO	63
5.2 ATENUAÇÃO DE RUÍDOS COERENTES PELO MÉTODO EMD	65
CONCLUSÕES	77
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	78

Lista de Figuras

Figura 2.1 – LEI DA REFLEXÃO	21				
Figura 2.2 – Lei de Snell	22				
Figura 3.1A – Fonte sísmica para aquisição marinha, canhão de ar.	28				
Figura 3.1B – Fonte sísmica para aquisição terrestre, fonte vibradora	28				
Figura 3.2A – Geofones					
Figura 3.2B – Hidrofone.	28				
FIGURA 3.3 – REPRESENTAÇÃO DO ARRANJO DE GEOFONES PARA ATENUAÇÃO DA FREQUÊNCIA DO	MINANTE				
DO GROUND ROLL.	29				
Figura 3.4 – Representação da aquisição de registros usando a técnica CMP, onde cada um dos quatro t	TROS POSSUI				
UM RECEPTOR COM PONTO MÉDIO EM "M"	30				
Figura 3.5 – Sismograma sintético	31				
FIGURA 3.6 – REPRESENTAÇÃO DO PERFIL COMPLETO DE UMA ZBV, ONDE MOSTRA AS DIFERENTES CAMADAS QUE FORM	лам а ZBV е				
SUAS VELOCIDADES.					
FIGURA 3.7 – DEMONSTRAÇÃO DO EFEITO DA TOPOGRAFIA E DA ZBV NUMA SEÇÃO SÍSMICA ZERO-OFFSET					
Figura 3.8 – Representação do efeito da correção estática em sismogramas. O sismograma representado					
TRAÇOS E 1001 AMOSTRAS. PODE-SE OBSERVAR QUE A CORREÇÃO ESTÁTICA RESGATOU O ALINHAMENTO DAS RE					
ESTÃO REPRESENTADAS PELAS HIPÉRBOLES NOS SISMOGRAMAS INFERIORES.					
FIGURA 3.9 – REPRESENTAÇÃO DOS FILTROS DE FREQUÊNCIAS MAIS USADOS NO PROCESSAMENTO SÍSMICO					
Figura 3.10 – Representação da trajetória da onda refletida numa superfície plana e em meio homogêneo					
GERADORA DA ONDA ESTÁ A UMA DISTÂNCIA X DO RECEPTOR E H DO REFLETOR.					
Figura 3.11 – Demonstração da formação da hipérbole representando uma reflexão em um sismograma.					
HIPÉRBOLE É FORMADA EM FUNÇÃO DA DISTÂNCIA FONTE-RECEPTOR (<i>OFFSET</i>)					
Figura 3.12 – Desmonstração da correção NMO em um sismograma. Esses sinais representam o mesmo p					
"M" ENTRE FONTES E RECEPTORES.					
Figura 3.13 – Representação de um sismograma no domínio CMP pré-empilhamento					
Figura 3.14 – Representação da família CMP pós-empilhamento. Note que após o empilhamento todos os					
MESMA FAMÍLIA CMP SÃO SOMADOS GERANDO UM ÚNICO TRAÇO.					
Figura 3.15 – Representação de uma secção final pós-empilhamento.					
FIGURA 3.16 - ILUSTRAÇÃO DE TODOS OS POSSIVEIS PONTOS DE ORIGEM DE UMA DIFRAÇÃO.					
Figura 3.17 - relação geométrica entre um refletor e as muitas difrações oriundas do modelo "refletor					
TIOUNA 3.17 RELAÇÃO GLOMETRICA ENTRE OM REFEETOR E AS MOTIAS DITRAÇÕES ORIGINAAS DO MODELO REFEETOR					
Figura 3.18 - relação geométrica entre um refletor e as muitas difrações oriundas do modelo "refletor					
Figura 3.19 – Sismograma com <i>ground roll</i> de traços originados de um único tiro em um levantamento					
TERRESTRE, POSSUI 86 TRAÇOS E TEMPO DE REGISTRO DE 4000 MS, (YILMAZ, 1987)					
FIGURA 3.20A – MÚLTIPLA DE PRIMEIRA ORDEM.					
Figura 3.20B – Peg leg					
Figura 3.21 – Figura do modelo sintético gerado pelo <i>Seismic Unix</i> representando cinco (5) refletores e 2					
TIONA 3.21 TIONA DO MODELO SINTETICO GENADO TELO DEISMIC ONA NEI RESENTANDO GINGO (S) REFEETORES E A					
Figura 3.22 – Sismograma de um dado sintético com múltiplas. As múltiplas estão destacadas pelas seta:					
THOU WHILE SIGN OF THE STATE OF					
Figura 4.1 – IMF e Média					
FIGURA 4.2 – 6 IMFs e o resíduo					
Figura 4.3a – Dado original.					
FIGURA 4.3B – SOMA DAS IMFS E RESÍDUO.					
Figura 4.4a — Dado original, envoltórias e média das envoltórias.					
Figura 4.4B — Dado original subtraído a média das envoltórias .					
FIGURA 4.46 – DADO ORIGINAL SUBTRAIDO A MEDIA DAS ENVOLTORIAS					
FIGURA 5.2A - DADO SINTÉTICO ORIGINAL					
FIGURA 5.2B - DADO SINTÉTICO ORIGINAL					
Figura 5.3A – Dado sintético filtrado Com LMO inverso					
FIGURA 5.3B - DADO SINTETICO FILITADO COM LIVIO INVERSO					
FIGURA 5.4 – DIFERENÇA ENTRE O DADO ORIGINAL E O FILTRADO					
FIGURA 5.5 – FILTRAGEM DE 100% DA MÉDIA DA VELOCIDADE DO <i>GROUND ROLL</i> .					
TIGONA 3.3 TILTRAGEIVI DE 10070 DA IVIEDIA DA VELOCIDADE DO GROUND ROLL.	9				

FIGURA 5.6 – FILTRAGEM DE 100% DA MÉDIA DA VELOCIDADE DA ONDA AÉREA	69
Figura 5.7 – Filtragem de 75% da média da velocidade do <i>ground roll</i>	70
Figura 5.8 – Filtragem de 75% da média da velocidade da onda Aérea	70
Figura 5.9 – Filtragem de 50% da média da velocidade do <i>ground roll</i>	71
FIGURA 5.10 – FILTRAGEM DE 50% DA MÉDIA DA VELOCIDADE DA ONDA AÉREA.	71
Figura 5.11 – Dado de campo	72
Figura 5.12a – Filtragem de 50% da média da velocidade	73
FIGURA 5.12B – FILTRAGEM DE 75% DA MÉDIA DA VELOCIDADE	73
FIGURA 5.13 – DADO TERRESTRE EMPILHADO SEM FILTRAGEM DE RUÍDOS COERENTES	74
FIGURA 5.14 – DADO TERRESTRE EMPILHADO COM FILTRAGEM DE RUÍDOS COERENTES UTILIZANDO EMD	74
FIGURA 5.15 – DADO TERRESTRE EMPILHADO SEM FILTRAGEM DE RUÍDOS COERENTES UTILIZANDO O MODE DE VISUALIZAÇÃO	
WIGGLE	75
Figura 5.16 — Dado terrestre empilhado com filtragem de ruídos coerentes utilizando EMD no modo de visualiz	ZAÇÃO
WIGGLE	75

Capítulo 1 Introdução

1. Introdução

Além dos estudos convencionais de geologia, na prospecção e exploração de hidrocarbonetos são utilizados vários métodos geofísicos como gravimetria, magnetometria, método sísmico dentre outros. O método atualmente mais utilizado e de maior precisão é o método sísmico de reflexão, pelo fato de cobrir grandes áreas e ser mais econômico, quando comparado com o método direto de furar o poço.

Métodos Sísmicos são métodos geofísicos que tem como objetivo o imageamento da subsuperfície, onde, verifica-se a possibilidade de interesse na indústria petrolífera. Os métodos sísmicos podem ser divididos em dois tipos: de reflexão e de refração; aqui daremos ênfase ao método sísmico de reflexão. Tal método se baseia na propagação de ondas sísmicas artificiais em superfície, ou próximo a ela e recebe suas reflexões por meio de geofones (terra) ou hidrofones (água) contendo informações a respeito das propriedades físicas das rochas da subsuperfície.

Segundo Yilmaz (1987), um trabalho utilizando o método sísmico de reflexão pode ser dividido em três etapas fundamentais: aquisição dos dados, processamentos dos dados e interpretação da imagem gerada.

Neste trabalho serão apresentadas as principais ferramentas utilizadas no processamento de dados sísmicos visando eliminar ou atenuar os sinais indesejáveis, porém conservando a integridade do dado.

O sismograma é um agrupamento de dados obtidos pela sísmica de reflexão que representa a resposta do interior da Terra, ao impulso de ondas sísmicas emitidas artificialmente. Um dos principais problemas desta representação são os ruídos, que podem ocorrer de forma aleatória ou de forma coerente. Os aleatórios não trazem nenhum tipo de informação de interesse; já os coerentes, originados na fonte, têm informações sobre as camadas superficiais, mas não têm utilidades para a modelagem de camadas sedimentares mais profundas. A principal necessidade de atenuar os ruídos está no fato de eles poderem mascarar as informações e/ou gerar informações distorcidas, por interferência com as reflexões de interesse.

O método que domina a atenuação de ruídos coerentes é o filtro F-K, porém ele não preserva o sentido físico para dados não-lineares e não-estacionários, embora os processos físicos naturais sejam, geralmente, não-lineares e não-estacionários (Huang et al. 1998).

Será apresentado um método para análise de dados, não-lineares e não-estacionários, com base nas características locais tempo/escala do mesmo. O método *Empirical Mode Decomposition (EMD)* ou Decomposição em Modo Empírico proposto por Huang et al. (1998), pode ser aplicado a qualquer tipo de dado, onde se faz a decomposição em finitas *Intrinsic Mode Functions* (IMF) ou Funções de Modo Intrínseco. Essas funções de modo intrínseco são funções simétricas, com média local igual a zero e mesmo número de zeros e extremos. Ao contrário dos métodos mais comuns, esse método é intuitivo, direto e adaptativo.

Este método tem como objetivo atenuar ruídos coerentes, que são definidos através da sua velocidade de propagação predominante. Após medida a velocidade predominante do evento que se deseja atenuar, utiliza-se um método matemático denominado Linear Moveout (LMO), que tem como objetivo a horizontalização do evento escolhido. Em seguida aplica-se o método EMD para tempos constantes, onde sua 1ª IMF é subtraída. Posteriormente, é aplicado o LMO inverso e obtém-se o dado com o evento definido atenuado.

A utilização do EMD para atenuação de ruídos coerentes no processamento sísmico foi estudada por Bekara (et al, 2008), o qual aplicava o método no domínio da frequência.

1.1 Organização da dissertação

Esta dissertação está organizada em cinco capítulos e conclusão. No capítulo 1, fazemos uma introdução ao assunto tratado. No capítulo 2, foi feita uma breve abordagem sobre a física que envolve a sísmica de reflexão e definidos os tipos de ondas sísmicas. No capítulo 3, apresentamos a aquisição sísmica, as principais ferramentas utilizadas no processamento sísmico e definimos os ruídos sísmicos. No capítulo 4, definimos o método de Decomposição em Modos Empíricos que será utilizado para atenuação de ruídos coerentes. No capítulo 5, foi descrito a técnica de atenuação e os resultados obtidos e em seguida fizemos as conclusões e as referências bibliográficas.

Capítulo 2 Ondas Elásticas

2. Ondas elásticas

Introdução

A teoria da elasticidade relaciona as forças aplicadas a um determinado corpo com as deformações que ocorrem no corpo. A relação dessas forças foi primeiramente deduzida por Hooke e é frequentemente denominada de relação tensão-deformação. Para pequenas deformações, dentro dos limites elásticos, ela é conhecida como lei de Hooke, que na sua forma mais simples estabelece uma relação linear entre tensão e deformação.

$$\sigma_{ij} = C_{ijk} e_{kl}$$
, $(i, j, k, l = 1, 2, 3)$ (2.1)

onde, σ_{ij} é o tensor de tensão, e_{kl} é a parte simétrica do tensor de deformação e C_{ijk} é o tensor dos parâmetros elásticos que caracterizam o meio.

A lei de Hooke na sua forma generalizada se aplica a diferentes materiais. Para os mais complexos materiais, vinte e uma constantes elásticas são necessárias para descrevê-los. No caso de materiais isotrópicos, com simetria cúbica, apenas três constantes são suficientes para descrevê-los de forma completa. São elas: o módulo de Young (E) e os parâmetros de Lamé (λ e μ), μ é também conhecido como módulo de cisalhamento.

Ondas elásticas são ondas que se propagam em meios elásticos, não se propagando no vácuo. Existem vários tipos de ondas elásticas como: ondas sonoras, ondas sísmicas entre outras. Neste capítulo daremos ênfase às ondas sísmicas.

As ondas sísmicas são ondas mecânicas que se propagam através das rochas, carregando consigo informações do meio percorrido. Os meios capazes de resistir às mudanças em forma e tamanho e voltar à forma original são conhecidos como meios perfeitamente elásticos; nesse grupo podemos incluir as rochas, dentro de determinados limites e para deformações pequenas.

A direção do movimento das partículas, relativamente à própria direção de propagação da energia, fornece critérios para classificar as ondas sísmicas em ondas volumétricas, que são subdivididas em ondas longitudinais e ondas transversais, e em ondas superficiais, que são subdivididas em ondas Rayleigh e ondas Love.

2.1 Ondas longitudinais

As ondas longitudinais, também conhecidas como ondas primárias, ondas "P" ou ondas de compressão, são aquelas em que o movimento das partículas é na mesma direção da propagação da energia. Esta oscilação produz zonas de compressão e de dilatação que se propagam através da matéria. As ondas longitudinais são as mais rápidas de todas as ondas sísmicas, por isso são chamadas de ondas primárias, e se deslocam tanto em meios sólidos como em meios líquidos e gasosos.

A velocidade de propagação da onda P é dada pela seguinte equação:

$$V_{p} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \tag{2.2}$$

onde, V_p é a velocidade de propagação da onda primária no meio, λ é o coeficiente de Lamè, μ é o módulo de rigidez e ρ é a densidade do meio.

2.2 Ondas transversais

As ondas transversais, também conhecidas como ondas secundárias, cisalhantes ou ondas "S", são aquelas em que o movimento das partículas é perpendicular à direção de propagação da energia. As ondas transversais são chamadas de secundárias, pois sua velocidade está entre 50% a 60% do valor da velocidade das ondas longitudinais, dada pela seguinte equação:

$$V_{s} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{2.3}$$

onde, V_s é a velocidade de propagação da onda secundária no meio, μ é o módulo de rigidez e ρ é a densidade do meio.

Como a única propriedade elástica que condiciona a velocidade das ondas transversais é a rigidez do meio, µ, e em meios líquidos e gasosos esse coeficiente é zero, então as ondas transversais não se propagam nesses meios.

2.3 Ondas superficiais

São ondas que se propagam na superfície livre dos sólidos elásticos e não são exclusivamente transversais e nem longitudinais. As ondas superficiais são classificadas em dois tipos:

- **a)** Ondas Rayleigh, que na sísmica é conhecida como *ground roll*, são ondas cujo movimento das partículas é elíptico e retrógrado em relação à direção de propagação, sendo o eixo maior da elipse perpendicular à superfície de propagação.
- **b**) Ondas Love que são ondas que possuem o mesmo movimento das ondas Rayleigh, porém os dois eixos da elipse são paralelos à superfície de propagação.

2.4 Velocidade de propagação

Na aplicação dos métodos sísmicos a velocidade de propagação das ondas sísmicas nas rochas é uma importante propriedade para prospecção de hidrocarbonetos. As características da reflexão da onda sísmica dependem principalmente dos contrastes de velocidade e densidade envolvidos na interface. Assim o conhecimento das velocidades das ondas nas rochas é básico para a interpretação sísmica.

A velocidade de propagação das ondas sísmicas em função das constantes elásticas do meio, calculada pela teoria da elasticidade, foi descrita na equação (2.2) para ondas longitudinais e na equação (2.3) para ondas transversais. Conforme já citado, a velocidade de propagação das ondas transversais é da ordem de 50% a 60% da velocidade de propagação das ondas longitudinais.

2.4.1 Fatores que afetam a velocidade

A velocidade sísmica é função da densidade e de propriedades elásticas da rocha. Os principais fatores que afetam a velocidade são: porosidade, fraturas, conteúdo de fluido, entre outros.

As equações (2.2) e (2.3) sugerem que as velocidades das ondas P e S variam inversamente com a raiz quadrada da densidade, ρ . No entanto sabe-se, através de testes de campo, que a velocidade sísmica é elevada para rochas densas.

2.5 Energia

Outra característica bastante importante da onda sísmica é a energia associada ao movimento do meio, onde ela se propaga. A energia é medida pela sua densidade, intensidade e perda de energia.

2.5.1 Densidade de energia (W)

Densidade de energia é a energia por unidade de volume na vizinhança de um ponto considerado. É definida pela equação 2.4.

$$W = \frac{1}{2}\rho\omega^2 A^2 \tag{2.4}$$

onde, ρ é a densidade do material, ω é a frequência da onda e A é a amplitude da onda.

A partir dessa equação pode-se concluir que a densidade de energia é proporcional à densidade do material, ao quadrado da frequência e ao quadrado da amplitude da onda.

2.5.2 Intensidade de energia (I)

Intensidade de energia é a quantidade de energia que passa pela unidade de área normal à direção de propagação da onda durante o tempo unitário. A equação 2.5 expressa a intensidade de energia para ondas harmônicas.

$$I = V_{P}W \tag{2.5}$$

Onde, V_p é a velocidade de propagação da onda P e W é a densidade de energia.

A relação entre intensidade de energia, densidade de energia e raio de propagação (R), que está expresso na equação 2.6, indica que a intensidade e a densidade de energia são inversamente proporcionais ao quadrado da distância percorrida pela onda. Isto é chamado de divergência esférica e é aplicado para ondas volumétricas. Para ondas superficiais a

intensidade e a densidade de energia são inversamente proporcionais às distâncias percorridas pela onda, como mostra a equação 2.7.

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{W_2}{W_1} = \left(\frac{R_1}{R_2}\right)^2 \tag{2.6}$$

$$\frac{I_2}{I_1} = \frac{W_2}{W_1} = \frac{R_1}{R_2} \tag{2.7}$$

2.5.3 Perda de energia

A propagação e incidência da onda numa interface geram uma perda de energia. A perda de energia é dividida em perda por absorção e em perdas por reflexão, refração e mudança do modo de propagação.

2.5.3.1 Absorção

Absorção é o processo de perda de energia da onda sísmica devido à propagação no meio elástico. Essa energia é perdida pelo atrito interno (geração de calor), pela geração de outras ondas, efeitos piezoelétricos, viscosidade, etc.

Na sísmica, como em muitos fenômenos físicos, a perda de energia por absorção é exponencial com a distância, podendo ser expressa em relação à intensidade pela equação 2.8.

$$I \cong I_0 e^{-\alpha x} \tag{2.8}$$

onde, I_0 é intensidade inicial de energia, α é uma constante que depende do meio e X é a distância percorrida pela onda.

O coeficiente de absorção é proporcional à frequência, produzindo-se assim um modo de perda das altas frequências com a distância. Um fator de qualidade é definido para expressar a absorção de um determinado meio, chamado de fator Q, representado pela equação 2.9.

$$Q = 2\pi \frac{I}{\Delta I} \tag{2.9}$$

2.5.3.2 Reflexão e Refração

Quando uma frente de onda encontra uma interface que separa meios com propriedades elásticas diferentes, parte da energia é refletida, permanecendo no mesmo meio e outra parte da energia sofre refração, propagando-se em outro meio com mudança de direção.

Para entender melhor estes dois fenômenos, vamos utilizar o princípio de Huygens. Considere uma frente de onda plana AB incidindo em uma interface plana, como a ilustrada na Figura 2.1. AB irá ocupar a posição A'B' quando A atingir a interface. Neste instante, a energia em B' continuará se movimentando até viajar a distância B'R. Se B'R = $V_1\Delta t$, então Δt é o intervalo de tempo entre a chegada de energia em A' e em R. Pelo princípio de Huygens, durante o tempo Δt a energia que chega em A' irá refletir e percorrer a distância $V_1\Delta t$ ou refratar e percorrer a distância $V_2\Delta t$. Desenhando um arco com centro em A' e comprimento igual a $V_1\Delta t$ e $V_2\Delta t$ e a partir daí com as tangentes até R, pode-se localizar novas frentes de onda RS e RT, acima e abaixo da interface do meio. O ângulo em S é reto em A'S= $V_1\Delta t$ =B'R. Sendo assim, os triângulos A'B'R e A'SR são iguais devido ao ângulo de incidência θ_1 ser igual ao ângulo de reflexão θ_1 . A isto se dá o nome de Lei de Reflexão.

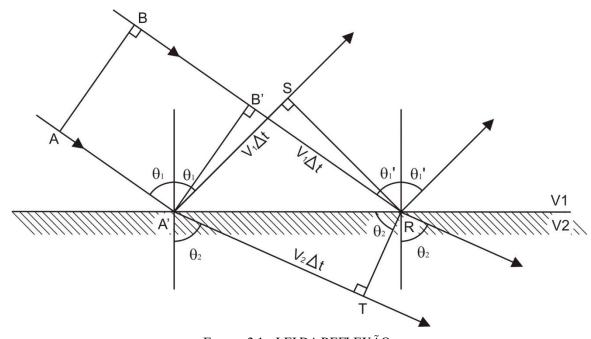


FIGURA 2.1 – LEI DA REFLEXÃO.

Para a onda refratada, o ângulo em T também será reto, então teremos:

$$V_2 \Delta t = A' R sen \theta_2 \tag{2.10}$$

$$V_1 \Delta t = A' R sen \theta_1 \tag{2.11}$$

Portanto,

$$\frac{\operatorname{sen}\theta_1}{\operatorname{V}_1} = \frac{\operatorname{sen}\theta_2}{\operatorname{V}_2} = p \tag{2.12}$$

O ângulo θ_2 é chamado de ângulo de refração e a equação descrita acima é chamada de lei da refração ou lei de Snell. As leis de reflexão e refração podem se combinar em apenas um caso específico, quando a interface de valor $p=(sen\theta_i)/V_i$ tiver o mesmo valor de incidência, reflexão e refração.

Quando V_2 for menor do que V_1 , então θ_2 também será menor do que θ_1 . Mas quando V_2 for maior do que V_1 , θ_2 será 90° quando θ_1 =arcsen(V_1/V_2). Nessa condição, a onda refratada irá se propagar ao longo da interface. O ângulo incidente θ_1 , quando θ_2 =90° é chamado de ângulo crítico (θ_c). Para ângulos maiores do que θ_c , a lei de Snell não pode ser aplicada, ocorrendo a reflexão total, ou seja, a onda não sofrerá refração.

2.6 Particionamento da energia em uma interface

Quando uma onda atinge uma superfície que separa dois meios com propriedades elásticas distintas, uma porção sofrerá reflexão e outra refração, como descrito anteriormente.

Assumindo uma onda plana do tipo P incidindo sobre uma interface de camadas sólidas, pela lei de Snell, os ângulos de reflexão e refração dependem apenas das velocidades das ondas P e S nos meios e do ângulo de incidência, enquanto que as amplitudes das ondas refletidas e refratadas serão definidas por quatro condições. Para satisfazer as quatro equações 2.13, é preciso ter quatro amplitudes diferentes, ou seja, quatro ondas devem ser geradas na interface. Isso corresponde à reflexão e refração da onda P e da onda S, como ilustrado na Figura 2.2, onde A_0 é a aplitude da onda incidente P, A_1 , A_2 , θ_1 e θ_2 são respectivamente, as amplitudes e ângulos das ondas P refletida e refratada, e B_1 , B_2 , λ_1 e λ_2 são respectivamente as amplitudes e ângulos das ondas S refletida e refratada. As velocidades das ondas P, nos meios 1 e 2 são, respectivamente, α_1 e α_2 e, das ondas S, β_1 e β_2 .

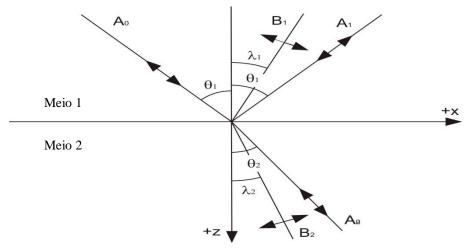


FIGURA 2.2 – LEI DE SNELL.

A lei de Snell diz que:

$$\frac{\operatorname{sen}\theta_1}{\alpha_1} = \frac{\operatorname{sen}\theta_2}{\alpha_2} = \frac{\operatorname{sen}\lambda_1}{\beta_1} = \frac{\operatorname{sen}\lambda_2}{\beta_2} = p \tag{2.13}$$

As equações que governam as amplitudes foram descritas por Zoeppritz (apud Telford, 1990) das seguintes formas:

$$A_1 \cos \theta_1 - B_1 \operatorname{sen} \lambda_1 + A_2 \cos \theta_2 + B_2 \operatorname{sen} \lambda_2 = A_0 \cos \theta_1 \tag{2.14}$$

$$A_1 \operatorname{sen}\theta_1 + B_1 \cos \lambda_1 - A_2 \operatorname{sen}\theta_2 + B_2 \cos \lambda_2 = A_0 \operatorname{sen}\theta_1$$
 (2.15)

$$A_{1}Z_{1}\cos 2\lambda_{1} - B_{1}W_{1}\sin 2\lambda_{1} - A_{2}Z_{2}\cos 2\lambda_{2} - B_{2}W_{2}\sin 2\lambda_{2} = -A_{0}Z_{1}\cos 2\lambda_{1}$$
 (2.16)

$$A_{1}\gamma_{1}W_{1}sen2\theta_{1} + B_{1}W_{1}\cos 2\lambda_{1} + A_{2}\gamma_{2}W_{2}sen2\theta_{2} - B_{2}W_{2}\cos 2\lambda_{2} = A_{0}\gamma_{1}W_{1}sen2\theta_{1}$$
(2.17)

Onde,

$$\gamma_i = \beta_i / \alpha_1 \quad Z_i = \rho_{i_i} \alpha_i \quad W_i = \rho_i \beta_i \qquad i = 1,2$$
(2.18)

Estas equações governam as amplitudes de todas as ondas geradas a partir de uma interface.

O produto entre a densidade e a velocidade ($\rho_i \times V_i$) é conhecido com impedância acústica. Para aplicar estas equações em uma interface, é preciso conhecer a densidade e velocidade de cada meio.

As equações de Zoeppritz reduzem-se a uma forma bem simples quando o raio incidente é normal à interface. Devido às curvas mudarem para pequenos ângulos de incidência, os resultados para uma incidência normal tem grande aplicação. Para uma onda P com incidência normal, as tensões e deslocamentos tangenciais serão zero, ou seja, $B_1=B_2=0$ e $\theta_1=\theta_2=0$, reduzindo as equações 2.14 a 2.17 para:

$$A_1 + A_2 = A_0 (2.19)$$

$$Z_1 A_1 - Z_2 A_2 = -Z_1 A_0 (2.20)$$

As soluções para estas equações serão:

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$
 (2.21)

$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \tag{2.22}$$

As razões R e T são chamadas de coeficientes de reflexão e transmissão respectivamente. As frações de energia incidente que são refletidas (E_R) e refratadas (E_T) também podem receber as mesmas denominações e são dadas pelas seguintes expressões descritas por Zoeppritz (apud Telford, 1990):

$$E_{R} = \frac{\frac{1}{2}\alpha_{1}\rho_{1}\omega^{2}A_{1}^{2}}{\frac{1}{2}\alpha_{1}\rho_{1}\omega^{2}A_{0}^{2}} = \left(\frac{Z_{2} - Z_{1}}{Z_{2} + Z_{1}}\right)^{2}$$
(2.23)

$$E_{T} = \frac{\frac{1}{2}\alpha_{2}\rho_{2}\omega^{2}A_{2}^{2}}{\frac{1}{2}\alpha_{1}\rho_{1}\omega^{2}A_{0}^{2}} = \frac{4Z_{1}Z_{2}}{\mathbb{C}_{2} + Z_{1}^{2}}$$
(2.24)

$$E_R + E_T = 1$$
 (2.25)

Para uma onda incidindo em uma interface com direção oposta, deve-se inverter Z_1 e Z_2 . Isto implica em mudança de sinal para R e T, mas não para E_R e E_T . Então, parte da energia não depende do meio que contém a onda incidente. Quando não há contraste de impedância, E_R =0, toda a energia será transmitida. Para que isso ocorra é preciso que ρ_1 = ρ_2 e α_1 = α_2 . Assim como a impedância se aproxima de zero ou infinito, T se aproxima de zero e R se aproxima da unidade. Ou seja, quanto maior o contraste de impedância, maior será a energia refletida.

Interfaces com baixo contraste de impedância são comumente encontradas. Sendo assim, aproximadamente menos de 1% da energia é refletida em qualquer interface. As maiores exceções envolvem o fundo e a superfície do oceano e a base da zona de intemperismo, onde grande parte da energia é refletida. Estes são casos importantes, porque são nesses tipos de interface que são gerados ruídos coerentes, como reflexões múltiplas e outros.

Capítulo 3 Sísmica de Reflexão

3. Sísmica de reflexão

Introdução

Além dos estudos convencionais de geologia, na prospecção e exploração de hidrocarbonetos são utilizados vários métodos geofísicos como gravimetria, magnetometria, método sísmico dentre outros. O método atualmente mais utilizado e de maior precisão é o método sísmico de reflexão, pelo fato de cobrir grandes áreas e ser mais econômico, quando comparado com o método direto de furar o poço.

Métodos Sísmicos são métodos geofísicos que tem como objetivo o imageamento da subsuperfície, onde após analise, constatamos a possibilidade de interesse na indústria petrolífera. Os métodos sísmicos podem ser divididos em dois tipos, de reflexão e de refração; neste trabalho será dado destaque ao método sísmico de reflexão que se baseia na emissão de ondas sísmicas artificiais em superfície, ou próximo a ela e recebe suas reflexões por meio de geofones (terra) ou hidrofones (água) contendo informações a respeito das propriedades físicas das rochas da subsuperfície.

Yilmaz (1987) afirma que um trabalho utilizando o método sísmico de reflexão pode ser dividido em três etapas fundamentais: aquisição dos dados, processamentos dos dados e interpretação da imagem gerada.

3.1. Aquisição de dados sísmicos

A aquisição dos dados sísmicos consiste na emissão de energia sísmica por meio de fontes artificiais de ondas elásticas. Estas ondas se propagam através do meio geológico e ao atingirem superfícies com propriedades físicas diferentes são refletidas, transmitidas ou refratadas. Ao retornarem à superfície são captadas por sensores (geofones ou hidrofones) capazes de transformar deslocamento de partículas (geofones) ou variação de pressão (hidrofones) em pulsos elétricos que são registrados e armazenados.

3.1.1 Tipos de fontes e receptores

O principio físico para o levantamento terrestre e marinho é o mesmo (geração e propagação de ondas elásticas), entretanto existem equipamentos diferenciados para operação com as duas formas de aquisição do dado sísmico. Na aquisição terrestre podem ser usados dois tipos de fontes, explosivas e não explosivas. No primeiro caso, fonte explosiva (geralmente usando dinamites) a energia fica concentrada em um pequeno intervalo de tempo e assim tenta-se gerar uma explosão com toda a energia concentrada no inicio do impulso. Outra fonte comumente utilizada em aquisição sísmica terrestre é uma fonte vibradora, figura 3.1B, cujo princípio de funcionamento é gerar um sinal senoidal com frequência controlada crescente ou decrescente linear ou não linearmente (Tavares, 2007). A amplitude e a frequência são controladas por um sistema que obedece às especificações do projeto.

Em levantamentos terrestres, os instrumentos de captação de ondas sísmicas, são conhecidos como geofones, figura 3.2A, que são instrumentos que medem normalmente a velocidade ou a aceleração de partículas envolvida na passagem das ondas sísmicas. Os geofones podem ser de bobina fixa ou bobina móvel, onde são acoplados à Terra e podem capturar uma componente vertical (normalmente ondas compressionais ou ondas P) e as outras duas componentes horizontais (normalmente ondas cisalhantes ou ondas S).

Na aquisição marinha utilizam-se equipamentos apropriados ao meio aquoso para que possam fornecer maior qualidade à aquisição. Uma fonte utilizada para aquisição sísmica marinha é conhecida como canhão de ar, ou *airgun*, figura 3.1A, que é uma fonte impulsiva, porém com limitações de potência devido ao efeito bolha, por isso são geralmente utilizados arranjos contendo alguns canhões de ar para poder aumentar a intensidade da onda gerada. A perda de potência se deve ao fato da geração de bolhas devido a redução abrupta da pressão.

Os receptores utilizados na aquisição marinha são conhecidos como hidrofones, figura 3.2B, que são constituídos por cristais piezoelétricos sensíveis à variação do campo de pressão.





FIGURA 3.1A – FONTE SÍSMICA PARA AQUISIÇÃO MARINHA, CANHÃO DE AR.

 $\label{eq:figura} Figura~3.1B-Fonte~s\'{i}smica~para~aquisiç\~{a}o\\ Terrestre,~fonte~vibradora.$



FIGURA 3.2A – GEOFONES

FIGURA 3.2B – HIDROFONE.

3.1.2 Arranjos de fontes e receptores

Para atenuação de ruídos em campo são utilizados arranjos de fontes e de receptores, esses arranjos tem por finalidade atenuar o *ground roll* em campo.

Os arranjos de receptores podem ser lineares ou ponderados e seus parâmetros são definidos pelas características do *ground roll*. É necessário determinar o comprimento de onda da frequência dominante do *ground roll* "\lambda" para que os receptores sejam dispostos em um intervalo de "\lambda/2". Esse arranjo irá registrar sinais opostos em cada geofone e quando somado atenuará essa frequência dominante do *ground roll*. Para o arranjo de fontes é utilizado o mesmo conceito descrito acima. A figura 3.3 demonstra um tipo de arranjo de receptores em série utilizando 14 geofones para atenuar a frequência predominante do *ground roll*, essa atenuação acontece devido à soma dos sinais entre os geofones se anularem através de uma interferência destrutiva.

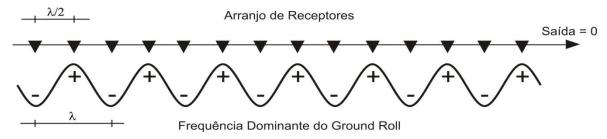


FIGURA 3.3 – REPRESENTAÇÃO DO ARRANJO DE GEOFONES PARA ATENUAÇÃO DA FREQUÊNCIA DOMINANTE DO *GROUND ROLL*.

3.1.3 Geometria de aquisição

A geometria de aquisição é definida em função do equipamento disponível, do nível e tipo de ruído presente na área e da profundidade mínima e máxima dos horizontes de interesse. Os principais parâmetros de aquisição são:

- I) Comprimento dos arranjos de fontes e receptores: Relacionam-se aos ruídos que se deseja atenuar durante a aquisição.
- II) Separação entre fontes: Relaciona-se à resolução lateral que se deseja na interpretação e à redundância necessária para a obtenção de boa qualidade para os horizontes de interesse.
- III) Separação entre receptores: Relaciona-se à resolução lateral que se deseja na interpretação e à redundância necessária para a obtenção de boa qualidade para os horizontes de interesse.
- IV) Separação mínima e máxima (*offset*) entre fonte e receptores: Relacionam-se à redundância necessária para atingir boa qualidade para horizontes rasos e à profundidade máxima a ser investigada (em geral usam-se a maior separação fonte-receptor igual ao dobro da profundidade máxima de interesse).
- V) Tipo de lanço (*end-on* ou *split spread*): Relaciona-se à disponibilidade de canais de gravação do instrumento e aos itens III e IV.
- VI) Filtros de frequência e nível de amplificação dos sinais: Relacionam-se aos ruídos presentes na área e razão Sinal/Ruído dos dados.

Definidos os parâmetros de aquisição a equipe prepara a linha para o registro dos dados através de três frentes de trabalhos:

- a) Topografia: Identificam na superfície os pontos de tiro e estações receptoras da linha.
 - b) Sondagem: Perfuram os pontos de tiro e carrega-os com explosivos.

c) Sismografia: Plantam os geofones, detona as fontes de energia sísmica e registram os dados em fita magnética.

3.1.4 Common midpoint (CMP)

A técnica de registro CMP ou ponto médio comum, que foi publicada em 1962 por Mayne, consegue amostrar um mesmo ponto em subsuperfície diversas vezes, aumentando a razão Sinal/Ruído das reflexões e atenuando ruídos aleatórios.

Segundo esta técnica, o tiro é detonado e registrado nas estações, em seguida deslocase o tiro e as estações receptoras para as novas posições e detona-se o novo tiro, repetindo esse processo até o último registro, como demonstra a figura 3.4. O ponto médio comum é formado pelo agrupamento dos traços obtidos, considerando o par fonte-receptor, a partir do mesmo ponto de profundidade "P" na subsuperfície (Sheriff & Geldart ,1995). O ponto "M" representa a metade da distância entre a fonte e o receptor.

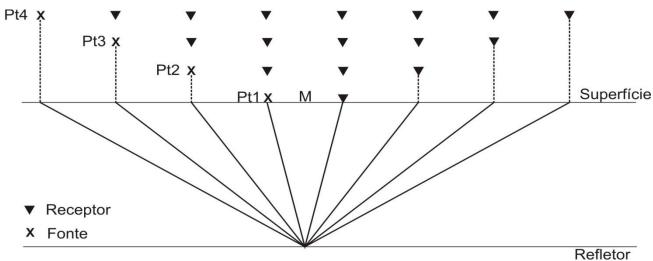


FIGURA 3.4 – REPRESENTAÇÃO DA AQUISIÇÃO DE REGISTROS USANDO A TÉCNICA CMP, ONDE CADA UM DOS QUATRO TIROS POSSUI UM RECEPTOR COM PONTO MÉDIO EM "M".

3.1.5 Sismograma

O conjunto de traços sísmicos com ponto de tiro comum, gerados na aquisição, forma um sismograma. O sismograma pode ser definido como uma matriz em que as colunas são os índices dos receptores e as linhas os índices dos instantes da leitura dos valores, e em seu conteúdo são armazenadas as amplitudes das ondas capturadas pelos receptores.

Cada coluna dessa matriz representa um registro (traço sísmico) e cada linha representa um tempo múltiplo da razão de amostragem.

A figura 3.5 representa um sismograma sintético com 4 (quatro) receptores e a tabela 1 representa uma matriz de dados que gerou o sismograma sintético.

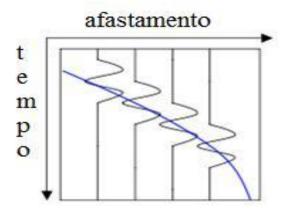


FIGURA 3.5 – SISMOGRAMA SINTÉTICO

		RECEPTORES			
		R_1	R_2	R_3	R_4
	T_1	0	0	0	0
	T_2	0.08	0	0	0
	T_3	- 0.11	0.08	0	0
EN	T_4	0.09	- 0.10	0.05	0
TEMPO	T_5	0	0.06	- 0.08	0.04
	T_6	0	0	0.04	- 0.06
	T_7	0	0	0	0.03
	T_8	0	0	0	0

Tabela 1 – Representação da matriz de traços.

No método sísmico digital, o traço sísmico não é registrado continuamente em função do tempo, t, mas amostrado segundo um intervalo constante "Δt". Essa razão de amostragem deve satisfazer a frequência de Nyquist para que o sinal não esteja em alias.

O efeito de alias consiste na caracterização de um evento de alta frequência na forma de um evento falso, de mais baixa frequência, por causa de uma amostragem inadequada. No caso da amostragem ao longo do tempo, uma importante consequência do fenômeno é o fato de que, se os dados estiverem inadequadamente amostrados, torna-se impossível identificar com segurança quais são os eventos falsos. Com isso, é fundamental estabelecer a faixa de frequência que se deseja amostrar e, antes do registro digital, atenuar os sinais com frequência superior à máxima desejada. Caracteriza-se assim um filtro anti-álias com a finalidade explícita de evitar esse fenômeno.

O limite entre as frequências amostradas corretamente e aquelas que se apresentam em alias, para um dado intervalo de amostragem Δt , é a frequência de Nyquist, ou frequência de alias, simbolizada por " f_n " é definida pela seguinte expressão:

$$f_n = \frac{1}{2\Delta t} \tag{3.1}$$

Este resultado é fundamental no teorema da amostragem, de acordo com o qual se exige a amostragem de mais de dois pontos em cada ciclo da onda para que se registre adequadamente um determinado componente de frequência (Bracewell, 1986).

3.2 Processamento

O processamento de dados sísmicos tem a finalidade de aumentar a razão Sinal/Ruído, realçando as reflexões e falhas para uma melhor interpretação.

O processamento é uma parte da sísmica bastante importante e complexa, pois utiliza de artifícios matemáticos e computacionais complexos. Nessa etapa é realizada a geometria, edição de traços, filtragem de ruídos, deconvolução, correção estática, correção NMO (*normal moveout*), empilhamento e migração, que serão descritos a seguir.

3.2.1 Geometria e edição

A geometria consiste em adicionar, aos dados de campo, as informações geodésicas pertinentes e relacionar para cada registro, as posições x, y e z de seus receptores, as posições, x, y e z de sua fonte, relativas ao datum geodésico da área e, também, o plano de referência para processamento e apresentação dos dados finais processados.

O processo de edição consiste em uma análise visual e tem a finalidade de retirar traços ou segmentos de traços ruidosos que atrapalhariam no processamento como os ruídos transientes e sinais monocromáticos e de inverter os traços que estão com polaridades invertidas.

3.2.2 Correção estática

Os tempos das reflexões são afetados por irregularidades próximas à superfície, como topografia e zona de baixa velocidade (ZBV). Para eliminar esses efeitos é aplicada a correção estática que corresponde a um deslocamento do traço, para eliminar as distorções no tempo de chegada das reflexões. Ela representa o tempo que deve ser adicionado ou subtraído do tempo sísmico para simular o deslocamento da fonte e do receptor até uma superfície planohorizontal denominada *datum*, que ao final da correção se situará num meio não intemperizado.

3.2.2.1 Zona de baixa velocidade

As rochas situadas próximas à superfície terrestre estão sujeitas à ação de um conjunto de processos físicos, químicos e biológicos, capazes de modificar as características dos minerais que as compõem. Dessa maneira, em geral, as rochas não afloram sob a forma de corpos contínuos de material não degradado, formando na superfície um manto de intemperismo.

O intemperismo representa o conjunto de processos que atuam nas rochas da superfície terrestre, provocando a decomposição dos seus minerais, através da ação dos agentes atmosféricos e biológicos.

O produto final do intemperismo das rochas é o solo, também denominado manto de intemperismo. Sua espessura pode variar de zero a centenas de metros, dependendo do tipo de rocha mãe, do tempo de exposição e das condições de intemperismo a que foi submetida.

À medida que a rocha se desagrega, suas propriedades elásticas são modificadas, caracterizando-se sismicamente por:

- I) Baixa velocidade de propagação das ondas elásticas (~200 a 1500m/s) , quando comparada com a velocidade de propagação dessas ondas em rochas não intemperizadas (>2000 m/s),
 - II) Baixa densidade,
 - III) Ser um meio dispersivo,
 - IV) Provocar forte atenuação nas ondas e,
 - V) Ser bastante heterogêneo vertical e lateralmente.

A característica de baixa velocidade de propagação de ondas sísmicas induz à denominação desse pacote de Zona de Baixa Velocidade (ZBV) e quanto mais intensamente intemperizado o material, menor tende a ser sua velocidade de propagação.

Um perfil completo da ZBV pode ser como o mostrado na figura 3.6.

Espessura	Velocidade	
(m)	(m/s)	Superfície
1	200	Solo
3	500	Zona Aerada
	700	
10	1500	Lençol Freático
	>2000	Zona de Litificação

 $FIGURA~3.6-REPRESENTAÇÃO~DO~PERFIL~COMPLETO~DE~UMA~ZBV,~ONDE~MOSTRA~AS~DIFERENTES\\ CAMADAS~QUE~FORMAM~A~ZBV~E~SUAS~VELOCIDADES.$

A primeira camada (solo) é caracterizada por material rochoso altamente intemperizado combinado com matéria orgânica. Tem velocidade extremamente baixa.

A Zona aerada é uma mistura de solo com material rochoso intemperizado com menor concentração de matéria orgânica.

A terceira camada apresenta rochas com baixo grau de intemperismo misturadas a um material com maior grau de intemperismo.

A presença das diversas camadas do perfil mostrado está condicionada ao tipo de rocha mãe, às características atmosféricas e de vegetação da área. Assim, podem existir situações, mesmo dentro de uma pequena área, em que não há diferenciação de camadas e até mesmo inexistir a zona intemperizada, indicando a possibilidade de variações laterais de espessura e propriedades elásticas desse material, tornando-a altamente heterogênea e podendo provocar efeitos diferenciados sobre os dados sísmicos para pontos distintos, por isso a correção estática é calculada em todos os receptores e fontes.

Na maioria das vezes em que a ZBV está presente, sua base forma com a rocha não intemperizada uma região de grande contraste de impedância acústica (Z=ρV), caracterizando a presença de um forte refletor de ondas sísmicas.

Uma maneira simples de exemplificar os efeitos da topografia e da Zona de Baixa Velocidade numa seção sísmica pode ser através da simulação de um levantamento zero-offset (fonte e receptor posicionados no mesmo ponto em superfície), feito sobre um modelo contendo um refletor horizontal, que numa seção sísmica também deveria aparecer como um evento horizontal. A figura 3.7 ilustra os resultados em três diferentes situações:

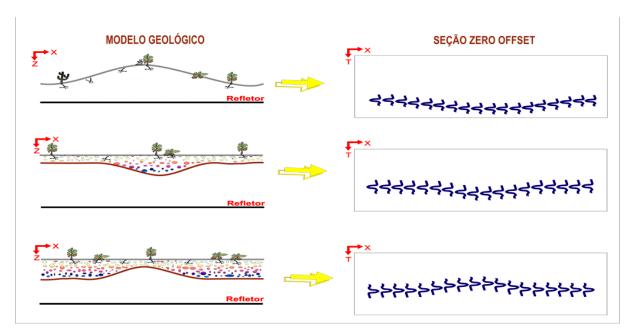


FIGURA 3.7 – DEMONSTRAÇÃO DO EFEITO DA TOPOGRAFIA E DA ZBV NUMA SEÇÃO SÍSMICA ZERO-OFFSET.

A figura 3.7 mostra situações simplificadas de topografia acidentada (modelo superior) sem a presença de ZBV e topografia plano-horizontal (modelos central e inferior) com presença de ZBV com variações laterais de espessura, porém com velocidade constante. Em cada parte da figura, o desenho da esquerda representa o modelo geológico e o da direita a correspondente seção sísmica resultante da modelagem.

No modelo superior, embora a topografia seja irregular, não existe ZBV. Note-se que a variação da espessura da camada, decorrente das variações de elevação, é suficiente para modificar a feição geológica na seção sísmica, na qual o refletor é deformado conforme a topografia do terreno.

Nos modelos do centro e inferior, a topografía é plano-horizontal existindo uma ZBV de espessura variável e velocidade constante, sobreposta a uma camada de velocidade constante e de base plano-horizontal.

Como a ZBV, nesses dois casos, tem espessura variável, um levantamento zero-offset realizado sobre esses modelos mostraria que, para cada posição ocupada pela fonte/receptor, haveria um tempo de percurso dentro da ZBV diferente dos demais, com as espessuras maiores causando um atraso maior e vice-versa, fazendo com que a forma do refletor seja deformada de acordo com essas variações de espessura da ZBV.

O exemplo mostrado indica que o efeito isolado da topografia ou da ZBV pode deformar a geometria das interfaces geológicas nas seções sísmicas, dificultando a interpretação do modelo geológico correto.

O problema se torna mais complicado quando saímos do exemplo de levantamento zero-offset, (cada traço é o resultado do registro onde fonte e receptor estão na mesma posição), para a aquisição com o método CMP (*Commom Midpoint*), onde cada traço é o resultado da soma dos diversos traços pertencentes a uma mesma família CMP (Conjunto de traços com mesmo ponto médio entre fonte e receptor).

Nesse tipo de levantamento, os deslocamentos diferenciados dos tempos das reflexões, provocados pela topografia e ZBV, poderão ser suficientemente grandes a ponto de destruir completamente o evento sísmico no processo de soma dos traços da família, ou deformar as feições geológicas presentes na seção.

A figura 3.8 ilustra os efeitos da topografia e ZBV em um levantamento sísmico real.

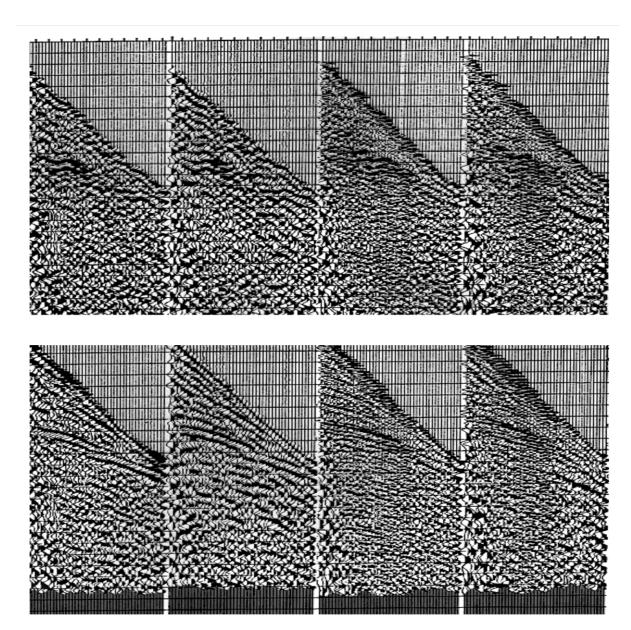


FIGURA 3.8 – REPRESENTAÇÃO DO EFEITO DA CORREÇÃO ESTÁTICA EM SISMOGRAMAS. O SISMOGRAMA REPRESENTADO POSSUI 46 TRAÇOS E 1001 AMOSTRAS. PODE-SE OBSERVAR QUE A CORREÇÃO ESTÁTICA RESGATOU O ALINHAMENTO DAS REFLEXÕES, QUE ESTÃO REPRESENTADAS PELAS HIPÉRBOLES NOS SISMOGRAMAS INFERIORES.

A parte superior da figura 3.8 mostra quatro sismogramas sem correção dos efeitos da topografia e ZBV. Observe-se que é praticamente impossível identificar os sinais das reflexões, que devem ser representados por curvas hiperbólicas.

Após a correção dos efeitos da topografia e ZBV, as reflexões se tornam facilmente identificáveis, como mostrados na parte inferior da figura. Observe na parte mais inferior dos sismogramas corrigidos o deslocamento que cada traço recebeu e como varia de ponto a ponto.

3.2.3 Filtragem

A filtragem tem a finalidade de atenuar ruídos aumentando assim a razão Sinal/Ruído. As principais técnicas de filtragem de ruídos utilizam das transformadas de Fourier, *Wavelet*, Radon, KL entre outras, e os filtros de frequência.

Nesse trabalho será apresentada uma nova técnica de filtragem de ruído utilizando o método de Decomposição em Modos Empíricos que será tratado no capítulo 4.

Os filtros de frequência são filtros que rejeitam determinadas frequências que formam o ruído. Os principais filtros de frequência utilizados são: passa banda, corta alta, corta baixa, *Notch* entre outros. O filtro *Notch* é um filtro de campo utilizado para atenuar uma determinada frequência que ocorre com ruído no local, como por exemplo, 60Hz proveniente de linhas de transmissão de energia elétrica de alta tensão. A figura 3.9 representa o desenho esquemático de alguns filtros, representados por seus espectros de frequências.

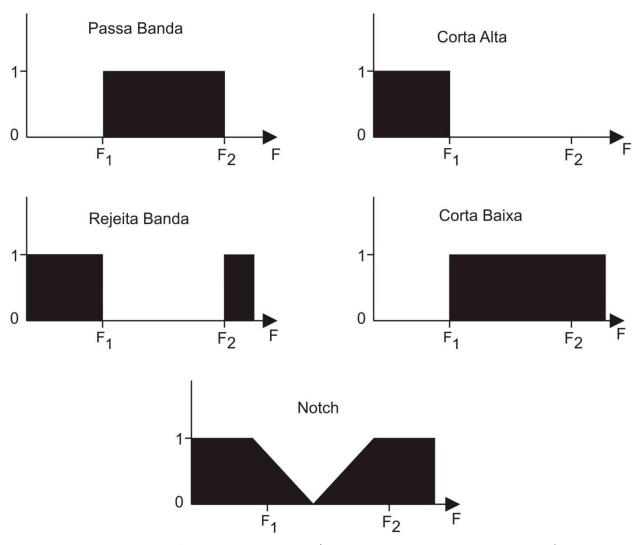


FIGURA 3.9 – REPRESENTAÇÃO DOS FILTROS DE FREQUÊNCIAS MAIS USADOS NO PROCESSAMENTO SÍSMICO.

3.2.4 Deconvolução

O traço sísmico é formado pela convolução da assinatura da fonte com a série de coeficientes de reflexão mais os ruídos, como descreve a equação 3.2.

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t)$$
 (3.2)

Deconvolução é um processo utilizado normalmente antes do empilhamento para melhorar a resolução vertical pela compressão do efeito da fonte no traço sísmico.

A descrição matemática do traço sísmico corresponde à convolução da assinatura da fonte, ou pulso sísmico, com a série de coeficientes de reflexão. Se as camadas geológicas forem espessas, o conhecimento do pulso sísmico pode ser suficiente para que se obtenha uma

estimativa razoável do valor relativo dos coeficientes de reflexão, a partir de um traço sísmico adequadamente processado. No entanto, os modelos geológicos reais incluem camadas finas dificultando a identificação dos coeficientes de reflexão. Mesmo que o modelo geológico fosse simples, o desconhecimento da forma do pulso sísmico pode levar a interpretações errôneas. Assim, uma interface simples pode ser tomada como duas ou mais, se um pulso sísmico relativamente longo for interpretado como uma sucessão de impulsos unitários.

Para realizar a deconvolução é necessário determinar a forma do pulso sísmico para deconvolve-lo do traço sísmico, denominado filtro de forma.

Algebricamente, a ação do filtro de forma sobre o pulso sísmico pode ser descrita por

$$\hat{\mathbf{d}}_{t} = \mathbf{f}_{t} * \mathbf{p}_{t} \tag{3.3}$$

onde " d_t " é a forma de onda obtida e " f_t " é o filtro calculado, tomando-se como desejado o pulso " d_t " que, preferencialmente deve ter fase igual a zero.

Como a convolução é um processo linear, pode-se afirmar que a expressão que segue é valida:

$$s_t * f_t = r_t * p_t * f_t$$
 (3.4)

ou

$$\mathbf{s}_{t} * \mathbf{f}_{t} = \mathbf{r}_{t} * \hat{\mathbf{d}}_{t} \tag{3.5}$$

Portanto, a convolução do filtro de forma com o traço sísmico altera o pulso sísmico na direção desejada, sem modificar a série de coeficientes de reflexão. As informações geológicas permanecem e a interpretação torna-se mais fácil.

3.2.5 Velocidade de empilhamento

A velocidade de empilhamento é um valor da velocidade do pacote sedimentar, utilizado para a correção de *normal moveout* (NMO) e tem o objetivo de eliminar o efeito da separação fonte-receptor (*offset*) no domínio CMP.

A figura 3.10 demonstra um simples caso onde uma onda sísmica gerada por uma fonte separada a uma distância x do receptor será refletida por uma superfície plana

horizontal. Essa reflexão será no afastamento médio entre fonte e receptor (CMP). O tempo de propagação dessa onda utilizando o teorema da Pitágoras é descrito na equação 3.6.

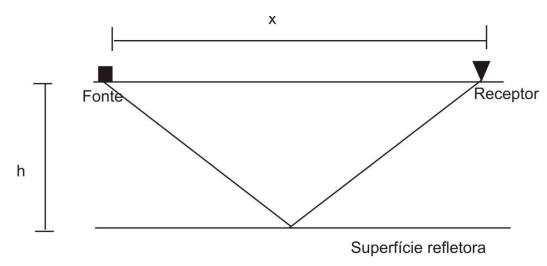


FIGURA 3.10 – REPRESENTAÇÃO DA TRAJETÓRIA DA ONDA REFLETIDA NUMA SUPERFÍCIE PLANA E EM MEIO HOMOGÊNEO. A FONTE GERADORA DA ONDA ESTÁ A UMA DISTÂNCIA X DO RECEPTOR E H DO REFLETOR.

$$t = \sqrt{(t_0)^2 + (x/v)^2}$$
 (3.6)

De acordo com a equação 3.6 o tempo de viagem da reflexão em função do *offset* forma uma hipérbole centrada em $t=t_0$ e x=0, conforme a figura 3.11. O acréscimo do tempo de trânsito decorrente se denomina *normal moveout*, designado por NMO.

Conforme se pode facilmente observar pela equação 3.6, o NMO aumenta com o afastamento x e, para mesmo afastamento, diminui com o aumento do valor de v.

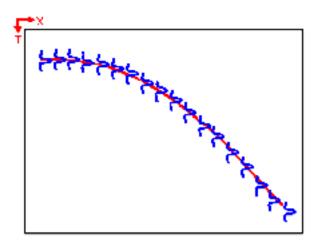


FIGURA 3.11 – DEMONSTRAÇÃO DA FORMAÇÃO DA HIPÉRBOLE REPRESENTANDO UMA REFLEXÃO EM UM SISMOGRAMA. ESSA HIPÉRBOLE É FORMADA EM FUNÇÃO DA DISTÂNCIA FONTE-RECEPTOR (OFFSET).

Após a correção NMO elimina-se o efeito do afastamento fonte-receptor (*offset*) fazendo da reflexão um evento horizontal, como mostra a figura 3.12.



FIGURA 3.12 – DESMONSTRAÇÃO DA CORREÇÃO NMO EM UM SISMOGRAMA. ESSES SINAIS REPRESENTAM O MESMO PONTO MÉDIO "M" ENTRE FONTES E RECEPTORES.

3.2.6 Empilhamento

Até o momento, todos os procedimentos descritos aqui se encontram na fase préempilhamento. Empilhamento ou *stack* é a soma de todos os traços da mesma família CMP. A figura 3.12 mostra uma família CMP pré-empilhamento e a figura 3.14 a família CMP pósempilhamento, que resultou da soma de todos os traços da figura 3.13.

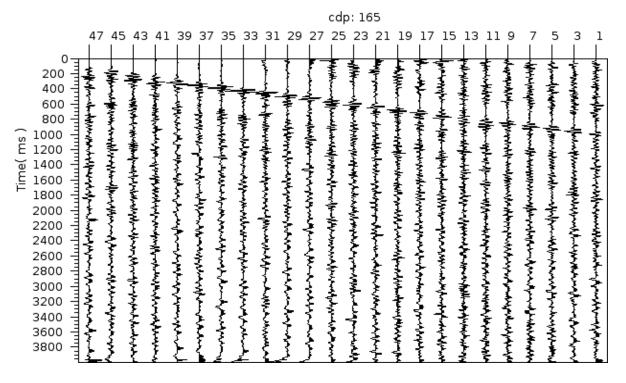


FIGURA 3.13 – REPRESENTAÇÃO DE UM SISMOGRAMA NO DOMÍNIO CMP PRÉ-EMPILHAMENTO. cdp station

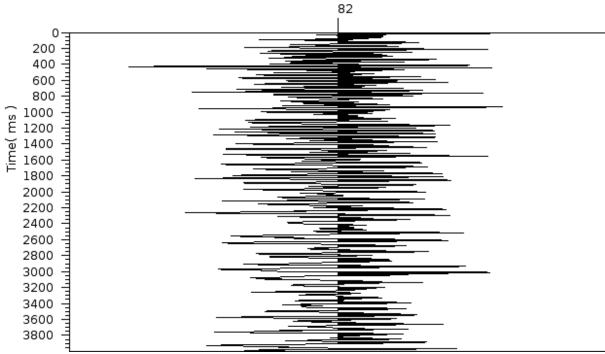


FIGURA 3.14 – REPRESENTAÇÃO DA FAMÍLIA CMP PÓS-EMPILHAMENTO. NOTE QUE APÓS O EMPILHAMENTO TODOS OS TRAÇOS DA MESMA FAMÍLIA CMP SÃO SOMADOS GERANDO UM ÚNICO TRAÇO.

No processo de empilhamento, os ruídos aleatórios são atenuados de forma proporcional à raiz quadrada da cobertura da família CMP, ou seja, do número de traços sísmicos que a compõem. O traço sísmico resultante do empilhamento de uma família CMP representa um traço de afastamento zero *offset*. A figura 3.15 mostra uma secção sísmica empilhada.

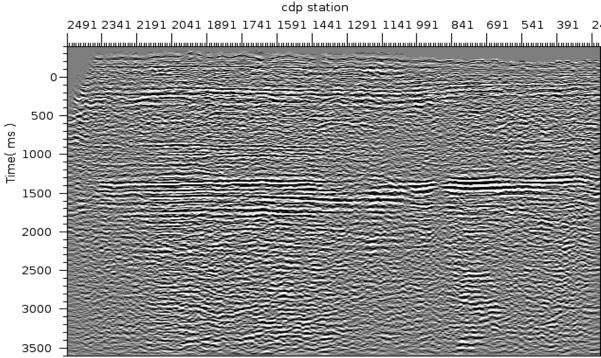


FIGURA 3.15 – REPRESENTAÇÃO DE UMA SECÇÃO FINAL PÓS-EMPILHAMENTO.

3.2.7 Migração

Situações geológicas complexas, tais como áreas intensamente falhadas, dobradas, ou com fortes mergulhos, acarretam distorções no posicionamento dos eventos refletidos, levando consequentemente a interpretações errôneas. De acordo com o modelo do refletor explosivo, idealizado por John Sherwood (Loewenthal et al., 1976), um refletor é tratado como um conjunto de fontes isoladas de energia, que "explodem" simultaneamente no tempo t=0. O sinal correspondente a cada fonte é registrado na superfície, no tempo dado por $t=R/v_h$, onde v_h é igual à metade da velocidade de propagação correta e R é a distância da superfície ao refletor.

A migração dos dados sísmicos, baseada no modelo do refletor explosivo, é um processo que tem como tarefas básicas: a) localizar exatamente os pontos responsáveis pelas gerações de reflexão ou difração e; b) estimar os valores de amplitude correspondentes aos mesmos pontos, assumindo que cada um deles "explodiu" no mesmo instante t = 0. Com base nesses objetivos, procura-se analisar neste item, como a migração depende da geometria dos refletores e da interferência entre sinais gerados nos mesmos refletores.

A migração de dados sísmicos, em sua concepção geométrica, pode ser definida como o processo que permite a localização de difratores ou, nos termos do modelo do refletor

explosivo, a posição em que a energia foi gerada. Aplica-se ao caso o seguinte princípio, descrito nas condições de um meio homogêneo e isotrópico, mas facilmente generalizáveis: o sinal sísmico correspondente a uma amostra registrada pode ter sido gerado em qualquer ponto de um semicírculo com centro na posição de registro. Considerando um impulso unitário registrado no tempo arbitrário t_0 e na coordenada horizontal x_0 , a equação correspondente é:

$$z^{2} = v^{2}t_{0}^{2} - (x - x_{0})^{2}$$
(3.7)

ou, em termos do tempo vertical,

$$\tau^2 = t_0^2 - \left(\frac{x - x_0}{v}\right)^2 \tag{3.8}$$

onde z corresponde à profundidade, t é o seu equivalente em tempo, x é a coordenada horizontal e v é a metade da velocidade de propagação no meio (ou seja, $v = v_h$). Deve-se destacar a diferença entre os produtos v_0 e v_0 e v_0 o primeiro é uma profundidade aparente, avaliada nos dados sísmicos registrados, enquanto o segundo é a profundidade real, referente aos dados migrados.

Aplicada ao exemplo de uma difração isolada, ainda nas condições de um meio homogêneo e isotrópico, a versão geométrica da migração pode ser descrita da seguinte forma: a partir de cada uma das posições de registro, traça-se um semicírculo construído com base na equação 3.7, ou na 3.8, usando o valor de tempo obtido na mesma posição; o difrator é localizado no ponto em que os diversos semicírculos se interceptam. Na figura 3.16, vê-se uma ilustração do conceito, aplicado com base na equação 3.8, ou seja, as profundidades dos semicírculos, z, foram substituídas pelos seus equivalentes em tempo, t.

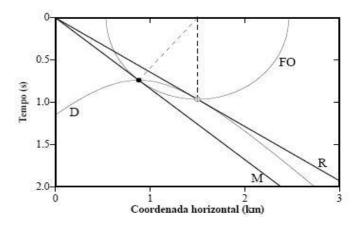


FIGURA 3.16 - ILUSTRAÇÃO DE TODOS OS POSSIVEIS PONTOS DE ORIGEM DE UMA DIFRAÇÃO.

Considere agora a figura 3.17, na qual se representa a relação geométrica entre uma difração, uma frente de onda gerada na posição original de registro e uma reflexão qualquer, no caso de um meio homogêneo e isotrópico. Percebe-se na figura que a difração gerada no refletor tangencia a reflexão em um determinado ponto, a frente de onda que passa pelo mesmo ponto tangencia o refletor na posição do difrator após percorrer o tempo correspondente ao da reflexão obtida e a frente de onda corta a difração em seu ápice, o qual, em função das características do meio, situa-se na posição do difrator. Desta forma, pode-se dizer que a migração geométrica de uma reflexão consiste em localizar os diversos difratores que a caracterizam.

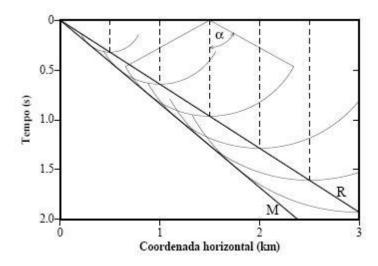


FIGURA 3.17 - RELAÇÃO GEOMÉTRICA ENTRE UM REFLETOR E AS MUITAS DIFRAÇÕES ORIUNDAS DO MODELO "REFLETOR EXPLOSIVO".

Com base nos conceitos ilustrados através das figuras 3.16 e 3.17, a migração geométrica de uma reflexão pode ser conduzida como no exemplo da figura 3.18. Ou seja, traçam-se semicírculos, centrados nas posições de registro, tomando-se como raio a profundidade aparente do refletor. Através de uma inspeção dos semicírculos traçados,

confirma-se a expectativa: o envelope tangente às frentes de onda circulares corresponde à interface usada para a geração da reflexão, corrigindo o falseamento de mergulho existente na seção não migrada. A técnica descrita é a versão geométrica da chamada migração por frentes de onda.

A frente de onda que tangencia o ponto de reflexão está em fase com as frentes de ondas que tangenciam sua vizinhança, formando assim uma interferência construtiva que irá construir o refletor em seu local real. Já as frentes de ondas que não tangenciam o ponto de reflexão não estão em fase com as frentes de ondas da vizinhança, formando assim uma interferência destrutiva que irá anular essas frentes de ondas como mostrada na figura 3.18.

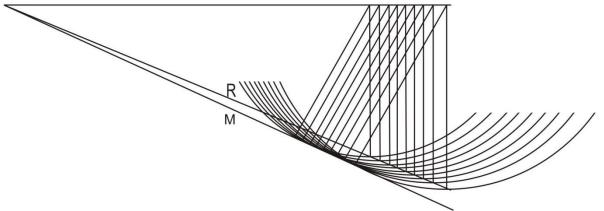


FIGURA 3.18 - RELAÇÃO GEOMÉTRICA ENTRE UM REFLETOR E AS MUITAS DIFRAÇÕES ORIUNDAS DO MODELO "REFLETOR EXPLOSIVO".

3.3 Ruído sísmico

O principal objetivo do processamento sísmico é melhorar o sinal que indica uma reflexão, por eliminação ou atenuação da energia indesejada em forma coerente ou em forma aleatória.

Essa energia indesejada é chamada de ruído, que é um sinal registrado pelos receptores que não trazem informações de interesse. A necessidade de atenuar os ruídos é porque eles podem mascarar as informações e/ou gerar informações distorcidas.

O ruído pode ser classificado como ruído coerente ou aleatório. Neste capítulo dar-se ênfase aos ruídos coerentes devido às dificuldades de atenuá-los sem a perda significativa do sinal de interesse.

Na exploração sísmica terrestre o ruído coerente mais proeminente é o *ground roll* que é um sinal de grande amplitude e baixa frequência e sua principal característica é que não

penetra no interior da Terra, por isso são chamados de ondas superficiais. Já na exploração sísmica marítima o principal problema são as reflexões múltiplas que são ruídos coerentes que podem ocorrer no mesmo tempo e com a mesma frequência que a reflexão primária, sendo então necessário sua atenuação para um bom imageamento da sub-superfície.

3.3.1 Ruído Aleatório

Os ruídos aleatórios são ruídos ambientais, que não possuem correlação traço a traço e não são dispersivos. Possuem várias fontes como o vento, falha na implantação dos geofones, movimentos transientes na vizinhança da linha, ruído elétrico, entre outros.

A categoria de ruído aleatório inclui ruídos na direção temporal e aqueles ruídos que não possuem correlação traço a traço.

Na sísmica de reflexão os ruídos aleatórios, são fortemente atenuados com a utilização da técnica de empilhamento CMP (*Common Mid Point*) devido à múltipla cobertura do dado.

3.3.2 Ruído Coerente

O sismograma apresenta certa variedade de estruturas regulares classificadas como coerentes e é exatamente nessas estruturas regulares que se podem revelar informações a respeito da geologia da área explorada, porém existem também ruídos coerentes que dificultam a observação dessas estruturas.

Na categoria de ruído coerente inclui ruído coerente linear, reverberação e múltiplas, entre outros.

Em exploração sísmica terrestre o ruído coerente mais conhecido é o *ground roll* ou ondas Rayleigh, que são ondas de baixa velocidade e alta amplitude que se misturam com os dados de interesse, dificultando o processamento, já na exploração sísmica marítima a múltipla é o ruído coerente que causa mais problemas no processamento já que podem ocorrer no mesmo tempo e com mesma frequência que as reflexões primárias.

3.3.2.1 Ground roll

Um dos principais ruídos na sísmica terrestre é o *ground roll*, também conhecido por ondas Rayleigh, são ondas dispersivas, formada por ondas compressionais (P) e por ondas cisalhantes (S) que se propagam na superfície como ondas rolantes. É caracterizada pela baixa frequência, baixa velocidade e alta amplitude, com isso domina a energia de uma importante faixa do sismograma. Por ser um ruído gerado pela fonte, ele é registrado primeiro pelos geofones mais próximos e, depois, pelos mais distantes; pode ser antes, pode coincidir ou ser depois do registro de uma reflexão, com isso é preciso atenuá-lo para tornar visíveis as reflexões. O *ground roll* pode ser definido por um grupo de eventos com fortes mergulhos (baixa velocidade) e alta amplitude, podendo ser visualizado em um sismograma com o formato de um cone superficial com mostra a figura 3.19.

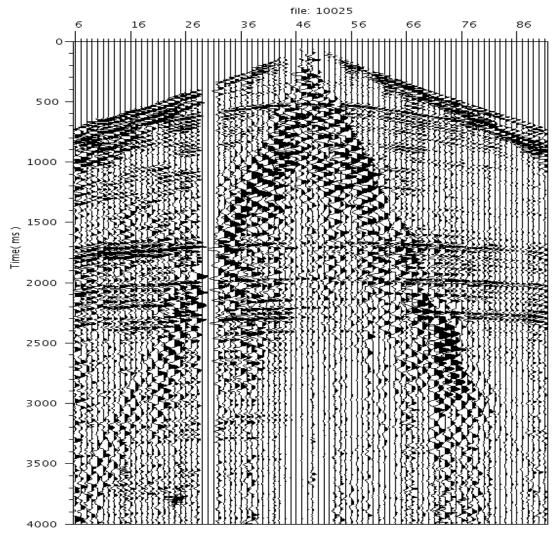


FIGURA 3.19 – SISMOGRAMA COM *GROUND ROLL* DE TRAÇOS ORIGINADOS DE UM ÚNICO TIRO EM UM LEVANTAMENTO 2D TERRESTRE, POSSUI 86 TRAÇOS E TEMPO DE REGISTRO DE 4000 MS, (YILMAZ, 1987).

No campo são utilizados arranjos de geofones para atenuar o *ground roll*, porém não é tão eficiente, sendo necessário processamento específico para atenuá-lo como: transformada de Fourier, transformada *Wavelet*, transformada K-L entre outras técnicas. Neste trabalho será apresentada uma alternativa para tratar dados não-lineares e não-estacionários chamada de *Emprical Mode Decomposition* (EMD) ou Decomposição em Modos Empíricos, desenvolvido por Huang et al. (1998), que será utilizada para atenuar ruídos de *ground roll*.

3.3.2.2 Múltiplas

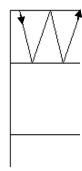
As reflexões múltiplas podem ser consideradas como um dos mais sérios problemas encontrados em levantamento sísmico marítimo, uma vez que, tipicamente, tais reflexões podem ocorrer ao mesmo tempo e com a mesma banda de frequência que as reflexões primárias de interesse.

Reflexões múltiplas são eventos em que a onda sísmica sofreu mais de uma reflexão dentro de uma camada da subsuperfície. As ondas sísmicas ficam propagando-se entre camadas que possuem fortes contrastes de impedância acústica entre si, fazendo com que esta onda sísmica, quando capturada pelos receptores apresentem tempo de trânsito maior que as reflexões primárias. Desta forma as reflexões múltiplas são consideradas como ruídos no dado sísmico podendo induzir interpretações erradas na seção sísmica e ainda podendo mascarar as reflexões primárias. Há, portanto, uma necessidade de remoção de tais reflexões para evitar problemas tanto na fase de processamento quanto na fase de interpretação. Particularmente em levantamentos sísmico marítimo, a ocorrência de múltiplas constitui-se num problema ainda mais frequente, devido ao grande contraste da velocidade de propagação da onda na água, na terra e no ar.

O maior responsável pela geração de múltiplas, neste caso, é a superfície livre da lâmina d'água. O acentuado contraste de impedância acústica entre o ar e água faz desta interface um refletor perfeito, podendo considerar-se que, a energia nela incidente é totalmente refletida de volta para a camada de água. Aliando a este fato, há de se considerar a possibilidade de o fundo do mar comportar-se também como um forte refletor. Neste caso, obtemos um meio não atenuante limitado por duas interfaces refletoras fortes, construindo, portanto, uma verdadeira armadilha de energia. Um pulso gerado nesta camada, ou que penetre em seu interior, será então sucessivamente refletido entre as duas interfaces, e com

um decaimento de amplitude dependente dos coeficientes de reflexão, gerando as chamadas reverberações.

As figuras 3.20.A e B representam dois tipos de múltiplas: reverberações e "peg legs" respectivamente.



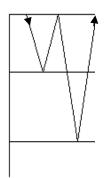


FIGURA 3.20A – MÚLTIPLA DE PRIMEIRA ORDEM.

FIGURA 3.20B – PEG LEG.

Os principais critérios para identificação de múltiplas são: periodicidade e *moveout*.

A periodicidade é uma das características mais importantes das múltiplas que se refere ao tempo de trânsito que estes eventos apresentam com relação às primárias. Para um dado tempo de reflexão de referência ou tempo afastamento nulo de uma primaria, a primeira múltipla associada apresenta um tempo de trânsito que é igual a duas vezes do tempo de referência. A segunda múltipla, um tempo igual a três vezes o tempo de referência e assim sucessivamente.

O *moveout* das reflexões se refere à diferença do tempo de trânsito com o aumento do afastamento fonte-receptor. Normalmente as múltiplas têm velocidades mais baixas que uma reflexão primária concorrente em tempo, portanto tem maiores valores do *moveout*, conforme visto em 3.2.5.

Como as múltiplas são um grande problema para o processamento, existem três frentes para atenuá-las, que são métodos baseados na periodicidade, correção NMO e equação da onda, utilizado as técnicas como: Deconvolução, transformada Radom, empilhamento CMP entre outras.

A figura 3.21 mostra um dado sintético modelado pelo *CWP/SU Seismic Unix* (2003) que representa um dado marítimo com 4(quatro) refletores planos, o primeiro refletor não-plano e 2 (duas) de suas múltiplas. Pode-se observar que a primeira múltipla aparece no tempo igual a duas vezes o tempo da reflexão primária e a segunda múltipla com o tempo três

vezes o tempo da reflexão primária. A figura 3.22 representa o CDP 361 do dado anterior, onde podemos definir as duas múltiplas, apontadas pelas setas.

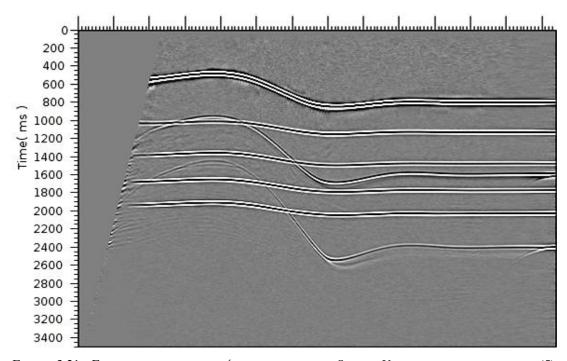


FIGURA 3.21 – FIGURA DO MODELO SINTÉTICO GERADO PELO SEISMIC UNIX REPRESENTANDO CINCO (5) REFLETORES E 2 MÚLTIPLAS.

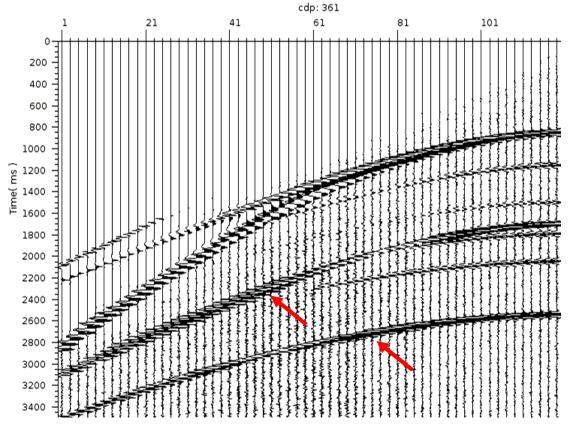
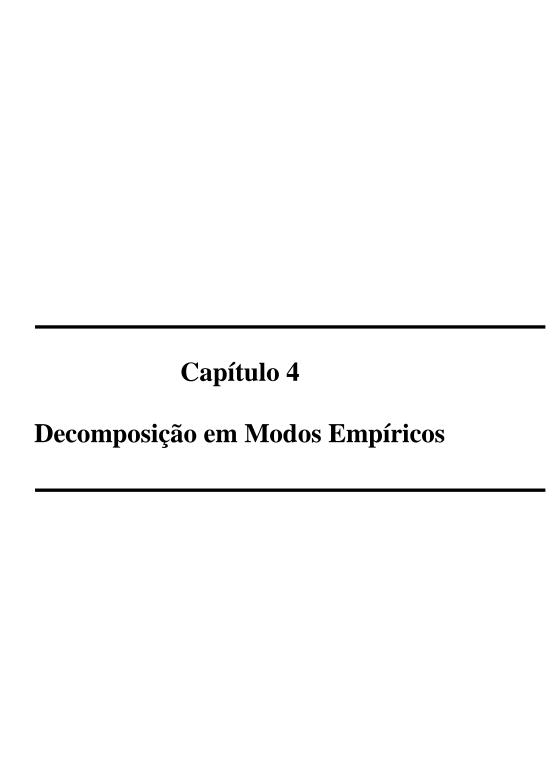


FIGURA 3.22 – SISMOGRAMA DE UM DADO SINTÉTICO COM MÚLTIPLAS. AS MÚLTIPLAS ESTÃO DESTACADAS PELAS SETAS VERMELHAS.



4. Decomposição em Modos Empíricos

Introdução

A análise de dados é indispensável para entender os processos físicos, desta maneira é necessário o desenvolvimento de métodos que preservem o senso matemático e físico. O método que domina a análise de dados é a Transformada de Fourier, porém ela não preserva o sentido físico para dados não-lineares e não-estacionários, embora os processos físicos naturais sejam, geralmente, não-lineares e não-estacionários.

Será apresentado um método para análise de dados, não-lineares e não-estacionários, com base na característica local tempo/escala do mesmo. O método *Empirical Mode Decomposition (EMD)* ou, Decomposição em Modo Empírico, proposto por Huang et al, (1998), pode ser aplicado a qualquer tipo de dado, onde se faz a decomposição em um número finito de *Intrinsic Mode Functions* (IMF) ou Funções de Modo Intrínseco. Essas funções de modo intrínseco são funções simétricas com média local igual a zero e mesmo número de zeros e extremos.

Ao contrário dos métodos mais comuns, esse método é intuitivo, direto e adaptativo, onde as bases da decomposição são derivadas do dado real.

4.1 Função de Modo Intrínseco

A condição necessária para definir uma frequência instantânea é que a função seja simétrica, ou seja, média local igual a zero e tenha o número de zeros e extremos iguais ou diferentes em 1. A partir dessa informação definimos essa classe de função como Função de Modo Intrínseco (IMF).

A função de modo intrínseco é gerada pela decomposição em modo empírico, onde a função f é decomposta, gerando finitas funções mono componentes Ψ onde a amplitude e a fase possuem significados físicos e matemáticos, e pode ser representada da seguinte forma (Vatchev, 2002):

$$\Psi(t) = r(t)sen\theta(t) \tag{4.1}$$

onde, r representa a amplitude e θ , a fase da função.

O nome função de modo intrínseco é adotado porque ela representa um modo de oscilação contido no dado.

A função de modo intrínseco satisfaz duas condições:

- 1. Para todo o dado, o número de zeros e o número de extremos são iguais ou diferem em 1.
- 2. Para qualquer ponto, o valor da média entre a envoltória máxima e a envoltória mínima é igual à zero.

A figura 4.1 representa uma IMF e sua média.

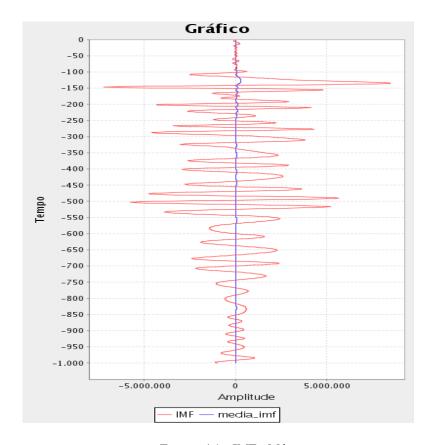


FIGURA 4.1 – IMF E MÉDIA

A IMF da figura 4.1 possui 71 extremos e 70 zeros e a media da sua envoltória está expressa no centro, em azul. Para o cálculo da média a razão de amostragem foi de 4 ms.

4.2 Decomposição em Modo Empírico

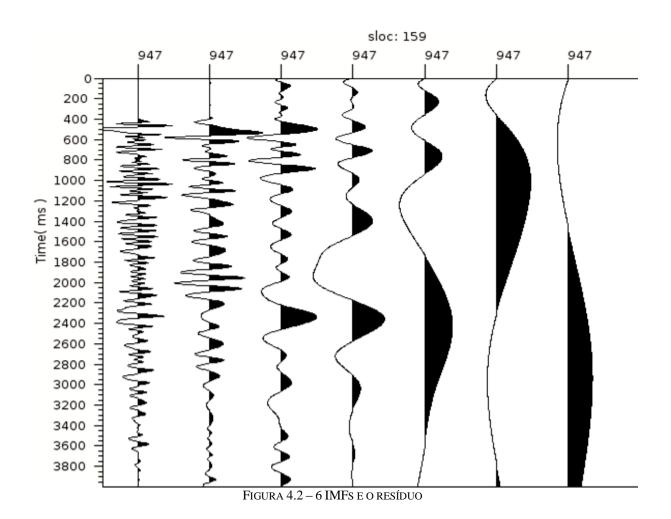
A decomposição em modo empírico (EMD) é um processo iterativo adaptativo que decompõe o dado real f em sinais de oscilação simples Ψ (modos). É uma importante alternativa para os métodos tradicionais tais como, Wavelets, Fourier e Funções Empíricas Ortogonais – EOF, por ser um método intuitivo, direto e adaptativo, com as bases da decomposição, que são as envoltórias, derivada do dado real. Com isso, pode-se utilizá-lo em dados não-lineares e não-estacionários sem perder o senso físico e matemático. A motivação do método de decomposição em modo empírico é pelo simples fato que todo dado consiste de diferentes modos intrínsecos de oscilação simples, a partir daí, podemos determinar sua frequência instantânea (Huang et al., 1998).

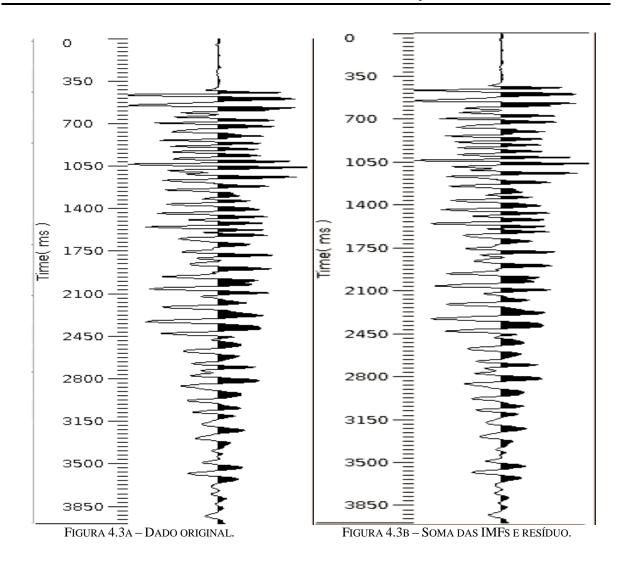
O método de decomposição em modo empírico irá gerar uma coleção finita de funções de modo intrínseco onde a soma dessas IMFs é igual ao dado original.

$$f(t) = \sum_{n=1}^{N} \Psi_n(t)$$
 (4.2)

onde n é o número de IMFs.

Na figura 4.2 estão representadas as IMFs resultantes da decomposição em modo empírico de um traço sísmico. Note que o dado foi decomposto em 6 IMFs mais o resíduo e a primeira IMF representa a componente de maiores frequências contida no dado. Para melhor representação foi aplicado o mesmo ganho para cada IMF. A figura 4.3A e 4.3B representam, respectivamente, o dado original e a soma das 6 IMFs mais o resíduo, satisfazendo a equação 4.2.





4.3 Desenvolvimento

Para o desenvolvimento da decomposição em modo empírico é necessário determinar os máximos e os mínimos do dado original. Construir a envoltória máxima e a mínima, U(t) e L(t) respectivamente. O processo aqui utilizado para o cálculo das envoltórias é a Spline Cúbica. Após determinadas as envoltórias calcula-se sua média e subtrai do dado. Esse processo é chamado de *sifting* e o dado resultante é uma IMF se satisfizer as seguintes condições:

- 1. Para todo o dado, o número de zeros e o número de extremos são iguais ou diferem em um.
- 2. Para qualquer ponto, o valor da média da envoltória máxima com a envoltória mínima é igual à zero.

$$m_1(t) = \frac{U_0(t) - L_0(t)}{2} \tag{4.3}$$

onde, m representa a média, U, a envoltória máxima e L a envoltória mínima.

$$h_1(t) = f(t) - m_1(t) \tag{4.4}$$

onde, h representará uma IMF se satisfizer as condições descritas anteriormente, f representa o dado original e m, a média a ser subtraída.

A figura 4.4A representa o dado original, em vermelho, com suas envoltórias máximas e mínimas, cinza e azul respectivamente e sua média em verde e a figura 4.4B representa o dado original da figura 4.4A subtraído sua média, representado pelo sinal verde na figura 4.4A.

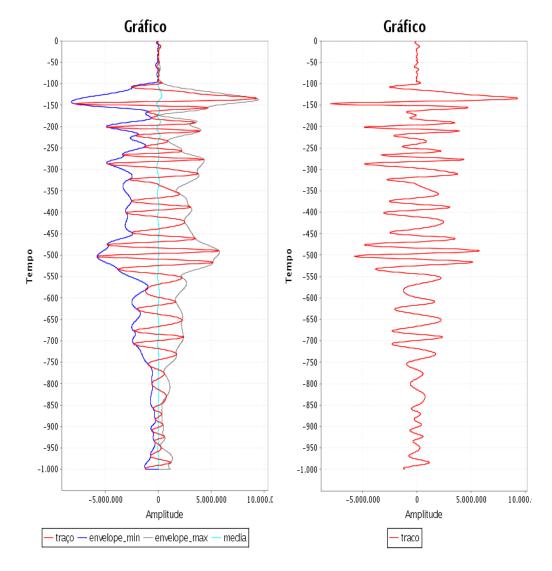


FIGURA 4.4A – DADO ORIGINAL, ENVOLTÓRIAS E MÉDIA DAS ENVOLTÓRIAS.

FIGURA 4.4B – DADO ORIGINAL SUBTRAÍDO A MÉDIA DAS ENVOLTÓRIAS .

Se o resultado não satisfizer as condições de definição de uma IMF, essa possível IMF deverá ser tratada como um novo sinal e o processo anterior será repetido até gerar a primeira IMF.

Depois de formada a primeira IMF, ela é subtraída do sinal original para obter o primeiro resíduo. Este resíduo é tratado como um novo sinal e é submetido ao processo de *sifting* descrito acima para obter a próxima IMF. O processo de *sifting* irá parar se forem atingidos os critérios de convergências.

Esse processo é repetido até que o resíduo, r, seja uma função com no máximo 3 (três) extremos, não podendo mais obter suas envoltórias.

$$r_1(t) = f(t) - h_1(t)$$
 (4.5)

O sinal original pode ser reconstituído pela soma de todas as IMFs e do último resíduo.

$$f(t) = \sum_{n=1}^{N} \Psi_n + r_{n+1}$$
 (4.6)

4.3.1 Critério de convergência

Critério de convergência é utilizado para analisar a necessidade de se fazer outro *sifting*. Tem crucial importância para a implementação, com sucesso, do método EMD e é composto por dois critérios.

O primeiro critério tem como objetivo eliminar máximos negativos e mínimos positivos e diz que o número de extremos e zeros tem que ser iguais ou diferindo em "S", onde "S" é um número determinado pela necessidade desejada.

Neste trabalho utiliza-se 1 como o valor de "S", significando que o número de extremos e de zeros tem que ser iguais ou diferem em 1.

O segundo critério tem a finalidade de suavizar as grandes disparidades de amplitude e é similar ao critério de Cauchy, onde o valor do desvio padrão (*Standard Deviation* (SD)) deve ser menor que um valor pré-determinado. O valor sugerido para SD é entre 0,2 e 0,3. Segue abaixo a equação do SD:

$$SD = \sum \left[\frac{\left| h_{1(k-1)}(t) - h_{1k}(t) \right|^2}{h_{1(k-1)}^2(t)} \right]$$
(4.7)

Esses critérios são subjetivos e tem crucial importância para a implementação com sucesso da EMD, pois os diferentes critérios geram diferentes IMFs.

Capítulo 5

Aplicação

5. Aplicação

Introdução

Neste capítulo será apresentado um novo método para atenuação de ruídos coerentes que consiste na utilização da EMD para decompor os dados em eventos distintos e separáveis. Antes de realizar esse processo é necessário definir a velocidade aparente do evento que se deseja atenuar e aplicar uma correção de LMO, com essa velocidade, para horizontalizar o evento e, então, fazer o processo de filtragem descrito.

5.1 Linear Moveout – LMO

A técnica de *Linear Moveout* (LMO) ou sobretempo linear, utilizada neste trabalho, tem como objetivo a horizontalização de eventos lineares (Claerbout, 1985), como por exemplo, o "ground roll".

O LMO representa a aplicação de uma correção estática (deslocamento de tempo constante para todos os tempos) em cada traço do sismograma segundo uma reta que representa uma velocidade constante:

$$t = x / v = p \tag{5.1}$$

onde, t é o tempo de correção do traço;

x é a separação fonte-receptor; e

v é a velocidade do evento que se quer filtrar

Dessa maneira, as amostras de um traço, que inicialmente ocupam as coordenadas (x, t_i) , para i positivo, são posicionadas nas coordenadas $(x, t_i - px)$, para p constante. Assim, o traço preserva sua integridade, pois todas as amostras são deslocadas com o mesmo intervalo

de tempo. Resumidamente, executa-se uma translação do traço sísmico, variando-se apenas o tempo de suas amostras, de um valor constante.

As posições relativas de cada traço, dentro do sismograma, são mantidas, pois só há deslocamento em tempo, preservando-se os dados no mesmo afastamento "x". Não há alteração dos valores das amostras, preservando-se as amplitudes originais.

A qualquer tempo, a transformação pode ser desfeita, sem perda de informações. Por causa das dimensões das coordenadas do sismograma (distância, tempo).

O evento será corrigido de acordo com uma reta de declive "p", como podemos observar na figura 5.1:

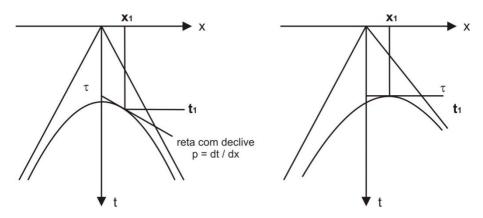


FIGURA 5.1 - DEMONSTRA A APLICAÇÃO DO LINEAR MOVEOUT (CLAERBOUT, 1985).

Onde:

$$p = dt / dx ag{5.2}$$

A correção LMO baseia-se na escolha do evento que se quer atenuar, em seguida define-se a reta que representa essa velocidade (reta de declive p), assim a amostra localizada do offset x_1 e no tempo t_1 no plano (x,t) é movido para o tempo τ no plano (x,τ) , onde:

$$\tau = t - px \tag{5.3}$$

A correção de LMO converte todos os eventos de saída a uma taxa p, com o intuito de horizontalizar o ruído a ser atenuado. Essa correção também pode ser removida fazendo-se o processo inverso.

$$t = \tau + px \tag{5.4}$$

5.2 Atenuação de ruídos coerentes pelo método EMD

Devido ao fato de o traço sísmico ser um sinal não-linear e não-estacionário a atenuação do *ground roll* utilizando a transformada de Fourier não é tão eficiente, pois utiliza como base da transformada os senos e cossenos. Devido a esse problema será apresentado um novo método para atenuação de ruídos coerentes chamado de EMD, proposto por Huang et al. (1998), que é a decomposição utilizada quando se quer trabalhar com as IMFs de um dado. É um método intuitivo, direto e adaptativo com suas bases retirada do próprio dado.

Para atenuação de ruídos coerentes utilizando o EMD é necessário definir a velocidade dominante do evento a ser atenuado e aplicar o LMO para horizontalizar esse evento. Após horizontalizar os eventos que se deseja atenuar, é aplicado o EMD, para tempos constantes, ou seja, cada novo traço será definido ao logo do eixo x para tempos constantes, onde irá subtrair a média dos envelopes máximos e mínimos, essa subtração irá parar quando atingir o critério de convergência.

Sabemos que os ruídos do tipo *ground roll* correspondem às altas energias, baixas velocidades e baixas frequências dominantes. Quando vistos ao longo de um tempo constante, após a correção de LMO, estes ruídos apresentam frequências próximas de zero Hz (Claerbout, 1985), e se tornam facilmente identificáveis no processo de decomposição empírica. As médias das envoltórias a serem subtraídas contêm alto teor de baixas frequências.

O processo de filtragem EMD segue os seguintes passos:

- 1)Analisa-se o dado para verificar qual a velocidade aparente do evento a ser atenuado:
 - 2) Aplica-se o LMO com a velocidade aparente do evento a ser atenuado;
- 3) Aplica-se o filtro EMD para subtrair a média de acordo com o critério de convergência definido;
 - 4)Retira-se o LMO aplicado no passo 2;

As primeiras médias são subtraídas porque representam as componentes de baixas frequências contidas no dado.

Para esse tipo de atenuação o critério de convergência aqui utilizado foi mais simples que os propostos por Huang et al. (1998). O cálculo de subtração da média, chamado de *sifting*, irá parar se a última média (RMS) obtida for menor que 25% da soma das médias (RMS) anteriores.

Esse método foi aplicado em um dado sintético que representa vários eventos com velocidade aparentes diferentes, figura 5.2A, onde foi adicionado também ruído aleatório. O evento escolhido para ser filtrado foi o que possuía a menor velocidade aparente (maior mergulho). A figura 5.2B representa o dado sintético original aplicado o LMO com velocidade de 1040 m/s. Percebe-se que o evento que possui velocidade predominante igual a aplicado no LMO foi horizantalizado, onde aplica-se o EMD para tempos constantes.

Nota-se que após a filtragem e aplicação do LMO inverso, figura 5.3A, utilizando o método aqui proposto, os sinais com velocidade aparente próxima à definida foram atenuados, preservando os eventos de interesse. Verifica-se pela figura 5.3B que foi atenuado do dado original apenas o evento escolhido, não havendo portanto, perdas significativas de eventos de interesse.

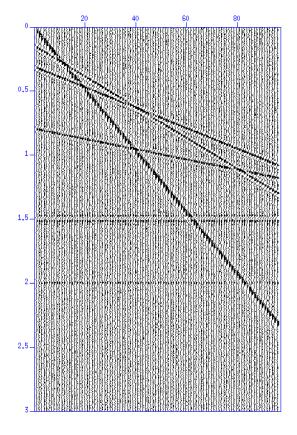


FIGURA 5.2A - DADO SINTÉTICO ORIGINAL

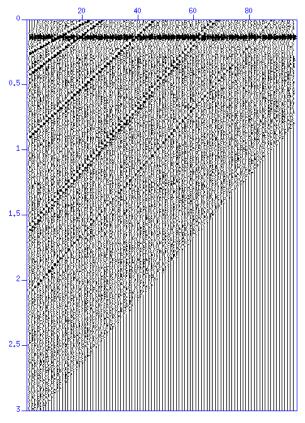
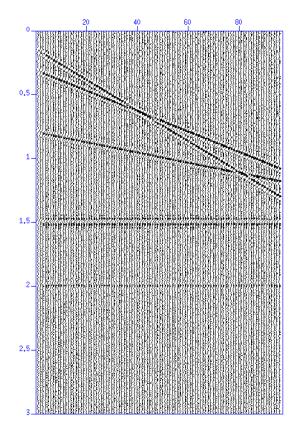


FIGURA 5.2B - DADO SINTÉTICO COM LMO APLICADO



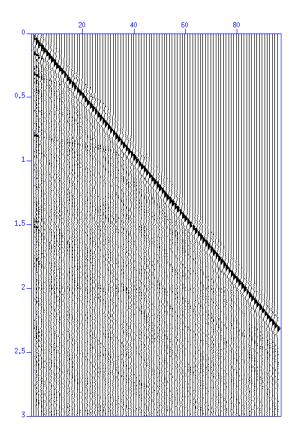


FIGURA 5.3A – DADO SINTÉTICO FILTRADO COM LMO INVERSO

FIGURA 5.3B - DIFERENÇA ENTRE O DADO ORIGINAL E O FILTRADO

O método foi aplicado em um dado sísmico de uma bacia sedimentar terrestre, com alta incidência de *ground roll* e ondas aéreas que dificultam a visualização das reflexões.

Nesse dado foram feitos vários testes subtraindo do dado original 100%, 75% e 50% de sua média onde a velocidade do evento definido era predominantemente a velocidade do *ground roll*. Depois de filtrado, o dado é novamente filtrado utilizando os mesmos fatores de atenuação descritos acima, onde a velocidade definida é predominantemente das ondas aéreas.

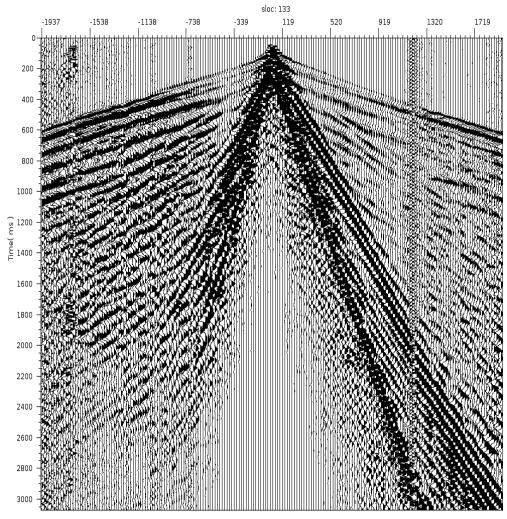


FIGURA 5.4 – DADO ORIGINAL

A figura 5.4 representa um sismograma de traços originados de um único tiro em um levantamento 2D terrestre, possui 192 traços e tempo de registro de 3070 ms.

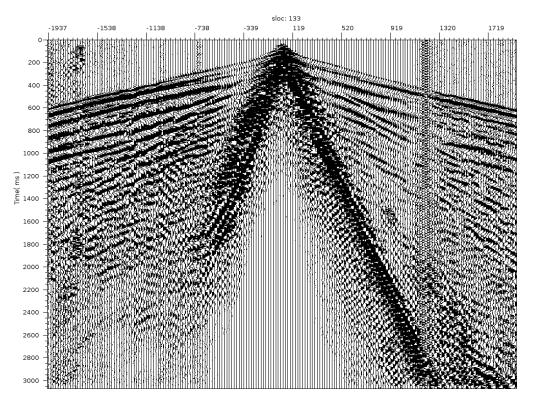


FIGURA 5.5 – FILTRAGEM DE 100% DA MÉDIA DA VELOCIDADE DO GROUND ROLL.

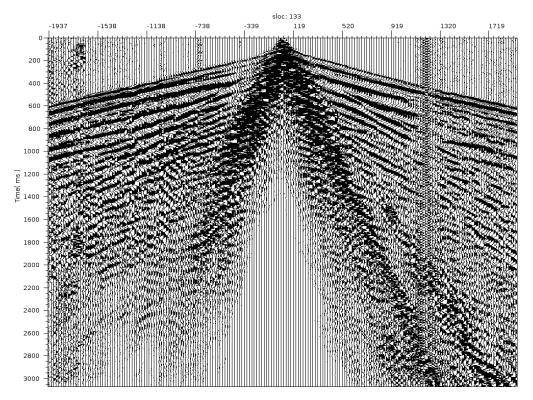


FIGURA 5.6 – FILTRAGEM DE 100% DA MÉDIA DA VELOCIDADE DA ONDA AÉREA.

A figura 5.5 representa o dado original filtrado de ground roll com fator de 100%, já a figura 5.6 representa o dado filtrado de ground roll com fator de 100%, onde foi feita a segunda filtragem visando atenuar as ondas aéreas com fator de 100%.

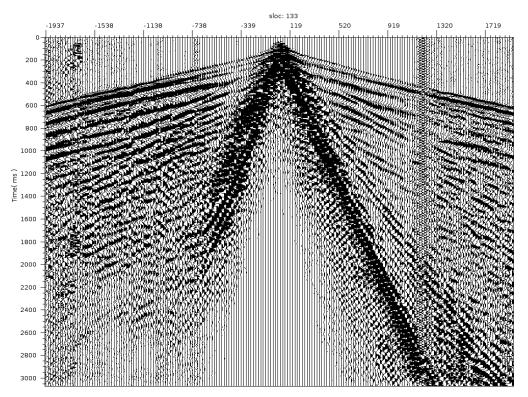


FIGURA 5.7 – FILTRAGEM DE 75% DA MÉDIA DA VELOCIDADE DO GROUND ROLL.

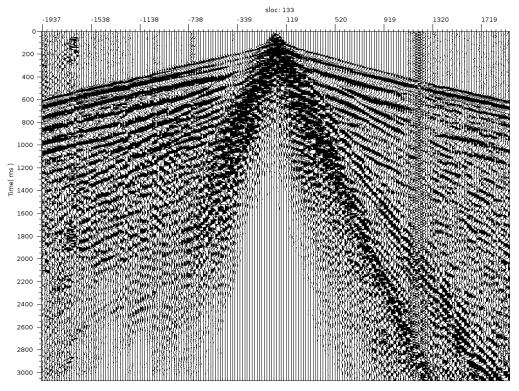


FIGURA 5.8 – FILTRAGEM DE 75% DA MÉDIA DA VELOCIDADE DA ONDA AÉREA.

A figura 5.7 representa o dado original filtrado de ground roll com fator de 75%, já a figura 5.7 representa o dado filtrado de ground roll com fator de 75%, onde foi feita a segunda filtragem visando atenuar as ondas aéreas com fator de 75%.

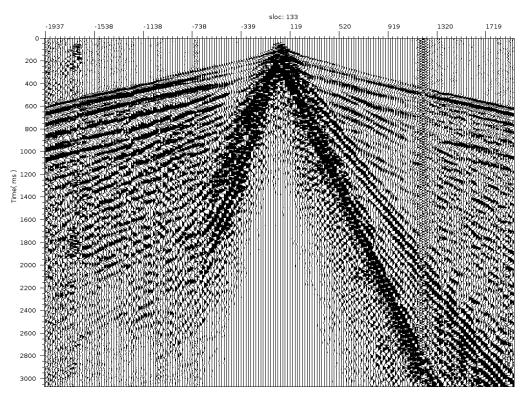


FIGURA 5.9 – FILTRAGEM DE 50% DA MÉDIA DA VELOCIDADE DO GROUND ROLL.

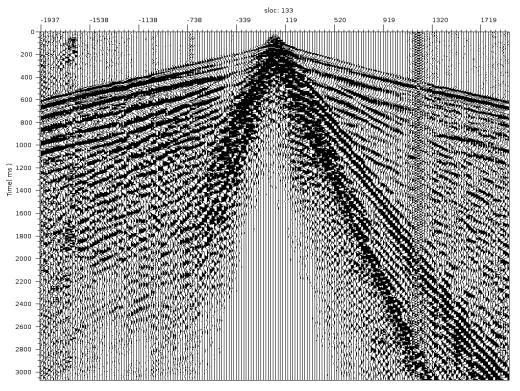


FIGURA 5.10 – FILTRAGEM DE 50% DA MÉDIA DA VELOCIDADE DA ONDA AÉREA.

A figura 5.9 representa o dado original filtrado de *ground roll* com fator de 50%, já a figura 5.10 representa o dado filtrado de *ground roll* com fator de 50%, onde foi feita a segunda filtragem visando atenuar as ondas aéreas com fator de 50%.

Após verificada a eficiência em sismograma de dado terrestre real, o método foi aplicado em um dado terrestre com baixa razão sinal/ruído e depois empilhado. A figura 5.11 representa um sismograma de campo, onde foi aplicado o método de filtragem EMD com fator de filtragem de 50%, representado pela figura 5.12A e fator de filtragem de 75%, representado pela figura 5.12B.

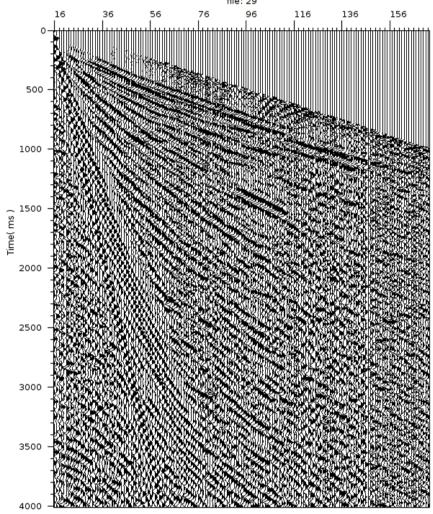
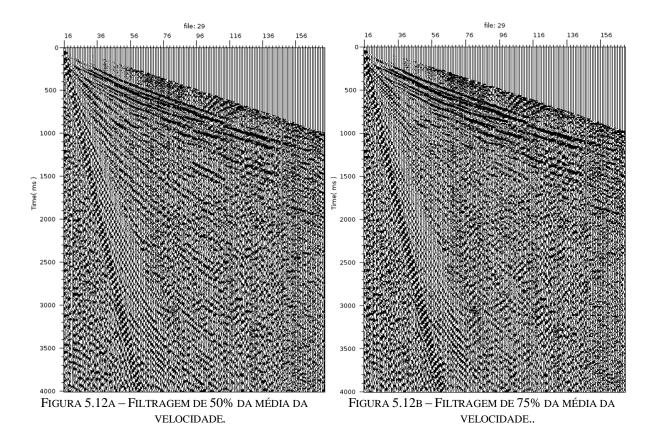


FIGURA 5.11 – DADO DE CAMPO



Depois de aplicado a filtragem o dado foi empilhado utilizando todos os processos descritos no capítulo 3. A figura 5.13 representa o dado empilhado sem aplicar nenhum filtro para atenuação de ruídos coerentes e a figura 5.14 representa o mesmo dado da figura 5.13 aplicado o filtro EMD para atenuação do ruído de *Ground roll*.

As figuras 5.15 e 5.16 representam respectivamente as figuras 5.13 e 5.14 utilizando o modo de visualização *Wiggle*, onde pode-se ver com detalhes a melhoria na razão sinal/ruído, principalmente para eventos de tempos maiores.

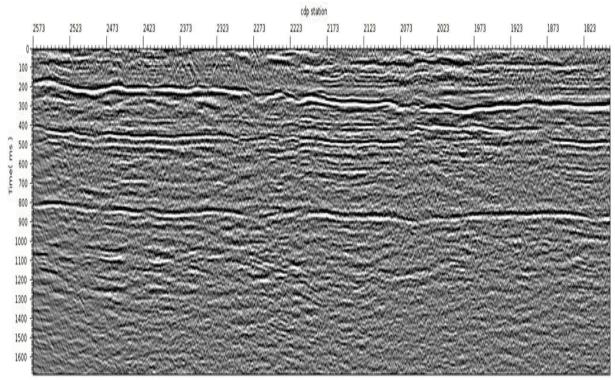


FIGURA 5.13 – DADO TERRESTRE EMPILHADO SEM FILTRAGEM DE RUÍDOS COERENTES.

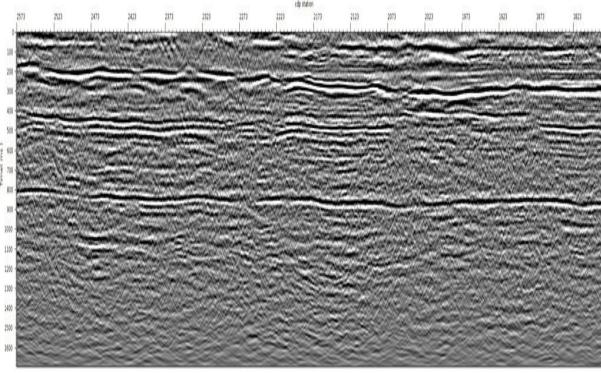


FIGURA 5.14 – DADO TERRESTRE EMPILHADO COM FILTRAGEM DE RUÍDOS COERENTES UTILIZANDO EMD.

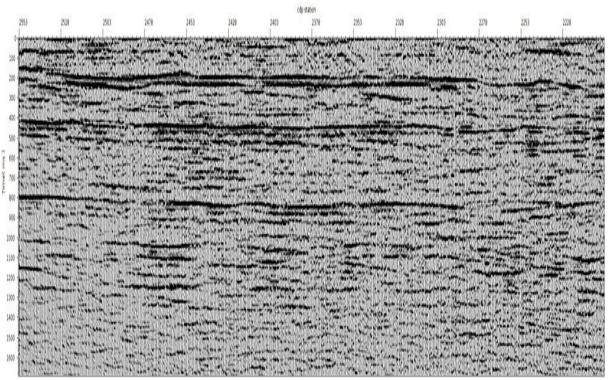


Figura 5.15 – Dado terrestre empilhado sem filtragem de ruídos coerentes utilizando o mode de visualização WIGGLE.

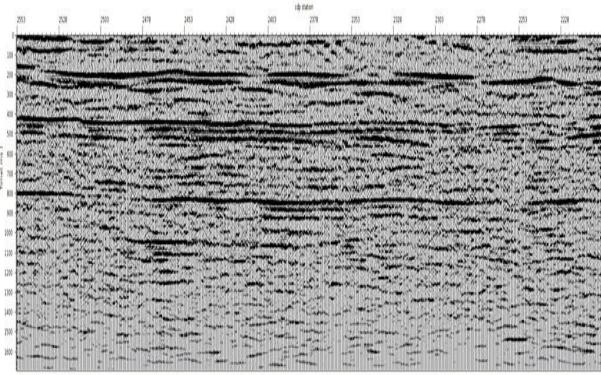
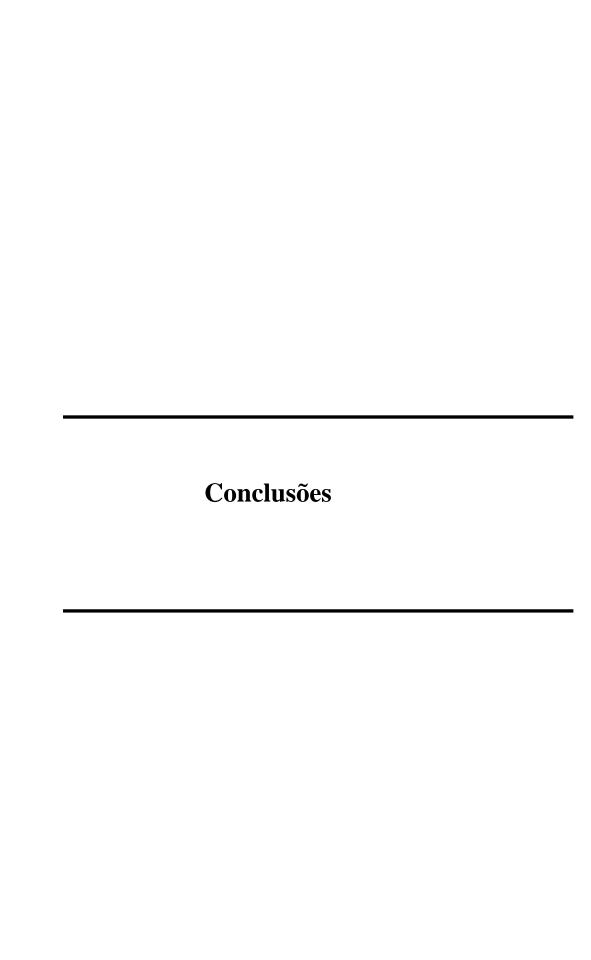


FIGURA 5.16 – Dado terrestre empilhado com filtragem de ruídos coerentes utilizando EMD no modo de visualização WIGGLE.



Conclusões

A principal contribuição desta dissertação é apresentar uma nova técnica visando à atenuação de ruídos coerentes presentes em dados sísmicos de reflexão. As técnicas tradicionais (Fourier) não se mostram tão eficientes quando aplicadas em dados não-estacionários e não-lineares e o método aqui apresentado, baseado na Decomposição em Modos Empíricos, apresenta bons resultados para esses dados.

A horizontalização do evento que se deseja atenuar o torna, quando analisado por amostras, eventos com predominância de baixas frequências (Claerbout, 1985) que será atenuado quando subtraída sua média.

Os resultados obtidos mostram a eficiência da filtragem para o caso de um sismograma com fortes ruídos de *ground roll* e ondas aéreas, onde as possíveis reflexões não foram afetadas e as médias que foram subtraídas do dado não se afastam da velocidade definida como ruído. O método, além da facilidade de aplicação, possibilita uma flexibilidade de construção dos filtros, com adoção de diferentes porcentagens de atenuação.

Pode-se observar também um aumento na razão sinal/ruído nos dados empilhados onde foi aplicado o filtro EMD.

O trabalho computacional é relativamente pequeno devido à simplicidade do método e também da simplicidade do critério de convergência.

Decomposição em Modos Empíricos é um filtro adaptativo que pode atenuar ruídos coerentes mergulhantes, não necessitando de um padrão espacial regular.

É recomendado o controle de qualidade para analisar se foram atenuados sinais de interesse.

Referências Bibliográficas

Alá'i, R. and **Vershuur**, D. J., Effective multiple attenuation and primary restoration. SEG, 2004.

Bekara, M., **PGS**, and **Baan**, M., Random and coherent noise attenuation by empirical mode decomposition, University of Leeds, SEG Las Vegas, 2008.

Berkhout, A. J., Seismic migration. Elsevier, 1985.

Blakely, C. D., A fast empirical mode decomposition technique for nonstationary nonlinear time series, Elsevier Science, 2005.

Bracewell, The Fourier transform and its application (2nd Edition, revised) McGraw-Hill International Editions, Singapore, 1986.

Battista, B. M., **Knapp,** C., **McGee,** T. and **Goebel,** V., Application of the empirical mode decomposition and Hilbert-Huang transform to seismic reflection data, SEG, 2007.

Canales, L. L., Randon noise reduction, 54 ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, pp. 525-527, 1984.

Claerbout, J. F., Imaging the Earth's Interior, Department of Geophysics, Stanford University, Blackwell Scientific Publication, 1985.

Coughlin, K. T. and **Tung**, K. K., 11 year solar cycle in the stratosphere extracted by the emd method, Elsevier Science, 2004.

Flandrin, P. and **Gonçalves**, P., Empirical mode decomposition as data-driven wavelet-like expansions for stochastic processes: Iternational Journal of Wavelets, Multiresolution and Information Processes, p 477-496, 2004.

Frandrin, P., **Rilling**, G. and **Gonçaves**, P., Empirical mode decomposition as a filter bank., IEEE Signal Processing Letters, p 12-114, 2004.

Gulunay, N., Magesan, M. and Baldock, S., Spatial prediction filters for attenuation of seismic interference noise, 2005.

Hassan, H. H., Empirical mode decomposition (EMD) of potential field data: airborne gravity data as an example, SEG, 2005.

Hastie, T., **Tibshirani**, R. and **Friedman**, J., The Elements of learnig: Data Mining, Interference and Prediction, 2008.

Huang, N. E. and **Wu**, Z., An adaptative data analysis method for nonlinear and nonstatinary time series: The empirical mode decomposition and Hilbert spectral analysis, 2006.

Huang, N. E. and **Attoh-Okine**, N. O., The Hilbert-Huang transform in engineering, Taylor & Francis Group, 2005.

Huang, N. E., **Shen** Z., Long S. R., **Wu** M. C., **Shin** H. H., **Zheng** Q., **Yen** N., **Tung** C. C. and **Liu** H H., The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis: Proceeding of the Royal Society of London, A 454, 903-995, 1998.

Leite, F. E. A., Análise estática de padrões sísmicos: Decomposição em multiescala. Tese de Doutorado, UFRN, 2007.

Leite, F. E. A., **Tavares**, D. M. and **Lucena**, L. S., Efficient selective filtering of seismic data using multiresolution decomposition. Physica A. Submitted, 2007b.

Loewenthal, D., **Lu**, L., **Robertson**. R. and **Sherwood**, J. W., The Wave Equation Applied to Migration, Goephysics Prospect, pp.380-399, 1976.

Lu, L. Y., Fast intrinsic mode decomposition of time series data with Sawtooth Transform, Oracle, 2007.

Luz, S. L. F., Migração em profundidade pré-empilhamento utilizando os atributos cinemáticos do empilhamento por superfície de reflexão comum. Tese de Doutorado, UFPA, 2006.

Oliveira, N. R., Supressão do ruído de rolamento superficial utilizando a transformada *curvelet*. Dissertação Mestrado, UFRN, 2009.

Oonincx, P. J and **Hermand**, J.-P., Empirical mode decomposition of acean acoustic data with constraint on the frequency range, Seventh European Conference on Underwater Acoustics, 2004.

Rilling, G., **Flandrin**, P. and **Gonçalvés**, P., On empirical mode decomposition and its algorithms, NSIP, 2003.

Robinson, E. A. and **Treitel**, S., Geophisical signal analysis, Prentice-Hall, 1980.

Sharpley, R. C. **and Vatchev**, V., Analysis of the intrinsic mode functions, IMI Preprint Series, Department of Mathematics University of South Carolina, 2004.

Sheriff, R. E and **Geldart**, L. P, Exploration seismology, 2nd edition, Cambridge University Press, 1995.

Stockwell, J. W. and Cohen, J. K., CWP/SU Seismic Unix, Colorado School of Mines, 2003.

Tanaka, T. and **Mandic**, D. P., Complex empirical mode decomposition, IEEE Signal Processing Letters, Vol 14, N° 2, 2007.

Telford, W. M., **Geldart**, L. P. and **Sheriff**, R. E., Applied Geophysics, New York, Cambridge University Press, 770p, 1990.

Vatchev, V. and **Sharpley**, R. C., Analysis of the intrinsic mode functions, Industrial Mathematics Institute, Department of Mathematics, University of South Carolina, 2004.

Vatchev, V., The analysis of the empirical mode decomposition method, 2002.

Verschuur, D. J., **Berkhout**, A. J. and **Wapenaar**, C. P. A., Adaptative surface-related multiple elimination, Geophysics, 1992.

Voss, D. and **Hearn**, S., Seismic multiple attenuation based on pre-stack reflectivity modelling. Goephysical Conferenc and Exhibition, 2003.

Wu, Z and **Huang**, N. E., A study of the characteristics of white noise using the Empirical Mode Decomposition method, Proceeding of thr Royal Society of London A, 2002.

Wu, Z. and **Huang**, N. E., Ensemble empirical mode decomposition: A noise assisted data analysis method, 2005.

Yilmaz O, Seismic Data Analysis, Society of Exploration Geophysics, Vol 1, Tulsa. Second edition, 1987.

Livros Grátis

(http://www.livrosgratis.com.br)

Milhares de Livros para Download:

<u>Baixar</u>	livros	de A	\dm	<u>inis</u>	<u>tração</u>

Baixar livros de Agronomia

Baixar livros de Arquitetura

Baixar livros de Artes

Baixar livros de Astronomia

Baixar livros de Biologia Geral

Baixar livros de Ciência da Computação

Baixar livros de Ciência da Informação

Baixar livros de Ciência Política

Baixar livros de Ciências da Saúde

Baixar livros de Comunicação

Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE

Baixar livros de Defesa civil

Baixar livros de Direito

Baixar livros de Direitos humanos

Baixar livros de Economia

Baixar livros de Economia Doméstica

Baixar livros de Educação

Baixar livros de Educação - Trânsito

Baixar livros de Educação Física

Baixar livros de Engenharia Aeroespacial

Baixar livros de Farmácia

Baixar livros de Filosofia

Baixar livros de Física

Baixar livros de Geociências

Baixar livros de Geografia

Baixar livros de História

Baixar livros de Línguas

Baixar livros de Literatura

Baixar livros de Literatura de Cordel

Baixar livros de Literatura Infantil

Baixar livros de Matemática

Baixar livros de Medicina

Baixar livros de Medicina Veterinária

Baixar livros de Meio Ambiente

Baixar livros de Meteorologia

Baixar Monografias e TCC

Baixar livros Multidisciplinar

Baixar livros de Música

Baixar livros de Psicologia

Baixar livros de Química

Baixar livros de Saúde Coletiva

Baixar livros de Serviço Social

Baixar livros de Sociologia

Baixar livros de Teologia

Baixar livros de Trabalho

Baixar livros de Turismo