



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

APLICAÇÃO DA
DECOMPOSIÇÃO
TEMPO-FREQUÊNCIA NO
ESTUDO DE RESERVATÓRIOS
COM GÁS NA BACIA
SERGIPE-ALAGOAS

ALEXANDRE DE JESUS PINHO

SALVADOR – BAHIA
JANEIRO – 2018

Documento preparado com o sistema L^AT_EX.

Aplicação da decomposição tempo-frequência no estudo de reservatórios com gás na Bacia Sergipe-Alagoas

por

ALEXANDRE DE JESUS PINHO

Geólogo (Universidade Federal da Bahia, 2014)

Orientador: Prof. Dr. Milton José Porsani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

SALVADOR, BRASIL

2018

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

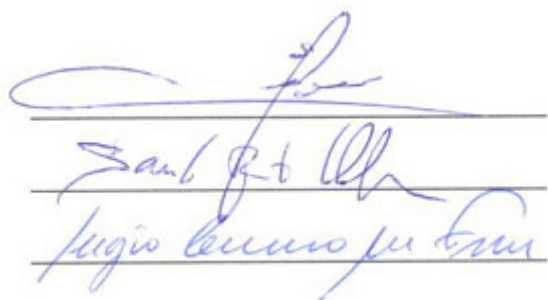
ao

Conselho Acadêmico de Ensino

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora



Dr. Milton José Porsani (UFBA)

Dr. Saulo Pomponet Oliveira (UFPR)

Dr. Sérgio Luciano Moura Freire (PETROBRAS)

Aprovada em 19 de Janeiro de 2018

A presente pesquisa foi desenvolvida no Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia da UFBA, com recursos próprios, da FAPESB e da ANP/BDEP (Programa de Atendimento das Universidades).

de Jesus Pinho, Alexandre,

Aplicação da decomposição tempo-frequência no estudo de reservatórios com gás na Bacia Sergipe-Alagoas / Alexandre de Jesus Pinho. — Salvador, 2018.

93 f.: il.

Orientador: Prof. Dr. Milton José Porsani

Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2018.

1. Bacia Sergipe Alagoas 2. Decomposição tempo-frequência
3. Método de máxima entropia 4. Anomalias de baixa frequência.
I. José Porsani, Milton. II. Título

Resumo

A bacia sedimentar de Sergipe-Alagoas, localizada na margem leste brasileira, apresenta uma das mais completas seções estratigráficas da margem continental brasileira. São reconhecidas nesta bacia quatro megassequências (pré-rifte, sinrifte, transicional e drifte) com diferentes fases de desenvolvimentos tectono-sedimentar. As atividades exploratórias de hidrocarbonetos foram iniciadas há mais de 50 anos tornando a bacia de Sergipe-Alagoas como uma das mais exploradas no Brasil.

As recentes descobertas de hidrocarbonetos (gás e óleo de elevado grau API) em reservatórios turbidíticos de águas profundas despertaram ainda mais o interesse exploratório da bacia. A importância dos turbiditos e dos depósitos a eles relacionados como reservatórios de petróleo vem desde o ano de 1968, quando se iniciou a fase de exploração de petróleo na plataforma continental brasileira, se reafirmando em 1985 e 1997 com o início da exploração respectivamente em água profundas e ultraprofundas. O primeiro campo gigante de petróleo no Brasil (Namorado - Bacia de Campos) tem como rocha reservatório arenitos turbidíticos.

Desde o desenvolvimento da tecnologia *bright spot* na década de 60, sombras de baixa frequência abaixo da anomalia de amplitude têm sido utilizadas como indicador direto de hidrocarboneto. O mecanismo causador dessas anomalias ainda não é perfeitamente conhecido, mas são frequentemente atribuídas à alta atenuação de reservatórios preenchidos com gás.

A decomposição espectral tem sido bastante utilizada na caracterização de reservatório, como determinação de espessura de camada, visualização estratigráfica com atributos sísmicos e identificação de anomalias de baixa frequência associadas à presença de gás.

A frequência média instantânea foi obtida diretamente no domínio do tempo usando o método de decomposição tempo-frequência proposto (WV-MEM). Esta frequência é obtida com um operador derivado aplicado ao Kernel de Entropia Máxima de Wigner-Ville. A alta resolução temporal e de frequência são aspectos fundamentais que o valorizam, além da robustez do método contra o ruído, em comparação com os métodos tradicionais. O número de coeficientes (a ordem do operador N_c) e o tamanho da janela L , usada para estimar o

operador de predição, controlam a resolução do método.

Os problemas relacionados ao processamento e à interpretação de dados sísmicos sempre receberam grande atenção da comunidade científica. Atualmente, desperta grande interesse o uso de métodos de decomposição tempo x frequência do sinal sísmico. Este tema, importante e atual, é de grande interesse para a indústria do petróleo. O estudo sobre a adequação e viabilidade do método de representação tempo-frequência na identificação de reservatórios de hidrocarbonetos da Bacia Sergipe-Alagoas representa o desafio principal a ser estudado neste trabalho.

Palavras-chave: Bacia Sergipe-Alagoas; Decomposição tempo-frequência; Método de Máxima Entropia; Distribuição de Wigner-Ville; Zonas de baixa frequência.

Abstract

The sedimentary basin of Sergipe-Alagoas, located on the Brazilian east coast, presents one of the most complete stratigraphic sessions of the Brazilian continental margin. Four megasequences (pre-rift, sinrift, transitional and drift) with different phases of tectono-sedimentary development are recognized in this basin. Hydrocarbon exploration activities began more than 50 years ago. Making the basin of Sergipe-Alagoas one of the most explored in Brazil.

Recent discoveries of hydrocarbons (gas and oil with elevated API grade) in turbiditic reservoirs of deep water have further awakened the exploratory interest of the basin. The importance of the turbidites as oil reservoirs comes from the year 1968, when the oil exploration phase began in the Brazilian continental shelf, reaffirming itself in 1985 and 1997 with the beginning of exploration respectively in deep and ultra-deep water. The first giant oil field in Brazil (Namorado - Campos Basin) has turbidite sandstones as a reservoir rock.

Since the development of bright spot technology in the 1960s, low frequency shadows below the amplitude anomaly have been used as a direct indicator of hydrocarbons. The mechanism causing these anomalies is not yet well known, but they are often attributed to the high attenuation of gas filled reservoirs.

The spectral decomposition has been widely used in reservoir characterization, such as determination of layer thickness, stratigraphic visualization with seismic attributes and identification of low frequency anomalies associated with the presence of gas.

The instantaneous average frequency was obtained directly in the time domain using the proposed time-frequency decomposition method (WV-MEM). This frequency is obtained with a derivative operator applied to the Wigner-Ville Maximum Entropy Kernel. The high temporal resolution and frequency are fundamental aspects that value it, in addition to the robustness of the method against noise, compared to traditional methods. The number of coefficients (N_c) and the window size L , used to estimate the prediction operator, control the resolution of the method.

Problems related to the processing and interpretation of seismic data have always received great attention from the scientific community. Currently, the use of time and frequency decomposition methods of the seismic signal has great interest. This important and current topic to the oil industry. The study on the suitability and feasibility of the time-frequency representation method in the identification of hydrocarbon reservoirs in the Sergipe-Alagoas Basin represents the main challenge to be studied in this work.

Keywords: Sergipe-Alagoas basin; Time-frequency decomposition; The Wigner-Ville distribution; Maximum Entropy method; low frequency zones.

Índice

Resumo	3
Abstract	5
Índice	7
1 Introdução	14
1.1 Objetivos	16
1.2 Área de estudo e motivações	17
1.3 Dados Utilizados	18
2 Geologia da Bacia	20
2.1 Bacia Sergipe-Alagoas	20
2.1.1 Contexto Geológico	21
2.1.2 Estratigrafia e Arcabouço Estrutural	21
3 Decomposição Tempo-Frequência	37
3.1 Métodos de Decomposição Tempo-Frequência	38
3.1.1 Decomposição com janela fixa	39
3.1.2 Decomposição com janela variável	41
3.1.3 Decomposição Tempo-Frequência baseada na distribuição de energia	46
3.1.4 Distribuição de Wigner-Ville	47
3.1.5 Termos de interferência na Distribuição de Wigner-Ville	50
3.1.6 Atenuação dos termos de interferência	51
3.1.7 Método de Máxima Entropia	52
3.1.8 Método de máxima entropia aplicado a WVD	53
3.1.9 Tamanho da Janela L e a ordem N_c do PEO no método WV-MEM	54
3.2 Atributos Sísmicos	56
3.2.1 Classificação dos Atributos	57
3.2.2 Atributos mais comuns e suas aplicações	58

3.3	Extração dos atributos instantâneos	61
3.3.1	Estimativa da frequência média instantânea	61
3.3.2	Estimativa da frequência média instantânea no domínio do tempo	61
3.3.3	Estimativa da amplitude e fase instantânea média	62
4	Identificação de zonas de baixa frequência associadas à presença de gás	64
4.1	Linhas sísmicas 2D sobre poços perfurados	66
4.1.1	Linha VB-24	66
4.1.2	Linha VB-18	72
4.1.3	Linha VB-25	76
4.1.4	Linha SA232	79
5	Conclusões	86
	Agradecimentos	87
	Apêndice A Passos do algoritmo para obtenção da frequência média instantânea através do método de Máxima Entropia aplicado à distribuição de Wigner-Ville (Zoukaneri e Porsani, 2013)	88
	Referências Bibliográficas	90

Índice de Figuras

1.1	Mapa com a distribuição dos dados sísmicos e de poços na região dos blocos da 13 Rodada na Bacia Sergipe-Alagoas. Fonte: www.bdep.gov.br	17
1.2	Dados utilizados, sendo composta por 4 linhas sísmicas 2D. Fonte: www.bdep.gov.br	18
2.1	Localização da Bacia de Sergipe-Alagoas (modificado Souza-Lima <i>et. al.</i> , 2008)	20
2.2	Contexto geológico regional da Bacia Sergipe-Alagoas e delimitações conforme proposto por Lima <i>et. al.</i> , 2008)	22
2.3	Carta estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. Modificado de Lana (1990)	23
2.4	Seção sísmica na sub-bacia de Alagoas, mostrando sequências estratigráficas afetadas por inversão de bacia e ocorrência de altos vulcânicos associados a zonas de fraturas transformantes, Mohriak <i>et al.</i> 2000.	24
2.5	Seção sísmica na sub-Bacia de Sergipe, mostrando sequências estratigráficas associadas à fase sinrifte e pós-ripte e ocorrência de expressivo refletor profundo na região a leste da quebra do talude continental, Mohriak <i>et al.</i> 2000	25
2.6	Interpretação da seção sísmica na sub-Bacia de Sergipe, mostrando afinamento das sequências estratigráficas da fase rifte na direção da bacia profunda, Mohriak <i>et al.</i> 2000	25
2.7	Seção sísmica interpretada mostrando os tratos de sistemas mapeados na Bacia Sergipe-Alagoas, Souza (2015).	26
2.8	Carta estratigráfica mostrando a cronoestratigrafia, litoestratigrafia e as sequências mapeadas. As discordâncias em vermelho são os limites das sequências mapeadas. As discordância em azul e vermelho foram apresentadas na carta estratigráfica da bacia, Campos <i>et al.</i> , 2007 <i>apud</i> Souza, 2015.	26
2.9	Desenho esquemático de uma avalanche de rochas no talude. Figueiredo (2014)	29
2.10	Seção esquemática de um processo de rastejamento. Figueiredo (2014)	30
2.11	Seção esquemática demonstrando o processo de slide e slump. Figueiredo (2014)	30
2.12	Tipos de transformação de fluxo. Modificado de Fisher (1983) <i>apud</i> Figueiredo (2014)	33
2.13	Modelo de Fáceis proposto por Bouma em 1962 (modificado de Bouma, 1962)	33

2.14	Fáceis e processos de uma corrente turbidítica de alta eficiência (modificado de Mutti, 1992).	35
2.15	Morfologia de um fluxo turbulento. Modificado de Pickering (1989) <i>apud</i> Figueiredo (2014).	36
3.1	Sinal senoide e seu respectivo espectro de amplitude obtida com a Transformada de Fourier. (Zoukaneri, 2014)	38
3.2	(a) Ilustração do processo da STFT, (b) STFT obtida. (Zoukaneri, 2014)	39
3.3	Ilustração da incerteza de Heisenberg-Gabor. (Zoukaneri, 2014)	40
3.4	Ilustração da decomposição de Gabor com janela gaussiana. (a) sinal sintético constituído por 3 ondaletas de Morlet. (b) Decomposição com janela de 32 amostras. (c) Decomposição com janela de 200 amostras. (Zoukaneri, 2014)	42
3.5	Ilustração da transformada S. (a) sinal sintético constituído por 3 ondaletas de Morlet. (b) Transformada S do sinal em (a). (Zoukaneri, 2014)	43
3.6	Ilustração do processo da transformada contínua de <i>wavelet</i> . (Zoukaneri, 2014)	44
3.7	Decomposição tempo-frequência po CWT. (a) sinal sintético. (b) CWT com 64 escalas. (c) CWT com 32 escalas. (d) CWT com 16 escalas. (Zoukaneri, 2014)	45
3.8	Decomposição tempo-frequência por CWT e DWT. (a) sinal sintético. (b) CWT com 64 escalas. (c) DWT com 6 níveis de escalas. (Zoukaneri, 2014)	46
3.9	Sinal chirp em (a), e a distribuição de Wigner-Ville em (b). (Zoukaneri, 2014)	48
3.10	Decomposição de Wigner-Ville de um (a) sinal sintético e as propriedades marginais, (b) em frequência: energia instantânea, (c) distribuição de Wigner-Ville, (d) em tempo: espectro de potência. (Zoukaneri, 2014)	50
3.11	Representação da DWV mostrando os componentes do sinal e os termos de interferências. (Zoukaneri, 2014)	51
3.12	Influência da janela L no espectro tempo-frequência. (Zoukaneri, 2014)	55
3.13	Influência da ordem N_c do operador no espectro tempo-frequência. (Zoukaneri, 2014)	55
3.14	Representação gráfica dos diferentes graus de achatamento de uma distribuição.	60
3.15	Representação gráfica da assimetria de uma distribuição	60
3.16	Sinal chirp em (a), e a distribuição de Wigner-Ville em (b) (c) sinal sintético com 15 por cento de ruído gaussiano e o correspondente WV-MEM em (d). (e) sinal sintético com 25 por cento de ruído gaussiano e o correspondente WV-MEM em (f). (Zoukaneri, 2014)	62
4.1	Modelo sintético proposto por Tai. Modificado de Tai <i>et al</i> (2009).	66

- 4.2 Linha sísmica VB-24 original empilhada. Indicação do poço sobre o traço 5500. 67
- 4.3 Zoom da seção VB-24. Seta vermelha indica a posição do reservatório da Formação Calumbi. Os refletores sísmicos com alta amplitude, em torno do tempo 5900ms, representam a rocha geradora marinha da Formação Continguiaba. 67
- 4.4 (a) Seção VB-24 mostrando a posição da extração do perfil de frequência instantânea média sobre o traço 5500, (b) representa o plano tempo-frequência do traço mostrando a variação da frequência instantânea média e os pontos com alta potência (picos vermelhos). A seta preta indica o topo do reservatório. 68
- 4.5 Frequência instantânea média da seção VB-24. A seta preta indica a posição da base do reservatório. Notar a zona de baixa frequência abaixo do reservatório (cor azul). 69
- 4.6 Seção VB-24 com a frequência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta preta indica a anomalia de baixa frequência que ocorre abaixo do reservatório com gás. 69
- 4.7 Seção VB-24 com a potência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. O reservatório portador de gás é uma região onde ocorre os mais altos valores de potência instantânea média (cores amarela e vermelha). 70
- 4.8 Estabelece o grau de assimetria de uma distribuição. Assimetria positiva, a calda da distribuição aponta para o lado positivo. Assimetria negativa, a calda da distribuição aponta para o lado negativo. 70
- 4.9 Seção VB-24 com o atributo *skewness* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório que marca uma região de altos valores de *skewness* associados com as baixas frequências. 71
- 4.10 Seção VB-24 com o atributo *kurtosis* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório que marca uma região de altos valores de *kurtosis* associados com uma distribuição pontiaguda (concentração dos valores da distribuição próximo ao centro). 72
- 4.11 Linha sísmica VB-18 original empilhada. Indicação do poço sobre o traço 5230. 73
- 4.12 (a) Seção VB-18 mostrando a posição da extração do perfil de frequência instantânea média sobre o traço 5230. (b) Representa o plano tempo-frequência do traço mostrando a variação da frequência instantânea média e os pontos com alta potência sobre a curva (picos amarelos e vermelhos. 73
- 4.13 Frequência instantânea média da seção VB-18. A seta indica a posição da base do reservatório. Notar a zona de baixa frequência que ocorre abaixo do reservatório (cor azul). 74

- 4.14 Seção VB-18 com a frequência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta indica a anomalia de baixa frequência que ocorre abaixo do reservatório com gás. 75
- 4.15 Seção VB-18 com a potência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. O reservatório com gás é uma região onde ocorre os mais altos valores de potência instantânea média (cores amarela e vermelha) associados com as altas amplitudes. 75
- 4.16 Seção VB-18 com o atributo *skewness* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório o qual marca uma região de altos valores de *skewness* (assimetria positiva) associados com as baixas frequências. 76
- 4.17 Seção VB-18 com o atributo *kurtosis* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório que marca uma região de altos valores de *kurtosis* os quais então associados a uma distribuição onde ocorre a concentração dos valores em torno de um valor central (distribuição pontiaguda). 77
- 4.18 Linha sísmica VB-25 original empilhada. Indicação do poço sobre o traço 4750. 77
- 4.19 (a) Seção VB-25 mostrando a posição de onde foi extraído o perfil da frequência instantânea média. (b) representa o plano tempo-frequência do traço mostrando a variação da frequência instantânea média. Sobre a curva da frequência foi plotados os pontos que correspondem às altas potências (picos vermelhos). 78
- 4.20 Frequência instantânea média da seção VB-25. A seta mostra a posição da base do reservatório onde ocorre a anomalia de baixa frequência associado com a presença de gás (cor azul). 79
- 4.21 Seção VB-25 com a frequência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre amplitude sísmica. A primeira seta indica a anomalia de baixa frequência que ocorre abaixo do reservatório com gás. A segunda seta mostra a base do reservatório com óleo onde não houve a ocorrência da anomalia de baixa frequência. 80
- 4.22 Seção VB-25 com a potência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. Ambos os reservatórios são marcados com valores que correspondem aos mais altos valores de potência instantânea media (cores amarela e vermelha) 81

- 4.23 Seção VB-25 com o atributo *skewness* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. No reservatório com gás o *skewness* aponta valores altos (assimetria positiva) associados com as baixas frequências. Já sobre o reservatório com óleo o *skewness* não apresenta o mesmo comportamento. 81
- 4.24 Seção VB-24 com o atributo *kurtosis* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. No reservatório com gás revela valores que estão associados com uma distribuição onde ocorre a concentração dos valores próximo ao valor central. Já sobre o reservatório com óleo, o *kurtosis* não apresenta o mesmo comportamento característico. 82
- 4.25 Linha sísmica SA232 original empilhada. Indicação do poço sobre o traço 2310. 82
- 4.26 (a) Seção SA232 mostrando a posição da extração do perfil de frequência instantânea média. (b) Plano tempo-frequência do traço mostrando a variação da curva da frequência instantânea média. Sobre essa mesma curva foi plotado os picos da potência instantânea média. 83
- 4.27 Frequência instantânea média da seção SA232. A seta indica a posição da base do reservatório. Notar a não ocorrência da zona da anomalia de baixa frequência abaixo do reservatório (cor branca). 83
- 4.28 Seção SA232 com a frequência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a seção amplitude sísmica. A seta indica a região abaixo do reservatório onde não há o ocorrência de baixas frequências. 84
- 4.29 Seção SA232 com a potência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a seção de amplitude sísmica. Não há ocorrência de altos valores da potência instantânea média sobre o reservatório. 84
- 4.30 Seção SA232 com o atributo *skewness* (transparência de 50 por cento) sobre a seção amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório onde não há a presença característica dos valores mais altos de assimetria positiva associados às mais baixas frequência. 85
- 4.31 Seção SA232 com o atributo *kurtosis* (transparência de 50 por cento sobre a seção de amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório onde ocorre valores baixos estando associados com uma distribuição menos pontiaguda (ou seja, há uma dispersão dos valores da distribuição em relação ao seu valor central. 85

1

Introdução

A bacia sedimentar de Sergipe-Alagoas, localizada na margem leste brasileira, apresenta uma das mais completas seções estratigráficas da margem continental brasileira. São reconhecidas nesta bacia quatro megassequências (pré-rifte, sinrifte, transicional e drifte) com diferentes fases de desenvolvimentos tectono-sedimentar (Mohriak, 1998). As atividades exploratórias de hidrocarbonetos foram iniciadas há mais de 50 anos tornando a bacia de Sergipe-Alagoas como uma das mais exploradas no Brasil.

A bacia possui uma parte terrestre, com atividades exploratórias bastante avançadas e classificadas já como maduras; e uma parte marinha, bem conhecida na sub-bacia de Sergipe, porção sul, onde foi descoberto o primeiro campo de petróleo na margem continental brasileira, o campo de Guaricema. Apesar disso, grande parte da bacia, principalmente as porções marinhas setentrionais (sub-bacia de Alagoas) e centrais, carecem de estudos sismoestratigráficos e, como consequência, não são muito conhecidas.

Esse trabalho se concentra na porção *offshore* central da bacia, próximo aos limites geográficos dos estados de Sergipe e Alagoas, em frente à foz do Rio São Francisco. Historicamente, Tanto na porção terrestre quanto em águas rasas, os alvos exploratórios sempre foram as armadilhas (trapas) estruturais dos sedimentos da fase rifte e transicional. Entretanto, com as recentes descobertas de hidrocarbonetos (gás e óleo de elevado grau API) que ocorreram em reservatórios turbidíticos de águas profundas, despertou-se, ainda mais, o interesse exploratório da bacia.

A importância dos turbiditos (e dos depósitos a eles relacionados) como reservatórios de petróleo vem desde o final da década de 60, quando se iniciou a fase de exploração de petróleo na plataforma continental brasileira. Essa tendência se reafirmou em 1985 e 1997

com o início da exploração respectivamente em água profundas e ultraprofundas (Milani et al. 2001). O primeiro campo gigante de petróleo no Brasil (Namorado - Bacia de Campos) tem como rocha reservatório arenitos turbidíticos.

No Senoniano (Neocretáceo), após o grande evento regressivo que gerou a discordância erosiva sub-Calumbi, uma grande transgressão ocorreu e afogou toda a Bacia Sergipe-Alagoas, dando início à deposição da Formação Calumbi (Grupo Piaçabuçu) no Cretáceo (Santoniano-Maastrichtiano). Esta unidade contém os depósitos turbidíticos da fase drifte da Bacia e que se estendeu, posteriormente, durante o Terciário.

As trapas estratigráficas associadas aos turbiditos Calumbi apresentam altos riscos exploratórios devido à ausência de um controle estrutural que normalmente auxilia na acumulação do petróleo. A identificação desses reservatórios utilizando atributos sísmicos, como a frequência média instantânea, pode minimizar as incertezas que são inerentes a esse tipo de armadilha.

Os problemas relacionados ao processamento e à interpretação de dados sísmicos sempre receberam grande atenção da comunidade científica. Atualmente, desperta grande interesse o uso de métodos de decomposição tempo-frequência do sinal sísmico. Este tema, importante e atual, é de grande interesse para a indústria do petróleo. O estudo sobre a adequação e viabilidade do método de representação tempo-frequência na identificação de reservatórios de hidrocarbonetos da Bacia Sergipe-Alagoas representa o desafio principal a ser estudado neste trabalho.

O dado sísmico normalmente é analisado ou no domínio do tempo ou no domínio da frequência separadamente. Porém, muitas vezes, e principalmente quando pretende-se analisar a variação da frequência com o tempo, é necessário obter as duas informações simultaneamente. Para isto, recorreremos aos métodos de decomposição espectral (tempo-frequência), onde para cada amostra do tempo sísmico existe um espectro de frequência.

A resolução temporal e frequencial da decomposição tempo-frequência é importante para a aplicação do método. Entende-se por resolução, a capacidade de mapear com acurácia o tempo e a frequência de ocorrência de um evento.

A decomposição espectral tem sido bastante utilizada na caracterização de reservatórios, por meio da determinação de espessura de camada (Partyka et al, 1999), visualização estratigráfica com atributos sísmicos (Marfut e Kirilin, 2001) e identificação de anomalias de baixa frequência associadas à presença de gás (Castagna et al. 2003; Sinha et al 2005).

Desde o desenvolvimento da tecnologia *bright spot* na década de 60, sombras de baixa frequência abaixo da anomalia de amplitude têm sido utilizadas como indicador direto de hi-

drocarboneto. O mecanismo causador dessas anomalias ainda não é perfeitamente conhecido, mas são frequentemente atribuídas à alta atenuação das componentes de altas frequências em reservatórios preenchidos com gás.

Na exploração sísmica, decomposição espectral se refere a qualquer método que produza uma análise contínua tempo-frequência do dado sísmico (Castagna *et. al.*, 2006). Portanto, para cada amostra do tempo sísmico existe um espectro de frequência. Há uma variedade de métodos de decomposição espectral, tais como: Transformada de Fourier Discreta, Transformada de Fourier Rápida, Máxima Entropia aplicada à distribuição Wigner-Ville, Transformada de Wavelet Contínua (Zoukanéri e Porsani, 2013).

A mais popular das representações tempo-frequência é o espectrograma. Esse tipo de representação é obtido a partir da técnica de transformada de Fourier de janela curta (STFT). Uma janela é utilizada para se obter a resolução temporal. Em contrapartida, para obter uma boa resolução na frequência, é necessária uma janela longa. Esse processo de escolha das janelas constitui a principal limitação da STFT devido ao princípio de incerteza de Heisenberg.

As transformada-S e transformada Gabor são outros tipos de transformadas que foram propostas de forma a superar o problema de resolução associado às janelas. Há ainda a utilização de transformadas baseadas no uso de ondaletas (transformada contínua e discreta de wavelet) e outras que usam a projeção do sinal sobre um dicionário predefinido (Maching-pursuit e Basis-pursuit).

Existem também outros métodos alternativos que utilizam uma família de funções (funções da classe de Cohen) bilineares de representação tempo-frequência da densidade de energia do sinal (Cohen, 1995. Choi e Williams, 1989 *apud* Zukanéri, 2014). A Distribuição de Wigner-Ville (DWV) é o membro principal e mais simples dessa família e exibe uma grande quantidade de propriedades matemática que são desejadas e, além disso, demonstra uma boa resolução tempo-frequência.

1.1 Objetivos

Desde o final da última década quando foram descobertas, em água profundas e ultraprofundas, excelentes acumulações de hidrocarbonetos com elevado grau de maturação (óleo condensado e/ou gás) nos turbiditos da Formação Calumbi, que o foco exploratório da bacia Sergipe-Alagoas tem mudado para as trapas estratigráficas ou mistas dessa formação geológica.

Este trabalho visa testar métodos de decomposição tempo-frequência do dado sísmico para identificar zonas de sombra de baixa frequência abaixo de possíveis reservatórios portadores de gás ou óleo condensado. Além disso, pretende-se buscar padrões de similaridades nas regiões portadoras de gás entre seções sísmicas e seções dos seguintes atributos sísmicos: frequência média instantânea, potência média instantânea, *Skewness* e *Kurtosis*, como forma de facilitar a identificação das trapas estratigráficas associadas..

1.2 Área de estudo e motivações

Apesar das recentes descobertas, a costa sul do estado de Alagoas ainda pode ser considerada como uma nova fronteira exploratória. Apesar de inúmeros poços perfurados na plataforma continental alagoana (Fig. 1.1), até o momento, ainda não foi obtido um sucesso exploratório, diferentemente da porção Sergipana. Por esses motivos, a área de estudo escolhida abrange uma região da foz do Rio São Francisco. As cotas batimétricas variam de 25 m até 3700 m.

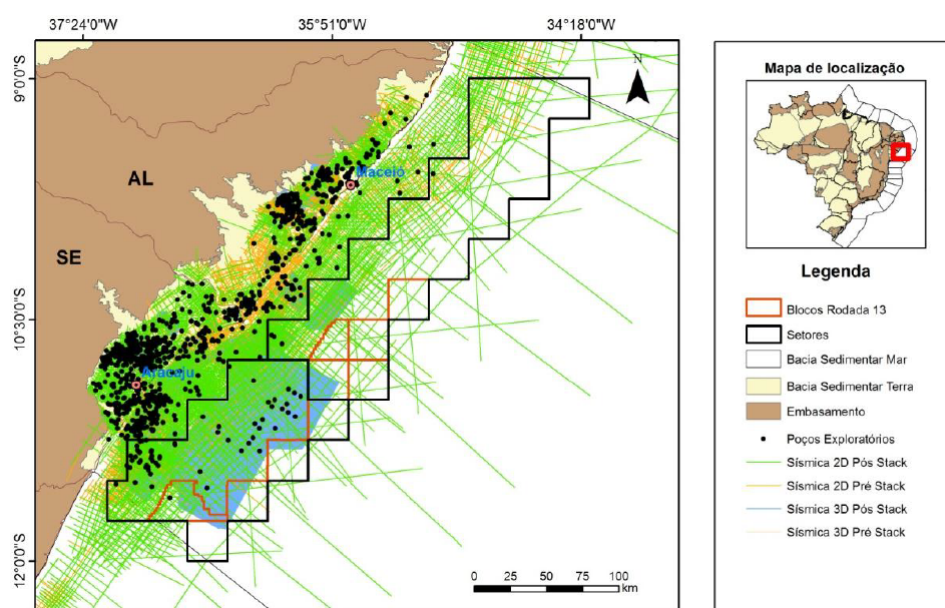


Figura 1.1: Mapa com a distribuição dos dados sísmicos e de poços na região dos blocos da 13 Rodada na Bacia Sergipe-Alagoas. Fonte: www.bdep.gov.br

A análise no domínio da frequência de zonas de sombras de baixa frequência abaixo de reservatórios de gás já é conhecida desde o final da década de 70 (Taner et al, 1979), mas os métodos de decomposição tempo-frequência tinham uma baixa resolução. Esse fato tornava a individualização de um evento sísmico específico uma tarefa bastante difícil.

Nos dias atuais, e com o refinamento das técnicas de decomposição, como o método

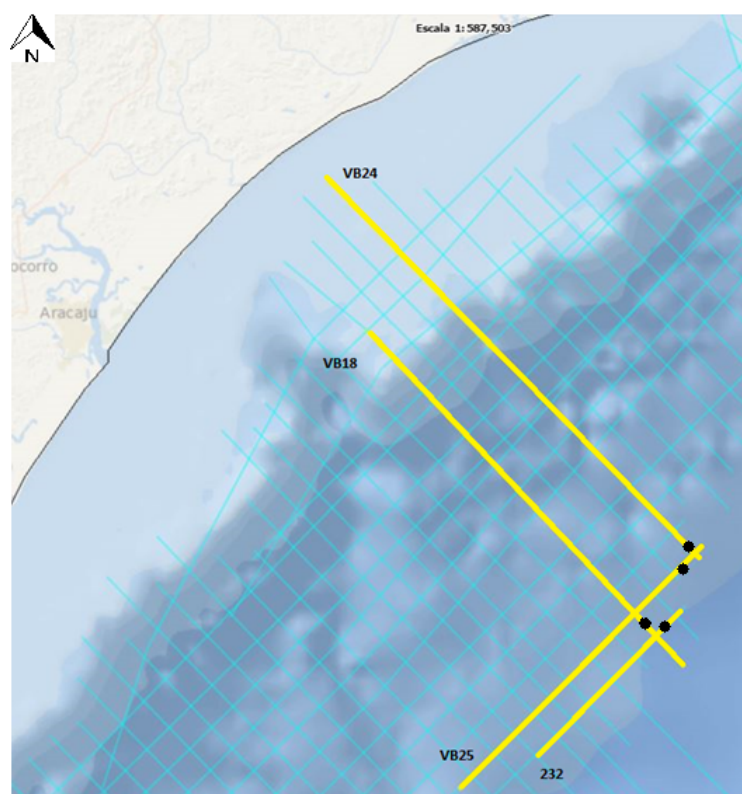


Figura 1.2: Dados utilizados, sendo composta por 4 linhas sísmicas 2D. Fonte: www.bdep.gov.br

de Máxima Entropia aplicado à Distribuição de Wigner-Ville (Zoukaneri e Porsani, 2013), aumentou-se bastante a resolução nos domínios da frequência e do tempo. Aliado a esse fator, a aplicação na área de estudo torna-se favorável devido à presença de hidrocarbonetos com alto grau de maturação, o que tende a minimizar os riscos exploratórios.

1.3 Dados Utilizados

Todos os dados que foram utilizados nesse trabalho são públicos e foram fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) através do BDEP (Banco de Dados de Exploração de Petróleo). Os dados foram processados com a migração sísmica pós-empilhamento e, de uma maneira geral, apresentam uma boa qualidade.

Os dados sísmicos são compostos por quatro linhas sísmicas, sendo duas na direção *dip* (perpendicular à linha de costa) e outras duas na direção *strike* (paralelo à linha de costa) (Fig. 1.2). Todas as quatro linhas passam pelos reservatórios turbidíticos da Formação Calumbi (alvo desse trabalho). As linhas VB-18, VB24 e VB-25 passam por reservatórios que contêm gás, diferentemente da linha SA-232 onde o poço não registrou a presença de hidrocarboneto.

Esse trabalho foi produzido seguindo a seguinte estrutura:

- No capítulo dois, a evolução tectono-sedimentar e a geologia do petróleo da bacia são apresentadas.
- No capítulo três, os métodos de decomposição tempo-frequência tradicionais, como STFT (transformada de Fourier de tempo curto) e CWT (transformada de *wavelet* contínua), são apresentados. Em seguida, o método aplicado no trabalho, Máxima Entropia aplicada à Distribuição de Wigner-Ville (WV-MEM), é mostrado.
- No capítulo quatro, os resultados das aplicações do método de decomposição tempo-frequência e dos atributos sísmicos nos reservatórios portadores de gás na bacia Sergipe-Alagoas são apresentados.
- No capítulo cinco serão feitas as conclusões e considerações finais.

2

Geologia da Bacia

2.1 Bacia Sergipe-Alagoas

A Bacia de estudo encontra-se situada nos estados de Sergipe e Alagoas, no litoral do nordeste brasileiro. Em sua porção terrestre abrange uma área de aproximadamente 13.000 km^2 e sua porção submersa cerca de 40.000 km^2 (Fig 2.1).

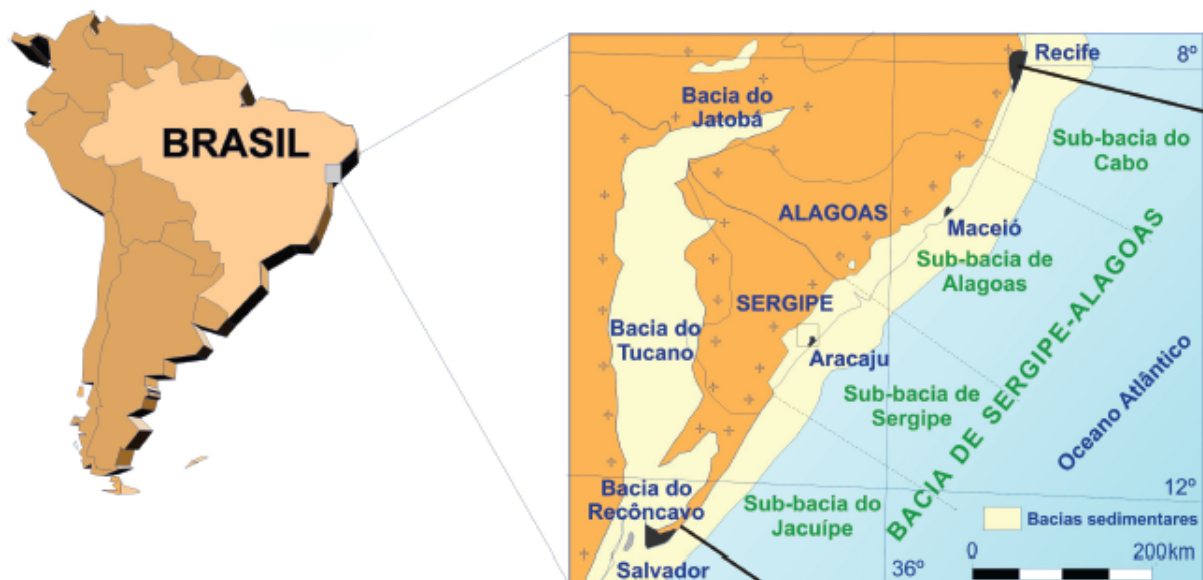


Figura 2.1: Localização da Bacia de Sergipe-Alagoas (modificado Souza-Lima *et. al.*, 2008)

Segundo Souza-Lima (2008), a porção emersa da Bacia ocupa uma estreita faixa costeira dos estados de Pernambuco, Alagoas e Sergipe, com uma parte submersa distribuída além

dos limites da estreita plataforma continental.

Trata-se de uma bacia de margem passiva com registro de depósitos do final da fase rifte e fase marinha, ambos relacionados à fragmentação do Gondwana e formação do Atlântico Sul (Araújo et. al., 2009).

2.1.1 Contexto Geológico

As bacias rifte desenvolveram-se circundando um grande bloco crustal, a Microplaca Sergipana (Lana e Milani, 1983; Szatmari et. al., 1984; Lana e Milani, 1986 apud Lana, 1990), cuja movimentação durante o Eocretáceo foi praticamente independente daquela dos continentes africano e sul-americano. O rifteamento no nordeste do Brasil pode ser atribuído a uma rotação anti-horária do continente africano em relação ao sul-americano, em torno de um pólo situado sobre o Lineamento de Pernambuco (Lana 1990).

O arcabouço tectônico da Bacia de Sergipe - Alagoas foi moldado, principalmente durante a fase pré-rifte (pré-meso Alagoas), gerando suas principais feições estruturais: Alto de Aracajú, Alto de Riachuelo e Baixo da Divina Pastora-Siriri. Estas estruturas são delimitadas por falhas normais, ocasionalmente escalonadas, com direção preferencial NE-SW e NW-SE.

De acordo com Lana (2009), a Bacia de Sergipe-Alagoas está estabelecida em um contexto regional que inclui terrenos geológicos de diferentes idades e ambientes tectônicos. A Bacia de Sergipe-Alagoas foi implantada sobre o Cráton do São Francisco e a Província de Borborema (Maciço Pernambuco-Alagoas e Faixa Sergipana) que são caracterizados pela presença de diversas faixas móveis brasileiras.

A distribuição dos depocentros e o padrão de falhas no início do rifteamento na bacia de Sergipe-Alagoas são indicativos de que no limite da Microplaca Sergipana deveria ocorrer um cisalhamento sinistral transtensional no sul, com um aumento da componente compressional na norte (Lana, 1990).

2.1.2 Estratigrafia e Arcabouço Estrutural

A bacia é representada geologicamente por um meio gráben assimétrico, limitado a norte, através do lineamento de Pernambuco-Paraíba (Fig 2.2) e, a sul, através da Falha de Itapuã, com a Bacia de Camamu.

Das bacias da margem continental brasileira, esta é a que apresenta a mais completa sucessão estratigráfica, sendo reconhecidas quatro megassequências (pré-rifte, sinrifte, tran-



Figura 2.2: Contexto geológico regional da Bacia Sergipe-Alagoas e delimitações conforme proposto por Lima *et. al.*, 2008)

sional e pós-rifte) com diferentes fases de desenvolvimento tectono-sedimentar (Fig 2.3). A megassequência pré-rifte (Paleozoico e Mesozoico), inclui rochas cambrianas (Formação Estância), depósitos glaciais do Carbonífero (Formação Batinga), depósitos de sabkha costeira do Permiano (Formação Acarajé) e os sedimentos flúvio-lacustrinos do Neo-Jurássico/Eo-Cretáceo (formações Candeeiros, Bananeiras, Serraria e Barra de Itiúba).

A fase sinrifte, também denominada sinrifte I, desenvolveu-se entre o Neocominiano e o Barremiano, sendo caracterizada pelo sistema siliciclástico das formações Rio Pitanga, Penedo e Barra de Itiúba. A megassequência transicional, localmente afetada por falhamentos, sendo designada de sinrifte II, abrange o Barremiano e Aptiano e inclui a Formação Poço, a Formação Coqueiro Seco e a Formação Maceió. Durante a fase transicional, no Aptiano, iniciaram-se as primeiras incursões marinhas, com deposição de duas sequências evaporíti-

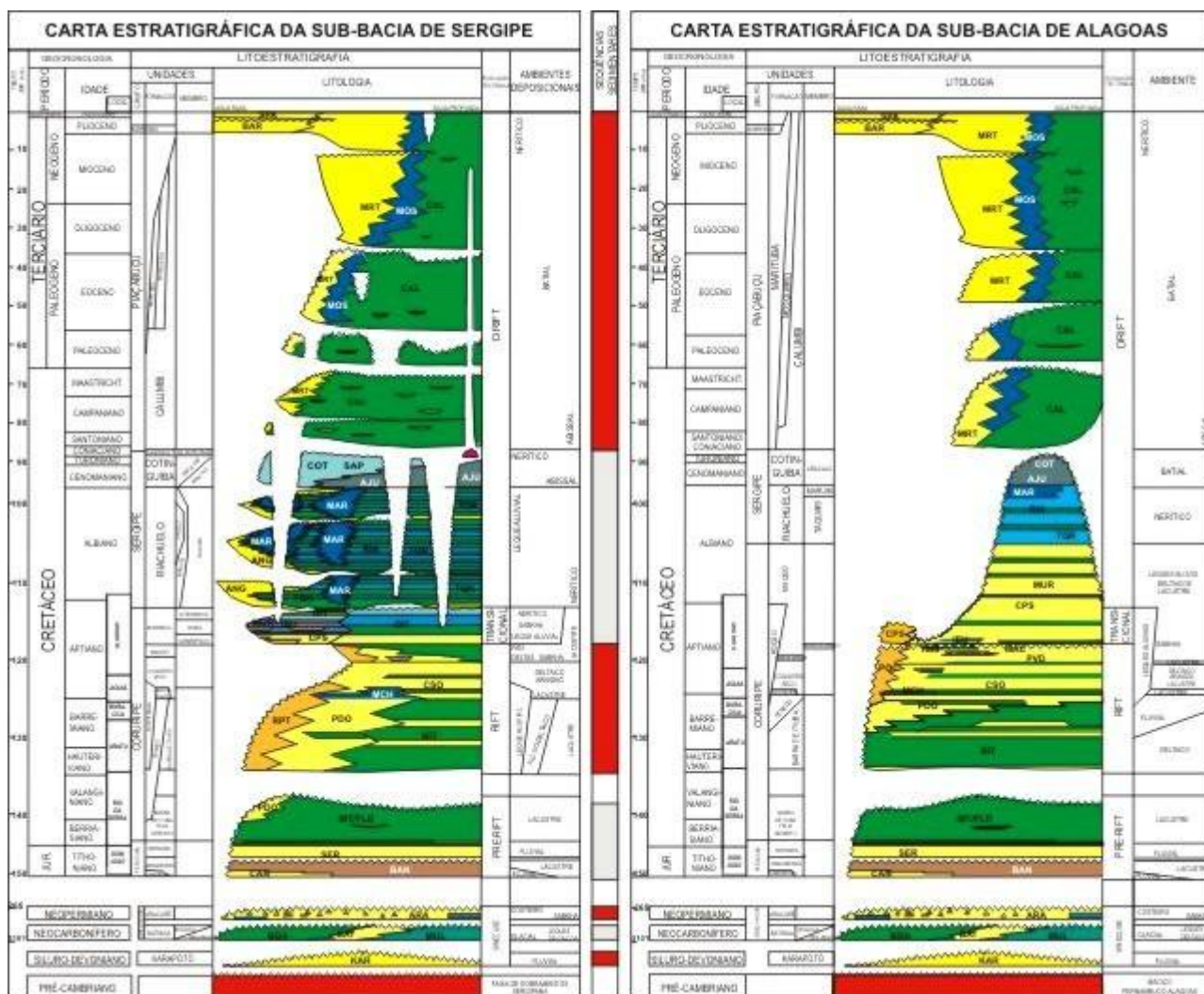


Figura 2.3: Carta estratigráfica da Bacia Sergipe-Alagoas. Modificado de Lana (1990)

cas na Formação Muribeba (Membro Paripueira e Membro Ibura), com destaque para os evaporitos do Membro Ibura.

A megassequência pós-rifte ou marinha, caracterizada por subsidência termal, inicia-se no Albiano, com a instalação de uma plataforma carbonática (Formação Riachuelo). A fase marinha transgressiva resultou na deposição, entre o Albiano e o Santoniano, de três faixas diferenciadas de sedimentos englobados na Formação Riachuelo, com arenitos proximais, carbonatos de plataforma e folhelhos distais (Membro Taquari e Membro Aracaju). Do Campaniano ao Recente, após um período ainda predominantemente transgressivo, iniciou-se uma forte regressão onde as fácies de menor energia (litofácies lamosos da Formação Calumbi) passaram a ser recobertas por fácies de maior energia (carbonatos da Formação Mosqueiro e siliciclásticos da Formação Marituba), com o estabelecimento de um sistema de plataforma/talude/bacia profunda. Na parte terrestre os sedimentos continentais da

Formação Barreiras recobrem todas as megassequências mais antigas.

A Bacia de Alagoas é caracterizada por uma espessa seção sedimentar da fase rifte na região continental e por feições associadas à transpressão na região da plataforma e talude. A Fig 2.4 apresenta um seção sísmica entre a região da plataforma continental e a região de águas profundas, onde ocorrem intrusões ígneas (Pontes *et al.* 1991 *apud* Mokriak, 2003).

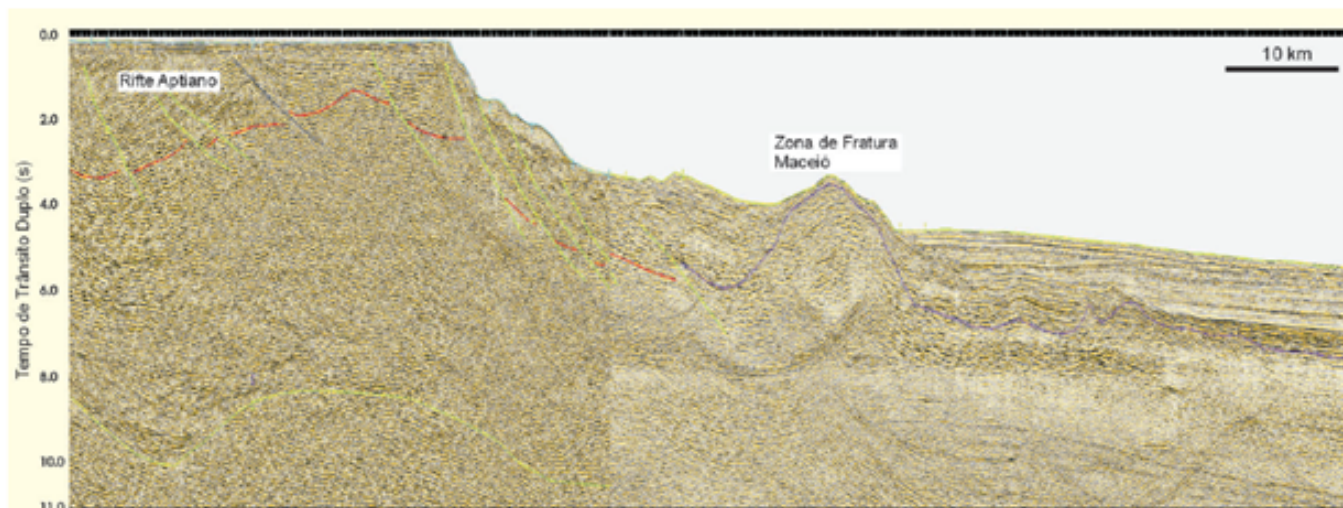


Figura 2.4: Seção sísmica na sub-bacia de Alagoas, mostrando sequências estratigráficas afetadas por inversão de bacia e ocorrência de altos vulcânicos associados a zonas de fraturas transformantes, Mohriak *et al.* 2000.

Entre as sub-Bacias de Alagoas e Sergipe ocorrem feições diapíricas em águas profundas que podem estar relacionadas à tectônica de sal (Mohriak, 1995b *apud* Mokriak, 2003). A Bacia de Sergipe é caracterizada por um espesso depocentro na região do Baixo de Mosqueiro, a sul de Aracaju, o qual é controlado por falha da fase rifte (Vaza-Barris-Itaporanga) que apresenta reativações até o Cretáceo Superior (Cainelli e Mohriak, 1998 *apud* Mokriak, 2003).

A interpretação da sequência rifte na região de águas profundas apresenta duas principais hipóteses opcionais (Mohriak *et al.* 2000 *apud* Mokriak, 2003): a) ocorrência de espessa sequência aptiana, neocomiana e sedimentos pré-rifte até a região de altos vulcânicos das zonas de fraturas (Pontes *et al.* 1991); e b) afinamento do rifte na região do talude e bacia profunda, com presença de *seaward-dipping reflectors* na transição para crosta oceânica (Mohriak *et al.* 1995a; Mohriak *et al.* 2000 *apud* Mokriak, 2003). A Fig 2.5 apresenta uma linha sísmica na região sul da sub- Bacia de Sergipe, estendendo-se desde a plataforma até a região de águas profundas, e já a Fig 2.6 revela a interpretação (Mohriak *et al.* 1998b *apud* Mokriak, 2003).

Próximo a área de estudo desse trabalho, Souza (2015) realizou um estudo sismoestratigráfico da fase drifte da bacia no qual foi possível identificar 5 sequências principais (Fig

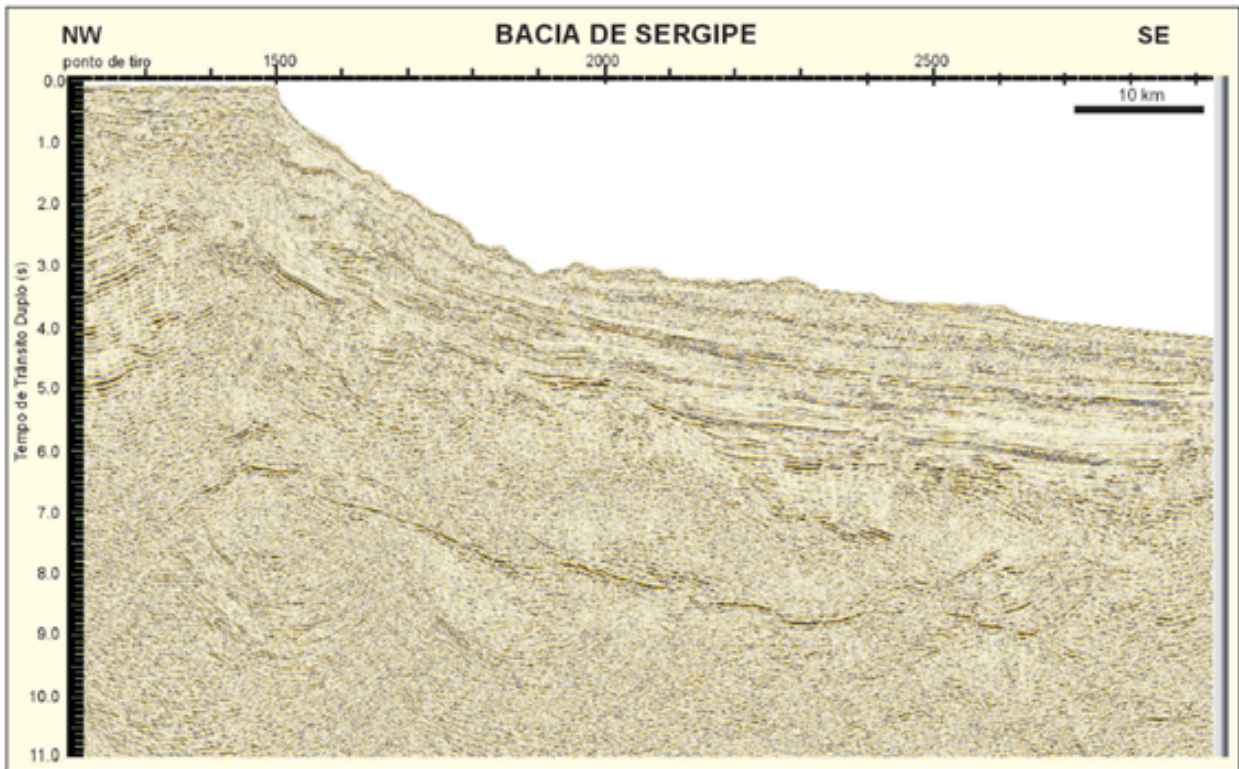


Figura 2.5: Seção sísmica na sub-Bacia de Sergipe, mostrando seqüências estratigráficas associadas à fase sinrifte e pós-rifte e ocorrência de expressivo refletor profundo na região a leste da quebra do talude continental, Mohriak et al. 2000

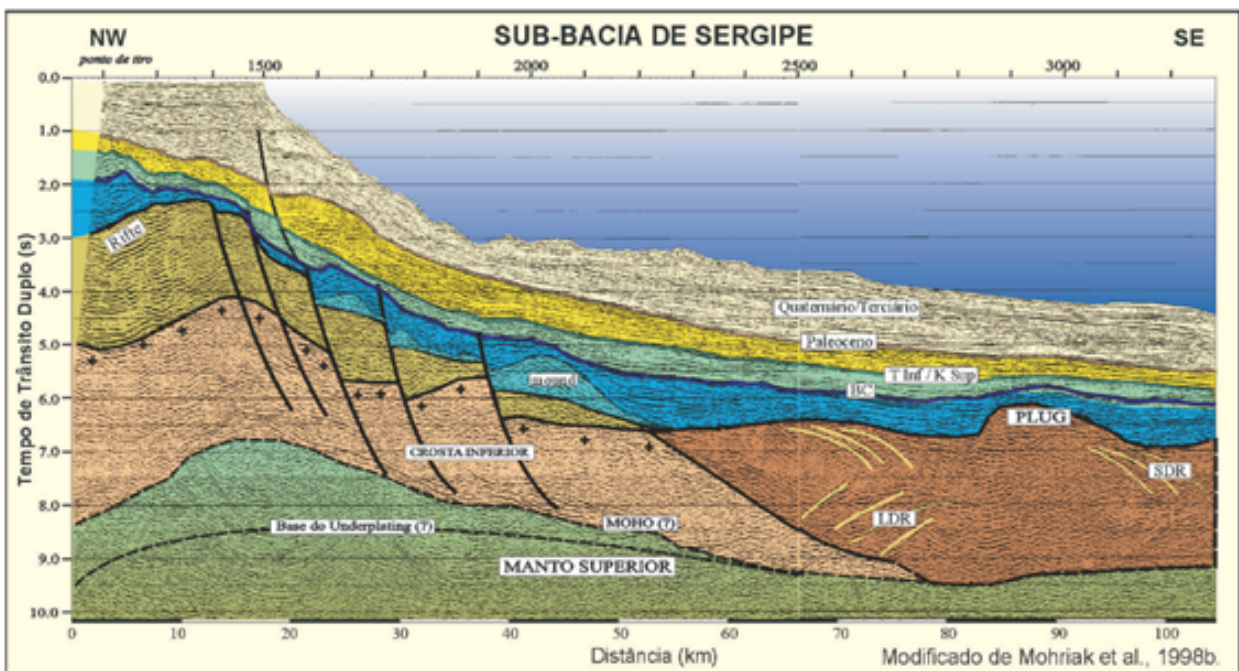


Figura 2.6: Interpretação da seção sísmica na sub-Bacia de Sergipe, mostrando afinamento das seqüências estratigráficas da fase rifte na direção da bacia profunda, Mohriak et al. 2000

2.7). De acordo com Souza (2015), essas seqüências foram depositadas durante os seguintes períodos aproximadamente(Fig 2.8):

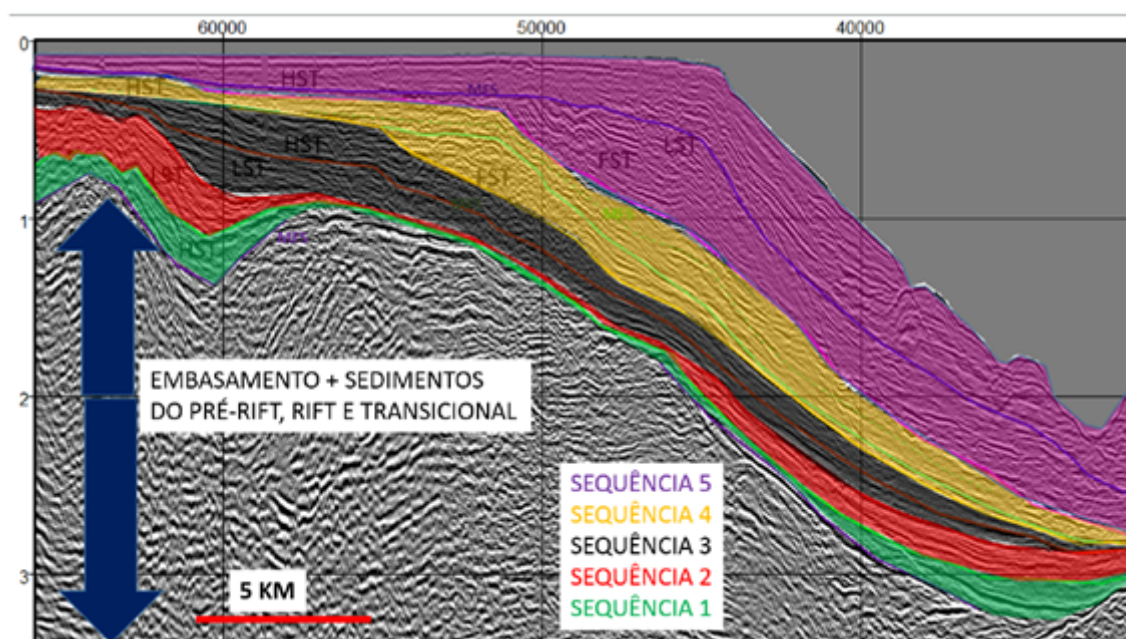


Figura 2.7: Seção sísmica interpretada mostrando os tratos de sistemas mapeados na Bacia Sergipe-Alagoas, Souza (2015).



Figura 2.8: Carta estratigráfica mostrando a cronoestratigrafia, litoestratigrafia e as seqüências mapeadas. As discordâncias em vermelho são os limites das seqüências mapeadas. As discordância em azul e vermelho foram apresentadas na carta estratigráfica da bacia, Campos et al., 2007 *apud* Souza, 2015.

- Sequência 1: discordância pré-Calumbi - topo do Cretáceo

- Sequência 2: topo de Cretáceo - topo do Paleoceno
- Sequência 3: topo do Paleoceno - topo do Eoceno
- Sequência 4: topo do Eoceno - Mioceno Médio
- Sequência 5: Mioceno Médio - recente

Sequência 1

Marca o início da sedimentação de mar aberto, ou seja, a passagem da fase transicional para a fase drifte. Ainda de acordo com Souza (2015), o limite inferior da sequência (discordância pré-Calumbi) é facilmente mapeada desde a região de águas rasas até as porções mais profundas da bacia. Muitas vezes, essa superfície erode os blocos rotacionados da fase *riffe* gerando uma discordância angular. Essa sequência encontra-se bastante erodida, principalmente as porções marinhas rasas e, quando preservada, muitas vezes está associada aos sedimentos de águas profundas.

Segundo Souza (2015), essa plataforma continental era estreita nessa porção da bacia. Isso fez com que os sedimentos, em sua grande parte, fossem depositados diretamente nas águas profundas através dos diversos *canyons* submarinos presentes em várias partes da bacia. Por conta disso, é a sequência que apresenta a menor extensão territorial. Na base são encontrados inúmeros turbiditos, principalmente em frente à foz do Rio São Francisco. Esses depósitos são contemporâneos aos reservatórios de águas profundas portadores de hidrocarbonetos que são os alvos do presente trabalho.

Sequência 2

É possível identificar, de acordo com o trabalho realizado por Souza (2015), espessas camadas de sedimentos com típicas clinofomas de talude. Elas cobrem os montes submarinos que limitavam a sequência 1. Foi identificado, também, principalmente nas porções de água profunda, que as fácies sísmicas possuem uma configuração interna com refletores paralelos ou transparentes e de baixa amplitude sendo assim, associados aos folhelhos marinhos, embora, bem em frente à foz do rio São Francisco, tenha sido observado uma extensa área com depósitos turbidíticos.

Sequência 3

O limite basal dessa sequência é composta pela discordância mais expressiva que ocorre na região de estudo (Souza, 2015). Essa discordância marca a mudança drástica de fácies sísmicas com uma configuração interna transparente ou paralela com baixa amplitude para fácies descontínuas ou caóticas de amplitude variada. Weimer e Slatt (2014) *apud* Souza

(2015) associam esse processo como a passagem do folhelho marinho para um complexo de transporte de massa (corrente de turbidez, fluxo de detritos, etc). Segundo eles, esse complexo tem origem devido ao aumento de aporte sedimentar que ocorreu na bacia como consequência, principalmente, de dois fatores: (i) soerguimento e desnudação da área fonte; (ii) captura do Rio Parnaíba pelo rio São Francisco no Eoceno Médio.

Sequência 4

As seções sísmicas dessa sequência mostram, durante a fase de subida relativa do nível de base, fácies transparentes ou paralelas com baixa amplitude (característica de uma sedimentação pelágica). Já na fase de descida relativa do nível de base, as fácies se mostram paralelas/sub-paralelas com alta amplitude, que, de acordo com Souza (2015), estão associadas aos leques submarinos da etapa da regressão forçada. A linha de costa, no final da deposição, encontra-se bastante progradada em relação à linha de costa no final da sequência 3 mostrando o grande avanço que ocorreu das regiões costeiras.

Sequência 5

As maiores espessuras situam-se entre a quebra da plataforma e o talude superior. Em águas profundas os locais mais espessos ocorrem justamente nos *canyons* submarinos modernos, como o do Rio São Francisco. A plataforma, ao longo dos estados de Sergipe e Alagoas, é considerada uma das mais dinâmicas devido às marés e as correntes de alta energia. Como consequência, esses fenômenos impedem a formação, por exemplo, de um grande delta dominado por rio.

O alvo do presente trabalho, como já dito anteriormente, são os reservatórios de águas profundas portadores de hidrocarbonetos. Esses reservatórios fazem parte da sequência 1, identificada e caracteriza por Souza (2015) (Fig. 2,8). Essa sequência, como visto, marca o início da fase *drifte* da bacia. A Supersequência Drifte caracteriza-se por uma subsidência plenamente térmica. A deposição dos sedimentos ocorre, inicialmente, em ambiente marinho restrito, que evoluiu, posteriormente, para um ambiente de mar aberto à medida que foi se instalando a crosta oceânica (Campos Neto *et. al.*, 2007 *apud* Figueiredo, 2014). Esta Supersequência é composta pelo Grupo Sergipe (Formações Riachuelo e Cotinguiba) e Grupo Piaçabuçu (Formações Calumbi, Marituba e Mosqueiro).

A Bacia de Sergipe-Alagoas é produtora de óleo e gás em diversos tipos de *plays* exploratórios, com vários sistemas petrolíferos conhecidos. No entanto, a maior parte destes é ativa apenas para a parte terrestre da bacia. Para a porção de águas profundas, há a presença do sistema petrolífero Riachuelo-Calumbi (!) e Cotinguiba-Calumbi (.).

A Formação Calumbi compõe-se, segundo Feijó (1994) *apud* Figueiredo (2014), de argi-

litos e folhelhos cinzentos a esverdeados, com intercalações de arenitos finos a grossos. Os folhelhos e argilitos teriam sido depositados no talude e na planície abissal, enquanto que os arenitos são interpretados como frutos de correntes de turbidez. São justamente esses arenitos turbidíticos os reservatórios portadores de gás que foram utilizados nos estudos das anomalias de baixa frequência associadas ao gás no presente trabalho.

Os processos de transporte de massa e sedimentos gravitacionais em ambientes marinhos podem ser classificados de acordo com o comportamento mecânico do fluido (reologia), ou com o mecanismo de suporte dos grãos, ou com a concentração do fluxo ou, ainda, com a mudança longitudinal dos seus depósitos (Stow et al. 1996 *apud* Figueiredo, 2014). Segundo Mulder (2010 *apud* Figueiredo (2014)), os principais processos de sedimentação atuantes em águas profundas são: avalanche ou queda de blocos, rastejamento, *slides*, *slumps*, fluxo de detritos, fluxo liquefeito/fluidizado e fluxo turbulento.

A **avalanche ou queda de blocos (*rock fall*)** é um fluxo gravitacional de massa, o qual o fragmento de sedimentos consolidados ou rochas, em geral de grande tamanho, se despreendem do local original e caem ou rolam até o substrato. Os ambientes mais propícios para a ocorrência destes processos são penhascos/cânions sub-aquosos e taludes de alta inclinação, sendo bastante comum em ambientes vulcanoclásticos. Os depósitos relacionados com esse processo normalmente apresentam uma seleção granulométrica pobre, ausência de laminação/estratificação, unidades sem limites distinguíveis e estão depositados bem próximos à área fonte (Fig 2.9).

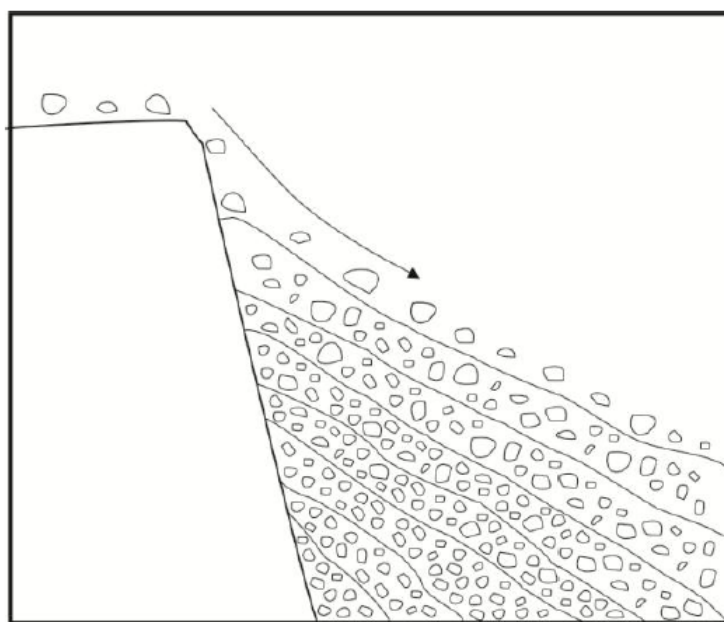


Figura 2.9: Desenho esquemático de uma avalanche de rochas no talude. Figueiredo (2014)

Rastejamento ou *creeping* é a deformação plástica de sedimentos (normalmente esse processo está associado às frações finas) através da sua movimentação (a uma taxa bastante pequena) devido a uma carga constante (Fig 2.10). Este processo é muito mais comum em áreas emersas, onde se relaciona diretamente com o intemperismo e a erosão. A deformação por rastejamento pode ocorrer também em ambientes sub-aquosos, mas sua identificação é mais difícil, pois as estruturas caracterísicticas são dificilmente individualizáveis.

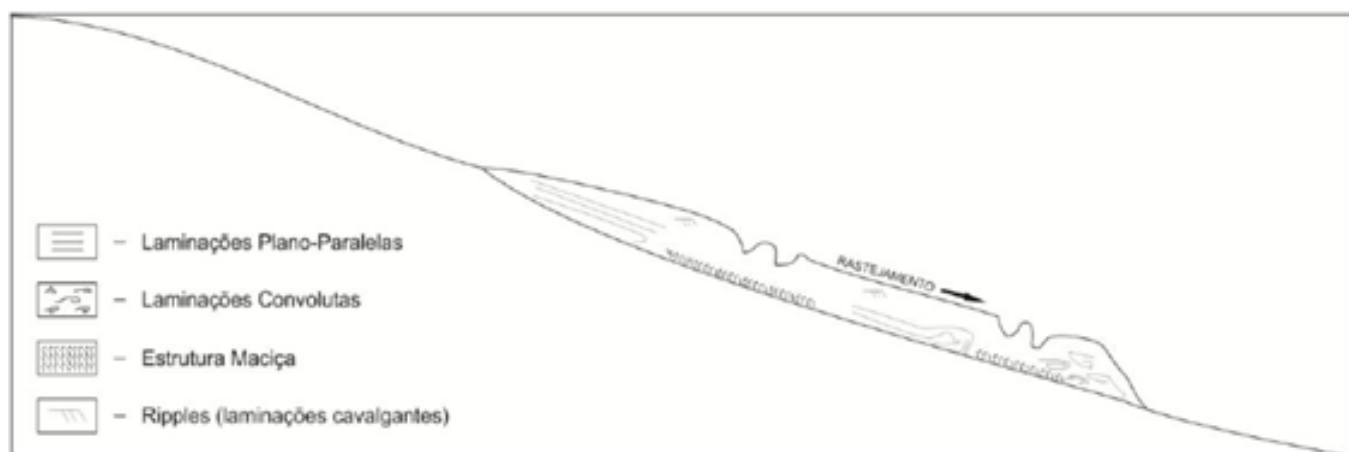


Figura 2.10: Seção esquemática de um processo de rastejamento. Figueiredo (2014)

Slides e slumps são dois tipos de fluxos gravitacionais de massa que se diferenciam quanto à cinemática (respectivamente, translacional e rotacional) (Fig 2.11) e, segundo Middleton e Hampton (1973) *apud* Figueiredo (2014), pelo seu grau de deformação interna (maior nos *slumps*).

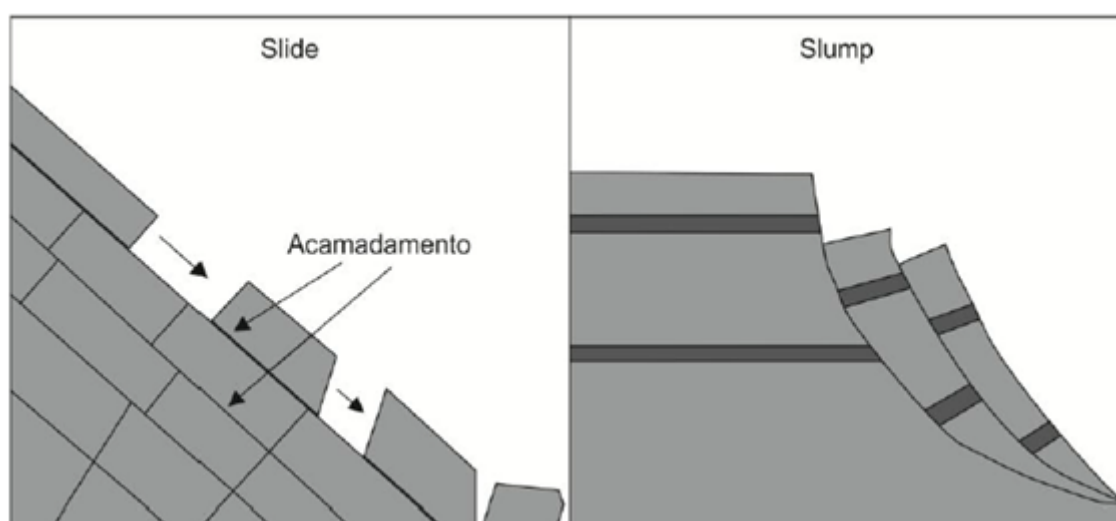


Figura 2.11: Seção esquemática demonstrando o processo de slide e slump. Figueiredo (2014)

Os *slides* ou deslizamentos são movimentos de massas sedimentares rígidas ou semi-consolidadas ao longo de planos discretos de cisalhamento (normalmente planos de acamamento), com pouco fluxo interno, apresentando um comportamento rúptil. Os *slumps* (escorregamentos) têm comportamento majoritariamente dúctil e ocorrem geralmente em áreas com baixa inclinação, especialmente onde as taxas de sedimentação de material fino são altas (Stow et al. 1996 *apud* Figueiredo, 2014).

Os depósitos gerados por escorregamento são caracterizados por um alto grau de deformação interna, com parcial ou total destruição das estruturas pré-existentes. Vale a pena ressaltar a importância dos *slumps* como gatilho para outros fluxos, já que com a sua aceleração e diluição ao descer o talude, este pode vir a se transformar em outros tipos de fluxos gravitacionais (principalmente, fluxos liquefeitos, fluidizados ou turbidíticos).

Os **fluxos de detritos** têm comportamento plástico. A água está totalmente misturada com os sedimentos ocorrendo, praticamente, a total destruição de estruturas pré-existentes (Slow et al., 1996 *apud* Figueiredo, 2014). Ainda de acordo com o Slow et al., 1996 *apud* Figueiredo (2014), estes fluxos podem ser subdivididos em coesivos e não coesivos (**fluxo de grãos**).

Os coesivos têm como principal mecanismo de sustentação das partículas a força coesiva da matriz e podem, de acordo com a proporção de argila e silte, ser classificados como fluxo de lama ou fluxos de silte. Já nos fluxos de grãos, os sedimentos são mantidos em suspensão principalmente pela ação de pressões dispersivas geradas pelo choque entre os grãos. Segundo Stow et al. (1996) *apud* Figueiredo (2014), este processo normalmente ocorre como uma avalanche de grãos bem selecionados de granulometria areia a seixo que se inicia quando o ângulo de repouso desses sedimentos é excedido.

Fluxos liquefeitos e fluidizados dependem diretamente do comportamento do fluido intergranular. Entretanto, nenhum dos dois é um processo de transporte importante por grandes distâncias. Fluidos liquefeitos ocorrem quando algum evento desestabiliza o arranjo deposicional de um pacote de sedimentos, fazendo com que a pressão dos fluidos intergranulares aumente e estes sejam expulsos, movimentando-se de maneira ascendente.

Esse processo gera depósitos de sedimentos com alta porosidade. Os fluxos fluidizados são suportados pelo movimento ascendente de escape de fluidos dos poros. Estes fluxos geram depósitos com estruturas de escape de água, diques de areia, estruturas de carga e laminações convolutas.

O **fluxo turbulento (corrente de turbidez)** é um fluxo de comportamento newtoniano (fluidal) no qual os sedimentos são suportados majoritariamente pela componente

ascendente da turbulência do fluido. Estes fluxos são considerados como sendo o mais importante processo de transporte de areias para águas profundas.

Bagnold (1962, *apud* Figueiredo, 2014) diz que o limite de concentração de sedimentos para que seja possível o total transporte dos mesmos pela turbulência do fluido é de nove por cento por volume. Este valor de concentração é utilizado para definir as correntes de turbidez em sentido restrito.

As correntes turbidíticas podem, segundo Mulder (2011), serem geradas diretamente por atuação de correntes oceânicas em ambientes como, por exemplo, a entrada de um cânio submarino, influxo direto de rios em ambientes submarinos e transformações de outros fluxos gravitacionais em correntes turbidíticas, sendo que estes fluxos são iniciados devido à diminuição do atrito entre as partículas através do aumento da pressão dos poros, o que ocorre devido a processos como terremotos, sobrecarga de gelo, escape de fluidos e processos atuantes na plataforma continental como, por exemplo, ondas de tempestade.

Fisher (1983) identifica quatro diferentes tipos de transformação de fluxos em fluxos gravitacionais de sedimentos (Fig 2.12): (a) **transformações de corpo** ocorrem quando o fluxo muda de laminar para turbulento dentro do corpo principal sem que haja uma significativa adição ou perda de fluido intersticial; (b) **transformações de gravidade** ocorrem quando um fluxo fluido carregado de partículas, inicialmente turbulento, se segrega gravitacionalmente e desenvolve uma camada de fluxo laminar em sua base com uma camada superior turbulenta; (c) **transformações de superfície** ocorrem quando a água ou o ar se misturam nos limites de um fluxo, resultando em diluição, conseqüente turbulência e separação entre a parte laminar e outra turbulenta; (d) **transformações de fluidização** se desenvolvem pela elutriação (separação de finos e grossos) das partículas de uma camada concentrada (fase densa) pela movimentação ascendente de fluidos, gerando uma fase diluída e turbulenta acima desta camada concentrada.

Os depósitos formados por correntes de turbidez tiveram seu primeiro modelo de fácies (padrão de empilhamento característico) proposto por Bouma (1962), que definiu 5 fácies (Ta-Te) que comporiam um depósito turbidítico idealizado: Ta - arenitos maciços gradacionais; Tb - arenitos com laminações plano-paralelas; Tc - arenitos com *ripples* ou laminações convolutas; Td - siltitos maciços ou com laminações plano-paralelas, por vezes intercalados com arenitos muito finos; Te - folhelos. Estes depósitos têm em sua base feições erosionais e no topo é comum serem recobertos por hemipelagitos (figura 2.13).

Mutti (1992) propõe uma divisão entre as fácies turbidíticas, primeiramente, de acordo com quatro populações de grãos: **A** - calhaus a seixos pequenos; **B** - seixos pequenos a areia grossa; **C** - areia média a fina; **D** - areia fina a lama. Ele também considera a corrente de

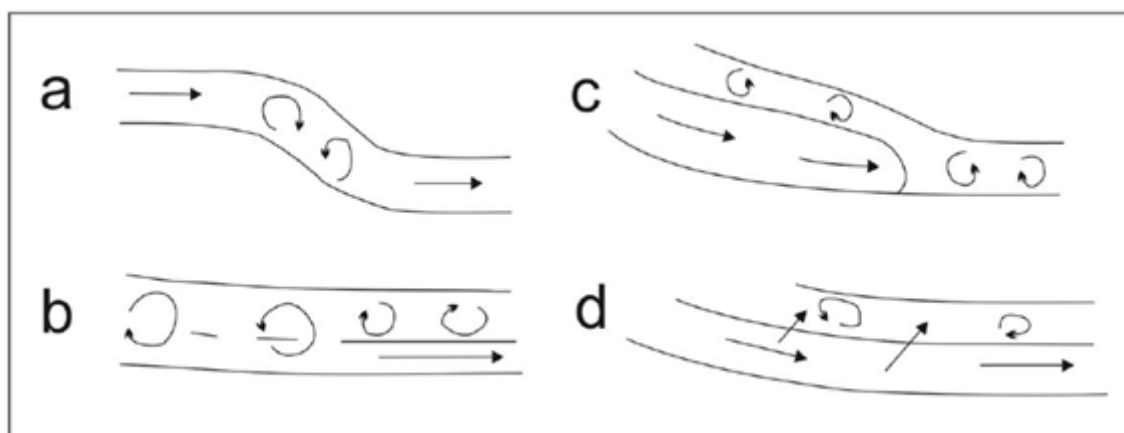


Figura 2.12: Tipos de transformação de fluxo. Modificado de Fisher (1983) *apud* Figueiredo (2014)

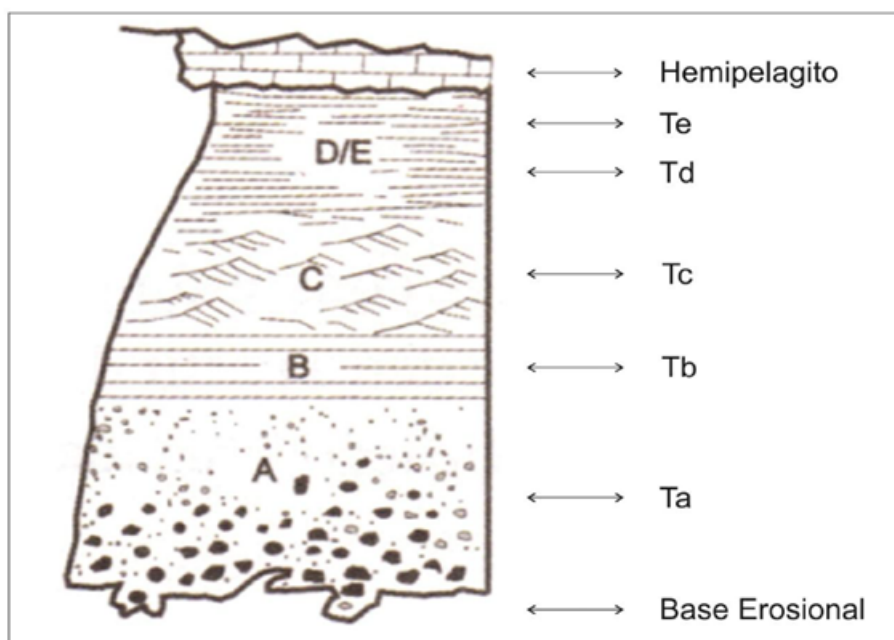


Figura 2.13: Modelo de Fácies proposto por Bouma em 1962 (modificado de Bouma, 1962)

turbidez como sendo dividida em uma camada basal com alta concentração de sedimentos e fluxo laminar e uma camada superior mais diluída e totalmente turbulenta (Fig 2.14). As populações A e B são transportadas invariavelmente na camada basal, enquanto a população C, que é transportada pela camada basal, pode progressivamente ser incorporada à carga em suspensão, onde é transportada a população D.

O modelo proposto por Mutti (1992) é composto por oito fácies sedimentares turbidíticas (F2 a F9) baseada na relação entre os tamanhos dos grãos (subgrupos A, B, C e D) com estruturas sedimentares primárias. A ocorrência de uma sedimentação que exiba desde a fácies mais proximal (F2) até a mais distal (F9) depende de uma alta eficiência de um fluxo, que deve ter um grande volume e uma longa duração.

Longitudinalmente, a morfologia dos fluxos turbulentos consiste em: cabeça, pescoço (nem sempre observado), corpo e cauda (Mulder, 2011). A cabeça tem uma forma bojuda devido à dinâmica do fluxo e tende a transportar os grãos mais grossos, sendo está característica considerada principalmente erosional. O corpo, de característica predominantemente deposicional, se localiza atrás da cabeça, podendo ser separado desta pelo pescoço. Após o corpo, localiza-se a cauda, que é a parte mais diluída, na qual o fluxo se afina e se finda (Fig. 2.15).

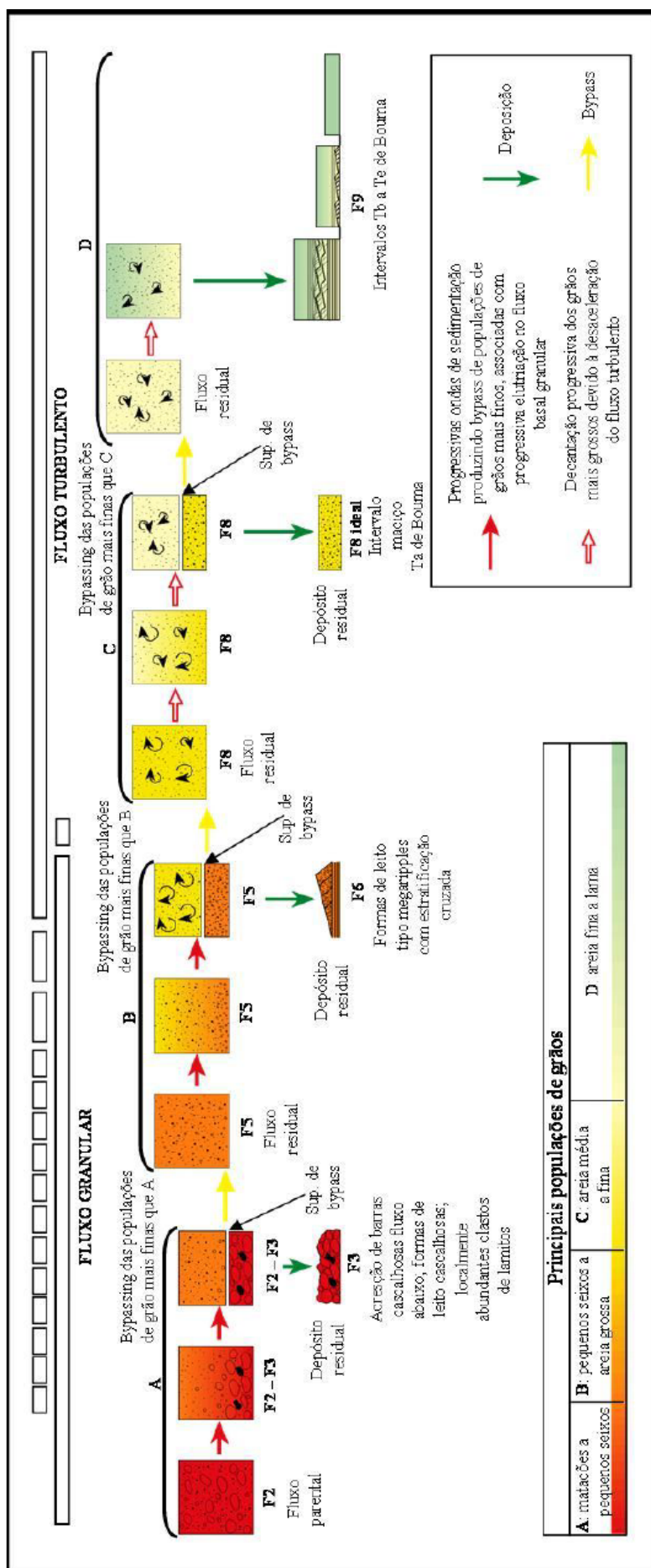


Figura 2.14: Fácies e processos de uma corrente turbidítica de alta eficiência (modificado de Mutti, 1992).

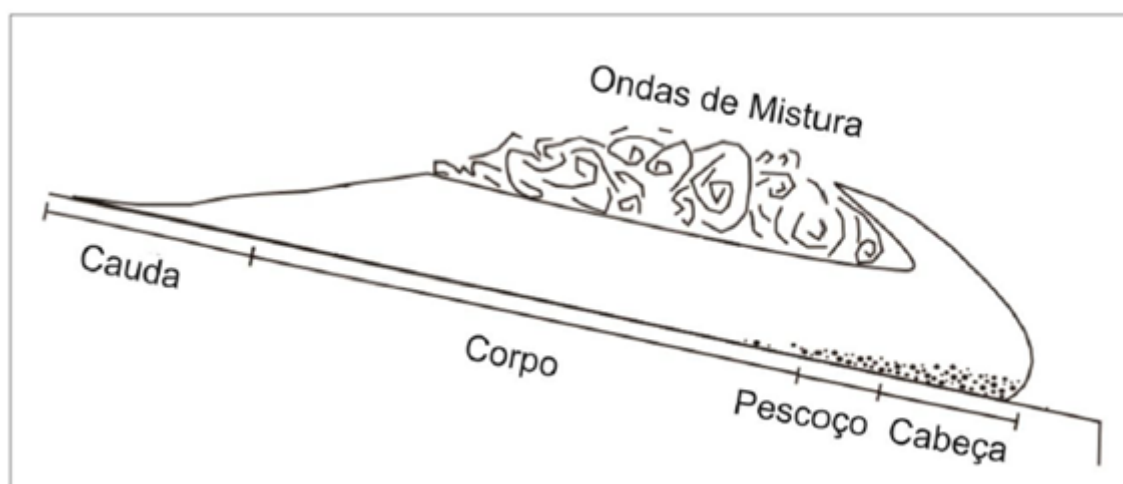


Figura 2.15: Morfologia de um fluxo turbulento. Modificado de Pickering (1989) *apud* Figueiredo (2014).

3

Decomposição Tempo-Frequência

O sinal sísmico é normalmente representado em função do tempo e das suas coordenadas espaciais. Entretanto, em muitos casos, significativas informações estão registradas no conteúdo de frequência do sinal ou, em certos casos, alguns problemas são mais facilmente resolvidos no domínio da frequência. É comum, hoje em dia, a análise do sinal no domínio espectral no processamento sísmico.

Tornou-se, então, necessário representar o mesmo sinal no domínio da frequência. A transformada de Fourier (FT) é provavelmente a forma mais popular utilizada para transformar um sinal que está no domínio do tempo para o domínio da frequência (e vice-versa). Esse processo é válido para o sinal que é considerado estacionário. No caso do sinal cujo conteúdo de frequência varia significativamente com o tempo, a FT se vê bastante limitada (ou seja, esse método não é muito adequado para sinais não-estacionários).

No século XIX, Fourier, matemático francês, mostrou que uma série pode ser separada em suas componentes (cossenos e senos) de diferentes frequências. A transformada direta e inversa são expressas, respectivamente, por:

$$S(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t)e^{-2\pi ift} dt \quad (3.1)$$

$$s(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(f)e^{-2\pi ift} df \quad (3.2)$$

A transformação clássica tem ajudado na interpretação sísmica (Claerbout, 1976. Sheriff e Geldart, 1983 *apud* Zoukaneri, 2014) e também tem sido usada como base para o processamento de dados sísmicos como filtragem de ruído (Yilmaz, 2001), deconvolução (Robinson,

1984 *apud* Zoukaneri, 2014) e caracterização da forma de onda (Rosa e Ulrych, 1991 *apud* Zoukaneri, 2014).

A limitação da transformada de Fourier se explica pelo fato que as variáveis tempo e frequência são mutuamente exclusivas, ou seja, as duas informações, tempo e frequência, não existem simultaneamente no mesmo domínio. A Fig. 3.1 ilustra essa limitação da FT.

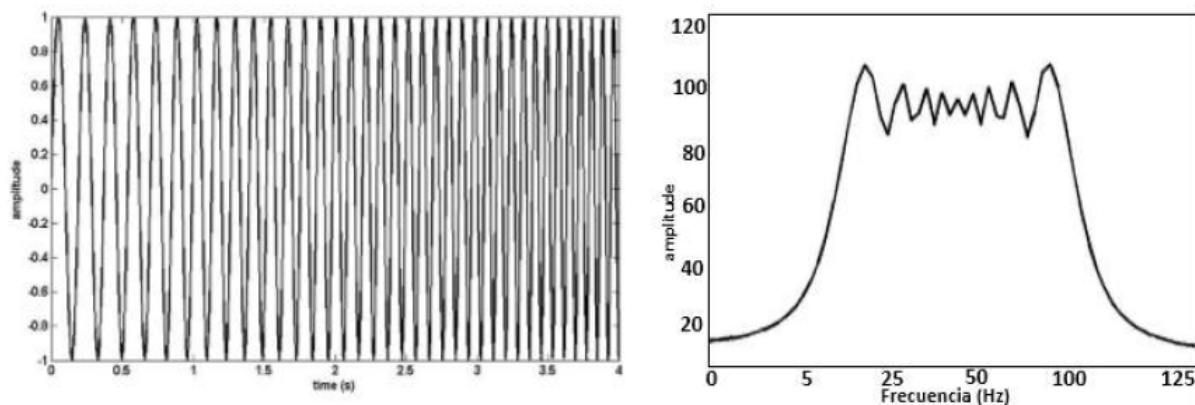


Figura 3.1: Sinal senoide e seu respectivo espectro de amplitude obtida com a Transformada de Fourier. (Zoukaneri, 2014)

A figura mostra o sinal no domínio do tempo e o seu correspondente espectro de amplitude no domínio da frequência (Zoukaneri, 2014). O intervalo de variação da frequência entre 5Hz e 100Hz representa as amplitudes mais expressivas do dado. Porém, dentro desse intervalo, por exemplo, não é possível mostrar como a frequência varia com o tempo. A outra parte da figura se comporta de forma semelhante. Ela mostra visualmente a variação da frequência com o tempo, mas, por outro lado, não é possível saber quais os valores de determinadas frequências para cada tempo.

As transformadas chamadas de tempo-frequência são usadas, portanto, para obter as duas informações simultaneamente. O que essas transformadas fazem é simplesmente converter um sinal 1-D em um espectro 2-D que tem dimensões de tempo e frequência. Com isso, o espectro completo de frequência é descrito para cada tempo. Essas transformadas são também conhecidas como decomposição tempo-frequência (DTF), distribuição tempo-frequência ou de representação tempo-frequência.

3.1 Métodos de Decomposição Tempo-Frequência

Os métodos de Decomposição Tempo-Frequência (DTF) podem ser classificados com base no uso da Transformada de Fourier ou com base no uso da transformada de ondaletas (wavelets). Um outra forma de classificação, proposta por Carl *et al.*, 2009 (*apud* Zoukaneri,

2014), é através da janela de tempo fixo ou variável.

Será adotado no presente trabalho a classificação proposta por Carl (2009) e como exemplos dessa classificação, utilizou-se a transformada de Fourier de janela curta (Short Time Fourier Transform) (STFT) e a transformada de Gabor como exemplos de decomposições com janela fixa. E no caso das transformadas de janelas móveis, foram usadas a transformada S e a transformada contínua de wavelet.

3.1.1 Decomposição com janela fixa

Transformada de Fourier de tempo curto

No funcionamento desse tipo de transformada é assumido que o sinal é estacionário num intervalo finito de tempo, ou seja, a frequência vai variar muito pouco em uma janela de tempo pequena, de tal forma que deslizando-a por todo o traço sísmico e aplicando a transformada de Fourier é possível, como consequência, gerar uma imagem 2-D cujas dimensões são tempo e frequência (o espectro de frequência correspondente a cada janela de tempo).

A Fig. 3.2 ilustra o método STFT. O espectro de Fourier da janela de tempo é representado pelos retângulos na Fig. 3.2a. O resultado da decomposição aplicada no senoide da Fig. 3.2a é apresentado na Fig. 3.2b (Zoukaneri, 2014). Como resultado, tem-se a informação da frequência com o tempo, o que fornece um melhor entendimento do sinal analisado.

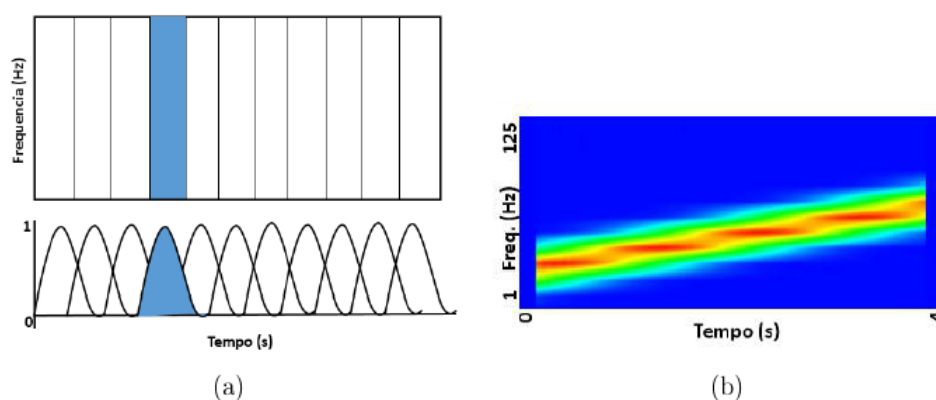


Figura 3.2: (a) Ilustração do processo da STFT, (b) STFT obtida. (Zoukaneri, 2014)

A expressão matemática da STFT é dada por:

$$STFT(\tau, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t)\omega(t - \tau)e^{-2i\pi ft} dt \quad (3.3)$$

onde $s(t)$ é o sinal sísmico, $\omega(\cdot)$ é a janela, τ é o tempo central da janela e $e^{-2i\pi ft}$ o kernel de Fourier. Logo, a STFT é obtida deslizando $\omega(\cdot)$ sobre $s(t)$ e computando a transformada de Fourier em cada processo.

São utilizadas na STFT as janelas retangular, de Hann ou Hanning (Harris, 1978 *apud* (Zoukaneri, 2014) dentre outras. O tamanho da janela é o parâmetro mais crítico. Se a janela for muito grande, ela atuará como um filtro passa banda fino no domínio da frequência. Isso implica numa amostragem fina das frequências, mas como a janela é grande, pequenos detalhes no domínio do tempo não serão percebidos, como consequência negativa do processo. Por sua vez, ocorre o efeito contrário quando a janela é pequena. Esse efeito, característico da STFT, é conhecido como a *incerteza de Heisenberg-Gabor* (Claerbout, 1976 *apud* Zoukaneri, 2014).

Essa característica é demonstrada na Fig. 3.3. Foi criado um sinal sintético composto de 3 ondaletas de Morlet com frequências picos de 30Hz, 40hz e 50Hz, respectivamente. Um total de 600 amostras são repartidas em intervalos de tempo de 1.2s com um interlavo de amostragem de 0.0002s e as ondaletas distribuídas nos tempos 0.3s, 0.4s e 0.5s. Para analisar somente a influência da janela no espectro de frequência ou no tempo, todas as ondaletas foram simuladas com fase zero. A Fig. 3.3b mostra a STFT com uma janela de Hanning de 32 amostras e a Fig. 3.3c, a STFT com janela de 200 amostras.

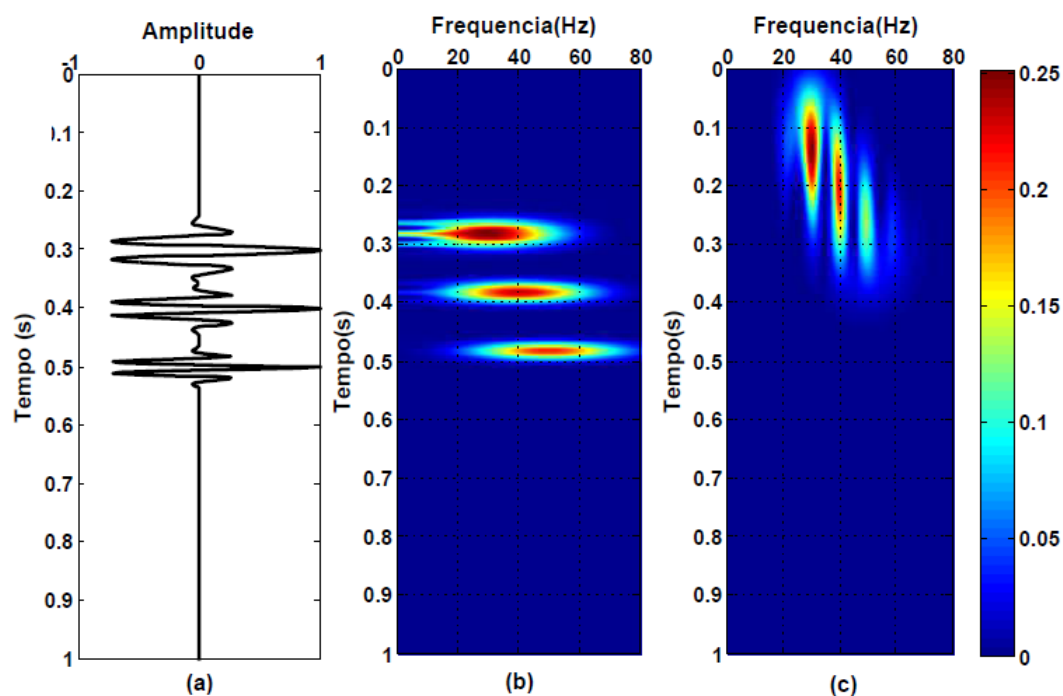


Figura 3.3: Ilustração da incerteza de Heisenberg-Gabor. (Zoukaneri, 2014)

Portanto, com uma janela maior (parte c), é possível identificar as 3 frequências uti-

lizadas, mas as posições temporais não são tão corretas porque a janela é maior do que a diferença de tempo entre cada componente do sinal. Já com uma janela relativamente pequena (32 amostras), é possível mapear a posição temporal de cada componente do sinal mais precisamente. Porém, as frequências já não são mais identificáveis porque o filtro de frequência agora é amplo e as 3 frequências são somadas na mesma janela. Essa limitação foi o motivo do surgimento de novas técnicas de transformadas alternativas que serão apresentadas na próxima seção.

Transformada de Gabor

A transformada de Gabor ocorre quando na Eq.(3.3) a janela escolhida tem como função uma gaussiana. E essa janela gaussiana é dada pela expressão:

$$\omega(t) = \exp \frac{-t^2}{2\sigma^2} \quad (3.4)$$

onde σ é o desvio padrão com respeito ao tempo central da janela.

Utilizando essa expressão na Eq.(3.3), o resultado é obtido por meio de uma convolução do sinal com uma função gaussiana modulada. Isso significa a resposta impulsiva do filtro gaussiano (Rioul e Vetterli, 1991 *apud* Zoukaneri, 2014) o que justifica a denominação de transformada de Gabor a ela atribuída.

Na Fig. 3.4 foi utilizada uma janela gaussiana com desvio padrão $\sigma = 0.33$. O resultado obtido é bem parecido com o resultado da STFT com a janela de Hanning (Fig. 3.3).

3.1.2 Decomposição com janela variável

Nos dois tipos de decomposição mostrados na seção anterior, a resolução é limitada pelo uso da janela. Para sinais cuja frequência varia bastante, o uso de janela de tamanho variável é o mais indicado.

Transformada S

Esse tipo de transformada, introduzida por Stockwell (Stockwell e Lowe, 1996 *apud* Zoukaneri, 2014), pode ser vista como uma variação da transformada de Fourier de janela curta.

Ela faz uso da janela gaussiana (Eq. (3.4)). Porém, o desvio padrão σ é substituído por um tempo dependente da frequência: $\sigma = \frac{1}{f}$. Fazendo uma normalização da amplitude da janela, a expressão matemática da transformada S é dada por:

$$ST(\tau, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t)\omega(t - \tau, f)e^{-i\pi ft} dt \quad (3.5)$$

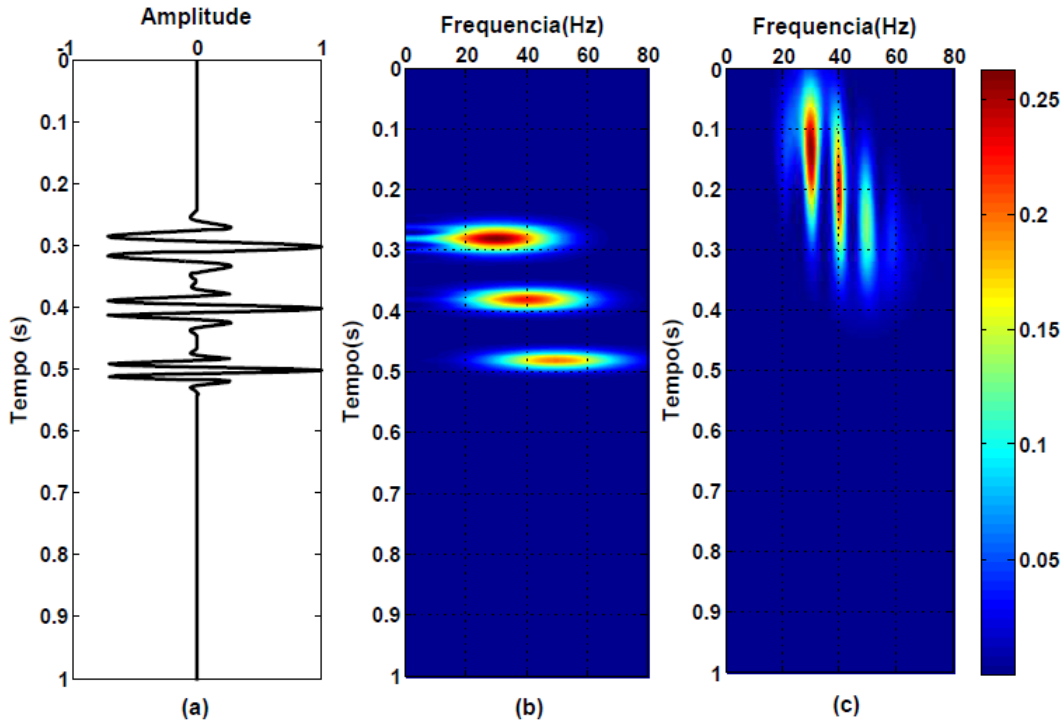


Figura 3.4: Ilustração da decomposição de Gabor com janela gaussiana. (a) sinal sintético constituído por 3 ondaletas de Morlet. (b) Decomposição com janela de 32 amostras. (c) Decomposição com janela de 200 amostras. (Zoukaneri, 2014)

A janela $\omega(t - \tau, f)$ é dada por:

$$\omega(t - \tau, f) = \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}} \exp \frac{-(t - \tau)^2 f^2}{2} \quad (3.6)$$

Variando a frequência em certo intervalo é possível obter diferentes janelas com a Eq.(3.6). Cada janela será então utilizada na Eq.(3.5). A Fig. 3.5 representa a decomposição tempo-frequência do sinal sintético com a transformada S. É possível notar uma melhoria comparado com a STFT, pois a posição temporal está bem recuperada e, além disso, a resolução na dimensão das frequências está bastante razoável.

Transformada wavelet contínua (CWT)

A transformada de wavelet contínua usa uma função mãe, chamada *wavelet*, convolvida com o sinal original. A expressão matemática da CWT é dada por:

$$CWT(a, \tau) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \psi^* \left(\frac{t - \tau}{a} \right) dt \quad (3.7)$$

onde a é a escala e τ é o fator de translação do deslocamento e ψ^* indica o complexo conjugado da *wavelet*.

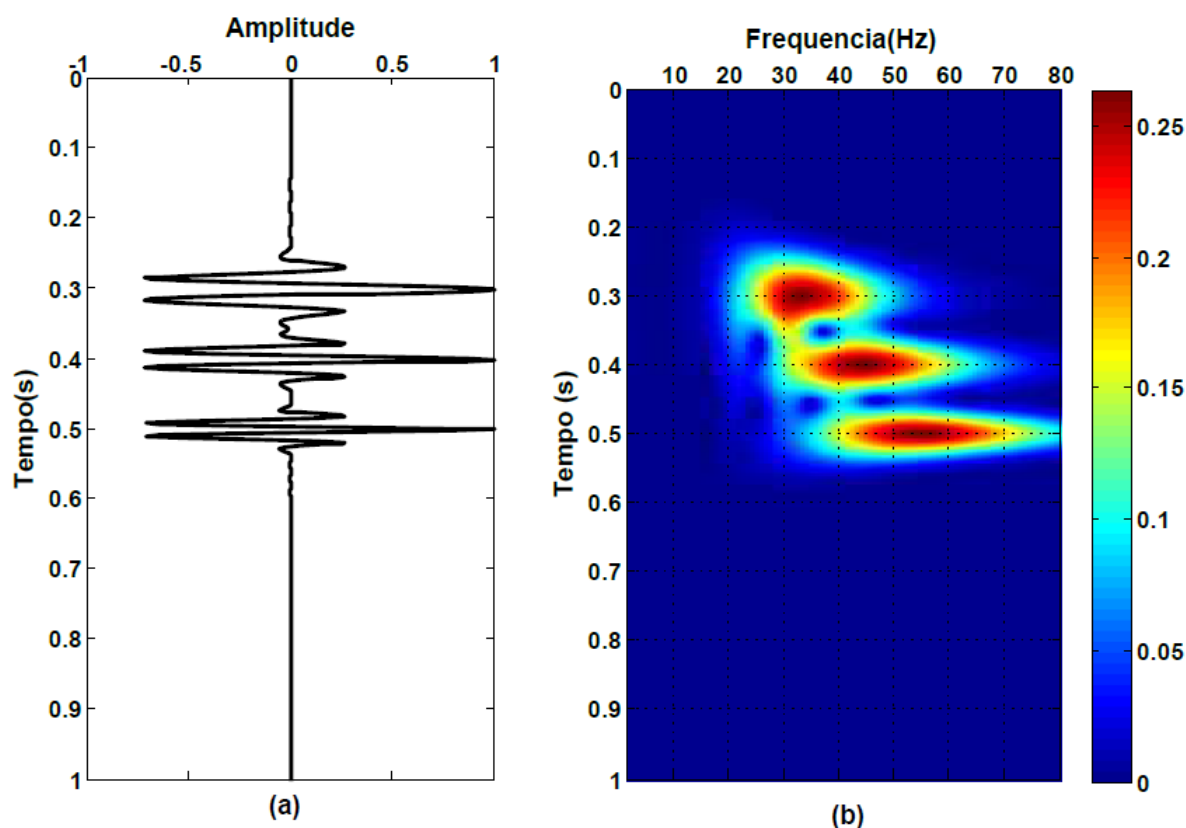


Figura 3.5: Ilustração da transformada S. (a) sinal sintético constituído por 3 ondaletas de Morlet. (b) Transformada S do sinal em (a). (Zoukaneri, 2014)

A CWT opera os coeficientes complexos para cada par (a, τ) . Cada valor de escala a , a *wavelet* é deslocada por diferentes valores de τ até cobrir o tempo total do sinal.

O procedimento é refeito para outros valores de escala a . Logo, a representação bidimensional é constituída por um eixo de tempo e de escala (Fig. 3.6).

A CWT faz uma representação tempo-escala, porém existe uma relação entre os dois fatores: escala e frequência. Em uma escala grande, a *wavelet* é mais dilatada o que corresponde a um sinal de baixa frequência (Fig. 3.6). Por outro lado, para uma escala menor a *wavelet* é mais comprimida o que corresponde a um sinal de alta frequência. Portanto, a CWT pode ser representada no domínio tempo-frequência já que a escala é inversamente proporcional à frequência ($a \propto \frac{1}{f}$).

Existem dois critérios de admissibilidade para a *wavelet* mãe: (i) garantir a integração da Eq.(3.7) e (ii) ter uma média zero. As *wavelets* com tais critérios são por excelência a Morlet e a gaussiana, mas também pode ser usada a Haar, chapéu mexicano, entre outras.

A Fig. 3.7 mostra a decomposição por CWT do sinal sintético com diferentes escalas utilizando a Morlet como *wavelet* mãe. Nota-se a alta resolução temporal do método

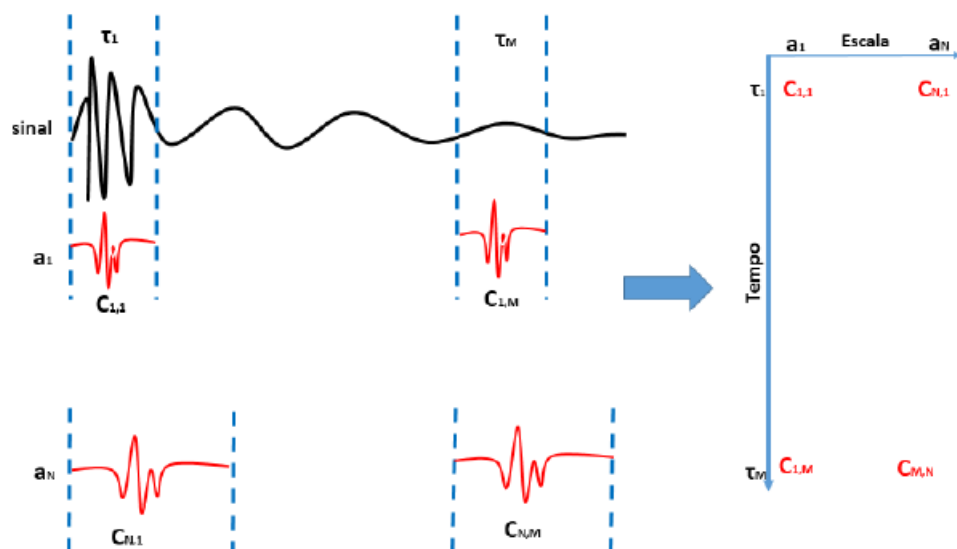


Figura 3.6: Ilustração do processo da transformada contínua de *wavelet*. (Zoukaneri, 2014)

quando comparada com STFT. As escalas não dizem a respeito do conteúdo de frequências, porém pela relação que existe entre elas é possível fazer a conversão. Se de alguma forma algumas frequências específicas são requeridas, deve-se calcular e usar os valores das escalas correspondentes.

É possível fazer uma relação entre as transformada S e CWT. Considerando que a escala é igual ao inverso da frequência e, usando uma *wavelet* mãe específica, a transformada S pode ser vista como uma correção de fase da CWT, ou seja:

$$TS(\tau, f) = e^{-2i\pi ft} CWT(\tau, f) \quad (3.8)$$

com a *wavelet* mãe definida como:

$$\omega(t - \tau, f) = \frac{|f|}{\sqrt{2\pi}} (e)^{-\frac{(t-\tau)^2 f^2}{2}} e^{-2i\pi ft} \quad (3.9)$$

Embora exista essa relação entre as duas transformadas, a transformada S não pode ser considerada estritamente uma mera correção da transformada CWT. Isso porque a *wavelet* associada à transformada S não cumpre necessariamente com o critério de admissibilidade que impõe a média ser zero (Kim, 2001 *apud* Zoukaneri, 2014).

É possível usar a CWT de forma discreta, chamada de DWT (Discret Wavelet Transform). A CWT é contínua por duas razões: primeiro, a escala pode variar indefinidamente num intervalo determinado. Segundo, a translação da *wavelet* mãe é suave. Já na DWT, é

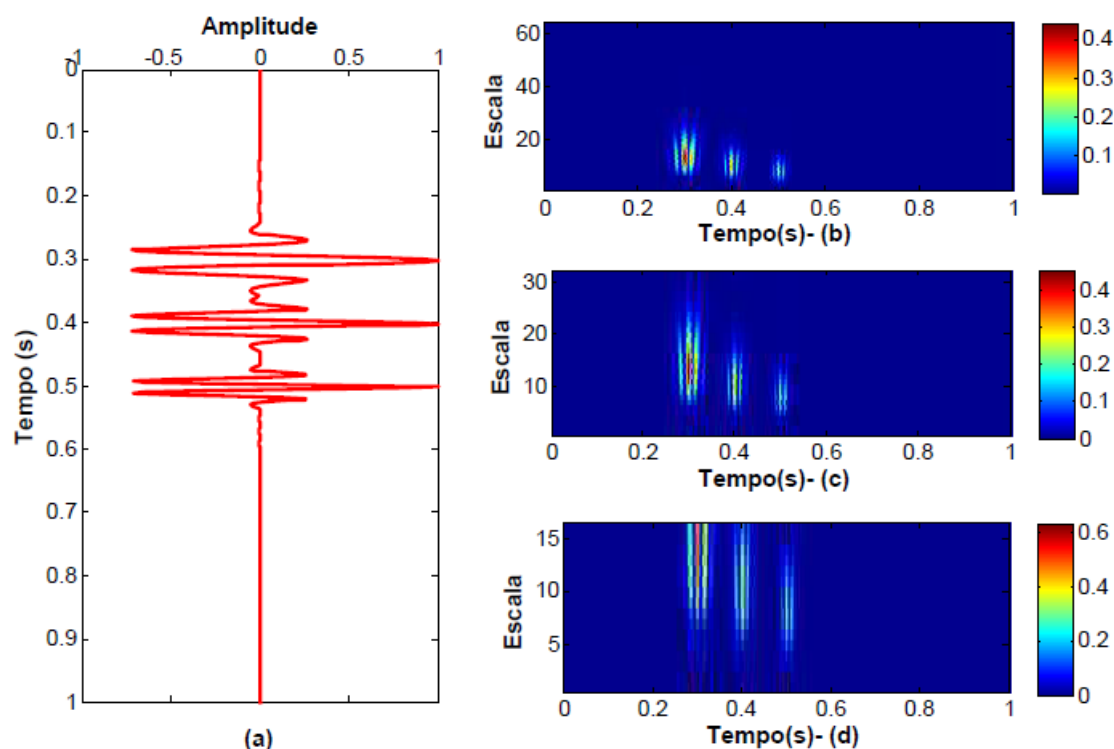


Figura 3.7: Decomposição tempo-frequência po CWT. (a) sinal sintético. (b) CWT com 64 escalas. (c) CWT com 32 escalas. (d) CWT com 16 escalas. (Zoukaneri, 2014)

feita uma seleção de escala utilizando geralmente um filtro onde $a = 2^j$ (ou seja, a assume valores discretos). As posições na DWT para a translação da *wavelet* são mais esparsas. Portanto, é preciso analisar previamente quais das duas opções será mais adequada.

Na Fig. 3.8 são comparadas a CWT e a DWT do mesmo sinal sintético. Foi utilizado um operador de nível 6 para a DWT: $2^j, j = 1, \dots, 6$. Na prática do processamento sísmico, a DWT é a mais adequada por causa da sua característica de possuir a amostragem tanto temporal quando espacial de forma esparsa.

Em resumo, os métodos tradicionais como a STFT, a transformada-S e CWT dependem de um compromisso sobre a janela ou de uma função que represente a *wavelet*. Os métodos baseado na distribuição de energia (próxima seção) são de alta resolução, mas sofrem do problema dos termos de interferências. As soluções propostas para atenuação dessa interferência, através dos métodos de SPWVD e CWD, resolvem o problema, mas por outro lado afetam a resolução dos componentes como veremos a seguir.

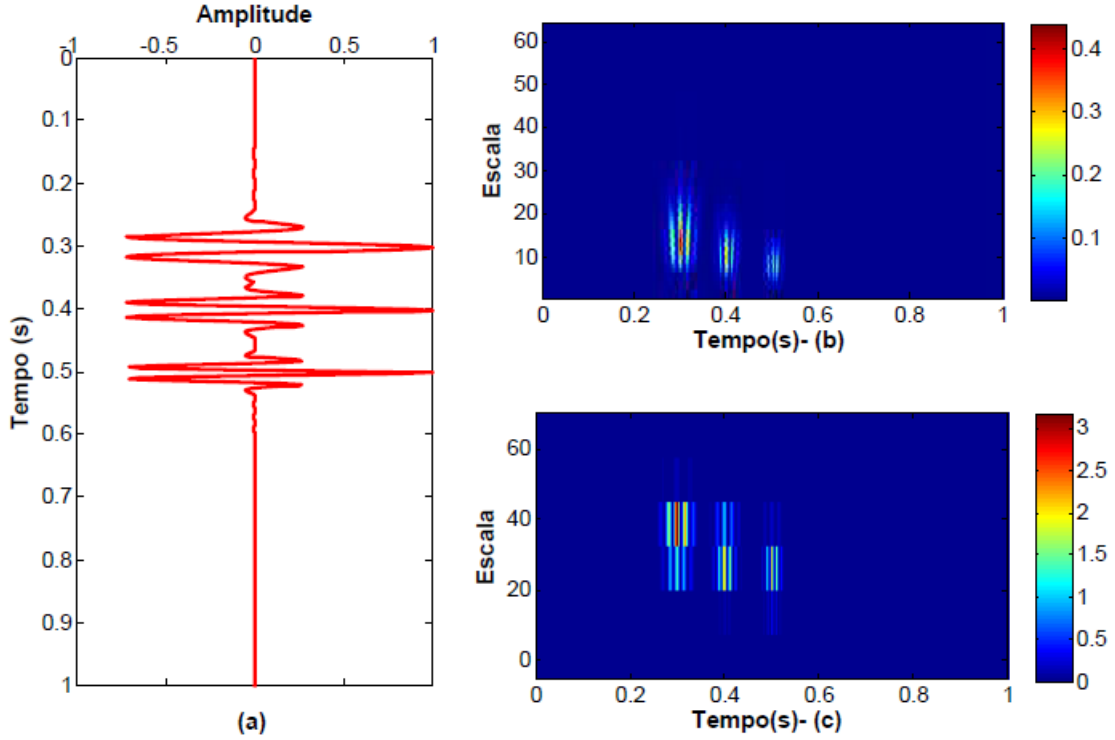


Figura 3.8: Decomposição tempo-frequência por CWT e DWT. (a) sinal sintético. (b) CWT com 64 escalas. (c) DWT com 6 níveis de escalas. (Zoukaneri, 2014)

3.1.3 Decomposição Tempo-Frequência baseada na distribuição de energia

Uma outra forma de realizar a decomposição tempo-frequência é através das chamadas funções quadráticas ou bilineares. Essa classificação é devido ao fato de que o sinal que será analisado é introduzido duas vezes na decomposição gerando uma matriz quadrada de densidade de energia. O conjunto de técnicas que fazem uso da função quadrática foi resumido por Cohen (1995 *apud* Zoukaneri, 2014), razão pela qual essas decomposições são denominadas funções bilineares da classe de Cohen. A formulação geral das funções da classe de Cohen é representada na forma:

$$C(t, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} g_1\left(t + \frac{x_o}{2}\right) g_2\left(t - \frac{x_o}{2}\right) \phi(t - \epsilon, f - \mu) e^{-j\pi f x_o} dx_o d\epsilon d\mu \quad (3.10)$$

Onde $g_1(\cdot)$ e $g_2(\cdot)$ são séries temporais ou espaciais; x_o é um deslocamento da variável t ; f é a frequência e $\phi(\cdot, \cdot)$ é o kernel.

A Eq.(3.10) é uma convolução composta fundamentalmente de duas partes: a primeira é caracterizada por uma matriz de covariância e pode ser expressa como:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} g_1\left(t + \frac{x_o}{2}\right)g_2\left(t - \frac{x_o}{2}\right)e^{-j\pi f x_o} dx_o \quad (3.11)$$

e a segunda parte é constituída por um Kernel de distribuição e dado por:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} \phi(t - \epsilon, f - \mu) d\epsilon d\mu \quad (3.12)$$

Logo, como pode ser percebido, as decomposições tempo-frequência da classe de Cohen podem ser vista como uma translação da matriz covariança em tempo e frequência convolvida por uma função peso constituída pelo Kernel.

As diferentes expressões tomadas pelo Kernel caracterizam o tipo ou o nome da distribuição. Se $\phi(t, f) = \delta(t, f)$, a expressão é equivalente a distribuição de Wigner-Ville. Essa distribuição constitui a mais básica das distribuições bilineares de densidade de energia da classe de Cohen.

$$WV(t, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} g_1\left(t + \frac{x_o}{2}\right)g_2\left(t - \frac{x_o}{2}\right)e^{-j\pi f x_o} dx_o \quad (3.13)$$

Na Eq.(3.10), os sinais de $g_1(\cdot)$ e $g_2(\cdot)$ podem ser reais ou complexos, iguais ou diferentes, mas no caso de Wigner-Ville tornam-se sinais analíticos. Na estratégia adotada por Zoukaneri (2014), foi usado um único sinal analítico.

3.1.4 Distribuição de Wigner-Ville

A distribuição de Wigner-Ville (DWV) é uma decomposição tridimensional de uma série temporal (tempo-frequência e energia) introduzida por Eugen Wigner em 1932 (Wigner, 1932 *apud* Zoukaneri, 2014) para estudar o problema do equilíbrio estático na área da mecânica quântica. Os trabalhos de Wigner foram completados em 1948 por J. Ville (Ville, 1948 *apud* Zoukaneri, 2014) e aplicado em análises de sinais.

A maior contribuição de Ville é a utilização do sinal analítico como entrada no processo de transformada ao invés de um sinal real como tinha previsto a formulação original de Wigner (Boashash, 2004 *apud* Zoukaneri, 2014). O uso do sinal analítico tem duas vantagens: (i) a distribuição de um sinal representa um espectro simétrico (logo, utilizar o sinal analítico elimina a redundância da informação) e (ii) elimina o efeito das frequências negativas, o que garante que a energia seja sempre positiva (Boashash, 2004 *apud* Zoukaneri, 2014).

Essa distribuição tem encontrado aplicações em diversas áreas como na ótica (Barlelt,

1980, *apud* Zoukaneri, 2014), na comunicação (Riley, 1989 *apud* Zoukaneri, 2014), nas geociências com os estudos do radar (Sparr, 2004 *apud* Zoukaneri, 2014) e na sismologia (Bardainne, 2006 *apud* Zoukaneri, 2014). Porém, há poucas aplicações na área da sismica de reflexão e em particular no processamento do sinal sísmico.

A forma discreta da DWV é uma ferramenta poderosa na representação e análise de sinais *chirp*. A Fig. 3.9 ilustra a DWV. A representação obtida possui uma alta resolução no domínio tempo-frequência mesmo diante de sinais cuja a frequência muda rapidamente com o tempo (Fig. 3.9). A distribuição Wigner Ville de um sinal $x(t)$ é dado por:

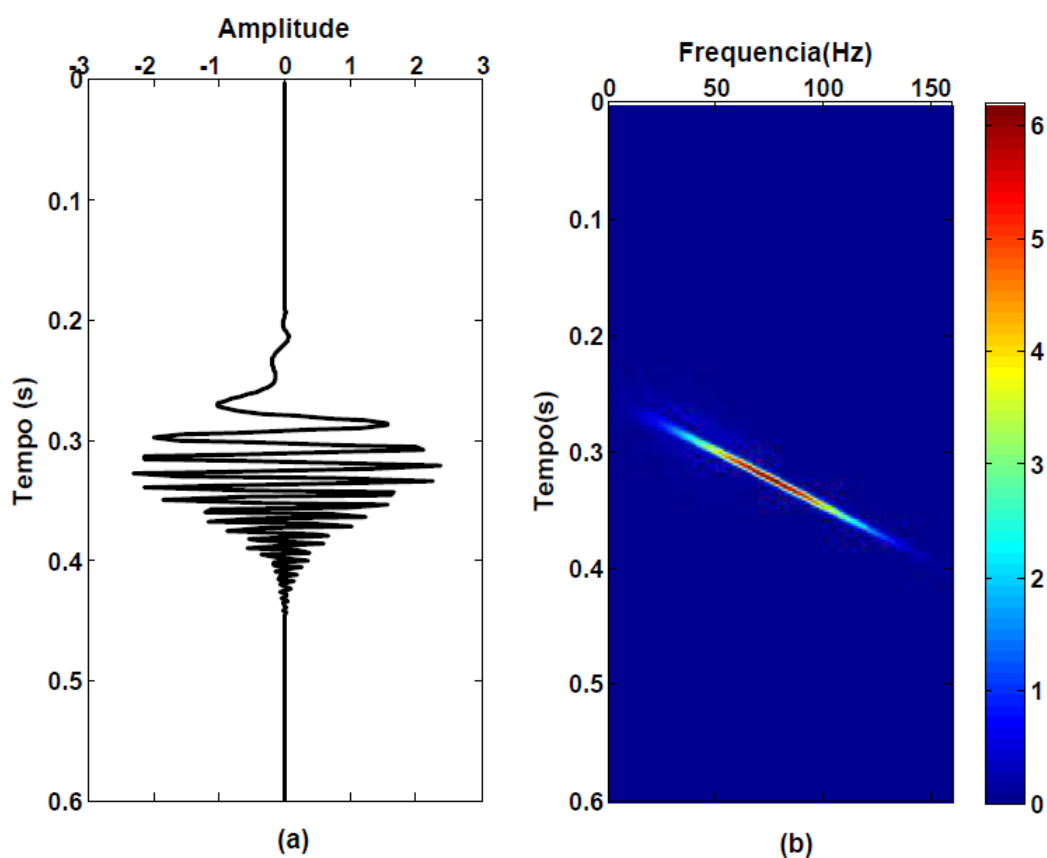


Figura 3.9: Sinal chirp em (a), e a distribuição de Wigner-Ville em (b). (Zoukaneri, 2014)

$$W(t, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} z(t + \frac{\tau}{2})z^*(t - \frac{\tau}{2})e^{-j\pi f\tau} d\tau \quad (3.14)$$

onde $z(t)$ é o sinal analítico de $x(t)$ obtido pela transformada de Hilbert, $z^*(t)$ é o conjugado de $z(t)$ e τ é o deslocamento (*lag*).

Pode-se concluir, então, observando a Eq.(3.14), que a distribuição WV é a transformada de Fourier (TF) dos elementos da função covariância $z(t + \frac{\tau}{2})z^*(t - \frac{\tau}{2})$. Logo, como consequência, a distribuição de WV satisfaz as propriedades da TF dentre outras. Algumas

dessas propriedades (as mais relevantes (Zoukaneri, 2014)) serão citadas a seguir.

1. A DWV é sempre real já que sempre representa a transformada de Fourier do produto de funções hermitianas (parte real par e parte imaginária impar).

2. A integração ao longo do tempo resulta no espectro de potência do sinal e é chamado de distribuição marginal na frequência.

$$\int_{-\infty}^{+\infty} W(t, f) dt = |z(f)|^2 \quad (3.15)$$

3. A integração ao longo da frequência resulta no espectro de energia do sinal e é chamado de distribuição marginal no tempo.

$$\int_{-\infty}^{+\infty} W(t, f) df = |z(t)|^2 \quad (3.16)$$

4. A integração ao longo da frequência e do tempo representa a energia total do sinal (isso garante a conservação da energia).

$$E_z = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} W(t, f) dt df \quad (3.17)$$

5. Uma mudança no tempo ou na frequência do sinal implica na mesma mudança na distribuição.

$$g(t) = f(t - t_o) W g(t, f) = W f(t - t_o, f) \quad (3.18)$$

$$G(t) = F(f - f_o) W g(t, f) = W f(t, f - f_o) \quad (3.19)$$

6. A DWV é inversível, ou seja, a matriz covariância do sinal, dada pelo produto $z(t + \frac{\tau}{2}) z^*(t - \frac{\tau}{2}) = r_z(t, \tau)$ pode ser recuperada através da transformada inversa de Fourier

$$r_z(t, \tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} W z(t, f) e^{j\pi f \tau} df \quad (3.20)$$

A matriz $r_z(t, \tau)$ é hermitiana e de posto unitário. Usando o primeiro autovetor e autovalor é possível recuperar o sinal z de entrada:

$$z(t) = \sqrt{(\lambda_1) u_1(t)} \quad (3.21)$$

onde λ_1 é o primeiro autovalor e u_1 o primeiro autovetor.

As propriedades marginais 2 e 3 junto com a propriedade 6 indicam se uma função de duas variáveis satisfaz a distribuição de WV. A Fig. 3.10 mostra a decomposição de Wigner-Ville e as condições marginais representadas pela energia instantânea em Fig. 3.10b e o espectro de potência em Fig. 3.10d.

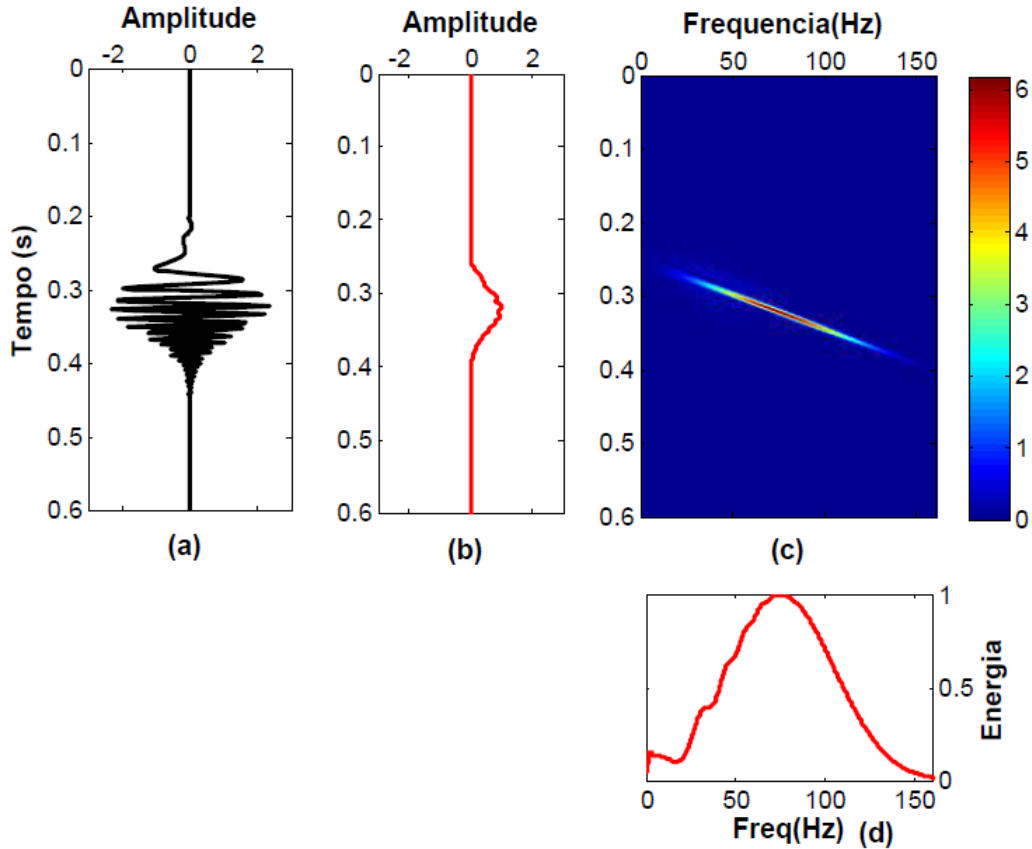


Figura 3.10: Decomposição de Wigner-Ville de um (a) sinal sintético e as propriedades marginais, (b) em frequência: energia instantânea, (c) distribuição de Wigner-Ville, (d) em tempo: espectro de potência. (Zoukaneri, 2014)

3.1.5 Termos de interferência na Distribuição de Wigner-Ville

A computação da DWV de uma função multicomponente introduz interferências devidos aos termos cruzados. Isso ocorre devido ao fato de a DWV ser uma função quadrática (Fig. 3.11).

Esse problema pode ser ilustrado da seguinte forma: considera-se, inicialmente, duas funções monocomponentes $g_1(t)$ e $g_2(t)$. A DWV da soma dessas funções é dada por: $g_1(t) + g_2(t)$. Logo:

$$W_{g_1+g_2}(t, f) = Wg_1(t, f) + Wg_2(t, f) + 2Re[w_{g_1, g_2}(t, f)] \quad (3.22)$$

onde $Wg_1(t, f) + Wg_2(t, f)$ são auto-terminos e $2Re[w_{g_1, g_2}(t, f)]$ representa o termo cruzado sendo, assim, a causa das interferências observadas na zona de transição entre $g_1(t)$ e $g_2(t)$.

Essa característica da DWV dificulta a interpretação e torna praticamente impossível a aplicação da DWV na análise de sinais compostos ou multicomponentes. A Fig. 3.11 ilustra essa característica. Entre as duas componentes principais aparece o termo de interferência

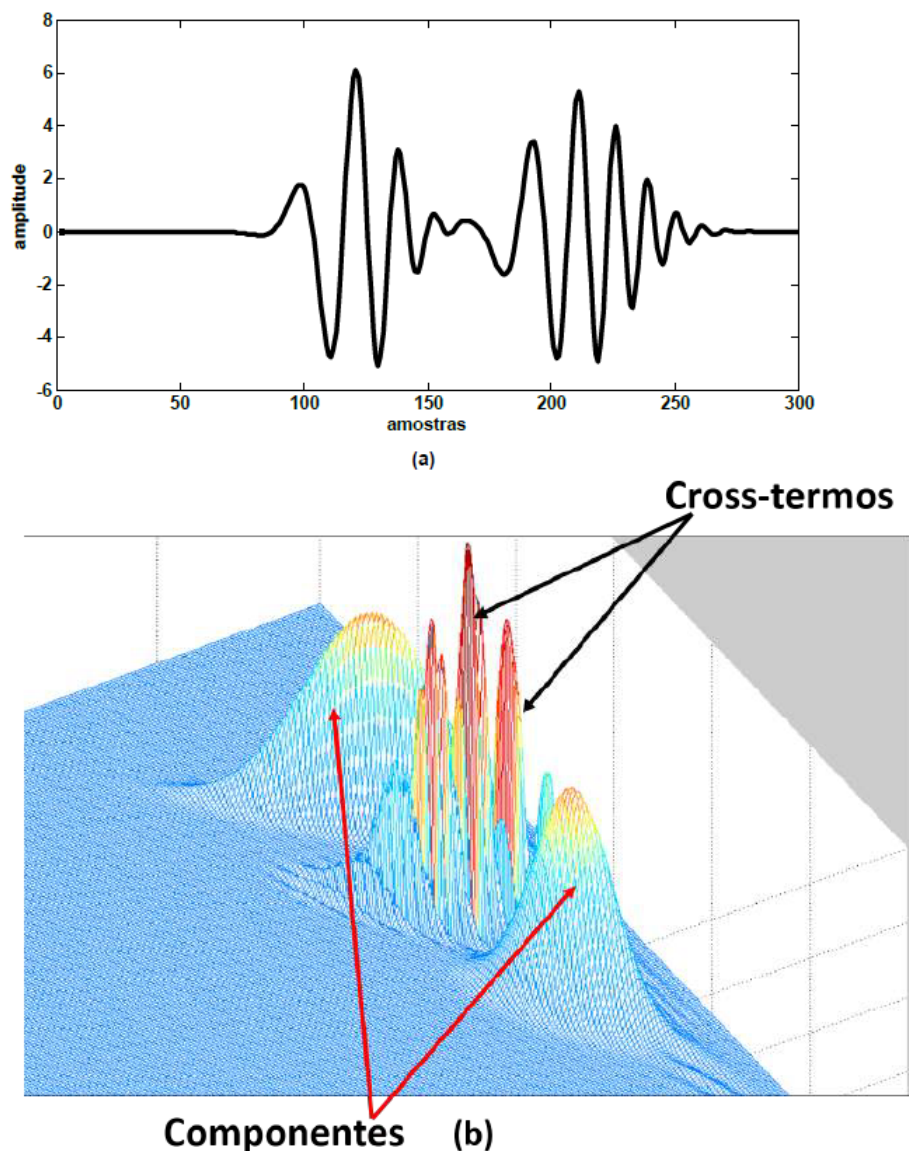


Figura 3.11: Representação da DWV mostrando os componentes do sinal e os termos de interferências. (Zoukaneri, 2014)

que como é possível notar possui uma energia considerável quando comparada à energia das componentes principais.

3.1.6 Atenuação dos termos de interferência

Vários métodos têm sido propostos para atenuar os termos de interferências (TIs) e tornar a DWV uma ferramenta eficiente para análise de sinais. A atenuação dos TIs tem dois objetivos principais:

- i - suavizar os termos de interferência;

ii - manter a concentração dos componentes no domínio do tempo e da frequência (ou seja, manter a resolução da representação).

A eficiência da atenuação depende do Kernel utilizado e das características do mesmo. Alguns métodos utilizados na solução do problema de interferência são os seguintes: (i) a Distribuição de Wigner-Ville Suavizada (*Smoothed Pseudo Wigner-Ville Distribution* (SPWVD)), (ii) a distribuição de Choi-Williams (*Choi-Williams Distribution* (CWD)) e (iii) método de máxima entropia.

Embora seja possível atenuar as interferências com os métodos SPWVD e CWD, ocorre também, a partir desses métodos, um espalhamento da energia no plano tempo-frequência. Essa característica faz com o que a segunda condição para a atenuação deixe de existir, ou seja, há perda de resolução.

Em resumo, os métodos tradicionais, como a STFT, a transformada-S e CWT, dependem de um compromisso sobre a janela ou de uma função que representa a *wavelet*. Os métodos baseados na Distribuição de Wigner-Ville são de alta resolução, mas sofrem do problema de interferência dos termos cruzados quando os sinais são multicomponentes. As soluções propostas através dos métodos SPWVD e CWD resolvem o problema, mas afetam a resolução dos componentes.

Um método que se mostrou capaz de satisfazer as duas condições propostas é a combinação da teoria de Wigner-Ville Discreta com o método de Máxima Entropia de Burg.

3.1.7 Método de Máxima Entropia

Na estimativa do espectro de potência é comumente utilizado a transformada de Fourier com janelas curtas (STFT) dos coeficientes da função de autocorrelação (FAC). No entanto, o uso da transformada de Fourier é limitado pelos efeitos de *leakage* quando o dado está truncado. Uma solução para obter uma boa resolução a partir de uma série limitada de dados foi formulada por Burg (1975, *apud* Zoukaneri, 2014) através do Método de Máxima Entropia. A entropia de um processo gaussiano é proporcional a:

$$\int_{-f_N}^{+f_N} \log P(f) df \quad (3.23)$$

Onde $P(f)$ é o espectro de potência e f_N é a frequência de Nyquist. Burg maximiza a entropia com a condição de que:

$$R_n = \int_{-f_N}^{+f_N} P(f) e^{-i\pi n f \Delta t} df \quad (3.24)$$

R_n é a auto covariância, $-N < n < N$

A solução é obtida utilizando os coeficientes de Lagrange $\lambda_k, k = 1, \dots, N$, tal que:

$$\frac{\partial}{\partial P(f)} \left(\int_{-f_N}^{f_N} \log P(f) df - \lambda_k \left(\sum P(f) e^{i\pi n f \Delta t} \right) \right) = 0 \quad (3.25)$$

A solução para a Eq.(3.25) é dada por:

$$P(f) = \frac{E_N \Delta t}{\left| \sum c_n e^{-j2\pi n f \Delta t} \right|} \quad (3.26)$$

Onde, $P(f)$ é o espectro de potência, $c_n, n = 0, \dots, N_c - 1, (c_0 = 1)$, representa os coeficientes do operador de erro de predição (PEO) de ordem N_c e E_N é o correspondente de energia do erro. f é limitado pelo intervalo de Nyquist $\frac{-1}{2\Delta t} \leq f \leq \frac{1}{2\Delta t}$.

A Eq.(3.26) é considerada a expressão básica do método de máxima entropia. O espectro de potência é completamente definido se os coeficientes c_n e a energia E_N são conhecidos. Vários métodos podem ser empregados na determinação dos coeficientes do PEO de ordem N_c e da energia correspondente. Entre os mais usados está o algoritmo de Burg (1967, *apud* Zoukaneri, 2014). Esse método é baseado no critério de mínimos quadrados. Para ordem N_c , a média aritmética da potência do erro de predição linear direta e reversa é minimizada, com a restrição de que os parâmetros c_n satisfaçam a recursão de Levinson.

3.1.8 Método de máxima entropia aplicado a WVD

A ideia é utilizar o método de Burg para computar o PEO e na sequência usar os coeficientes do PEO para computar e estender cada sequência do Kernel de Wigner-Ville. O espectro obtido através desse procedimento evita os efeitos dos termos de interferência da representação clássica de Wigner-Ville.

A cada sequência de $K(n)$ é possível associar um sinal analítico $Z(n)$ cujos limites estarão definidos por uma janela L .

$$Z(n) = \left\{ z\left(n - \frac{L}{2}\right), \dots, z(n), \dots, z\left(n + \frac{L}{2}\right) \right\} \quad (3.27)$$

onde L é um número ímpar representando uma janela de tempo simétrica e centrada no ponto $z(n)$. O tamanho da janela L e o número de coeficientes do filtro N_c controlam a resolução da decomposição no plano tempo-frequência.

A sequência de coeficientes de autocorrelação (FAC) correspondente a $Z(n)$ é:

$$K(n) = \left\{ k\left(n - \frac{L}{2}\right), \dots, k(n), \dots, k\left(n + \frac{L}{2}\right) \right\} \quad (3.28)$$

Utilizando o algoritmo de Burg para obtenção de coeficientes da FAC associados ao espectro de máxima entropia, pode-se aplicar a $K(n)$ estendendo os seus coeficientes como:

$$K_n(j) = -\sum_{i=1}^{j-1} K_n(j-i)c(j-1,i) - c(j,j)E_{j-1} \quad (3.29)$$

A partir das propriedades hermitianas de C temos também $K_n(-j) = K_n^*(j)$. Usando a equação 3.29, calcula-se os termos $K_n(j), j = 1, \dots, N_c$.

O restante dos termos $N_c < j \leq N$ são obtidos impondo $c(j,j) = 0$. Observa-se que a Eq.(3.29) permite estimar tanto os termos pares e ímpares do *kernel*. A potência instantânea da distribuição de Wigner-Ville é obtida fazendo a Transformada Discreta de Fourier da Eq.(3.29).

Deslisando a janela e repetindo o processo para todas as sequências do *kernel*, consegue-se a representação tempo-frequência de máxima entropia de Wigner-Ville sem a influência dos termos de interferência. Os passos do algoritmo encontram-se no Apêndice A.

3.1.9 Tamanho da Janela L e a ordem N_c do *PEO* no método *WV-MEM*

Nos estudos realizados por (Zoukaneri, 2014), ele observou que à medida que o tamanho da janela aumenta, a superfície da energia é mais suave. Esse efeito é demonstrado na Fig. 3.12, onde foi obtida a partir de um traço de sísmica marinha decomposto em tempo-frequência usando o método *WV-MEM* com diferentes tamanho de janela.

Uma janela pequena significa que é possível fazer a captura de mais detalhes do sinal quando comparado com uma janela mais longa, ou seja, há um aumento da resolução da frequência do sinal. Logo, para uma melhor caracterização da estratigrafia, por exemplo, se torna necessária a utilização de uma janela curta.

Na seção 3.1.1 foi mostrado, nos métodos tradicionais, como por exemplo, a transformada de Fourier de Janela Curta (*STFT*) o efeito contrário do tamanho da janela, ou seja, para uma maior resolução da frequência utiliza-se uma janela relativamente longa. Essa aparente contrariedade é explicada considerando o problema ser estacionário ou não.

O método *STFT* trata-se de resolver um problema não estacionário convertendo-o em pequenos problemas estacionários através do compromisso do tamanho da janela. Dessa forma, uma janela longa é necessária para conseguir uma melhor resolução. Na *WV-MEM*, cada janela curta é caracterizada pela sua frequência central e a energia associada à essa frequência para cada janela considerada.

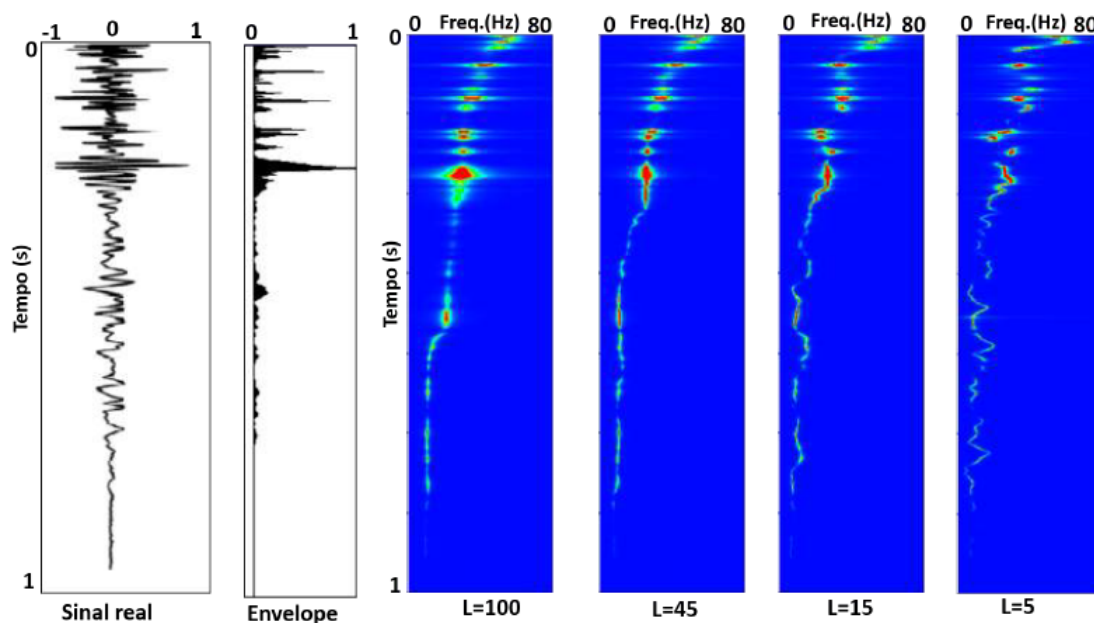


Figura 3.12: Influência da janela L no espectro tempo-frequência. (Zoukaneri, 2014)

A Fig. 3.13 mostra do efeito da ordem N_c do PEO no método WV-MEM. O operador de ordem $N_c = 2$ corresponde a um PEO de um único coeficiente de reflexão. Isso pode ser associado a um único plano de onda propagando-se indefinidamente com uma frequência central igual a frequência média da onda. Logo, desta maneira, o espectro com $N_c = 2$ representa a distribuição de energia em torno da frequência média instantânea.

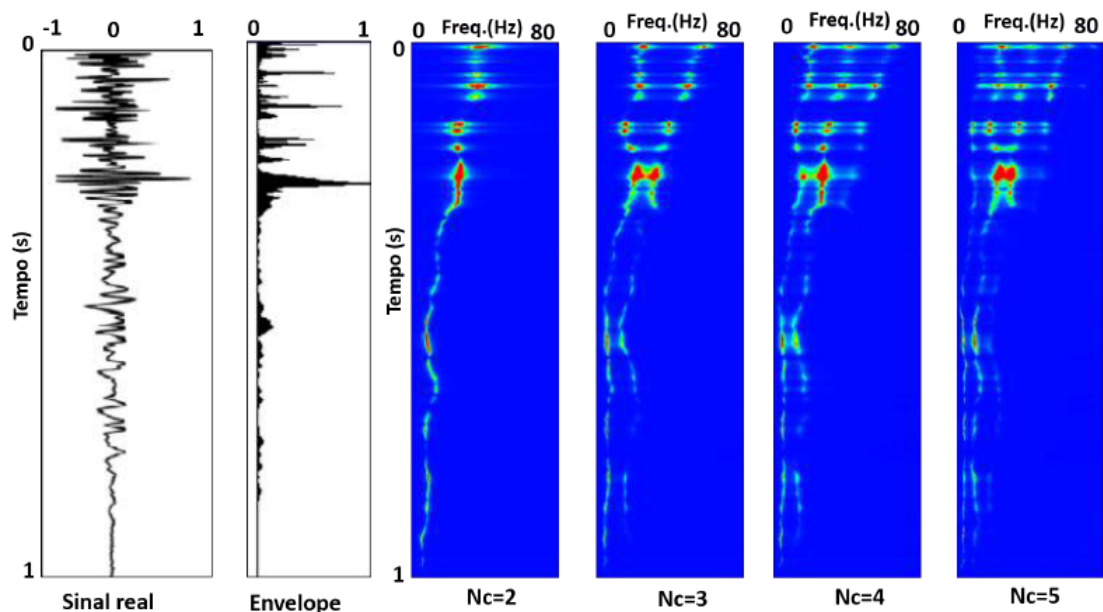


Figura 3.13: Influência da ordem N_c do operador no espectro tempo-frequência. (Zoukaneri, 2014)

Já o operador de ordem $N_c = 3$ está associado a dois planos de ondas, onde cada

plano no espectro de WV-MEM é representado pela distribuição de energia em torno da frequência média correspondente ao plano de onda. A escolha da ordem é importante para identificar os componentes que comporta um sinal, sobretudo para sinais multicomponentes e em ambientes de ruído. A melhor escolha para a ordem do modelo N_c não é conhecida *a priori* sendo necessário realizar experimentos com diversas ordens. Contudo, para a maioria das aplicações em geofísica onde se deseja analisar a variação da energia do sinal, um operador de ordem $N_c = 2$ já é suficiente.

3.2 Atributos Sísmicos

Caracterizar o reservatório é a última etapa do processamento e imageamento de dado sísmico. Define-se, normalmente, esse processo como o objetivo da sísmica de exploração que visa determinar as características estáticas e dinâmicas do reservatório em subsuperfície. Além disso, tem a finalidade de produzir um mapa de feições geológicas associado com o depósito de hidrocarbonetos, a sua geração, migração e armazenamento.

O parâmetro sensível à resposta de cada feição, e derivado do dado sísmico, é chamado de atributo sísmico. Taner *et al.* (1994) o define como sendo: toda informação derivada do dado sísmico por medidas diretas, indiretas ou experimentais. Assim, parâmetros como velocidade, tempo de trânsito, frequência instantânea, curvatura, etc..., ou medidas derivadas com respeito ao tempo ou espaço são todos atributos sísmicos.

A estimativa dos atributos começou com os primeiros trabalhos de sismologia nos anos 1930, sendo que o primeiro atributo computado foi o tempo de chegada. A história do desenvolvimento e da evolução dos atributos é contada em Chopra e Marfurt (2005, *apud* (Zoukaneri, 2014)).

Os atributos sísmicos, desde a sua introdução, ganharam uma considerável popularidade. Eles se tornaram uma ferramenta analítica para a caracterização de reservatórios e predição de litofáceis. Ainda não existe uma relação direta entre todos os atributos e as características físicas/geológicas da Terra, portanto várias abordagens de uso dos atributos sísmicos como discriminantes de classificação estão sendo propostas.

Os atributos sísmicos são calculados por manipulação matemática dos dados sísmicos originais para destacar características geológicas e físicas específicas ou as propriedades do reservatório. Eles avaliam a forma ou outras características de um ou mais vestígios sísmicos e sua correlação com intervalos de tempo específicos. Atributos sísmicos calculados a partir de dados de reflexão baseiam-se em vários fenômenos físicos. Durante a propagação da onda sísmica ao longo das camadas terrestres, as características de onda, como amplitude,

frequência, fase e velocidade, mudam de forma significativa. Atributos sísmicos fornecem quantidades específicas de certas características.

As quantidades que são medidas, processadas ou que estão implícitas em um dado sísmico podem ser convenientemente definidas como atributos sísmicos. Os tempos de chegadas e os mergulhos de eventos sísmicos foram usados para estimar estruturas geológicas.

O estudo e interpretação de atributos sísmicos fornecem algumas informações qualitativas da geometria e parâmetros físicos da subsuperfície. O principal fator para a determinação de parâmetros físicos tais como impedância acústica, coeficiente de reflexão, velocidades, absorção, etc é o conteúdo de amplitude do dado sísmico. A componente de fase é o principal fator para determinar a forma do reflector, configuração geométrica, etc.

O principal objetivo dos atributos sísmicos é fornecer informação detalhada e acurada para o intérprete sobre a estratigrafia, estrutural e parâmetros litológicos do prospecto sísmico.

3.2.1 Classificação dos Atributos

Os atributos podem ser computados antes do empilhamento (prestack) ou após o empilhamento (poststack), bem como antes da migração ou após a migração. O procedimento é o mesmo em todos os casos. Os atributos podem ser classificados de várias maneiras diferentes. Taner (1994) os classifica de acordo com a característica dominante do atributo.

Atributos Pré-Stack

Os dados de entrada são o CDP ou as imagens dos traços dos gather. Geram uma grande quantidade de dados, por isso eles não são tão práticos para estudos iniciais. Entretanto, eles contêm uma quantidade considerável de informação que podem estar diretamente relacionados ao conteúdo de fluido e orientação de fraturas. AVO, velocidades, variação azimutal são todos atributos que são inclusos nessa classe.

Atributos Pós-Stack

Empilhamento é um processo que elimina a informação relacionada ao offset e o azimute. Os dados de entrada são os CDP empilhados ou migrados. Os atributos pós-stack têm uma abordagem mais gerenciável para a observação de grandes quantidades de dados em um reconhecimento inicial de investigação. Para estudos mais detalhados, os atributos pré-stack podem ser incorporados.

Os atributos podem ser ainda classificados pela suas características computacionais:

1. Atributos instantâneos: São computados amostra por amostra e representam variações instantâneas de vários parâmetros. Valores instantâneos de atributos; como envelope do traço, suas derivadas, frequência e fase; podem ser determinado a partir de traços complexo.
2. Atributos wavelet: Esta categoria inclui aqueles atributos instantâneos que são calculados no pico do envelope do traço e têm uma relação direta com a transformada de Fourier da wavelet na vizinhança do pico do envelope. Por exemplo, a frequência instantânea no pico do envelope é igual à frequência média do espectro de amplitude da wavelet.
3. Atributos físicos: Se relacionam com qualidades e quantidades físicas. A magnitude do envelope do traço é proporcional à impedância acústica de contraste; as frequências se relacionam com espessura, dispersão e absorção de ondas das camadas. Velocidades instantânea e média relacionam-se diretamente com as propriedades das rochas. Por isso, esses atributos são usados principalmente para a classificação e caracterização litológica de reservatório.
4. Atributos geométricos: Descrevem a relação espacial e temporal de todos os outros atributos. Continuidade lateral medido pelo semblance é um bom indicador de similaridade de camadas ou bem como descontinuidade. Mergulhos de cama e curvaturas dão informações deposicionais. Também são usados para a interpretação estratigráfica, uma vez que definem características do evento e sua relações espaciais, e ainda podem ser utilizados para quantificar características que auxiliam diretamente no reconhecimento de padrões de deposição e litologia.

3.2.2 Atributos mais comuns e suas aplicações

Alguns atributos são rotineiramente usado na indústria. Entre eles, pode-se citar:

Envelope do traço

É um atributo físico e pode ser usado de forma efetiva para representar o contraste da impedância acústica que está relacionada à refletividade. Serve também para identificar os *bright spots*, possíveis acomulações de gás, o efeito *tuning*, mudanças no ambiente deposicional, correlação espacial com a porosidade.

Primeira derivada do envelope

Representa a razão da mudança no envelope com a qual é possível compreender as variações da energia dos eventos refletidos. Uma derivada nula indica que não teve mudança de energia entre os refletores. Logo, esse atributo físico pode ser usado como indicador da absorção ou indicador do meio.

Segunda derivada do envelope

Está relacionada com a agudeza do pico do envelope. Então, pode ser usado para identificar interfaces de forte reflexão e para melhorar a resolução do dado. Matematicamente é equivalente a uma rotação de fase de 180 graus do traço de entrada.

Frequência instantânea

Esse atributo responde tanto aos efeitos da propagação da onda como às características deposicionais. É um atributo físico usado como indicador de hidrocarboneto através da análise da anamolia de baixa frequência. Pode ainda ser usada para identificar camadas finas como lâminas argilosas, pois estas estão associadas às altas frequências.

Fase instantânea

É um atributo físico que pode ser usado para discriminar formas geométricas. A fase é desacoplada da amplitude. Logo, todos os eventos estão presentes num volume representado pelo atributo de fase e é usado para análise da estratigrafia.

Kurtosis

Mede o quão pontiaguda é a *wavelet*. Quanto mais agudo a forma da *wavelet* no traço sísmico, mais próximo ele estará da refletividade. Portanto, denomina-se *kurtosis* ao grau de achatamento de uma distribuição em relação ao grau de uma distribuição normal (de Gauss) que é tomada como padrão.

Muito embora seja comum explicar a *kurtosis* como o grau de achatamento de uma distribuição de frequências, o que as medidas de *kurtosis* buscam indicar realmente é o grau de concentração de valores da distribuição em torno do centro desta distribuição.

Numa distribuição unimodal, quanto maior for a concentração de valores em torno do centro da mesma, maior será o valor da sua *kurtosis*. Graficamente, isto estará associado a uma curva com a parte central mais afilada, mostrando um pico de frequência simples mais destacado, mais pontiagudo, caracterizando a moda da distribuição de forma mais nítida (Fig. 3.14a).

Dizemos que uma distribuição de frequências é:

- **Mesocúrtica:** quando apresenta uma medida de *kurtosis* igual à da distribuição nor-

mal (Fig. 3.14b).

- **Platicúrtica:** quando apresenta uma medida de *kurtosis* menor à da distribuição normal (Fig. 3.14c).
- **Leptocúrtica:** quando apresenta uma medida de *kurtosis* maior à da distribuição normal (Fig. 3.14a).

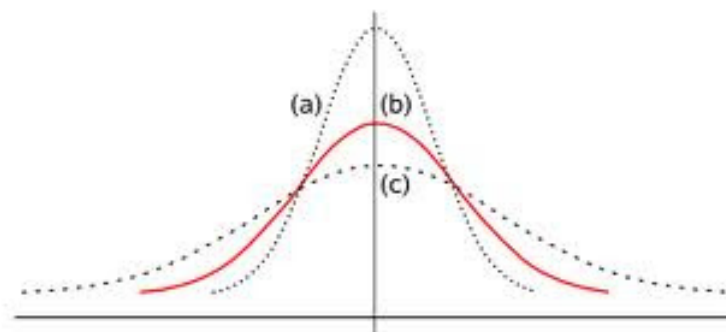


Figura 3.14: Representação gráfica dos diferentes graus de achatamento de uma distribuição.

Skewness

Indica o grau de assimetria ou afastamento com relação à medida normal, ou seja, quantifica o quão simétrica é uma distribuição (Fig. 3.15).

Uma distribuição simétrica (gaussiana), por padrão, possui um *skewness* zero. Uma distribuição assimétrica com uma cauda longa para a direita (valores mais altos que a normal) tem *skewness* positiva (inclinação voltada para o lado negativo). Já uma distribuição assimétrica com uma cauda longa para a esquerda, terá uma *skewness* negativa (ou seja, uma inclinação voltada para o lado positivo).

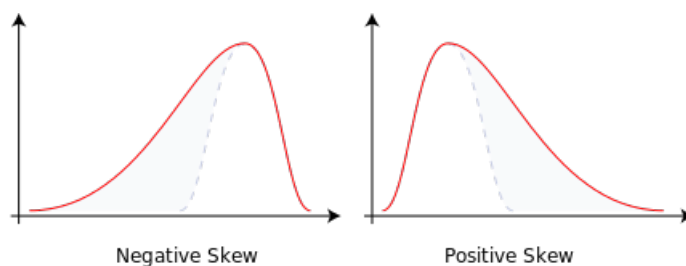


Figura 3.15: Representação gráfica da assimetria de uma distribuição

A maioria dos atributos citados podem ser obtidos usando o espectro de WV-MEM. Os atributos físicos para a caracterização geomorfológica e estratigráfica serão apresentados usando o dado pós-empilhado.

3.3 Extração dos atributos instantâneos

3.3.1 Estimativa da frequência média instantânea

A frequência instantânea é comumente estimada a partir do traço complexo, através da derivada da fase instantânea. Essa estimativa, entretanto, é bastante susceptível a ruídos. Como forma de superar os ruídos, a frequência média instantânea pode ser obtida computando o primeiro momento da distribuição de Wigner-Ville (Boashash, 1992 *apud* Zoukaneri, 2014). Sua expressão é dada por:

$$f(t) = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} fW(t, f)df}{\int_{-\infty}^{+\infty} W(t, f)df} \quad (3.30)$$

\hat{f} é a frequência média instantânea, f é a frequência, $W(f, t)$ é a distribuição de Wigner-Ville obtida com o método de máxima entropia (WV-MEM).

A Eq.(3.30) sugere que a frequência instantânea é a curva média ponderada da distribuição Wigner-Ville. A frequência assim calculada é mais estável ao ruído. Para avaliar a estabilidade da frequência média instantânea obtida pela WV-MEM, Zoukaneri (2014) realizou testes considerando um sinal sintético.

A Fig. 3.16 mostra os resultados obtidos. Foi adicionado diferentes níveis de ruído gaussiano de 15 e 25 por cento e feita em seguida a estimativa da curva da frequência média correspondente. Nota-se, portanto, que a curva da frequência média (em vermelho) não muda, confirmando sua estabilidade frente aos ruídos associados.

3.3.2 Estimativa da frequência média instantânea no domínio do tempo

A Eq.(3.30) sugere que o espectro de Wigner-Ville seja primeiro computado no domínio de Fourier. Porém, fazendo uso do teorema de Parseval e das simetrias da transformada de Fourier, obtem-se a frequência média instantânea direto no domínio do tempo.

Teorema de Parseval

“O produto interno entre dois sinais no domínio do tempo e da frequência são iguais a menos de um fator constante”.

Analisando a Eq.(3.30), nota-se que ela é o produto interno entre a potência instantânea normalizada e a função dente de serra. Além disso, o denominador $\int_{-\infty}^{+\infty} W(t, f)df$ é igual à sequência do kernel centralizado em $k(0)$. Logo, pode-se reescrevê-la utilizando tanto o

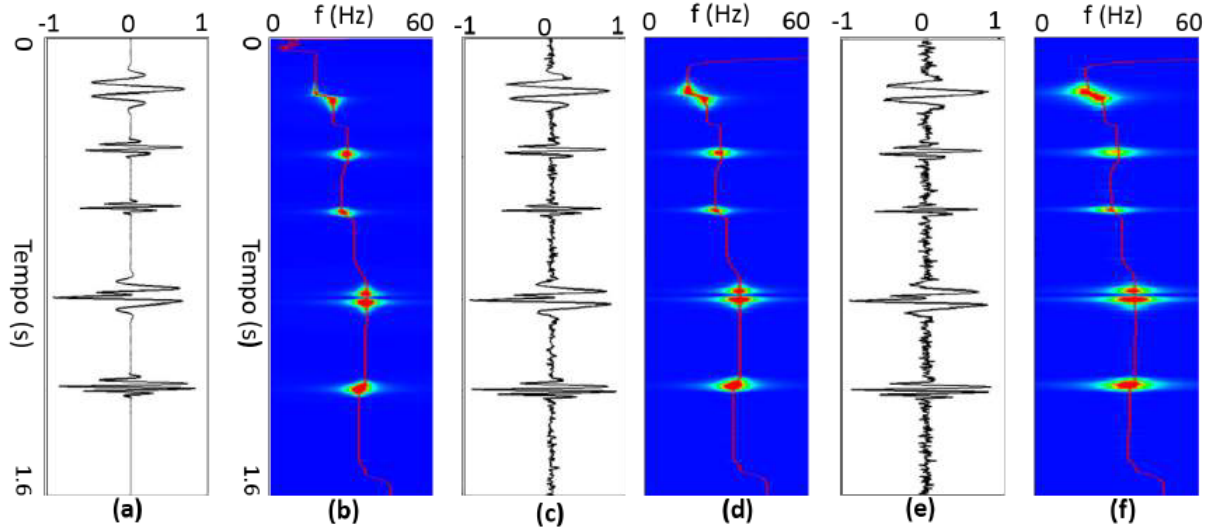


Figura 3.16: Sinal chirp em (a), e a distribuição de Wigner-Ville em (b) (c) sinal sintético com 15 por cento de ruído gaussiano e o correspondente WV-MEM em (d). (e) sinal sintético com 25 por cento de ruído gaussiano e o correspondente WV-MEM em (f). (Zoukaneri, 2014)

teorema de Parseval quanto as propriedades de simetria do sinal da seguinte forma:

$$f(n) = \frac{2 \sum_{l=1}^{l=(x-1)/2} q(l)k_n(l)}{Nk_n(0)} \frac{1}{N\Delta t} \quad (3.31)$$

Onde $f(n)$ é a frequência média instantânea no tempo, $q(l)$ é a parte imaginária da transformada inversa de Fourier da função dente-de-serra, $k_n(l) = \text{Imag}(k_n(l))$ é a parte imaginária dos termos da sequência $K(n)$. O termo $1/N\Delta t$ é utilizado para converter a unidade em frequência.

3.3.3 Estimativa da amplitude e fase instantânea média

Amplitude instantânea média

A amplitude instantânea é derivada diretamente a partir da distribuição WV-MEM.

$$A(t) = \sqrt{W(t, f)} \quad (3.32)$$

onde $W(t, f)$ é a energia WV-MEM correspondente à frequência média f no instante t .

Fase instantânea média

Seguindo a relação entre a fase instantânea e a frequência instantânea do traço complexo, a fase instantânea média pode ser obtida através da frequência média,

$$\phi(t) = \int 2\pi W f t dt \quad (3.33)$$

onde f é a frequência média instantânea.

É possível estimar também atributos de ordens superiores. O segundo momento (que é a variância de uma distribuição) da WV-MEM está relacionado ao desvio local das frequências com respeito à frequência média. Esse desvio é chamado de Largura de Banda instantânea (σ^2) por Barnes (1993, *apud* Zoukaneri, 2014).

$$\sigma^2(t) = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} (f - f(t))^2 W(t, f) df}{\int_{-\infty}^{+\infty} W(t, f) df} \quad (3.34)$$

Da mesma forma o terceiro e quarto momentos estão relacionados respectivamente ao *skewness* e o atributo de *kurtosis*. O *skewness* descreve o desvio da função de densidade com respeito à normal e é dado pela expressão:

$$S(t) = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} (f - f(t))^3 W(t, f) df}{\sigma^3(t) \int_{-\infty}^{+\infty} W(t, f) df} \quad (3.35)$$

Já a *kurtosis* mede o quão pontiaguda (*peakness*) é a distribuição. Esse atributo é computado a partir da WV-MEM como:

$$K(t) = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} (f - f(t))^4 W(t, f) df}{\sigma^4(t) \int_{-\infty}^{+\infty} W(t, f) df} - 3 \quad (3.36)$$

onde o termo -3 faz com que a $K(t)$ tome valor zero para o caso de distribuição normal (Steeghs e Drijkoningen, 2001 *apud* Zoukaneri, 2014).

Uma distribuição com *kurtosis* positiva significa que a distribuição apresenta uma forma mais aguda que uma gaussiana. Já o valor negativo de *kurtosis* significa que a distribuição é mais aplainada do que a gaussiana. Esse tipo de atributo pode ser de grande utilidade sendo utilizada como critério de controle de qualidade de processos tal como a deconvolução.

4

Identificação de zonas de baixa frequência associadas à presença de gás

Anomalias de baixa frequência têm sido observadas desde o fim da década de 70, (Taner *et al.*, 1979). Existem inúmeros exemplos de sucessos da análise da frequência como indicativo de hidrocarboneto (Goloshubin *et al.*, 2006; Castagna *et al.*, 2003; Sinha *et al.*, 2005; Korneev *et al.*, 2004 *apud* Souza, 2015).

O mecanismo de geração de zonas de sombra de baixa frequência abaixo de reservatórios com gás ainda não é bem conhecido. Essas anomalias são normalmente associadas à alta atenuação das altas frequências em reservatórios portadores de gás. Porém, esse fato é difícil de explicar em reservatórios pouco espessos, onde o tempo de propagação da onda ao longo do meio atenuante é pequeno.

Tai *et al.* (2009) sugerem, para esses casos, que apenas a presença de zonas de baixa velocidade causaria as zonas de baixa frequência abaixo dos reservatórios. De acordo com Goloshubin *et al.*, 2006 *apud* (Souza, 2015), existem diversos tipos de anomalia de baixa frequência. Em alguns casos, essas anomalias localizam-se no próprio reservatório, sem um atraso no tempo sísmico em relação ao refletor correspondente ao reservatório.

Em outros casos, as anomalias localizam-se com um atraso sísmico de mais de uma centena de milissegundos abaixo do reservatório. Para Goloshubin *et al.*, 2006 *apud* (Souza, 2015), esse atraso é devido à conversão da onda P rápida-lenta-rápida em reservatórios interlaminados (espessuras menores de um metro) e bem permeável.

A onda P lenta está associada à mobilidade dos fluídos em relação ao arcabouço poroso. Como essa onda é bastante atenuada, ela é ignorada, normalmente, na sísmica de exploração,

mas para esse modelo geológico tem que ser considerada.

Li (2006, *apud* Tai *et al.*, 2009) apresentou um método que usa a *continuous wavelet transform* para detectar gás em reservatórios espessos. Muitos autores utilizam o conceito de atenuação para justificar a baixa frequência porque o fenômeno da atenuação é como se estivesse operando um filtro passa baixa que suprime as altas frequências proporcionalmente mais que as baixas frequências.

Alguns reservatórios de óleo/gás normalmente possuem um baixo valor de Q (fator de qualidade) que as rochas ao redor e, assim, exibem uma zona anômala de absorção (Kumar *et al.*, 2003 *apud* Tai *et al.*, 2009). Ainda assim, é difícil explicar as anomalias observadas sobre reservatórios pouco espessos onde não há tempo suficiente de viagem das ondas sobre os reservatórios com gás que justifique tal anomalia (Castagna, 2003 *apud* Tai *et al.*, 2009)

Segundo Tai *et al.* (2009), se a anomalia de baixa frequência é causada simplesmente por fatores de atenuação, então é possível compensar as componentes de alta frequência dentro da anomalia aplicando um filtro reverso de Q. Porém, Yanghua Wang (2007 *apud* Tai, 2009) mostrou que a zona de sombra de baixa frequência continua existindo mesmo após a compensação do Q.

Tai *et al* em 2009 publicaram um trabalho que busca explicar as razões físicas da correlação da presença de gás em reservatórios pouco espessos e a anomalia de baixa frequência. Ele classificou os fatores de influência da frequência em duas categorias. A primeira, que ele chamou de fatores globais, agrupa as mudanças da frequência em toda seção sísmica e determina a frequência de *background*. A *wavelet*, o fluxograma do processamento sísmico do dado e as estruturas geológicas regionais, por exemplo, fazem parte desse grupo.

A outra categoria, que eles classificaram como sendo de fatores locais, inclui, por exemplo, a variação da espessura, a variação de propriedades locais das litofácies e a presença de pressões anormais nos poros do reservatório.

No estudo dos fatores locais, Tai *et al* 2009 usaram um modelo sintético com os parâmetros físicos mostrados na Fig. 4.1. Eles encontraram uma relação entre a espessura do reservatório, a velocidade e a densidade com a anomalia de baixa frequência que pode ser resumido da seguinte forma: a espessura do reservatório e a impedância acústica são os principais fatores que controlam a resposta espectral do sinal sísmico numa camada pouco espessa e se a espessura do reservatório variar menos que 20 por cento, a velocidade é o fator dominante que influencia a variação da frequência.

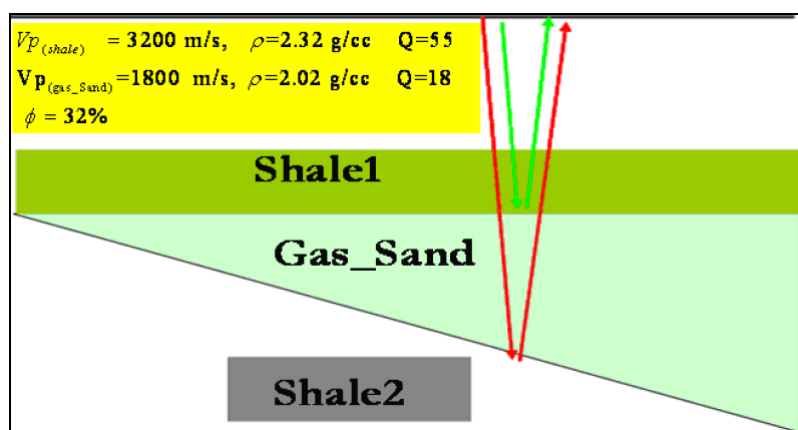


Figura 4.1: Modelo sintético proposto por Tai. Modificado de Tai *et al* (2009).

4.1 Linhas sísmicas 2D sobre poços perfurados

Vamos ver, a seguir, os resultados encontrados no estudo da anomalia de baixa frequência (utilizando a frequência média instantânea) nas linhas sísmicas selecionadas com poços perfurados portadores de gás. Além disso, será analisado também o comportamento dos atributos potência média instantânea, *kurtosis* e *skewness* sobre os reservatórios.

4.1.1 Linha VB-24

A linha VB – 24 tem direção NW – SE (direção *dip* da bacia) (Fig. 1.2). Tem cerca de 58 km de extensão sendo a maior linha da área de estudo (Fig. 4.2). Ela passa por um reservatório turbidítico portador de gás no tempo sísmico de aproximadamente 5570 ms sobre o traço 5500. O topo do reservatório é destacado por uma anomalia de baixa impedância acústica (pico branco na sísmica), Fig. 4.3. Ainda nessa seção é possível observar a rocha geradora marinha da bacia representada pela anomalia de amplitude em torno do tempo 5900 ms.

Um perfil de frequência média instantânea do traço que passa sobre o reservatório é mostrado na Fig. 4.4. A parte *b* representa o plano tempo-frequência com a curva marcando a variação da frequência média instantânea do traço. Foi feito o plote da potência média instantânea sobre essa curva da frequência. Os picos vermelhos sobre a curva da frequência representam os pontos associados com as altas potências.

Na Fig. 4.4b, a seta preta indica o topo do reservatório. Logo, é possível observar que esse ponto do reservatório marca uma anomalia de alta potência média instantânea (associada à alta amplitude) e que ao longo do reservatório a frequência decai, sendo que a base do reservatório representa um local de baixa frequência média instantânea.

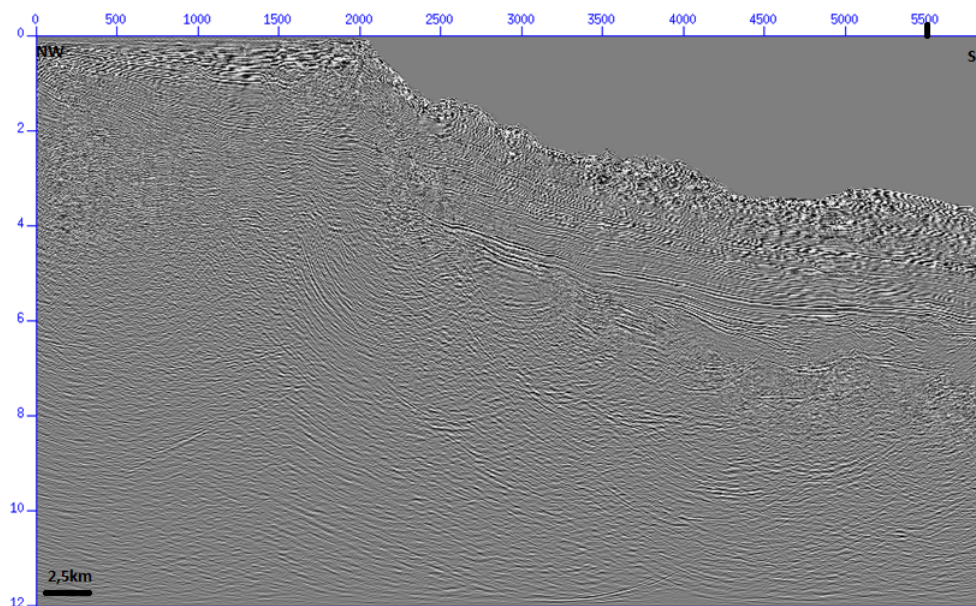


Figura 4.2: Linha sísmica VB-24 original empilhada. Indicação do poço sobre o traço 5500.

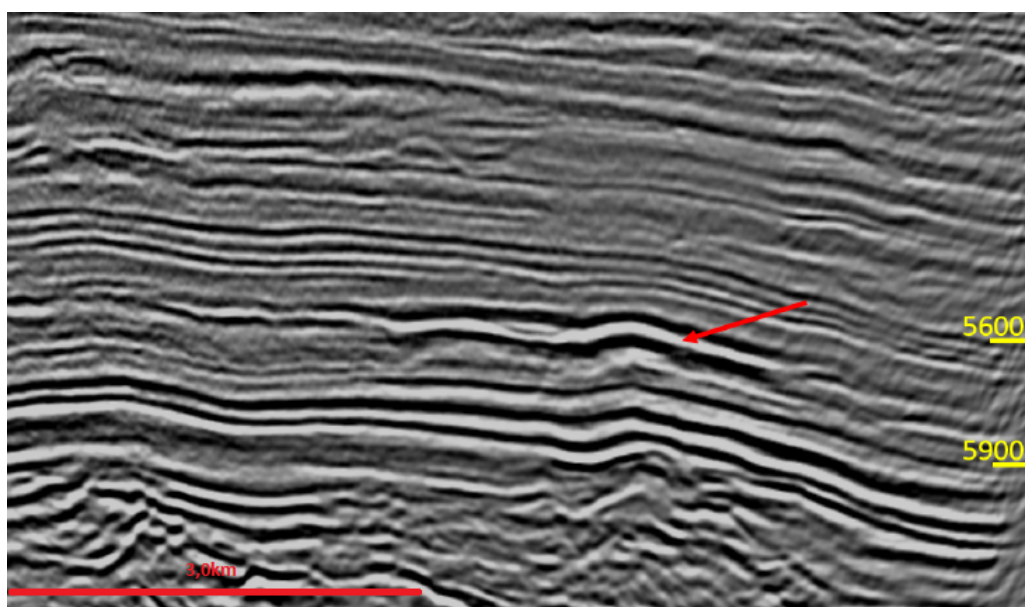


Figura 4.3: Zoom da seção VB-24. Seta vermelha indica a posição do reservatório da Formação Calumbi. Os refletores sísmicos com alta amplitude, em torno do tempo 5900ms, representam a rocha geradora marinha da Formação Continguiba.

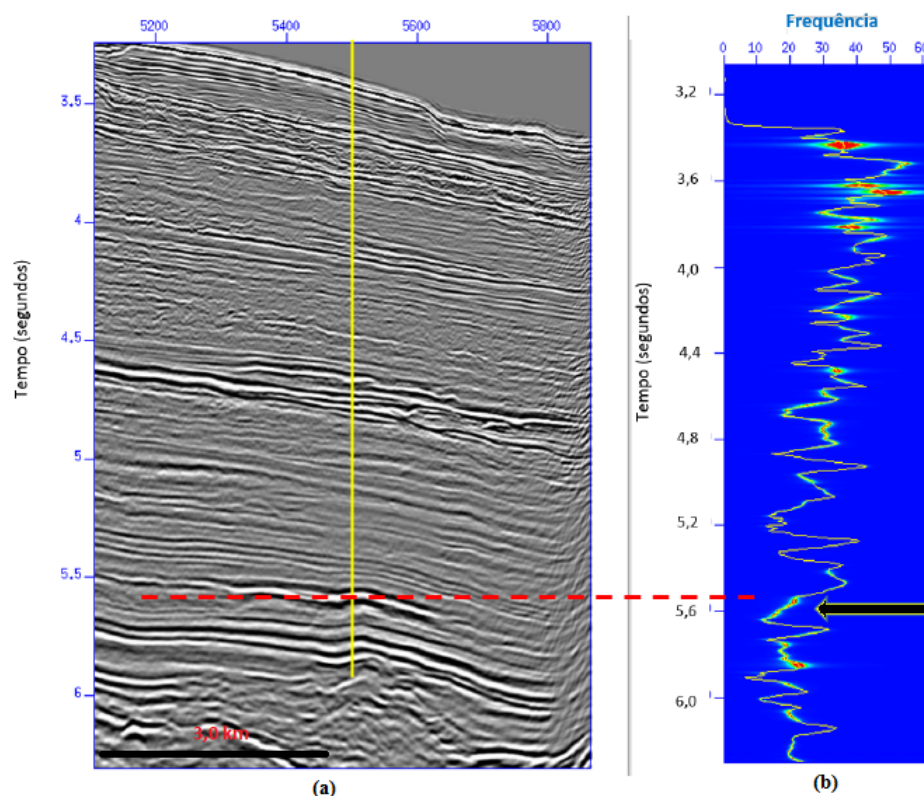


Figura 4.4: (a) Seção VB-24 mostrando a posição da extração do perfil de frequência instantânea média sobre o traço 5500, (b) representa o plano tempo-frequência do traço mostrando a variação da frequência instantânea média e os pontos com alta potência (picos vermelhos). A seta preta indica o topo do reservatório.

A Fig. 4.5 exhibe como se comporta a frequência média instantânea em toda a seção. A cor azul revela os locais com baixa frequência (que variam de 0 a 16Hz). Já as Figs. 4.6 e 4.7 retratam, respectivamente, a sobreposição da seção de frequência média instantânea sobre a amplitude sísmica e da seção de potência média instantânea também sobre a amplitude sísmica. As anomalias de baixa frequência associadas com a presença de gás ocorrem logo abaixo do reservatório (Fig. 4.6).

O atributo *skewness* estabelece, como visto na seção 3.2.2, o grau de assimetria de uma distribuição em relação à distribuição gaussiana. Uma *skewness* positiva representa uma distribuição onde o seu pico é relativamente próximo da origem, ou seja, os elementos com maiores frequências são os que possuem os menores valores da distribuição (Fig. 4.8).

A Fig. 4.9 revela o comportamento do atributo *skewness* na seção de estudo. É possível verificar que sobre a base do reservatório portador de gás é onde registra-se os maiores valores do atributo. E, quanto maior o valor da *skewness*, mais positiva é a assimetria. Uma assimetria positiva maior está relacionada, no nosso caso, com as menores faixas de frequência. Ou seja, o atributo *skewness* é uma forma indireta de estudar, nesse caso,

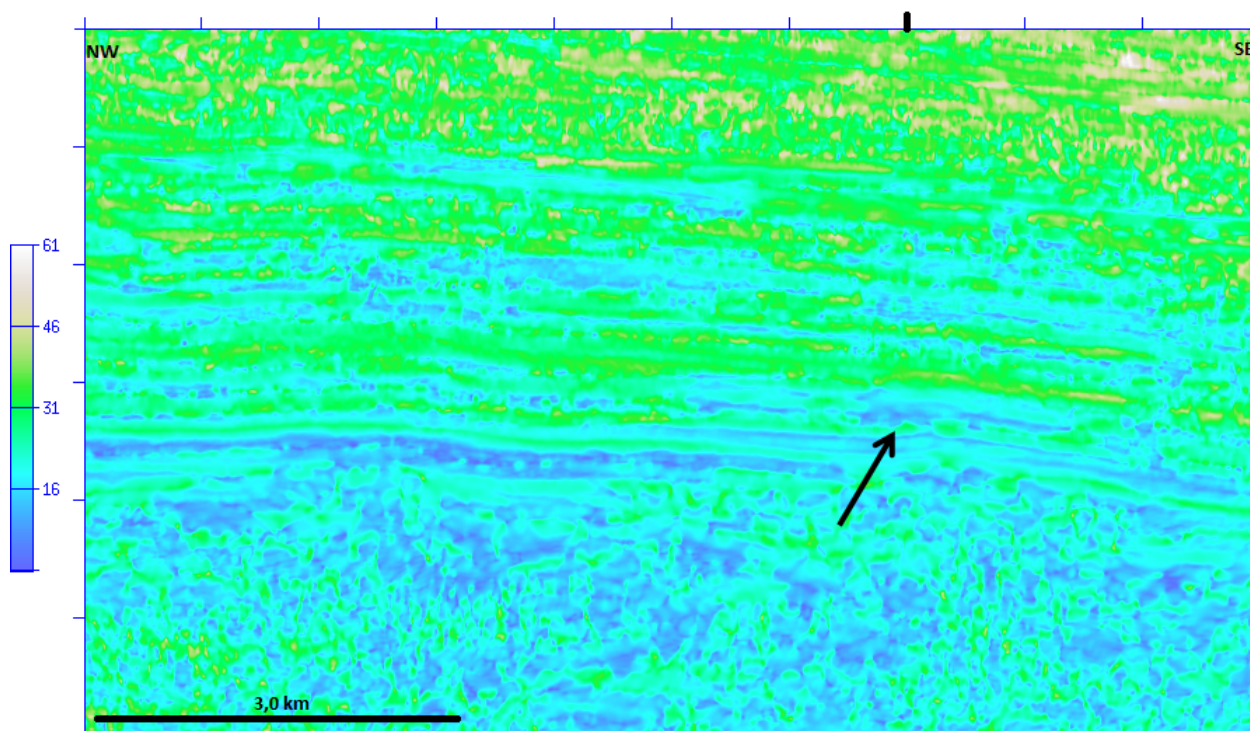


Figura 4.5: Frequência instantânea média da seção VB-24. A seta preta indica a posição da base do reservatório. Notar a zona de baixa frequência abaixo do reservatório (cor azul).

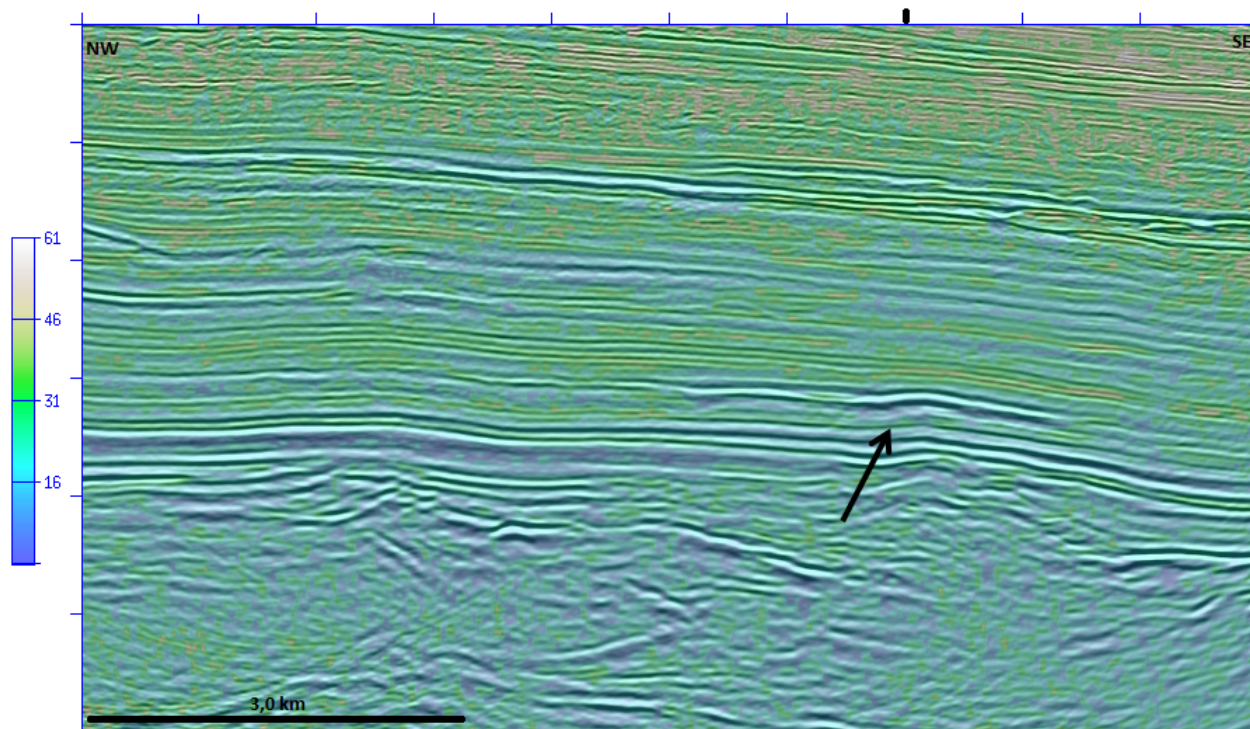


Figura 4.6: Seção VB-24 com a frequência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta preta indica a anomalia de baixa frequência que ocorre abaixo do reservatório com gás.

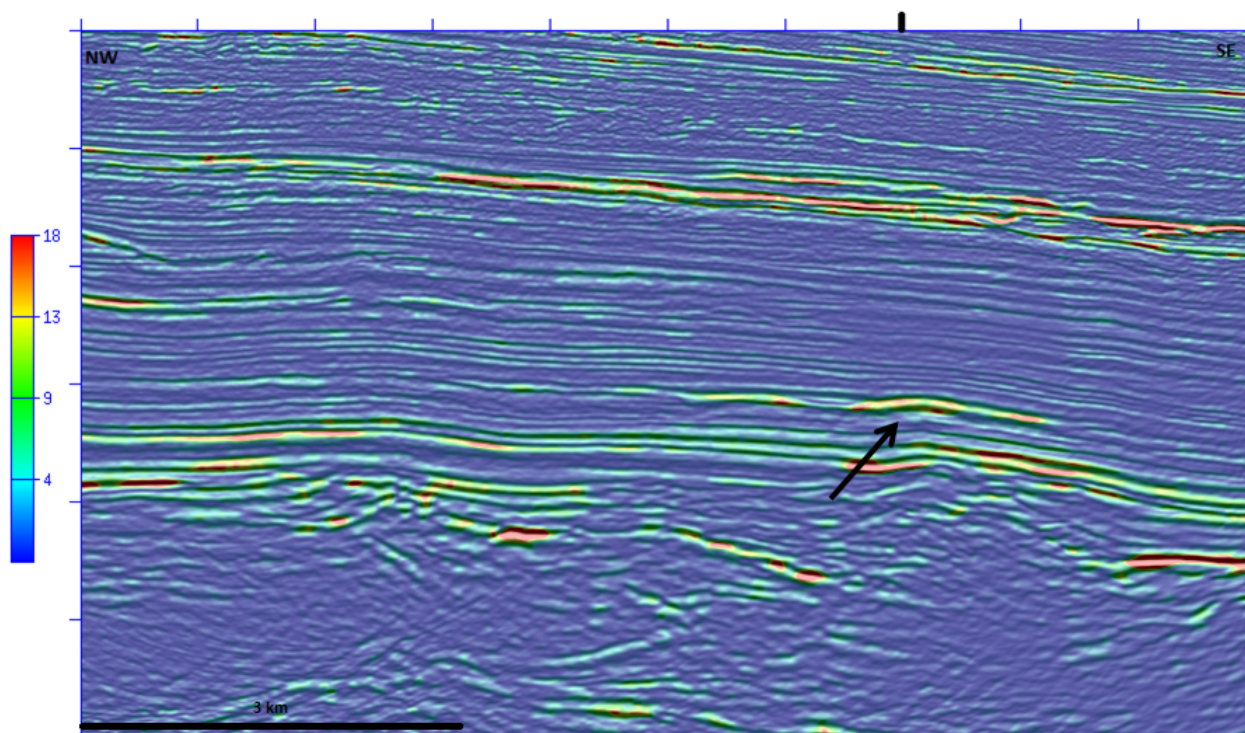


Figura 4.7: Seção VB-24 com a potência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. O reservatório portador de gás é uma região onde ocorre os mais altos valores de potência instantânea média (cores amarela e vermelha).

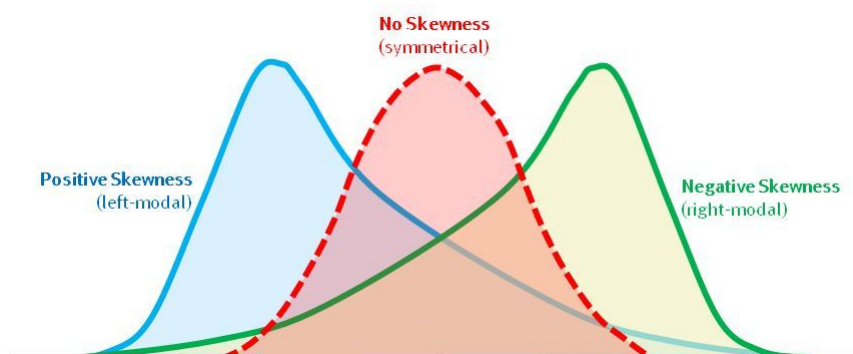


Figura 4.8: Estabelece o grau de assimetria de uma distribuição. Assimetria positiva, a calda da distribuição aponta para o lado positivo. Assimetria negativa, a calda da distribuição aponta para o lado negativo.

também o comportamento da frequência média instantânea.

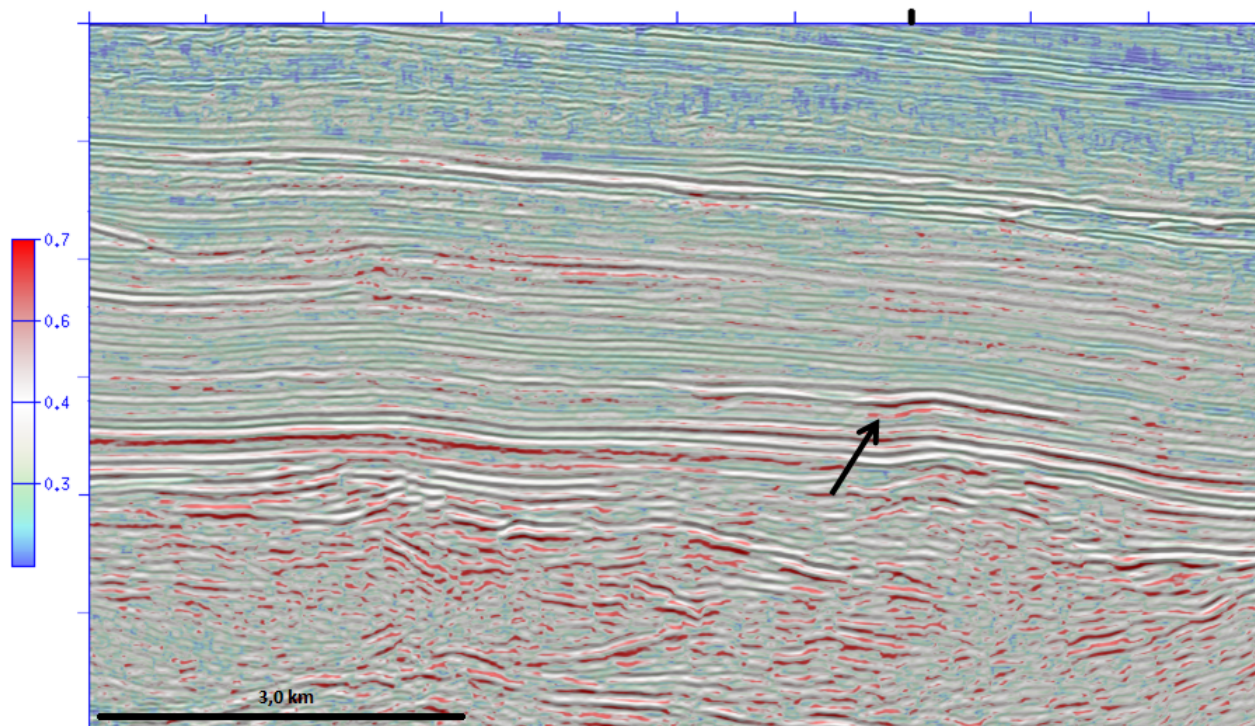


Figura 4.9: Seção VB-24 com o atributo *skewness* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório que marca uma região de altos valores de *skewness* associados com as baixas frequências.

Outro atributo utilizado foi a *kurtosis*. A *kurtosis* estipula o quão pontiaguda é uma distribuição quando comparada com uma distribuição normal (gaussiana) (Fig. 3.14). As medidas de *kurtosis* indicam o grau de concentração dos valores da distribuição. Para um valor relativamente alto, indica uma concentração dos valores em torno do centro. Já os valores menores, indicam uma dispersão da distribuição em torno do seu centro.

Da análise da Fig. 4.10, conclui-se que a base do reservatório da Formação Calumbi é uma região onde se concentra valores altos de *kurtosis*, ou seja, abaixo do reservatório a distribuição é mais pontiaguda e, como consequência, concentrando, assim, os valores próximo ao centro dessa distribuição. Esse comportamento era o esperado já que, a partir da investigação do *skewness* e da frequência, a base desse reservatório é uma região de concentração de baixas frequências. Esse comportamento é refletido nos altos valores de *kurtosis*.

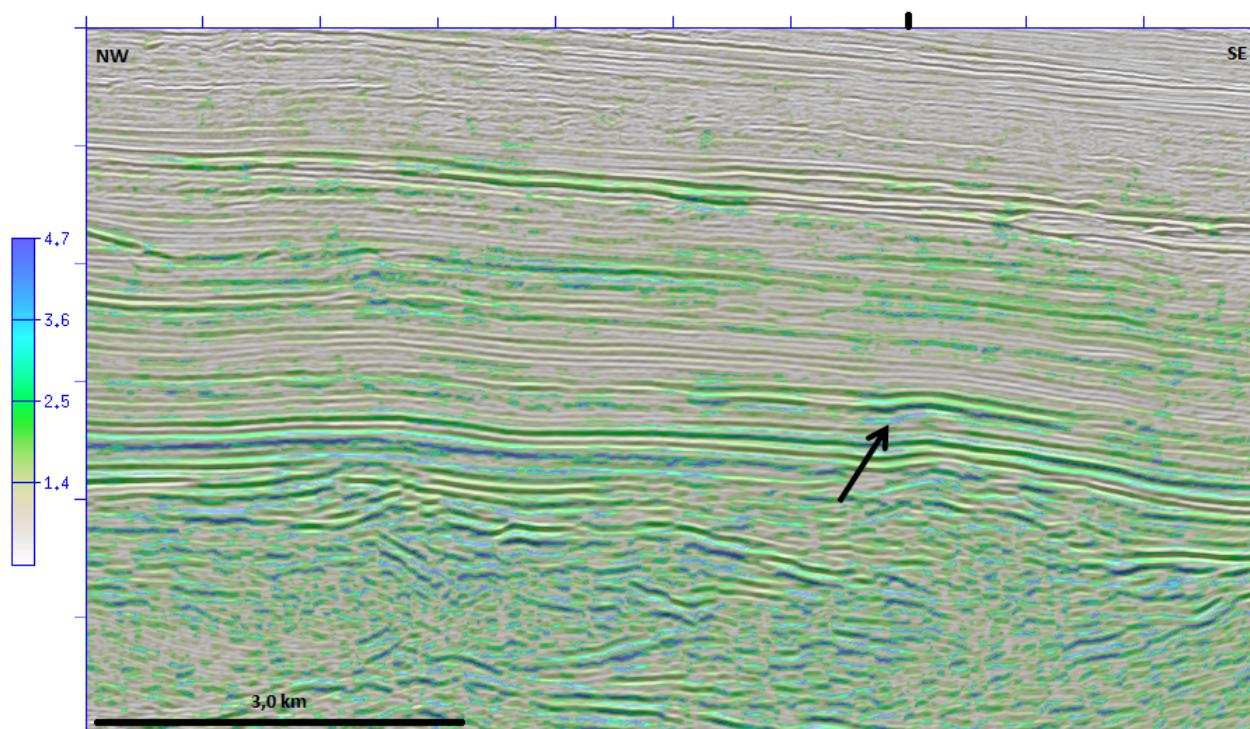


Figura 4.10: Seção VB-24 com o atributo *kurtosis* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório que marca uma região de altos valores de *kurtosis* associados com uma distribuição pontiaguda (concentração dos valores da distribuição próximo ao centro).

4.1.2 Linha VB-18

A linha VB-18 tem direção NW-SE e é a segunda linha posicionada na direção *dip* da bacia (Fig. 1.2). Essa linha tem cerca de 43 km (Fig. 4.11). Ela passa por um reservatório da Formação Calumbi portador de gás no tempo sísmico de aproximadamente 5.8 s. Mais um vez, é possível destacar que o topo do reservatório é marcado por uma anomalia de baixa impedância acústica (pico branco na sísmica), Fig. 4.12.

O traço 5230 passa sobre o reservatório portador de gás (Fig. 4.12). Observa-se novamente a redução do valor da frequência média instantânea na região do Formação Calumbi. O valor da potência média instantânea, plotado sobre o gráfico da frequência, dessa vez não indicou o topo do reservatório como sendo um ponto de alta potência (pontos vermelhos sobre o gráfico).

A Fig. 4.13 revela o comportamento da frequência média instantânea em toda a seção. Na região do reservatório seu valor assume valores relativamente baixos (entre 0 a 17 Hz). Já as Figs. 4.14 e 4.15 exibem, respectivamente, a sobreposição da seção de frequência média instantânea sobre a amplitude sísmica e da seção de potência média instantânea também

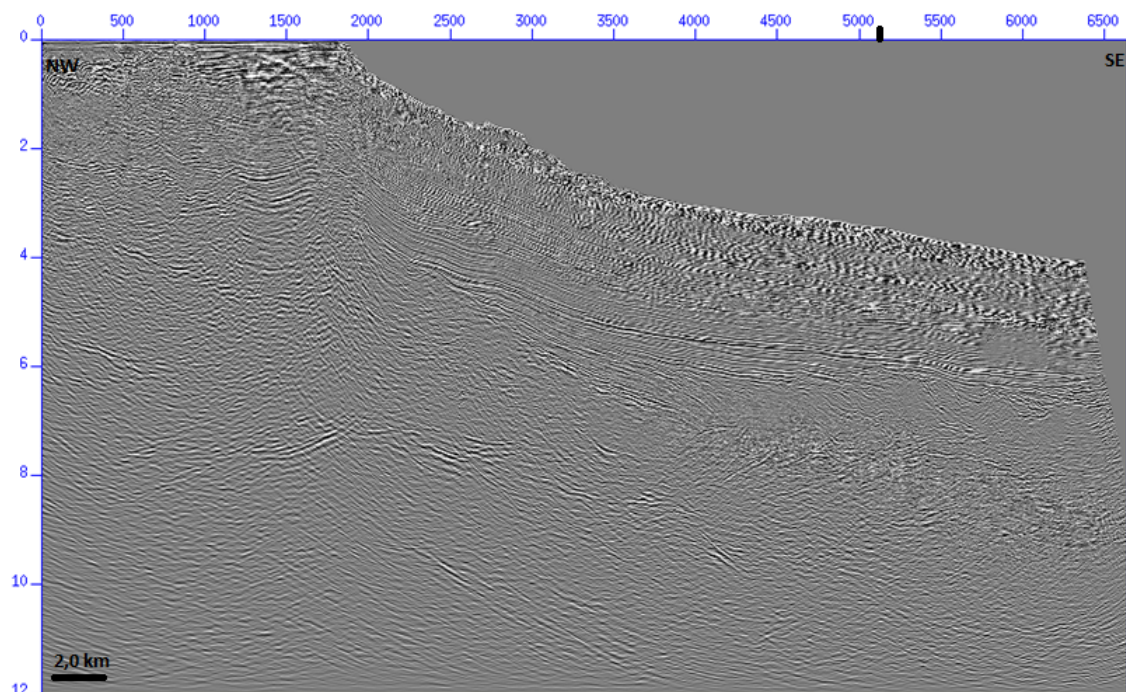


Figura 4.11: Linha sísmica VB-18 original empilhada. Indicação do poço sobre o traço 5230.

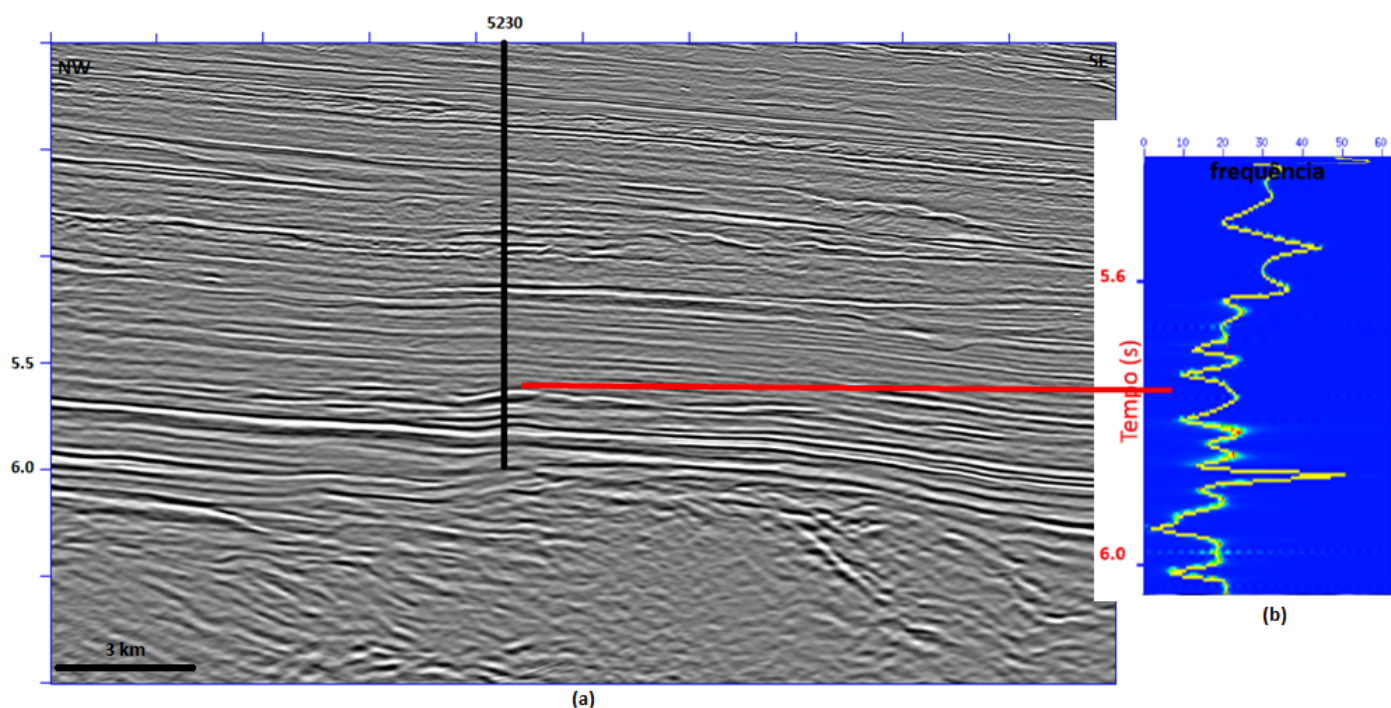


Figura 4.12: (a) Seção VB-18 mostrando a posição da extração do perfil de frequência instantânea média sobre o traço 5230. (b) Representa o plano tempo-frequência do traço mostrando a variação da frequência instantânea média e os pontos com alta potência sobre a curva (picos amarelos e vermelhos).

sobre a amplitude sísmica. As anomalias de baixa frequência acontecem logo abaixo do reservatório (Fig. 4.14).

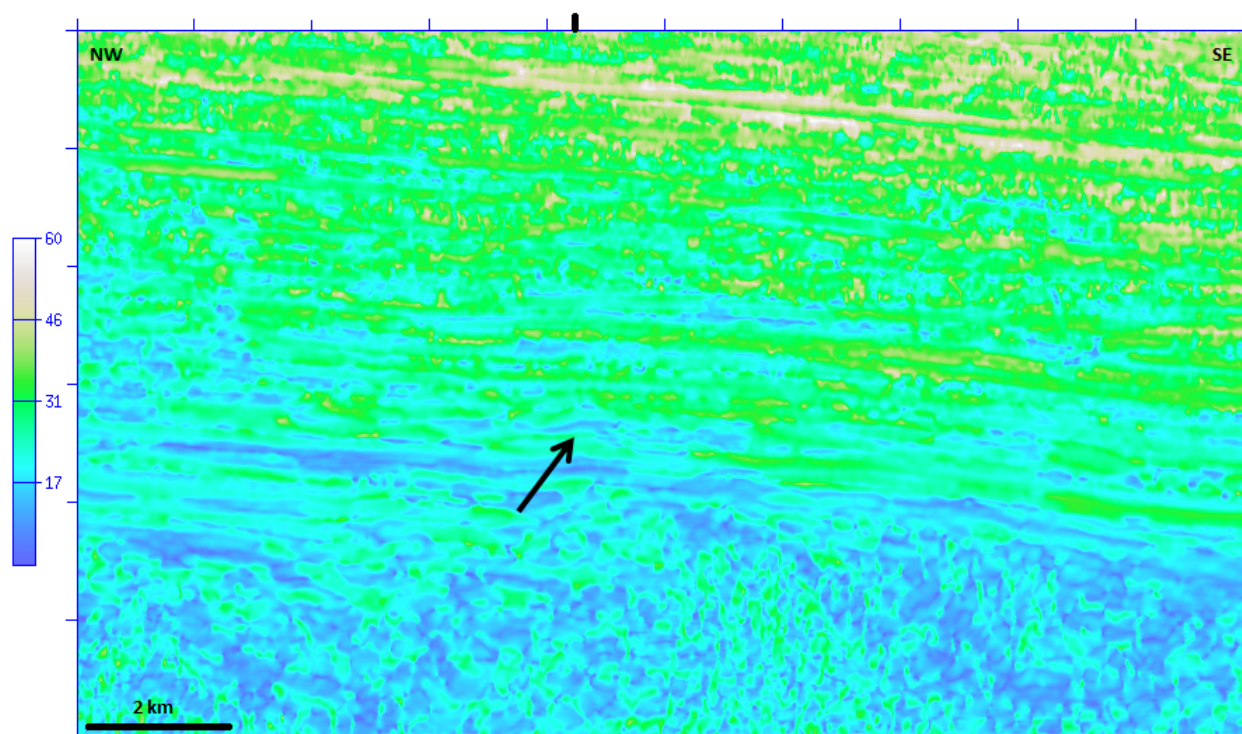


Figura 4.13: Frequência instantânea média da seção VB-18. A seta indica a posição da base do reservatório. Notar a zona de baixa frequência que ocorre abaixo do reservatório (cor azul).

Embora a análise isolada do traço sobre o reservatório não tenha identificado a anomalia de alta potência normalmente associada ao topo dos reservatórios, a projeção da potência para toda a seção (Fig. 4.15) revela que no topo, quando comparado com o seu entorno, ocorre uma discreta anomalia da potência.

O comportamento da *skewness* é revelado na Fig. 4.16. Observa-se novamente que sobre a posição do reservatório com gás, o atributo assume valores relativamente altos estando associado à assimetria positiva Fig. 4.8. Como já constatado, as assimetrias positivas, para o caso em questão, estão associadas às faixas de frequências mais baixas.

A *kurtosis* é indicada na Fig. 4.17. O comportamento é semelhante com o observado na linha VB-24, ou seja, na base do reservatório a *kurtosis* assume valores relativamente altos. Ocorre uma concentração dos valores da distribuição numa faixa de frequência curta. Essa faixa curta correspondente à anomalia de baixa frequência que ocorre na base do reservatório (Fig. 4.14)

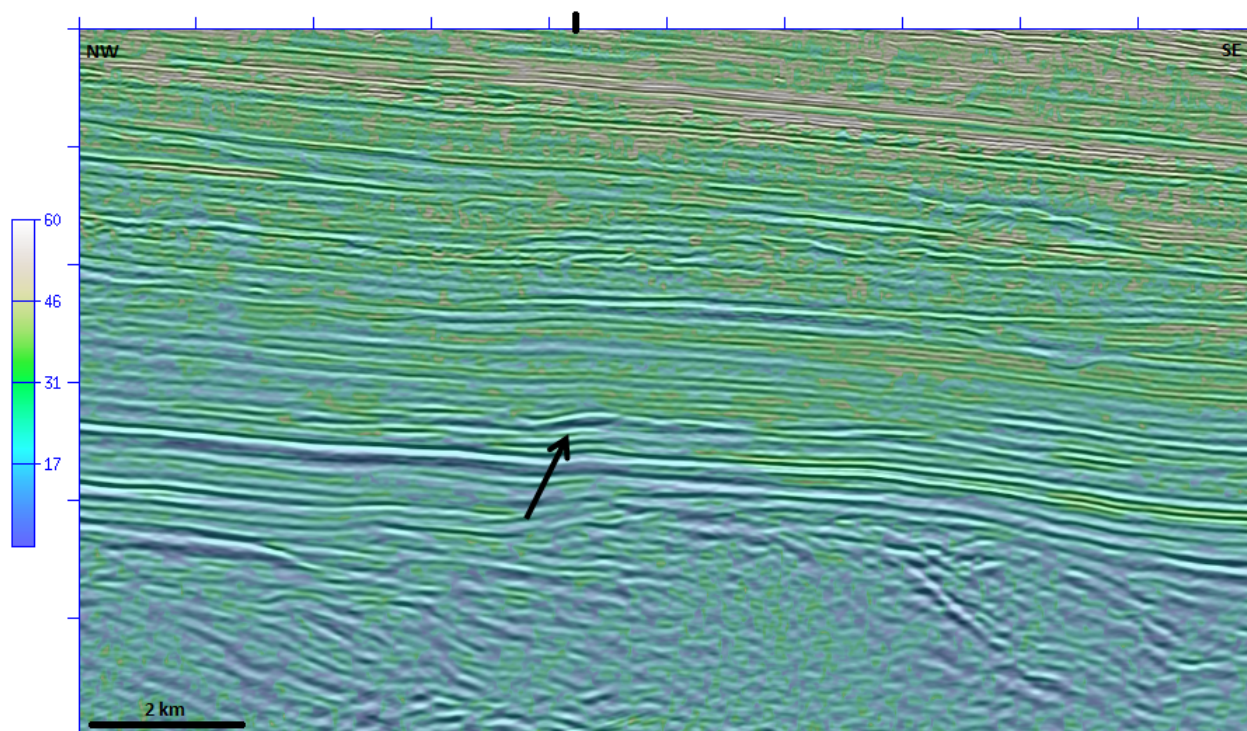


Figura 4.14: Seção VB-18 com a frequência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta indica a anomalia de baixa frequência que ocorre abaixo do reservatório com gás.

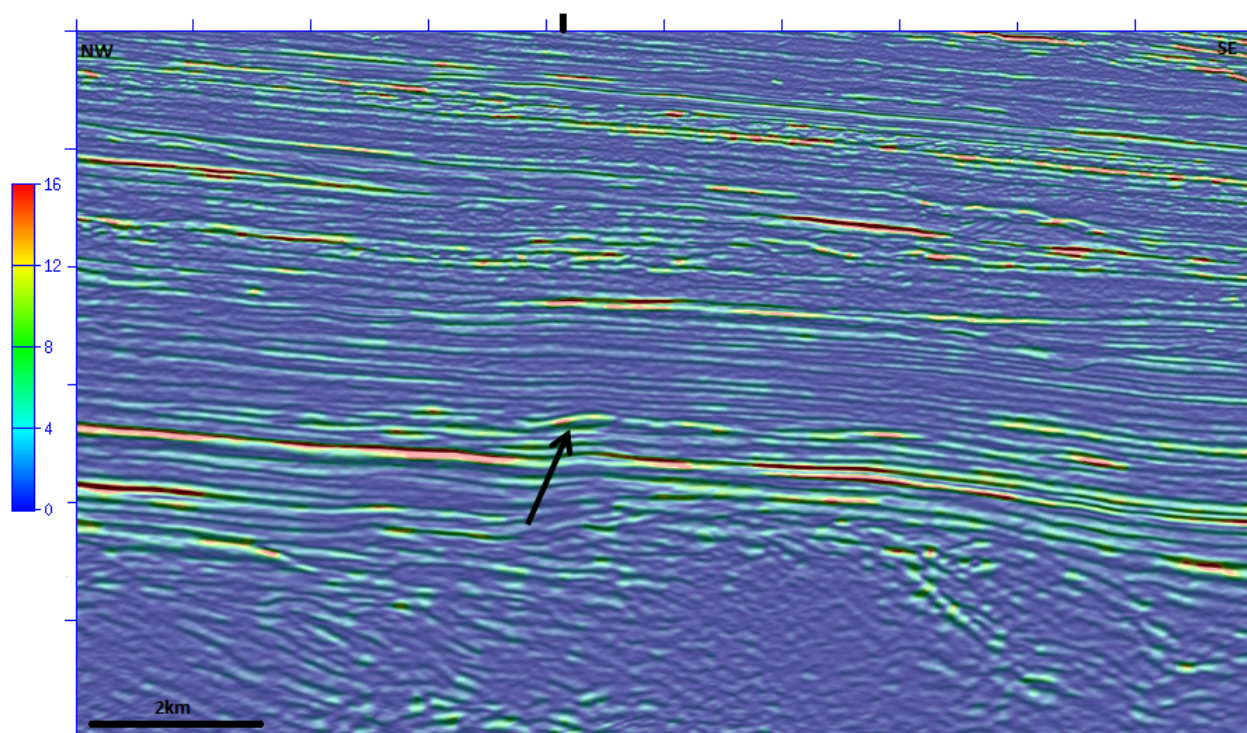


Figura 4.15: Seção VB-18 com a potência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. O reservatório com gás é uma região onde ocorre os mais altos valores de potência instantânea média (cores amarela e vermelha) associados com as altas amplitudes.

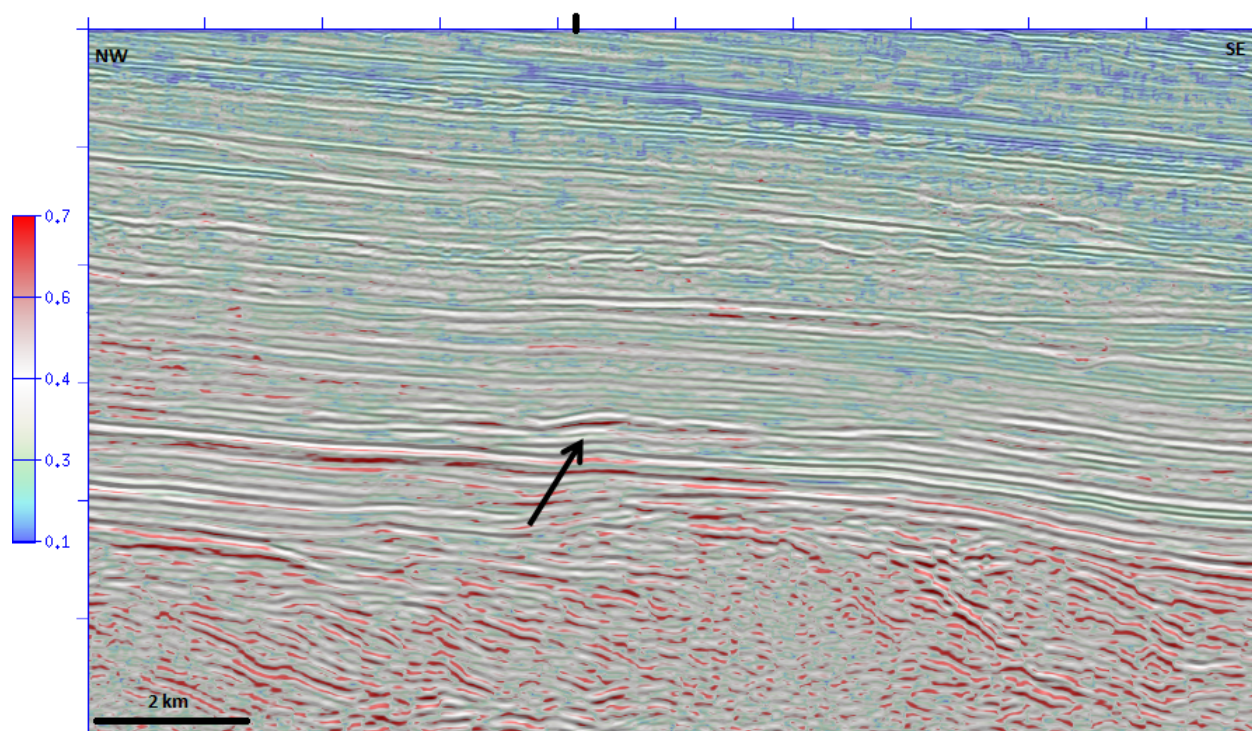


Figura 4.16: Seção VB-18 com o atributo *skewness* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório o qual marca uma região de altos valores de *skewness* (assimetria positiva) associados com as baixas frequências.

4.1.3 Linha VB-25

A linha VB – 25 tem direção NE – SW paralela à direção *strike* da Bacia (Fig. 1.2). Seu comprimento total é de cerca de 35 km (Fig. 4.18). Da mesma forma que as linhas anteriores, o seu alvo corresponde aos reservatórios com gás da Formação Calumbi. Nessa linha em questão, há dois reservatórios nos tempos sísmicos de aproximadamente 5.7 s e 5.8 s (Fig. 4.19a). O primeiro reservatório contém gás associado, já o segundo, apresenta uma acumulação de óleo. Ambos reservatórios são tubidíticos da Formação Calumbi.

Os topos dos reservatórios são marcados pela anomalia de baixa amplitude acústica (Fig. 4.19a). O traço 4750 atravessa os reservatórios (Fig. 4.19). Observa-se no primeiro reservatório que ocorre a redução do valor da frequência média instantânea. O pico vermelho sobre a curva da frequência instantânea média representa pontos com altas potências. Vale destacar que um valor de potência média instantânea alto acompanhado por uma queda abrupta da frequência é um indicativo da presença de reservatórios portadores de gás no Cretáceo Superior da Bacia.

Já a análise da frequência no reservatório portador de óleo não ficou demonstrado a ocorrência da anomalia de baixa frequência (Fig. 4.19b). Um trabalho em detalhe sobre

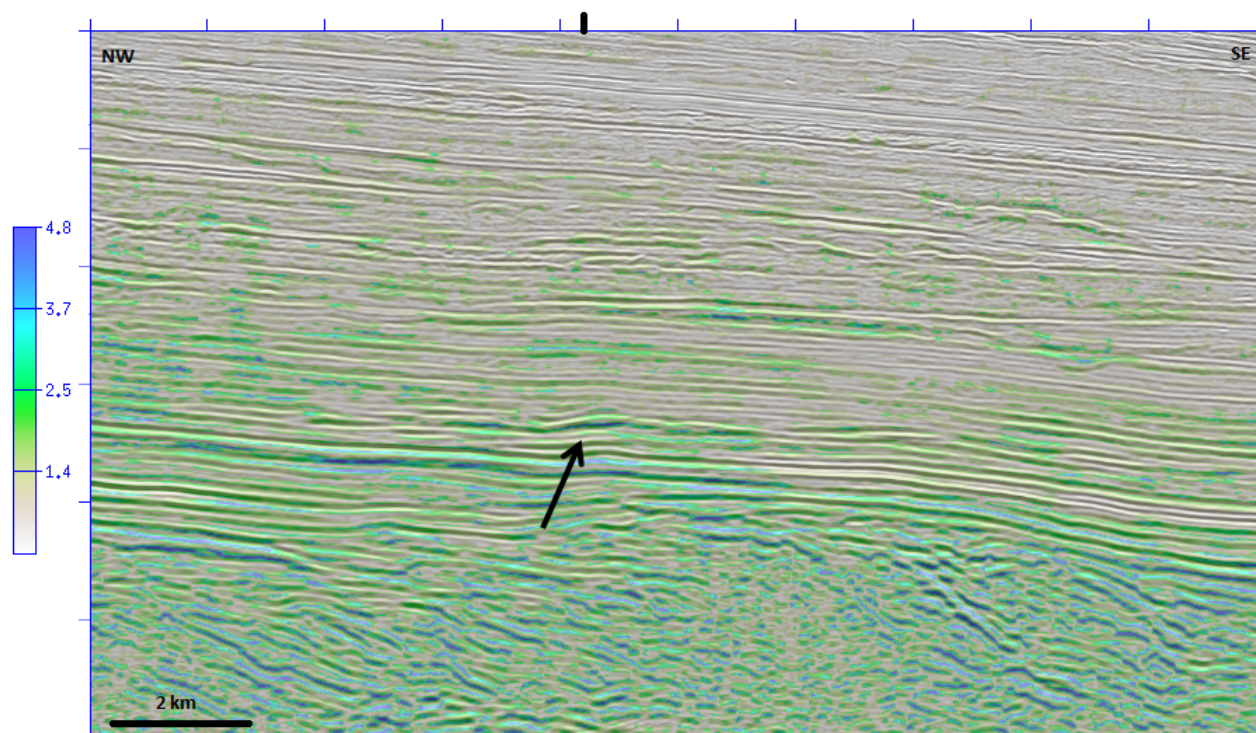


Figura 4.17: Seção VB-18 com o atributo *kurtosis* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório que marca uma região de altos valores de *kurtosis* os quais então associados a uma distribuição onde ocorre a concentração dos valores em torno de um valor central (distribuição pontiaguda).

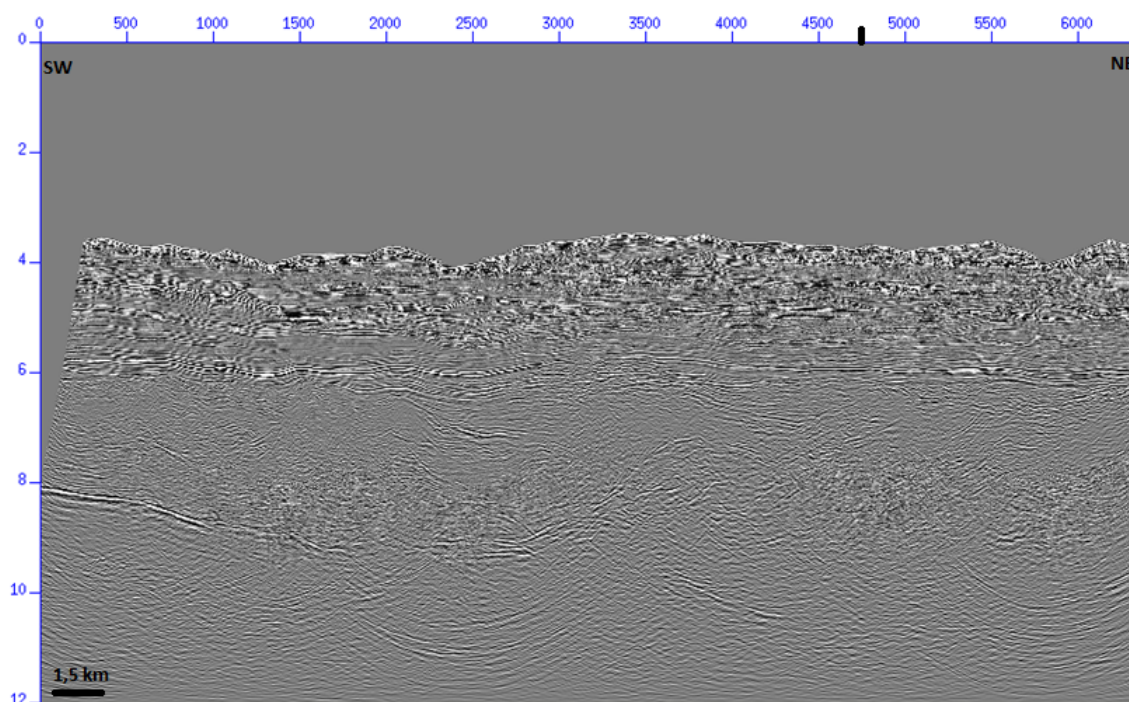


Figura 4.18: Linha sísmica VB-25 original empilhada. Indicação do poço sobre o traço 4750.

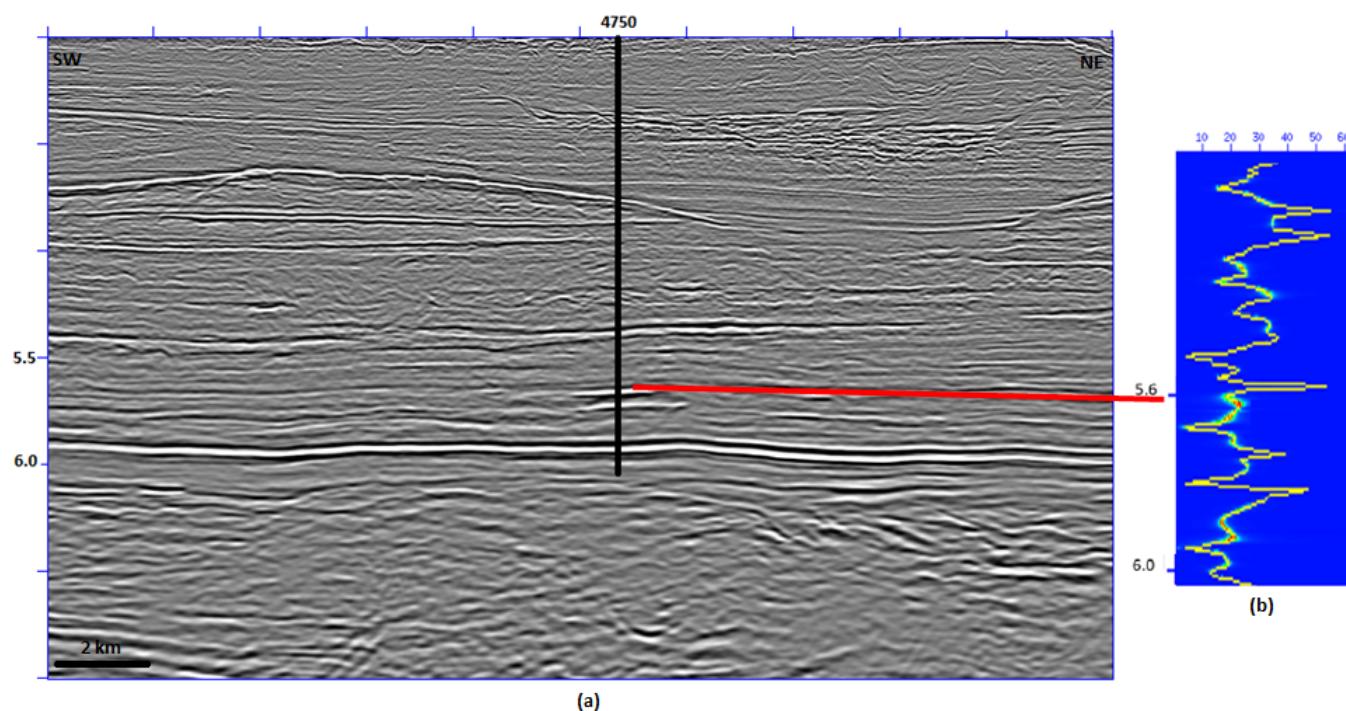


Figura 4.19: (a) Seção VB-25 mostrando a posição de onde foi extraído o perfil da frequência instantânea média. (b) representa o plano tempo-frequência do traço mostrando a variação da frequência instantânea média. Sobre a curva da frequência foi plotados os pontos que correspondem às altas potências (picos vermelhos).

as características físicas desse reservatório, como espessura, porosidade, intercalação com argilas, entre outros, poderia explicar essa diferença. O comportamento da frequência média instantânea em toda a seção é mostrada na Fig. 4.20. A coloração azul evidencia os locais de baixa frequência (faixa de 0 a 16 Hz).

A Fig. 4.21 representa a sobreposição da frequência média instantânea e a amplitude sísmica. Há a ocorrência, mais uma vez, da anomalia de baixa frequência que ocorre na base do reservatórios com gás associado. De acordo com a Fig. 4.22, esse reservatório também está associado a valores relativamente altos de potência média instantânea. No reservatório com óleo, como previsto da análise da frequência sobre o traço 4750 (Fig. 4.19b), não ocorre uma região de baixa frequência sobre ele, embora esteja também associado a valores relativamente altos de potência média instantânea (Fig. 4.22).

O comportamento do *skewness* (Fig. 4.23) e da *kurtosis* (Fig. 4.24) refletem, como já demonstrado, o comportamento da frequência média instantânea. Portanto, o reservatório com gás apresenta, na sua base, valores relativos altos de *skewness* (assimetria positiva) e *kurtosis* (distribuição pontiaguda), ambos associados às faixas de baixa frequência. Já o reservatório com óleo, como já esperado a partir da análise da frequência, não apresenta

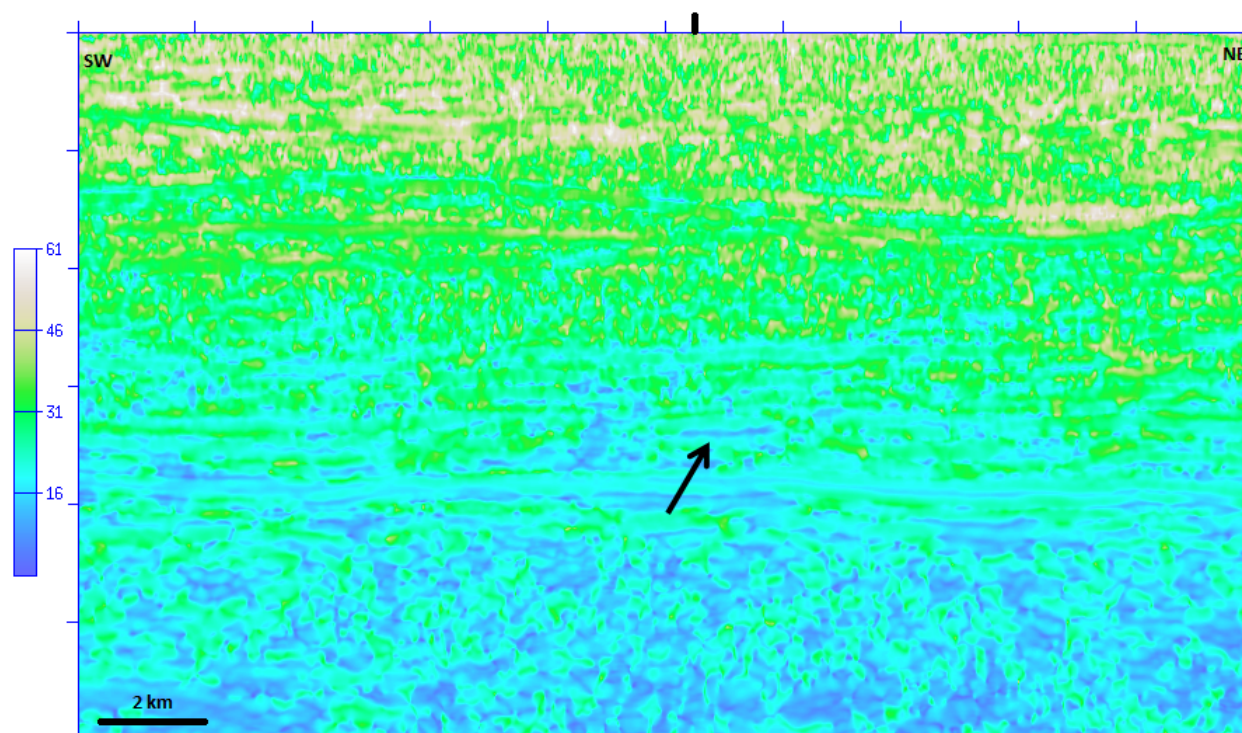


Figura 4.20: Frequência instantânea média da seção VB-25. A seta mostra a posição da base do reservatório onde ocorre a anomalia de baixa frequência associado com a presença de gás (cor azul).

essas características em sua base.

4.1.4 Linha SA232

A linha SA232 tem direção NE – SW paralela à direção *strike* da Bacia (Fig. 1.2). É a menor das linhas sísmicas utilizadas com cerca de 30 km de extensão (Fig. 4.25). Essa linha sísmica contém um poço que perfurou um reservatório turbidítico saturado em água (Fig. 4.26). Nota-se, bem como em todos os outros casos estudados, que o topo do reservatório é marcado por uma anomalia de baixa impedância acústica (pico branco na sísmica).

Nessa linha, há o traço 2310 que passa sobre o reservatório (Fig 4.26b). Esse gráfico, que representa a decomposição tempo-frequência do traço, não mostra a anomalia de baixa frequência associada com as acumulações de gás, ou seja, não ocorre a redução do valor da frequência média instantânea característica sobre o reservatório sendo a sua base um local de baixa frequência. A potência média instantânea, que é plotada sobre o gráfico da frequência, não indicou, aparentemente, o topo do reservatório como sendo um ponto de alta potência média.

A Fig. 4.27 revela a variação da frequência média instantânea na seção próximo ao

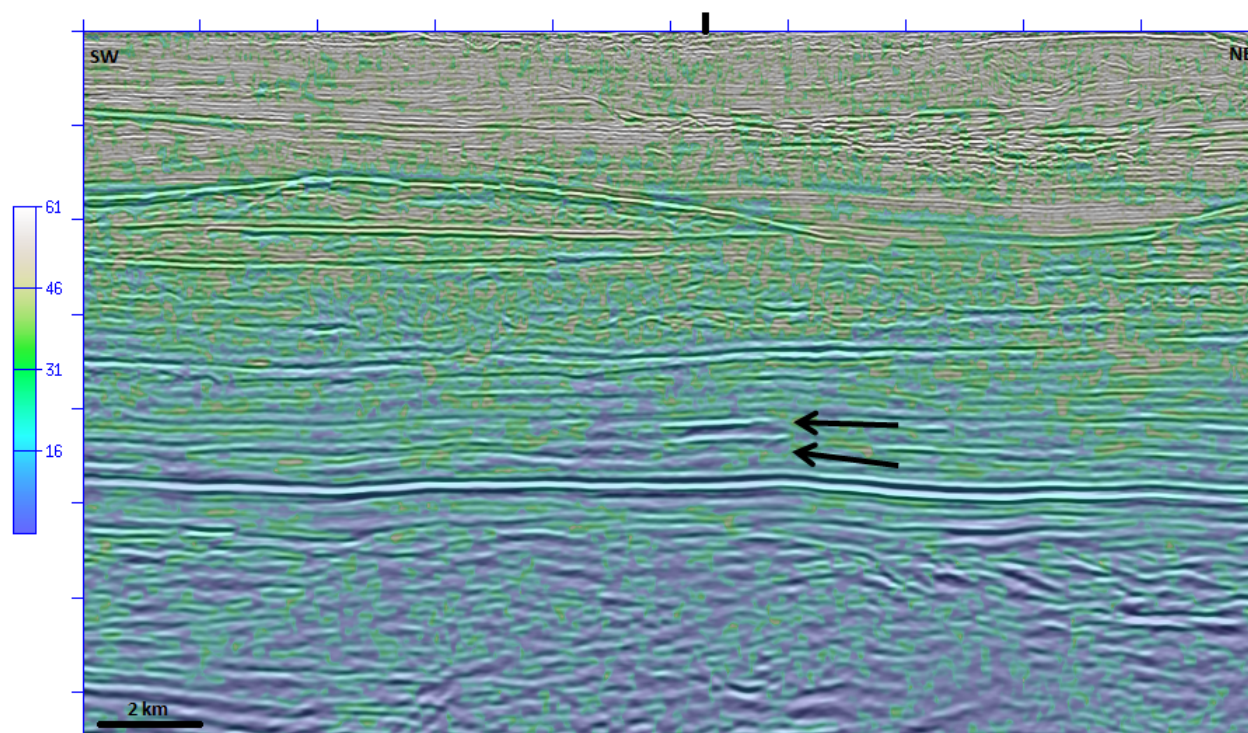


Figura 4.21: Seção VB-25 com a frequência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre amplitude sísmica. A primeira seta indica a anomalia de baixa frequência que ocorre abaixo do reservatório com gás. A segunda seta mostra a base do reservatório com óleo onde não houve a ocorrência da anomalia de baixa frequência.

reservatório. A resposta do comportamento da frequência confirma a ausência de gás, ou seja, a base do reservatório não marca uma região de baixa frequência. As Figs. 4.28 e 4.29 manifestam, respectivamente, a sobreposição da seção de frequência média instantânea e a sobreposição da potência média instantânea sobre a amplitude sísmica.

Os atributos *skewness* (Fig. 4.30) e *kurtosis* (Fig. 4.31) têm respostas diferentes quando comparadas com as respostas obtidas nos reservatórios com gás associados. No caso do *skewness*, a assimetria positiva não corresponde aos maiores valores desse atributo (acima de 0,6 na escala - Fig. 4.30). A *kurtosis* também resultou valores diversos dos obtidos nos reservatórios com gás, gerando assim, uma distribuição com valores mais espalhados em torno do centro (menos pontiaguda).

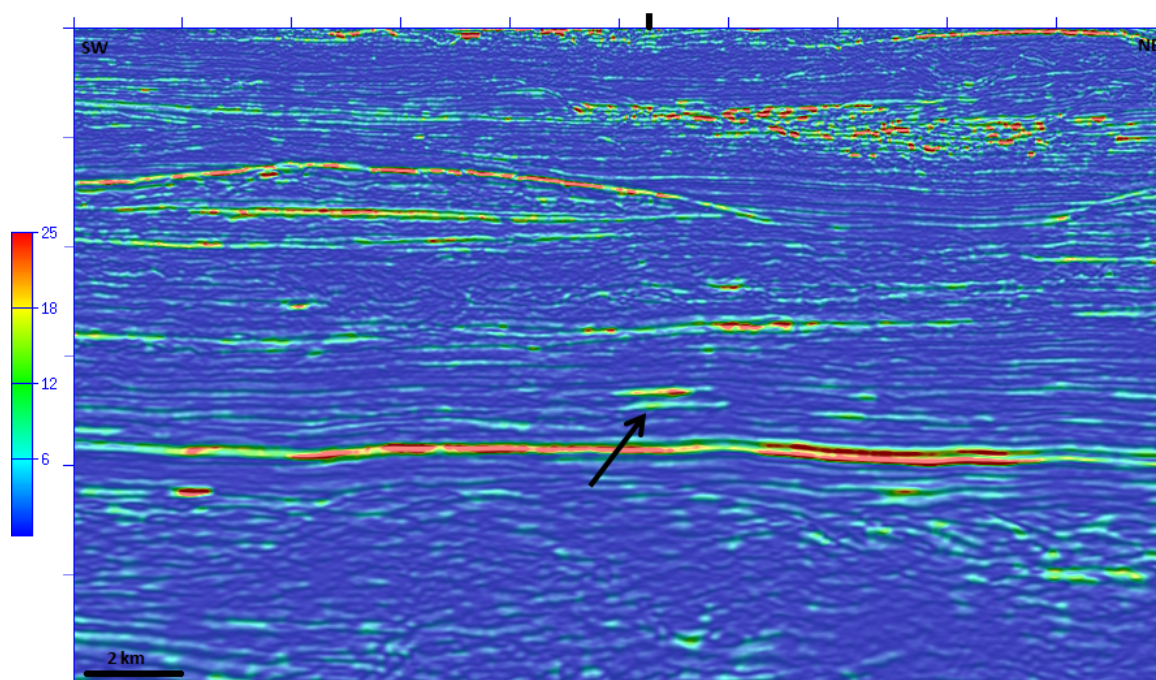


Figura 4.22: Seção VB-25 com a potência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. Ambos os reservatórios são marcados com valores que correspondem aos mais altos valores de potência instantânea média (cores amarela e vermelha)

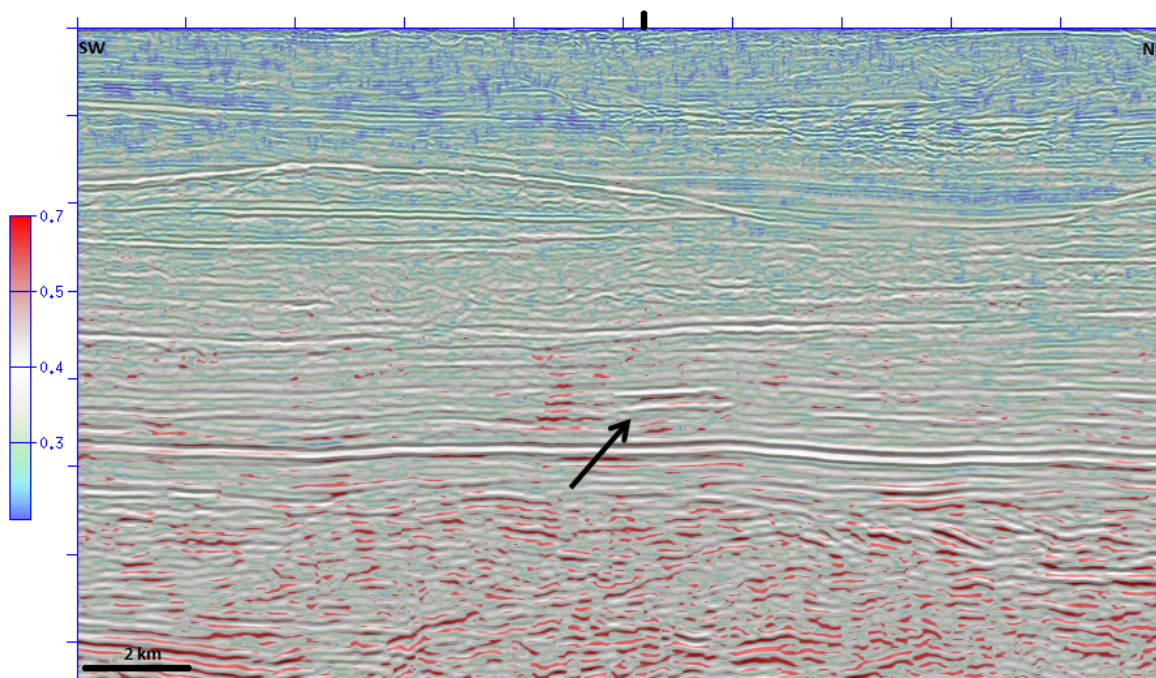


Figura 4.23: Seção VB-25 com o atributo *skewness* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. No reservatório com gás o *skewness* aponta valores altos (assimetria positiva) associados com as baixas frequências. Já sobre o reservatório com óleo o *skewness* não apresenta o mesmo comportamento.

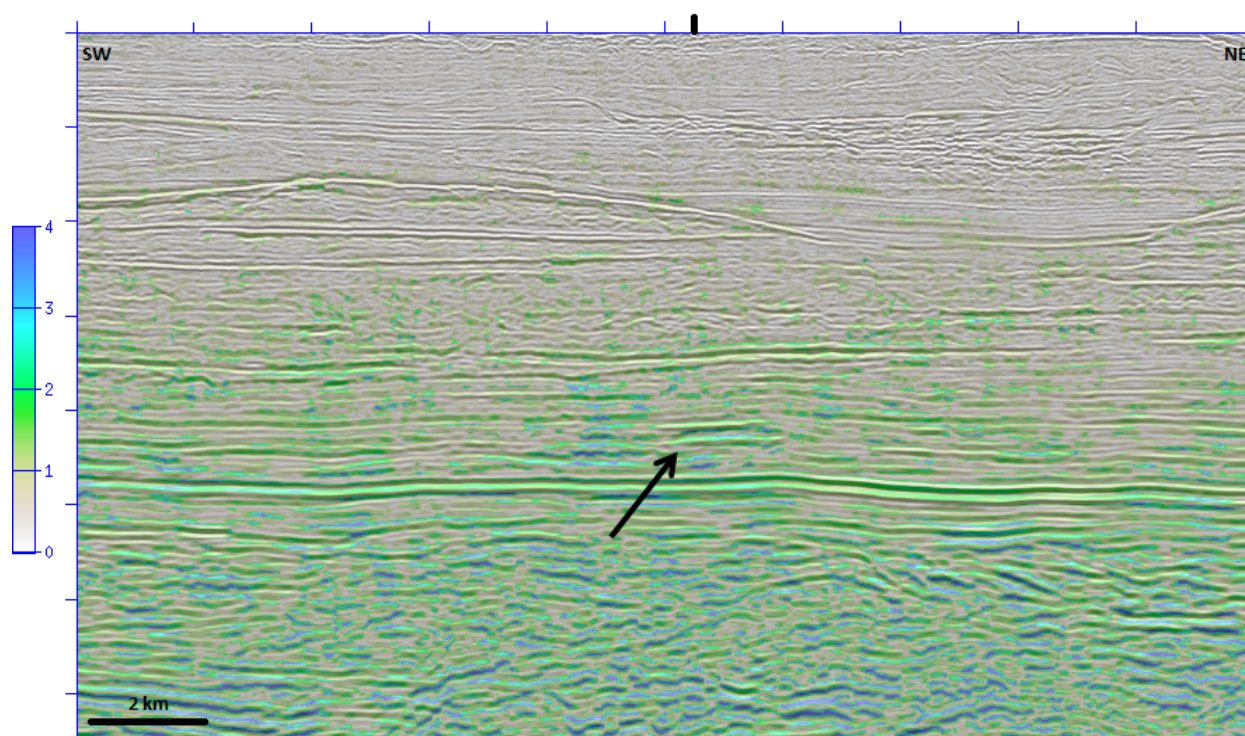


Figura 4.24: Seção VB-24 com o atributo *kurtosis* (transparência de 50 por cento) sobre a amplitude sísmica. No reservatório com gás revela valores que estão associados com uma distribuição onde ocorre a concentração dos valores próximo ao valor central. Já sobre o reservatório com óleo, o *kurtosis* não apresenta o mesmo comportamento característico.

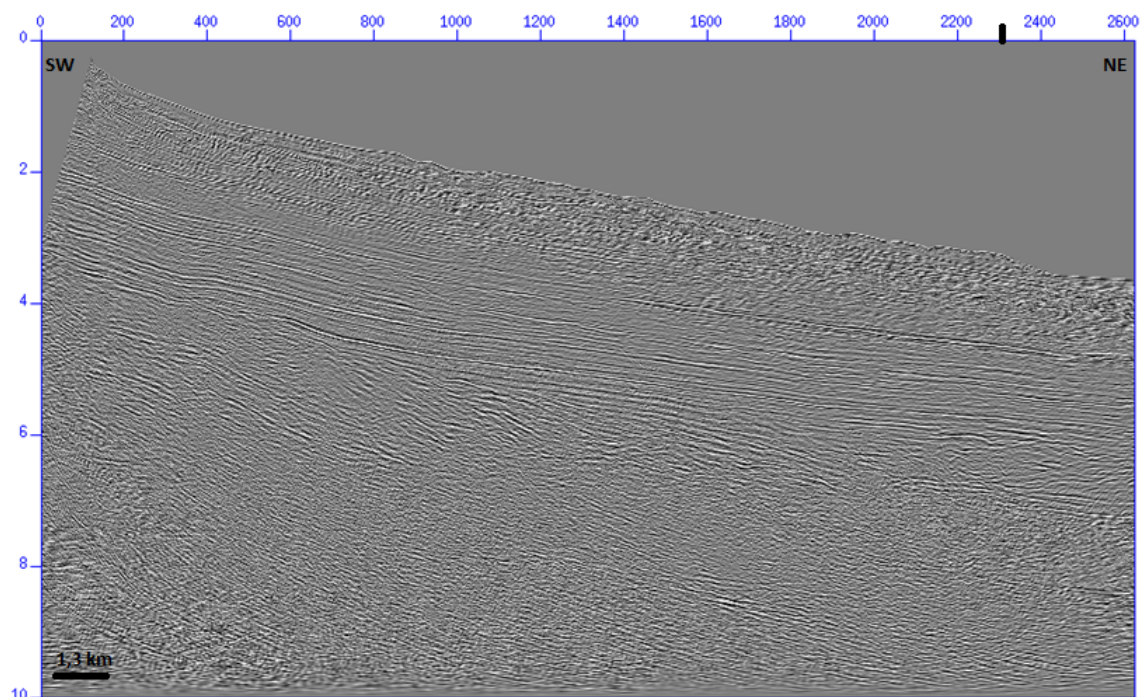


Figura 4.25: Linha sísmica SA232 original empilhada. Indicação do poço sobre o traço 2310.

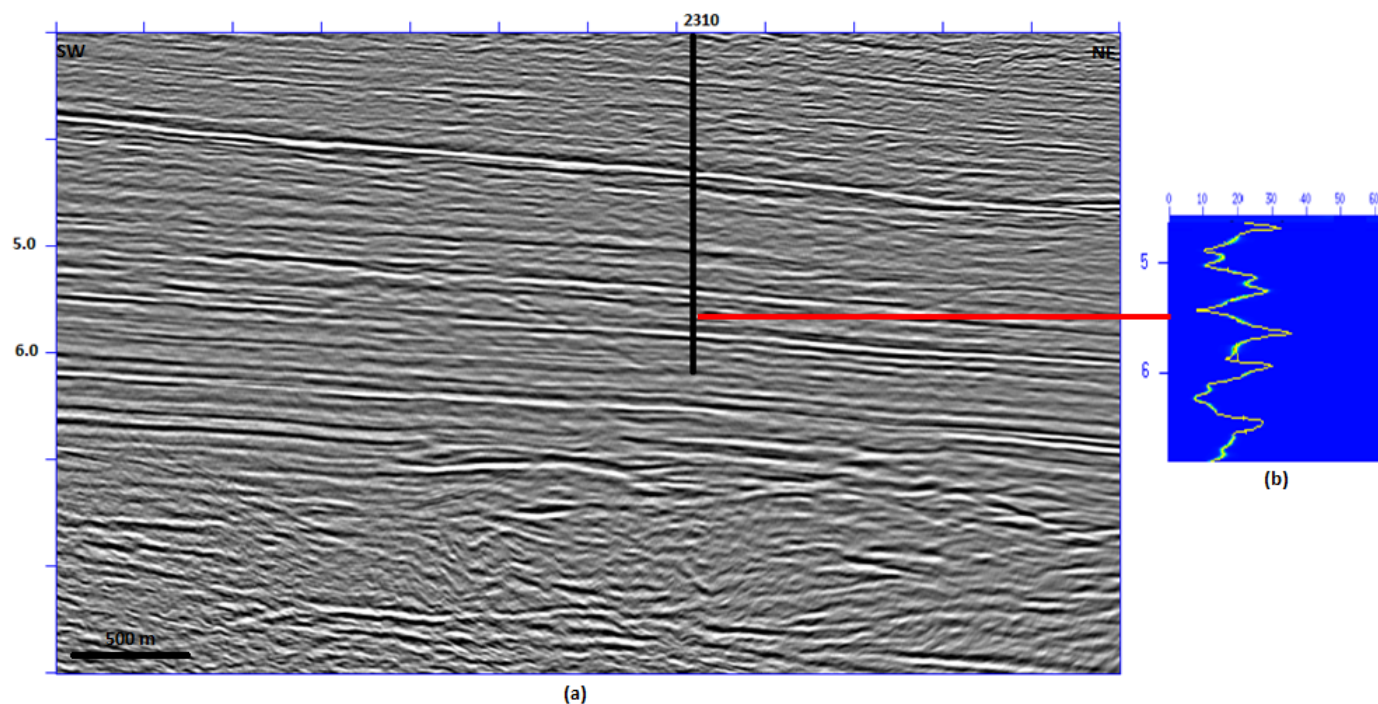


Figura 4.26: (a) Seção SA232 mostrando a posição da extração do perfil de frequência instantânea média. (b) Plano tempo-frequência do traço mostrando a variação da curva da frequência instantânea média. Sobre essa mesma curva foi plotado os picos da potência instantânea média.

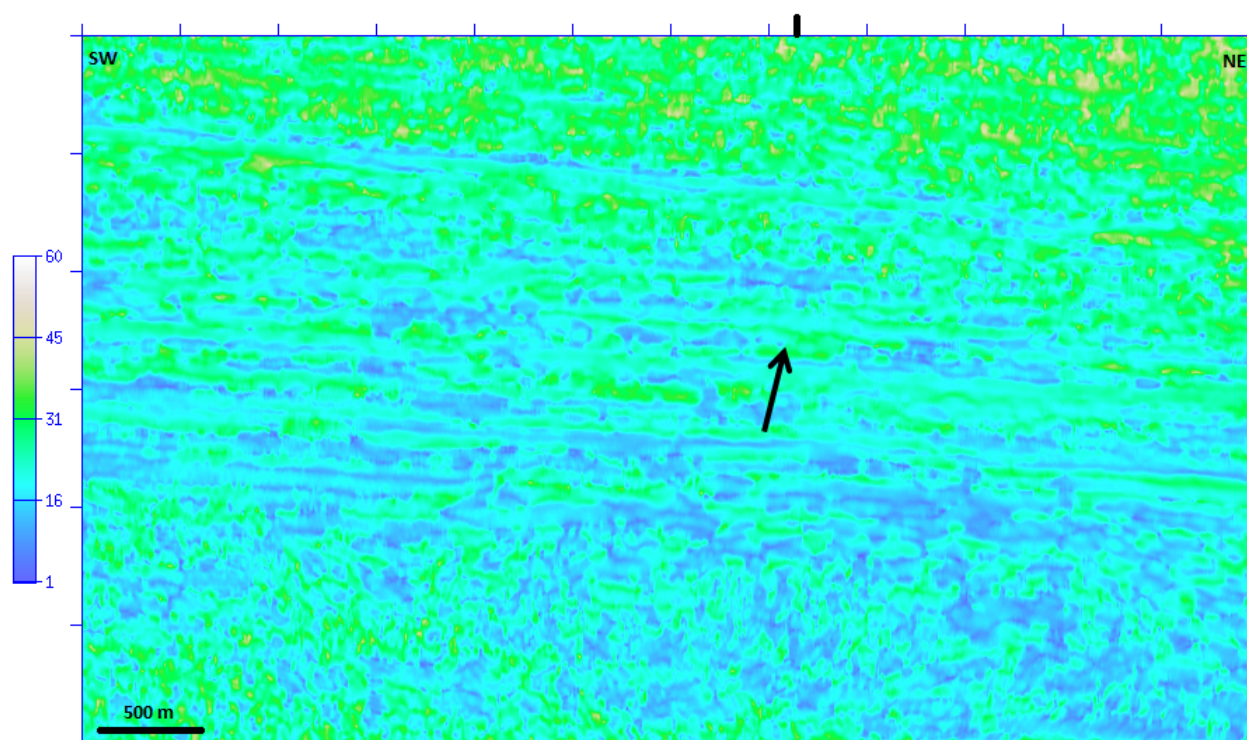


Figura 4.27: Frequência instantânea média da seção SA232. A seta indica a posição da base do reservatório. Notar a não ocorrência da zona da anomalia de baixa frequência abaixo do reservatório (cor branca).

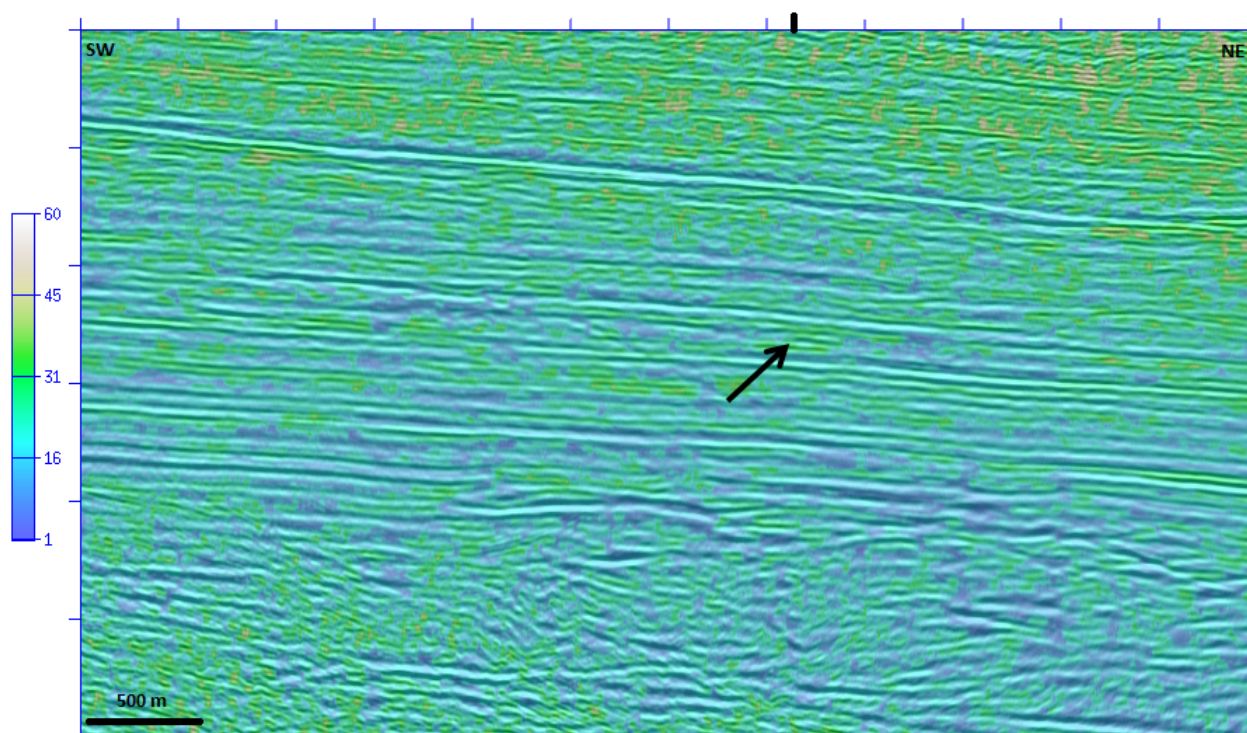


Figura 4.28: Seção SA232 com a frequência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a seção amplitude sísmica. A seta indica a região abaixo do reservatório onde não há o ocorrência de baixas frequências.

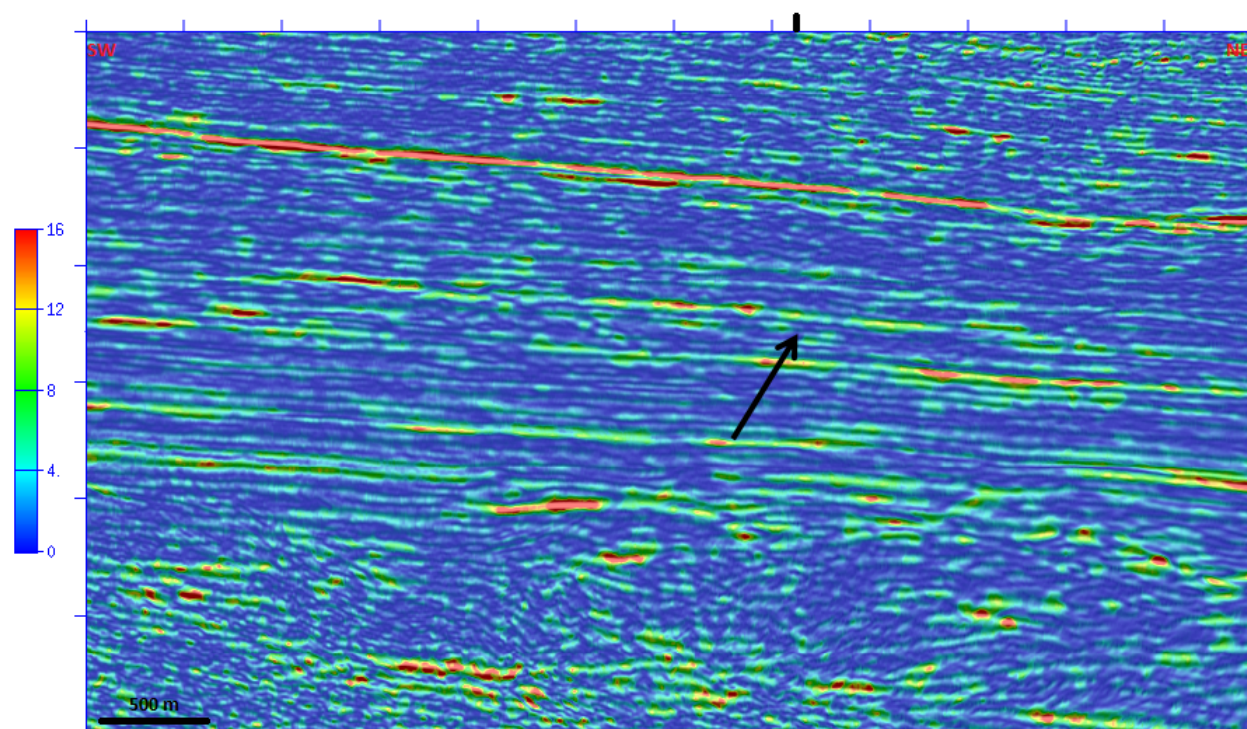


Figura 4.29: Seção SA232 com a potência instantânea média (transparência de 50 por cento) sobre a seção de amplitude sísmica. Não há ocorrência de altos valores da potência instantânea média sobre o reservatório.

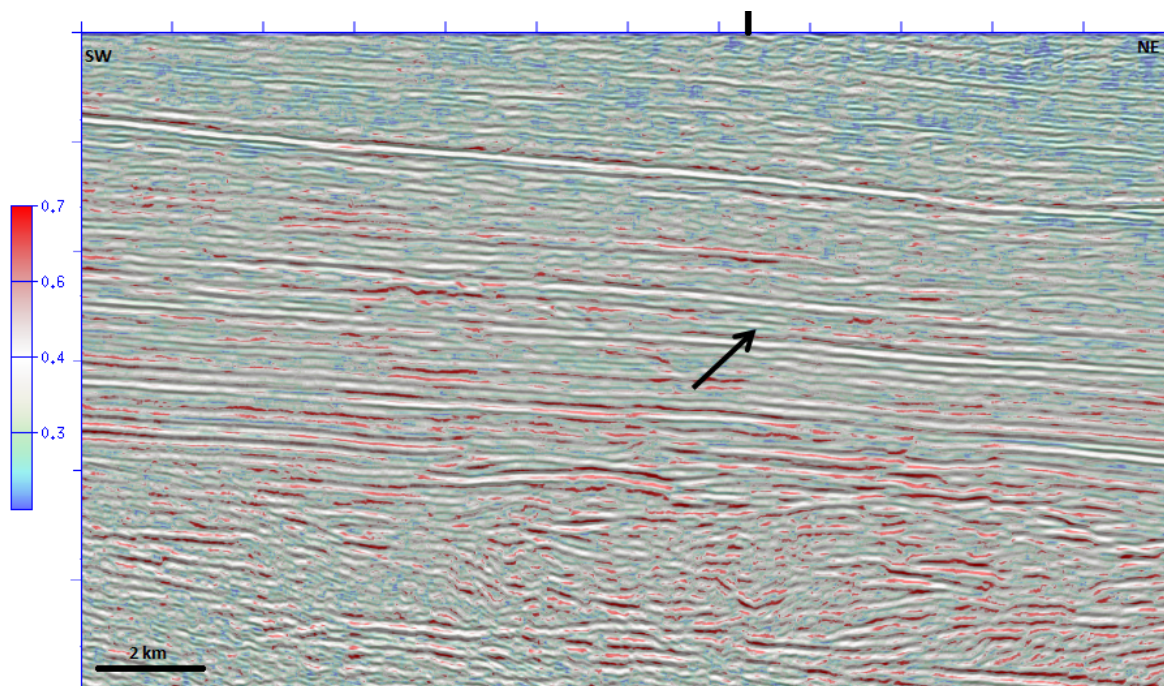


Figura 4.30: Seção SA232 com o atributo *skewness* (transparência de 50 por cento) sobre a seção amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório onde não há a presença característica dos valores mais altos de assimetria positiva associados às mais baixas frequência.

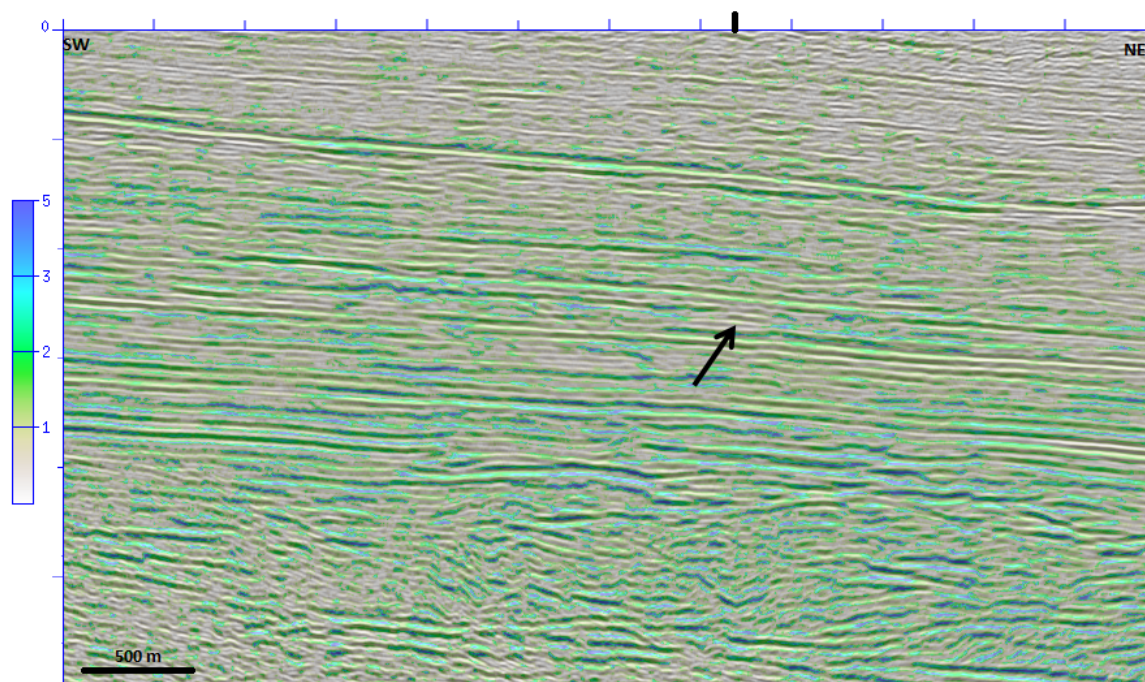


Figura 4.31: Seção SA232 com o atributo *kurtosis* (transparência de 50 por cento) sobre a seção de amplitude sísmica. A seta indica a base do reservatório onde ocorre valores baixos estando associados com uma distribuição menos pontiaguda (ou seja, há uma dispersão dos valores da distribuição em relação ao seu valor central).

5

Conclusões

A abordagem utilizada para a decomposição espectral nessa dissertação combina o Método de Máxima Entropia e a Distribuição de Wigner-Ville, com base na ideia do Método de Burg que usa o operador de erro de predição para estender as sequências do kernel de Wigner-Ville aplicando a transformada de Fourier para cada uma sequência estendida do kernel, permitindo assim, obter a distribuição Wigner-Ville de Máxima Entropia.

A frequência média instantânea foi obtida diretamente no domínio do tempo usando o método proposto (WV-MEM). Esta frequência é obtida com um operador derivado aplicado ao Kernel de Entropia Máxima de Wigner-Ville. A alta resolução temporal e de frequência são aspectos fundamentais que o valorizam, além da robustez do método contra o ruído, em comparação com os métodos tradicionais. O número de coeficientes (a ordem do operador Nc) e a janela L , usada para estimar o operador de predição, controlam a resolução do método.

A locação de um poço exploratório, quando o objetivo principal é uma armadilha estratigráfica, requer muito mais estudos para minimizar os riscos exploratórios. A aplicação dos estudos de frequência média instantânea, neste caso, ajuda a minimizar os riscos de prospecção observando as anomalias de baixa frequência associadas à presença de gás.

O uso de atributos de ordem superior, como *skewness* e *kurtosis*, serviu de critério para controle de qualidade das zonas de baixa frequência. Além disso, esses atributos melhoraram a resolução das anomalias estudadas (eles marcaram com mais precisão o comportamento da anomalia abaixo do reservatório) de forma significativa, sendo possível até mesmo estimar a extensão do reservatório.

Agradecimentos

Agradeço ao curso de Pós-Graduação em Geofísica pela oportunidade de realizar esse trabalho.

Meus profundos e sinceros agradecimentos a meu orientador Dr. Milton José Porsani pelos ensinamentos, orientações, dedicação, compreensão e apoio recebido.

Aos meus pais, agradeço por me proporcionarem a vida, pelo apoio sempre que preciso e por me amar. A vocês, meu muito obrigado e meu amor incondicional.

Agradeço a todos os meus familiares e amigos, pelo carinho e por compreenderem a minha ausência em diversos momentos.

Agradeço a todos os amigos da CPGG e do Instituto de Geofísica, pela receptividade e amizade, em particular, Anderson Silva e Leonardo Batista.

Muito obrigado a todos que contribuíram de alguma forma para este momento.

Apêndice **A**

Passos do algoritmo para obtenção da frequência média instantânea através do método de Máxima Entropia aplicado à distribuição de Wigner-Ville (Zoukaneri e Porsani, 2013)

- Obter o traço complexo $z(n) = x(n) + iH[x(x)]$.
- Definir N_c , número de coeficientes do operador de erro de predição (PEO).
- Definir L , o tamanho da janela para calcular o PEO. Para $n = 0, N_s - 1$.
- Definir $E_0 = k_n(0) = z(n)z^*(n)$, E = energia do erro
- Colecionar o dado associado ao Kernel, equação A.1
- Calcular $c(j, j)$, $j = 1, \dots, N_c - 1$, utilizando o algoritmo de Burg
- Usar as equações A.2, A.3 e A.4 para computar e estender o Kernel $K(n)$
- Computar a frequência instantânea utilizando a equação A.5

$$Z(n) = [z(n - \frac{L}{2}), \dots, z(n), \dots, z(n + \frac{L}{2})] \quad (\text{A.1})$$

$$c(j, i) = c(j - 1, i) + c(j, j)c^*(j - 1, j - i) \quad (\text{A.2})$$

$$E_j = E_{j-1}(1 - c(j, j)c^*(j, j)) \quad (\text{A.3})$$

As equações A.2 e A.3 são essencialmente o kernel do algoritmo de Levinson usado para computar o operador erro de predição dos coeficientes da função autocorrelação do sinal dado.

$$K_n(j) = \sum_{i=1}^{j-1} K_n(j-i)c(j-1, i) - c(j, j)E_{j-1} \quad (\text{A.4})$$

$$f(n) = \frac{2 \sum_{l=1}^{l=\frac{N-1}{2}} q(l)K_n^*}{Nk_n(0)} \frac{1}{N\Delta(t)} \quad (\text{A.5})$$

onde $q(l)$ é a parte imaginária da transformada inversa de Fourier da função “dente de serra”, k_n^* é a parte imaginária dos termos da sequência k_n . O termo $\frac{1}{\Delta(t)}$ é o necessário para converter as unidades em frequência.

Referências Bibliográficas

- Araújo, C. C. (2009) Carbonatos aptianos do campo carmópolis, bacia de sergipe-alagoas: Estratigrafia e modelo deposicional., *Boletim de Geociências da Petrobras*, **17**(2):311–330.
- Bouma, A. H. (1962) *Sedimentology of Some Flysch Deposits*, Elsevier.
- Burg, J. P. (1967) Maximum entropy spectral analysis, *Society of Exploration Geophysicists*, **29**(9):630–638.
- Camacho, D. G. F. (2009) Aspectos dos Carbonatos da Formação Riachuelo – Albiano, Bacia de Sergipe, Dissert. de Mestrado, Universidade Estadual Paulista.
- Carl, R.; Van der Bann, M. e Clark, R. (2009) The robustness of seismic attenuation measurements using fixed- and variable window time-frequency transforms, *Geophysics*, **74**:1244–1251.
- Castagna, J. P. (2006) Comparison of spectral decomposition methods: First break, *Society of Exploration Geophysicists*, **24**(3):75–79.
- Figueiredo, M. N. (2014) Modelos deposicionais comparados dos reservatórios areníticos Santonianos-Campanianos da Formação Calumbi, Bacia Sergipe-Alagoas, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal de Sergipe.
- Fisher, R. V. (1983) Flow transformations in sediment gravity flows, *Geology*, **11**:273–274.
- Goloshubin, G. e Shabyshova, E. (2012) A possible explanation of low frequency shadows beneath gas reservoir, *SEG Annual Meeting*.
- Goloshubin, G.; Korneev, V.; VanSchuyver, C. e Silin, D. (2004) Seismic low-frequency effects in monitoring of fluid saturated reservoirs, *Geophysics*, **69**:522–532.
- Goloshubin, G.; Korneev, V.; VanSchuyver, C. e Silin, D. (2006) Reservoir imaging using low frequencies reflections, *The Leading Edge*, (5):527–531.
- Lana, M. C. (1990) Bacia de sergipe-alagoas: Uma hipótese de evolução tectono-sedimentar., *Boletim de Geociências da Petrobras*, **5**(2):311–332.

- Lima, W. S. (2002) A bacia de sergipe-alagoas: Evolução geológica, estratigráfica e conteúdo fóssil, Fundação Paleontológica Phoenix, **1**(1):10–44.
- Marfurt, K. J. e Kirilin, R. L. (2001) Narrow band spectral analysis and thin-bed tuning, *Geophysics*, **66**:1274–1283.
- Mohriaki, W. U. (2003) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, CPRM.
- Mulder, T. (2011) *Deep-sea Sediments. Developments in Sedimentology*, Elsevier.
- Mutti, E. (1992) Turbidite sandstones, AGIP Special Publication, p. 215.
- Partyka, G.; Gridley, J. e Lopez, j. (1999) Interpretational applications of spectral decomposition in reservoir characterization, *The Leading Edge*, **18**:355–360.
- Sinha, S.; Routh, P.; Anno, P. D. e Castanga, J. P. (2005) Spectral decomposition of seismic data with continuous-wavelet transform, *Geophysics*, **70**(6):19–25.
- Souza, A. C. (2015) Aplicações de Sismoestratigrafia e de Métodos de decomposição Tempo x Frequência em Dados sísmicos na Porção Central da Bacia Sedimentar Sergipe-Alagoas, Dissert. de Mestrado, Universidade Federal da Bahia.
- Tai, S.; Purear, C. e Castagna, J. P. (2009) Local frequency as a direct hydrocarbon indicator, International Exposition and Annual Meeting.
- Taner, M. T.; Schuelke, J.; O’Doherty, R. e Baysal, E. (1994) Seismic attributes revisited, *SEG, Expanded Abstracts*, **17**(2):1104–1106.
- Yilmaz, O. (2001) *Seismic data analysis: processing, inversion, and interpretation of seismic data*, Investigations in Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, 2^o edic..
- Zoukaneri, I. (2014) Análise tempo-frequência do sinal sísmico utilizando a distribuição wigner ville e o método de máxima entropia: Aplicações para estimativa do fator q e de atributos.
- Zoukaneri, I. e Porsani, M. J. (2013a) High-resolution time frequency analysis using wigner-ville distribution and the maximum entropy method: Application for gas and hydrates identification, *SEG, expanded abstract*.
- Zoukaneri, I. e Porsani, M. J. (2013b) Instantaneous frequency and wigner-ville distribution using the maximum entropy method: Application for gas and hydrates identification., *SEG, expanded abstract*.
- Zoukaneri, I. e Porsani, M. J. (2015) A combined wigner-ville and maximum entropy method for high-resolution time-frequency analysis of seismic data, *Geophysics*, **80**(11):1–11.