

Dissertação apresentada à Coordenação de Formação Científica do Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre no Programa de Mestrado Profissional em Física do CBPF.

Maurício Redaelli

PROCESSAMENTO DE ONDAS ACÚSTICAS DISPERSIVAS EM POÇOS DE PETRÓLEO

Dissertação aprovada em sua versão final pelos abaixo assinados:

Prof. Dr. Pablo Diniz Batista

Orientador

Prof. Dr. Alexandre Mello de Paula Silva

Coordenador do Programa de Mestrado Profissional em Física do CBPF

Rio de Janeiro, RJ - Brasil
2019

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Divisão de Informação e Documentação

Redaelli, Maurício
Processamento de Ondas Acústicas Dispersivas em Poços de Petróleo / Maurício Redaelli.
Rio de Janeiro, 2019.
64f.

Dissertação de Mestrado – Curso de Mestrado Profissional. Área de – Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas, 2019. Orientador: Prof. Dr. Pablo Diniz Batista.

1. Perfil Acústico. 2. Sônico. 3. Ondas Dispersivas. 4. Processamento de Sinais. I. Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas. II. Título.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

REDAELLI, Maurício. **Processamento de Ondas Acústicas Dispersivas em Poços de Petróleo**. 2019. 64f. Dissertação de Mestrado – Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas, Rio de Janeiro.

CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Maurício Redaelli

TÍTULO DO TRABALHO: Processamento de Ondas Acústicas Dispersivas em Poços de Petróleo.

TIPO DO TRABALHO/ANO: Dissertação / 2019

É concedida ao Coordenação de Formação Científica do Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas permissão para reproduzir cópias desta dissertação e para emprestar ou vender cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta dissertação pode ser reproduzida sem a autorização do autor.

Maurício Redaelli
CENPES – Petrobras
Rio de Janeiro – RJ

PROCESSAMENTO DE ONDAS ACÚSTICAS DISPERSIVAS EM POÇOS DE PETRÓLEO

Maurício Redaelli

Composição da Banca Examinadora:

| | | | | |
|-----------|--------------------------------------|------------|---|-----------|
| Prof. Dr. | Ricardo Leiderman | Externo | - | UFF |
| Prof. Dr. | Pablo Diniz Batista | Orientador | - | CBPF |
| Prof. Dr. | Marcelo Portes de Albuquerque | Interno | - | CBPF |
| Prof. Dr. | Márcio Portes de Albuquerque | Suplente | - | CBPF |
| Prof. Dr. | Odilon Divino Damasceno Couto Junior | Suplente | - | UNICAMP |
| Dr. | Rodolfo Araujo Victor | Convidado | - | Petrobras |
| Dra. | Elita de Abreu | Convidada | - | Petrobras |

CBPF



Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas

Rua Doutor Xavier Sigaud, 150, Rio de Janeiro, Brasil
Tel.: +55 21 2141-7100 Fax.: +55 21 2141-7400 - CEP:22290-180
<http://www.cbpf.br>

MINISTÉRIO DA
**CIÊNCIA, TECNOLOGIA,
INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES**



“PROCESSAMENTO DE ONDAS ACÚSTICAS DISPERSIVAS EM POÇOS DE PETRÓLEO”

MAURÍCIO REDAELLI

Dissertação de Mestrado Profissional em Física com ênfase em Instrumentação Científica apresentada no Centro Brasileiro de Pesquisas Físicas do Ministério da Ciência, Tecnologia, Inovação e Comunicação. Fazendo parte da banca examinadora os seguintes professores:

Pablo Diniz Batista - Presidente/Orientador/CBPF

Ricardo Leiderman

Marcelo Portes de Albuquerque

Rio de Janeiro, 11 de março de 2019.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer, primeiramente, o meu orientador, o Prof. Dr. Pablo Batista cujas confiança e boa vontade me colocaram em plenas condições de desenvolver este trabalho. A participação, a confiança e a boa vontade do orientador Petrobras, o Dr. Rodolfo A. Victor, foi de importância fundamental para a elaboração e o desenvolvimento deste trabalho.

Aos membros da banca e sua disponibilidade de avaliar e contribuir para a minha dissertação.

Ao Carlos Francisco Beneduzi pelo apoio, conselho e motivação, ao Tiago Rossi por prover os dados imprescindíveis para este trabalho e ao Vinícius França Machado pelo incentivo e suporte gerencial. À Petrobras pela oportunidade de desenvolver uma solução para um problema real e relevante.

Aos amigos, familiares, professores, colegas de estudo e de trabalho.

À minha companheira e seus apoios e sorrisos incondicionais.

*"Ora (dizeis) ouvir estrelas! Certo
Perdeste o senso!" E eu vos direi, no entanto,
Que, para ouvi-las, muita vez desperto
E abro as janelas, pálido de espanto. . .
E conversamos toda a noite, enquanto
A via-láctea, como um pálido aberto,
Cintila. E, ao vir do sol, saudoso e em pranto,
Inda as procuro pelo céu deserto.
Dizeis agora: "Tresloucado amigo!
Que conversas com elas? Que sentido
Tem o que dizem, quando estão contigo?"
E eu vos direi: "Amai para entendê-las!
Pois só quem ama pode ter ouvido
Capaz de ouvir e de entender estrelas".'*

— OLAVO BILAC

Resumo

O perfil sônico apresenta medidas indiretas de velocidades de propagação de ondas elásticas na formação rochosa, em função da profundidade investigada. As ondas dispersivas geradas por fontes de dipolo são importantes porque a sua velocidade de propagação se aproxima da velocidade de propagação cisalhante na formação rochosa na região de baixas frequências do espectro. Esta capacidade é importante sobretudo em formações rochosas lentas, onde a onda cisalhante de monopolo, que é uma medida já bastante consolidada na indústria do petróleo para velocidade cisalhante, não pode ser detectada. O processamento das ondas dispersivas deve considerar que a maior parte da energia da onda está em frequências médias, onde as velocidades não correspondem à velocidade da onda cisalhante. Atualmente, é oferecido por companhias de serviço que oferecem suporte à indústria do petróleo, sob contratos de prestação de serviços ou venda de softwares específicos. Nós implementamos um método de processamento baseado em modelos teóricos, chamado de *Dispersive Slowness-Time Coherence* (DSTC), que pode ser facilmente integrado ao fluxo de trabalho da Petrobras como um módulo do software interno de processamento e análise, eliminando a necessidade de recorrer à terceiros e agregando valor à informação. O DSTC usa um algoritmo de *Slowness-Time Coherence* (STC), já consolidado para ondas não-dispersivas do monopolo, com correções no domínio da frequência para funcionar também com as ondas dispersivas de dipolo. Para a elaboração do algoritmo, é necessário o desenvolvimento de um modelo de propagação de ondas em uma geometria cilíndrica, com meio homogêneo e isotrópico, que fornece curvas de dispersão para as correções supracitadas no domínio da frequência. Verificamos que o algoritmo de DSTC não depende diretamente do conteúdo de frequências dos dados registrados pelos receptores da ferramenta - uma vantagem perante os métodos baseados em dados somente. Contudo, constatamos que a sua dependência de um modelo teórico de propagação o torna sensível à parametrização do poço e da ferramenta de aquisição, e que a calibração de parâmetros ocasionalmente desconhecidos pode depender da qualidade dos registros em baixas frequências. O método foi testado com dados sintéticos e reais e apresentou acurácia notavelmente superior à do método STC.

Abstract

A sonic log shows velocity measurements of wave propagation in rocks around the borehole. The dispersive waves, excited by dipole sources, are important as their propagation velocities are close to the shear wave propagation velocity in the low frequencies region of the spectrum. This feature is even more important in slow formations, where it is impossible to excite the monopole shear headwave. The measurement of velocities using monopole headwaves is the standard in the oil industry. The dispersive sonic wave processing, however, must take into account that the peak of excitation of dipole waves in the frequency spectrum usually is around frequencies where the wave velocity doesn't correspond to the actual shear formation velocity, posing a challenge to monopole processing methods. Although commercial software's and contracts offered by service companies to the oil industry can solve this problem, they have closed algorithms. We implemented a processing method named *Dispersive Slowness-Time Coherence* (DSTC), to be integrated as a module to an internal processing and analysis software, thereforward cutting the need of pay for softwares or contracts and adding clarity and value to the information. The DSTC method uses a *Slowness-Time Coherence* (STC) method, consolidated for non-dispersive monopole data, right after frequency domain corrections to adapt to dispersive dipole data. These corrections neede the development of a propagation model for a cylindrical geometry in a homogenous, isotropic media, to provide dispersion curves. We verified that the DSTC algorithm does not depend directly on the frequency content of the registered data - an advantage when compared to data-driven methods. However, its dependancy on the theoretical model makes it sensitive to the borehole and formation parametrization. These parameters comes from other logs, like the density and caliper logs. Also, the calibration of eventually unknown parameters can depend on the dispersion observed on the data. The DSTC method was tested using both synthetic and real data and showed a significantly better acuracy than the STC method.

Lista de Figuras

| | |
|--|----|
| FIGURA 1.1 – Exemplo de perfis de velocidade. | 13 |
| FIGURA 1.2 – Exemplo de ferramenta de perfilagem. | 16 |
| FIGURA 1.3 – Ilustração dos modos de propagação | 17 |
| FIGURA 1.4 – Ilustração dos fenômenos de transmissão e reflexão de uma onda. . . | 18 |
| FIGURA 1.5 – Esquema de ondas se propagando no poço e na interface com a formação rochosa. | 19 |
| FIGURA 1.6 – Esquema ilustrativo da propagação de ondas emitidas por uma fonte de monopolo. | 20 |
| FIGURA 1.7 – Ilustração da ação de uma fonte de dipolo. | 21 |
| FIGURA 1.8 – Exemplo de mapa de coerência entre formas de onda. | 22 |
| FIGURA 1.9 – Mapa de STC pelo método <i>n-root</i> | 24 |
| FIGURA 1.10 – Diagrama de formas de ondas sintéticas com espectros. | 25 |
| FIGURA 1.11 – Mapa de coerências DSTC para formas de ondas sintéticas. | 26 |
| FIGURA 1.12 – Espectro de excitação e curva de dispersão de uma onda de dipolo. . | 27 |
| FIGURA 1.13 – Formas de onda sintéticas, com correção por uma curva de dispersão de teste. | 28 |
| FIGURA 1.14 – Espectro de vagarosidades obtido por PBDA com dispersão. | 30 |
| FIGURA 1.15 – Espectro de vagarosidades obtido por PBDA sem dispersão. | 31 |
| FIGURA 1.16 – Mapa de WSS. | 33 |
| FIGURA 2.1 – Exemplo de janelas de integração do DSTC. | 36 |
| FIGURA 2.2 – Determinante da matriz de coeficientes da solução da equação de Navier | 44 |

| | |
|--|----|
| FIGURA 2.3 – Determinante da matriz de coeficientes da solução da equação de Navier, para $f = 1600Hz$ | 45 |
| FIGURA 2.4 – Exemplo de curva de dispersão teórica. | 47 |
| FIGURA 3.1 – Resultados do processamento do poço A com 5 receptores, usando o método DSTC. | 50 |
| FIGURA 3.2 – Resultados do processamento do poço A com 10 receptores, usando o método DSTC. | 52 |
| FIGURA 3.3 – Resultados do processamento do poço A com 5 receptores, usando o método STC. | 53 |
| FIGURA 3.4 – Resultados do processamento do poço B com 13 receptores, usando o método DSTC. | 55 |
| FIGURA 3.5 – Detalhe do resultados do processamento do poço B com 13 receptores, usando o método STC. | 56 |
| FIGURA 3.6 – Resultados do processamento do poço B com 13 receptores, usando o método STC. | 57 |
| FIGURA 3.7 – Resultados do processamento do poço C com 8 receptores, usando o método DSTC. | 59 |
| FIGURA 3.8 – Resultados do processamento do poço D com 8 receptores, usando o método DSTC. | 61 |

Sumário

| | | |
|----------|--|-----------|
| 1 | INTRODUÇÃO | 12 |
| 1.1 | A Ferramenta de perfilagem | 15 |
| 1.2 | Propagação de ondas no poço | 17 |
| 1.3 | Processamento dos dados adquiridos | 21 |
| 1.3.1 | Processamento de ondas não dispersivas | 21 |
| 1.3.2 | Processamento de ondas dispersivas | 24 |
| 1.4 | Visualizando a dispersão | 27 |
| 1.4.1 | Método PBDA | 29 |
| 1.4.2 | Método WSS | 32 |
| 2 | MÉTODO | 34 |
| 2.1 | DSTC | 34 |
| 2.2 | Curvas de Dispersão | 38 |
| 3 | RESULTADOS | 48 |
| 3.1 | Poço A | 49 |
| 3.2 | Poço B | 54 |
| 3.3 | Poço C | 58 |
| 3.4 | Poço D | 60 |
| 4 | CONCLUSÃO | 62 |
| | REFERÊNCIAS | 64 |

1 Introdução

A caracterização das formações rochosas no entorno de um poço de petróleo é de importância fundamental para o planejamento da produção de hidrocarbonetos, para o suporte a novas descobertas e para a mitigação de erros de interpretação exploratória. Uma etapa essencial na avaliação de formações é a interpretação dos chamados perfis elétricos – medidas de diferentes propriedades físicas das rochas feitas por ferramentas que navegam dentro do poço. Estas medidas proporcionam uma avaliação indireta da capacidade de armazenamento e produção de óleo e gás dos reservatórios. Nesse contexto estão os perfis sônicos ou acústicos, que se baseiam na interação de ondas acústicas com o poço e seu entorno e cujos valores medidos são dependentes das propriedades elásticas das rochas e propriedades acústicas dos fluidos ali presentes. Estas propriedades, como as velocidades de propagação compressional e cisalhante e a densidade, são objeto de análise de petrofísicos e intérpretes, e também são parâmetros de entrada em modelos de estimativa de porosidade, permeabilidade hidráulica, pressão de poros e outras propriedades petrofísicas. A Figura 1.1 exemplifica dois perfis de velocidade, um de onda compressional e outro de onda cisalhante, obtidos com uma ferramenta de perfilagem sônica. Na figura, as siglas VP e VS se traduzem por *velocidade primária* e *velocidade secundária*, respectivamente. Estes termos se referem à ordem de chegada das ondas compressional e cisalhante. Com estes perfis, o intérprete pode associar as regiões de baixa velocidade a arenitos porosos, por exemplo, que são alvos de investigação da presença de hidrocarbonetos. A interpretação do perfil, entretanto, deve contar com os demais perfis disponíveis e pode fazer uso de medidas de laboratório feitas em amostras de rocha retiradas do poço.

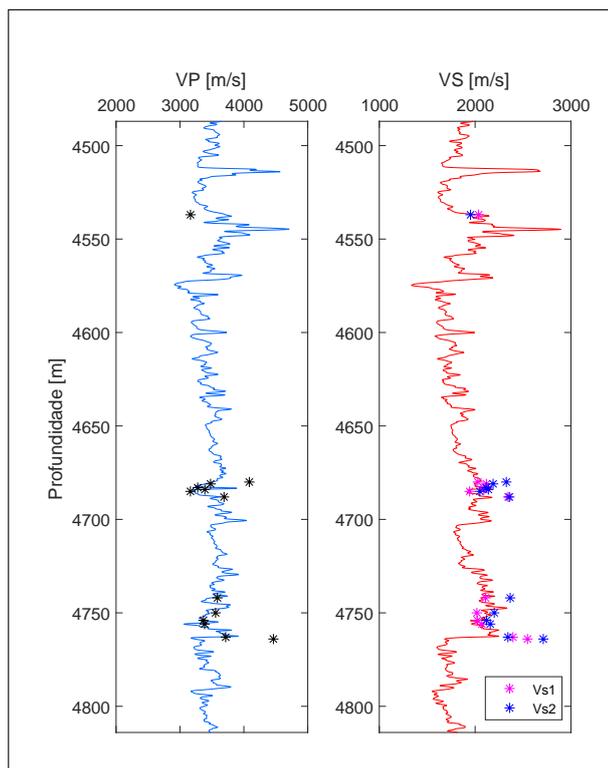


FIGURA 1.1 – Exemplo de perfis de velocidade. Esquerda: onda compressional; direita: onda cisalhante. Os pontos sobre as curvas são medidas de laboratório, realizadas em amostras retiradas do poço.

A velocidade de propagação do som nas rochas depende de fatores como composição mineral, fluido presente no espaço poroso e contato entre os grãos – este último influenciado fortemente pelo formato dos grãos e pela pressão efetiva. A análise do perfil sônico leva, portanto, a uma caracterização da litologia investigada pela ferramenta a cada profundidade, e permite também estudos de anisotropia e propriedades elásticas, caracterização dos fluidos e da cimentação entre os grãos e identificação dos regimes de tensão que atuam nas rochas, além da calibração de profundidades para levantamentos sísmicos e geração de atributos sísmicos.

As ferramentas de aquisição de perfil sônico contam com uma fonte de monopolo e de dipolo. As fontes de dipolo podem excitar modos flexurais de propagação, que são dispersivos - cujas velocidades variam com a frequência. As fontes de monopolo excitam modos de propagação não-dispersivos, como as *headwaves*, e modos de superfície. As *headwaves*, excitadas pelas fontes monopolares, são utilizadas para obter os perfis sônicos em formações rápidas. Os registros são obtidos por um *array* de receptores espaçados uniformemente, e são analisados e processados para gerar os perfis de velocidades compressional e cisalhante. A velocidade de propagação cisalhante, no entanto, não pode ser detectada pelas *headwaves* em formações lentas, ou seja, quando a velocidade de propagação cisalhante na formação for inferior à velocidade de propagação na lama de perfuração (TANG; CHENG, 2004). A velocidade da onda cisalhante na formação se aproxima, não obstante, da ve-

localidade da onda flexural gerada por fonte de dipolo em baixas frequências. Estas ondas são dispersivas, característica que requer o desenvolvimento de métodos de processamento diferentes daqueles usados nas *headwaves*, uma vez que a dispersão causa uma perda substancial de acurácia quando métodos desenvolvidos para tratar de ondas não-dispersivas são usados.

Os registros no tempo de cada receptor da ferramenta são chamados de *formas de onda*. As formas de onda de dois receptores subsequentes apresentam um atraso inversamente proporcional à velocidade de propagação, com formatos similares no caso não-dispersivo e inerentemente diferentes no caso dispersivo. O processamento de ondas não-dispersivas é feito com o método de *Slowness-Time Coherence* (STC) (KIMBALL; MARZETTA, 1984). Este método calcula a coerência das formas de onda registradas pela ferramenta e deslocadas no eixo do tempo, sendo este deslocamento uma função da velocidade de propagação. Velocidades que se aproximam da real velocidade de propagação da onda na formação tornam as formas de onda mais alinhadas, com maior similaridade entre si. O método STC não mede corretamente, entretanto, a velocidade de ondas dispersivas, posto que é incapaz de corrigir também o formato das formas de onda, além da posição no eixo do tempo.

Alguns métodos foram propostos na literatura para superar as limitações do STC, como o uso de filtros que eliminem ou atenuem a parte dispersiva das formas de onda, localizada na região de médias e altas frequências do espectro. Esta correção, contudo, pode resultar em registros de baixa razão sinal/ruído (SNR), uma vez que os dados em baixa frequência são em geral insuficientes (LEE *et al.*, 2016a). Um segundo método proposto ajusta a dispersão observada a funções matemáticas cujo comportamento em baixas frequências é estável e previsível, mas não relacionadas aos parâmetros físicos do poço e da formação rochosa (TANG *et al.*, 2010). Este método sofre da mesma limitação do anterior, visto que o ajuste de funções empíricas também depende da qualidade dos dados em baixas frequências. É possível também compor histogramas do registro de velocidade em função da frequência, localizando a velocidade de propagação na região onde o histograma apresenta um degrau acentuado. Este método, assim como os anteriores, resulta em valores imprecisos na ausência de dados nas baixas frequências. Por fim, o método chamado de *Dispersive Slowness-Time Coherence* (DSTC) (KIMBALL, 1998) corrige os efeitos da dispersão e então calcula o STC das formas de onda corrigidas. Estas correções dependem de uma curva de dispersão baseada em um modelo teórico de propagação, cujos parâmetros são os dados do poço e da formação rochosa: velocidade compressional da formação e do fluido de perfuração, densidade da formação e do fluido de perfuração, raio do poço e velocidade cisalhante da formação. Este método, em contraste com os métodos anteriores, confia plenamente no modelo utilizado, o que em alguns casos pode ser insuficiente para representar todas as características do poço e da formação, como a

presença da ferramenta, as variações no raio do poço, a presença de fraturas, etc.

A proposta deste trabalho é implementar um algoritmo de processamento do perfil sônico que entregue valores de velocidade de propagação de ondas cisalhantes em formações lentas. Precisam ser consideradas as limitações dos métodos já consolidados para ondas não-dispersivas e as características das formas de onda adquiridas em formações lentas, como a esperada baixa SNR em regiões de baixa frequência e a maior rugosidade da parede do poço. O texto encontra-se estruturado da seguinte forma: a seção 1.1 apresenta as características gerais das ferramentas de perfilagem; na seção 1.2 revisamos as propriedades da propagação de ondas em poços de petróleo. Uma revisão dos métodos de processamento de dados do perfil sônico supracitados são apresentados na seção 1.3. Métodos de visualização da dispersão e um detalhamento do método de DSTC são apresentados na seção 2. Os resultados são discutidos no capítulo 3. As partes mais relevantes dos algoritmos desenvolvidos são apresentadas ao longo do texto.

1.1 A Ferramenta de perfilagem

O termo *perfilagem* é usado na indústria do petróleo para designar a aquisição de dados por ferramentas que realizam medidas dentro do poço para caracterizar as rochas do seu entorno. Os dados da perfilagem, após as etapas de processamento e refinamento, são apresentados na forma de *perfis*: gráficos de profundidade no eixo das ordenadas e dos valores medidos e processados no eixo das abcissas.

As ferramentas de perfil sônico modernas contêm grupos de transmissores e receptores separados por uma seção acusticamente isolante, conforme ilustra a Figura 1.2. Os transmissores são fontes de perturbações mecânicas, configuradas em modo monopolo, dipolo ou quadrupolo. O sinal gerado por estes transmissores em ferramentas modernas abrange uma banda de frequências de aproximadamente 0.5 kHz a 20 kHz.

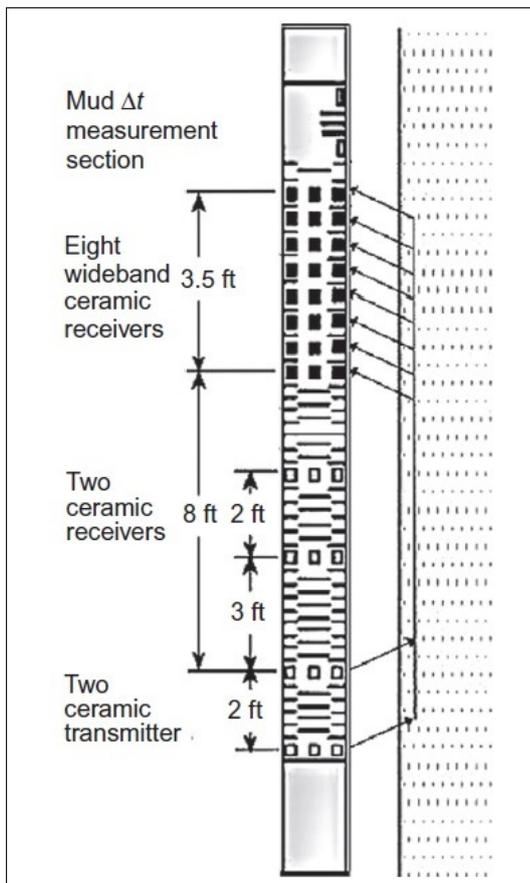


FIGURA 1.2 – Exemplo de uma ferramenta de perfuração, com um *array* de receptores, transmissores e seções acessórias. Imagem modificada de (SAXENA *et al.*, 2018)

A Figura 1.3 ilustra estes modos de propagação da perturbação gerada pelos transmissores. No modo monopolo, a onda gerada se propaga esféricamente. Todos os pontos localizados a uma mesma distância da fonte, portanto, sofrerão simultaneamente contrações ou expansões. No modo dipolo, as paredes do poço sofrem uma flexura, quando um lado expande e o outro contrai. No modo quadripolar, há uma contração simétrica em uma direção e uma expansão simétrica na direção perpendicular. Os receptores podem ser dispostos em um *array* de 8 unidades ou mais, regularmente distribuídos e com diferentes coberturas azimutais, podendo efetuar medidas em até 8 direções.

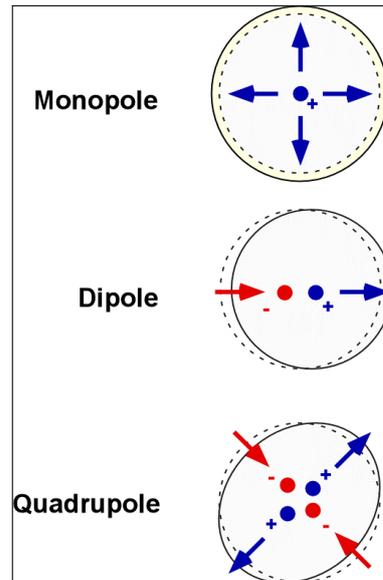


FIGURA 1.3 – Esquema ilustrativo dos modos de propagação de ondas no poço de petróleo. Imagem modificada de (BRIE, 2001)

1.2 Propagação de ondas no poço

As ondas mecânicas geradas pelo transmissor se propagam pelo fluido de perfuração, sofrendo transmissão e reflexão ao encontrar a parede do poço. A Figura 1.4 ilustra estes fenômenos com frentes de ondas. A onda que passa do fluido de perfuração para a formação rochosa dá origem às ondas cisalhante e compressional que se propagam na formação com ângulos θ_s e θ_2 , respectivamente. Na figura, o ângulo θ_s da onda refratada S está implícito na pequena seta curva em vermelho. A Lei de Snell relaciona estes ângulos:

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2}, \quad (1.1)$$

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_s} = \frac{v_1}{v_s}, \quad (1.2)$$

onde v_s e v_2 são as velocidades de propagação da onda cisalhante e compressional na formação, respectivamente, θ_1 é o ângulo entre a normal ao plano e a onda incidente e v_1 é a velocidade no fluido de perfuração.

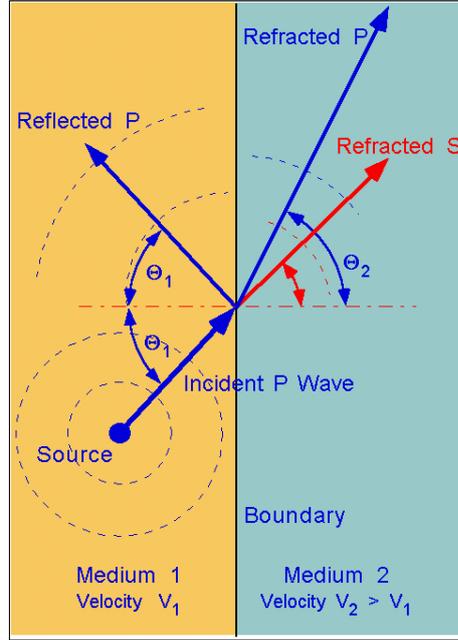


FIGURA 1.4 – A incidência de uma onda vinda da lama de perfuração, (*Medium 1*) com ângulo θ_1 com a normal à interface, sobre uma formação rochosa (*Medium 2*) gera duas ondas refratadas: uma cisalhante, com ângulo implícito marcado pelas setas vermelhas, e outra compressional, com ângulo θ_2 . Imagem modificada de (SAXENA *et al.*, 2018)

Segundo o princípio de Huygens, cada ponto perturbado por uma onda pode ser considerado uma nova fonte de ondas. A Figura 1.5 ilustra este fenômeno: uma fonte de monopolo gera ondas esféricas que se propagam no fluido de perfuração dentro do poço. Quando a onda passa do fluido de perfuração, com velocidade v_1 , parte é transmitida para a formação rochosa, dando origem a uma compressional com velocidade v_2 (seta azul) e a uma onda cisalhante com velocidade v_s (seta vermelha), e parte é refletida de volta ao poço. Novas frentes de onda são observadas no caminho da onda transmitida, gerando novas perturbações. Para um certo ângulo de incidência θ_1 , a onda refratada forma um ângulo reto com a normal do poço. Esta configuração leva a uma propagação quase paralela à interface na formação rochosa, e ao surgimento das *headwaves* na lama. As equações 1.1 e 1.2, neste caso, passam a ser

$$\sin \theta_{CP} = \frac{v_1}{v_2}, \quad (1.3)$$

$$\sin \theta_{CS} = \frac{v_m}{v_s}. \quad (1.4)$$

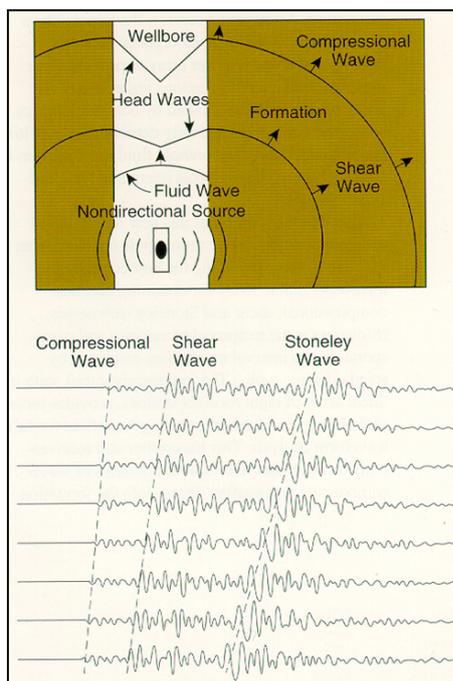


FIGURA 1.6 – Esquema ilustrativo da propagação de ondas emitidas por uma fonte de monopolo (topo). As *headwaves* são registradas por cada detector conforme ilustra o painel inferior da figura. O atraso na chegada das ondas é devido ao espaçamento entre os receptores e à velocidade de propagação da onda na formação rochosa. A onda Stoneley é mais lenta que a compressional e que a cisalhante, mas possui muito mais energia. Imagem modificada de (SAXENA *et al.*, 2018).

mente ao poço, e conseqüentemente não haverá a correspondente *headwave* se propagando na lama. Neste caso receptores registram apenas a onda compressional e a Stoneley.

É impossível, portanto, medir ondas cisalhantes em formações lentas. Esta limitação pode ser contornada utilizando uma onda de dipolo, ou flexural, que se propaga na interface entre a lama e a formação rochosa com polarização similar à de uma onda cisalhante. A Figura 1.7 ilustra esta perturbação. Embora não seja uma onda cisalhante, a velocidade de propagação da onda flexural se aproxima à da onda cisalhante em baixas frequências, onde a energia também é baixa. Em frequências intermediárias, a excitação da onda é máxima (*Airy phase*), e em altas frequências a influência do fluido de perfuração é dominante. É preciso salientar a importância de processar os dados da onda dipolar de modo que a vagarosidade não seja influenciada majoritariamente pela *Airy phase* e nem pela lama de perfuração. O processamento não dispersivo, como o da onda de monopolo, ignora estas influências.

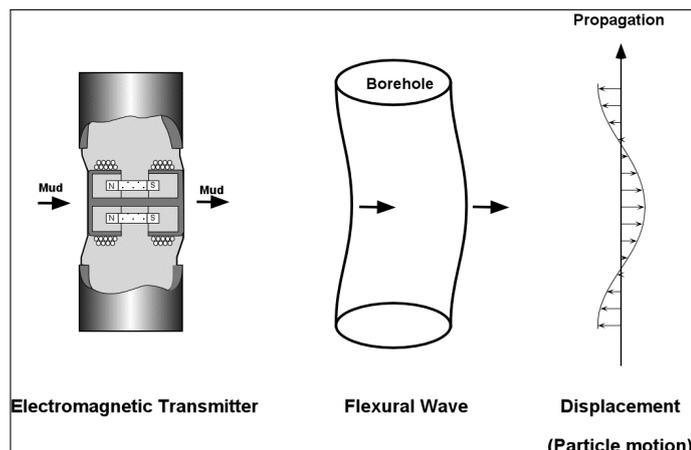


FIGURA 1.7 – Esquerda: geração de pulso com fonte dipolar. Uma alteração eletromagnética causa um deslocamento mecânico no transmissor. Centro: efeito deste deslocamento quando se propaga pelo poço. Direita: deslocamento das partículas na interface lama-poço. Imagem modificada de (BRIE, 2001).

1.3 Processamento dos dados adquiridos

As formas de onda são registradas como valores de amplitude coletados a cada intervalo de tempo Δt . Tal intervalo limita a frequência máxima da onda, chamada de frequência de Nyquist, dada por:

$$f_{Ny} = \frac{1}{2\Delta t}. \quad (1.5)$$

As taxas de amostragem usuais para monopolo e dipolo são $10 \mu s$ e $40 \mu s$, respectivamente, e suas frequências máximas, definidas pelo Teorema de Nyquist, são 500 Hz e 12.5 kHz, respectivamente. As frequências das ondas geradas pelas fontes na ferramenta geralmente estão abaixo destes limites (TANG; CHENG, 2004).

A Figura 1.6 mostra formas de onda registradas em 8 receptores, com tempos de chegada crescentes conforme a distância à fonte. As linhas pontilhadas têm inclinações relacionadas à vagarosidade de cada componente da onda.

1.3.1 Processamento de ondas não dispersivas

É possível estimar a vagarosidade de uma onda na formação rochosa – a variável de interesse no processamento – apenas conhecendo a distância entre receptores e medindo o tempo de *moveout* entre as formas de onda. Este método, contudo, pode introduzir incertezas na medida, visto que estimar o *moveout* em um trem de ondas exige escolher um ponto arbitrário, por exemplo o primeiro pico acima do ruído.

1.3.1.1 O método STC

O método de *Slowness-Time Coherence* – STC permite encontrar resultados mais confiáveis, por meio de uma comparação entre todas as formas de onda adquiridas por um *array* de detectores, quando deslocadas no eixo do tempo. Um mapa de cores ou de contornos mostra para quais valores de deslocamento de *moveout* as formas de onda são mais semelhantes, conforme ilustra a Figura 1.8. No painel da esquerda é exibido o mapa de contornos de uma única profundidade, com duas regiões de destaque: uma para a onda compressional, e outra para a onda cisalhante. No painel da direita é exibido um perfil sônico contendo as curvas das ondas compressional e cisalhante para todas as profundidades investigadas.

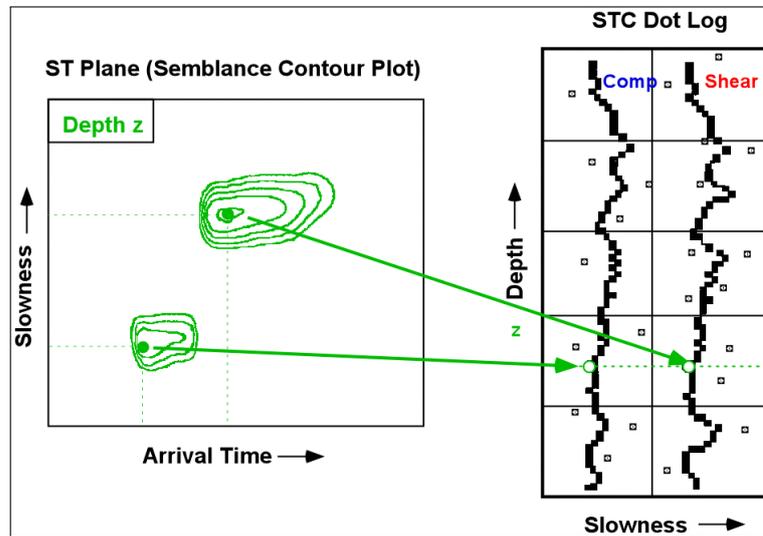


FIGURA 1.8 – Mapa de coerência dos sinais de um *array* de detectores para uma profundidade z . Os valores máximos no mapa estão marcados como pontos verdes, e representam as vagarosidades apresentadas no perfil sônico para aquela profundidade. Imagem modificada de (BRIE, 2001).

O STC mede a similaridade dos sinais de um *array* de detectores posicionados diante de uma formação presumidamente homogênea. Cada forma de onda é deslocada uma quantidade $s(z_i - z_1)$ de tempo, onde s é a vagarosidade, z_1 é a posição do primeiro receptor, definido como referência, e z_i é a posição do i -ésimo detector. O cálculo da energia coerente é dado por

$$E_C(T, s) = \int_T^{T+T_w} \left| \sum_{m=1}^N X_m[t + s(m-1)d] \right|^2 dt, \quad (1.6)$$

onde N é o número de detectores e X_m é a m -ésima forma de onda. A equação 1.6 calcula o quadrado da soma das formas de onda deslocadas pelo *moveout*, dentro de uma janela de largura T_w e centrada num tempo $T = s(m-1)d$. A aplicação da janela impede que as energias coerentes de componentes diferentes, como a compressional, a cisalhante e a

Stoneley, sejam misturadas. A energia total é dada por

$$E_I(T, s) = \int_T^{T+T_w} \sum_{m=1}^N |X_m[t + s(m-1)d]|^2 dt \quad (1.7)$$

Quando os sinais de todas as formas de onda são iguais, a energia coerente é igual à energia total multiplicada pelo número de formas de onda. Com isso, a coerência apresentada nos mapas de coordenadas dadas pela posição da janela e pela vagarosidade, cujos valores variam entre 0 e 1, onde 0 significa que não há sinais semelhantes na janela para os valores de vagarosidade analisados, e 1 implica em formas de onda idênticas. Define-se a coerência como

$$Coh(T, s) = \frac{1}{N} \frac{E_c}{E_I} \quad (1.8)$$

Este cálculo deve ser executado para todos os valores de s que contemplem a análise (valores inteiros entre 40 a 240 $\mu\text{s}/\text{ft}$, por exemplo), e para os valores de T que permitam perceber as componentes de interesse, geralmente 3 vezes o período da componente de maior energia (TANG; CHENG, 2004).

1.3.1.2 STC com ganho de resolução: método *n-root*

McFadden *et al.* (1996) (MCFADDEN *et al.*, 1986) propuseram uma modificação à equação que calcula a coerência. Este método, originalmente chamado de *n-root* ou enésima raiz, produz picos de coerência mais estreitos, com o custo de consumir consideravelmente mais tempo de computação. A equação 1.9 reproduz o resultado do STC com a modificação do *n-root*. A Figura 1.9 apresenta, na parte esquerda, um mapa de coerência obtido com a equação 1.8 para dados sintéticos produzidos com vagarosidade fixa de 190 $\mu\text{s}/\text{ft}$ sem dispersão, e o resultado do método *n-root* para os mesmos dados no painel da direita. Os mapas mostram excelentes similaridades na vagarosidade correta destes dados, com notável melhora de resolução. Os técnicos responsáveis pelo processamento podem optar pelo aumento de resolução no mapa STC especialmente quando o número de receptores for reduzido.

$$Coh(T, s) = \frac{\int_T^{T+T_w} \left| \sum_{m=1}^N |X_m[t + s(m-1)d]|^{1/n} \text{sgn}(X_m[t + s(m-1)d]) \right|^n dt}{\int_T^{T+T_w} \left| \sum_{m=1}^N |X_m[t + s(m-1)d]|^{1/n} \right|^n dt}, \quad (1.9)$$

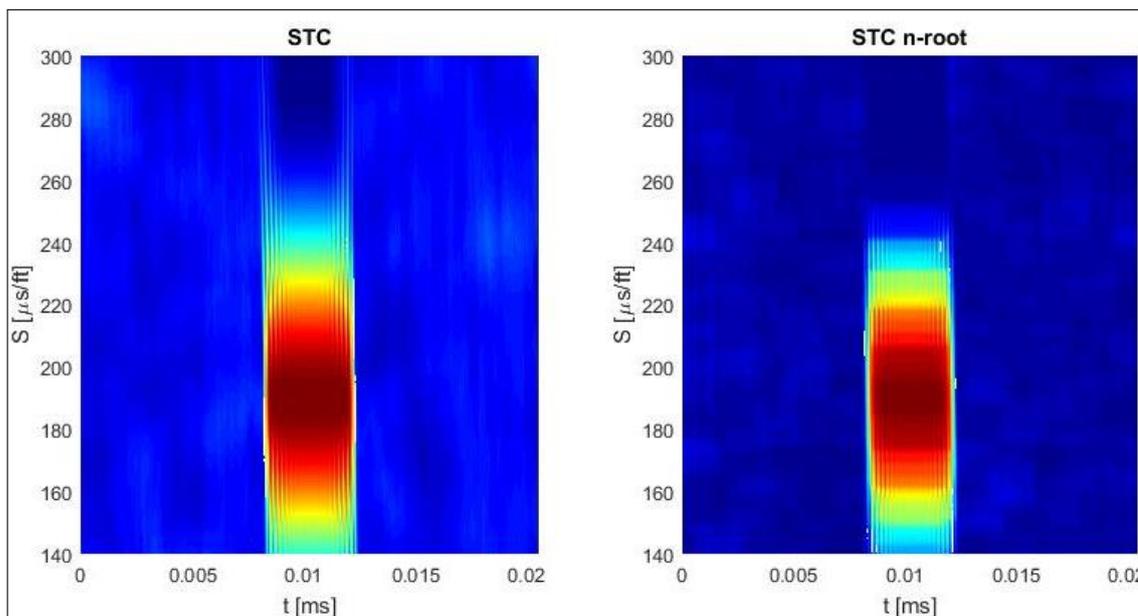


FIGURA 1.9 – Esquerda: mapa de coerência obtido com a equação 1.8 para dados sintéticos produzidos com vagarosidade fixa de $190\mu s/ft$ sem dispersão. Direita: resultado do método n -root para os mesmos dados. Os mapas mostram excelentes similaridades, com notável melhora de resolução. Este recurso pode ser bastante útil quando o número de receptores é reduzido.

onde $\text{sgn}(A)$ é uma função que retorna 1 se o argumento A for positivo e -1 se for negativo.

1.3.2 Processamento de ondas dispersivas

Dispersão é o nome dado ao fenômeno da variação da velocidade de propagação de uma onda com a frequência. Os seus efeitos são distorções no formato da onda, causados por mudanças no espectro de fase. Este fenômeno pode ser compreendido usando a Transformada de Fourier: o registro no tempo é entendido como a soma de infinitas componentes ondulatórias, cada uma com frequência, fase, velocidade e amplitude distintas. A alteração da velocidade apenas de certas componentes altera diretamente o resultado da soma, e, portanto, da forma de onda registrada. As distorções causadas pela dispersão às vezes são muito sutis, mas com importante impacto no processamento do perfil sônico.

O método de STC é adequado apenas para ondas não-dispersivas, cujas velocidades independem da frequência. Nos casos dispersivos, quando as velocidades dependem da frequência, os picos de coerência nos mapas de STC podem ser múltiplos ou deslocados, visto que o STC encontra maiores similaridades onde os pulsos são dominados pelas componentes de maior energia. Nestas bandas do espectro, a velocidade de fase da onda é bastante diferente da velocidade de propagação na formação rochosa, resultado que inviabiliza o processamento de ondas dispersivas usando o STC. A Figura 1.10 apresenta dados sintéticos de 13 receptores, com o espectro de amplitude em azul e curva de dispersão em vermelho, usados para gerar as ondas sintéticas; no painel esquerdo inferior, o espectro

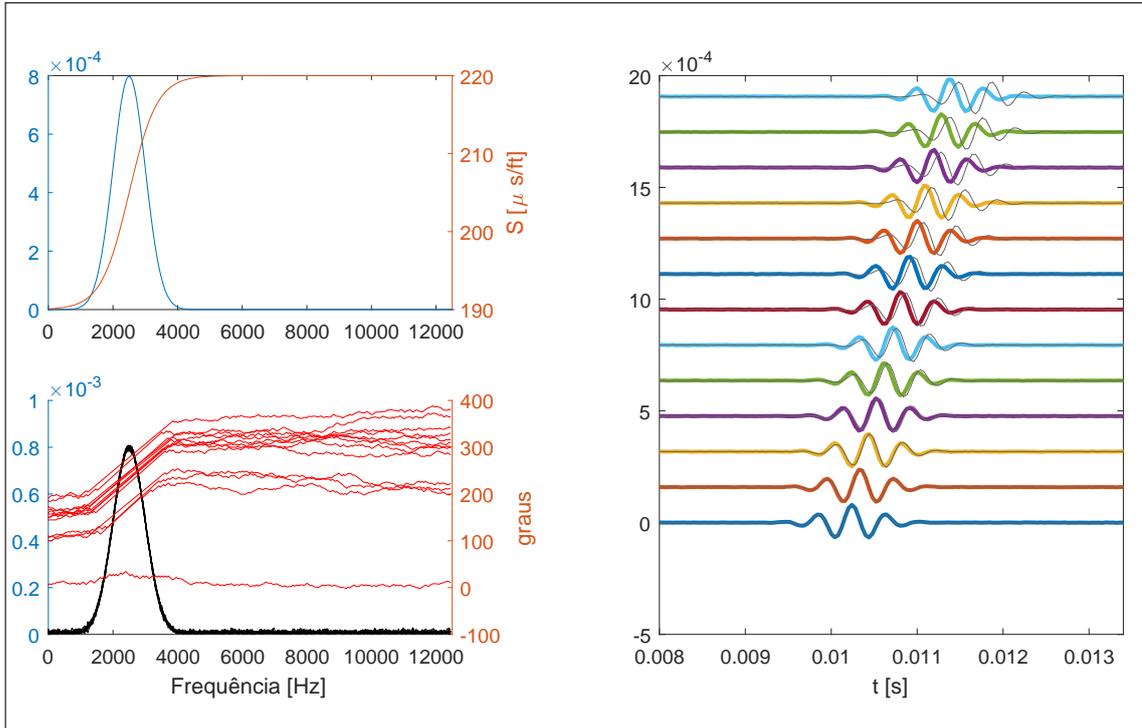


FIGURA 1.10 – Esquerda acima: espectro de amplitude (azul) e curva de dispersão (vermelho) usados para gerar as ondas sintéticas. Esquerda abaixo: espectro de amplitude (preto) e espectro de fase. Direta: 13 formas de onda. Notam-se mudanças na forma de onda perante as formas de onda sem dispersão (preto).

de amplitude em preto e o espectro de fase; as formas de onda são apresentadas no painel direito, sobrepostas ao que seriam caso não houvesse dispersão (preto). A vagarosidade da formação é a de menor frequência na curva de dispersão, de $190\mu s/ft$. A Figura 1.11 apresenta o resultado do processamento pelo método STC dos dados apresentados na Figura 1.10, no painel da esquerda. As imprecisões do método estão claras, com a região de maior similaridade posicionada em torno da vagarosidade de $210\mu s/ft$, coincidente com o valor da curva de dispersão nas frequências de maior energia.

As componentes das formas de onda que apresentam dispersão podem ser filtradas, de modo que o dado resultante apresente nenhuma ou quase nenhuma dispersão. Componentes de frequências abaixo de $\sim 2 kHz$, para formações lentas, costumam apresentar baixa dispersão, mas nem sempre contêm registros suficientes para obter uma boa SNR. A Figura 1.12 exemplifica uma curva de dispersão e sua distribuição de energia em função da frequência (KIMBALL, 1998). A parte do espectro de baixas frequências geralmente contém energias muito menores do que a parte dispersiva, e o dado resultante após a aplicação do filtro pode ter baixa SNR. Caso exista boa razão sinal ruído, resta encontrar os parâmetros do filtro mais adequado, aqueles que maximizam a SNR enquanto elimina os efeitos indesejados da dispersão.

Outro método direto consiste em ajustar funções à curva de dispersão inteira, sem

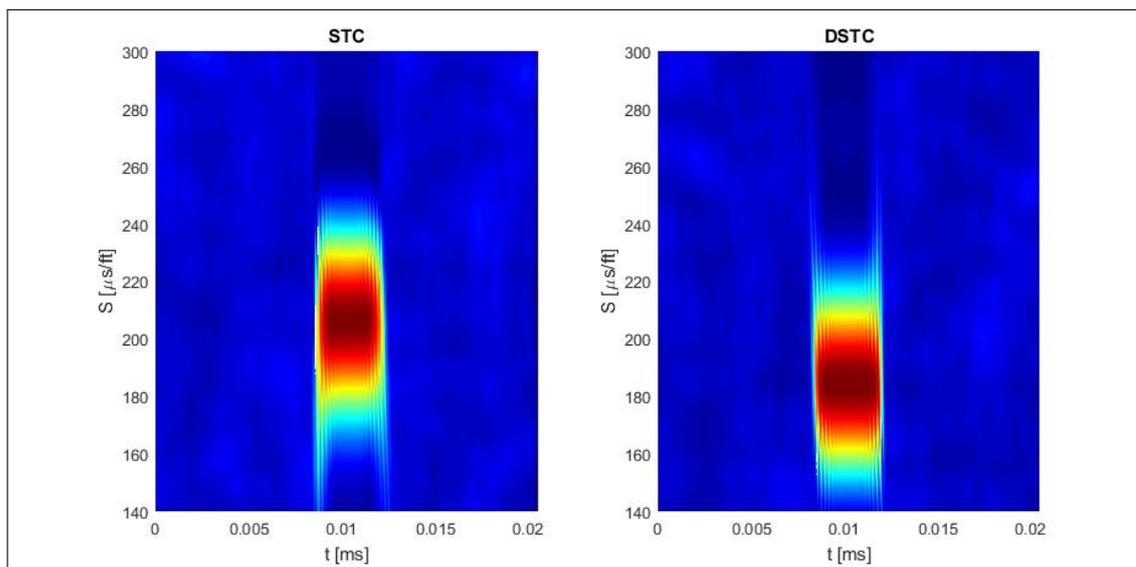


FIGURA 1.11 – mapa de coerência para os dados sintéticos da Figura 1.10, obtido usando o método STC no painel da esquerda, e o DSTC, no painel da direita. O máximo de similaridade obtido pelo DSTC está localizado na vagarosidade utilizada para gerar as formas de onda.

eliminar a parte dispersiva, e examinar os valores em baixas frequências. Este método, entretanto, falha quando os dados de dispersão são muito ruidosos, especialmente nas baixas frequências (TANG *et al.*, 2010). Já o uso de curvas de dispersão geradas com modelos de propagação, que dependem de propriedades do poço, da lama de perfuração e da formação rochosa e da interação da onda com a ferramenta, podem mitigar incertezas quando há muito ruído, mas também podem acrescentar as imprecisões que surgem com as limitações do modelo teórico (HUANG; YIN, 2005). O método que utiliza estas curvas teóricas é chamado de DSTC (*Dispersive Slowness-Time Coherence*) (KIMBALL, 1998). As propriedades deste método serão investigadas na seção 2.1.

O método de DSTC apresenta um mapa de coordenadas $[S, T]$ similar ao do método STC, com picos correspondentes aos valores que maximizam a coerência entre os sinais do *array* de receptores com posição e forma já corrigidas por uma curva de dispersão. A correção ideal, proporcionada pela curva de dispersão que representa exatamente o fenômeno da dispersão no meio, resultará em uma coerência igual à unidade. A Figura 1.11 apresenta o mapa de coerências obtido pelo método DSTC, no painel da direita para os dados sintéticos da Figura 1.10. É notável a diferença no resultado: a maior similaridade presente nas formas de onda processadas pelo método DSTC é similar àquela utilizada para gerar os dados. Este resultado evidencia a maior precisão do método perante o STC.

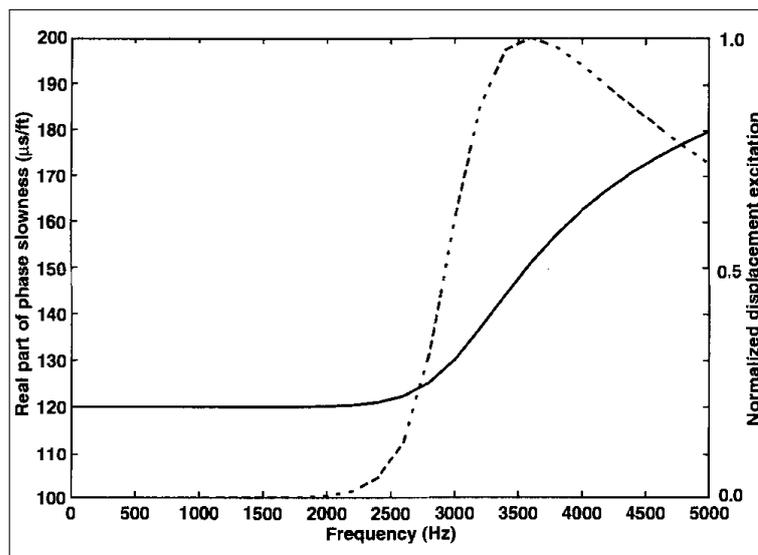


FIGURA 1.12 – espectro de excitação (linha pontilhada) e curva de dispersão (linha sólida) da onda flexural de dipolo em uma formação rápida. A região de máxima energia, no espectro, é geralmente onde a vagarosidade da onda se torna diferente da vagarosidade na formação.

1.4 Visualizando a dispersão

A dispersão nas ondas flexurais excitadas pela ferramenta de dipolo pode ser percebida como uma ligeira distorção dos feixes de onda registrados pelos receptores, conforme exemplificado na Figura 1.10.

A Figura 1.13 também exemplifica os efeitos da dispersão. São apresentados 4 pares de gráficos, contendo curvas de dispersão nos painéis da esquerda, e formas de onda nos painéis da direita. O par superior contém uma curva de dispersão (em vermelho, *palpite* na legenda) bastante diferente daquela que foi usada na geração das formas de onda (em azul); no painel direito, são apresentadas formas de onda sintéticas de um *array* de 4 receptores, com posição e formato modificados pela curva de dispersão de palpite, usando a propriedade do deslocamento no tempo da Transformada de Fourier; é clara a insuficiência na correção da dispersão, visto que as formas de onda estão bastante desalinhadas. Nos pares seguintes, são utilizadas diferentes curvas de dispersão, com diferentes correções percebidas nas formas de onda. No painel inferior, por fim, apresenta uma curva de correção bastante próxima da curva original, que resulta em formas de onda bastante similares. Também é possível verificar que o tamanho dos lobos laterais das formas de onda é modificado pela presença da dispersão.

A dispersão nas formas de onda pode ser quantitativamente investigada utilizando métodos de análise no espaço de Fourier, que explicitam a contribuição de cada componente de frequência. Os dois métodos são apresentados a seguir.

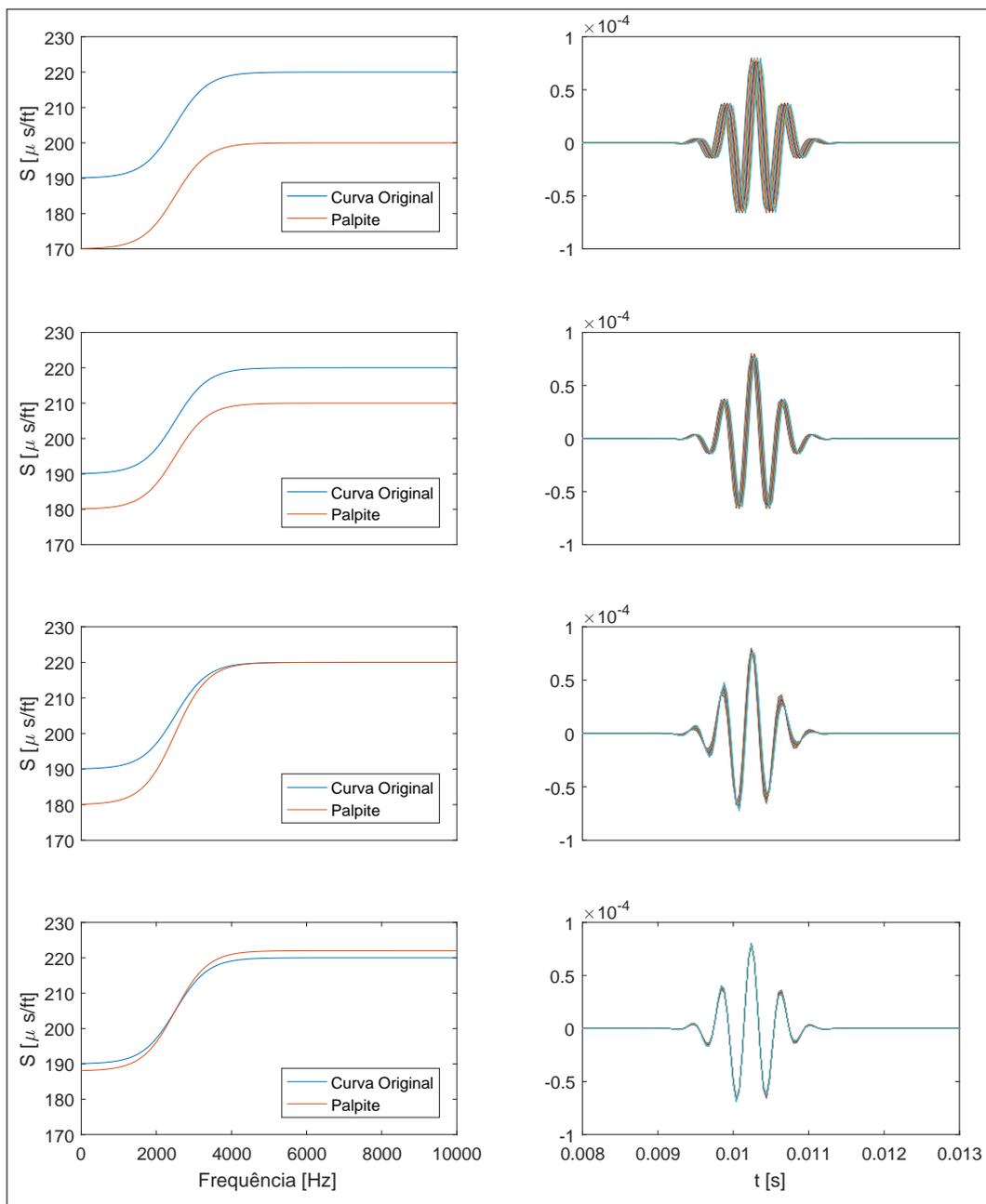


FIGURA 1.13 – Esquerdo: curva de dispersão original em azul e curva de dispersão de correção em vermelho, dada como palpite. Direito: formas de onda corrigidas pela curva de dispersão de correção. O painel inferior apresenta o melhor resultado, que ocorre quando a curva de dispersão de correção melhor representa a dispersão nos dados. Também é possível verificar a diferença no tamanho dos lobos laterais das formas de onda, conforme a curva de dispersão.

1.4.1 Método PBDA

Um algoritmo de PBDA (*Phase-Based Dispersion Analysis*) (ASSOUS *et al.*, 2014) foi implementado em MATLAB[®] para verificar a dispersão nos dados reais de teste usados neste trabalho. Ele analisa o espectro de fase das formas de onda para calcular a vagarosidade em função da frequência. Tomando como referência o primeiro receptor, o valor da diferença de fase medida no segundo receptor é transformada em um atraso e então em uma vagarosidade S . Esta transformação é dada por:

$$S = \frac{1}{V} = K \frac{\Delta\phi}{360fd}, \quad (1.10)$$

onde V é a velocidade, $\Delta\phi$ é a diferença de fase, f é a frequência, d é a distância e $K = 304800$ é um fator de conversão entre m/s e $\mu\text{s}/\text{ft}$, unidade usual para a vagarosidade. As fases precisam ser transformadas previamente à aplicação da equação 1.10, de modo que não se limitem aos valores contidos em um único ciclo (entre 0 e 2π) e que sejam acumuladas. Esta transformação é chamada de *unwrapping* (ASSOUS *et al.*, 2014).

Para uma aquisição de 8 receptores, haverá 7 diferenças de fase $\Delta\phi$. O valor de vagarosidade S_i , para a i -ésima frequência, será dado pela inclinação da reta (*Slope*) ajustada usando mínimos quadrados ao conjunto de 7 diferenças de fase, $[\Delta\phi]_i$, em função da distância entre cada receptor e o receptor de referência:

$$[\Delta\phi]_i = |Slope| \frac{360f_i d}{K}. \quad (1.11)$$

Os valores de $|Slope|$ obtidos para cada frequência constituem a dependência entre vagarosidade e frequência. Contudo, para frequências de baixíssima energia, valores de fase deixam de ser representativos. Ou seja, nas regiões do espectro onde há apenas ruído, qualquer valor de diferença de fase $\Delta\phi$ no domínio de Fourier representa igualmente bem os registros no tempo. Logo, o método se torna inaplicável nestas frequências. Esta limitação não impede a obtenção de valores de $S(f)$ para as regiões de boa SNR, como ilustra a Figura 1.14 para dados sintéticos. Fora destas regiões, os valores obtidos são descartados. A Figura 1.14 apresenta, no painel superior esquerdo, o espectro de amplitudes de todos os receptores; no painel superior direito, os espectros de fase já transformados, com linhas bem comportadas somente onde o espectro de amplitudes é maior do que o nível do ruído; no painel inferior direito, os valores de $S(f)$ obtidos pelo ajuste efetuado em cada frequência, conforme descrição acima, com cores representando a amplitude do sinal no espectro: amarelo é a amplitude máxima e azul é baixa amplitude; e no painel inferior esquerdo, o resultado da transformação das diferenças de fase em atrasos, com correções de mais ou menos 1 ciclo para que o espaçamento seja uniforme. Os valores de $S(f)$ obtidos nas regiões de baixa SNR foram descartados. A Figura 1.15 apresenta o

mesmo esquema, mas para dados sintéticos sem dispersão.

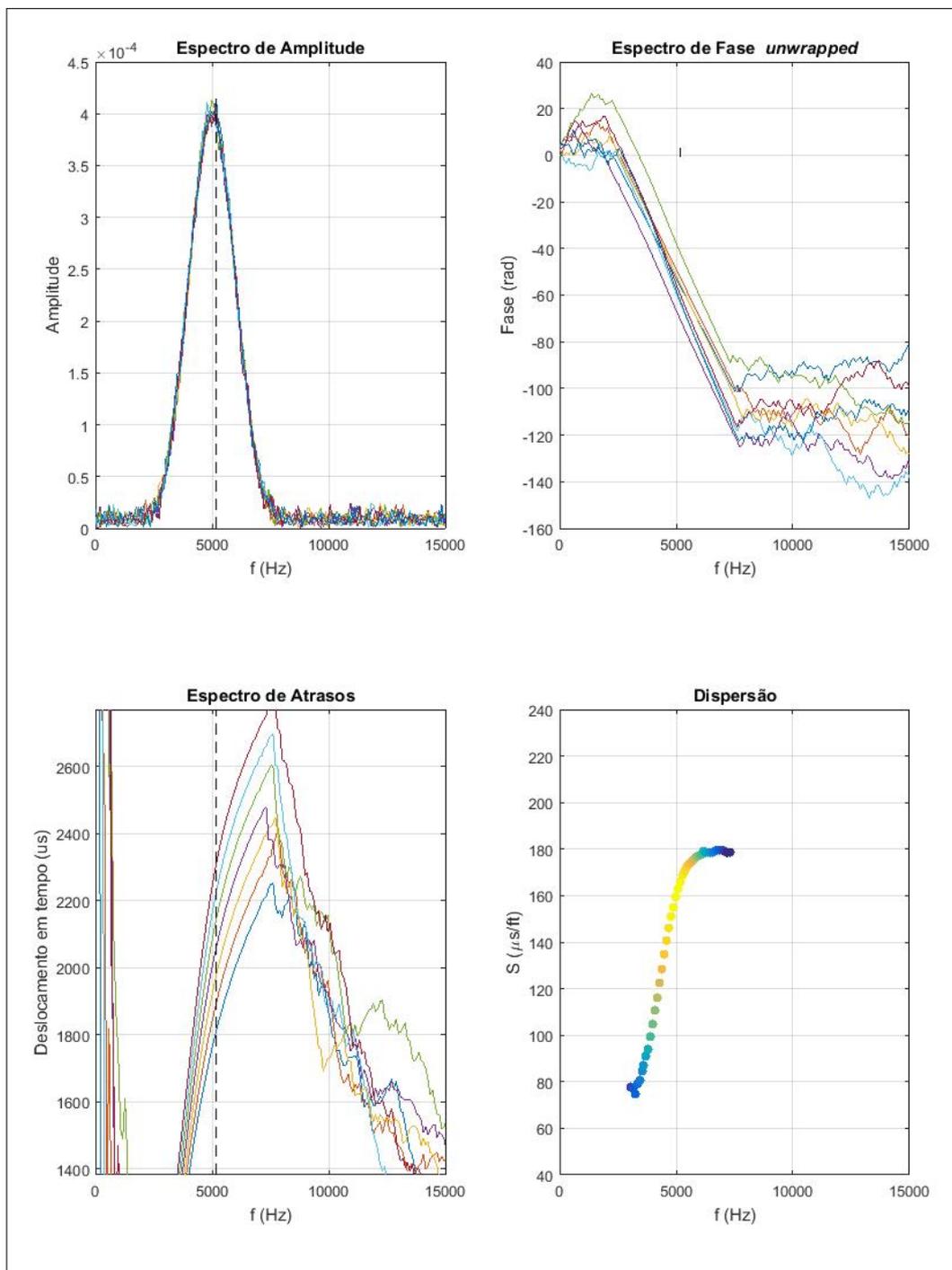


FIGURA 1.14 – Resultados da aplicação do algoritmo de PBDA para dados sintéticos. No painel superior esquerdo, o espectro de amplitudes de todos os receptores. No painel superior direito, os espectros de fase já transformados, com linhas bem comportadas somente onde o espectro de amplitudes é maior do que o nível do ruído. No painel inferior esquerdo, o resultado da etapa intermediária de transformação das diferenças de fase em atrasos. E no painel inferior direito, os valores de $S(f)$ obtidos pelo ajuste efetuado em cada frequência, conforme descrição acima, com cores representando a amplitude do sinal no espectro: amarelo é a amplitude máxima e azul é baixa amplitude. Os valores de $S(f)$ obtidos nas regiões de baixa SNR foram descartados.

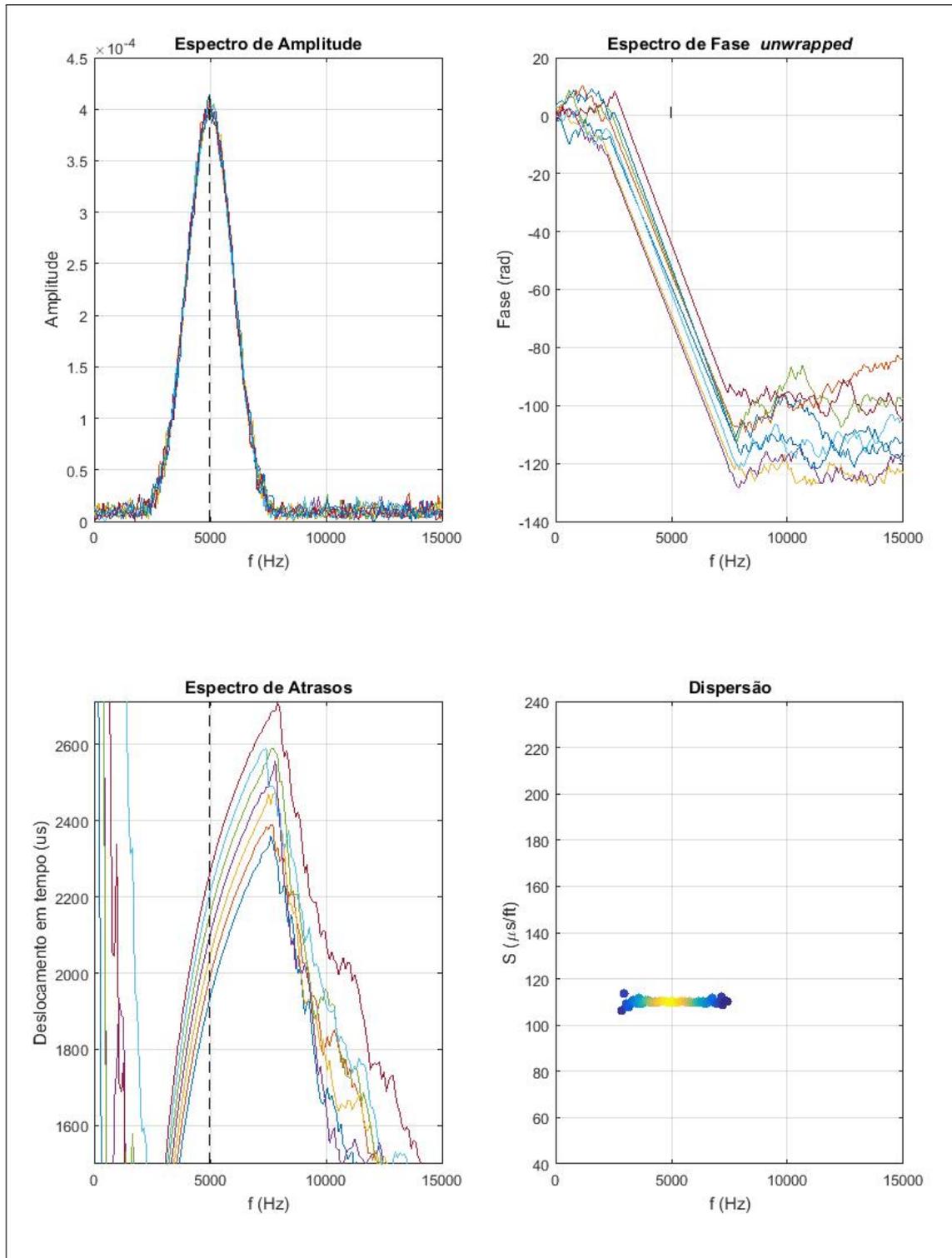


FIGURA 1.15 – Resultados da aplicação do algoritmo de PBDA para dados sintéticos sem dispersão. No painel superior esquerdo, o espectro de amplitudes de todos os receptores. No painel superior direito, os espectros de fase já transformados, com linhas bem comportadas somente onde o espectro de amplitudes é maior do que o nível do ruído. No painel inferior esquerdo, o resultado da etapa intermediária de transformação das diferenças de fase em atrasos. E no painel inferior direito, os valores de $S(f)$ obtidos pelo ajuste efetuado em cada frequência, conforme descrição acima, com cores representando a amplitude do sinal no espectro: amarelo é a amplitude máxima e azul é baixa amplitude. Os valores de $S(f)$ obtidos nas regiões de baixa SNR foram descartados.

1.4.2 Método WSS

O algoritmo de WSS (*Weighted Spectral Semblance*) (TANG; CHENG, 2004; HUANG; YIN, 2005) obtém a similaridade entre as formas de onda para cada componente de frequência e para cada vagarosidade, produzindo um mapa de semblance no domínio de Fourier. Uma função gaussiana em torno de cada frequência analisada pondera a influência das componentes vizinhas. A equação 1.12 resulta em um *semblance* para cada vagarosidade e frequência:

$$\rho(\omega, s) = \frac{\left| \sum_{k=1}^m X_k^*(\omega) e^{-i\omega s d} \right|}{\sqrt{N \sum_{k=1}^m X_k^*(\omega) X_k(\omega)}} \quad (1.12)$$

onde d é a distância entre receptores e X_k^* é o espectro complexo conjugado da k -ésima forma de onda. O mapa de *semblance* é então obtido por

$$F(\omega_l, s) = \sum_{j=l+m}^{l+m} W(\omega_l, \omega_m) \rho(\omega_m, s) \quad (1.13)$$

onde $W(\omega_l, \omega_m)$ é a função peso, dada por uma gaussiana:

$$W(\omega_l, \omega_m) = e^{-\frac{(\omega_m - \omega_l)^2}{2\sigma^2}} \quad (1.14)$$

A equação 1.14 é uma função gaussiana centrada em ω_l e de desvio padrão dado geralmente por $\sigma = 4\Delta w$. Isso significa que a janela de peso contará com 4 pontos vizinhos a cada frequência analisada. Esta etapa do processamento pode ser complementada com a obtenção dos pontos de máximo *semblance* espectral para os pontos de frequência válidos.

A Figura 1.16 exemplifica o resultado obtido nesta etapa, com um mapa de semblance espectral (WSS), e curvas de dispersão obtidas segundo o modelo apresentado na seção 2.2, para uma mesma parametrização exceto o valor da vagarosidade cisalhante da formação.

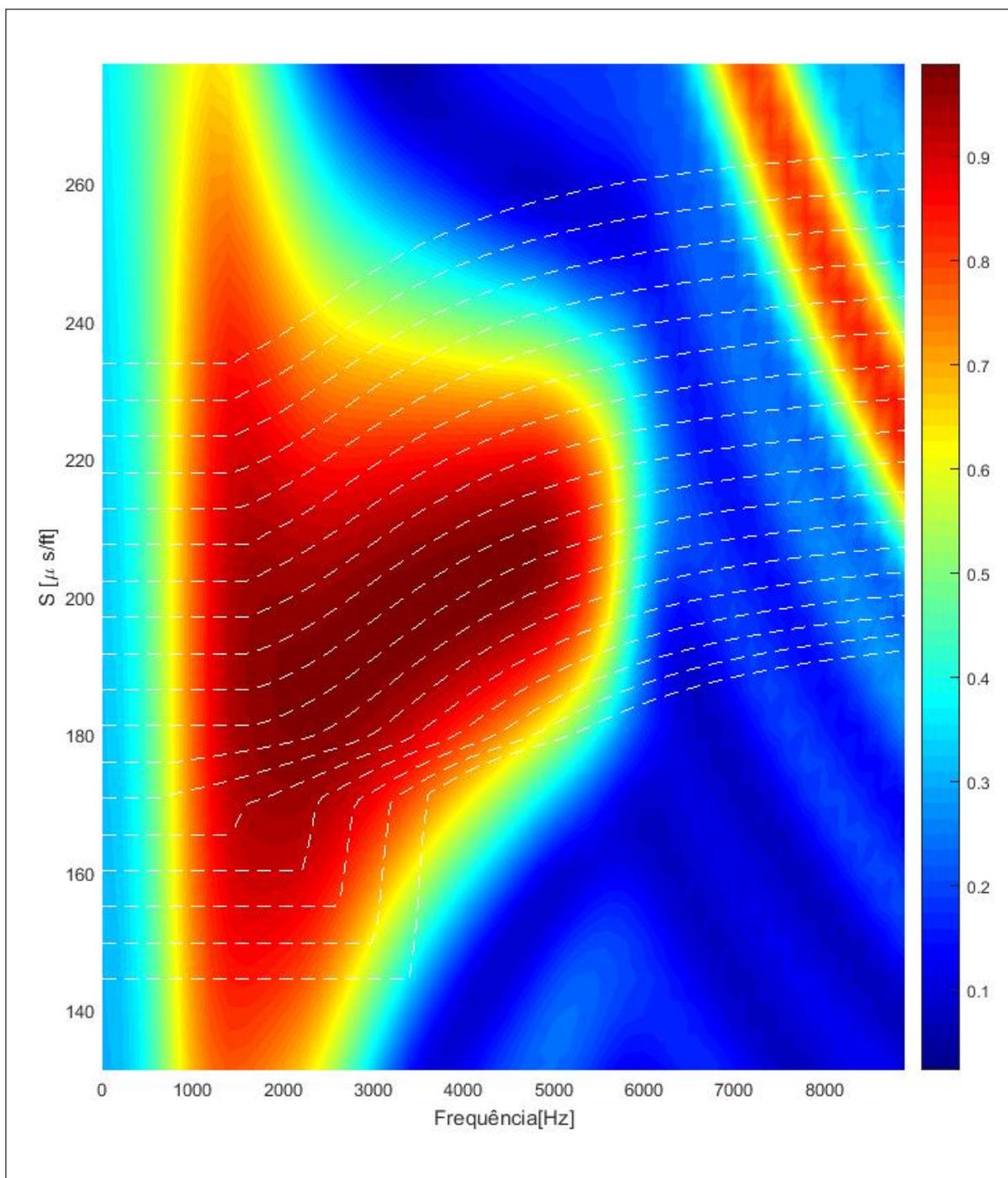


FIGURA 1.16 – Mapa de *semblance* espectral com curvas de dispersão para diferentes valores de vagarosidade cisalhante da formação e demais parâmetros idênticos (ver seção 2.2).

2 Método

2.1 DSTC

O método de DSTC testa diferentes curvas de dispersão, dependentes de variáveis da formação, do poço e da ferramenta. A variável Vs é a variável de interesse do processamento da onda dispersiva de fonte de dipolo. A cada profundidade, o método DSTC mantém as demais variáveis fixas, enquanto varre todos os valores de Vs contidos dentro dos limites de interesse, com intervalos definidos previamente. Tais valores constituem o eixo das ordenadas no mapa de DSTC, de forma similar ao mapa de STC.

O cálculo do DSTC é feito no domínio da frequência, fazendo uso da propriedade de deslocamento no tempo da Transformada de Fourier (FT):

$$f(t - t_0) \longleftrightarrow e^{-j\omega t_0} \mathcal{F}(\omega), \quad (2.1)$$

onde t_0 é um deslocamento temporal, $j = \sqrt{-1}$ é a unidade complexa e $\mathcal{F}(\omega)$ é a Transformada de Fourier da função $f(t)$.

Em palavras, um deslocamento de t_0 no domínio do tempo, como o *moveout* percebido nos sinais entre os receptores, equivale a multiplicar a Transformada de Fourier dos registros por $e^{-i\omega t_0}$ no domínio da frequência. No método STC, o termo $X_i[t + s(m - 1)d]$ nas equações 1.6 e 1.7 inclui um deslocamento no tempo, $s(m - 1)d$, onde s é a vagarosidade, m é o número do receptor e d é a distância entre receptores. Portanto,

$$X_i[t + s(m - 1)d] = \mathcal{F}^{-1}[X_i(f)e^{j2\pi f s(m-1)d}], \quad (2.2)$$

onde X_i é o espectro da i -ésima forma de onda. Com isso, a vagarosidade na exponencial da equação 2.2 pode ser analisada como uma função da frequência, $s(f, s)$. A nova equação de energia coerente pode então ser escrita como

$$E_{CBd}(s, T) = \int_T^{T+T_w} \left| \mathcal{F}^{-1} \left[\sum_{i=1}^N X_i(f) e^{-j2\pi f s(m-1)d} \right] \right|^2 dt \quad (2.3)$$

Se s for constante, então as equações 1.6 e 2.3 são idênticas e trata-se de uma onda não-dispersiva. Contudo, se $s(f)$ varia com a frequência, como ilustra a figura 1.12, então a equação 2.3 mede a energia coerente das formas de onda corrigidas no domínio de Fourier.

A energia total, antes dada pela equação 1.7, passa a ser

$$E_{IBd}(s, T) = \sum_{i=1}^N \int_T^{T+T_w} |\mathcal{F}^{-1} [X_i(f) e^{-j2\pi f s(f,s)(s-1)d}]|^2 dt, \quad (2.4)$$

que equivale à soma das energias contidas em cada espectro. Com isso, a equação de coerência normalizada fica

$$\varrho(s, f) = \frac{1}{N} \frac{E_{CBd}}{E_{IBd}}. \quad (2.5)$$

A análise de DSTC é feita sobre uma janela de tempo, T_w , de comprimento típico igual a quatro vezes a frequência de pico, centrada nos valores de tempo T , que formam o eixo das abcissas no mapa de coerências. A janela de integração é deslocada de apenas um registro a cada valor de T , de modo que exista grande sobreposição dos dados integrados em janelas subjacentes. O valor de $\sim f_{pico}$ pode ser lido diretamente no espectro de amplitudes. A Figura 2.1 exemplifica 9 janelas com formas de onda corrigidas pelas curvas de dispersão do método DSTC. As formas de onda contêm, neste exemplo, 512 registros. As janelas do exemplo compreendem 22 registros cada. No painel superior à esquerda, é indicado que são apresentados os registros de 14 a 35. No painel ao lado, do 34 ao 55, e assim segue. Nestas primeiras janelas, é notória a baixa razão SNR e baixa semelhança entre as formas de onda, enquanto que nas três janelas seguintes, a similaridade entre as formas de onda é facilmente percebida.

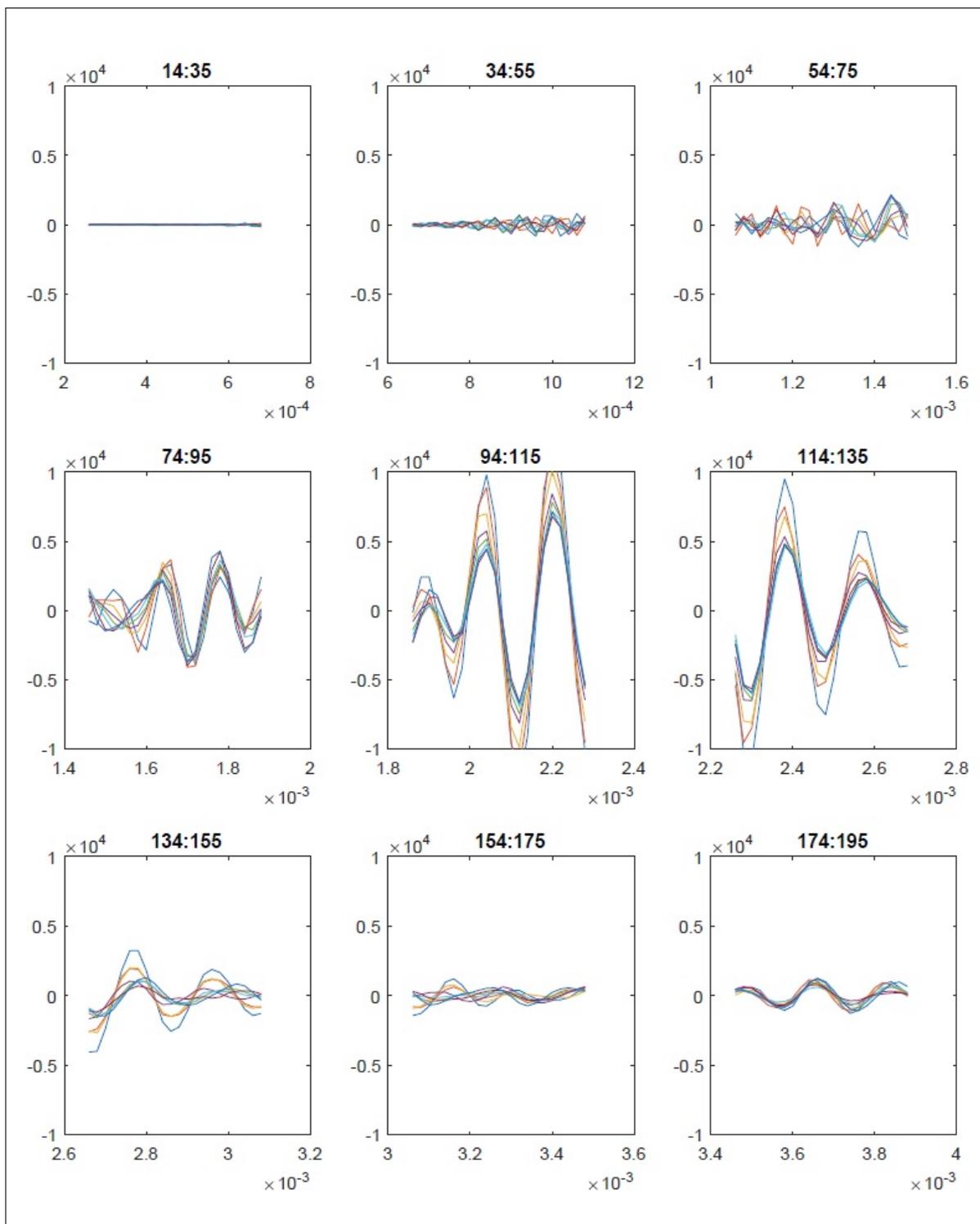


FIGURA 2.1 – 9 diferentes janelas de cálculo de similaridade entre formas de onda modificadas pelo método DSTC. Cada painel exemplifica uma janela, com tempo em ms no eixo das abcissas e intensidade medida pelo receptor no eixo das ordenadas. As formas de onda contêm, no total, 512 registros. No painel superior à esquerda, é indicado que são apresentados os registros de 14 a 35. No painel ao lado, do 34 ao 55, e assim segue. Nas regiões de baixa SNR, a coerência medida na janela é baixa.

O trecho de código de MATLAB[®] a seguir exemplifica como o cálculo do DSTC foi realizado.

```

1 %FUNCAO DSTC
2 %INICIALIZACAO DE VARIAVEIS
3 t=(0:Ntempo-1)*bruto.dt;
4 X=bruto.Xf; % ESPECTROS DAS FORMAS DE ONDA
5 X2 = X;
6 x2 = zeros(bruto.m,bruto.Ntempo); % INICIALIZACAO DAS FORMAS DE ONDA
   CORRIGIDAS
7 STC = C*0;
8 Tw = 0.0002; % TAMANHO DA JANELA EM SEGUNDOS
9 for indS = 1:length(Saxis) % Saxis: EIXO DE VAGAROSIDADES (ORDENADAS)
10     if corrigir == 1
11         S = 304800./C(indS,:); % SELECAO DA CURVA DE DISPERSAO E CONVERSAO DE
           VELOCIDADES PARA VAGAROSIDADES
12     else
13         S = ones(1,bruto.nFFT)*Saxis(indS); % STC SEM DISPERSAO
14     end
15     for m=1:bruto.m
16         deslX= fftshift(2*pi*bruto.freq.*(m-1)*bruto.d.*S.*1e-6); % CORRECAO
           NO ESPECTRO DE FASE
17         X2(m,:)= fftshift(X(m,:)).*exp(1i*deslX); % APLICACAO DA CORRECAO
18         x2(m,:)= ifft(ifftshift(X2(m,:)),'symmetric'); % FORMAS DE ONDA
           CORRIGIDAS
19     end
20 % CALCULO DO MAPA DE COERENCIAS
21 If nroot == 0
22     for k=1:bruto.Ntempo
23         inic=max(k-ceil(Tw/bruto.dt),1);
24         fim=min(k+floor(Tw/bruto.dt),bruto.Ntempo);
25         numerador=(sum(x2(:,inic:fim),1)).^2;
26         denominador=sum(x2(:,inic:fim).^2,1);
27         STC(indS,k)=sum(numerador)/sum(denominador)/bruto.m;
28     end
29 else
30     for k=1:bruto.Ntempo
31         inic=max(k-ceil(Tw/bruto.dt),1);
32         fim=min(k+floor(Tw/bruto.dt),bruto.Ntempo);
33         numerador=abs(sum(abs(x2(:,inic:fim)).^(1/nroot)).*
34             sign(x2(:,inic:fim)),1)).^nroot;
35         denominador=abs(sum(abs(x2(:,inic:fim)).^(1/nroot),1)).^nroot;
36         STC(indS,k)=sum(numerador)/sum(denominador)/bruto.m;
37     end
38 end

```

39 `end`40 `end`

2.2 Curvas de Dispersão

As curvas de dispersão para o DSTC são obtidas da teoria de propagação de ondas. As curvas obtidas neste trabalho seguem o modelo desenvolvido e publicado por X.M. Tang (TANG; CHENG, 2004), que descreve o campo de deslocamentos dentro do poço, na formação e na interface fluido-rocha. A equação de Navier, apresentada mais à frente neste texto, governa estes campos de deslocamento, e é resolvida em coordenadas cilíndricas para as condições de contorno na parede do poço, desconsiderando a presença da ferramenta. Estas condições de contorno se traduzem em continuidade do deslocamento radial e da tensão radial e desaparecimento das tensões cisalhantes vertical e azimutal (para um fluido não viscoso). Elas devem ser desenvolvidas para cada onda possível no poço: ondas compressional (P_r), cisalhante de polarização vertical (S_V) e cisalhante de polarização horizontal (S_H) na formação rochosa, e ondas compressional no fluido (P_f^d , direta, e P_f^r , refletida). São elas:

$$\begin{cases} u_r = u_f^d + u_f^r, \\ \sigma_{rr} = \sigma_{rrf}^d + \sigma_{rrf}^r, \\ \sigma_{rz} = 0, \\ \sigma_{r\theta} = 0, \end{cases}$$

onde u_r é o deslocamento radial na formação, u_f^d é o deslocamento radial no poço da onda direta, u_f^r é o deslocamento radial no poço da onda refletida, σ_{rr} é a tensão no sentido radial aplicada na parede do poço, σ_{rrf}^d é a tensão no sentido radial aplicada no fluido pela onda direta, σ_{rrf}^r é a tensão no sentido radial aplicada no fluido pela onda refletida, σ_{rz} é a tensão no sentido vertical aplicada na parede do poço e $\sigma_{r\theta}$ é a tensão no sentido azimutal aplicada na parede do poço.

As condições de contorno ligadas à tensão devem obedecer à Lei de Hooke:

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \epsilon_{kk} + 2\mu \epsilon_{ij} \quad (2.6)$$

onde δ_{ij} é a função Delta de Kronecker, $\epsilon_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i})$ é a deformação da face i na direção j , ϵ_{kk} é a dilatação total e $u_{i,j}$ é a derivada parcial de u_i em relação à coordenada j .

A equação de Navier representa um sistema de equações diferenciais parciais (EDPs) acopladas, e é dada por:

$$(\lambda + 2\mu)\nabla\nabla\mathbf{u} + \mu\nabla^2\mathbf{u} = \rho\ddot{\mathbf{u}}, \quad (2.7)$$

onde $\mu = \rho v_s^2$ e $\lambda = \rho(v_p^2 - 2v_s^2)$ são os Parâmetros de Lamé, e \mathbf{u} é o vetor de deslocamentos. Essa equação assume que não existem forças de campo relevantes. A solução do sistema de EDPs acima é um campo de deslocamentos $\mathbf{u} = u_r\hat{\mathbf{r}} + u_\theta\hat{\boldsymbol{\theta}} + u_z\hat{\mathbf{z}}$, que pode ser entendido como uma superposição de ondas planas. Os deslocamentos nas direções radial, azimutal e vertical podem ser obtidos de:

$$u_r = \frac{\partial\Phi}{\partial r} + \frac{1}{r}\frac{\partial\chi}{\partial\theta} + \frac{\partial^2\Gamma}{\partial r\partial z} \quad (2.8)$$

$$u_\theta = \frac{1}{r}\frac{\partial\Phi}{\partial r} - \frac{\partial\chi}{\partial r} + \frac{1}{r}\frac{\partial^2\Gamma}{\partial\theta\partial z} \quad (2.9)$$

$$u_z = \frac{\partial\Phi}{\partial z} - \frac{1}{r^2}\frac{\partial^2\Gamma}{\partial\theta^2} - \frac{1}{r}\frac{\partial^2\Gamma}{\partial r^2} \quad (2.10)$$

onde Φ , χ e Γ são potenciais no domínio do número de onda k_z e da frequência angular ω , que desacoplam as EDPs na equação 2.7, segundo o teorema de Helmholtz (MORSE; FESHBACH, 1999). Em coordenadas cilíndricas e para o dipolo, os potenciais das ondas se propagando na parede do poço e dentro da formação são dados por:

$$\begin{aligned} \Phi(k, \omega) &= e^{ik_z z} \left(\frac{fr_0}{2} \right) (AI_1(pr) + BK_1(pr)) \cos(\theta), \\ \chi(k, \omega) &= e^{ik_z z} \left(\frac{fr_0}{2} \right) (CI_1(sr) + DK_1(sr)) \sin(\theta), \\ \Gamma(k, \omega) &= e^{ik_z z} \left(\frac{fr_0}{2} \right) (EI_1(sr) + FK_1(sr)) \cos(\theta), \end{aligned} \quad (2.11)$$

onde r_0 é o raio da fonte, $f = \sqrt{k_z^2 - \omega^2/v_f^2}$, $s = \sqrt{k_z^2 - \omega^2/v_s^2}$ e $p = \sqrt{k_z^2 - \omega^2/v_p^2}$, θ é o azimute em relação a um ângulo de referência e I_1 e K_1 são funções de Bessel modificadas de ordem 1 de primeiro e segundo tipo, respectivamente.

Os potenciais das ondas direta e refletida dentro do poço são:

$$\Phi_d(k, \omega) = e^{ik_z z} fr_0 K_1(fr) \cos(\theta), \quad (2.12)$$

$$\Phi_r(k, \omega) = \frac{1}{2} e^{ik_z z} fr_0 A_r I_1(fr) \cos(\theta), \quad (2.13)$$

onde o coeficiente A_r é relativo às ondas que se propagam dentro da lama de perfuração e que são registradas pelos receptores. Os coeficientes B, D e F são relativos às ondas se

propagando ao longo do poço e para dentro da formação. Os coeficientes A, C e E são relativos às ondas se propagando na formação vindas do infinito. Estes últimos precisam ser nulos para que não haja ondas no infinito oriundas de uma fonte finita, restando apenas os primeiros.

A aplicação das condições de contorno acima citadas, fazendo uso da Lei de Hooke (equação 2.6) e dos potenciais Φ_d , Φ_r , Φ , χ e Γ , resulta em um sistema de 4 equações e 4 incógnitas, representado de forma matricial por

$$\begin{bmatrix} u_r - u_f^r \\ \sigma_{rr} - \sigma_{rrf}^r \\ \sigma_{r\theta} \\ \sigma_{rz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} & M_{14} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} & M_{24} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} & M_{34} \\ M_{41} & M_{42} & M_{43} & M_{44} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_r \\ B \\ D \\ F \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} u_f^d \\ \sigma_{rrf}^d \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}.$$

Os termos do lado direito da equação matricial acima são referentes à onda incidente, e são desprezados para encontrar os modos naturais de propagação. Esta aproximação considera os receptores distantes o bastante da fonte para que as ondas incidentes e os modos naturais do sistema interajam e resultem em ondas planas na posição dos receptores. O modo natural para o poço modelado tem velocidade de propagação em baixa frequência igual à velocidade da onda cisalhante na formação, v_s , que é a variável de interesse deste trabalho. Basta, portanto, encontrar a solução para a matriz singular M, em

$$\begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} & M_{14} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} & M_{24} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} & M_{34} \\ M_{41} & M_{42} & M_{43} & M_{44} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_r \\ B \\ D \\ F \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix},$$

ou seja, basta encontrar os valores do número de onda $k_z = w/v$ para cada frequência angular w que anulam o determinante da matriz M:

$$D(v_p, v_s, v_f, \rho, \rho_f, R) = 0, \quad (2.14)$$

onde D é o determinante da matriz M, e
 v_s = velocidade cisalhante da formação;
 v_p = velocidade compressional da formação;
 ρ = densidade da formação;
 v_f = velocidade do fluido de perfuração;
 ρ_f = densidade do fluido de perfuração;
 R = raio do poço.

Os elementos da matriz M dependem de k_z e ω e são listados abaixo (TANG; CHENG,

2004):

$$\begin{aligned}
M_{11} &= -\frac{1}{R}I_1(fR) - fI_2(fR), \\
M_{12} &= \frac{1}{R}K_1(pR) - pK_2(pR), \\
M_{13} &= \frac{1}{R}K_1(sR), \\
M_{14} &= ik_z\left(\frac{1}{R}K_1(sR) - sK_2(sR)\right), \\
M_{21} &= \rho_f\omega^2 I_1(fR), \\
M_{22} &= \rho(2 * k_z^2 v_s^2 - \omega^2)K_1(pR) + \frac{2P\rho v_s^2}{R}K_2(pR), \\
M_{23} &= -\frac{2\rho s v_s^2}{R}K_2(sR), \\
M_{24} &= 2ik_z\rho v_s^2 s^2 K_1(sR) + \frac{2ik_z s\rho v_s^2}{R}K_2(sR), \\
M_{31} &= 0, \\
M_{32} &= \frac{2p\rho v_s^2}{R}K_2(pR), \\
M_{33} &= -s^2\rho v_s^2(K_1(sR) + \frac{2}{sR}K_2(sR)), \\
M_{34} &= \frac{2ik_z s\rho v_s^2}{R}K_2(sR), \\
M_{41} &= 0, \\
M_{42} &= -2ik_p\rho v_s^2\left(\frac{-1}{pR}K_1(pR) + K_2(pR)\right), \\
M_{43} &= \frac{ik\rho v_s^2}{R}K_1(sR), \\
M_{44} &= (k_z^2 + s^2)s\rho v_s^2\left(\frac{-1}{sR}K_1(sR) + K_2(sR)\right),
\end{aligned}$$

onde I_2 é a função de Bessel de ordem 2 e primeiro tipo, e K_2 é a função de Bessel de x de ordem 2 e segundo tipo.

O modelo desenvolvido e publicado por X.M. Tang (TANG; CHENG, 2004) foi modificado para corrigir os efeitos da ferramenta no poço por Lee et al 2016 (LEE *et al.*, 2016b). Estas modificações consideram a ferramenta como uma camada adicional de interação com as ondas, cujo efeito é parecido aos de uma pequena redução do raio do poço. Com isso, os termos M_{11} e M_{21} passam a ser:

$$M_{11} = -\frac{1}{R}I_1(fR) - fI_2(fR) - E_{tool} \left[\frac{1}{R}K_1(fR) - fK_2(fR) \right],$$

$$M_{21} = \rho_f \omega^2 [I_1(fR) + E_{tool} K_1(fR)],$$

onde

$$E_{tool} = -\frac{\frac{M_t}{a} \left[\frac{1}{a}I_1(fa) + fI_2(fa) \right] + \rho_f \omega^2 I_1(fa)}{\frac{M_t}{a} \left[\frac{1}{a}K_1(fa) - fK_2(fa) \right] + \rho_f \omega^2 K_1(fa)}.$$

Agora a matriz M depende também de dois novos parâmetros, M_t e a , relacionados à dureza e ao raio da ferramenta.

A porção de código de MATLAB[®] a seguir é uma função chamada de DetM2, usada para calcular o determinante da matriz em função do número de polos da fonte da ferramenta, para cada frequência angular ω . Para o dipolo, $n = 1$.

```

1 % FUNCAO DetM2
2 D = zeros(length(k),1);
3 kp = w./vp;
4 ks = w./vs;
5 kf = w./vf;
6 for ii = 1:length(k)
7     kz = k(ii);
8     p = sqrt(kz.^2 - kp.^2);
9     s = sqrt(kz.^2 - ks.^2);
10    f = sqrt(kz.^2 - kf.^2);
11
12    Knpr = bessell(n,p.*R);
13    Kn1pr = bessell(n+1,p.*R);
14    Knsr = bessell(n,s.*R);
15    Kn1sr = bessell(n+1,s.*R);
16    Infr = besseli(n,f.*R);
17    In1fr = besseli(n+1,f.*R);
18
19    if Mt~=0 & a~=0
20        Etool = (Mt/a.*(n/a.*besseli(n,f*a) + f.*besseli(n+1,f*a)) +
21                rhof.*w.*w.*besseli(n,f.*a))/
22        (Mt/a.*(n/a.*bessell(n,f*a) - f.*bessell(n+1,f*a)) +
23         rhof.*w.*w.*bessell(n,f.*a));
24        M11 = -(n./R.*Infr + f.*In1fr) - Etool.*(n/R.*bessell(n,f.*R) -
25            f.*bessell(n+1,f.*R));

```

```

23     M21 = rhof.*w.*w.*(Infr + Etool.*besselk(n,f*R));
24     else
25         M11 = -n./R.*Infr - f.*In1fr;
26         M21 = rhof.*w.*w.*Infr;
27     end
28
29     M31 = 0;
30     M41 = 0;
31
32     M12 = n.*Knpr/R - p.*Kn1pr;
33     M22 = 2.*rho.*vs.*vs.*n*(n-1)/R/R.*Knpr + rho.*(2.*kz.*kz.*vs.*vs-
34     w.*w).*Knpr + 2.*p.*rho.*vs.*vs.*Kn1pr/R;
35     M32 = 2*n.*rho.*vs.*vs./R.*(p.*Kn1pr - (n-1).*Knpr/R);
36     M42 = 2.*i.*kz.*rho.*vs.*vs.*(n.*Knpr/R - p.*Kn1pr);
37
38     M13 = n./R.*Knsr;
39     M23 = 2.*rho.*vs.*vs.*n*(n-1).*Knsr/R/R - 2.*n.*rho.*s.*vs.*vs.*Kn1sr/R;
40     M33 = -rho.*vs.*vs.*((s.*s+2*n*(n-1)/R/R).*Knsr + 2.*s.*Kn1sr/R);
41     M43 = i.*kz.*n.*rho.*vs.*vs.*Knsr/R;
42
43     M14 = i.*kz.*n.*Knsr/R - i.*kz.*s.*Kn1sr;
44     M24 = 2.*i.*kz.*rho.*vs.*vs.*(n*(n-1)/R/R + s.*s).*Knsr +
45     2.*i.*kz.*s.*rho.*vs.*vs.*Kn1sr/R;
46     M34 = 2.*i.*kz.*n.*rho.*vs.*vs.*(s.*Kn1sr/R - (n-1).*Knsr/R/R);
47     M44 = (kz.*kz + s.*s).*rho.*vs.*vs.*(s.*Kn1sr - n.*Knsr/R);
48
49     D(ii) = M11.*(M22.*(M33.*M44 - M34.*M43) + M23.*(M34.*M42 - M32.*M44) +
50     M24.*(M32.*M43 - M33.*M42)) - M12.*(M21.*(M33.*M44 - M34.*M43) +
51     M23.*(M34.*M41 - M31.*M44) + M24.*(M31.*M43 - M33.*M41)) +
52     M13.*(M21.*(M32.*M44 - M34.*M42) + M22.*(M34.*M41 - M31.*M44) +
53     M24.*(M31.*M42 - M32.*M41)) - M14.*(M21.*(M32.*M43 - M33.*M42) +
54     M22.*(M33.*M41 - M31.*M43) + M23.*(M31.*M42 - M32.*M41));
55 end

```

A tarefa de encontrar os valores de k_z e ω que satisfaçam a equação 2.14 pode ser implementada da seguinte forma:

1. Gerar $D(v_p, v_s, v_f, \rho, \rho_f, R, M_t, a)$ para um valor de ω e todos os valores de $k_z = w/v$ possíveis, conforme ilustram as Figura 2.2 e 2.3. Esta etapa é executada conforme a porção de código acima, que apresenta a função chamada de DetM2.
2. Procurar valores de k_z para os quais $D(v_p, v_s, v_f, \rho, \rho_f, R, M_t, a)$ cruza o zero,

dentro da região de interesse.

3. Refinar o valor de k_z usando o método da bisseção.
4. Repetir os passos acima para todos os valores de ω que contemplem a aquisição.

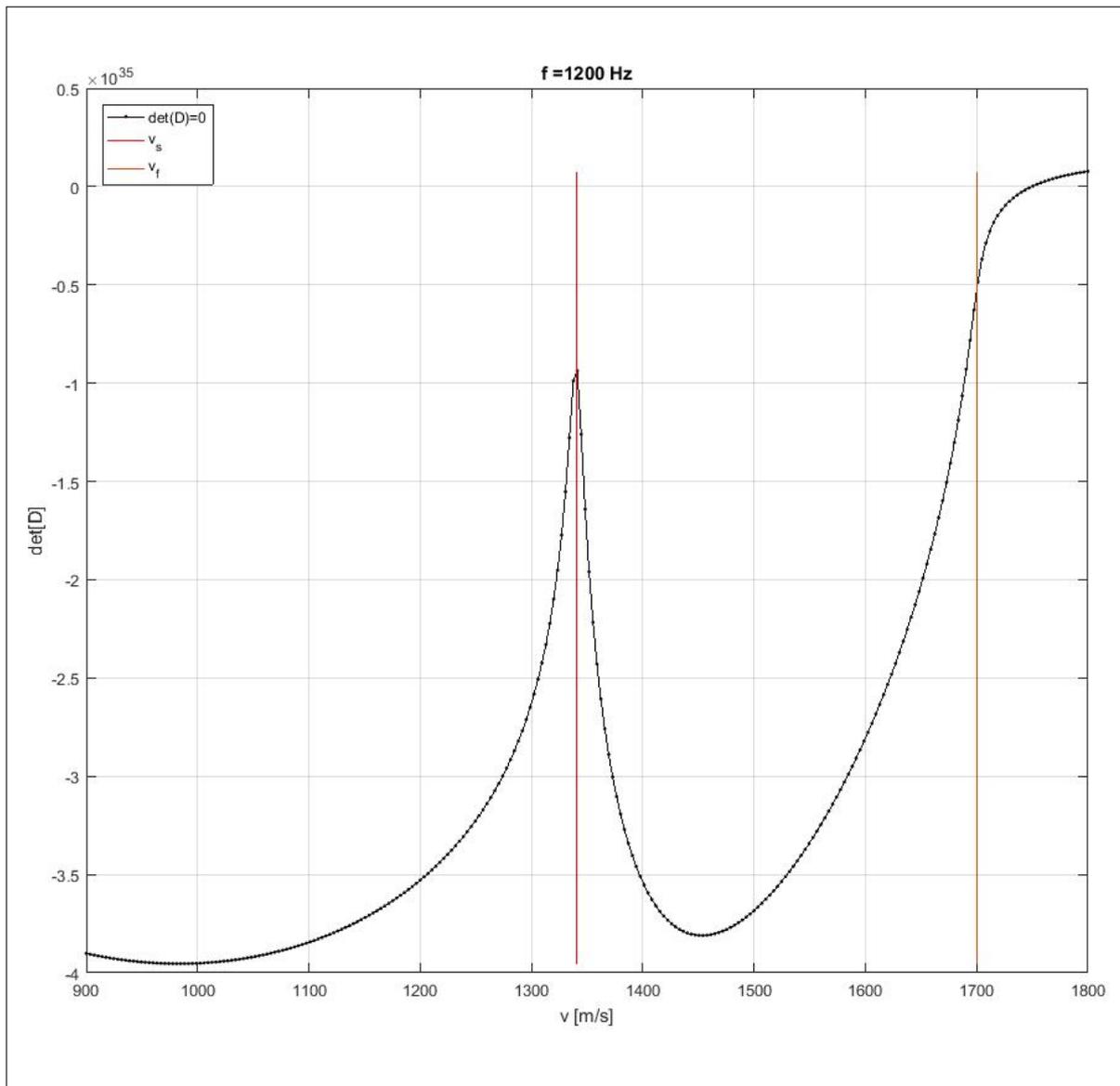


FIGURA 2.2 – Linha preta com pontos: determinante $D(v_p, v_s, v_f, rho, rho_f, R, M_t, a)$, obtido para a frequência $f = 1200$ Hz e com os parâmetros $v_p = 2800$ m/s, $v_s = 1350$ m/s, $v_f = 1700$ m/s, $rho = 2360$ kg/m³, $rho_f = 1000$ kg/m³, $R = 0.16$ m, $M_t = 100$ e $a = 0.1$. As linhas verticais marcam as velocidades v_s e v_f , da esquerda para a direita. O determinante de $D(v_p, v_s, v_f, rho, rho_f, R, M_t, a)$ cruza o zero fora da região de interesse, e por isso não foi considerado válido.

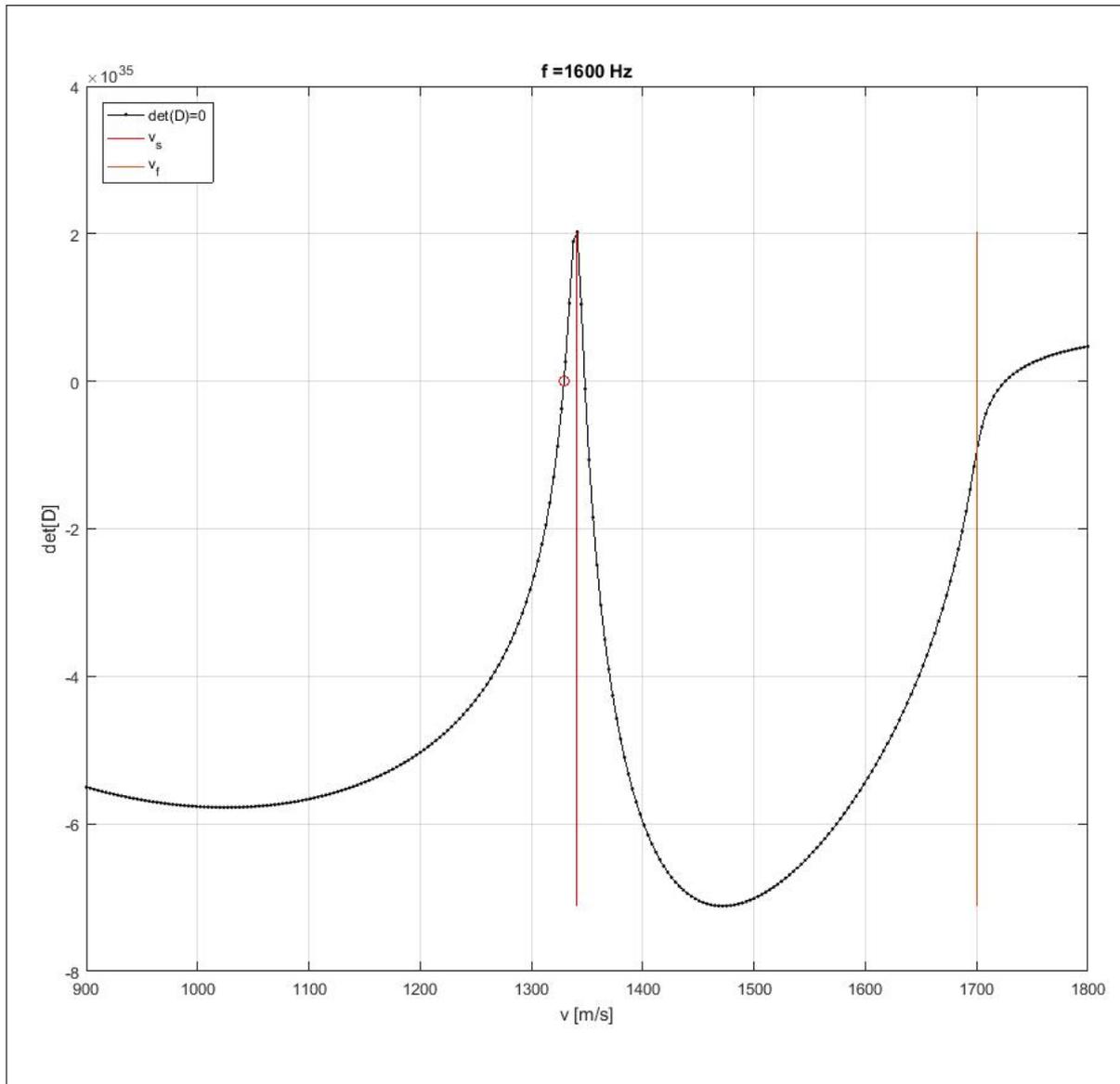


FIGURA 2.3 – Linha preta com pontos: determinante de $D(v_p, v_s, v_f, \rho, \rho_f, R, M_t, a)$, obtido para a frequência $f = 1600\text{Hz}$ e com os parâmetros $v_p = 2800\text{m/s}$, $v_s = 1350\text{m/s}$, $v_f = 1700\text{m/s}$, $\rho = 2360\text{kg/m}^3$, $\rho_f = 1000\text{kg/m}^3$, $R = 0.16\text{ m}$, $M_t = 100$ e $a = 0.1$. As linhas verticais marcam as velocidades v_s e v_f , da esquerda para a direita. O determinante de $D(v_p, v_s, v_f, \rho, \rho_f, R, M_t, a)$ cruza o zero na posição marcada com um pequeno círculo vermelho.

Os itens de 2 a 4 acima são executados conforme a porção de código abaixo, implementado em MATLAB[®].

```

1 % FUNCAO DispersionCurve_bisection PARA UMA UNICA FREQUENCIA wDC
2 if indw>3 % CONTROLE CONTINUIDADE DE UMA RAIZ
3     if (~isnan(Cdisp(indw-1)) && ~isnan(Cdisp(indw-2)) &&
4         ~isnan(Cdisp(indw-3))) % VERIFICA SE HA AO MENOS 3 PONTOS VALIDOS
5         % DA CURVA DE DISPERSAO
6             yy = [Cdisp(indw-3) Cdisp(indw-2) Cdisp(indw-1)]';
7             A = [freqDC(indw-3) freqDC(indw-2) freqDC(indw-1); 1 1 1]';

```

```

8      c = A\yy; % AJUSTE DE UMA RETA AOS PONTOS VALIDOS
9      kpre = wDC(indw)/(c(1)*freqDC(indw)+c(2)); % PREVISAO DO
10     % PROXIMO VALOR DE K.
11     end
12 end
13
14 % BISSECAO
15 for jj = length(k):-1:2
16     D1 = real(detM2(n,wDC(indw),ki,k(jj),R,rho,rhof,vp,vf,vs,Mt,a));
17     D2 = real(detM2(n,wDC(indw),ki,k(jj-1),R,rho,rhof,vp,vf,vs,Mt,a));
18     if (D1*D2<0 && wDC(indw)/k(jj)<=vs && abs(k(jj)-kpre)<=2), break,
19     end % VERIFICACAO DE ZERO-CROSSING E VALIDADE.
20 end
21 if (D1*D2>0), continue, end
22 k1 = k(jj);
23 k3 = k(jj-1);
24 for iter=1:100 % AQUI COMECA A BISSECAO
25     k2 = 0.5*(k1+k3);
26     if abs(k1-k2)<=k2*5e-6, break, end
27     D1 = real(detM2(n,wDC(indw),ki,k1,R,rho,rhof,vp,vf,vs,Mt,a));
28     D2 = real(detM2(n,wDC(indw),ki,k2,R,rho,rhof,vp,vf,vs,Mt,a)); % A
29     % FUNCAO DetM2 PRECISA SER CHAMADA INUMERAS VEZES
30     if D1*D2<0
31         k3 = k2;
32     else
33         k1 = k2;
34     end
35 end
36 kguess = k2; % kguess: solucao DE D=0 PARA ESTA FREQUENCIA.

```

A Figura 2.4 exemplifica uma curva de dispersão obtida com o modelo teórico descrito acima, para os parâmetros $v_p = 2800$ m/s, $v_s = 1350$ m/s, $v_f = 1700$ m/s, $\rho = 2360$ kg/m³, $\rho_{hof} = 1000$ kg/m³, $R = 0.16$ m, $M_t = 100$ e $a = 0.1$ (linha azul) e o resultado da análise de PBDA de dados reais, em círculos preenchidos com cores que representam a amplitude do espectro (máximo em amarelo, mínimo em azul escuro).

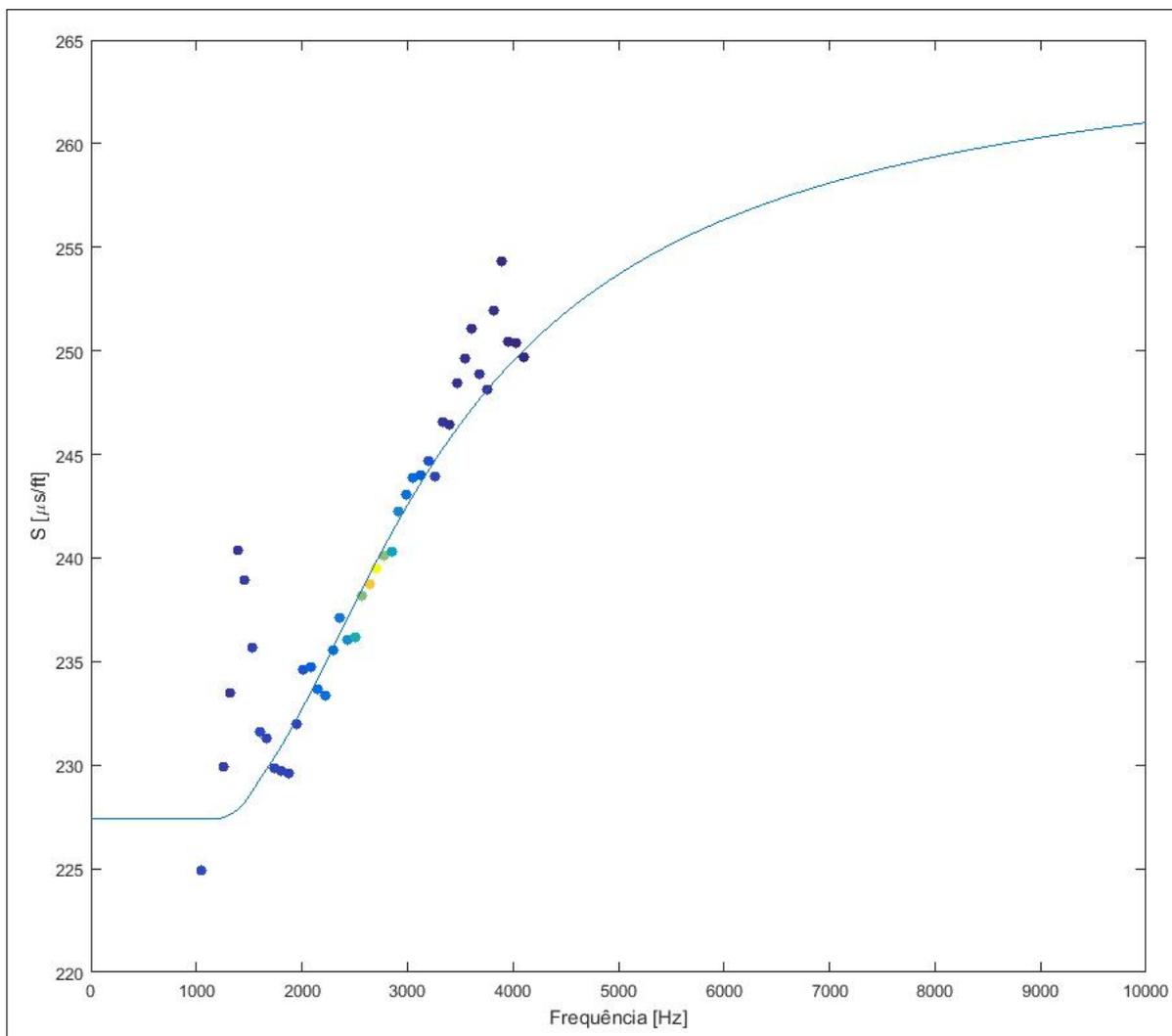


FIGURA 2.4 – Linha azul: curva de dispersão obtida com um modelo teórico, para os parâmetros $v_p = 2800$ m/s, $v_s = 1350$ m/s, $v_f = 1700$ m/s, $\rho = 2360$ kg/m³, $\rho_f = 1000$ kg/m³, $R = 0.16$ m, $M_t = 100$ e $a = 0.1$. Os pontos representam o resultado da análise de PBDA, em cores que refletem a amplitude do espectro (máximo em amarelo e mínimo em azul escuro).

Esta etapa do processamento exige o conhecimento dos parâmetros da ferramenta, M_t e a . Eles podem ser assumidos como constantes em toda aquisição do perfil sônico, e obtidos com a calibração da curva de dispersão teórica perante a dispersão obtida pela análise de PBDA, em regiões onde o valor de v_s é previamente conhecido por outra ferramenta, como as aquisições de monopolo em formações rápidas. Outra forma de executar a calibração é supor um valor de v_s na região de baixa frequência, desde que a análise de PBDA ou de WSS registre informações de alta SNR nesta região, como exemplifica a Figura 2.4. Neste caso, o valor de $v_s = 1350$ m/s foi um palpite baseado na análise de PBDA.

3 Resultados

O método DSTC foi aplicado em dados reais provenientes de 4 poços, com formas de onda adquiridas a cada 0.1524 metro. O processamento envolve uma etapa de criação de 50 curvas de dispersão para cada profundidade, com todos os parâmetros da equação 2.14 fixos, à exceção de v_s , que assume valores que respeitam a seguinte condição:

$$\sqrt{2} \leq \frac{v_p}{v_s} \leq 3 \quad (3.1)$$

Esta condição existe porque as rochas do entorno do poço de petróleo devem ter coeficiente de Poisson (equação 3.2) entre os valores 0 e 0.5.

$$\nu = \frac{\frac{1}{2} \frac{v_p}{v_s} - 1}{\frac{v_p}{v_s} - 1} \quad (3.2)$$

Este coeficiente reflete a quantidade de tensão longitudinal transformada em deformações transversais. Razões $v_p/v_s \geq 3$ resultam em valores de coeficiente e Poisson bastante altos, de ocorrência baixíssima ou nula em rochas como as investigadas pelas ferramentas de perfilagem.

Os demais parâmetros são calibrados (M_t e a) ou lidos de outros perfis (v_p, v_f, ρ, ρ_f e R). Entre estes, espera-se que apenas três sejam variáveis com a profundidade: v_p , ρ e R , que pode ser constante no intervalo inteiro de aquisição, desde que não aconteçam fenômenos de arrombamento ou outras anomalias da perfuração do poço. O primeiro passo do processamento é obter estas informações.

Espera-se, contudo, que se repitam diversos valores destas variáveis, e que eventualmente v_p , ρ e R se repitam em conjunto. Com isso, as curvas de dispersão de profundidades diferentes, mas com este mesmo conjunto de variáveis, são também similares e não precisam ser calculadas diversas vezes. Esta observação pode reduzir o tempo de processamento significativamente, o que caracteriza o passo seguinte do processamento: identificar os conjuntos únicos de v_p , ρ e R em todo o poço, e com eles calcular as curvas de dispersão para os valores de v_s em 3.1. O resultado é um banco de dados a ser

acessado pelo algoritmo do DSTC a cada profundidade. Os resultados e as análises são apresentados a seguir, separados por poço.

3.1 Poço A

O poço A teve cerca de 50 metros processados, em uma região de rochas majoritariamente rápidas ($v_s \geq v_f$). Isso significa que o perfil sônico obtido com fonte de monopolo foi capaz de registrar a onda cisalhante da formação. O perfil da onda cisalhante de monopolo serviu de referência para os resultados do processamento com o método DSTC, que são apresentados na Figura 3.1. Nesta figura são apresentados seis trilhas, contendo os seguintes perfis:

1. Perfil de Raios Gamma (GR), em verde, que destaca a presença de folhelhos (valores mais altos); perfil de CALIPER, em cinza, que mede o diâmetro do poço em polegadas e destaca fenômenos de arrombamento e outras anomalias da perfuração do poço.
2. Perfis de razão v_p/v_s : em cinza, obtido por métodos de terceiros; em preto, obtido com os resultados de terceiros para v_p e com os resultados deste trabalho, para v_s .
3. Perfil de densidade em amarelo. Este perfil reflete com boa precisão e resolução a densidade das rochas amostradas.
4. Perfil Sônico da onda compressional, em azul. Este perfil tem resolução vertical menor que o perfil de densidade, e é obtido com a fonte de monopolo.
5. Perfis Sônicos da onda cisalhante: em cinza e em branco, obtidos por métodos de terceiros; em verde, obtido pelo método DSTC com dados obtidos com fonte de dipolo. Esta trilha também apresenta o mapa de coerência colapsado para cada profundidade investigada, com máximos de similaridade entre as formas de onda em vermelho escuro, e mínimos em azul escuro. É sobre os máximos deste mapa que o algoritmo traça o perfil sônico (curva verde), e sobre ele que os petrofísicos ou geofísicos responsáveis pelo processamento fazem o controle de qualidade e o pós-processamento.
6. Perfil de diferenças percentuais entre o processamento deste trabalho e o de referência.

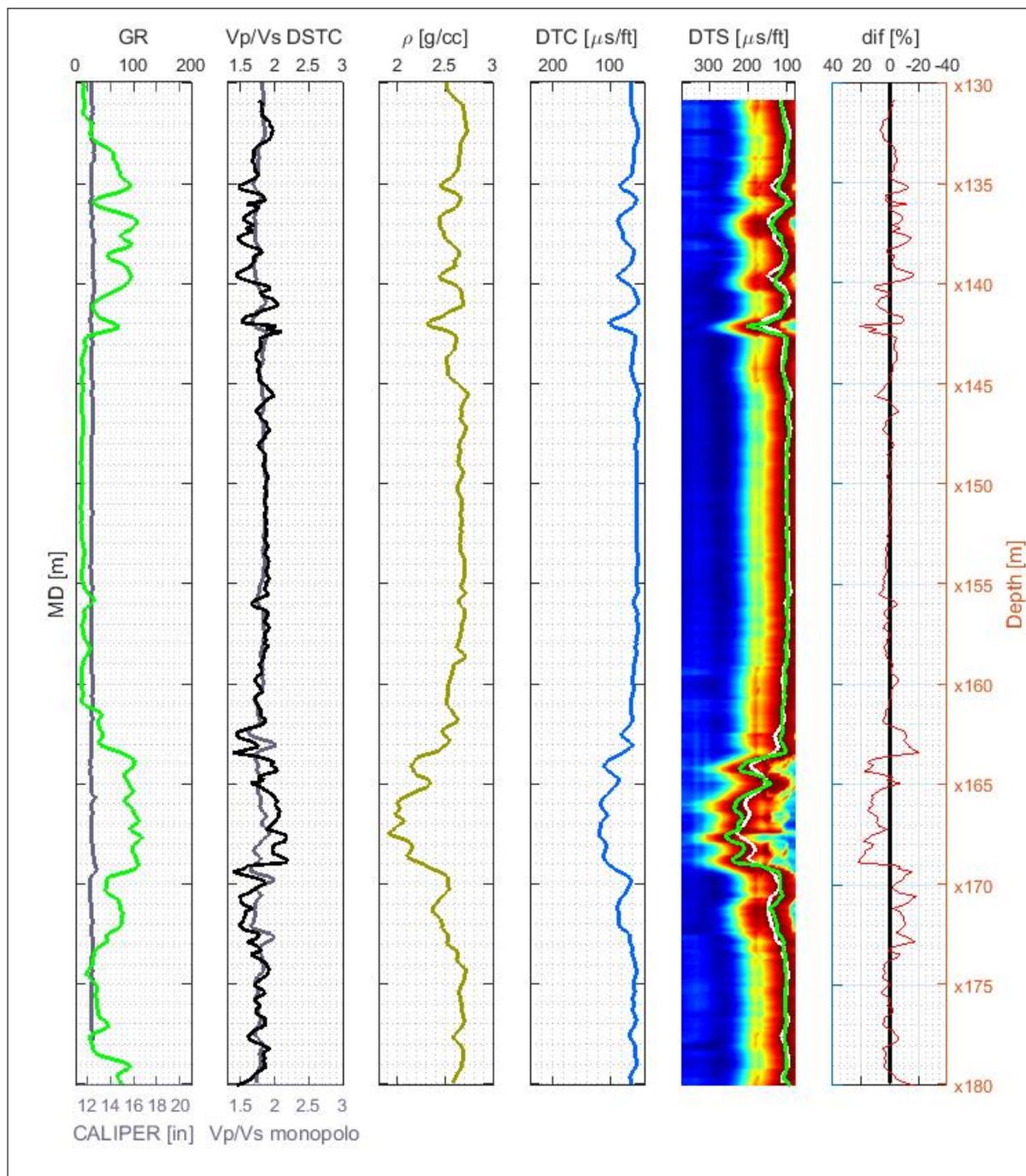


FIGURA 3.1 – Resultados do processamento pelo método DSTC realizado com 5 receptores. Da esquerda para direita: perfil de raios gama (GR), em verde, e perfil de caliper, em cinza; perfil de razão v_p/v_s dos dados de monopolo, em cinza, e do processamento de DSTC, em preto; perfil de densidade, em amarelo; perfil de vagarosidade compressional (DTC), em azul; a trilha da direita (DTS) contém o mapa de coerências colapsado para cada profundidade, obtido pelo método DSTC, com cores indo do azul ao vermelho, representando baixa e alta similaridade entre as formas de onda, respectivamente. As curvas branca e cinza representam processamentos feitos usando um software comercial. A curva verde representa os máximos de coerência obtidos automaticamente no mapa de coerências do método DSTC. A largura da banda vermelha de alta coerência depende do número de receptores utilizados no processamento.

A Figura 3.2 apresenta o resultado do processamento pelo método DSTC realizado com 10 receptores, com o mesmo esquema de trilhas da Figura 3.1. A banda vermelha de

alta coerência, na trilha 5, é mais estreita, sugerindo maior precisão na determinação da vagarosidade. Contudo, a resolução vertical é menor, e algumas variações observadas nos perfis processados usando softwares de terceiros não são completamente percebidas, como aquelas na profundidade de 135 metros, que podem ser interpretadas como intercalações de rochas de menor e maior densidade. Também é notória a diferença no perfil de v_p/v_s , com valores tendendo ao limite físico aceitável para meios elásticos, situação não observada no processamento utilizando 5 receptores.

Para embasar uma comparação com o método STC, a Figura 3.3 apresenta os mesmos perfis, com o processamento da vagarosidade cisalhante feito pelo método STC com 5 receptores, sabidamente insuficiente para as ondas dispersivas da fonte de dipolo. É evidente a imprecisão do STC: o perfil produzido por ele superestima a vagarosidade na maioria das profundidades.

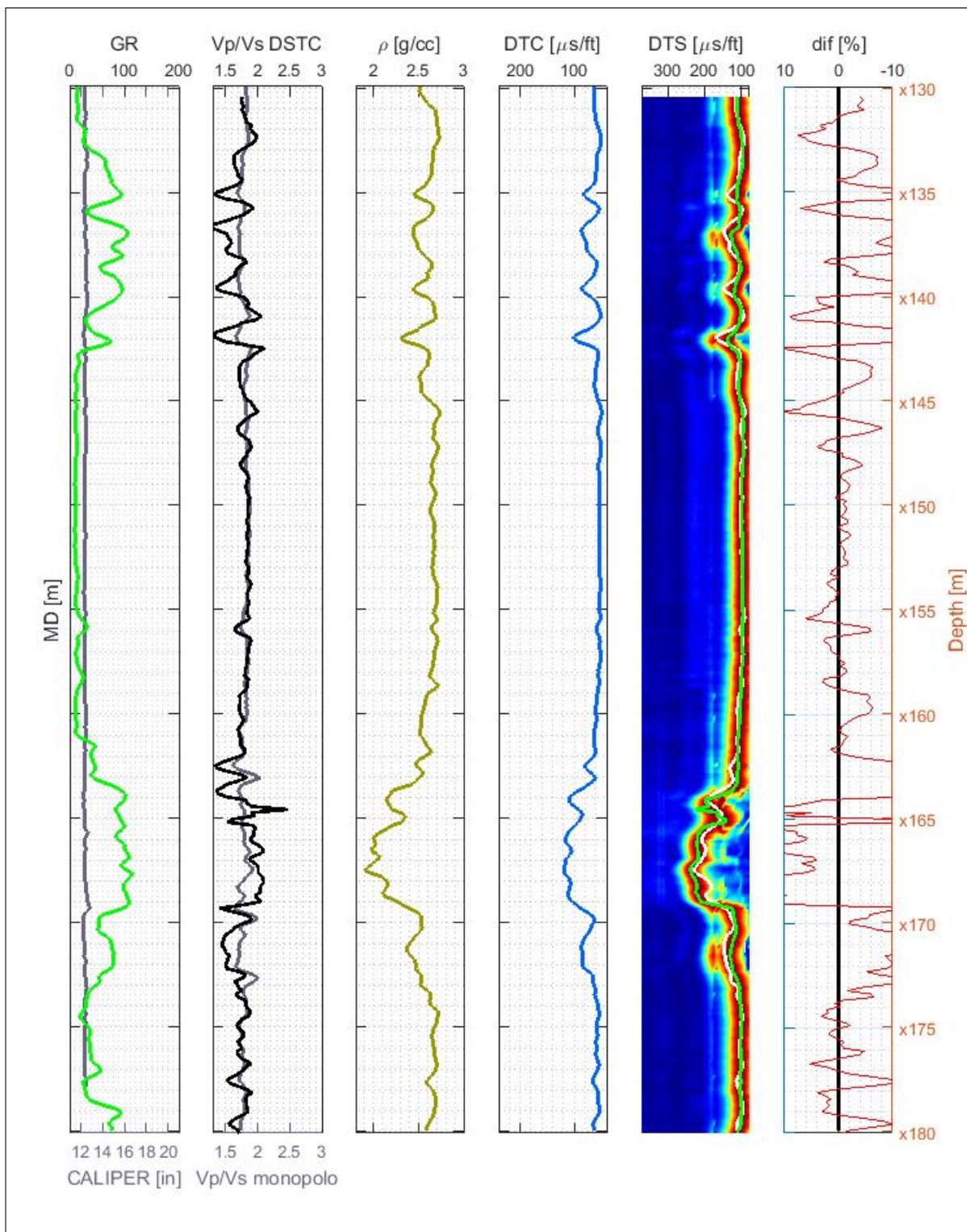


FIGURA 3.2 – Resultados do processamento pelo método DSTC realizado com 10 receptores. Da esquerda para direita: perfil de raios gama (GR), em verde, e perfil de caliper, em cinza; perfil de razão v_p/v_s dos dados de monopolo, em cinza, e do processamento de DSTC, em preto; perfil de densidade, em amarelo; perfil de vagarosidade compressional (DTC), em azul; a trilha da direita (DTS) contém o mapa de coerências colapsado para cada profundidade, obtido pelo método DSTC, com cores indo do azul ao vermelho, representando baixa e alta similaridade entre as formas de onda, respectivamente. As curvas branca e cinza representam processamentos feitos usando um software comercial. A curva verde representa os máximos de coerência obtidos automaticamente no mapa de coerências do método DSTC. A largura da banda vermelha de alta coerência depende do número de receptores utilizado no processamento, e é consideravelmente menor nesta configuração. A resolução vertical, contudo, é menor.

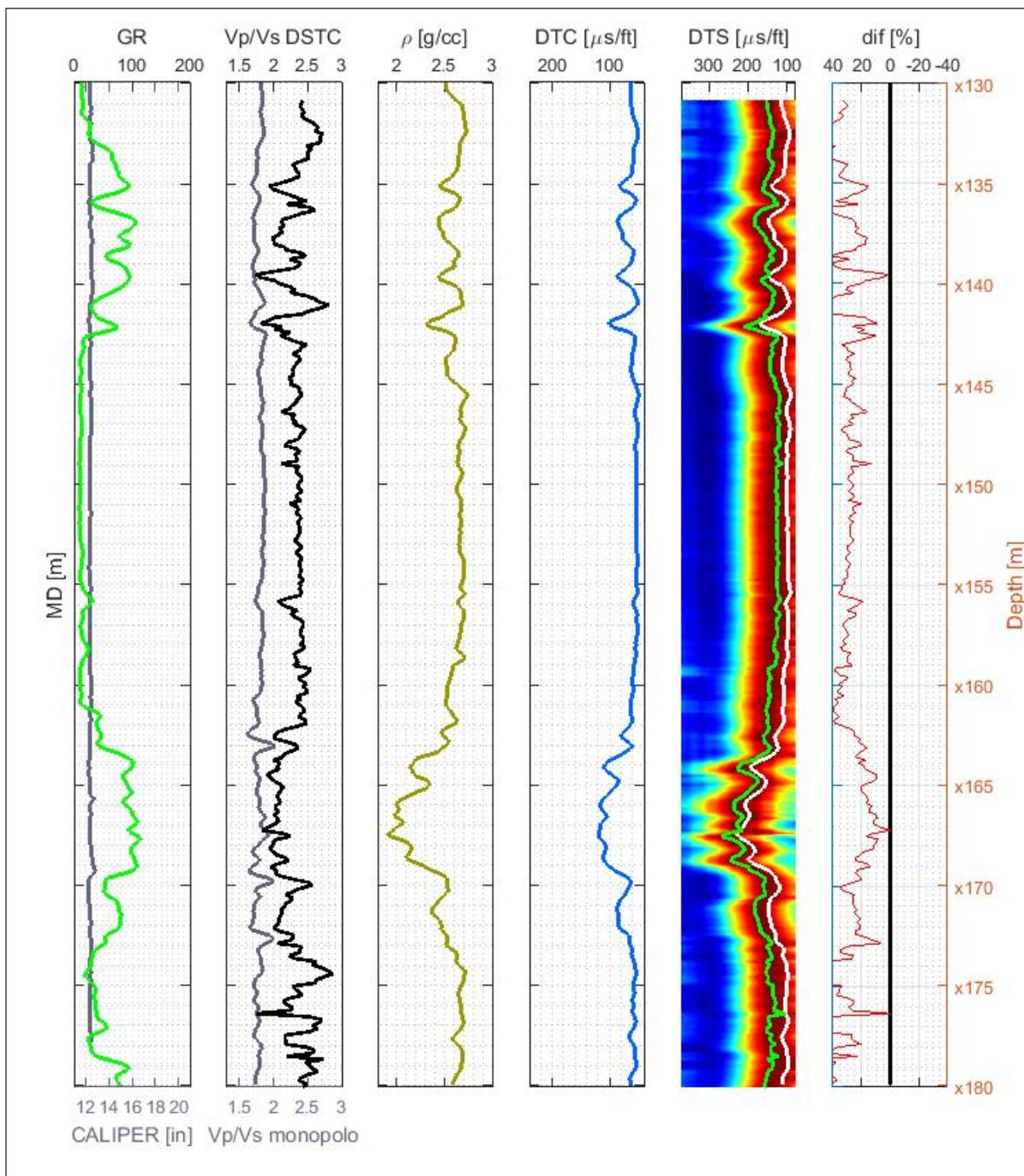


FIGURA 3.3 – Resultados do processamento pelo método DSTC realizado com 5 receptores. Da esquerda para direita: perfil de raios gama (GR), em verde, e perfil de caliper, em cinza; perfil de razão v_p/v_s dos dados de monopolo, em cinza, e do processamento de STC, em preto; perfil de densidade, em amarelo; perfil de vagarosidade compressional (DTC), em azul; a trilha da direita (DTS) contém o mapa de coerências colapsado para cada profundidade, obtido pelo método STC, com cores indo do azul ao vermelho, representando baixa e alta similaridade entre as formas de onda, respectivamente. As curvas branca e cinza representam processamentos feitos usando um software comercial. A curva verde representa o máximos de coerência obtidos automaticamente no mapa de coerências do método STC. Este método não se mostra adequado para as ondas dispersivas de dipolo, com máximos de coerência deslocados para um valor de vagarosidade maior. Este resultado confirma as afirmações feitas na seção 1.3.

3.2 Poço B

O poço B teve cerca de 100 metros processados, em uma região de rochas majoritariamente lentas ($v_s \leq v_f$). Em formações lentas, a fonte de monopolo não é capaz de excitar *headwaves* da propagação da onda cisalhante na formação. Nestes casos, é preciso utilizar as ondas da fonte de dipolo. A Figura 3.4 apresenta o esquema de seis trilhas do poço A.

Na porção superior, na profundidade de cerca de x530 a x565 metros, a formação é muito lenta, com espectros de amplitude das formas de onda de muita alta energia nas baixíssimas frequências. Este tipo de rocha pode introduzir efeitos de absorção e atenuação não contemplados no modelo teórico que resulta nas curvas de dispersão, de modo que elas não sejam capazes de corrigir completamente a posição e o formato das formas de onda. Entretanto, conforme mostram a quinta e a sexta trilha da figura 3.4, o processamento pelo DSTC teve um resultado bastante satisfatório.

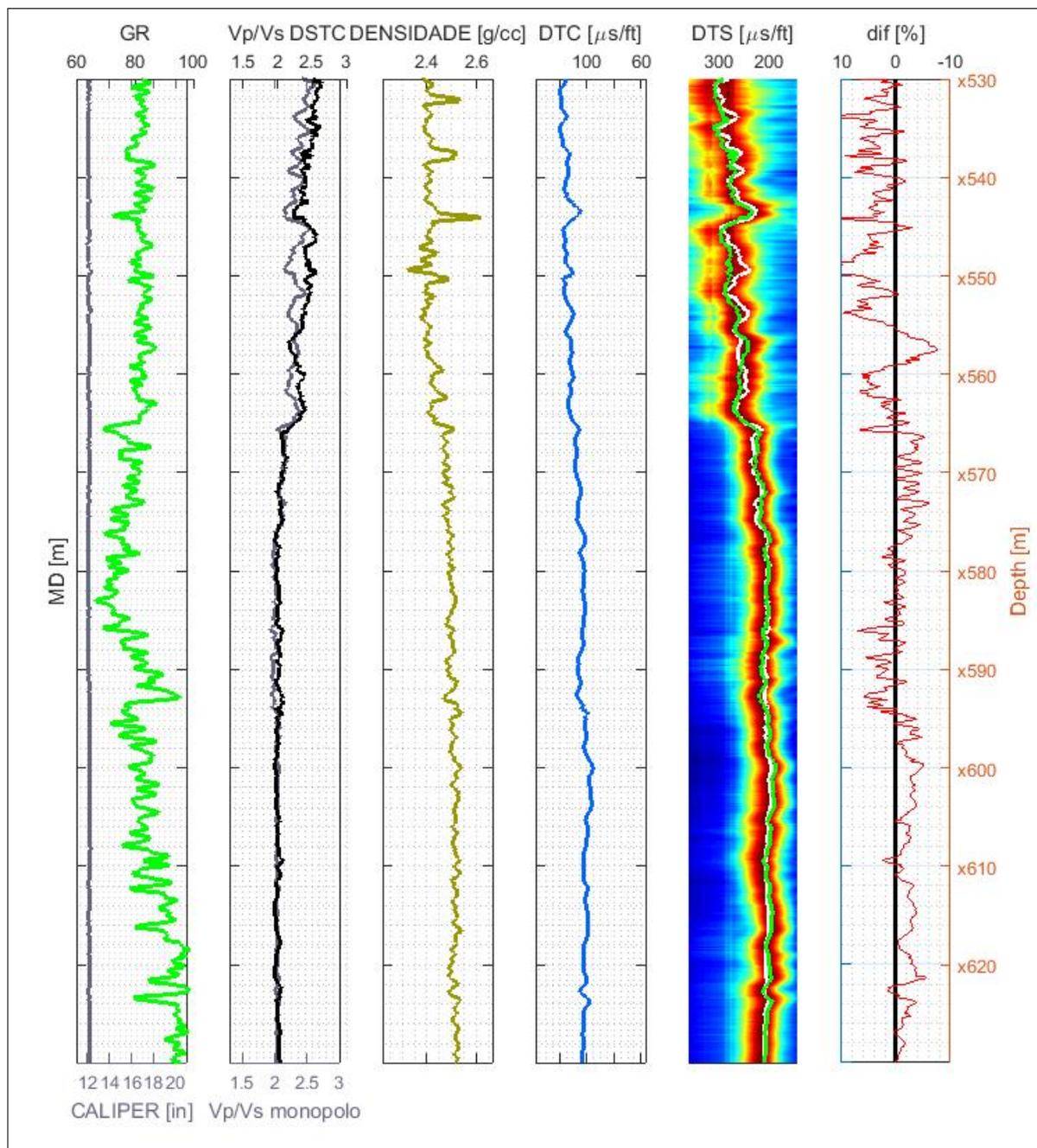


FIGURA 3.4 – Resultados do processamento pelo método DSTC realizado com 13 receptores. Da esquerda para direita: perfil de raios gama (GR), em verde, e perfil de caliper, em cinza; perfil de razão v_p/v_s dos dados de monopolo, em cinza, e do processamento de DSTC, em preto; perfil de densidade, em amarelo; perfil de vagarosidade compressional (DTC), em azul; a trilha da direita (DTS) contém o mapa de coerências colapsado para cada profundidade, obtido pelo método DSTC, com cores indo do azul ao vermelho, representando baixa e alta similaridade entre as formas de onda, respectivamente. As curvas branca e cinza representam processamentos feitos usando um software comercial. A curva verde representa os máximos de coerência obtidos automaticamente no mapa de coerências do método DSTC. A sexta trilha, mais à direita, mostra a diferença percentual entre os processamentos do método DSTC e de referência.

O método deste trabalho apresenta resultados confiáveis, como pode ser observado na pequena porção logo abaixo de x620 metros, recortada da Figura 3.4 e apresentada em

destaque na Figura 3.5. A curva de DTS processada acompanha muito bem uma variação observada nos perfis de DTC e DENSIDADE.

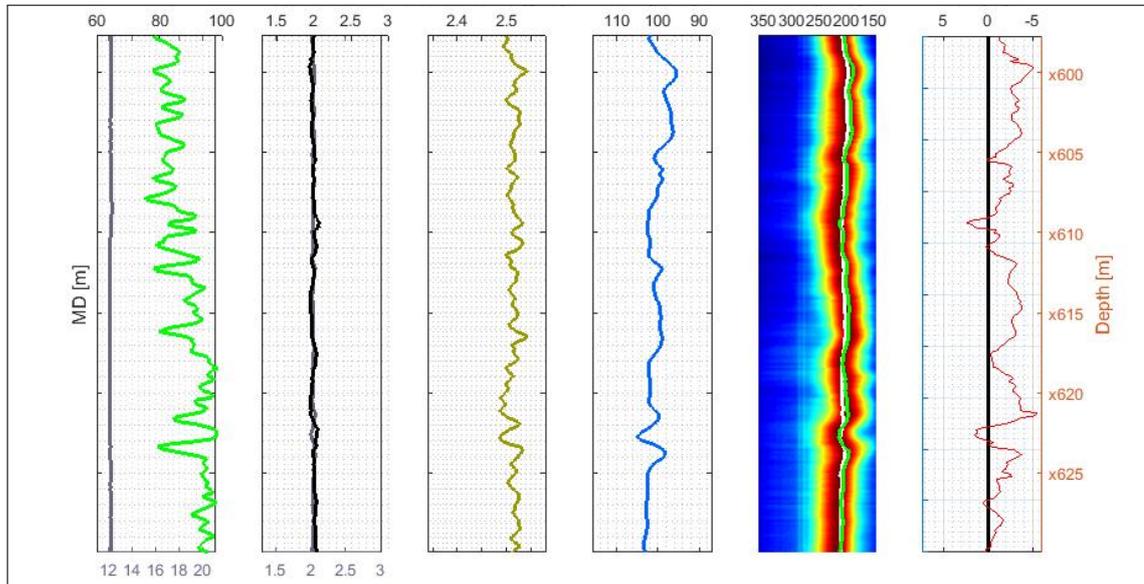


FIGURA 3.5 – Recorte da figura 3.4, mostrando uma pequena porção do poço onde a curva DTS processada com o método DSTC acompanha muito bem as variações observadas nos perfis DTC e DENSIDADE.

A Figura 3.6 apresenta os mesmos perfis, mas com o processamento da vagarosidade cisalhante feito pelo método STC com 13 receptores. Muito embora as diferenças sejam majoritariamente inferiores a 10% tanto no processamento feito pelo DSTC (Figura 3.4) quanto no processamento feito pelo STC (Figura 3.6), a tendência de superestimar as vagarosidades STC (KIMBALL, 1998) enfatiza a dificuldade deste método em entregar resultados com boa acurácia. Conforme afirmado na seção 1.3, o método STC provavelmente encontrará maiores similaridades entre formas de onda de dipolo na região do espectro onde há maior energia, com vagarosidades mais altas.

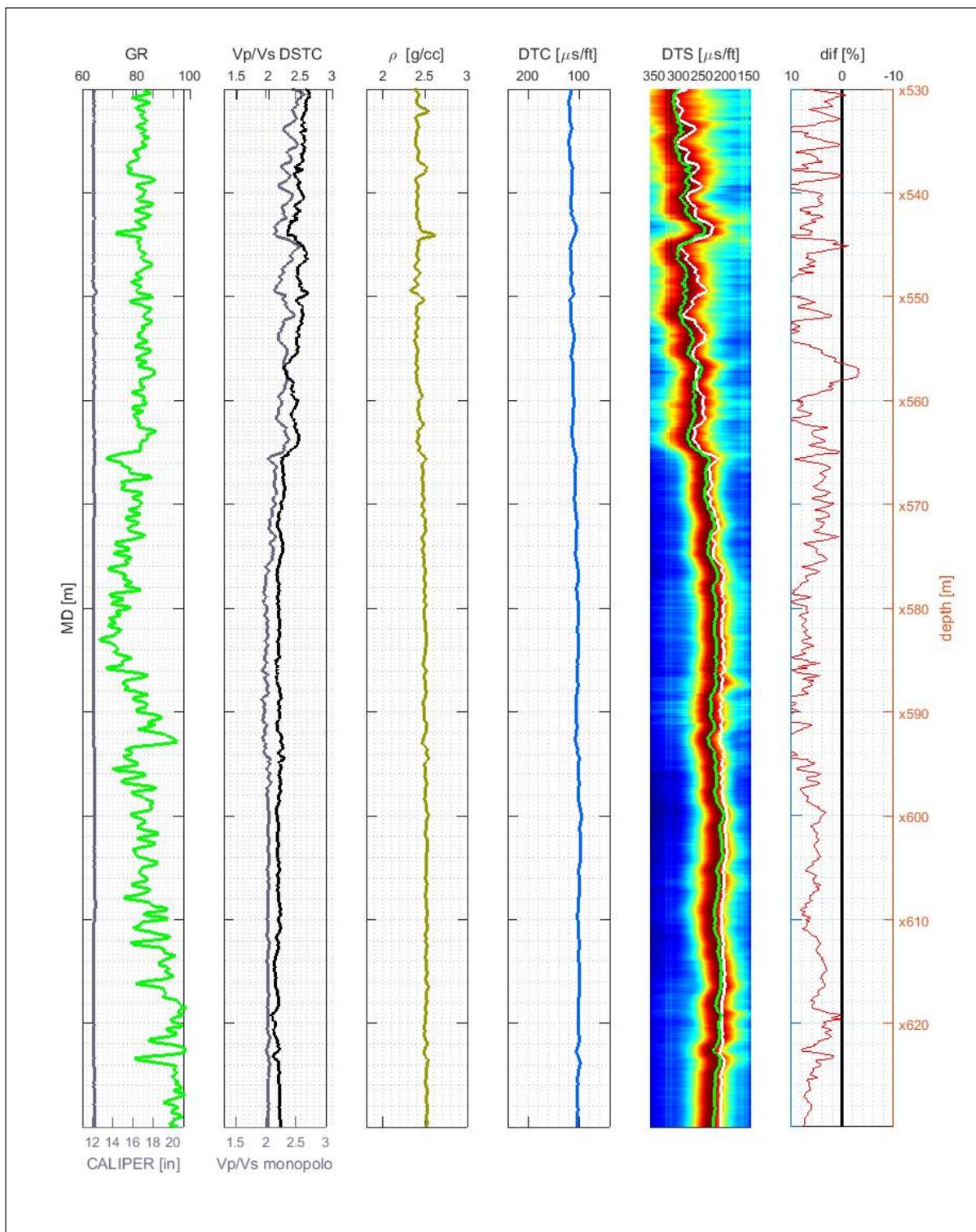


FIGURA 3.6 – Resultados do processamento pelo método STC realizado com 13 receptores. Da esquerda para direita: perfil de raios gama (GR), em verde, e perfil de caliper, em cinza; perfil de razão v_p/v_s dos dados de monopolo, em cinza, e do processamento de STC, em preto; perfil de densidade, em amarelo; perfil de vagarosidade compressional (DTC), em azul; a trilha da direita (DTS) contém o mapa de coerências colapsado para cada profundidade, obtido pelo método STC, com cores indo do azul ao vermelho, representando baixa e alta similaridade entre as formas de onda, respectivamente. As curvas branca e cinza representam processamentos feitos usando um software comercial. A curva verde representa os máximos de coerência obtidos automaticamente no mapa de coerências do método STC. Este método não se mostra adequado para as ondas dispersivas de dipolo, com máximos de coerência deslocados para um valor de vagarosidade maior. Este resultado confirma as afirmações feitas na seção 1.3.

3.3 Poço C

O poço C teve cerca de 100 metros processados, em uma região de rochas lentas ($v_s \leq v_f$), como no poço B. A Figura 3.7 apresenta o esquema de seis trilhas do poço B. Este poço, contudo, apresenta uma anomalia no perfil de CALIPER, percebida nas profundidades de cerca de x115 a x155 metros, na primeira trilha. Nestas condições, não é possível assegurar que o modelo seja adequado para gerar as curvas de dispersão. O resultado do processamento nestas profundidades é ligeiramente diferente daquele que baliza estas avaliações, obtido por softwares de terceiros. Estes softwares, contudo, processaram formas de onda sujeitas às mesmas anomalias do CALIPER. Casos como este exigem mais cuidado dos petrofísicos e geofísicos de caracterização de litologias, amarração sísmica-poço, geração de atributos sísmicos e etc.

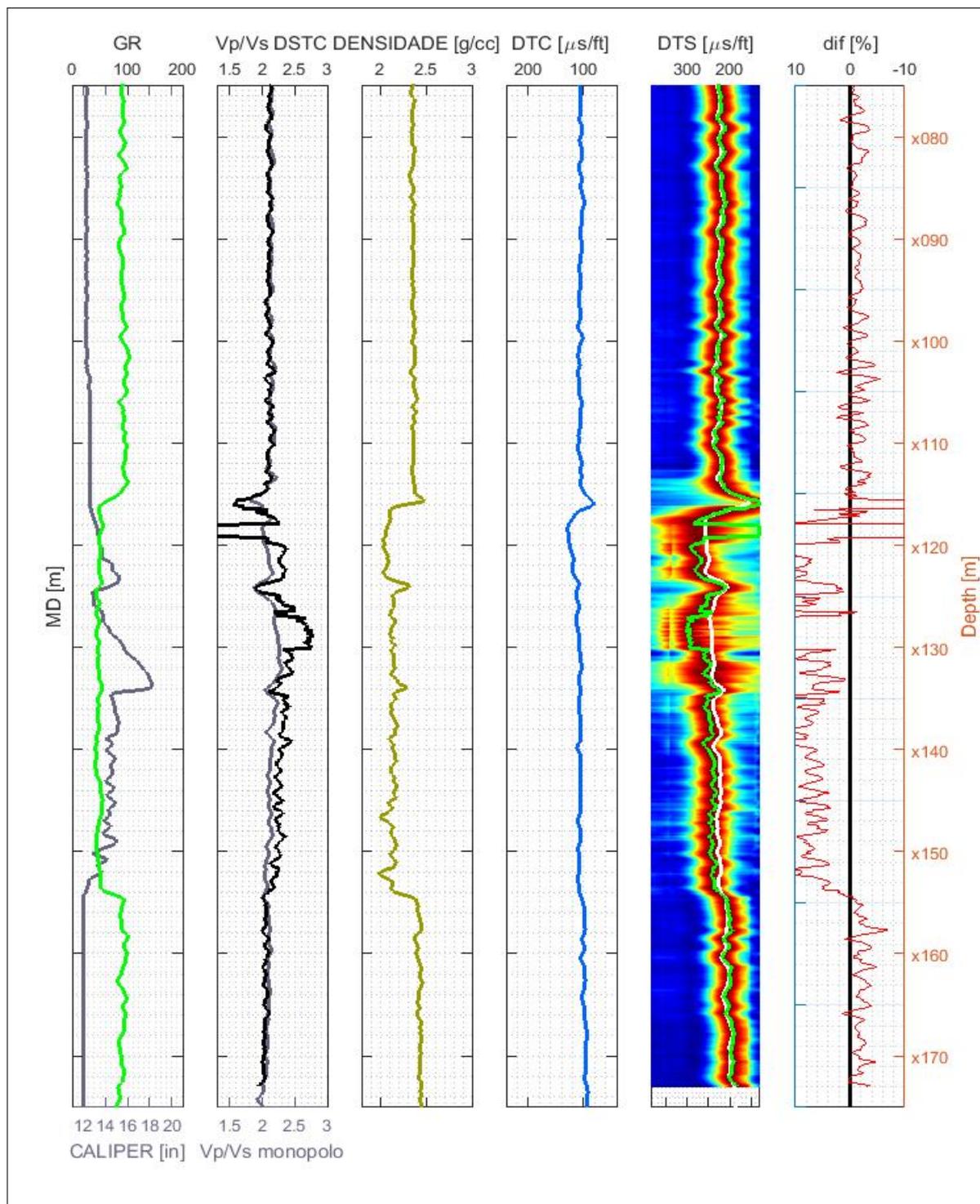


FIGURA 3.7 – Resultados do processamento pelo método DSTC realizado com 8 receptores. Da esquerda para direita: perfil de raios gama (GR), em verde, e perfil de caliper, em cinza; perfil de razão v_p/v_s dos dados de monopolo, em cinza, e do processamento de DSTC, em preto; perfil de densidade, em amarelo; perfil de vagarosidade compressional (DTC), em azul; a trilha da direita (DTS) contém o mapa de coerências colapsado para cada profundidade, obtido pelo método DSTC, com cores indo do azul ao vermelho, representando baixa e alta similaridade entre as formas de onda, respectivamente. As curvas branca e cinza representam processamentos feitos usando um software comercial. A curva verde representa os máximos de coerência obtidos automaticamente no mapa de coerências do método DSTC. A sexta trilha, mais à direita, mostra a diferença percentual entre os processamentos do método DSTC e do software de terceiros. Este poço apresenta diâmetro irregular nas profundidades de cerca de x115 a x155 metros, que pode afetar sensivelmente a propagação das ondas dentro do poço e na interface.

A curva DTS processada com o método DSTC, em contraste à curva processada por softwares de terceiros, está mais variável com a profundidade, indicando maior resolução vertical. A curva de DENSIDADE corrobora esta afirmação. Ademais, as principais regiões destacadas pelo perfil DENSIDADE, como aquela compreendida entre as profundidades x115 e x125 metros, são bem observadas nas duas curvas de DTS.

3.4 Poço D

O poço D teve cerca de 100 metros processados, em uma região de rochas lentas e muito lentas ($v_s \leq v_f$), formada por folhelhos de baixa impedância e com alguma presença de argilas e carbonatos. A Figura 3.8 apresenta os resultados usando o mesmo esquema de seis trilhas dos poços B e C. O perfil sônico processado pelo método DSTC é bastante próximo ao resultado entregue pela empresa terceirizada que perfilou o poço (linha branca na trilha 5). Algumas pequenas diferenças são observadas em regiões de artefatos de processamento, que podem ser corrigidas na etapa de pós-processamento (*e.g.* em torno de x424 metros), e em porções de rocha cujos perfis de DENSIDADE e GR também apresentaram evidentes variações. Nestes casos, a decisão sobre quais valores de v_s , entre os obtidos pelo método DSTC e os entregues pela empresa terceirizada, pode ser de responsabilidade do intérprete dos perfis.

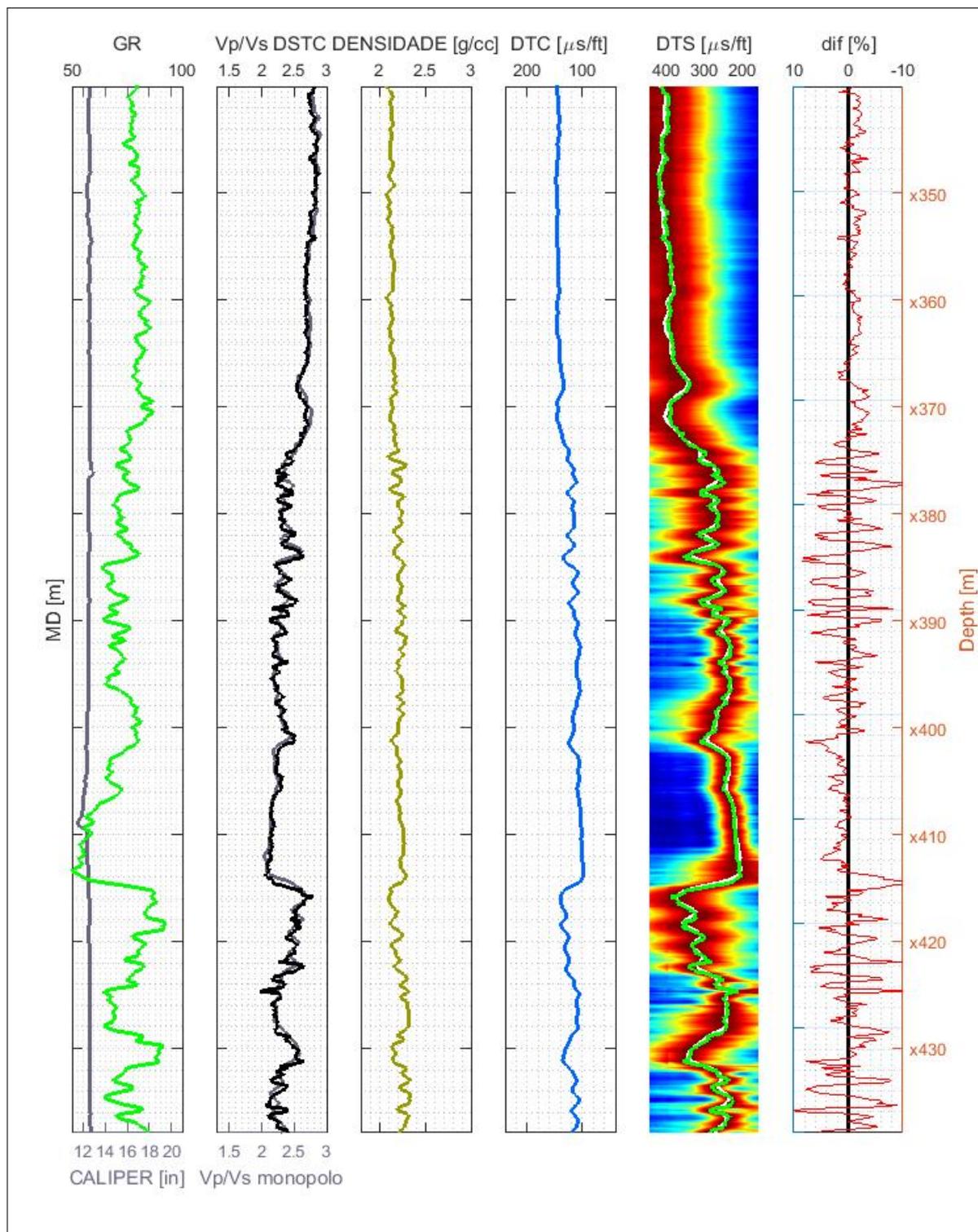


FIGURA 3.8 – Resultados do processamento do perfil sônico do poço D pelo método DSTC realizado com 8 receptores. Da esquerda para direita: perfil de raios gama (GR), em verde, e perfil de caliper, em cinza; perfil de razão v_p/v_s dos dados de monopolo, em cinza, e do processamento de DSTC, em preto; perfil de densidade, em amarelo; perfil de vagarosidade compressional (DTC), em azul; a trilha da direita (DTS) contém o mapa de coerências colapsado para cada profundidade, obtido pelo método DSTC, com cores indo do azul ao vermelho, representando baixa e alta similaridade entre as formas de onda, respectivamente. As curvas branca e cinza representam processamentos feitos por uma empresa terceirizada. A curva verde representa os máximos de coerência obtidos automaticamente no mapa de coerências do método DSTC. A sexta trilha, mais à direita, mostra a diferença percentual entre os processamentos do método DSTC e do software de terceiros.

4 Conclusão

O perfil sônico é parte importante do conjunto de informações usadas pelo intérprete, que caracteriza as rochas do entorno do poço, ou pelo geofísico, que trabalha com a sísmica e com os seus atributos derivados. É de fundamental importância, portanto, que o perfil sônico apresente valores corretos de vagarosidade. O desenvolvimento de um método para processar as formas de onda adquiridas pela ferramenta de perfilagem e assim obter as vagarosidades cisalhantes precisa levar em conta a acurácia dos valores obtidos. A avaliação, não obstante, da acurácia dos valores de vagarosidade obtidos é relativa à confiança depositada nos perfis de referência. Estes perfis foram obtidos com métodos, formulações matemáticas e algoritmos provavelmente distintos daqueles utilizados neste trabalho, mas já consolidados no mercado, implementados em softwares comerciais e empregados em contratos de serviços.

Este trabalho apresentou um algoritmo capaz de processar as formas de ondas adquiridas pela ferramenta de perfilagem. Os valores de vagarosidade cisalhante obtidos têm excelente acurácia, e são entregues em conjunto com o perfil das coerências geradas pelo método DSTC, para cada profundidade. O perfil de coerências dá ao especialista em processamento a oportunidade de modificar os resultados, conforme a sua percepção e experiência, tal como ocorre com os softwares de terceiros e, em especial, tal como ocorre no processamento da onda de monopolo já desenvolvido e implementado pela Petrobras no seu software *in house*. Este pós-processamento compartilhado entre os processamentos de registros de monopolo e dipolo incentiva a integração dos métodos em uma ferramenta unificada, de maior eficiência e facilidade de uso quando comparada à opção de métodos completamente separados.

O desenvolvimento do algoritmo proporcionou etapas de imersão na literatura e na teoria de propagação de ondas, onde foram propostas discussões e aprendidas técnicas em nível de pós-graduação e especialização, muito acima do que é apresentado nos cursos de graduação. Também proporcionou o estudo de técnicas de processamento de sinais, especialmente o emprego da transformada de Fourier, além do estudo de métodos numéricos aplicados à solução de problemas científicos, como ajustes lineares e não-lineares, modelagens e cálculos de similaridade. As etapas de controle de qualidade, por outro lado, incentivaram o estudo das respostas de diferentes litologias em diferentes perfis, como o

de raios gamma e o de densidade, além das respostas de meios elásticos à propagação de ondas, campo teórico específico deste trabalho.

Conclui-se, por fim, que entrega o que propõe: um algoritmo de processamento de ondas acústicas dispersivas. Mais do que isso, no entanto, ele dá início ao desenvolvimento de ferramentas de análise de propagação de ondas em poços de petróleo, oferecendo subsídio para a solução de outros problemas já mapeados e abordados pela indústria, como a perfilagem em meios laminados, em meios com anisotropia de tensões ou em poços já completados, ou perfilagens durante a perfuração. Também oferece subsídio para investigar a dependência dos sinais registrados com a profundidade de investigação, o imageamento acústico e a obtenção da mobilidade dos fluidos contidos nos poros das rochas do entorno do poço.

Referências

- ASSOUS, S.; ELKINGTON, P.; LINNETT, L. Phase-based dispersion analysis for acoustic array borehole logging data. **The Journal of the Acoustical Society of America**, v. 135, n. 4, p. 1919–1928, abr. 2014. ISSN 0001-4966. Disponível em: <<http://asa.scitation.org/doi/10.1121/1.4868396>>.
- BRIE, A. **Sonic Measurements**. [S.l.: s.n.], 2001. ISBN 999-9-99-99999-9.
- HUANG, X.; YIN, H. A data-driven approach to extract shear and compressional slowness from dispersive waveform data. In: **SEG Technical Program Expanded Abstracts 2005**. Society of Exploration Geophysicists, 2005. p. 384–387. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.2144349>>.
- KIMBALL, C. V. Shear slowness measurement by dispersive processing of the borehole flexural mode. **GEOPHYSICS**, v. 63, n. 2, p. 337–344, mar. 1998. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1444333>>.
- KIMBALL, C. V.; MARZETTA, T. L. Semblance processing of borehole acoustic array data. **GEOPHYSICS**, v. 49, n. 3, p. 274–281, mar. 1984. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1441659>>.
- LEE, S.-Q.; TANG, X.-M.; SU, Y.-D.; ZHUANG, C.-X. Dispersion correction of borehole dipole shear data to enhance reservoir-fluid characterization. In: **SEG Technical Program Expanded Abstracts 2016**. Dallas, Texas: Society of Exploration Geophysicists, 2016. p. 779–783. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/segam2016-13818238.1>>.
- LEE, S.-Q.; TANG, X.-M.; SU, Y.-d.; ZHUANG, C.-X. Model-based dispersive processing of borehole dipole wave data using an equivalent-tool theory. **GEOPHYSICS**, v. 81, n. 1, p. D35–D43, jan. 2016. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/geo2015-0210.1>>.
- MCFADDEN, P. L.; DRUMMOND, B. J.; KRAVIS, S. The N th-root stack: Theory, applications, and examples. **GEOPHYSICS**, v. 51, n. 10, p. 1879–1892, out. 1986. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1442045>>.
- MORSE, P. M.; FESHBACH, H. **Methods of theoretical physics**. Boston, Mass: McGraw-Hill, 1999. (International series in pure and applied physics). ISBN 978-0-07-043316-8.

SAXENA, V.; KRIEF, M.; ADAM, L. **Handbook of borehole acoustics and rock physics for reservoir characterization**. [S.l.: s.n.], 2018. OCLC: 1043365042. ISBN 978-0-12-812204-4.

TANG, X. M.; CHENG, C. H. A. **Quantitative borehole acoustic methods**. 1st ed. ed. Amsterdam ; Boston: Elsevier, 2004. (Handbook of geophysical exploration. Seismic exploration, v. 24). OCLC: ocm54610927. ISBN 978-0-08-044051-4.

TANG, X.-M.; LI, C.; PATTERSON, D. J. A curve-fitting technique for determining dispersion characteristics of guided elastic waves. **GEOPHYSICS**, v. 75, n. 3, p. E153–E160, maio 2010. ISSN 0016-8033, 1942-2156. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.3420736>>.