

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



Oceanografia sísmica da planície abissal do arquipélago da Madeira

Renan Tromm

Mestrado em Ciências Geofísicas
Geofísica Interna

Dissertação orientada por:
Professor Doutor Luis Manuel Henriques Marques Matias

2017

Agradecimentos

Por que d'Ele, por meio d'Ele e para Ele são todas as coisas. Obrigado Deus, sem Ti nada seria possível. Um obrigado especial para minha amada esposa Luciane, que segurou a luta das noites mal dormidas, em decorrência do nascimento do nosso querido filho Bernardo, sozinha. Sem tua força e garra não teria conseguido, te amo. Agradeço o meu orientador Professor Doutor Luis Manuel Henriques Marques Matias, que sempre estava a minha disposição, mesmo em períodos de férias, sempre estava pronto para me responder um e-mail ou marcar uma reunião. Professor, muito obrigado por sempre querer algo melhor para o trabalho, por me levar a buscar mais e mais, por me desafiar a nunca parar de pesquisar e crescer a cada dia. Agradeço o EMEPC (Estrutura de Missão para a Extensão da Plataforma Continental) por ceder os dados aqui utilizados e estar disponível para responder qualquer dúvida que pudesse surgir. Agradeço a Universidade de Lisboa, pois sempre deixou a disposição todo material necessário para os estudos a serem realizados. Agradeço aos meus colegas de sala de aula, cada um foi fundamental para minha trajetória dentro da Universidade de Lisboa. Um agradecimento especial a Daniela, Laura, Miguel, Susana, Helena, Marta, Afonso, Joana e demais amigos do laboratório, muito OBRIGADO, vocês foram minha força dentro do mestrado. Agradeço meus pais Tônio e Roselí e todos os membros da minha família, vocês sempre me apoiaram e estavam prontos para me ouvir e dar palavras de animo, muito obrigado, amo vocês.

Resumo

A oceanografia sísmica representa uma ferramenta de estudo importante na melhora dos modelos de processos dinâmicos dos oceanos. Através da sísmica de reflexão multicanal, várias estruturas oceanográficas de meso-escala podem ser captadas e visualizadas. Isto ocorre, pois, o refletor representa uma interface entre camadas com diferentes valores de impedância acústica, que no caso do oceano está relacionado principalmente ao gradiente de temperatura (dz/dt). Devido à importância econômica e busca pelo direito de uso de áreas marinhas do arquipélago da Madeira, pesquisas desenvolvidas pelo EMEPC (Estrutura de Missão para a Extensão da Plataforma Continental) coletaram (junho de 2006) dados sísmicos na região e parte deles (uma das nove linhas sísmicas levantadas) foi processado no presente trabalho. Com o objetivo de verificar a qualidade desses dados sísmicos para o estudo da coluna d'água, uma série de etapas de processamento foi realizada, com atenção especial na atenuação da onda direta, uma vez que a mesma ofusca os refletores na proximidade da superfície do oceano. Para tal, o uso da técnica “*Horizontal Median Filter with Subtraction*” foi aplicada e melhorou a qualidade dos refletores nas camadas superficiais do oceano. A presença de refletores no perfil processado abriu portas para identificação das estruturas oceanográficas presentes nas imagens sísmicas e busca por dados que corroborassem a interpretação dos refletores encontrados. Uma estrutura encontrada corresponde a um vórtice, notório na região estudada e indicador da presença da massa de Água do Mediterrâneo. A detecção de um vórtice é possível devido à grande resolução horizontal que a sísmica de reflexão multicanal realiza em seus levantamentos (*e.g.* 6.25 m) e pelo contraste de impedância acústica nas bordas dessa estrutura oceanográfica. A dinâmica do oceano na região de estudo é influenciada pela Corrente dos Açores e Contra-Corrente dos Açores, essas, responsáveis por conduzir diferentes águas (*e.g.* Água Intermediária Sub-Artica) através de seus meandros. Tais estruturas podem ser captadas como refletores na linha sísmica processada neste trabalho. São avaliados também os parâmetros de aquisição e passos de processamento mais adequados a oceanografia sísmica. Por fim, nota-se que os dados do levantamento sísmico realizado pelo EMEPC trazem bons resultados e atesta a oceanografia sísmica como ferramenta promissora no estudo da dinâmica marinha e seus processos oceanográficos.

Palavras-chave: Oceanografia sísmica, Arquipélago da Madeira, Sísmica de Reflexão Multicanal.

Abstract

Seismic oceanography is a valuable tool to improve current models of the ocean dynamic processes. Using multichannel seismic reflection, it is possible to capture and image various oceanographic structures. Due to the economic importance and the quest for the right to use of Madeira's archipelago marine areas, EMEPC (*Estrutura de Missão para a Extensão da Plataforma Continental*) developed projects to collect seismic data in the region. Part of this data was processed in this work (one of the nine seismic lines collected). Several processing steps were used to verify the quality of the seismic data in the water column. Special attention was given to the direct wave attenuation since it masks reflectors in the ocean surface. For this the Horizontal Median Field with Subtraction technique was applied to determine the quality of the reflectors in the most superficial layers of the ocean. The availability of reflectors in the final processed image allowed the identification of possible oceanographic structures in the seismic images and the search for data that corroborate this identification. A possible identified structure visible in the study area corresponds to an eddy that indicates a mass of Mediterranean water. The identification of the eddy was possible due to the lateral sweeping made by the multichannel seismic reflection surveys (e.g. 6.25 m.) and by the contrast of acoustic impedance in the limits of the structure. Ocean dynamics in the region of study are influenced by the Azores Current and the Azores Counter-Current, responsible for leading different water masses (e.g. Subarctic Intermediate Water) through its meanders. Such structures can be observed in the reflectors which supports the results of this work. To conclude, the analysis of EMEPC seismic survey data had satisfactory results and shows that seismic oceanography is a promising tool to study marine dynamics and its oceanographic processes.

Keywords: Seismic Oceanography, *Arquipélago da Madeira*, multichannel seismic reflection.

Índice

Agradecimentos	ii
Resumo	iii
Abstract	iv
Índice	v
Lista de Figuras	vii
Lista de Tabelas	xii
1. Introdução	01
2. Área de Estudo	03
3. Sísmica de Reflexão	05
3.1. Onda Sísmica	05
3.1.1. Ondas de Corpo – Ondas “P” e “S”	06
3.1.2. Onda de Superfície	08
3.2. Movimento da Onda	08
3.2.1. Partição da energia de onda entre camadas	08
3.2.1.1. Reflexão e transmissão – raio incidente com ângulo normal	09
3.2.1.2. Reflexão e refração – raio inclinado	11
4. Oceanografia Sísmica	13
5. Aquisição dos Dados	16
5.1. Geometria de aquisição	16
5.2. Fonte sísmica e sensores	18
5.3. Eventos Sísmicos	19
5.3.1. Modelo de mais camadas	21
5.3.2. Stack	22
6. Resultados	24
6.1. Software	24
6.2. Reformatação da linguagem dos dados	24
6.3. Reamostragem	25
6.4. Geometria do levantamento sísmico	25
6.5. Edição dos traços sísmicos	27
6.6. Supressão da onda direta	28
6.7. Atenuação do ruído com filtro passa-banda	30
6.8. Surgical Mute	31

6.9. Análise de Velocidade e Correção NMO	32
6.9.1. <i>Aplicação</i>	32
6.9.2. <i>Correção NMO</i>	35
6.10. Correção da divergência esférica	38
6.11. Migração	39
6.12. Conversão de tempo para profundidade em metros	40
6.13. Linha completa e estruturas oceanográficas	41
7. Discussão	45
8. Conclusões	51
8.1. Processamento	51
8.2. Oceanografia	52
Referencias	53
Anexos	56

Lista Figuras

- 2.1.** Distribuição das linhas sísmicas adquiridas no âmbito do projeto "2D SEISMIC DATA ACQUISITION – EEZ Survey at Madeira and Iberia". Em vermelho está a linha "WM-MAD01-003" utilizada neste trabalho. Em branco estão as outras linhas adquiridas no projeto. A PAM localiza-se ao ocidente da ilha da Madeira (flecha amarela) numa profundidade aproximada de 5400 m.....**03**
- 2.2.** Seção vertical da temperatura potencial numa região influenciada pelo sistema de corrente dos Açores. Na imagem é possível observar a variação da temperatura, com a definição da termoclina na profundidade de 700m. Adaptada de *Comas-Rodríguez et al. (2011)*.....**04**
- 3.1.** Propagação de um sinal sísmico a partir de uma fonte perto da superfície de uma camada homogênea; o sinal se desloca no meio como uma onda de volume. Adaptada de *Lowrie W. (2007)*.....**06**
- 3.2.** Deformação elástica e movimentos de partículas associados à passagem de ondas de Corpo. (a) Onda - *P*. (b) Onda - *S*. Adaptada de *Kearey P. et al. (2002)*.....**06**
- 3.3.** Princípio de *Huygens* utilizado para localizar novas frentes de ondas. Adaptada de *Sheriff et al. (1995)*.....**08**
- 3.4.** Caminho de uma onda sísmica através de um meio de camadas horizontais, em que a velocidade sísmica é constante em cada camada e aumenta com a crescente profundidade. Conforme a profundidade aumenta, torna-se cada vez mais horizontal o raio até que a refração crítica seja alcançada. O caminho de retorno de cada raio emergente reflete o caminho do incidente. Adaptada de *Lowrie W. (2007)*.....**09**
- 3.5.** Raios refletido e transmitido associados a um raio incidente em uma interface de camadas com impedância acústica distinta. Adaptado de *Kearey P. et al. (2002)*.....**09**
- 3.6.** A considerar um meio sólido. Raios de onda *P* e *S* refletidos e refratados gerados a partir de um raio de onda *P* incidente obliquamente numa interface de contraste de impedância acústica. Adaptado de *Kearey P. et al. (2002)*.....**11**
- 3.7.** A considerar um meio fluido. Raios de onda *P* refletido e refratado associados ao raio incidente inclinado em uma interface de contraste de impedância acústica. Adaptado de *Kearey P. et al. (2002)*.....**12**
- 4.1.** (a) Estrutura oceanográfica (vórtice) ilustrado pelo gradiente de temperatura a partir do método convencional CTD. A técnica CTD têm uma resolução vertical de alguns metros, mas estão espaçados a mais de 1,5 km de distância. (b) Estrutura oceanografia (vórtice) obtida a partir da sísmica de reflexão. O eixo superior é o valor do ponto médio comum (CMP), com 1CMP = 12,5 m. Nota-se a quantidade de detalhes devido ao espaçamento horizontal. Adaptada de *Ruddick et al. (2009)*.....**14**

4.2. (a) Gráfico de contorno traçado com os dados do arquivo MATLAB "penny.mat." (b). Gráfico de escala de cinza da derivada z dos mesmos dados. Os dados oceanográficos adquiridos por métodos convencionais (e.g. CTD) geralmente são plotados como em (a), enquanto as imagens sísmicas são imagens de alta resolução, essencialmente dT/dz, análogo a (b). A imagem (b) mostra detalhes não aparentes na imagem (a). Adaptado de <i>Ruddick et al. (2009)</i>	15
5.1. (a) Representação de uma geometria de aquisição 2D no oceano; (b) Os pontos comuns registrados - common mid-point (CMP). Adaptado de <i>Rob, S. e Mike, B., (2014)</i>	17
5.2. Diferentes tipos de arranjos possíveis na visualização dos traços. <i>Source gather</i> (a); <i>Receiver gather</i> (b); <i>CMP gather</i> (c) e; <i>Offset gather</i> (d). Os pontos são as fontes e os triângulos são os receptores Adaptado de <i>Yilmaz (2001)</i>	17
5.3. Imagem que ilustra o funcionamento de um canhão de ar comprimido utilizado pela sísmica de reflexão multicanal. Adaptada de <i>Kearey P. et al. (2002)</i>	18
5.4. Comparação de duas assinaturas de tipo de levantamento sísmico. (a) apenas um airgun; (b) conjunto de <i>airgun</i> , mostra um aumento significativo do sinal e assinatura mais parecida com um <i>spike</i> . Adaptado de <i>Kearey P. et al. (2002)</i>	19
5.5. Representação do atraso nos tempos de chegada da energia nos receptores. Adaptado de <i>Rob, S. e Mike, B. (2014)</i>	20
5.6. (a) Representação de um sinal a se propagar por várias camadas. (b) Representação do comportamento da hipérbole conforme o deslocamento aumenta. Adaptado de <i>Kearey P. et al. (2002)</i>	22
5.7. Esquema que mostra o comportamento do sinal após o empilhamento (stack) dos CMP. Adaptada de <i>Alves D. P. V. (2009)</i>	23
6.1. Representação da onda direta horizontalizada (foi utilizado uma correção de velocidade – LMO, 1500 m/s) após a etapa geometria de aquisição.....	26
6.2. Arranjo do bloco 01 em “ <i>Common offset</i> ” para o <i>offset</i> mais próximo após aplicação da etapa Geometria de Aquisição. Imagem apresentada com AGC (<i>Automatic Gain Control</i>) e janela de 500 ms. Refletores horizontais na coluna d’água (B e C) e presença da onda direta (A) na camada superior estão a ser registadas. Efeito da aplicação do AGC (D) junto ao fundo do mar, o refletor mais forte nesta seção.....	27
6.3. Imagem dos canais com ruído incoerente e com necessidade de eliminá-los.....	28
6.4. Imagem do antes e depois dos dados serem processados pela técnica “ <i>Horizontal Median Filter with Subtraction</i> ”. Do lado esquerdo a imagem dos dados antes do processamento. Do lado direito a imagem do resultado da etapa de supressão da onda direta com aplicação de uma correção NMO (1500m/s) com demonstração de alguns refletores (A, B e C). O triângulo amarelo representa a região onde o sinal foi apagado pelo efeito <i>Stretch</i>	29

- 6.5.** Espectro de amplitude de um conjunto de traços sísmicos. Imagem da esquerda refere-se ao espectro de amplitude antes da execução do filtro *Butterworth*. Imagem da direita refere-se ao espectro de amplitude depois da execução do filtro *Butterworth*.....**30**
- 6.6.** Representação de parte de um Common offset gather. Do lado esquerdo a imagem antes da filtragem, e do lado direito a imagem processada com o filtro *Butterworth*.....**31**
- 6.7.** Comparação entre o antes e depois da aplicação do *Surgical Mute*. A imagem à esquerda é antes da aplicação do processamento e imagem da direita é o resultado do processamento. Em ambas foi aplicado uma correção LMO com velocidade constante 1500m/s. O quadrado vermelho mostra os pequenos offsets com grande energia da onda direta. Imagem em escala vertical TWT (*Two-Way-Time*) e horizontal representada em *source gather*.....**32**
- 6.8.** Análise de velocidade dos dados a partir do método *Semblance*. Do lado direito está a imagem da correção NMO a utilizar as escolhas feitas na imagem da esquerda. É possível ver os refletores inclinados para cima (flecha verde), a indicar que os resultados de velocidade realizados pelo método não foram satisfatórios. A falta de dados indicado pelas flechas vermelhas tem relação com os dados eliminados para evitar o efeito *Stretch*.....**34**
- 6.9.** Análise de velocidade dos dados a partir do método Hiperbólico. Do lado direito é possível ver os refletores inclinados para baixo (flecha verde), a indicar que a coerência de velocidade realizada pelo método está incorreta. A flecha vermelha indica a presença de um sinal coerente a ser registrado, o mesmo é o sinal do tiro anterior e será atenuado quando os dados forem representados em CMP *Stack*. Do lado esquerdo estão os refletores escolhidos e suas respectivas hipérbolas (verde).....**35**
- 6.10.** Análise de velocidade dos dados a partir do método CVS. Na janela da esquerda estão representadas as janelas com suas respectivas velocidades. A primeira janela da esquerda tem velocidade constante de 1470m/s, e a última janela da direita tem velocidade constante de 1530m/s. O intervalo entre janelas é de 5m/s. Na direita estão representados os refletores horizontalizados (flecha verde).....**36**
- 6.11.** Representação da seção *Stack* do Bloco 01 após ser processado pela etapa NMO mais *Stack*. Imagem com aplicação da correção da divergência esférica, etapa discutida a seguir. A imagem mostra forte refletores nos primeiros 200 ms e outros dois conjuntos de refletores se destacam entre os 800 e 2000 ms (TWT). Dentro dos círculos vermelhos estão algumas manchas de sinal incoerente que podem estar associados com cardumes de peixes.....**37**
- 6.12.** Representação da seção *Stack* do Bloco 01 sobreposta a um campo de velocidades obtido simultaneamente com o *picking* de velocidades.....**37**
- 6.13.** Representação da propagação de uma onda sísmica em profundidade. A fonte é mostrada na parte superior esquerda. À medida que a onda se propaga, o nível de amplitude decai. Adaptada de *Yilmaz (2001)*.....**38**

6.14. Imagem comparativa do resultado da aplicação da Correção da Divergência Esférica. A direita o resultado positivo do processamento com a melhora da visualização dos refletores em profundidade.....	39
6.15. Representação das diferentes formas de posicionar os refletores inclinados. (a) Refletor em <i>offset-zero</i> ; (b) Imagem do processo de migração necessário para posicionar o refletor corretamente; (c) Posição correta do refletor inclinado. Adaptado de <i>Alves D. P. V. (2009)</i>	39
6.16. Comparação entre duas seções sísmicas. Do lado esquerdo uma seção sísmica não migrada. Do lado direito a seção sísmica após a migração <i>Stolt</i>	40
6.17. Imagem final do bloco 01 com a escala vertical em metros.....	41
6.18. Representação da primeira parte da linha sísmica (parte oeste) completa processada. Foi realizado um AGC para suavizar a amplitude do sinal nas interfaces entre blocos.....	43
6.19. Representação da segunda parte da linha sísmica (parte leste) completa processada. A flecha amarela indica a presença de uma elevação no solo oceânico.....	44
7.1. Refletores a registrar a presença de um vórtice na linha sísmica. O vórtice indicado na imagem sísmica está localizado no início da linha sísmica, na parte oeste, entre as profundidades de 800 a 1500 metros.....	46
7.2. Imagem sísmica de um vórtice registrado na pesquisa de <i>Pinheiro et al. (2010)</i> e que corrobora com a suposição da presença de vórtices na seção sísmica do presente trabalho.....	46
7.3. Imagem a sugerir uma interface entre duas diferentes massas de água. Em verde a representação do refletor inclinado que sugere a divisão. Na linha sísmica essa estrutura está localizada no leste, entre as profundidades aproximadas de 40 a 400 metros.....	47
7.4. Imagem das lentes encontradas no levantamento sísmico. Em vermelho a representação dos refletores em forma de lente. A lente da direita está localizada na parte oeste da linha sísmica, nos primeiros 35 quilómetros e entre os primeiros 100 metros de profundidade. A lente da esquerda está localizada na parte central da linha sísmica, entre os 200 e 320 metros de profundidade.....	48
7.5. Mapa altimétrico da região onde ocorreu o levantamento sísmico. O mapa foi gerado com os dados altimétricos do mesmo dia que o levantamento aconteceu. A linha preta representa a posição onde ocorreu o levantamento sísmico. As cores representam a anomalia da superfície livre do mar. As imagens na cor verde são as ilhas dos Açores (oeste) e a ilha da Madeira (leste). As depressões e elevações circulares podem representar vórtices.....	49
7.6. Representação da camada superficial (0 – 500 m.) da linha sísmica processada. Nota-se a presença de um refletor horizontal com sinal mais forte. Pode ser o sinal da onda direta, o que não significa que é uma estrutura oceanográfica.....	50
8.1. Fluxograma de processamento.....	51

A.1. Representação final do processamento sísmico do bloco 01.....	56
A.2. Representação final do processamento sísmico do bloco 02.....	57
A.3. Representação final do processamento sísmico do bloco 03.....	58
A.4. Representação final do processamento sísmico do bloco 04.....	59
A.5. Representação final do processamento sísmico do bloco 05.....	60
A.6. Representação final do processamento sísmico do bloco 06.....	61
A.7. Representação final do processamento sísmico do bloco 07.....	62
A.8. Representação final do processamento sísmico do bloco 08.....	63
A.9. Representação final do processamento sísmico do bloco 09.....	64
A.10. Representação final do processamento sísmico do bloco 10.....	65
A.11. Representação final do processamento sísmico do bloco 11.....	66
A.12. Representação final do processamento sísmico do bloco 12.....	67
A.13. Representação final do processamento sísmico do bloco 13.....	68
A.14. Representação final do processamento sísmico do bloco 14.....	69
A.15. Representação final do processamento sísmico do bloco 15.....	70
A.16. Representação final do processamento sísmico do bloco 16.....	71
A.17. Representação final do processamento sísmico do bloco 17.....	72
A.18. Parte 01 da linha sísmica completa. Em cores os refletores encontrados e que representam estruturas oceanográficas e a dinâmica oceânica da região.....	73
A.19. Parte 02 da linha sísmica completa. Em cores os refletores encontrados e que representam estruturas oceanográficas e a dinâmica oceânica da região.....	74

Lista de Tabelas

- 5.1.** Parâmetros sísmicos utilizados na aquisição dos dados (Manual do Projeto – 2D SEISMIC DATA ACQUISITION, EEZ survey at Madeira and Iberia).....**16**
- 6.1.** Divisão da linha sísmica com seus respectivos blocos e intervalo de tiros. Nota-se a sobreposição feita entre os blocos (50 tiros) adjacentes para no futuro unir os dados.....**25**

Capítulo 1

Introdução

A sísmica de reflexão multicanal é amplamente utilizada na indústria de hidrocarbonetos para estudos da geologia da terra, porém, no final do século XX a técnica de reflexão começou a ser utilizada e discutida para fins oceanográficos de forma mais sistemática (Holbrook *et al.*, 2003). Surgiu então um novo ramo da oceanografia, a oceanografia sísmica (OS).

Desde então, muitos trabalhos foram publicados (*e.g.* Nandi *et al.*, 2004; Geli *et al.*, 2009; Ruddick *et al.*, 2009; Papenberg *et al.*, 2010; Bornstein *et al.*, 2013; Jiho Ha *et al.*, 2015) com o objetivo de demonstrar a eficiência da técnica e aperfeiçoá-la.

O método de reflexão consiste em liberar uma energia controlada e posteriormente registrar o percurso da mesma através de sensores. Basicamente uma onda sísmica se desloca em profundidade até encontrar uma interface de impedância acústica (razão densidade e velocidade do som), quando isso ocorre, parte da energia é refletida para superfície e será registrada pelos sensores, e parte da energia continua a propagar em profundidade.

A coluna d'água não é homogênea, ou seja, existem massas de água com diferentes temperatura e salinidade, o que gera uma interface de camadas com valores de impedância acústica distintas. São essas interfaces que irão gerar os refletores registrados no levantamento sísmico.

Os refletores estão associados a estruturas finas da coluna d'água, como intrusões e ondas internas (escala de 10 a 50 metros), estas ligadas a mistura oceânica. Também estão associados a estruturas oceanográficas de meso-escala, como correntes, limites de massa d'água, vórtices, entre outros (escala de quilômetros). A dinâmica dos oceanos ocorre principalmente pelas trocas de calor e sais, e várias estruturas podem ser analisadas pelo gradiente dessas propriedades (*e.g.* difusão dupla, intrusões termoalinas, vórtices). Trabalhos como de Nandi *et al.* (2004) indicam que a principal responsável pela impedância acústica é a temperatura, tanto que Papenberg *et al.* (2010) utilizou valores da velocidade do som obtidos no processamento sísmico para quantificar valores de temperatura (para corroborar usou dados *in-situ*). Estes trabalhos mostram que o processamento sísmico tem papel fundamental na imagem final dos refletores, sendo necessário escolher com cuidado as etapas de processamento.

O presente trabalho processou uma linha sísmica convencional cedida pelo EMEPC (Estrutura de Missão para a Extensão da Plataforma Continental). O objetivo final era observar a qualidade dos dados adquiridos pela sísmica convencional para obter imagens de refletores na coluna d'água. Para tal, uma escolha de etapas de processamento foi realizada e testada para conseguir a melhor razão sinal-ruído.

Ao liberar uma fonte sísmica (*e.g.* *airgun*) alguns eventos são gerados, como reflexões primárias, onda direta, refrações, difrações e múltiplos, entretanto, o sinal desejado é o das reflexões primárias e um dos objetivos do processamento foi eliminar os demais eventos. Assim sendo, o principal desafio do trabalho foi de eliminar a onda direta, pois ela impede a visualização de refletores nas primeiras camadas da coluna d'água, esta, que é uma importante região na dinâmica dos oceanos. A técnica “*Horizontal Median Filter with Subtraction*” foi utilizada com o objetivo de resolver o problema das ondas diretas e melhorar o sinal desejado na superfície da camada.

Por fim, as imagens obtidas após o processamento foram interpretadas com o objetivo de identificar as estruturas oceanográficas de meso-escala presentes na secção sísmica e classificar a dinâmica do oceano na região.

Capítulo 2

Área de Estudo – Planície Abissal da Madeira

Os dados sísmicos utilizados neste trabalho foram adquiridos no âmbito do projeto “2D SEISMIC DATA ACQUISITION – EEZ Survey at Madeira and Iberia” cedidos pelo EMEPC (Estrutura de Missão para a Extensão da Plataforma Continental). Das 9 linhas sísmicas obtidas no projeto, este trabalho utiliza-se da linha “WM-MAD01-003”, uma das três linhas realizadas na região oceânica da Planície Abissal da Madeira (PAM), a cerca de 500 km a Oeste-Noroeste do arquipélago do mesmo nome. A distribuição das linhas pode ser observada na figura 2.1.

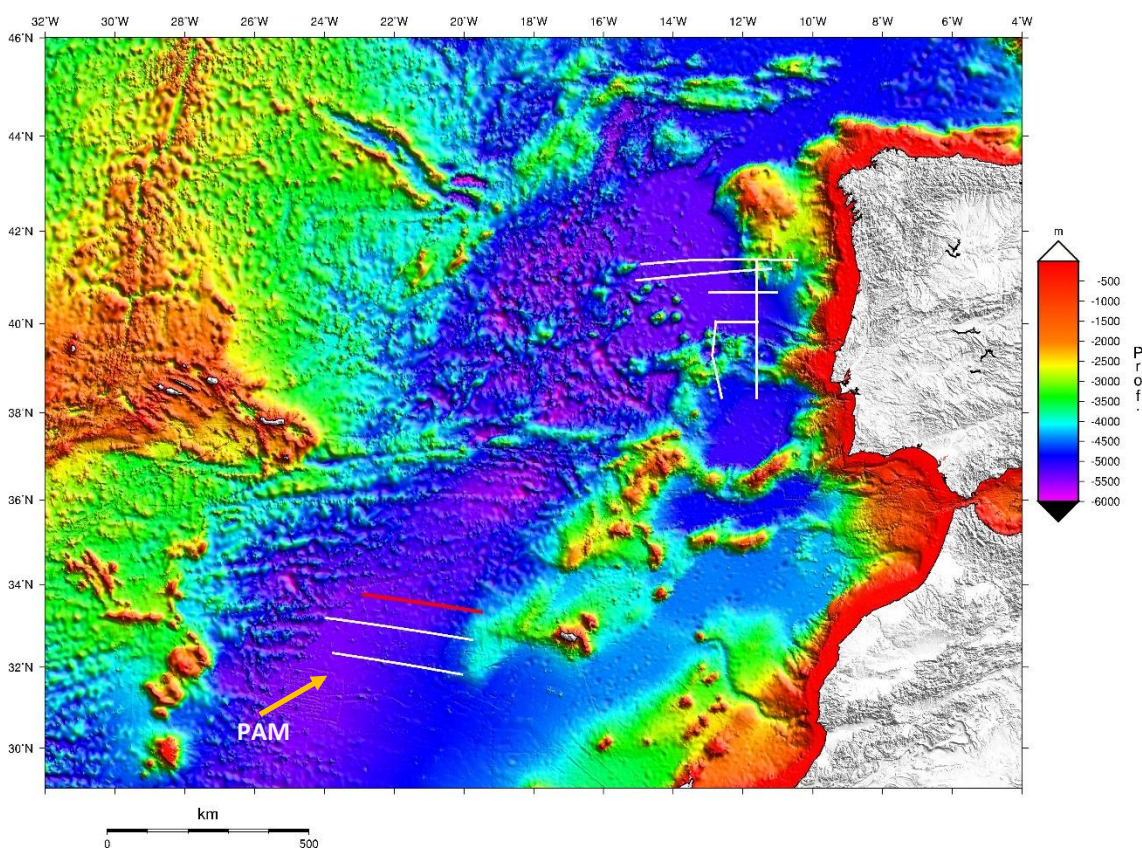


Figura 2.1: Distribuição das linhas sísmicas adquiridas no âmbito do projeto “2D SEISMIC DATA ACQUISITION – EEZ Survey at Madeira and Iberia”. Em vermelho está a linha “WM-MAD01-003” utilizada neste trabalho. Em branco estão as outras linhas adquiridas no projeto. A PAM localiza-se ao ocidente da ilha da Madeira (flecha amarela) numa profundidade aproximada de 5400 m.

Situada em uma profundidade aproximada de 5400 m, a PAM se estende por uma área de 68000 km². A crosta oceânica de idade ~37 M.a. está coberta por sedimentos formados pela acumulação de turbiditos provenientes da sedimentação iniciada no Cretácico inferior (Mata *et al.* 2015). Estudos (Lebreiro *et al.*, 1998) sobre o preenchimento sedimentar da região indicam a presença de três tipos de turbiditos, os vulcânicos, orgânicos e calcários, cada um proveniente de uma região diferente, das Ilhas Canárias e Madeira, da margem continental africana e da antiga cadeia de montes submarinos, respectivamente (Weaver e Rothwell, 1987; Weaver *et al.*, 1992). A sequência deposicional dos turbiditos é separada por unidades pelágicas, indicando mudança

de massas de água de fundo associadas a mudanças climáticas ao longo de milhares de anos (Weaver e Kuijpers, 1983).

O oceano do arquipélago da Madeira está associado a várias massas de água, como Água Central do Atlântico Norte (~0-700 m.), Água Mediterrânica e Água Intermediária Sub-Ártica (~700-1600 m.), Água Profunda do Atlântico Norte e Água do Labrador (abaixo dos 1600 m.) (Comas-Rodríguez *et al.*, 2011). Um importante sistema de correntes está ligado ao arquipélago e influencia diretamente na dinâmica oceanográfica, é o Sistema de Corrente dos Açores. Relacionado ao sistema, existem a Corrente dos Açores (direção de fluxo Oeste-Leste), e a Contra-Corrente dos Açores (direção de fluxo Leste-Oeste), as quais são responsáveis por carregar diferentes massas de água e estruturas oceanográficas de meso-escala (*e.g.* vórtices) (Barbosa Aguiar *et al.*, 2011). Outros fenómenos oceanográficos influenciam a região, como sejam a confluência de diferentes correntes (*e.g.* Açores, Canárias), formação de frentes, ondas internas, fenómenos que possibilitam a observação de diferenças significativas na temperatura superficial da água do oceano (Caldeira *et al.*, 2002; Comas-Rodríguez *et al.*, 2011) (Fig. 2.2).

O arquipélago da Madeira integra uma área de relevante interesse econômico para Portugal, tanto como aporte na extensão da Zona Económica Exclusiva, como na expansão da plataforma continental. Tal alargar é de suma importância, pois compreende áreas de ricos recursos naturais, a possibilitar a exploração de depósitos sedimentares (*e.g.* areia e cascalho).

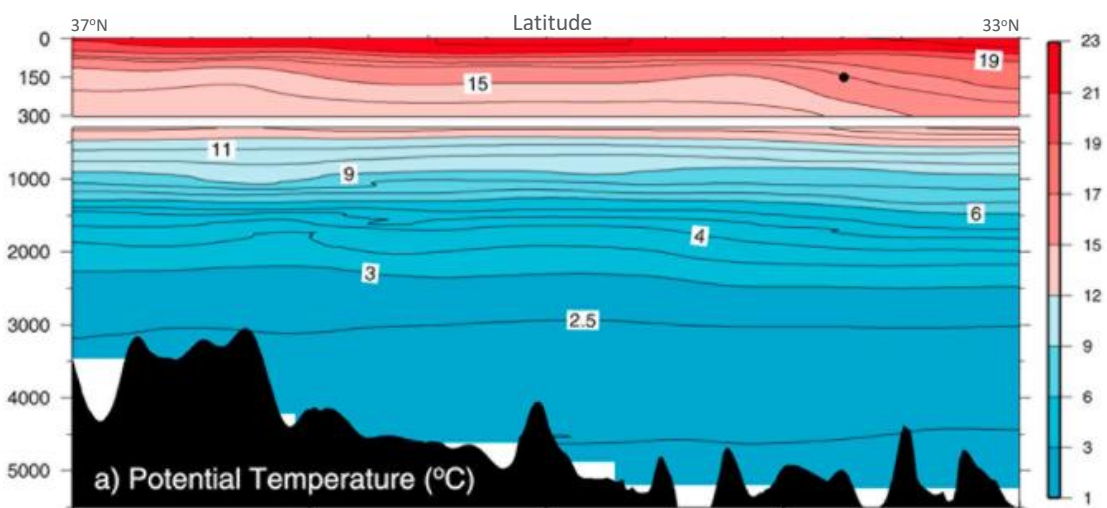


Figura 2.2: Seção vertical da temperatura potencial numa região influenciada pelo sistema de corrente dos Açores. Na imagem é possível observar a variação da temperatura, com a definição da termocline na profundidade de 700m. Adaptada de Comas-Rodríguez *et al.* (2011).

Capítulo 3

Este capítulo foi elaborado tendo por base a consulta de:

- Lowrie, W. 2013. *Fundamentals of Geophysics*, 2ª Edição. Cambridge University Press.
- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*, 3ª Edição. *Blackwell Science*.
- Sheriff, R. E.; and Geldart, L. P. 1995. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press, Cambridge. 2ª Edição 592 p.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*, 2ª Edição. Cambridge University Press, 770 p.
- Yilmaz, O. 2001. *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data*, 2ª Edição. Society of Exploration Geophysicists.

Sísmica de Reflexão

Este capítulo tem como objetivo apresentar de forma resumida a teoria que explica os fenómenos físicos que acontecem no meio quando o mesmo é percorrido por uma onda sísmica. Entender a resposta gerada pela energia de onda ao se propagar num meio é importante e ajudará a definir as melhores etapas do processamento e consequentemente obter a melhor imagem dos dados sísmicos. Temas como: tipo de onda, comportamento da onda sísmica quando atravessa camadas com diferentes impedâncias acústicas, lei de *Snell*, são tópicos relevantes e serão resumidamente tratados neste capítulo.

3.1 – Onda Sísmica

As ondas sísmicas se propagam num meio heterogêneo. Tal propagação é complexa nesse ambiente, portanto, para o estudo da mesma é necessário utilizar suposições simplificadoras. Na mais comum, a heterogeneidade do meio é modelada separando-a em camadas, assumindo condições homogêneas em cada uma delas. É fundamental o cuidado na escolha da densidade, espessura e propriedades elásticas, características que possibilitam proximidade com condições reais. A suposição mais importante no estudo da propagação da onda sísmica, é que a mesma se desloca elasticamente no meio, condição esta que não é aplicada na região junto a fonte sísmica, pois neste local o ambiente é destruído. Para essas regiões é dito que a deformação é inelástica, isto é, não volta a sua forma inicial. Entretanto, conforme essa perturbação afasta-se da fonte, sua amplitude decresce e a deformação do meio vira elástica, permitindo a passagem da onda. Nessa situação, as partículas do meio exercem movimentos simples e a energia sísmica é propagada como um conjunto complexo de movimentos de ondas.

Em um meio sólido, no momento que a energia sísmica é liberada num determinado ponto “P” (fig. 3.1), parte dela se desloca através do meio como onda sísmica de volume, e parte é denominada onda de superfície, similar as ondas formadas a partir de uma pedra jogada na água.

Conforme citado acima, dois tipos de onda sísmica ocorrem a partir de um evento (*e.g.* explosão controlada), ondas de Volume e ondas Superficiais. As ondas de Volume são classificadas em outros dois grupos, ondas *P* e ondas *S*, já as ondas Superficiais são denominadas como ondas *Rayleigh* e ondas *Love*. Cada tipo de onda possui características distintas de propagação, assim descrito a seguir.

3.1.1 – Ondas de Volume – Ondas “P” e “S”

As ondas de volume se propagam através do volume interno de um meio elástico (fig. 3.2). As ondas do tipo “P” se propagam na direção da onda pela compressão e dilatação. O deslocamento das partículas envolve oscilação em torno de um ponto fixo, na direção de propagação da onda (fig. 3.2(a)). Diferente modo o grupo de ondas do tipo “S” se movimenta em uma direção perpendicular à direção de deslocamento da frente de onda. Neste caso as partículas possuem movimento oscilatório sobre um ponto fixo, em um plano perpendicular à direção de propagação da onda (fig. 3.2(b)).

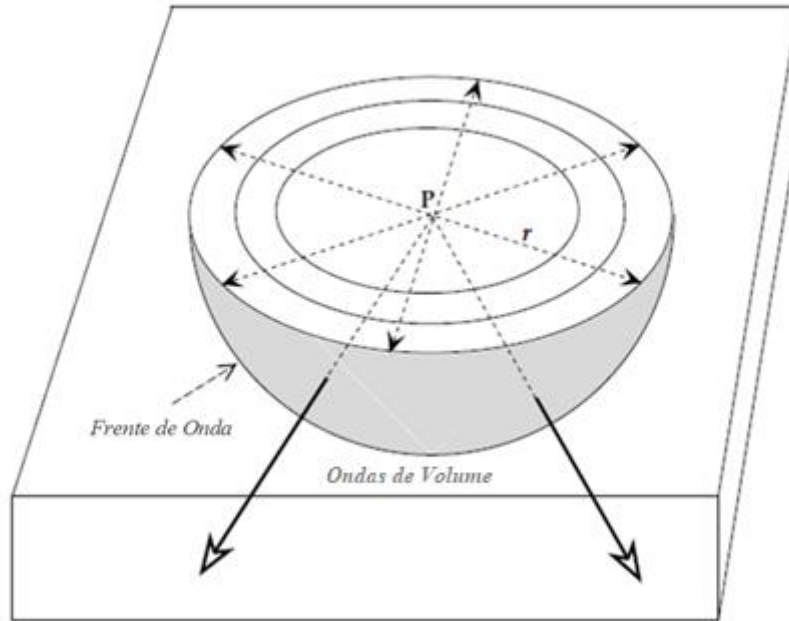


Figura 3.1: Propagação de um sinal sísmico a partir de uma fonte perto da superfície de uma camada homogênea; o sinal se desloca no meio como uma onda de volume. Adaptada de Lowrie W. (2007).

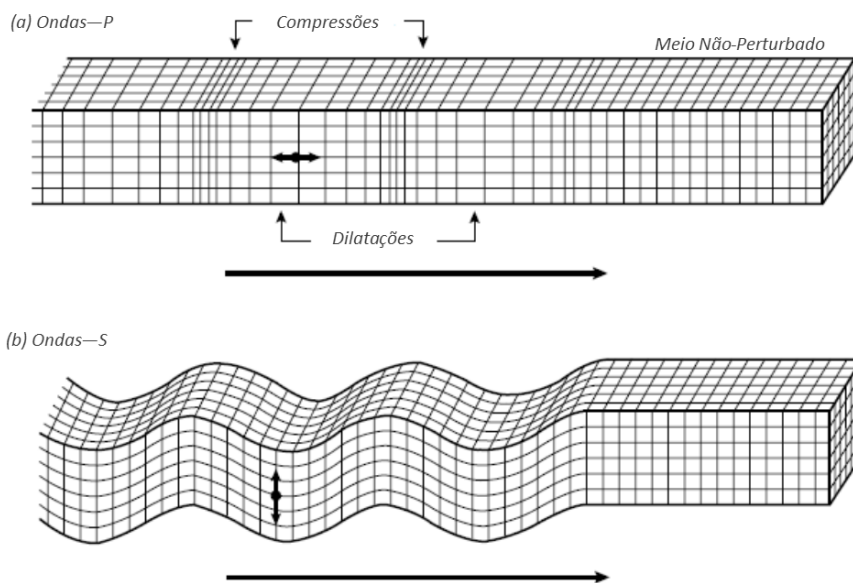


Figura 3.2: Deformação elástica e movimentos de partículas associados à passagem de ondas de Corpo. (a) Onda - P. (b) Onda - S. Adaptada de Kearey P. et al. (2002).

A velocidade de propagação (v) para qualquer onda de Volume que se propaga em um meio isotrópico homogêneo é definida pela seguinte equação:

$$v = \left[\frac{\text{módulos elástico do material}}{\text{densidade do material}} \right]^{1/2} \quad (1)$$

A velocidade (vp) de deslocamento de uma onda “P” é então definida como:

$$vp = \left[\frac{\psi}{\rho} \right]^{1/2} \quad (2)$$

onde, ψ representa o módulo elástico do material e ρ representa a densidade do material. O módulo elástico do material pode ser descrito como $\psi = K + \frac{4}{3} * \mu$, então:

$$vp = \left[\frac{K + \frac{4}{3} * \mu}{\rho} \right]^{1/2} \quad (3)$$

onde, K representa o módulo volumétrico e descreve a elasticidade volumétrica do material e μ representa o módulo de rigidez (também chamado de módulo de cisalhamento) do material.

A equação acima mostra que as ondas “P” podem viajar através de sólidos, líquidos e gases, os quais são compressíveis ($K \neq 0$). Porém, os meios fluidos não permitem cisalhamento, conseqüentemente, $\mu = 0$, e a velocidade da onda “P” nesses meios é definida como:

$$vp = \left[\frac{K}{\rho} \right]^{1/2} \quad (4)$$

A velocidade (vs) de uma onda “S”, que envolve uma tensão de cisalhamento, é definida por:

$$vs = \left[\frac{\mu}{\rho} \right]^{1/2} \quad (5)$$

Uma vez que a velocidade de propagação da onda “S” é condicionada pela propriedade elástica do módulo de rigidez (μ), e nos meios fluidos essa propriedade é nula, as ondas “S” não irão se propagar nesses meios.

Quando relacionada as equações da velocidade da onda “P” e “S” num meio sólido, o resultado mostra que a onda “P” se desloca mais rápido que a onda “S”, como demonstra a equação abaixo:

$$\frac{K}{\rho} = vp^2 - \frac{4}{3} * vs^2 \quad \text{com } K > 0. \quad (6)$$

Por isso as ondas longitudinais também são chamadas de ondas primárias, pois após um evento sísmico, são as primeiras a serem detectadas.

3.1.2 – Onda de Superfície

As ondas de superfície, como dito anteriormente, se dividem em dois grupos distintos, as ondas de *Rayleigh* e as ondas *Love*. A única propriedade elástica que define a velocidade de propagação de ambos os grupos é a rigidez ou módulo de cisalhamento. Em meios gasosos e líquidos o módulo de cisalhamento é nulo e as ondas de superfície não se propagam. Portanto, para sísmica de reflexão na coluna d'água, esses grupos de ondas (*Rayleigh* e *Love*) não são importantes e não serão explicadas em detalhe neste trabalho.

3.2 – Movimento da Onda

O movimento da onda pode ser descrito pelo princípio de *Huygens*, que fala que cada ponto da frente de onda pode gerar uma nova frente de ondas sísmicas, isto é, cada ponto de uma frente de onda pode ser considerado uma fonte para a produção de novas frentes de ondas. Por meio deste princípio é possível prever a posição de novas frentes de ondas geradas o que ajudará na etapa de migração, esta discutida posteriormente.

Na figura 3.3 podemos ver exemplificado esse princípio. A linha *AB* representa uma frente de onda no tempo inicial (t_0) e pretende-se encontra-la num tempo posterior, que será igual ao tempo inicial mais o tempo de deslocamento até a posição desejada ($t = t_0 + \Delta t$). A distância percorrida pela frente durante o intervalo Δt é dado por $V\Delta t$, o qual V representa a velocidade de propagação. Na frente de onda inicial é selecionado pontos ($P_1, P_2, P_3, P_4, \dots$) e pequenos arcos com raio $V\Delta t$ são desenhados. Os arcos desenhados representam frentes de ondas secundárias e a partir deles determina-se a posição da frente de onda $A'B'$ no tempo desejado ($t + \Delta t$). Portanto, a nova posição da frente de onda corresponde a superfície que liga todas as frentes de ondas secundárias. Neste exemplo é visível que a velocidade do meio não é constante, sendo mais rápida no ponto *B* do que em *A*.

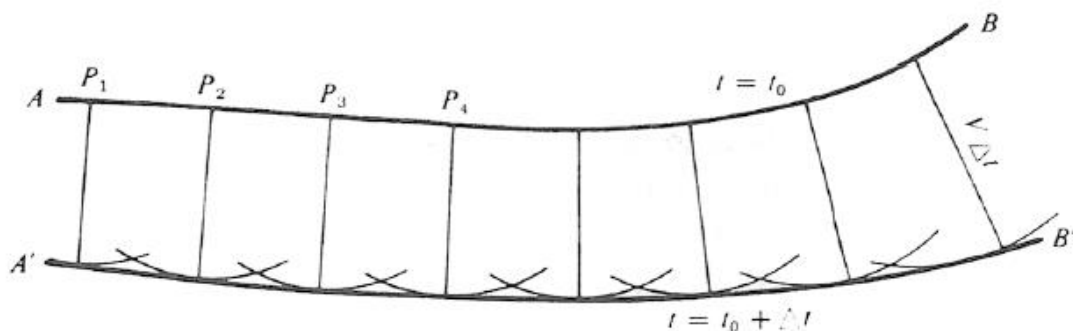


Figura 3.3: Princípio de *Huygens* utilizado para localizar novas frentes de ondas. Adaptada de *Sheriff et al. (1995)*.

3.2.1 - Partição da energia de onda entre duas camadas

Ao se propagar, a onda sísmica de volume irá atravessar meios com propriedades físicas diferentes, isto resulta numa mudança de velocidade de propagação e também de densidades. Nesta interface, a energia do pulso sísmico incidente é dividida, parte é refletida e parte é transmitida. O resultado da amplitude do pulso refletido e transmitido dependerá das propriedades físicas das duas camadas, velocidade de propagação e densidade do meio, como também do ângulo de incidência do raio na interface.

Numa situação em que o meio é composto por várias camadas e cada uma delas possui uma velocidade sísmica diferente e que aumenta em profundidade, o raio sísmico que deixa a superfície com o ângulo i_1 será refratado em cada interface até que seja refratado criticamente (fig. 3.4).

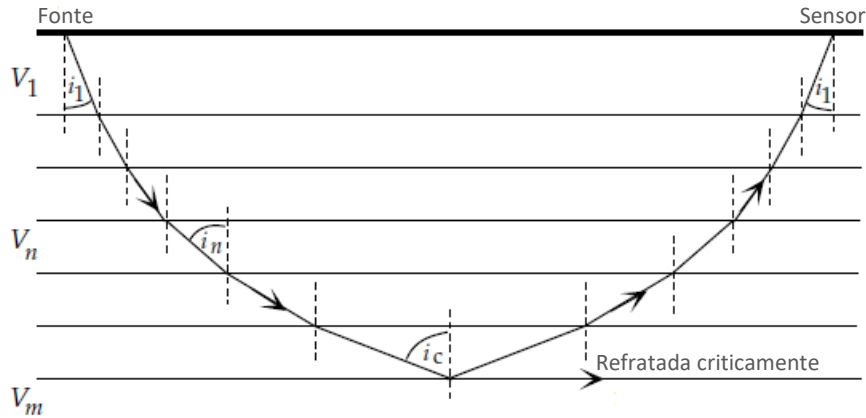


Figura 3.4: Caminho de uma onda sísmica através de um meio de camadas horizontais, em que a velocidade sísmica é constante em cada camada e aumenta com a crescente profundidade. Conforme a profundidade aumenta, o raio torna-se cada vez mais horizontal, até que a refração crítica seja alcançada. O caminho de retorno de cada raio emergente reflete o caminho do incidente. Adaptada de Lowrie W. (2007).

3.2.1.1 - Reflexão e transmissão – raio incidente com ângulo normal

Na figura 3.5 observa-se um raio (amplitude A_0) incidir com ângulo normal na interface de duas camadas com impedâncias acústicas distintas. A impedância acústica (Z) de um meio é produto da densidade (ρ) e velocidade da onda P (v) do mesmo ($Z = \rho v$). A partir da incidência do primeiro raio, é visto um segundo raio transmitido (amplitude A_2), que viaja no meio inferior com a mesma direção e sentido que o raio incidente. Um terceiro pulso é refletido (amplitude A_1) e permanece no mesmo meio que o raio incidente, mesma direção, mas sentido oposto.

O somatório da energia contida no pulso transmitido e refletido precisa ser igual a energia do raio incidente. A proporção de energia que cada pulso (refletido e transmitido) leva consigo é determinada pelo contraste da impedância acústica (Z) em toda a interface.

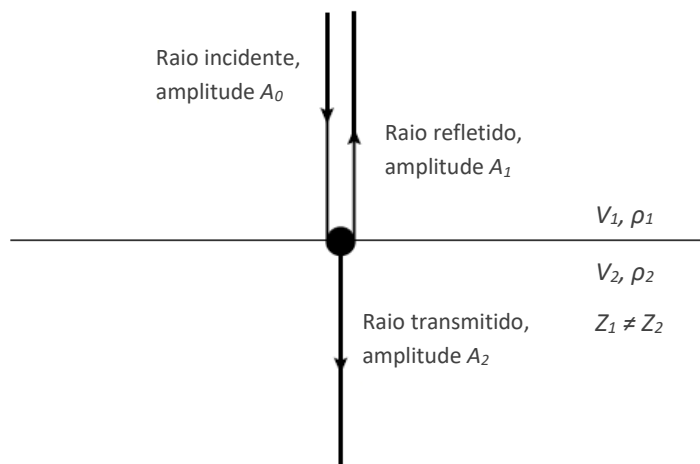


Figura 3.5: Raios refletidos e transmitidos associados a um raio incidente em uma interface de camadas com impedância acústica distintas. Adaptado de Kearey P. et al. (2002).

Com relação a distribuição da energia de onda, pode-se definir que quanto menor for o contraste na impedância acústica através da interface das camadas, maior será a fração de energia contida no raio transmitido. Da mesma forma, quanto maior o contraste, maior a energia contida no raio refletido.

Define-se o coeficiente de reflexão (R) como a razão entre a amplitude do raio refletido (A_1) e amplitude do raio incidente (A_0):

$$R = A_1 / A_0 \quad (7)$$

É complexo relacionar esta medida com as propriedades físicas dos materiais. São vários parâmetros a considerar na propagação da onda sísmica, como sejam, as propriedades elásticas (módulo de volume e módulo de cisalhamento) e a densidade do meio. Na interface, tanto a tensão como a deformidade dos meios precisam ser considerados, pois representam diferentes materiais. A resposta para este problema físico é dada pelas equações de *Zoeppritz* que se aplicam para diferentes ângulos de incidência. Se for considerado um raio com incidência normal, as relações utilizadas nas equações são simples, como mostrado abaixo:

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (8)$$

onde, os símbolos ρ , v e Z correspondem, respectivamente, a densidade, a velocidade da onda e os valores da impedância acústica. Os números que acompanham os símbolos representam cada camada em questão. Esta equação define o coeficiente de reflexão (R) entre os valores numéricos de -1 a 1, ligado à mudança de fase do raio refletido.

Há também o coeficiente de transmissão (T), que é dado pela razão entre a amplitude do raio transmitido (A_2) e amplitude do raio incidente (A_0):

$$T = A_2 / A_0 \quad (9)$$

A considerar um raio incidente com ângulo normal, chega-se a seguinte expressão:

$$T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (10)$$

A intensidade de energia da onda é definida pela quantidade de energia que passa através de uma área unitária na direção da propagação da onda num tempo unitário. A energia é proporcional ao quadrado da amplitude da onda. Pode-se representa-la por meio dos coeficientes de reflexão e transmissão, isto é, os coeficientes podem ser expressos em termos de energia, como mostram as equações abaixo:

$$R' = \frac{I_1}{I_0} = \left[\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right]^2 \quad (11)$$

e

$$T' = \frac{I_2}{I_1} = \frac{4Z_1 Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2} \quad (12)$$

onde, I_0 , I_1 e I_2 são intensidades dos raios incidente, refletido e transmitido, respectivamente e, R' e T' são os coeficientes de reflexão e transmissão expressos em energia.

No caso do coeficiente de reflexão (R e R'), o valor resultante dessa equação mostra se a energia incidente foi totalmente transmitida ou não. Numa situação onde R ou R' é igual a 0(zero), significa que não existe contraste de impedância acústica na interface ($Z_1 = Z_2$), mesmo que as propriedades sejam distintas (e.g. densidade, velocidade) nas duas camadas. Quando toda a energia incidente é refletida, o valor de R e R' é igual a 1 ou -1.

3.2.1.2 - Reflexão e refração - raio inclinado

Um raio incidente numa interface de contraste de impedância acústica geralmente terá um ângulo de incidência inclinado. Como no caso dos raios com ângulo normal, quando o raio da onda P passa pela interface, raios refletidos e transmitidos são gerados. Porém, parte da energia da onda é convertida em raios refletidos e transmitidos de onda S (fig. 3.6). Em resumo, todas as amplitudes das quatro fases são resultantes do ângulo de incidência (θ), conforme solução das equações de *Zoeppritz*. As equações de *Zoeppritz* são importantes no estudo da partição da energia das ondas sísmicas numa interface, e para investigar fatores que afetaram a amplitude de uma onda sísmica quando o ângulo de incidência é alterado.

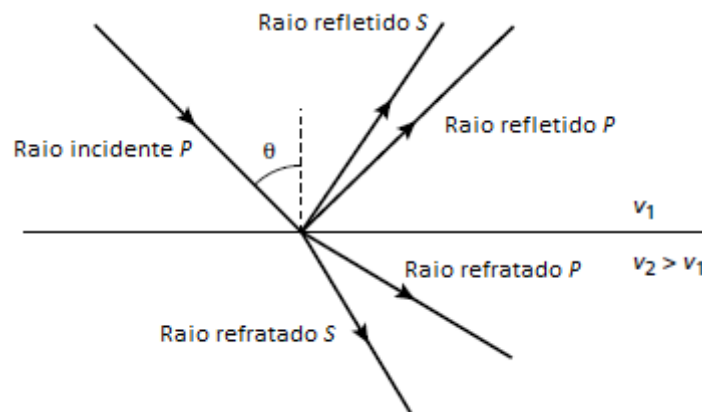


Figura 3.6: A considerar um meio sólido. Raios de onda P e S refletidos e refratados gerados a partir de um raio de onda P incidente obliquamente numa interface de contraste de impedancia acústica. Adaptado de *Kearey P. et al. (2002)*.

Como já dito anteriormente, as ondas S não se propagam num meio fluido, pois o módulo de rigidez neste meio é nulo.

Considerando apenas os raios de onda P refletido e transmitido (meio fluido), observa-se que o raio transmitido se propaga numa camada inferior com mudança de direção e é chamado de raio refratado (fig. 3.7). Para estudar o comportamento dos raios, aplica-se a Lei de *Snell*, que expressa o desvio angular sofrido pelo raio ao passar para uma camada com velocidade diferente ao que estava a se propagar. Para tal, *Snell* definiu o parâmetro do raio sendo $p = \sin \theta/v$, onde θ é o ângulo de incidência do raio na camada com sua velocidade de propagação (v).

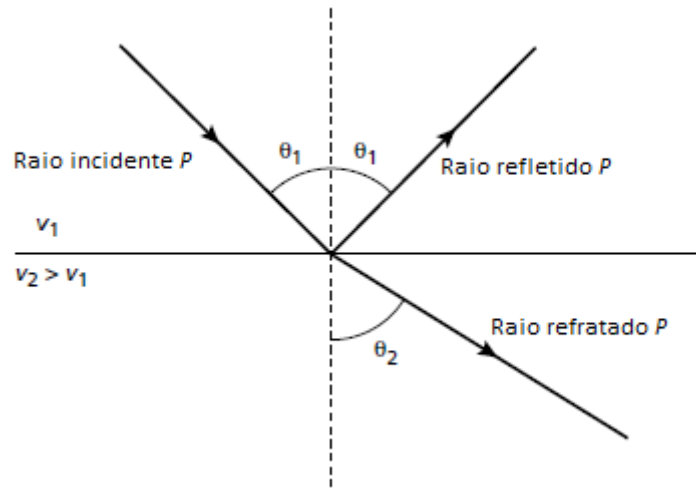


Figura 3.7: A considerar um meio fluido. Raios de onda P refletido e refratado associados ao raio incidente inclinado em uma interface de contraste de impedância acústica. Adaptado de Kearey P. et al. (2002).

A considerar a figura 3.7, a lei de *Snell* vale:

$$\frac{\sin \theta_1}{v_1} = \frac{\sin \theta_2}{v_2} \quad (13)$$

ou

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{v_1}{v_2} \quad (14)$$

No caso do raio refletido, também pode-se aplicar a Lei de *Snell*. Como a velocidade é a mesma, o ângulo de incidência é igual ao ângulo de reflexão, como ilustrado na figura 3.7.

Capítulo 4

Oceanografia Sísmica

A oceanografia sísmica (OS) consiste numa disciplina que combina a sismologia e a oceanografia física. Ela surgiu a partir do método convencional da sísmica de reflexão, com o objetivo de utilizar as imagens adquiridas para analisar estruturas termoalinas. Inicialmente o método da sísmica de reflexão foi desenvolvido pela indústria dos hidrocarbonetos, porém, pesquisadores começaram a utilizá-la com fins oceanográficos no final do século XX. Apesar do relato de trabalhos anteriores, a aplicação da sísmica de reflexão foi amplamente estabelecido através do trabalho de Holbrook *et al.* (2003).

Imagens de estruturas da coluna d'água são obtidas sempre que o sinal sísmico encontra uma interface de camadas com valores de impedância acústica diferente. A impedância acústica é o produto entre densidade e velocidade do som, propriedades que possuem um gradiente nos oceanos associado a diferenças na temperatura e salinidade. Estruturas oceanográficas tem diferentes valores de propriedades físicas, o que significa que o raio refletido e recebido pelos sensores indica a presença de diferentes massas de água, *meddies*, *eddies*, onda internas e intrusões.

A pesquisa feita por Nandi *et al.* (2004) mostra que o sinal refletido está relacionado sobretudo com a variação de temperatura de diferentes estruturas na coluna d'água, o que corrobora com o trabalho de Ruddick *et al.* (2009), que define a variação de temperatura como principal responsável pelo sinal refletido, porém, indica que a propriedade física da salinidade contribui para fortalecer o sinal (contribuição ~10%). Portanto, uma imagem sísmica pode ser considerada em primeira aproximação como mapas de variação da temperatura em profundidade (dT/dz).

Tradicionalmente, as pesquisas oceanográficas são feitas por equipamento CTD/XBT* com a intenção de obter dados para analisar estruturas na coluna d'água. Existe um intervalo de amostragem horizontal de tipicamente 10 km, que comparado com o intervalo amostral da oceanografia sísmica atual é muito elevado (neste trabalho o intervalo de amostragem horizontal foi de 6.25 m). Outra vantagem da oceanografia sísmica em relação aos métodos convencionais é a velocidade para adquirir os dados, além da possibilidade de obter dados tridimensionais em larga escala (Holbrook *et al.*, 2003; Blacic and Holbrook, 2010). Embora a resolução vertical seja mais baixa que o método convencional, a sísmica de reflexão na coluna d'água possibilita observar instantaneamente a interação entre estruturas de pequenas escalas (espessuras finas ~4 m) com estruturas de meso-escala (*e.g.* vórtices) (Ruddick *et al.*, 2009). Este fator é importante, pois antes não era possível a análise sinóptica da relação entre estruturas finas e estruturas de meso-escala.

Os dados quantitativos de velocidade do som da água do mar, salinidade e temperatura obtidos através de técnicas tradicionais (*e.g.* CTD) é também um desafio para a oceanografia sísmica, quando se pretende quantificar as propriedades do meio. Sendo que a impedância acústica é definida por valores de densidade e velocidade do som dos meios, a oceanografia sísmica trabalha com técnicas de inversão dos dados sísmicos para obtenção de valores quantitativos das propriedades físicas (temperatura e salinidade) das estruturas em questão (Papenberg *et al.*, 2010).

O desenvolvimento da técnica de sísmica de reflexão multicanal para estudos oceanográficos tem sido notório nas duas últimas décadas, com um avanço significativo nos

resultados obtidos (Biescas *et al.*, 2008; Geli *et al.*, 2009; Pinheiro *et al.*, 2010; Buffett *et al.*, 2012; Holbrook *et al.*, 2013; Dagnino *et al.*, 2016). Tal fato tem deixado para trás a desconfiança e alcançado um grupo maior de pesquisadores a cada ano.

A camada superficial (~300 m.) do oceano possui diversificadas estruturas oceanográficas, como o fenômeno da difusão dupla, intrusão termoalina, divisão de massas de água, ondas internas, as quais podem ser capturadas no levantamento sísmico de reflexão multicanal. Porém, um desafio há na geração de imagens dos primeiros metros, que é o sinal da onda direta. A onda direta propaga-se linearmente da fonte até o sensor, sem perdas significativas da amplitude. Isso gera um problema na observação de refletores presentes nas primeiras camadas e que representam estruturas oceanográficas. Sendo assim, é necessário utilizar técnicas para eliminar o sinal da onda direta sem atenuar o sinal das reflexões primárias.

Uma comparação entre a técnica tradicional (*e.g.* CTD) e o método da sísmica de reflexão nos estudos oceanográficos pode ser vista na figura 4.1. Ambas representam estruturas oceanográficas, entretanto, nota-se que a figura 4.1(a) mostra valores precisos de temperatura, mas não muitos detalhes, já a figura 4.1(b), oriunda da sísmica traz grande quantidade de detalhes, mas menos precisão (Ruddick *et al.*, 2009).

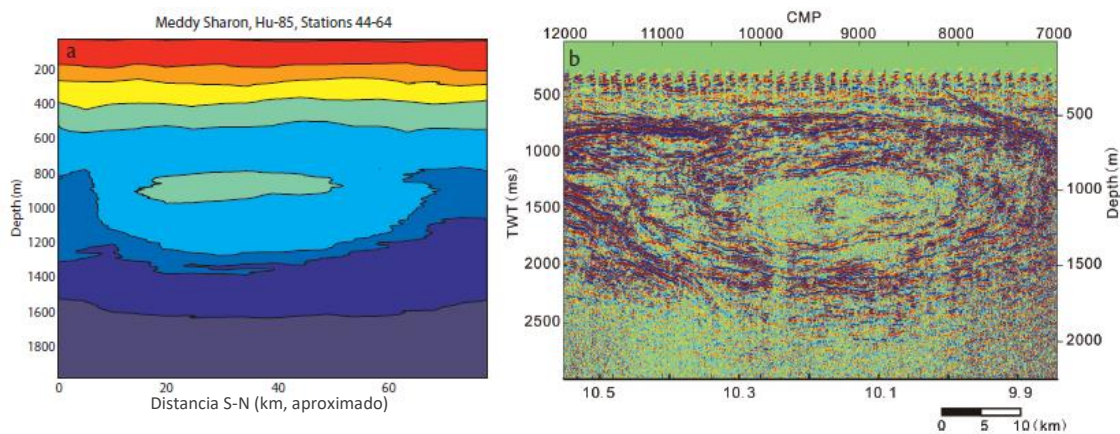


Figura 4.1: (a) Estrutura oceanográfica (vórtice) ilustrado pelo gradiente de temperatura a partir do método convencional CTD. A técnica CTD têm uma resolução vertical de alguns metros, mas estão espaçados a mais de 1,5 km de distância. (b) Estrutura oceanografia (vórtice) obtida a partir da sísmica de reflexão. O eixo superior é o valor do ponto médio comum (CMP), com 1CMP = 12,5 m. Nota-se a quantidade de detalhes devido ao espaçamento horizontal. Adaptada de Ruddick *et al.* (2009).

Para entender melhor a comparação entre o método convencional e a sísmica de reflexão, o trabalho de Ruddick *et al.* (2009) usou o exemplo de uma moeda do EUA. Através de um programa no MATLAB, foi possível traçar as medidas de profundidade do molde da moeda de várias maneiras. Esses dados, amostrados numa grade de 128x128, ilustram o efeito de traçar a forma de uma moeda como um traçado de contorno (fig. 4.2(a)) e como um gráfico de escala de cinza da derivada z (fig. 4.2(b)). Embora o traçado de contorno seja mais adequado para ler a altura da moeda em um ponto específico, os detalhes são mais visíveis no gráfico de gradiente em z . Quando observamos o gráfico em escala de cinza, verificamos que é mais parecido com o que habitualmente é visto na vida real. Sendo assim, conclui-se que um gráfico de contorno (*e.g.* extraído de dados de CTD) é melhor para obter informações quantitativas, mas um gráfico de derivadas (dT/dz) em escala de cinza (extraído de dados da sísmica de reflexão) mostra melhor os detalhes.

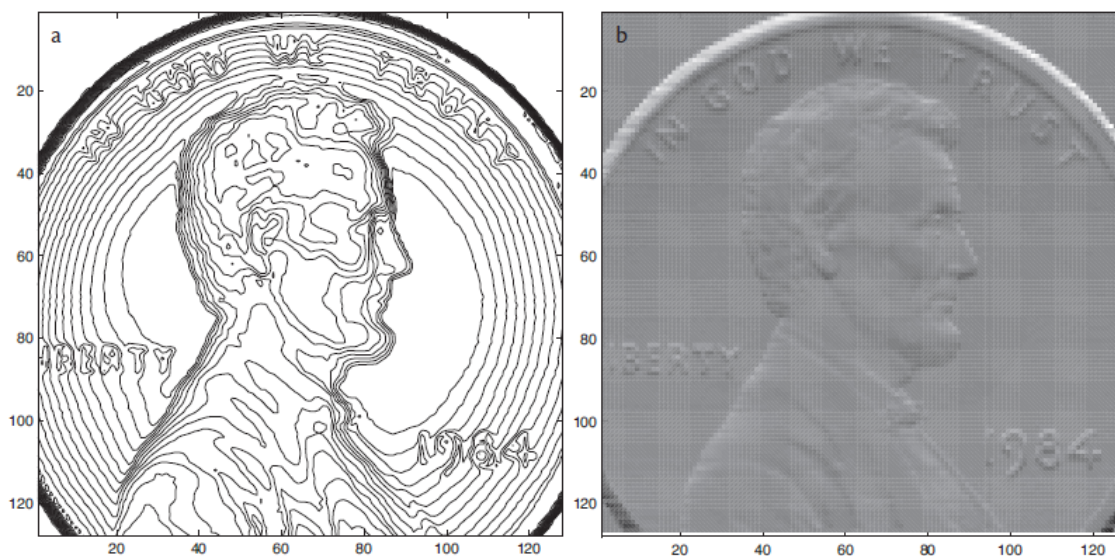


Figura 4.2: (a) Gráfico de contorno traçado com os dados do arquivo MATLAB "penny.mat." (b). Gráfico de escala de cinza da derivada z dos mesmos dados. Os dados oceanográficos adquiridos por métodos convencionais (*e.g.* CTD) geralmente são plotados como em (a), enquanto as imagens sísmicas são imagens de alta resolução, essencialmente dT/dz , análogo a (b). A imagem (b) mostra detalhes não aparentes na imagem (a). Adaptado de *Ruddick et al. (2009)*.

Tendo em vista a resolução lateral, a oceanografia sísmica permite ver as relações entre estruturas de escala fina com as estruturas de meso-escala (*e.g.* vórtices) que as produziram (*Ruddick et al., 2009*). Este fato é importante, pois possibilita a visualização sinóptica das estruturas, como os vórtices e suas estruturas finas associadas e permite que a relação entre eles seja explorada. Como há uma conexão de troca de energia entre estruturas de meso-escala para estruturas mais finas, a sísmica de reflexão fornece uma nova visão dos estágios da cadeia de energia, algo não possível anteriormente.

*CTD – instrumento oceanográfico que dispõem de sensores capazes de aferir a condutividade, temperatura e pressão do meio;

*XBT – instrumento oceanográfico que possui a capacidade de registrar perfis de temperatura.

Capítulo 5

Aquisição dos dados

Os dados utilizados no presente trabalho foram adquiridos através de levantamentos geofísicos promovidos pela *EMEPC*, realizados pelo navio *Akademik Shatskiy*, em junho de 2006, por meio de contrato celebrado com a empresa norueguesa *Fugro-Geoteam AS*. Neste levantamento foram obtidas 9 linhas sísmicas, 3 realizadas na *PAM* e outras 6 realizadas na Planície Abissal Ibérica, a totalizar ~3000 km de linha sísmica de reflexão (Relatório do Projeto).

Os principais parâmetros sísmicos utilizados no levantamento estão descritos na tabela abaixo (tab. 5.1), conforme relatado no Manual do Projeto:

Tabela 5.1: Parâmetros sísmicos utilizados na aquisição dos dados (Manual do Projeto – 2D SEISMIC DATA ACQUISITION, EEZ survey at Madeira and Iberia).

Parâmetros	
<i>Comprimento vertical de gravação</i>	18 segs.
<i>Taxa de amostragem</i>	2 ms.
<i>Low-cut filter</i>	4.3 Hz at 6 dB/oct
<i>Hi-cut filter</i>	200 Hz at 370 dB/oct
<i>Comprimento do streamer</i>	7950 m
<i>Profundidade do streamer</i>	9 m (+/- 1.5 m)
<i>Near offset</i>	≈ 190 m
<i>Número de canais no streamer</i>	636
<i>Intervalo entre canais</i>	12.5 m
<i>Número de sub-arrays</i>	4
<i>Profundidade da fonte sísmica</i>	7 m (+/- 1.0 m)

A direção da linha sísmica analisada neste trabalho foi adquirida no sentido Sudoeste-Nordeste, obtendo aproximadamente 292 quilômetros de dados. O relatório mostra que não houveram interrupções durante o levantamento sísmico e a linha processada neste trabalho foi adquirida em 33 horas.

5.1 – Geometria de aquisição

Nos dados utilizados no presente trabalho, a geometria de aquisição foi feita em CMP a duas dimensões (2D). Nesta técnica, é necessário que a fonte e o sensor estejam alinhados numa reta, possibilitando um mesmo ponto ser amostrado várias vezes (fig. 5.1).

Como visto anteriormente, quando um sinal encontra uma interface entre duas camadas com diferentes impedâncias acústicas, parte do sinal é refletido e pode ser captado pelos sensores. Considerando que a interface seja plana e horizontal, o ângulo de reflexão do sinal é igual ao ângulo de incidência (lei de *Snell*). Esse fator é importante na geometria de aquisição, pois o ponto que será amostrado pelo receptor estará a metade da distância entre fonte e sensor e é chamado de CMP (*Common Mid-Point*). Outra medida importante nesse método é a distância entre CMP's,

que será a metade do intervalo entre sensores. Neste caso serão 6.25 m. se não houver adição de traços vizinhos.

Através desse método é possível aumentar a razão sinal-ruído para as ondas refletidas pela somatória dos traços com o mesmo CMP, chamado *stack*, importante vantagem para analisar a imagem do ponto amostrado.

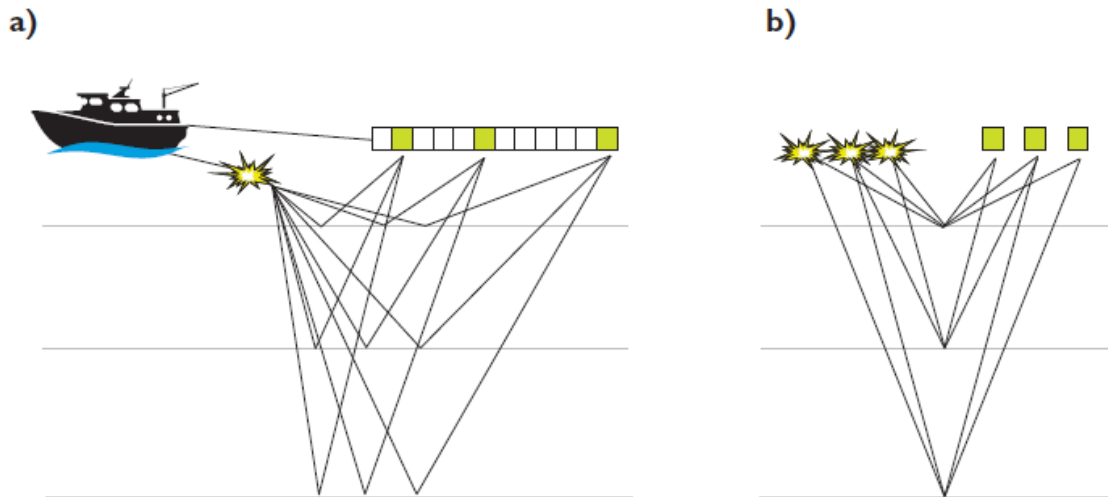


Figura 5.1: (a) Representação de uma geometria de aquisição 2D no oceano; (b) Os pontos comuns registrados - common mid-point (CMP). Adaptado de Rob, S. e Mike, B. (2014).

Outros arranjos são possíveis para visualizar os traços, como mostra a figura 5.2. Essa informação é importante, pois no presente trabalho, em determinadas análises e etapas do processamento, os dados são visualizados no arranjo “*Source gather*”.

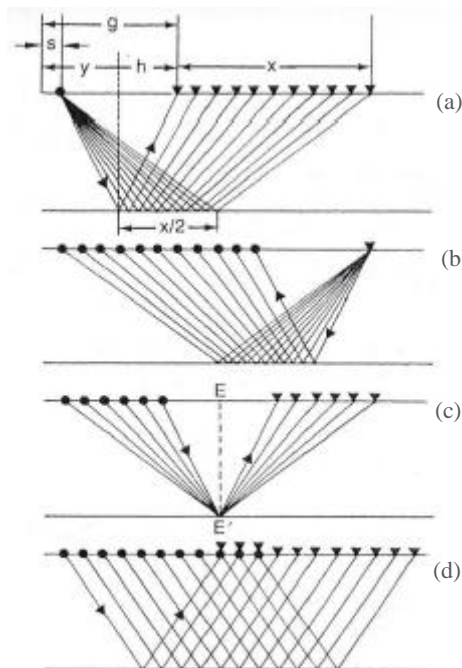


Figura 5.2: Diferentes tipos de arranjos possíveis na visualização dos traços. *Source gather* (a); *Receiver gather* (b); *CMP gather* (c) e; *Offset gather* (d). Os pontos são as fontes e triângulos os receptores Adaptado de Yilmaz (2001).

Em uma definição por CMP, um dado importante da representação é a cobertura (*fold*), que demonstra a quantidade máxima de vezes que um ponto pode ser amostrado na aquisição. A expressão desse dado é dada pela equação:

$$Cobertura = N_c \frac{\Delta g}{2\Delta s} \quad (15)$$

onde, N_c é o número de canais presentes no cabo, Δg é o intervalo entre hidrofones e, Δs é o intervalo entre tiros.

No presente trabalho, aplicando a equação acima, o mesmo ponto será amostrado um máximo de 79 vezes (Cobertura), pois conforme o relatório de aquisição, o levantamento sísmico possui 636 canais (N_c), intervalo entre hidrofones de 12.5 m (Δg) e intervalo entre tiros de 50 m (Δs).

5.2 – Fonte sísmica e sensores

Existe uma variedade de fontes sísmicas, cada uma com características distintas de frequência e diferentes níveis de energia. O principal objetivo desejado é que a fonte gere um pulso com grande quantidade de energia no menor tempo e que seja o mais simples possível, podendo ser repetível no tempo de maneira a gerar traços com assinatura semelhante. Não apenas a característica individual de uma determinada fonte é importante na aquisição de dados sísmicos, mas a matriz de várias fontes a serem processadas em conjunto (*arrays*), fator que pode melhorar o espectro de frequência do pulso transmitido.

Na água, é comum o uso de fontes pneumáticas (fig. 5.3), que funcionam como canhão de ar comprimido de alta pressão (*e.g. Airgun*). O ar que está retido em câmaras é liberado através de furos e se desloca sob forma de bolha de alta pressão. A bolha estará a comprimir a água a sua volta, provocando um pulso de energia que se propagará pela coluna d'água.

No momento que encontrar um refletor, o pulso sísmico será refletido (obedecendo as leis aqui já discutidas) na direção da superfície com o mesmo padrão do sinal gerado, isto é, se o pulso gerado for complexo, a imagem refletida e recebida pelos receptores será complexa.

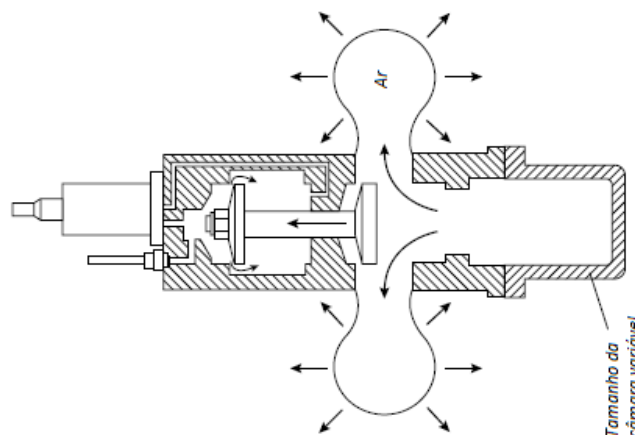


Figura 5.3: Imagem que ilustra o funcionamento de um canhão de ar comprimido utilizado pela sísmica de reflexão multicanal. Adaptada de Kearey P. et al. (2002).

Como as características do sinal gerado por um *airgun* dependem do volume da câmara, pressão do ar e profundidade, uma forma para obter um sinal simples (*spike*) é utilizar um conjunto de fontes com dimensões diferentes, que ao se combinarem, produzem uma fonte de alta energia (fig. 5.4). Quando o objetivo é para levantamentos de penetração profunda, o uso de múltiplas matrizes de fontes (*arrays*) atrás da embarcação pode aumentar a energia total transmitida.

Os sensores responsáveis pela captação e leitura da energia refletida são chamados (para o meio aquático) hidrofones. São compostos por elementos piezoelétricos cerâmicos que produzem uma tensão proporcional às variações de pressão ligadas a passagem da energia das ondas sísmicas. No levantamento sísmico marinho, uma grande quantidade de hidrofones é utilizada simultaneamente, os quais estão conectados por um cabo (*streamer*) e individualmente são denominados canais. Um canal representa habitualmente o sinal de um grupo de hidrofones cujo sinal é somado. Com esse conjunto de sensores é possível aprimorar o sinal e suprimir alguns ruídos indesejáveis, conforme será visto adiante.

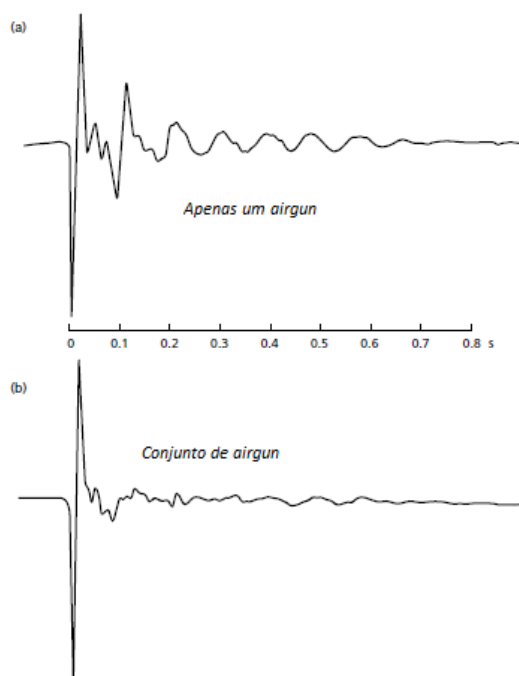


Figura 5.4: Comparação de duas assinaturas de tipo de levantamento sísmico. (a) apenas um *airgun*; (b) conjunto de *airgun*, mostra um aumento significativo do sinal e assinatura mais parecida com um *spike*. Adaptado de Kearey P. et al. (2002).

5.3 – Eventos sísmicos

O impulso de energia sísmica é refletido a partir de interfaces de camadas com diferentes impedâncias acústicas e registrados por sensores na superfície. Os tempos de viagem são aferidos e podem ser convertidos em profundidade dos refletores. A velocidade de propagação do som (como falado anteriormente) varia em profundidade, devido as diferentes propriedades físicas de cada camada na coluna d'água e características da onda.

A reflexão não é o único evento sísmico registado pelos hidrofones, outros eventos como refrações e chegadas diretas são captados num levantamento sísmico no mar. Cada evento tem uma característica particular que refletirá na forma de seu registo no ficheiro sísmico, e saber

identificá-los é importante nas etapas de processamento. Uma vez que as reflexões são os sinais mais importantes, atenuar os demais eventos é importante para gerar as imagens finais.

A disposição da fonte e dos receptores na aquisição sísmica influencia no modo como as reflexões são gravadas nos ficheiros. O fato deles estarem espaçados horizontalmente a uma certa distância (chamado *offset*) gera um atraso nos tempos de chegada da energia nos receptores, e quanto mais espaçados, mais tardio será registada a reflexão (fig. 5.5).

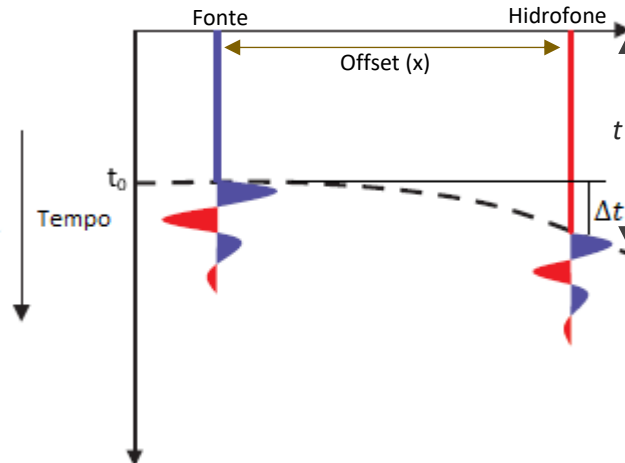


Figura 5.5: Representação do atraso nos tempos de chegada da energia nos receptores. Adaptado de Rob, S. e Mike, B. (2014).

A diferença (Δt) entre o tempo de chegada e o tempo na posição zero (designado *offset-zero**) é chamado *Normal Moveout* (NMO).

Através do teorema de Pitágoras, podemos obter uma relação hiperbólica que traduz o tempo que a energia da onda demora para percorrer a distância entre fonte e sensor (*offset*). Este tempo dependerá da velocidade de propagação da onda no meio e do tempo de chegada a considerar o *offset-zero*. Portanto, o tempo de chegada da reflexão numa relação hiperbólica é dado por:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{NMO}^2} \quad \Delta t_{NMO} = t - t_0 \quad (16)$$

onde, “ t_0 ” é o tempo de chegada considerando o *offset-zero*, “ x ” é a distância entre fonte e sensor e, “ v ” é a velocidade de propagação do meio. Através desta equação é realizada a correção NMO, que tem como objetivo posicionar os tempos das reflexões, para os diferentes *offsets*, de forma que passem a ter o mesmo tempo duplo. Assim, cada reflexão é posicionada como se o traço sísmico tivesse sido registrado em *offset-zero*.

Portanto, para o cálculo da correção NMO, é necessário saber o tempo de *offset-zero* para cada evento, qual o *offset* que corresponde a determinado traço sísmico e a velocidade que melhor corrige (horizontaliza) a reflexão.

Uma característica importante é o fato da velocidade aumentar com a profundidade e consequentemente com o tempo, sendo assim, a correção NMO vai ser cada vez menor com o aumento da profundidade, afetando mais os eventos superficiais do que os profundos.

De forma resumida, a energia da onda direta viaja diretamente da fonte ao receptor sem sofrer reflexão, portanto, seu tempo de chegada varia linearmente e dependerá apenas do *offset* (x) e da velocidade de propagação do meio (V). Sendo assim, será definido por:

*Mesma posição da fonte e sensor

$$t = x/V \quad (17)$$

Para o registo sísmico as ondas refratadas e diretas são consideradas ruído coerente, isto é, apresentam coerência nos traços mesmo sendo indesejadas. Outros ruídos coerentes desta natureza são registados no ficheiro sísmico, como as difrações e interferências externas (*e.g.* som gerado pelo motor da embarcação).

Além do ruído coerente, o registo sísmico é composto por ruído aleatório, que não tem correlação entre traços, podendo ser gerado por instrumentos de prospecção ou devido a ondulações presentes no local do levantamento sísmico. Esse tipo de ruído é atenuado na etapa de filtragem e no processo de *stack* dos dados.

Outro sinal capturado na sísmica de reflexão são os chamados múltiplos, que representam reflexões repetidas ao longo da propagação da energia de onda. Através de etapas do processamento (*e.g.* desconvolução) os múltiplos podem ser atenuados ou eliminados. Na coluna d'água, as reflexões múltiplas estão ligadas, principalmente, a interface ar-água, em razão da alta amplitude do sinal. Se a velocidade do meio variar com a profundidade, os múltiplos vão apresentar uma velocidade NMO diferente e serão atenuados no *stack*.

5.3.1 - Modelo de mais camadas

Num ambiente com várias camadas, os raios refletidos a partir da interface também são refratados e produzem uma propagação complexa (fig. 5.6 (a)). A curva do tempo em relação aos refletores ainda é essencialmente hiperbólica para pequenos *offsets*, porém a velocidade é variável no tempo. A equação anterior para um único refletor continua a ser válida, mas temos de substituir a velocidade por uma velocidade “rms” (*root-mean-square*) das camadas que cobrem o refletor. A velocidade “rms” da seção sísmica para “n” camadas é dada pela seguinte equação:

$$V_{rms,n} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 \tau_i}{\sum_{i=1}^n \tau_i} \right]^{1/2} \quad (18)$$

onde, “ v_i ” é a velocidade de intervalo da camada “ i ” e “ τ_i ” é o tempo de viagem do raio refletido através da camada “ i ”. A velocidade de intervalo é a velocidade de uma frente de onda numa camada homogênea e relaciona-se com a velocidade “rms” através da equação de Dix (1955):

$$V_i = \left(\frac{V_{rms2}^2 t_2 - V_{rms1}^2 t_1}{t_2 - t_1} \right)^{1/2} \quad (19)$$

onde, os índices 1 e 2 referem-se, respectivamente, a interface superior e inferior que limitam o meio homogêneo de velocidade V_i .

Sabendo que a velocidade NMO (V_{NMO}) é aquela que produz o melhor ajuste na correção NMO, em um modelo de várias camadas (n) podemos dizer que $V_{NMO}=V_{rms}$, e a equação da correção NMO passa a ser:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{rms}^2} \quad (20)$$

Considerando um modelo onde as interfaces são paralelas, porém, inclinadas (inclinação Θ), a velocidade NMO é:

$$V_{NMO} = \frac{V_{rms}}{\cos \Theta} \quad (21)$$

Além das velocidades já citadas acima, existe a velocidade de *Stack* (V_{STK}). Essa velocidade é aquela que produz o melhor *Stack* quando utilizada na correção NMO. A mesma é obtida através do processamento e a equação que define a hipérbole de *Stack* é:

$$t_{STK}^2 = t_{0(STK)}^2 + \frac{x^2}{V_{STK}^2} \quad (22)$$

Apesar da semelhança entre a velocidade NMO e a velocidade de *Stack*, existe uma diferença entre elas. Enquanto a equação para velocidade NMO deriva da hipérbole que ajusta melhor os dados supondo pequenos deslocamentos, a equação da velocidade *Stack* deriva da hipérbole que melhor ajusta o *moveout* ao longo de todo o *offset*.

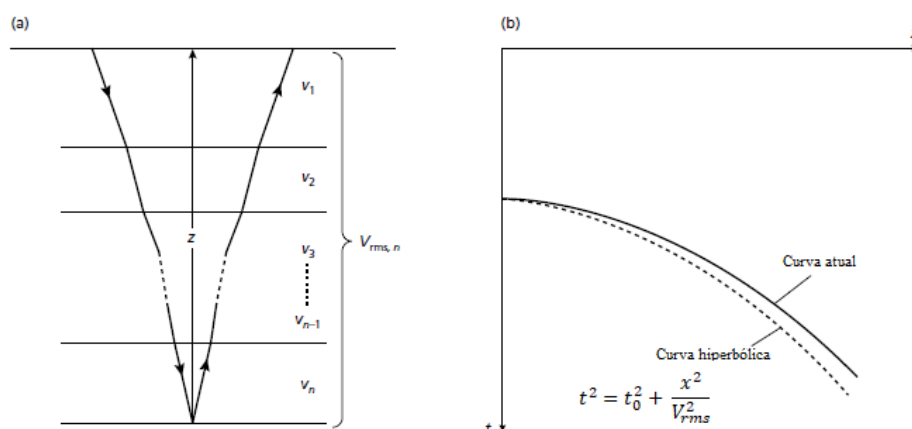


Figura 5.6: (a) Representação de um sinal a se propagar por várias camadas. (b) Representação do comportamento da hipérbole conforme o deslocamento aumenta. Adaptado de Kearey P. et al. (2002).

5.3.2 - *Stack*

A geometria de aquisição dos dados sísmicos aplicada no presente trabalho possibilita a amostragem do mesmo CMP em diferentes pares emissor-receptor. A etapa denominada *Stack* irá somar os traços contidos em cada CMP e transformá-los (após a correção NMO) em seções de *offset-zero*. A seguinte equação é utilizada para somar os traços:

$$A(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i(t) \quad (23)$$

onde, N é o valor de cobertura e $a_i(t)$ são valores do traço sísmico i . Uma normalização ($1/N$) é necessária para compensar a variação no número de traços contidos em cada CMP.

O empilhamento (*stack*) dos CMP melhora a relação sinal-ruído, pois baseia-se no pressuposto que os sinais de reflexão nos traços sísmicos de um mesmo ponto são iguais e o ruído aleatório não é correlacionado de traço para traço. A soma de “ n ” traços atenua o ruído aleatório em \sqrt{n} . O agrupamento de CMP também atenua ruídos coerentes, como múltiplos, isto, porque o sinal refletido geralmente possui velocidades de empilhamento (velocidade *stack*) diferente dos demais ruídos coerentes.

A figura 5.7 mostra o resultado obtido ao efetuar o *stack* nos dados sísmicos.

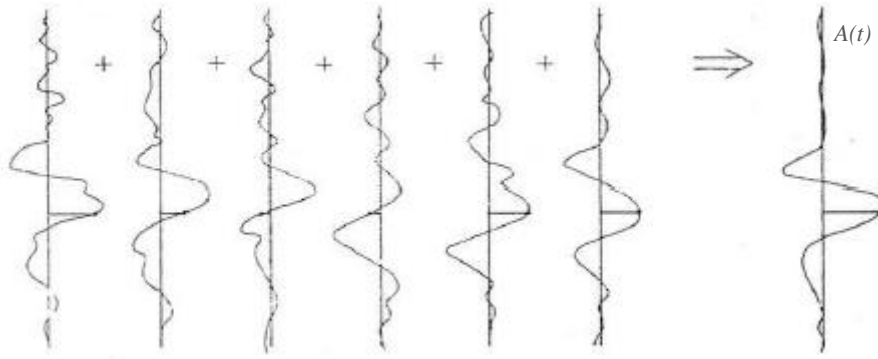


Figura 5.7: Esquema que mostra o comportamento do sinal após o empilhamento (*stack*) dos CMP. Adaptada de Alves D. P. V. (2009).

Capítulo 6

Resultados: Processamento dos dados sísmicos

Não há uma rotina definida para tratar os dados sísmicos de reflexão, cada conjunto de dados, cada levantamento realizado terá que passar por testes para saber as melhores ferramentas a serem utilizadas. A definição da melhor rotina é, muitas vezes, por tentativa e erro.

No presente trabalho, as ferramentas escolhidas serão demonstradas a seguir, e sempre que uma etapa, que normalmente é feita num processamento convencional em pesquisa de hidrocarbonetos, não estiver presente, será apresentado o porquê.

O maior desafio no processamento de dados sísmicos marinhos, para este trabalho, está relacionado com a atenuação da onda direta, pois a alta amplitude da mesma interfere na visualização de importantes reflexões nas camadas superficiais da coluna d'água. São nessas regiões que ocorrem trocas de calor, encontro de frentes oceânicas, entre outras dinâmicas oceanográficas registadas num levantamento sísmico. Outro desafio encontra-se na análise de velocidade de propagação da onda sísmica, etapa importante para corrigir o atraso do tempo de chegada da energia de onda e posicionar os refletores no local correto.

6.1 – Software

O processamento dos dados sísmicos foi realizado no software *Seismic Processing Workshop* (SPW), da empresa *Parallel Geoscience Corporation*, na versão 2.3.24. Este software é composto por cinco aplicações, das quais *FlowChart and Executor* (FC), *SeisViewer* (SV), *Vector Calculator* (VC) e *SPW I/O Utility* (IO) foram utilizados no presente trabalho. Cada aplicação é responsável por:

- FlowChart – permite a criação de fluxos de processamento, configuração dos parâmetros utilizados em cada etapa e execução dos fluxos elaborados;
- SeisViewer – aplicativo interativo de exibição dos dados sísmicos. Nele é possível personalizar a exibição dos dados sem ter um modelo predefinido. Também permite configurar parâmetros e utilizar algumas ferramentas de processamento;
- Vector Calculator – projetado para ser utilizado em conjunto com o SV, esse aplicativo funciona para realizar operações matemáticas sobre uma pequena relação de dados e fazer a sua visualização gráfica. Permite a operação com números escalares, vetores e até uma matriz de dados;
- I/O Utility – permite, além de outras funções, reformatar dados para a linguagem SPW (Seismic Processing Workshop™ – Training Manual, v2.2).

6.2 – Reformatação da linguagem dos dados

Os dados coletados no levantamento sísmico foram disponibilizados no formato SEG-Y, formato que não é reconhecido pelas ferramentas de processamento do SPW, portanto, se fez necessário a conversão dos dados para o formato SPW (.spw).

A reformatação dos dados foi feita na aplicação SPW IO, através da ferramenta *Data Reformat*, gerando um novo arquivo no formato desejado.

6.3 – Reamostragem

A linha sísmica analisada neste trabalho corresponde a uma das três linhas sísmicas de reflexão realizadas na PAM pelo EMEPC. A mesma consiste em 5855 tiros, com intervalo de amostragem de 2 ms e comprimento de gravação de ~18 segundos. Devido ao alto volume de dados do arquivo, processar a linha completa seria impossível em razão da capacidade computacional disponível. Portanto, foi dividido a quantidade de tiros em blocos, conforme mostra a tabela abaixo:

Tabela 6.1: Divisão da linha sísmica com seus respectivos blocos e intervalo de tiros. Nota-se a sobreposição feita entre os blocos (50 tiros) adjacentes para no futuro unir os dados.

Bloco	Tiros
01	1001 – 1400
02	1351 – 1750
03	1701 – 2100
04	2051 – 2450
05	2401 – 2800
06	2751 – 3150
07	3101 – 3500
08	3451 – 3850
09	3801 – 4200
10	4151 – 4550
11	4501 – 4900
12	4851 – 5250
13	5201 – 5600
14	5551 – 5950
15	5901 – 6300
16	6251 – 6650
17	6601 – 6855

Esta etapa foi realizada no módulo SPW FC através da ferramenta *General Trace Sort*, onde apenas indica-se a coluna do ficheiro escolhida (*source*) e o intervalo entre valores da coluna. A opção inicial foi de blocos com 50 tiros, mas não era possível criar uma imagem com esse número de tiros, portanto, os blocos foram recriados com 400 tiros, com sobreposição de 50 tiros entre blocos adjacentes, o que se mostrou eficiente, conforme será visto posteriormente.

Após a divisão dos blocos, foi utilizado a ferramenta *Resample Seismic* com o intuito de cortar parte do registo. Como o objetivo deste trabalho é analisar estruturas presente na coluna d'água, foi verificado, na aplicação *SeisViewer*, quais dados representavam a mesma. Portanto, constatou-se a possibilidade de alterar o comprimento de gravação de 18secs para 9secs, a diminuir consideravelmente o peso do processamento. Na mesma ferramenta foi modificado o intervalo de amostragem, que sem prejudicar o sinal, passou de 2ms para 4ms.

No relatório de aquisição do levantamento sísmicos é dito que os dados possuem um atraso de 128ms, sendo necessário corrigir o *delay* na reamostragem. Para tal, através da ferramenta *Apply Static Shifts* os dados foram posicionados verticalmente no local correto.

6.4 – Geometria do levantamento sísmico

A geometria do levantamento sísmico é fundamental para toda sequência do processamento e análise do sinal. Ao definir a geometria dos dados, indica-se a posição exata da fonte (tiros) e dos hidrofones, marcando o intervalo entre eles e definindo a localização de cada CMP.

Ao contrário do que é tradicional na indústria, os dados fornecidos pelo operador à EMEPC e disponibilizados para este trabalho não dispunham da geometria de aquisição definida nos campos do cabeçalho. Foi por isso necessário iniciar o trabalho de processamento com a definição da geometria.

No módulo SPW FC é usado a ferramenta *Geometry Definition* para estabelecer a geometria dos dados, isto com o auxílio de três tabelas, *Receiver Location – SPS Format*, *Source Locations – SPS Format* e *Observer Notes – SPS Format*. Essas tabelas foram feitas num arquivo *Microsoft Excel* e posteriormente transformadas em arquivos de blocos de notas, que é reconhecido neste passo de processamento. Os valores utilizados corresponderam aos dados do cabeçalho do arquivo inicial e distâncias indicadas no relatório de aquisição.

Na tabela *Receiver Location* é estabelecido 5 parâmetros (Line, Location, Easting, Northing, Elevation), que no caso deste trabalho apenas dois (Location e Easting) tinham importância significativa. Os números para ambos os parâmetros foram criados, respeitando o intervalo entre sensores (12,5 m) e mantendo a localização relativa nas demais tabelas.

O *Source Location* também possui os mesmos 5 parâmetros, porém, nesta tabela é preciso colocar o valor da localização de cada tiro, valor que já vem definido no cabeçalho do arquivo. Portanto, é criado um valor relativo para o *Easting*, respeitando o intervalo entre tiros de 50 metros.

Já o *Observer Note* é responsável por relacionar a fonte com o sensor, que no caso deste levantamento, a cada tiro que foi realizado se avançou 4 sensores. Isto acontece devido a distância entre tiros (50 metros) e o intervalo entre sensores que é de 12,5 metros.

Na ferramenta *Geometry Definition* foi necessário indicar o intervalo entre sensores e executar a rotina com as tabelas. O programa calculou o valor da localização de cada CMP e registrou-o numa coluna do novo arquivo gerado. Para verificar se os dados foram bem executados, uma visualização no SPW SV em CMP foi realizada, onde verificou-se o alinhamento da onda direta, indicação que o procedimento foi bem aplicado (fig. 6.1). Conforme será descrito na etapa de análise de velocidades, a onda direta viaja horizontalmente entre fonte e sensor, portanto foi utilizada para verificar a eficiência desta etapa. Com os parâmetros usados nesta operação o espaçamento entre CMP é de 0.5 unidades (correspondendo a 6.25 m).

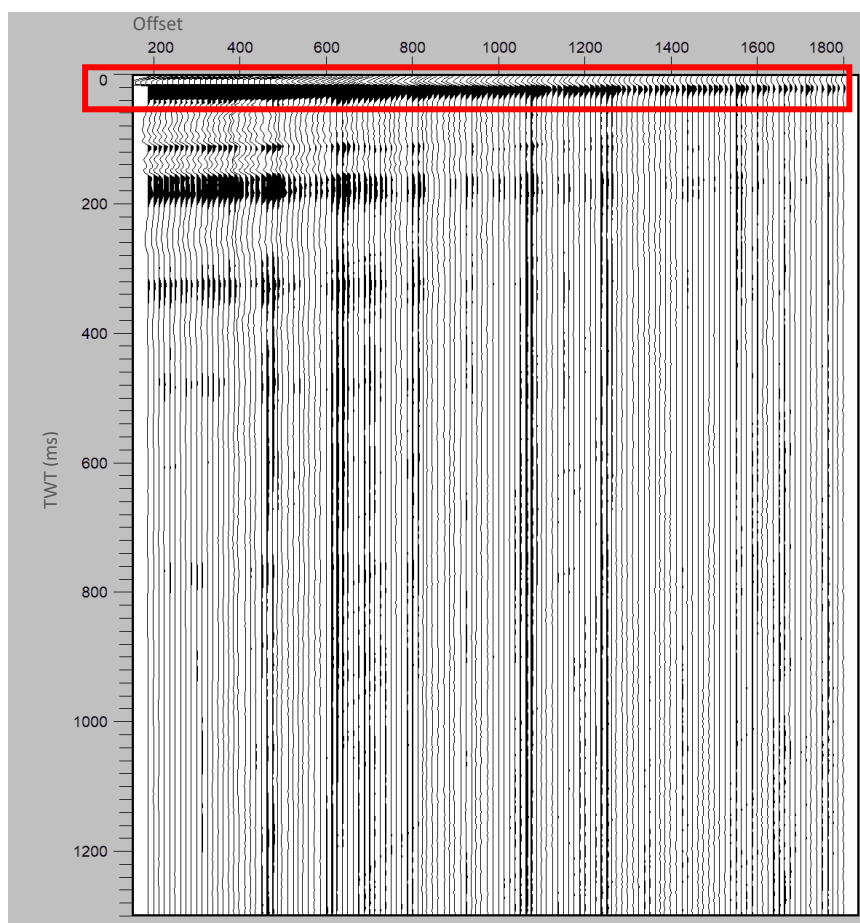


Figura 6.1: Representação da onda direta horizontalizada (foi utilizado uma correção de velocidade – LMO, 1500 m/s) após a etapa geometria de aquisição.

Para os efeitos deste trabalho foram usadas coordenadas fictícias e não as coordenadas geograficamente corretas, respeitando o espaçamento da aquisição. Não foram consideradas pequenas variações associadas à eventual deformação do cabo (*streamer*) ou alterações no intervalo entre tiros.

Após realizar a geometria de aquisição, elaborou-se uma primeira imagem em “*Common Offset*”, isto é, agrupando os traços lado a lado com a mesma distância ao CMP (fig. 6.2). Usou-se a distância mais próxima, o que permite obter uma imagem que corresponderia a uma aquisição mono-traço.

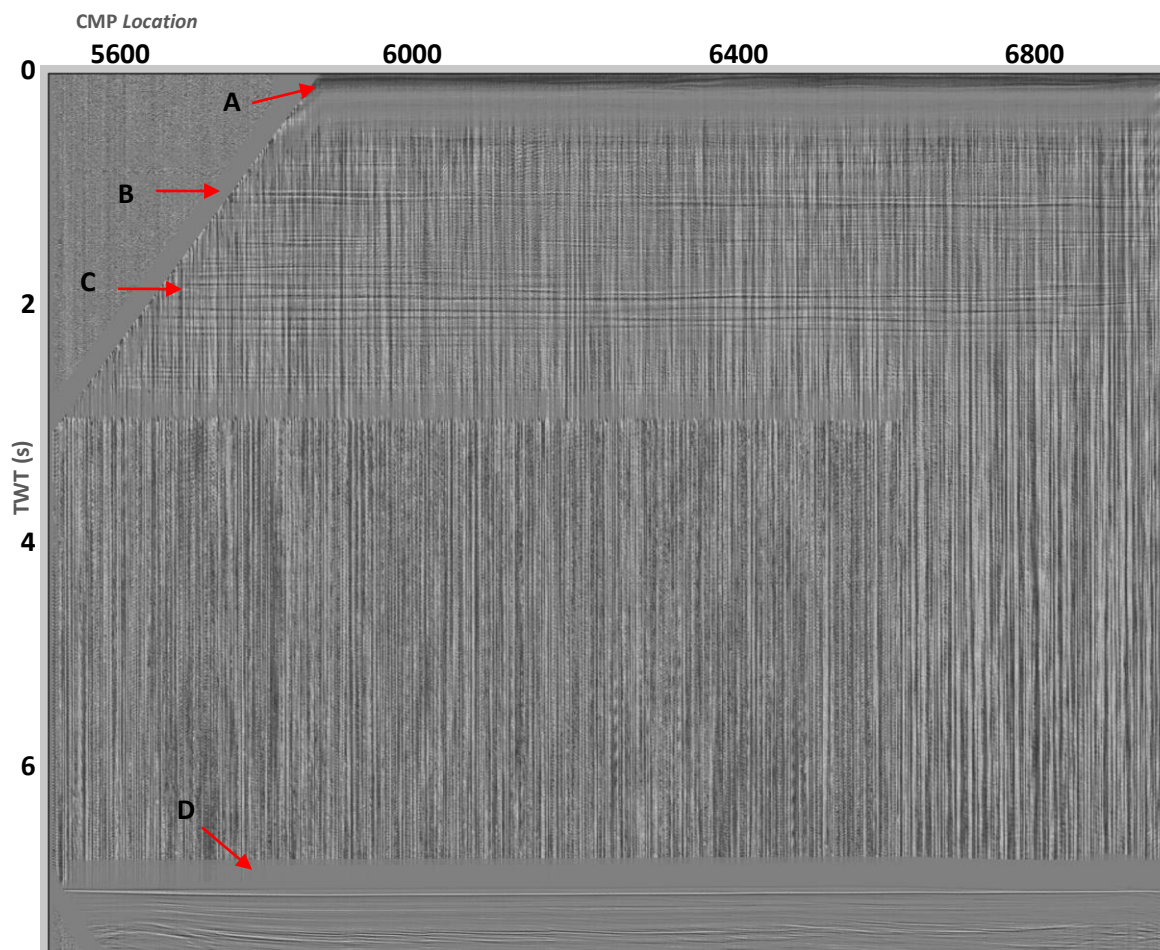


Figura 6.2: Arranjo do bloco 01 em “*Common offset*” para o offset mais próximo após aplicação da etapa *Geometria de Aquisição*. Imagem apresentada com AGC (*Automatic Gain Control*) e janela de 500 ms. Refletores horizontais na coluna d’água (B e C) e presença da onda direta (A) na camada superior estão a ser registadas. Efeito da aplicação do AGC (D) junto ao fundo do mar, o refletor mais forte nesta seção.

Esta imagem dá uma ideia preliminar da refletividade da camada de água cujo processamento posterior deverá melhorar significativamente.

6.5 – Edição dos traços sísmicos

Ao observar os traços em arranjos de “*tiro comum*”, verificou-se que junto dos 636 canais, outros 15 canais auxiliares estavam presentes no cabo, totalizando 651 canais, e que os últimos canais (619 – 636) continham ruídos incoerentes, isto é, existia a necessidade de eliminá-los (fig. 6.3).

Após a eliminação dos canais, cada CMP passa a ser amostrado 77 vezes (cobertura) no levantamento sísmico, indicando que a eliminação dos últimos 17 canais não irá interferir negativamente no processamento dos dados, mas sim, melhorá-lo.

O passo de eliminação dos canais foi efetuado na edição de traços através da ferramenta *Kill Traces*.

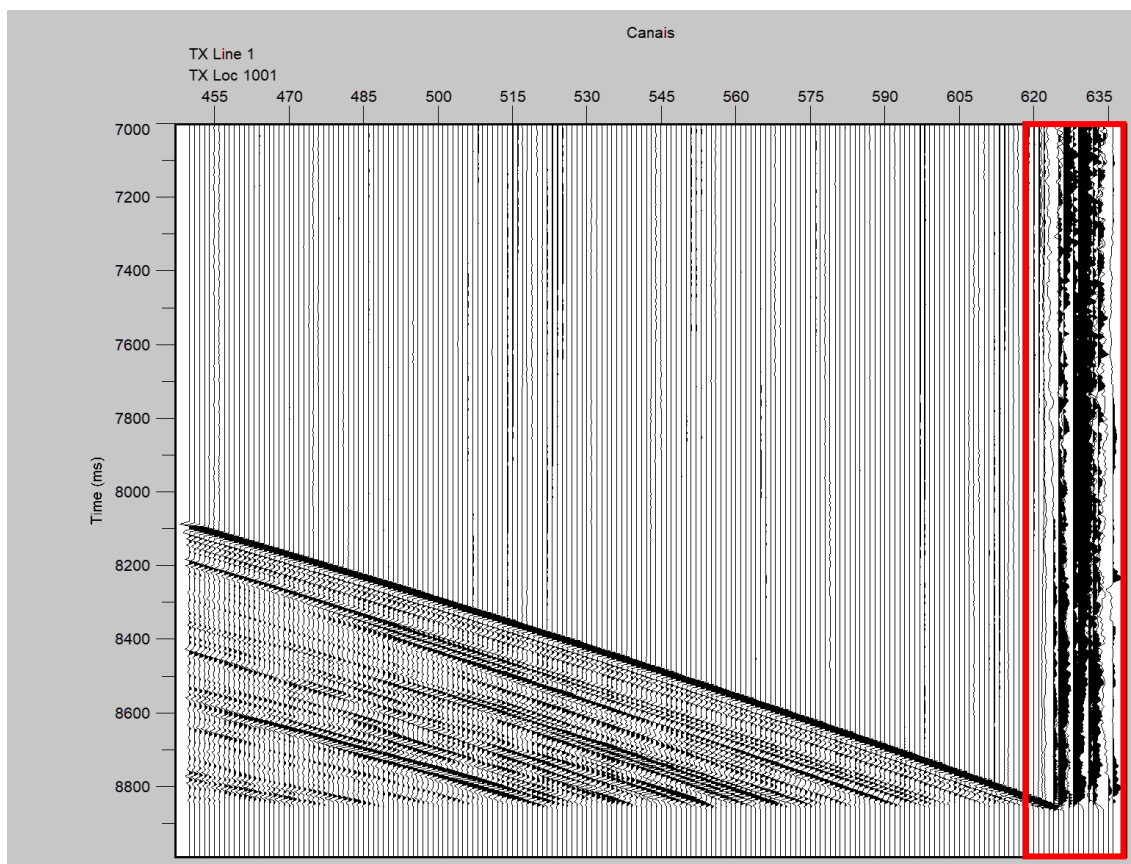


Figura 6.3: “Shot gather” que mostra canais com ruído incoerente e com necessidade de eliminá-los.

6.6 – Supressão da onda direta

No momento da explosão de uma fonte sísmica, não apenas a onda refletida é captada, mas como já visto, ondas refratadas e diretas também são registradas e farão parte do sinal registado.

Em geral, o sinal mais forte registado num levantamento sísmico no mar está ligado a onda direta, que influenciará no tratamento dos dados mais superficiais, sendo necessário atenuá-la.

Quando o objetivo do trabalho é o estudo de camadas mais afastadas da superfície, a eliminação da onda direta é fácil, pois a mesma se desloca na camada superior, sendo necessário apenas o corte do sítio que ela se encontra, a impedir que influencie o processamento futuro dos traços sísmicos. No caso deste estudo, não foi tão fácil eliminá-la, uma vez que várias estruturas se encontram próximo da superfície e interferindo com o sinal da onda direta. Portanto, esta etapa do processamento foi fundamental para a sequência deste estudo.

É comum utilizarem filtro F-K ou transformadas Tau-P para atenuar a chegada do sinal horizontal indesejado, mas desta forma, também atenuaria a energia refletida, a qual é desejada neste trabalho. Em vez disso utilizou-se a técnica “*Horizontal Median Filter with Subtraction*”, com os traços ordenados em CMP, com os seguintes passos:

1. LMO (*Linear Moveout*) – para remover a onda direta, é necessário colocá-la na horizontal. Para tal, foi utilizado a ferramenta LMO, e como parâmetro foi usado

- velocidade constante de 1500 m/s (velocidade média de propagação do som) com a opção *fine grain*. O valor desta velocidade foi obtido por tentativa e erro;
2. *Offset* negativo – a técnica exige a duplicação dos traços com o *offset* negativo. Isto é necessário pelo modo com que a técnica de filtragem é feita, que nas fronteiras não dão o resultado desejado. Sobretudo nos *offsets* mais pequenos em que a amplitude do sinal é maior. Com a duplicação evita-se uma transição brusca nas amplitudes para o valor de zero. De fato, apenas seria necessária a duplicação do conjunto de traços de menor *offset*;
 3. União dos ficheiros de *offsets* positivos e negativos – o resultado da união é que vai ser submetido ao filtro *Horizontal Median*;
 4. Filtro *Horizontal Median* – tem como objetivo obter um registo de dados apenas com o sinal coerente na horizontal. Como é um filtro que utiliza uma janela de dados para retirar a mediana, é preciso indicar o número de traços que cada janela terá. Por tentativa e erro, o número de traços escolhido foi 11;
 5. Diferença – o ficheiro filtrado foi subtraído do ficheiro duplicado, para que então a energia da onda direta que estava acentuada, fosse retirada do ficheiro duplicado;
 6. Inversão do LMO e matar traços – para finalizar, é retirado a mudança estática realizada e os dados com *offset* negativo são cortados.

Uma comparação entre o antes e depois da utilização da técnica de filtragem é demonstrada na figura 6.4:

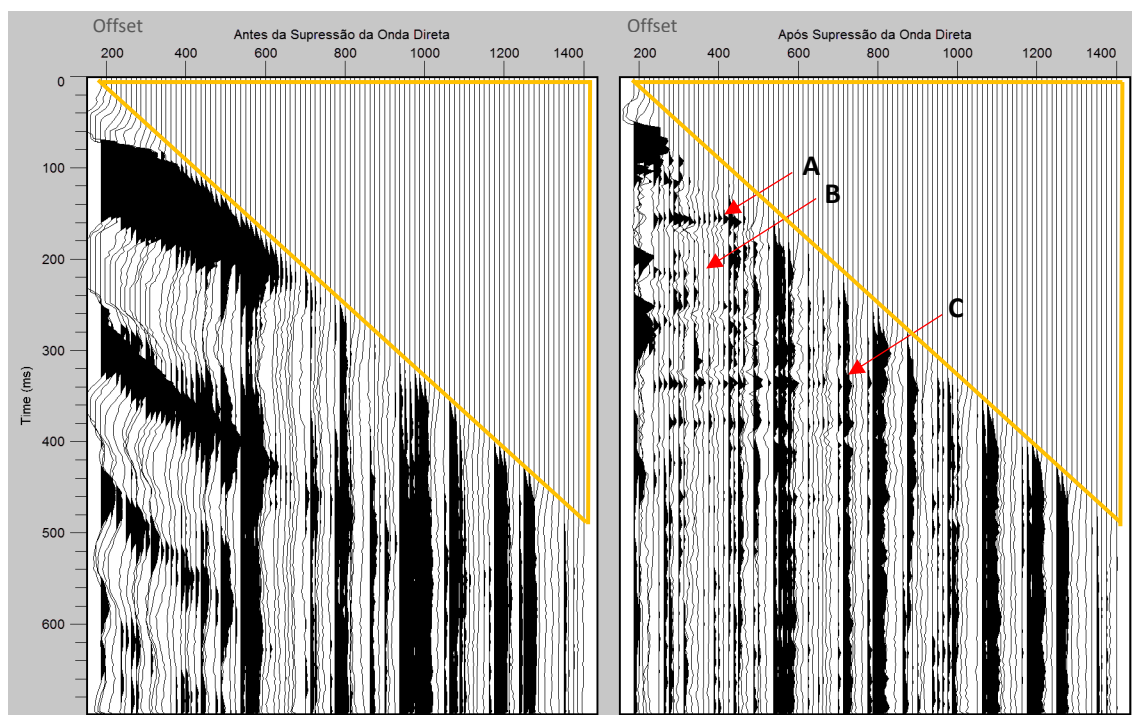


Figura 6.4: Imagem do antes e depois dos dados serem processados pela técnica “*Horizontal Median Filter with Subtraction*”. Do lado esquerdo a imagem dos dados antes do processamento. Do lado direito a imagem do resultado da etapa de supressão da onda direta com aplicação de uma correção NMO (1500m/s) com demonstração de alguns refletores (A, B e C). O triângulo amarelo representa a região onde o sinal foi apagado pelo efeito *Stretch*.

A figura 6.4 mostra uma região onde os dados foram apagados, isso ocorre devido a aplicação de um *stretch mute* no momento da correção NMO. As frequências sofrem distorção devido a alteração do período da onda em decorrência da correção NMO (Yilmaz, 2001). Para evitar esse efeito foi aplicado um *stretch mute* automático que define a porcentagem da deformação permitida. Os valores acima dessa porcentagem serão eliminados. O valor definido foi 50%.

A imagem do lado direito (fig. 6.4) mostra visível melhora do sinal na camada superior da coluna d'água, e podemos observar o surgimento de refletores (em vermelho na imagem), que outrora estavam apagados atrás da onda direta. Porém, ainda foi necessário outro procedimento para melhorar a atenuação da energia da onda direta, conforme será visto nos próximos passos.

6.7 – Atenuação do ruído com filtro passa-banda

Como já visto anteriormente, uma linha sísmica é composta por diversos sinais, tanto desejados como indesejados. Esta etapa de processamento é realizada com o objetivo de eliminar os ruídos indesejados que tem energia em frequências distintas das reflexões na camada de água, e conseqüentemente evidenciar as reflexões desejadas. Os ruídos a serem atenuados são resultados da ondulação marinha, do som da embarcação e/ou outros barulhos gerados externamente.

Para filtrar o ruído indesejado é necessária uma análise espectral dos dados, onde se procura saber em qual frequência encontram-se os eventos significativos. Desde modo, utilizou-se da aplicação SPW Vector Calculator para observar os eventos e definir a margem de corte das frequências (Fig. 6.5).

Assim sendo, foi executado um filtro *Butterworth* com frequência de corte de 10 e 80 Hz, em fase mínima e *rolloff* de 18db/oitava nas duas frequências de corte. A eficiência da filtragem é observada na figura 6.6, onde foi comparado o antes e depois dessa etapa de processamento.

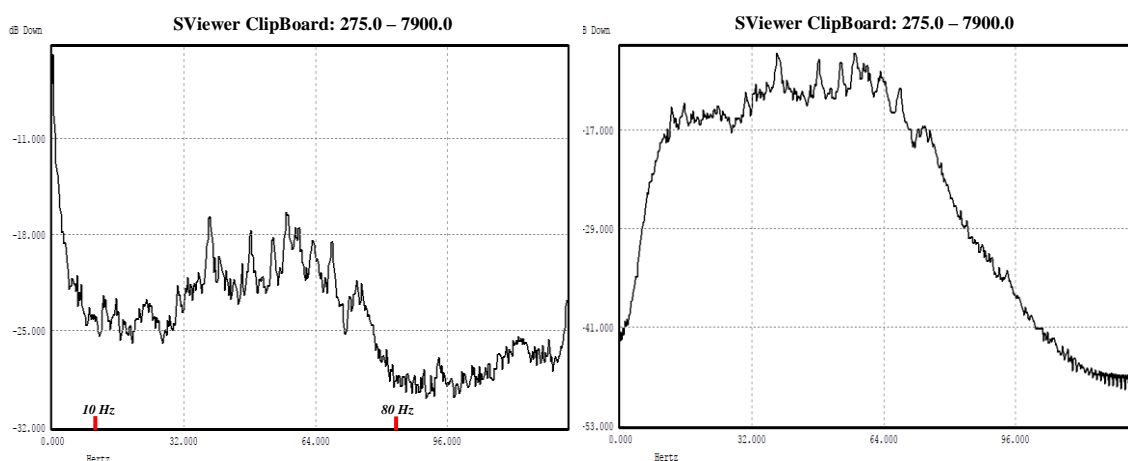


Figura 6.5: Espectro de amplitude de um conjunto de traços sísmicos. Imagem da esquerda refere-se ao espectro de amplitude antes da execução do filtro *Butterworth*. Imagem da direita refere-se ao espectro de amplitude depois da execução do filtro *Butterworth*.

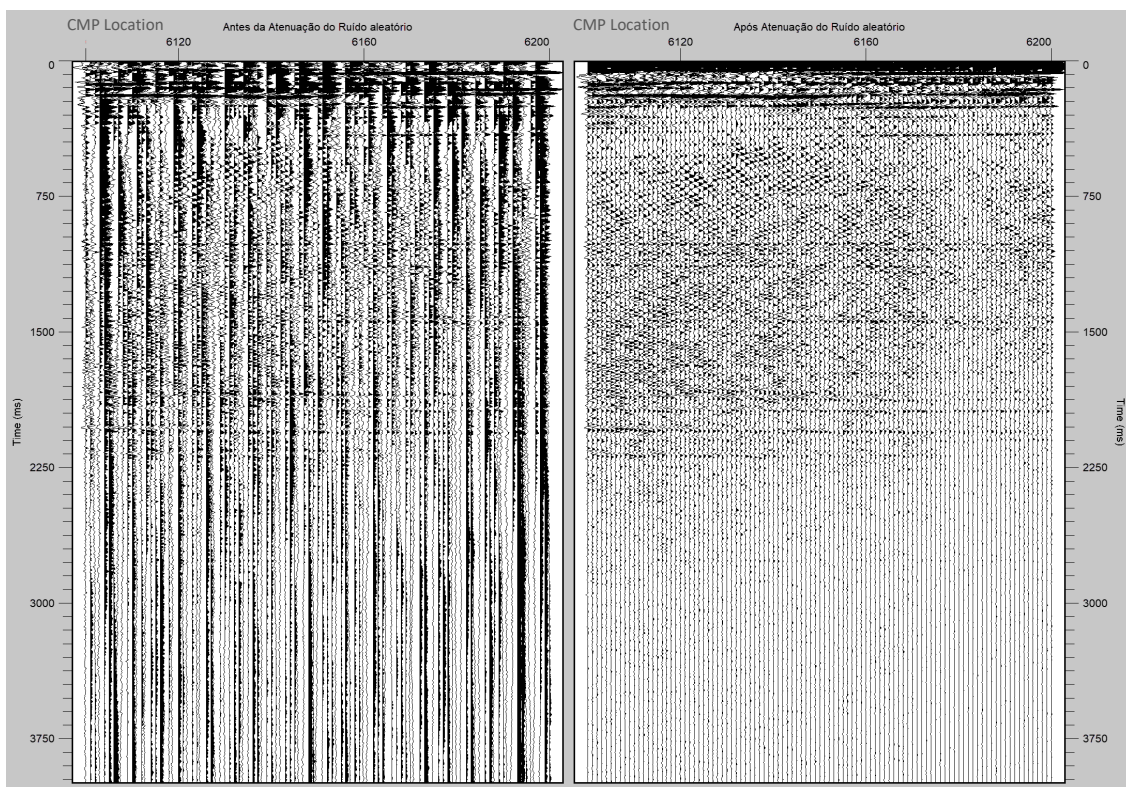


Figura 6.6: Representação de parte de um *Common offset gather*. Do lado esquerdo a imagem antes da filtragem, e do lado direito a imagem processada com o filtro *Butterworth*.

6.8 – Surgical Mute

O resultado final do processamento de supressão da onda direta (fig. 6.4) mostra que nem todo o sinal da onda direta foi suprimido, sendo necessário passar por outro mecanismo para atenuá-lo. Observa-se através da figura 6.7(a) que os traços mais superficiais e de menor offset possuem grande energia da onda direta, o que interfere a visualização dos refletores primários.

Uma forma de suprimir essa energia é aplicar a ferramenta *Surgical Mute*, nela, escolhemos os tempos e traços que queremos matar e retiramos dos dados, a cuidar para não eliminar as reflexões superficiais.

O corte pontual dos tempos e traços pode ser feito interativamente no SeisViewer através da ferramenta *Pick Traces* localizada no menu *Picking*. Os parâmetros retirados são armazenados num ficheiro que será usado na execução do *Surgical Mute*.

No SPW FlowChart, aplicamos o corte utilizando a ferramenta *Apply Surgical Mute* em conjunto com o arquivo gerado na interação do SeisViewer. Foi necessário ter atenção ao efeito *Gibbs*, que é o surgimento de imperfeições junto a descontinuidades do sinal pela falta de frequências. Para não ocorrer esse problema foi escolhido um *tapper hanning* com 5 amostras, com o objetivo de suavizar a transição da área que sofreu o corte e as áreas adjacentes.

A onda direta propaga-se de forma linear da fonte até o sensor, portanto, esse passo de processamento está a melhorar o sinal da camada superficial do registo. O resultado dessa etapa pode ser visto na figura 6.7, que compara o antes e o depois do *Surgical Mute*.

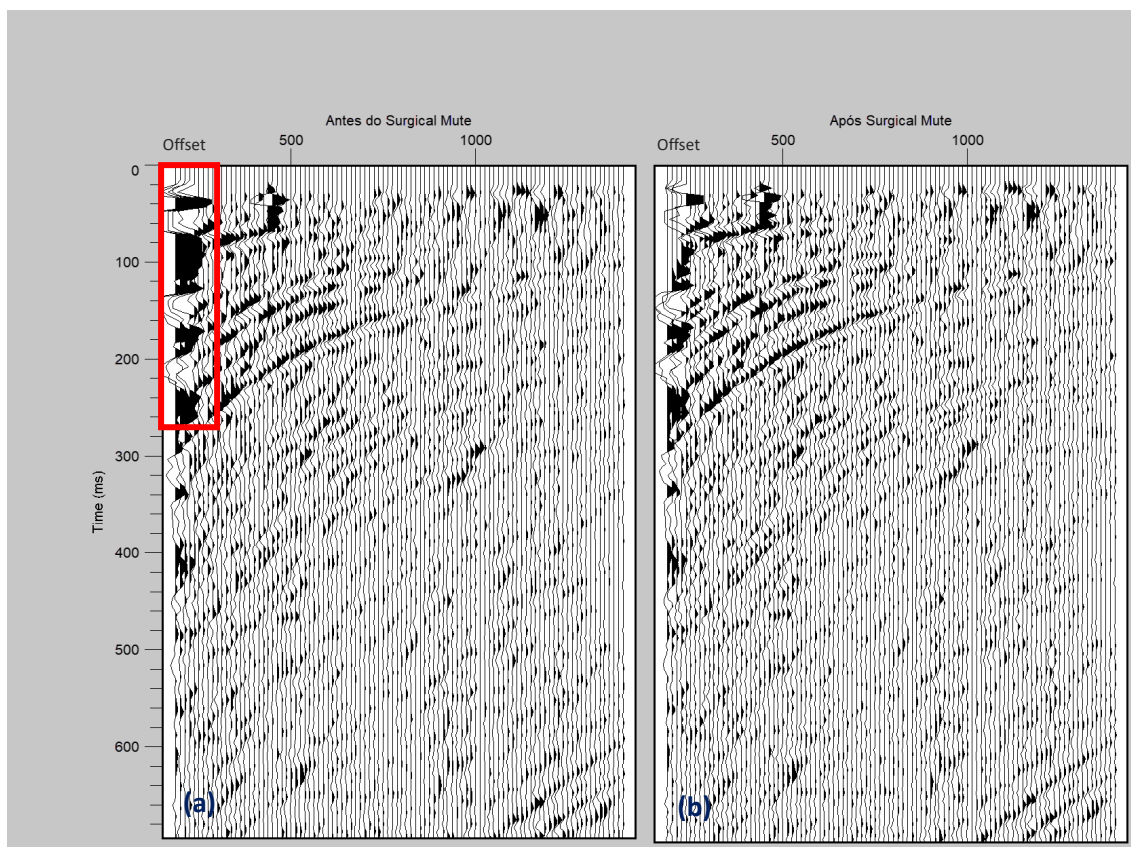


Figura 6.7: Comparação entre o antes e depois da aplicação do *Surgical Mute*. A imagem à esquerda é antes da aplicação do processamento e imagem da direita é o resultado do processamento. Em ambas foi aplicado uma correção LMO com velocidade constante 1500m/s. O quadrado vermelho mostra os pequenos offsets com grande energia da onda direta. Imagem em escala vertical TWT (*Two-Way-Time*) e horizontal representada em *source gather*.

6.9 – Análise de velocidade e Correção NMO

Em processamento sísmico é usual considerar a velocidade da onda sísmica na água constante em 1500m/s, porém, a verdade é que ela varia na coluna d'água. Por mais que essa variação seja mínima, a análise de velocidade é fundamental no processamento sísmico, já que o principal objetivo de um processamento é colocar os refletores na posição correta. Portanto, quanto mais exata seja a velocidade, mais o refletor estará na posição certa.

Na oceanografia, a análise de velocidades também é importante para quantificar propriedades físicas, uma vez que os refletores registram diferença de impedância acústica, e na água está principalmente relacionada ao gradiente de temperatura (Ruddick *et al.*, 2009). Sendo assim, trabalhos oceanográficos utilizando a sísmica de reflexão multicanal quantificaram a temperatura da água ao usarem valores de velocidade do som na água, indicando a importância desse passo no processamento.

6.9.1 - Aplicação

A análise de velocidade é realizada em *CMP gather* (família de *CMPs*) ou em grupos de famílias (*supergathers*). Por meio de métodos computacionais, tenta-se obter a maior coerência horizontal dos eventos registrados (*e.g.* refletores), isto, através do cálculo da correção NMO com diferentes velocidades.

Existem vários métodos de análise de velocidade para obter uma medida de coerência do sinal das ondas refletidas, e neste trabalho foram testadas três técnicas – *Velocity Semblance*, *Constant Velocity Stacks*, *Hyperbolic*.

Todos os métodos testados (com os dados desse trabalho) possuíram uma parcela subjetiva, que dependia do operador para decidir a melhor coerência. Tal coerência, como falado anteriormente, está relacionada com a melhor relação entre velocidade do meio, *offset* e profundidade.

No método *semblance*, um agrupamento de CMP e seu espectro de velocidade é exibido em cores. Os espectros de velocidade são apresentados em cores para a escolha interativa de melhores coerências aparentes. As funções de velocidade são derivadas em intervalos regulares ao longo do perfil CMP escolhido, com o objetivo de fornecer valores de velocidade de empilhamento para uso na correção NMO de cada traço.

Quando utilizado essa técnica, alguns parâmetros são necessários escolher, como número de velocidades, velocidade inicial, intervalo de velocidade e *semblance length* (ms). Como foi o primeiro método a ser usado, a janela de velocidade proposta foi entre 1440 – 1570 m/s, com um intervalo de 5 m/s para não ocorrer o erro das velocidades no meio não estarem a ser testadas. Vários testes foram realizados, porém, como pode ver na figura 6.8, o método *semblance* não mostrou bons resultados, não sendo possível definir o *picking*. Interativamente pode-se observar a resposta ao *picking* feito no *semblance* e utilizado para correção NMO do SeisViewer.

Outra forma de fazer a análise de velocidades é o método das hipérbolas, porém, também não se mostrou satisfatório. Como falado antes, o sinal se comporta no registro como uma hipérbole, a partir da qual podemos encontrar os valores de velocidade a serem usados na correção dinâmica (NMO). Neste método, criamos uma janela CMP *gather* e interativamente definimos a função da hipérbole através da escolha de dois pontos contidos nela. Isto é, observamos uma reflexão e fazemos dois *pickings*, um no início da curva e outro no final. Entretanto, na maioria das hipérbolas, não era possível definir o começo e o final delas e o ângulo desenhado ficava subjetivo e não determinada a velocidade correta. A dificuldade no *picking* hiperbólico deve-se à grande correção NMO para os *offsets* maiores, o que torna muito difícil seguir a hipérbole. O resultado obtido é visto na figura 6.9, e o mesmo evidencia um problema que pode ser encontrado na análise de velocidade, outros eventos com ruído coerente presentes no registro, ou seja, alguns eventos como refrações, múltiplos e difrações podem ser realçados, além dos sinais do tiro anterior. No resultado do método das hipérbolas é visível a presença de refrações, pois as mesmas convergem para cima quando os dados sísmicos passam pela correção dinâmica.

A análise de velocidade pelo método *Constant Velocity Stacks* (CVS) foi a que mostrou melhores coerências. Essa técnica consiste em alinhar os traços de uma janela de CMP aplicando a mesma velocidade em todo registro. Posteriormente os traços são somados e mostrados numa coluna do arquivo. O mesmo é feito para outras velocidades, o que irá gerar um painel demonstrando o comportamento da soma de traços para cada velocidade constante esperada na área estudada.

Similar ao método *semblance*, a escolha de parâmetros é necessária para o processamento. Tais parâmetros são: número de velocidades, velocidade inicial, velocidade final, número de CMP no grupo, primeiro CMP (esse número é retirado do ficheiro de dados) e intervalo de CMP.

A janela de velocidades a serem analisadas foi de 1440 a 1570m/s, com intervalo de 4m/s. e *picking* feito num intervalo de 200 CMPs. Posteriormente, uma outra análise foi feita com uma janela de velocidades menor (1470 – 1530 m/s), pois através da primeira análise foi observado que as coerências estavam dentro dessa janela.

O arquivo CVS é gerado no SPW FlowChart no menu *Velocities* na opção *Constant Velocity Stacks*. No SeisViewer foi exibido o arquivo criado e através da interpretação dos resultados foram realizados os *pickings* com as melhores coerências horizontais dos eventos registados (fig. 6.10). Em comparação com os outros métodos, neste trabalho, o CVS mostrou melhores resultados.

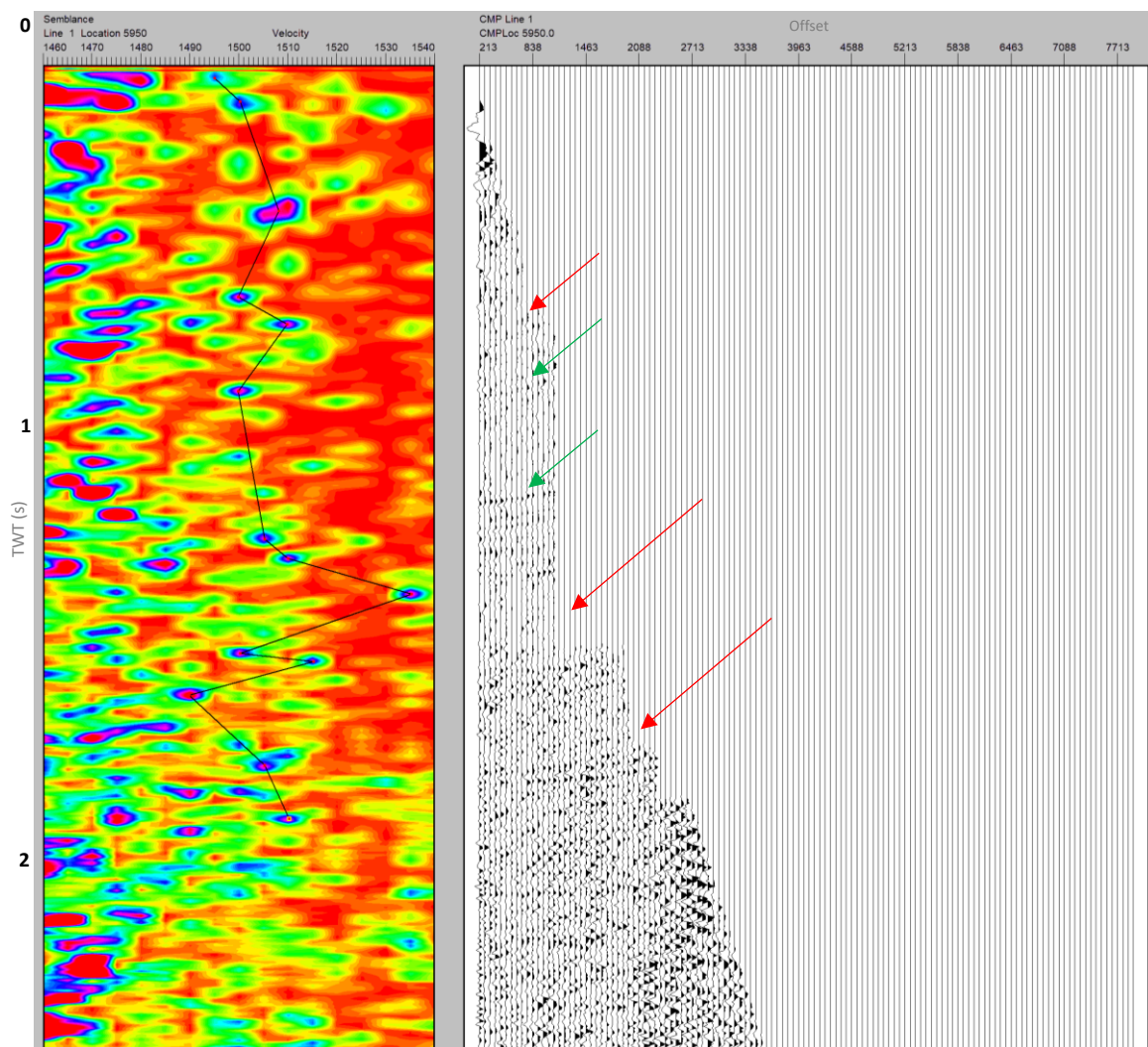


Figura 6.8: Análise de velocidade dos dados a partir do método *Semblance*. Do lado direito está a imagem da correção NMO a utilizar as escolhas feitas na imagem da esquerda. É possível ver os refletores inclinados para cima (flecha verde), a indicar que os resultados de velocidade realizados pelo método não foram satisfatórios. A falta de dados indicado pelas flechas vermelhas tem relação com os dados eliminados para evitar o efeito *Stretch*.

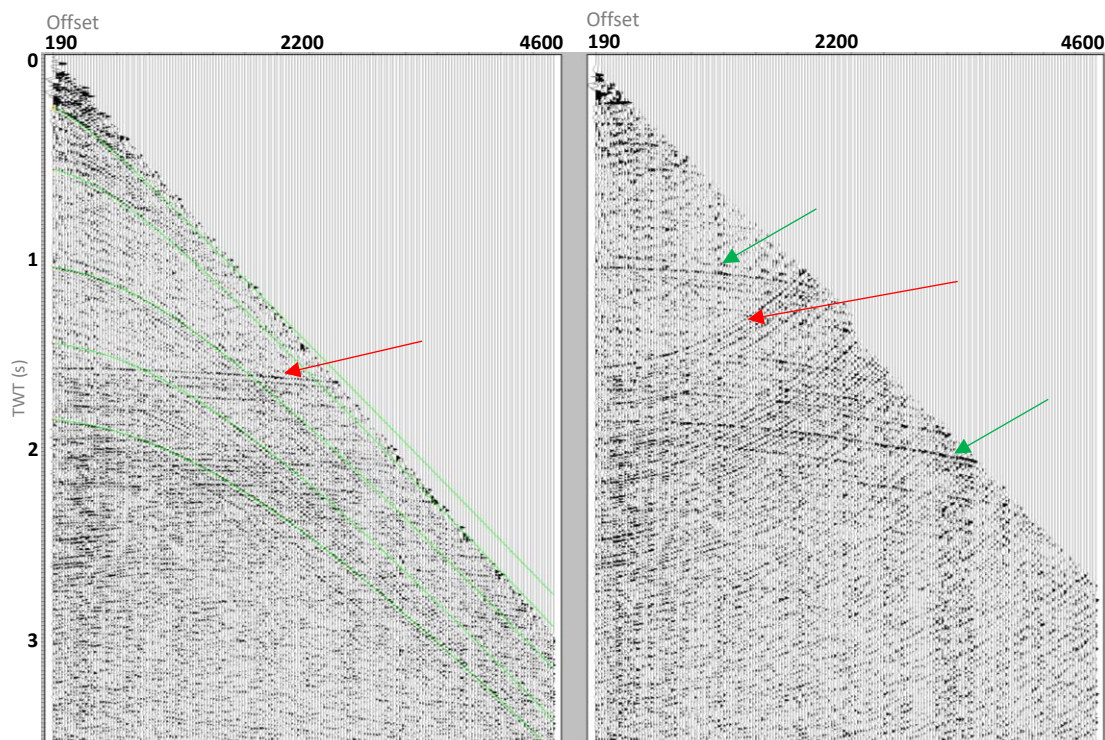


Figura 6.9: Análise de velocidade dos dados a partir do método Hiperbólico. Do lado direito é possível ver os refletores inclinados para baixo (flecha verde), a indicar que a coerência de velocidade realizada pelo método está incorreta. A flecha vermelha indica a presença de um sinal coerente a ser registrado, o mesmo é o sinal do tiro anterior e será atenuado quando os dados forem representados em CMP Stack. Do lado esquerdo estão os refletores escolhidos e suas respectivas hipérbolas (verde).

6.9.2 – Correção NMO

Conforme discutido anteriormente, o tempo da onda refletida aumenta com a distância à fonte (*offset*) e é necessária uma correção dinâmica (NMO) para alinhar essa energia na horizontal.

Quando o interesse são refletores resultantes de interfaces pouco inclinadas, o ajuste NMO necessariamente precisa colocar todos os *offsets* com o mesmo tempo duplo, e a eficiência da análise de velocidade é comprovada após verificar o resultado.

O método de correção NMO foi realizado no módulo FlowChart no menu *Velocities* na opção *Apply Normal Moveout*. Um arquivo CMP Stack* foi gerado para mostrar o resultado final do método (fig. 6.11).

O objetivo de mostrar os dados finais num arquivo CMP Stack é que ele aumenta a razão sinal ruído e atenua os ruídos incoerentes, uma vez que o Stack consiste em empilhar todos os pontos que representam o mesmo CMP (pares fonte-sensor).

Como já referido, a secção Stack corresponde à secção que seria obtida se colocássemos a fonte e o receptor na mesma posição (secção offset-zero). Nestas circunstâncias o receptor regista apenas as ondas que são refletidas na perpendicular das interfaces. Essa energia é representada na vertical do ponto comum fonte mais receptor. Esta secção dá uma imagem correta dos refletores do meio se eles forem horizontais, mas é uma imagem distorcida para refletores inclinados de geometria complexa.

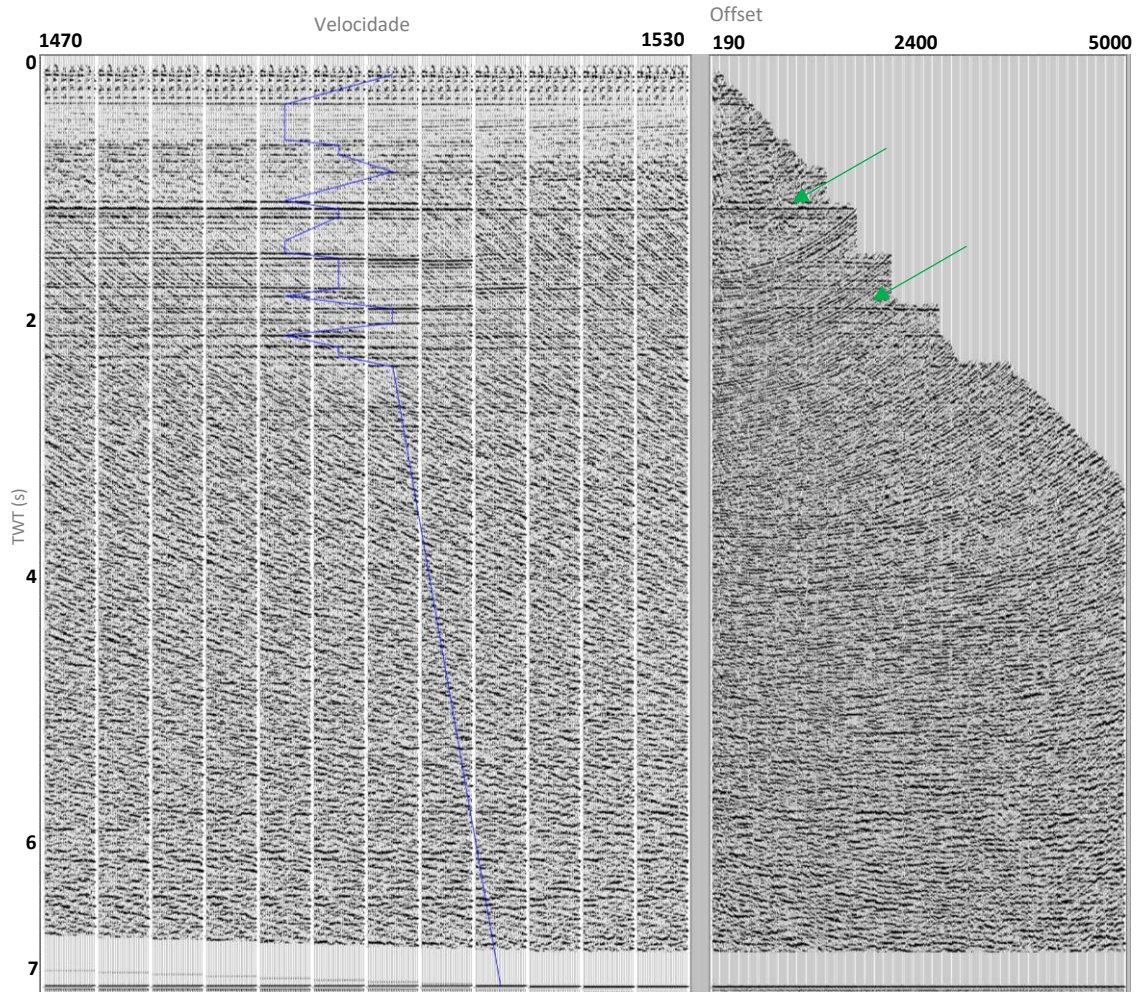


Figura 6.10: Análise de velocidade dos dados a partir do método CVS. Na janela da esquerda estão representadas as janelas com suas respectivas velocidades. A primeira janela da esquerda tem velocidade constante de 1470m/s, e a última janela da direita tem velocidade constante de 1530 m/s. O intervalo entre janelas é de 5m/s.. Na direita estão representados os refletores horizontalizados (flecha verde).

As velocidades picadas a partir do método CVS foram representadas através de um campo de velocidades e estão representadas na figura 6.12. Nela é possível verificar a localização das velocidades escolhidas, sobreposto a secção de *stack* processada após a correção NMO.

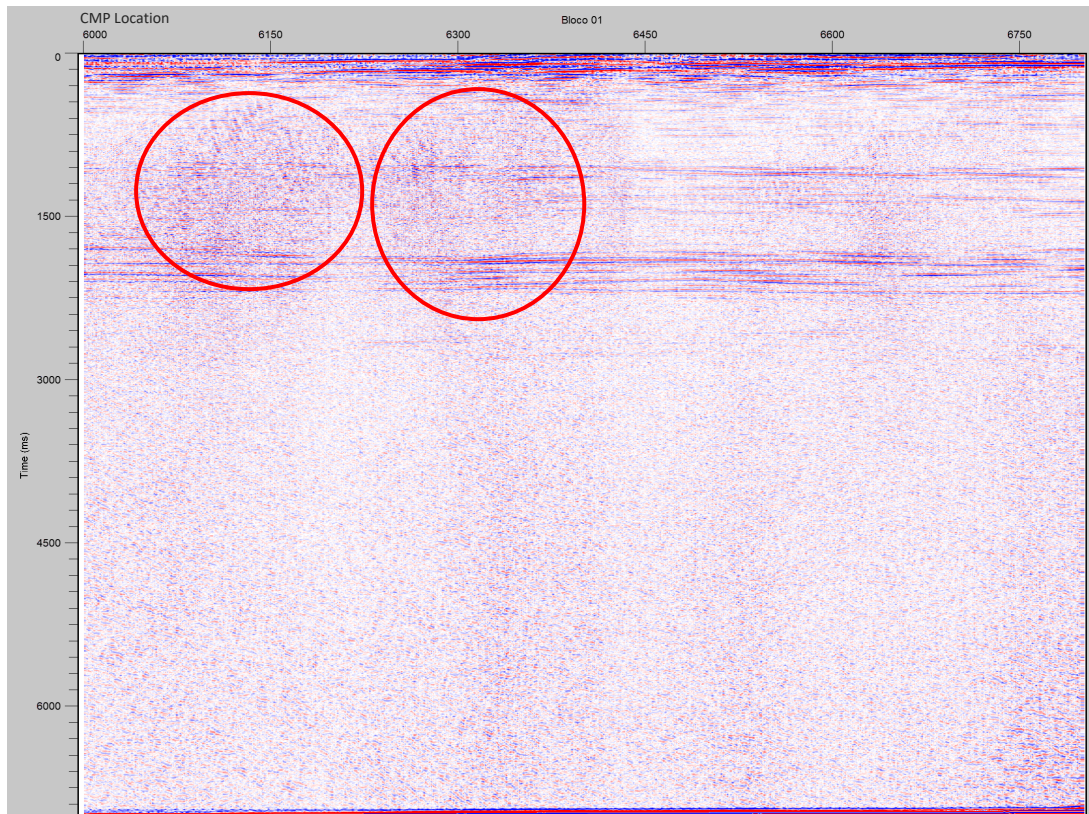


Figura 6.11: Representação da seção *Stack* do Bloco 01 após ser processado pela etapa NMO mais *Stack*. Imagem com aplicação da correção da divergência esférica, etapa discutida a seguir. A imagem mostra forte refletores nos primeiros 200 ms e outros dois conjuntos de refletores se destacam entre os 800 e 2000 ms (TWT). Dentro dos círculos vermelhos estão algumas manchas de sinal incoerente que podem estar associados com cardumes de peixes.

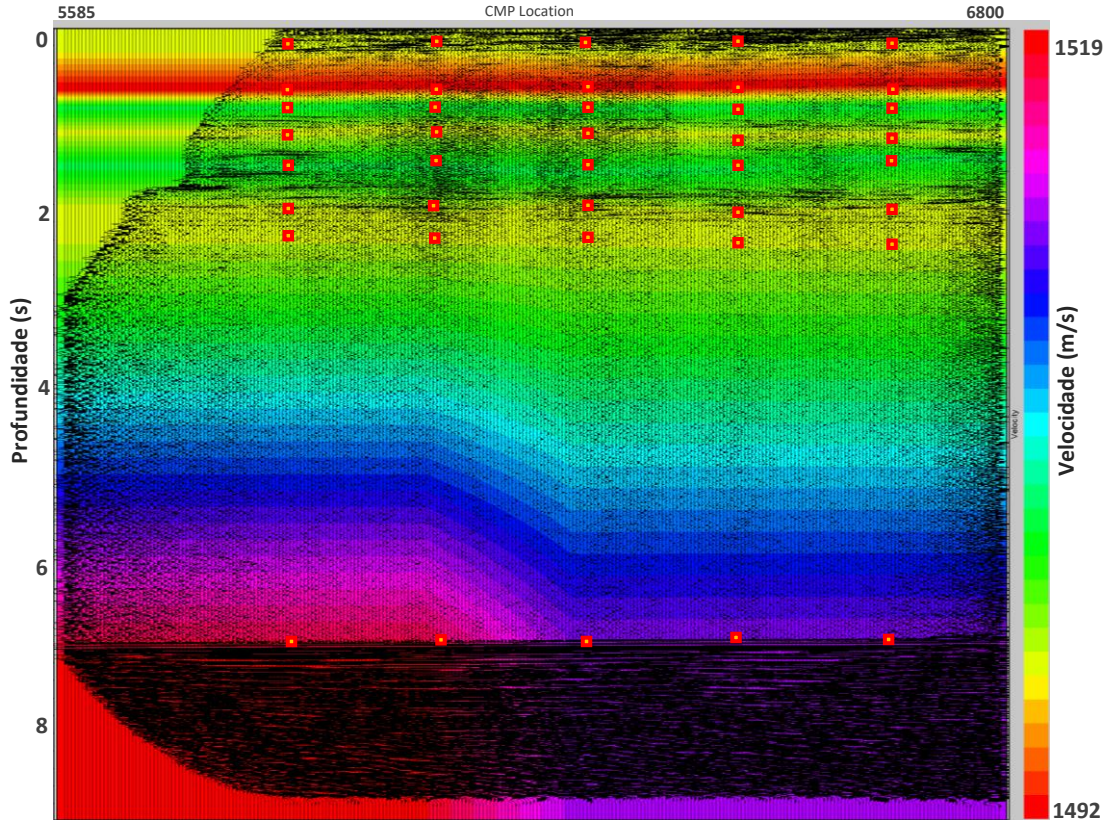


Figura 6.12: Representação da seção *Stack* do Bloco 01 sobreposta a um campo de velocidades obtido simultaneamente com o *picking* de velocidades.

6.10 – Correção da divergência esférica

Este passo costuma ser feito no início do processamento, entretanto, foi escolhido fazê-lo após obter a correção NMO e a análise de velocidades já definida. Foi assim escolhido porque nessa etapa pode utilizar uma velocidade constante ou optar por um campo de velocidades. A tentativa era melhorar o processamento ao realiza-lo com uma função de velocidade, entretanto, o resultado final não foi diferente do resultado ao usar uma velocidade constante.

O sinal sísmico atenua-se conforme se propaga em profundidade (fig. 6.13). Em um meio homogêneo, a densidade da energia decai proporcionalmente a $1/r^2$, onde r é o raio da frente de onda. A amplitude da onda é proporcional à raiz quadrada da densidade da energia e decai em $1/r$.

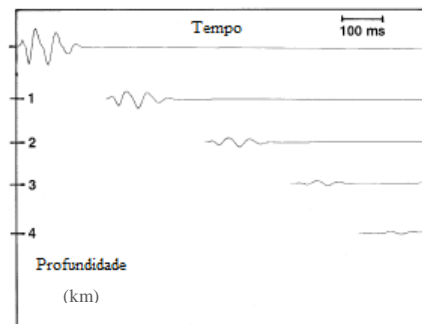


Figura 6.13: Representação da propagação de uma onda sísmica em profundidade. A fonte é mostrada na parte superior esquerda. À medida que a onda se propaga, o nível de amplitude decai. Adaptada de Yilmaz (2001).

A divergência esférica é também função da velocidade do meio, aumentando com a velocidade devido ao efeito da refração das ondas (lei de Snell). A amplitude também se atenua devido os efeitos de absorção inelástica da energia. A absorção inelástica depende da frequência, sendo maior para frequências mais elevadas. Portanto, o meio funciona como um filtro passa-baixo. O módulo de divergência esférica pretende corrigir os efeitos e por isso a necessidade de escolher os expoentes mais adequados.

Para corrigir esse efeito e equilibrar as amplitudes em toda secção, foi utilizado a ferramenta *Spherical Divergence Correction* da plataforma SPW FC. A correção da divergência esférica consiste em aplicar um ganho nos traços com base na seguinte equação:

$$Ganho = T * (t^{T_e}) * V(v^{V_e}) \quad (24)$$

onde, T e V representam fatores de ganho constantes, “ t ” é o tempo e “ v ” é a velocidade e, “ T_e ” e “ V_e ” são expoentes que variam o ganho com o tempo.

Inicialmente foi testado o expoente “2”, porém, a imagem ficava demasiada forte em profundidade, portanto, testou-se o valor unitário “1”, e conforme podemos ver no lado direito da figura 6.14, a técnica foi bem aplicada. Nota-se que quanto maior a profundidade, mais forte o sinal fica depois de ser submetido a equação exponencial.

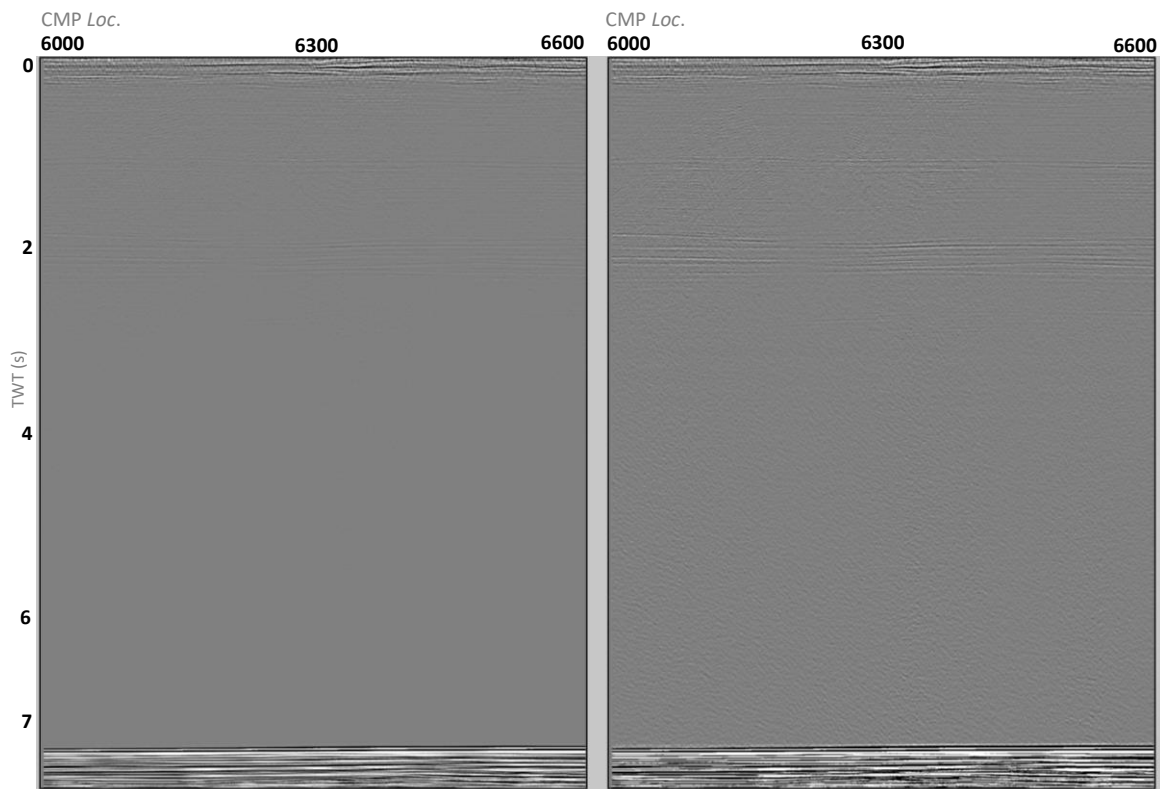


Figura 6.14: Imagem comparativa do resultado da aplicação da Correção da Divergência Esférica. A direita o resultado positivo do processamento com a melhora da visualização dos refletores em profundidade.

6.11 – Migração

Quando há refletores inclinados de geometria complexa é necessário posicionar corretamente a energia na secção. Para tal, é necessário migrar os dados através da etapa de migração, esta, que pode ser realizada antes ou depois do *Stack* (migração pós-stack ou pré-stack).

A figura 6.15 mostra as diferenças no posicionamento de um refletor. No primeiro modelo (a) nós temos a posição do refletor em *offset-zero*, o que não corresponde a posição verdadeira (modelo (c)) do mesmo, sendo necessário migrá-lo (modelo(b)) e posicioná-lo corretamente.

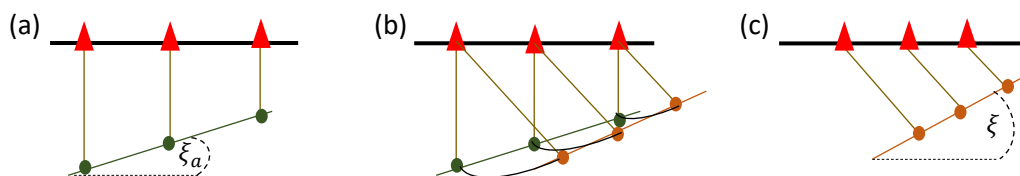


Figura 6.15: Representação das diferentes formas de posicionar os refletores inclinados. (a) Refletor em *offset-zero*; (b) Imagem do processo de migração necessário para posicionar o refletor corretamente; (c) Posição correta do refletor inclinado. Adaptado de Alves D. P. V. 2009.

No caso deste trabalho, optou-se pela migração pós-stack de *Stolt* (também conhecida como migração f-k), que é uma migração no domínio da frequência. Nesta migração considera-se um meio de velocidade constante (neste trabalho considerou-se 1500m/s) e através da trigonometria é possível relacionar a inclinação aparente “ ξ_a ” e a inclinação verdadeira “ ξ ”, designada como equação da migração:

$$\tan \xi_a = \sin \xi \quad (25)$$

No domínio $f-k$ todos os refletores que partilham da mesma inclinação ξ_a serão transformados numa única linha. Ao aplicarmos a equação da migração neste domínio, todos os refletores com a mesma inclinação serão migrados (os refletores são diferenciados pela fase).

A migração tem também a capacidade de colapsar as difrações que são originadas em heterogeneidades de pequenas dimensões ou em interfaces que se interrompem bruscamente (*e.g.* falhas).

Nesta etapa do processamento foi necessário retirar o fundo oceânico, pois a amplitude dos refletores nessa região é muito maior que as demais amplitudes dos refletores registados na coluna d'água, o que gerava artefatos em toda a imagem.

A figura 6.16 compara parte de uma seção sísmica migrada com uma não migrada, e como podemos ver, não há melhoras significativas entre o antes e o depois, o que se optou por não realizar essa etapa no presente trabalho.

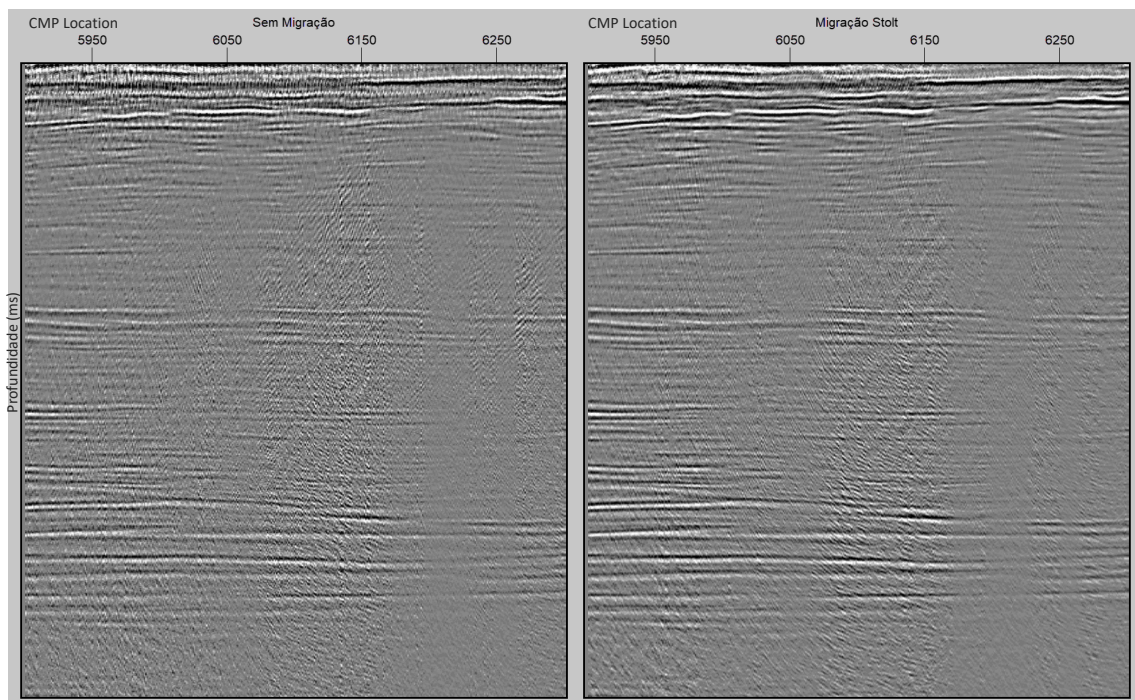


Figura 6.16: Comparação entre duas seções sísmicas. Do lado esquerdo uma seção sísmica não migrada. Do lado direito a seção sísmica após a migração *Stolt*.

Em oceanografia sísmica as interfaces são horizontais ou com pequena inclinação e não há falhas ou heterogeneidades de pequenas dimensões horizontais pelo que a migração não é um passo essencial, como mostram os resultados da figura 6.16.

6.12 – Conversão de tempo para profundidade em metros

O presente trabalho teve dois objetivos principais, o primeiro de processar os dados sísmicos de forma a identificar estruturas oceanográficas de meso-escala, e o segundo de tentar interpretar essas estruturas oceanográficas presentes na linha sísmica.

Em vista disso, é fundamental posicionar os dados numa escala vertical de metros, uma vez que os mesmos se encontram numa escala de tempo, a dificultar a sua interpretação e comparação com trabalhos de oceanografia física.

Para tal, fez-se uma conversão vertical dos dados de tempo para metros utilizando a ferramenta “*Convert Time To Depth*” contida no menu “*Migration*” do módulo SPW FlowChart.

Algumas informações são solicitadas, como velocidade de correção, intervalo de profundidade e número de amostras.

Pode-se optar por uma velocidade de correção constante ou indicar um arquivo com espectros de velocidade. Neste trabalho utilizou-se uma velocidade constante de 1500m/s, uma vez que os valores encontrados na análise de velocidades (CVS) (fig. 6.12) estão em volta deste valor e correspondia bem para a finalidade.

Outro parâmetro necessário é o intervalo de profundidade (ΔX), com que a linha convertida é discretizada. Para velocidade não constante, como é o nosso caso, podemos obter ΔX diretamente a partir do intervalo de amostragem Δt :

$$\Delta X = V \cdot \Delta t \quad V = 1500m/s \quad \Delta t = 0.004s \quad \Delta X = 6m \quad (26)$$

Uma vez que o processo numérico requer alguma interpolação, escolhemos para a secção em profundidade metade deste valor, $\Delta X=3m$.

Com todos os valores dispostos, ainda é necessário escolher o tipo de interpolação, que nesse caso foi optado por uma interpolação quadrática. Ela utiliza uma equação quadrática e apresenta resultados mais exatos do que a interpolação linear.

O resultado final do processamento sísmico do bloco 01 pode ser visto na figura 6.17.

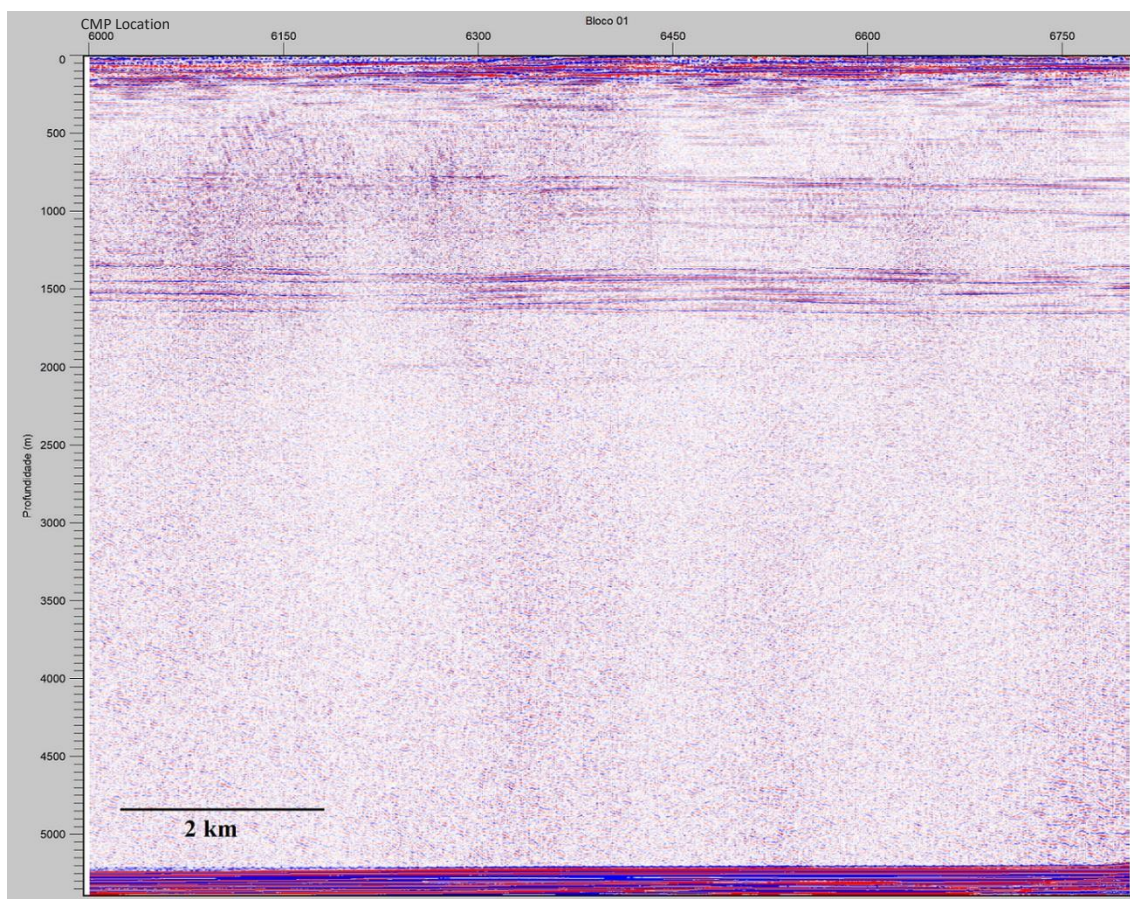


Figura 6.17: Imagem final do bloco 01 com a escala vertical em metros.

6.13 – Linha completa e estruturas oceanográficas

Todos os 17 blocos foram processados de igual forma, como pode ser visto nas imagens disponibilizadas em anexo. O problema é que quando analisados individualmente, as imagens não

conseguem traduzir estruturas de meso-escala com dimensões superiores as dimensões de um bloco. Um exemplo disso é a imagem processada do bloco 01, ao observarmos, não é possível dizer que nela há um vórtice, simplesmente podemos sugerir a presença de diferentes massas d'água devido a presença de refletores.

Conforme já referido antes, o peso computacional para processar a linha toda era alto, sendo necessário a divisão da secção sísmica. Entretanto, após o término do processamento, foi possível juntar todos os blocos numa única imagem.

A união dos blocos foi realizada em etapas. Primeiro, foi feito a união de 5 blocos, pois a ferramenta *Seismic Merge* do módulo SPW FlowChart apenas permite a união de 5 arquivos cada vez.

Através desta ferramenta, o software une os ficheiros na sequência determinada pelo pesquisador. Após o arquivo ser gerado é necessário ter atenção as informações duplicadas (registro do mesmo *CMP Location* em diferentes blocos) contidas no ficheiro, visto que isso ocorreu pela necessidade da interpolação futura dos dados (essa etapa). Através da abertura do cabeçalho, os *CMP Locations* duplicados foram interativamente retirados do arquivo e assim gerou-se um novo arquivo.

O mesmo foi feito com os outros 3 conjuntos de blocos e, por fim, todos os dados foram colocados num único arquivo.

A imagem gerada a partir da união de toda linha sísmica foi dividida em duas partes (fig. 6.18 e 6.19) para introduzi-la no trabalho escrito. A análise da linha toda traduz melhor as informações oceanográficas contidas nela e também permite observar a inclinação que o fundo do oceano sofre. Pode-se também notar a inclinação dos refletores e identificar estruturas oceanográficas, como por exemplo vórtices.

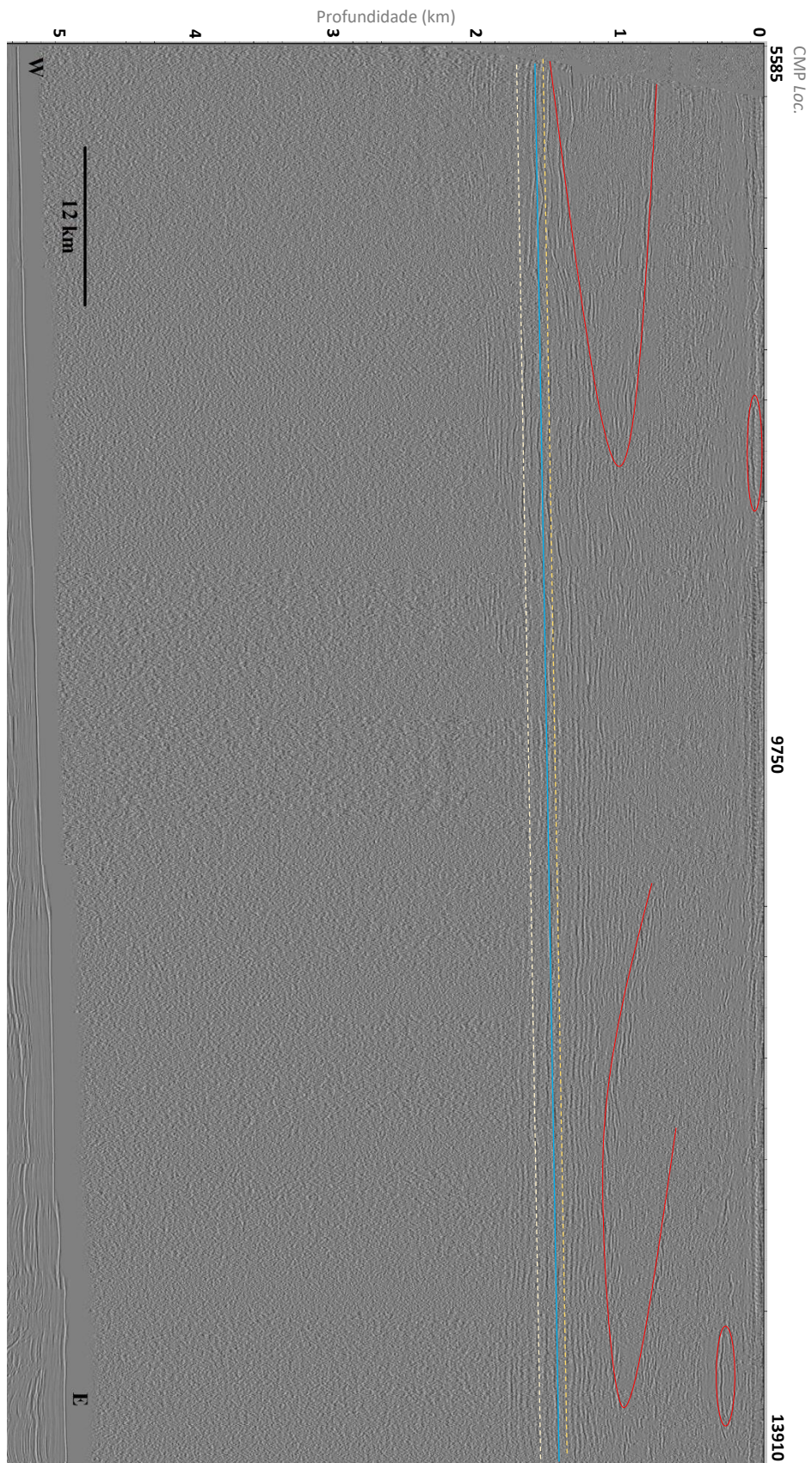


Figura 6.18: Representação da primeira parte da linha sísmica (parte oeste) completa processada. Foi realizado um AGC para suavizar a amplitude do sinal nas interfaces dos blocos.

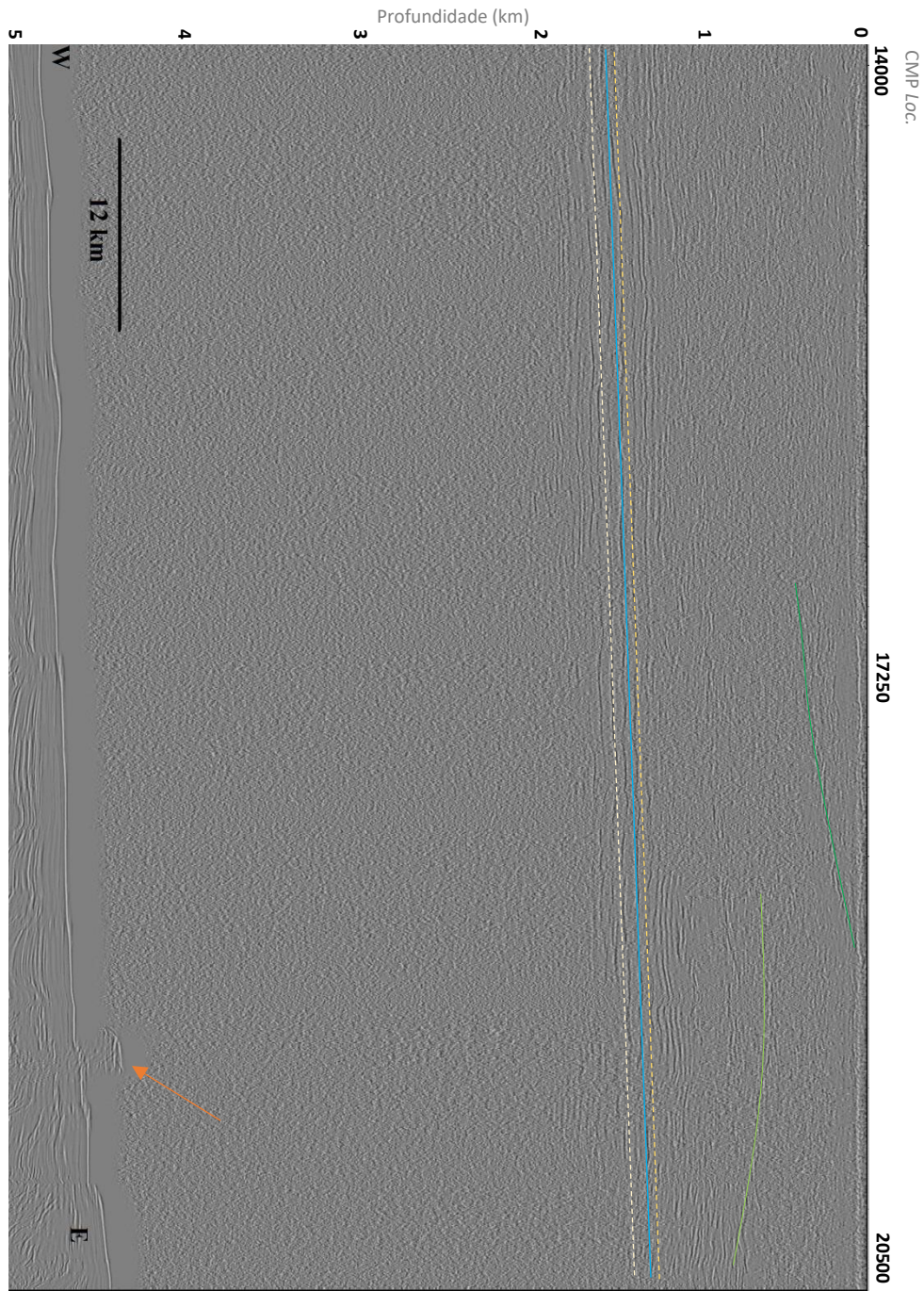


Figura 6.19: Representação da segunda parte da linha sísmica (parte leste) completa processada. A flecha amarela indica a presença de uma elevação no solo oceânico.

Para ajudar na visualização da interpretação dos refletores, duas imagens que estão em anexo (anexo 18 e 19) receberam manualmente a composição das estruturas oceanográficas sugeridas neste trabalho.

O fato de algumas estruturas estarem posicionadas em diferentes blocos, e num intervalo de profundidade específico, novos conjuntos de CMP foram gerados e processados, com a finalidade de melhorar a análise.

Capítulo 7

Discussão

O principal objetivo do presente trabalho era verificar a qualidade dos dados sísmicos convencionais para analisar refletores na coluna d'água, caso comprovado positivamente pelos resultados obtidos. O primeiro objetivo abriu portas para outros, como identificação sugestiva das estruturas oceanográficas presentes nas imagens sísmicas e busca por dados *in-situ* para corroborar com os refletores encontrados.

Neste contexto, precisamos citar minimamente a dinâmica oceanográfica da região do estudo, como as massas de água e suas correntes. Comas-Rodríguez *et al.* (2011) divide a coluna d'água, na região do estudo, em três partes:

1. 0 – 700 m: ocupada pela Água Central do Atlântico Norte, composta pela camada da termoclina e frente dos Açores;
2. 700 – 1600 m: ocupada pela Água Intermediária, composta pela Água Mediterrânica e Água Intermediária do Sub-Ártico;
3. 1600 m – até o fundo oceânico: ocupada pela Água Profunda do Atlântico Norte e Água do Labrador.

Nas duas primeiras camadas definidas acima é encontrada a Corrente dos Açores e a Contra-Corrente dos Açores, responsáveis respectivamente pelo transporte da Água Intermediária Sub-Ártica (para oeste) e Água Mediterrânica (para leste) (Peliz *et al.*, 2007). Essas informações são importantes, pois estruturas oceanográficas (*e.g. meddy**) características são encontradas nesse sistema de Corrente dos Açores e podem estar presentes nas imagens obtidas pelo presente trabalho.

A figura 7.1 mostra uma dessas estruturas encontradas pelo levantamento sísmico, que sugerimos ser um vórtice. Pingree *et al.* (1999) define a circulação de meso-escala da região deste trabalho dominada por essas estruturas. Ressaltamos que os refletores estão associados, principalmente, as variações de temperatura (10-20% salinidade) e os vórtices tem gradiente mais acentuado perto das bordas (Ruddick *et al.*, 2009). Portanto, é fácil identifica-lo numa secção sísmica e vários trabalhos anteriores já o fizeram (Papenberg *et al.*, 2010; Pinheiro *et al.*, 2010), o que corrobora com nossa suposição (fig. 7.2).

De acordo com Buffett *et al.* (2009) a Água Profunda do Atlântico Norte (NADW) é sísmicamente quase transparente. Se analisarmos as imagens obtidas neste trabalho (Anexo 01-17), veremos que após os 2200 metros de profundidade não temos refletores a ser registado, o que confirma as características da NADW apontadas anteriormente.

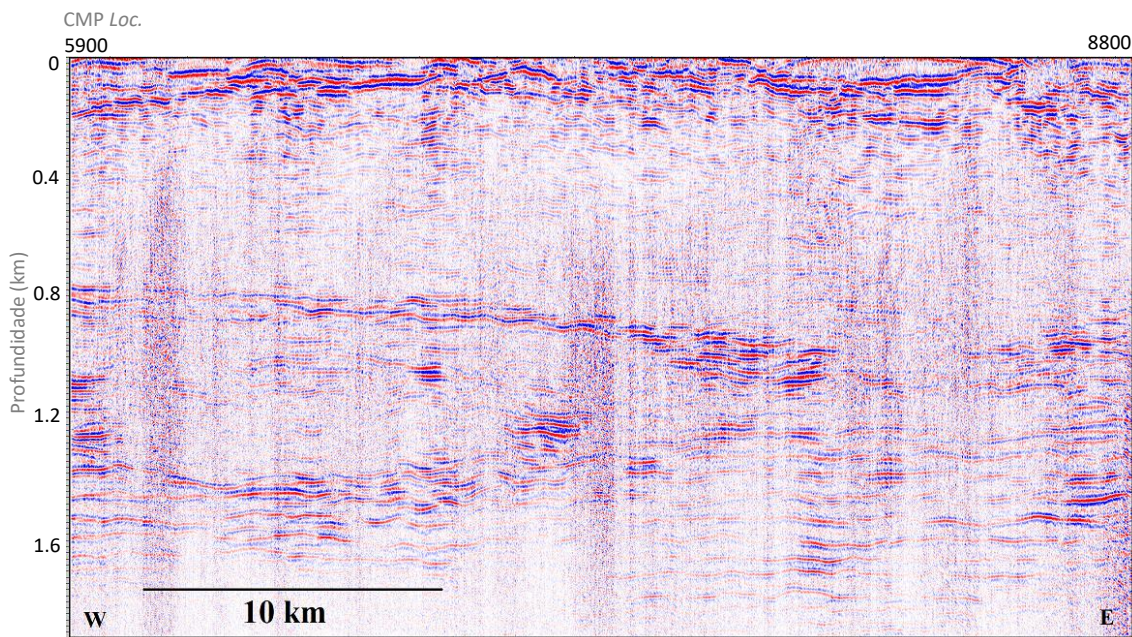


Figura 7.1: Refletores a registrar a presença de um vórtice na linha sísmica. O vórtice indicado na imagem sísmica está localizado no início da linha sísmica, na parte oeste, entre as profundidades de 800 a 1500 metros.

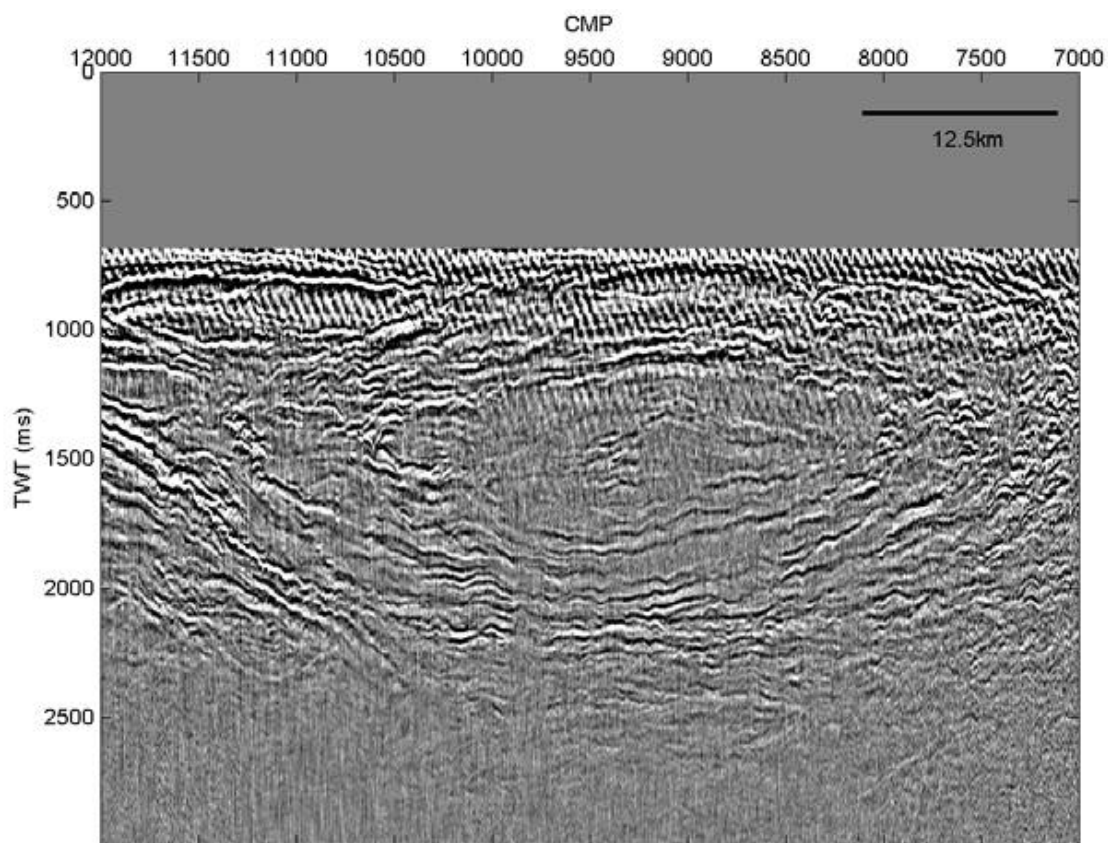


Figura 7.2: Imagem sísmica de um vórtice registrado na pesquisa de *Pinheiro et al. (2010)* e que corrobora com a suposição da presença de vórtices na seção sísmica do presente trabalho.

Se observarmos a figura 6.18 e 6.19 é possível ver refletores horizontais e contínuos numa profundidade aproximada de 1600/1700 metros, que claramente estão numa interface entre duas massas de água com diferença de impedância acústica. Uma vez que a propriedade física que

domina a impedância acústica é a temperatura, a alta amplitude dos refletores registados nessa interface corresponde a um elevado gradiente de temperatura. Pelo trabalho de Comas-Rodríguez *et al.* (2011) podemos supor que estamos a ver a base da Água do Mediterrânico em contraste com a massa da Água de Labrador, pois existe uma diferença significativa na temperatura potencial* delas (Água do Mediterrânico: 12°C, Água do Labrador: 4°C).

Outro refletor que se destaca na imagem sísmica encontra-se perto da superfície e é inclinado (fig. 7.3), o qual sugerimos ser uma divisão de massas d'água. Buffett *et al.* (2009) comenta sobre um refletor sub-horizontal que encontrou na sua pesquisa e está relacionado com a separação da Água do Mediterrâneo e Água Central do Atlântico Norte, o que corrobora com nossa suposição do refletor estar a indicar a divisão de duas massas de água com características distintas. Outro autor que estudou e identificou refletores a separar massas de água foi Holbrook *et al.* (2003), e concluiu que as técnicas de reflexão sísmica marinha podem fornecer uma excelente resolução espacial de fenômenos oceânicos importantes, como intrusões termoalinas e ondas internas.

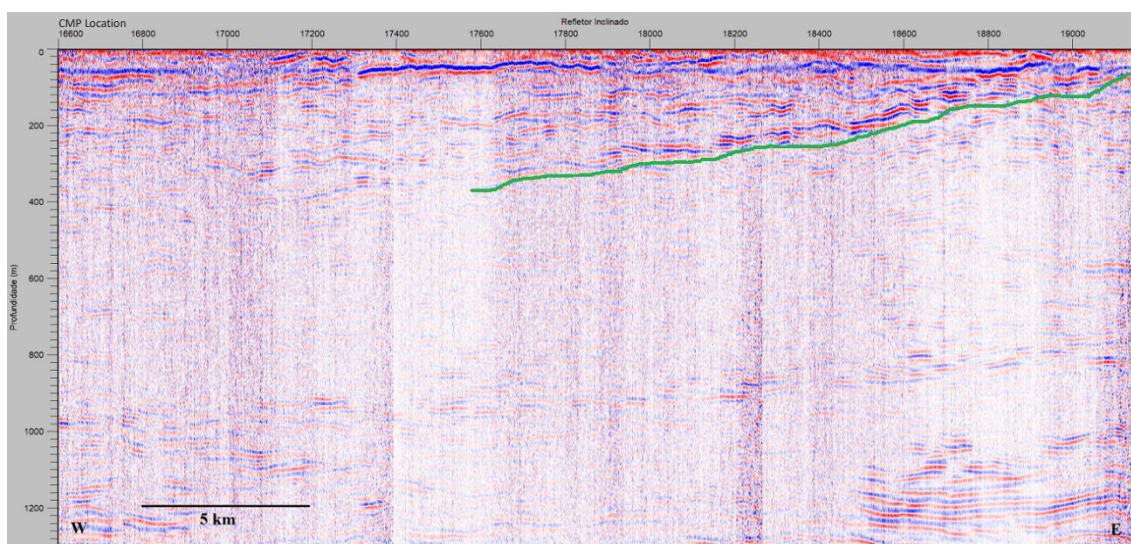


Figura 7.3: Imagem a sugerir uma interface entre duas diferentes massas de água. Em verde a representação do refletor inclinado que sugere a divisão. Na linha sísmica essa estrutura está localizada no leste, entre as profundidades aproximadas de 40 a 400 metros.

Existem outras duas estruturas capturadas pelo levantamento sísmico que são interessantes (fig. 7.4). Essas estruturas em forma de lentes podem significar antigos vórtices, uma vez que o diâmetro é pequeno e seu núcleo desenvolvido (transparente), como sugerido por Biescas *et al.* (2008).

Uma das principais vantagens, se não a principal, da sísmica de reflexão para análise de estruturas oceanográficas é o espaçamento horizontal com que o levantamento sísmico é realizado. Este fato é facilmente comprovado pelo detalhe horizontal que as imagens apresentam.

*Temperatura potencial é definida como a temperatura assumida pelo sistema quando comprimido ou expandido adiabaticamente para uma pressão de referência de 1000mb.

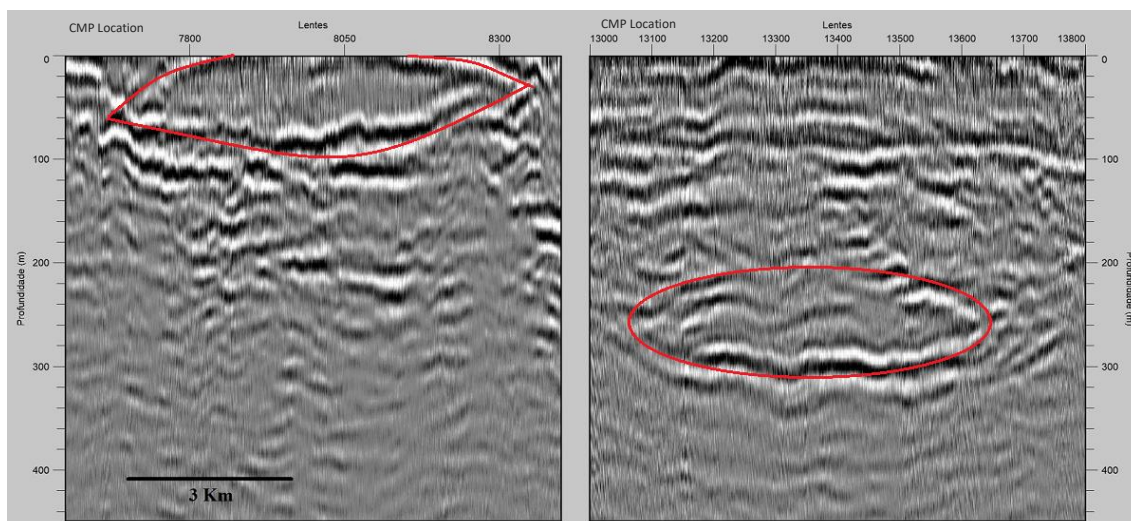


Figura 7.4: Imagem das lentes encontradas no levantamento sísmico. Em vermelho a representação dos refletores em forma de lente. A lente da direita está localizada na parte Oeste da linha sísmica, nos primeiros 35 quilômetros e entre os primeiros 100 metros de profundidade. A lente da esquerda está localizada na parte central da linha sísmica, entre os 200 e 320 metros de profundidade.

Barbosa Aguiar *et al.* (2011) utilizou dados de altimetria para estudar o sistema de Corrente dos Açores e verificar a circulação superficial e as características dos vórtices (*Eddy*) presentes nas imagens de satélite. Portanto, em conjunto com nossos resultados, um mapa altimétrico (fig. 7.5) foi gerado para verificar a presença de estruturas que pudessem corroborar com as suposições aqui levantadas.

Os mapas altimétricos são gerados a partir de dados de satélite, os quais tem importante papel na análise do nível médio do oceano, nas observações das marés, e como já referenciado, o estudo da circulação dos oceanos.

Através do mapa altimétrico podemos verificar a presença de anomalias na superfície livre do mar, as quais, estão relacionadas com o gradiente de pressão. De forma resumida, e considerando os vórtices circulares, é possível defini-lo pelo balanço das forças de coriolis e centrífuga com o gradiente de pressão (Cushman *et al.*, 2011). Portanto, as depressões ou elevações na superfície do mar em forma circular podem indicar a presença de um vórtice.

Na figura 7.5 verificamos a presença de algumas anomalias, entretanto, nenhuma estava coincidente com a linha sísmica estudada.

Na camada superficial (0 – 300 m.) são observados vários refletos (anexo1-17), tanto horizontais como inclinados. Muitos não possuem continuidade horizontal ou vertical e estão registrados numa pequena parte da coluna d'água. Entretanto, através da figura 7.6 é possível observar um refletor quase que contínuo na profundidade de 60 metros. Também se nota que determinadas localidades o mesmo deixa de ser horizontal e registra inclinações.

A camada superficial dos oceanos é composta pela camada de mistura, esta que é separada das massas de águas mais profundas pela termoclina. A termoclina seria uma resposta para o refletor horizontal citado acima, pois ela representa uma grande variação na temperatura e seria registrada pela sísmica de reflexão. Contudo, o levantamento sísmico aconteceu no início do verão e é esperado que a termoclina esteja em maiores profundidades (200 – 300 m.). É necessário ter cautela em supor que este refletor seja uma estrutura oceanográfica, já que o mesmo pode representar o sinal da onda direta que não foi totalmente atenuado.

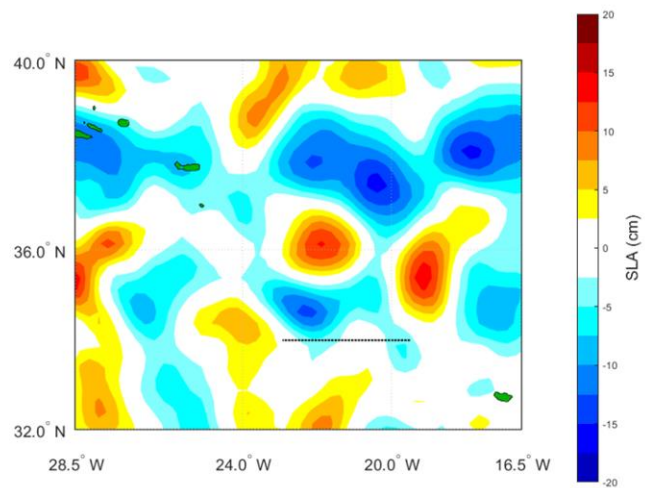


Figura 7.5: Mapa altimétrico da região onde ocorreu o levantamento sísmico. O mapa foi gerado com os dados altimétricos do mesmo dia que o levantamento aconteceu. A linha preta representa a posição onde ocorreu o levantamento sísmico. As cores representam a anomalia da superfície livre do mar. As imagens na cor verde são as ilhas dos Açores (oeste) e a ilha da Madeira (leste). As depressões e elevações circulares podem representar vórtices.

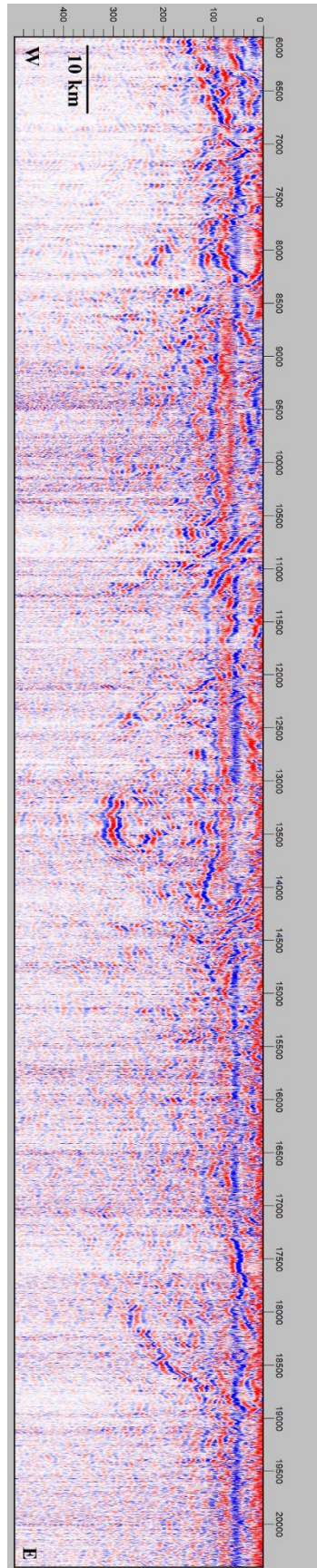


Figura 7.6: Representação da camada superficial (0 – 500 m.) da linha sísmica processada. Nota-se a presença de um refletor horizontal com sinal mais forte. Pode ser o sinal da onda direta, o que significa que não é uma estrutura oceanográfica.

Capítulo 8

Conclusões

8.1 - Processamento

O objetivo principal do presente trabalho era verificar a qualidade dos dados sísmicos convencionais para analisar refletores na coluna d'água. Para tal, o processamento dos dados foi realizado utilizando as seguintes etapas:

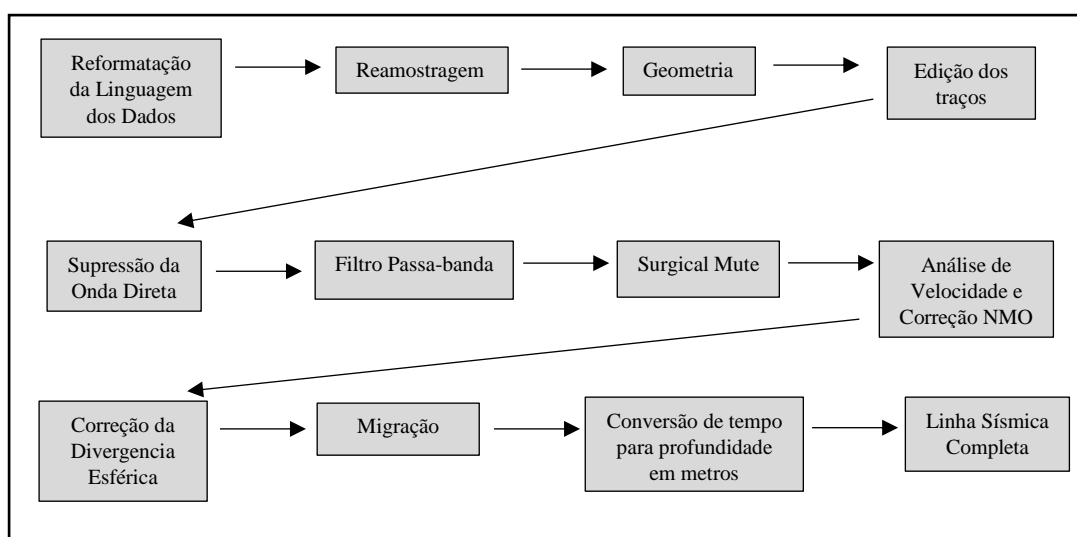


Figura 8.1: Fluxograma de processamento.

Após o processamento dos dados, as principais conclusões foram:

- Análise de velocidades. Devido à baixa velocidade do som na água a correção NMO é de tal forma elevada nos grandes *offsets* que torna difícil fazer o picking hiperbólico. As análises de semblance também não se mostraram eficazes. O método usado foi o CVS o que não permite uma definição detalhada da velocidade de intervalo que poderia ter um significado oceanográfico. Uma solução para o problema seria fazer a análise de velocidades em cima de uma correção NMO a 1500m/s no método hiperbólico, o que não foi testado mas fica sugerido para trabalho futuro;
- Grau de cobertura. Na sísmica convencional o grau de cobertura é muito elevado, no entanto devido ao efeito de *stretching* esse grau de cobertura é consideravelmente reduzido nas camadas mais superficiais. Para profundidades maiores (~2000m) observa-se energia refletida na água até ao comprimento total do *streamer*. A esta profundidade atinge-se o maior grau de cobertura e por isso a maior atenuação do ruído. Podemos concluir que a dimensão do cabo se deve ajustar à profundidade dos objetivos a atingir;
- Uma vez que as imagens das camadas mais superficiais têm um grau de cobertura pequeno é importante ter um *near-offset* o mais reduzido possível. Este não foi um fator determinante neste perfil sísmico, mas é uma recomendação geral;

- A qualidade das imagens das camadas mais superficiais foi consideravelmente melhorada pela técnica do filtro mediana com subtração. Foi usado também o *mute* interno para atenuar ainda mais o efeito da onda direta nos registros.
- Atendendo à pequena inclinação das camadas em oceanografia, a migração não é um passo necessário na sequência de processamento;
- A correção das amplitudes, divergência esférica e atenuação, não se mostrou importante no processamento, sendo sobretudo relevante após o *stack* para melhorar a qualidade da imagem e assegurar o equilíbrio de amplitudes dos refletores;

8.2 – Oceanografia

Através das imagens geradas no processamento podemos dividir a coluna de água em três partes:

- Camada superficial, entre 0 e 700 metros: muito heterogênea, com a presença de várias estruturas como refletores inclinados indicando a interface entre duas massas de água, possivelmente a Água Central do Atlântico Norte e o Sistema de Corrente dos Açores;
- Camada intermediária, entre 700 e 2500 metros: heterogênea, com a presença de estruturas oceanográficas de meso-escala como vórtices. Os vórtices indicam a presença da Água do Mediterrâneo e o Sistema de Corrente dos Açores;
- Camada profunda, entre 2500 e 5400 metros: muito homogênea, bem misturada.

A grande resolução horizontal, tipicamente de 10 metros, foi importante na identificação de estruturas de meso-escala (*e.g.* vórtices, interface inclinada entre massas de água). Embora com menor resolução vertical, os dados da sísmica de reflexão adquiridos no âmbito do projeto “2D SEISMIC DATA ACQUISITION – EEZ Survey at Madeira and Iberia” apresentaram bons resultados.

Por fim, com os resultados obtidos através de um levantamento sísmico convencional, conclui-se que a técnica de reflexão multicanal irá contribuir substancialmente para melhorar os modelos oceanográficos e cada vez mais a Oceanografia Sísmica será aceita como ferramenta importante na dinâmica dos oceanos.

Referências

- Alves, D. P. V. 2009. Processamento de dados sísmicos de modo a acentuar as reflexões na camada de água. *Tese de Mestrado*.
- Barbosa Aguiar, A. C., A. J. Peliz, A. Cordeiro Pires, e B. Le Cann. 2011. Zonal structure of the mean flow and eddies in the Azores Current system. *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, C02012, doi:10.1029/2010JC006538.
- Biescas, B.; Sallarès, V.; Pelegrí, J. L.; Machín, F.; Carbonell, R.; Buffett G.; Dañobeitia, J. J.; Calahorrano, A. 2008. Imaging meddy finestructure using multichannel seismic reflection data, *Geophysical Research Letters*, vol. 35, L11609, doi:10.1029/2008GL033971.
- Blacic, T.M.; Holbrook, W.S. 2010. First images and orientation of fine structure from a 3-D seismic oceanography data set. *Ocean Science*, vol. 6, 431-439 p.
- Bornstein, G., Biescas, B., Sallarès, V., & Mojica, J. F. 2013. Direct temperature and salinity acoustic full waveform inversion. *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 4344–4348 p. doi:10.1002/grl.50844.
- Buffett, G.G., Biescas, B., Pelegrí, J.L., Machín, F., Sallarès, V., Carbonell, R., Klaeschen, D., and Hobbs, R.W. 2009. Seismic reflection along the path of the Mediterranean Undercurrent, *Cont. Shelf Res.*, vol. 29, 1848–1860 p., doi:10.1016/j.csr.2009.05.017.
- Buffett, G. G., Pelegrí, J. L., de la Puente, J., & Carbonell, R. 2012. Real time visualization of thermohaline finestructure using Seismic Offset Groups. *Methods in Oceanography*, vol. 3, 1–13 p. <https://doi.org/10.1016/j.mio.2012.07.003>.
- Caldeira R. M. A., Groom S., Miller P., Nezhlin N. 2002. Sea-surface signatures of the island mass effect phenomena around Madeira Island, Northeast Atlantic. *Remote Sensing of the Environment*, 80:336-360 p.
- Comas-Rodríguez, I., A. Hernández-Guerra, E. Fraile-Nuez, A. Martínez-Marrero, V. M. Benítez-Barríos, M. D. Pérez-Hernández, and P. Vélez-Belchí. 2011. The Azores Current System from a meridional section at 24.5°W. *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, C09021, doi:10.1029/2011JC007129.
- Cushman-Roisin, B., e Beckers, J. M. 2011. Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects. Vol. 101 of *International Geophysical Series*, 2ª Edição. Elsevier.
- Dagnino, D.; Sallarès, V.; Biescas, B.; Ranero, C. R. 2016. Fine-scale thermohaline ocean structure retrieved with 2-D prestack full-waveform inversion of multichannel seismic data: Application to the Gulf of Cadiz (SW Iberia). *Journal Of Geophysical Research Oceans*, vol. 121, 5452-5469 p., doi:10.1002/2016JC011844.
- Dix, C. H., 1955. Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, vol. 20, 68–86 p.
- Geli, L.; Cosquer, E.; Hobbs, R. W.; Klaeschen D.; Papenberg C.; Thomas, Y.; Menesguen C. e Hua, B. L. 2009. High resolution seismic imaging of the ocean structure using a small volume airgun source array in the Gulf of Cadiz. *Geophysical Research Letters*, vol. 36, 1–6 p. doi.org/10.1029/2009GL040820.

- Holbrook, W.S., P. Paramo, S. Pearse, e R.W. Schmitt. 2003. Thermohaline fine structure in an oceanographic front from seismic reflection profiling. *Science* 301:821–824 p.
- Holbrook, W. S., Fer, I., Schmitt, R. W., Lizarralde, D., Klymak, J. M., Helfrich, L. C., & Kubichek, R. 2013. Estimating oceanic turbulence dissipation from seismic images. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 30, 1767–1788 p. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00140.1>
- Jiho Ha, Sungryul Shin, Wookeen Chung, Yeonjin Choi, Boram Hong & Namhyung Koo. 2015. A proposal of seismic oceanography for temperature model inversion of the East Sea, Korea, *Geosystem Engineering*, 18:6, 312-337 p., doi: 10.1080/12269328.2015.1071208.
- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. 2002. An Introduction to Geophysical Exploration, 3ª Edição. *Blackwell Science*.
- Lázaro, C.; M. F. Juliano; M. J. Fernandes. 2013. Semi-automatic determination of the Azores Current axis using satellite altimetry: Application to the study of the current variability during 1995–2006. *Advances in Space Research*, vol. 51, 2155-2170 p.
- Lebreiro, S.M.; Weaver, P.P.E.; Howe, R.W. 1998. Sedimentation on the Madeira Abyssal Plain: Eocene-Pleistocene History of Turbidite Infill. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. 157.
- Lowrie, W. 2013. Fundamentals of Geophysics, 2ª Edição. Cambridge University Press.
- Mata, J.; Fonseca, P. E; Prada, S.; Rodrigues, D.; Martins, S.; Ramalho, R.; Madeira, J.; Cachão, M.; Silva, C. M.; Matias, M. J. 2015. O arquipélago da Madeira. *Geologia de Portugal*.
- Nandi, P., W. S. Holbrook, P. Páramo, S. Pearse, R. W. Schmitt. 2004. Seismic reflection of water mass boundaries in the Norwegian Sea. *Geophysical Research Letters*, vol. 31, L23311, doi:10.1029/2004GL021325.
- Papenberg, C., Klaeschen, D., Krahnemann, G., e Hobbs, R. W. 2010. Ocean temperature and salinity inverted from combined hydrographic and seismic data. *Geophysical Research Letters*, vol. 37, nº4.
- Peliz, A., J. Dubert, P. Marchesiello, e A. Teles-Machado. 2007. Surface circulation in the Gulf of Cadiz: Model and mean flow structure. *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, C11015, doi:10.1029/2007JC004159.
- Pingree, R. D., C. Garcia-Soto, e B. Sinha. 1999. Position and structure of the Subtropical/Azores Front region from combined Lagrangian and remote sensing (IR/altimeter/SeaWiFS) measurements, *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.*, vol. 79, 769–792 p.
- Pinheiro, L., H. Song, B. Ruddick, J. Dubert, I. Ambar, K. Mustafa, R. Bezerra. 2010. Detailed 2-d imaging of the Mediterranean outflow and meddies off w Iberia from multichannel seismic data. *Journal Mar. Sys.*, vol. 79, 89–100 p.
- Rob, S.; Mike B. 2014. Seismic Amplitude: An Interpreter's Handbook. 1ª Edição. *Cambridge University Press*.
- Ruddick, B., H. Song, C. Dong, and L. Pinheiro. 2009. Water column seismic images as maps of temperature gradient. *Oceanography*, vol. 22, nº1, 192–205 p.

Sheriff, R. E.; and Geldart, L. P. 1995. *Exploration Seismology*. Cambridge University Press, Cambridge. 2ª Edição 592 p.

Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. 1990. *Applied Geophysics*, 2ª Edição. Cambridge University Press, 770 p.

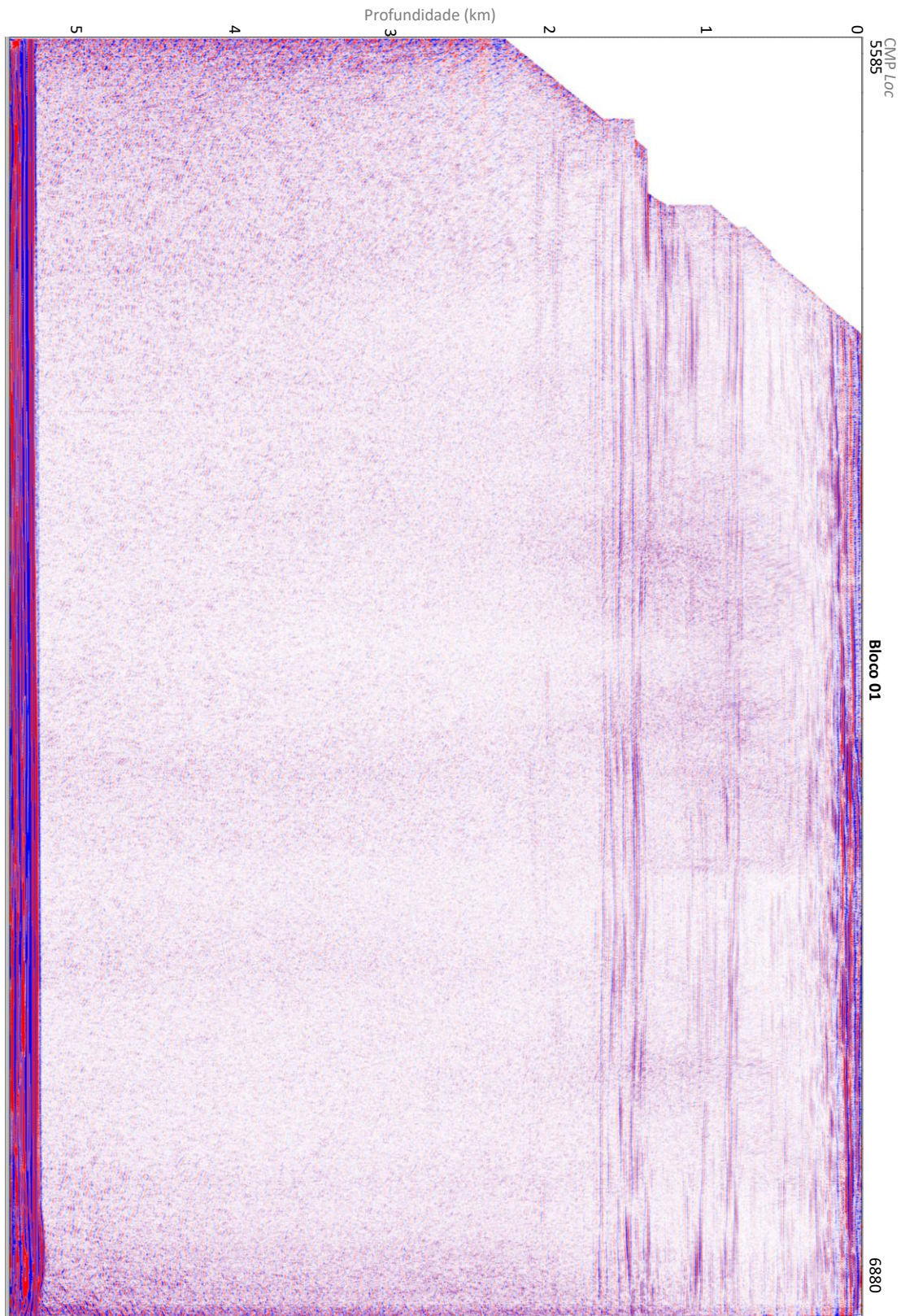
Weaver, P.P.E., and Kuijpers, A., 1983. Climatic control of turbidite deposition on the Madeira Abyssal Plain. *Nature*, vol. 306:360–363 p.

Weaver, P.P.E., and Rothwell, R.G. 1987. Sedimentation on the Madeira Abyssal Plain over the last 300,000 years. In Weaver, P.P.E., and Thomson, J. (Eds.), *Geology and Geochemistry of Abyssal Plains*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* London, vol. 31:71–86 p.

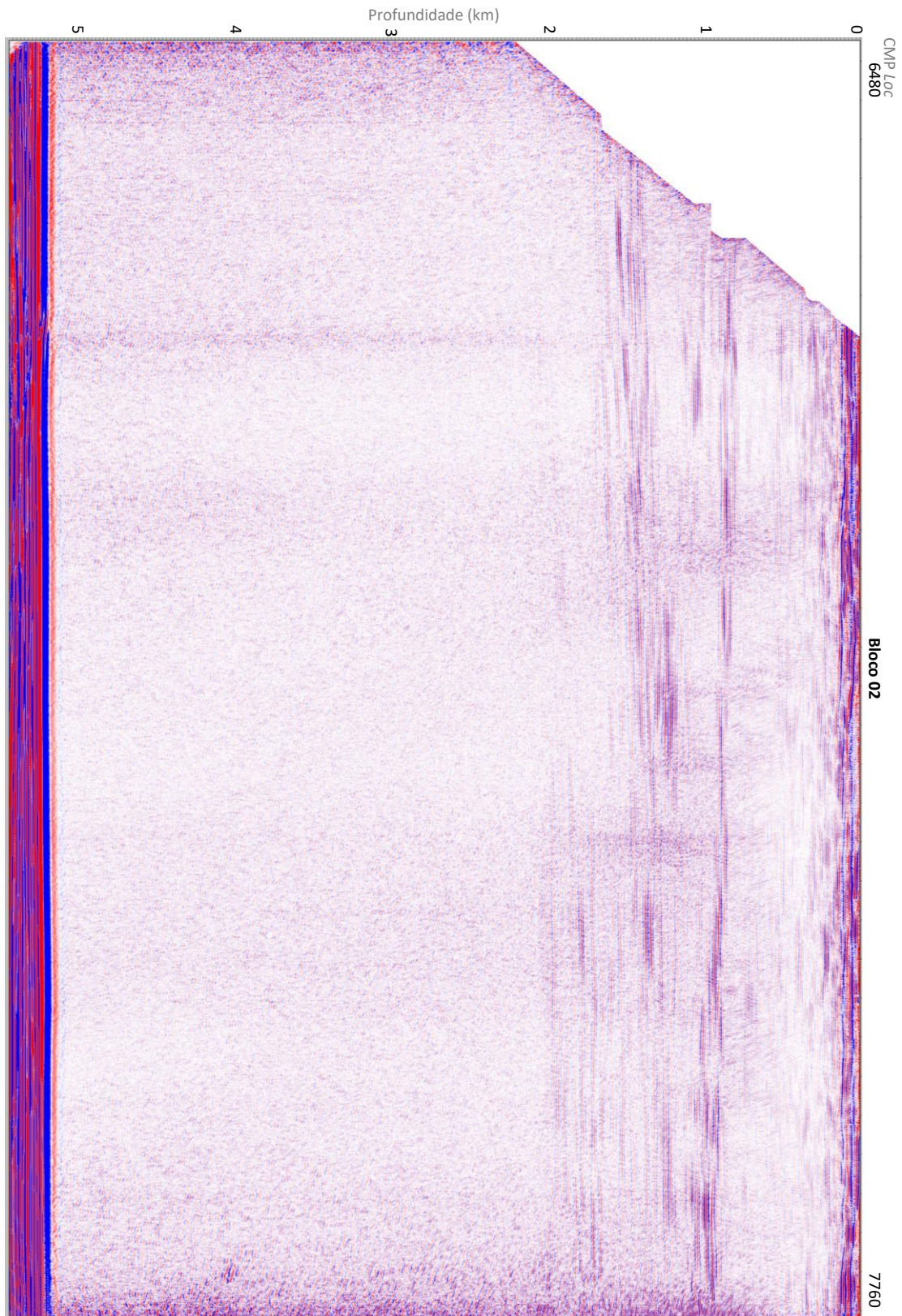
Weaver, P.P.E., Rothwell, R.G., Ebbing, J., Gunn, D., and Hunter, P.M., 1992. Correlation, frequency of emplacement and source directions of megaturbidites on the Madeira Abyssal Plain. *Mar. Geol.*, vol. 109, 1–20 p.

Yilmaz, O. 2001. *Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data*, 2ª Edição. Society of Exploration Geophysicists.

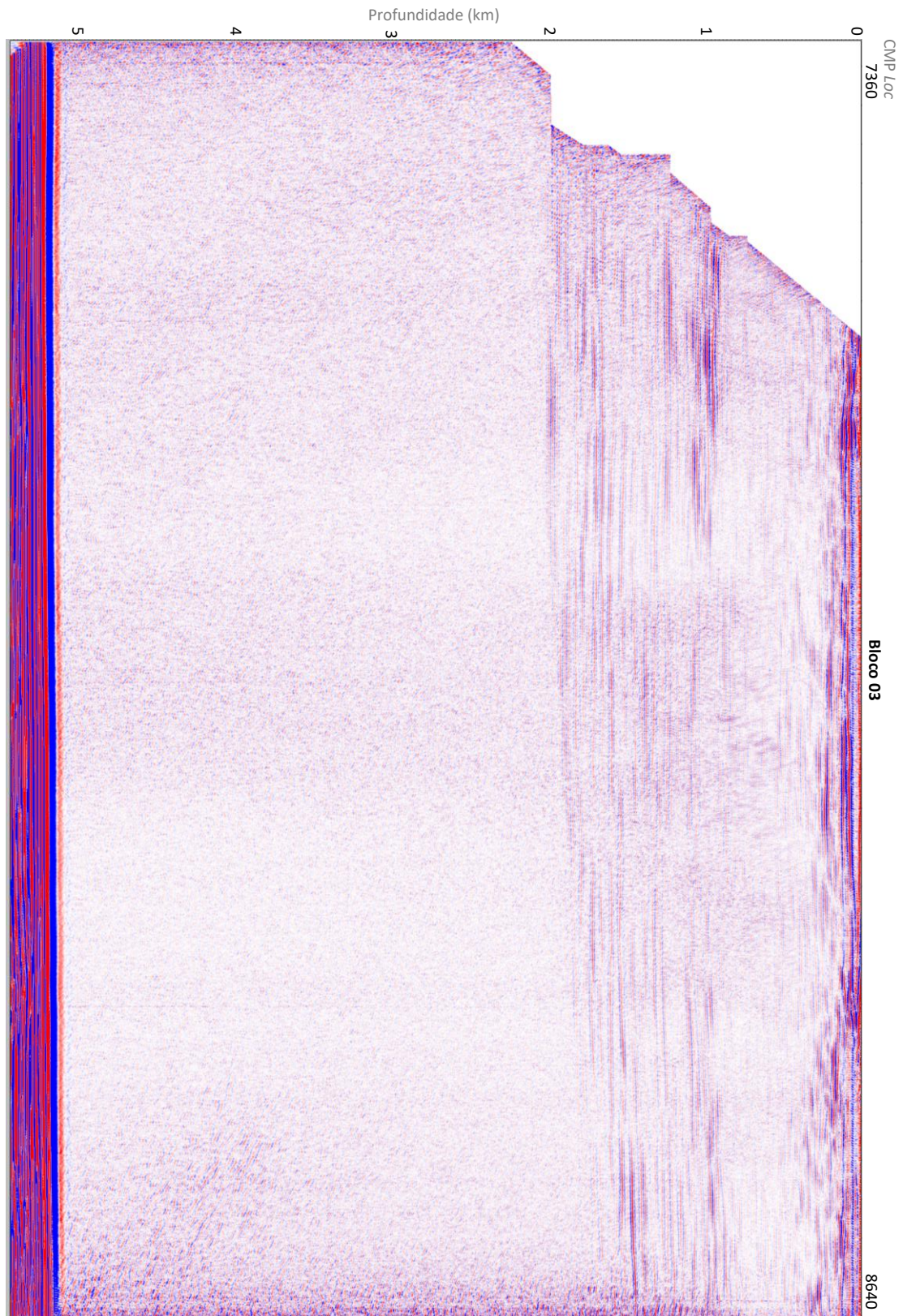
Anexos A



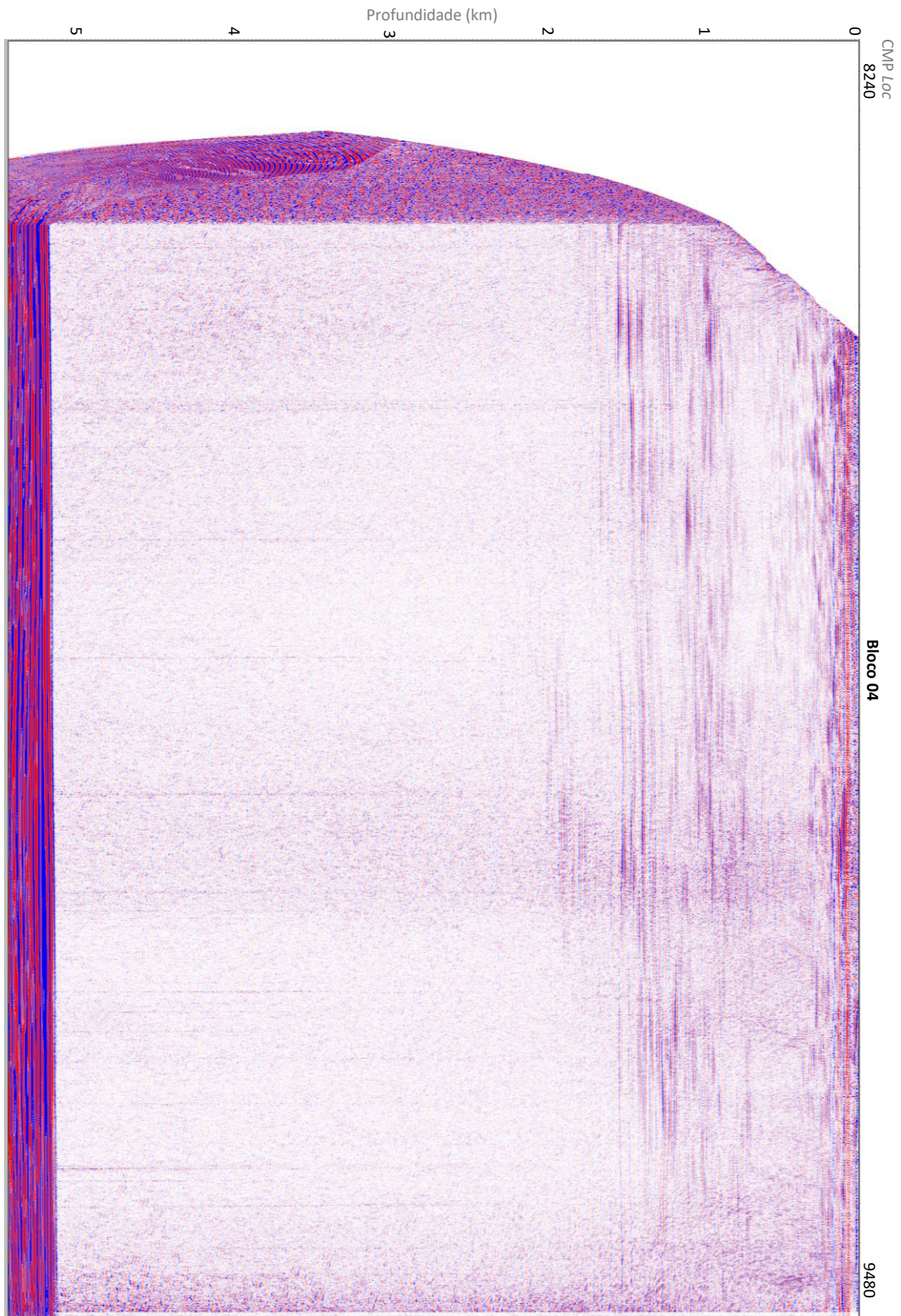
Anexo A.1: Representação final do processamento sísmico do bloco 01.



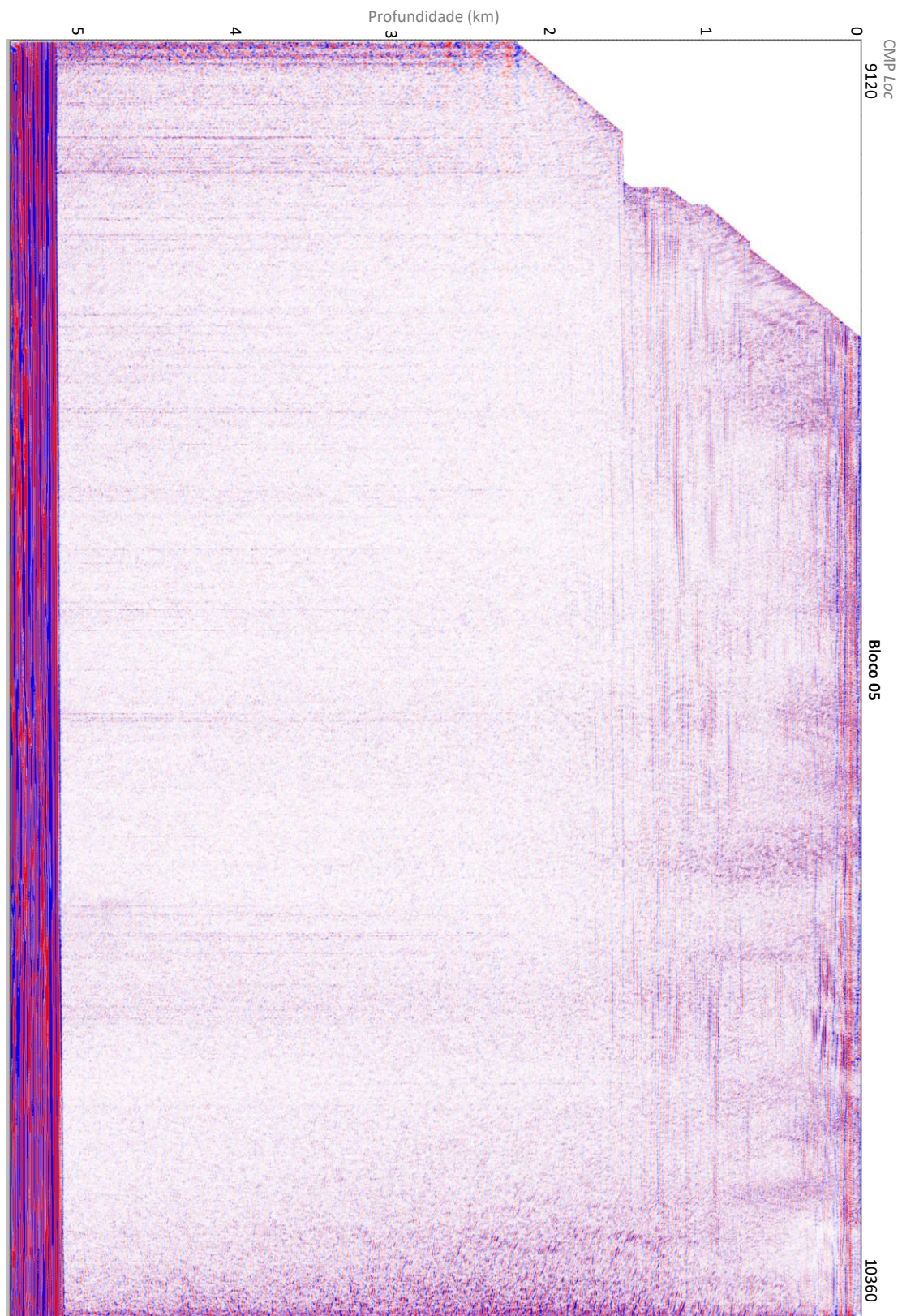
Anexo A.2: Representação final do processamento sísmico do bloco 02.



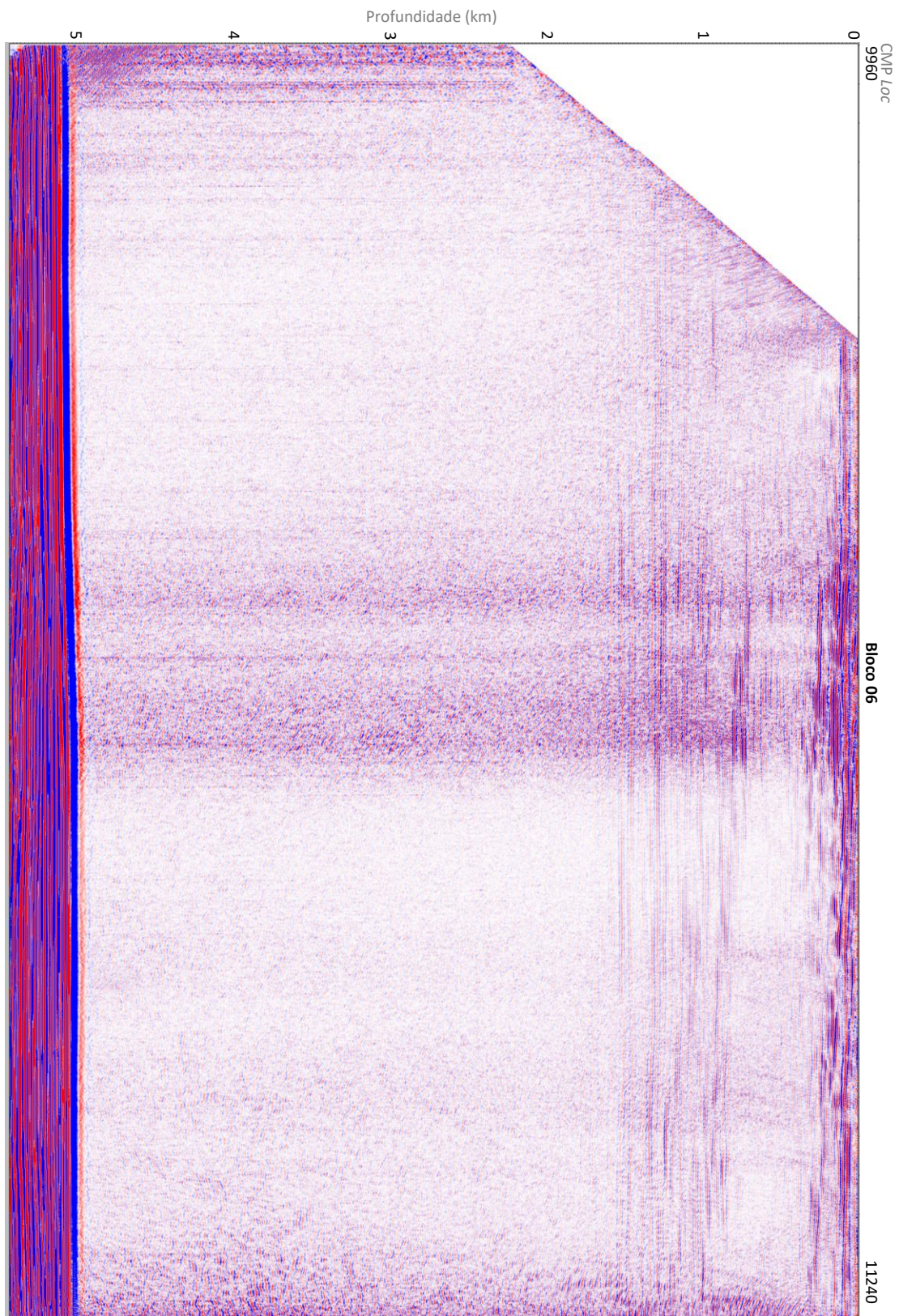
Anexo A.3: Representação final do processamento sísmico do bloco 03.



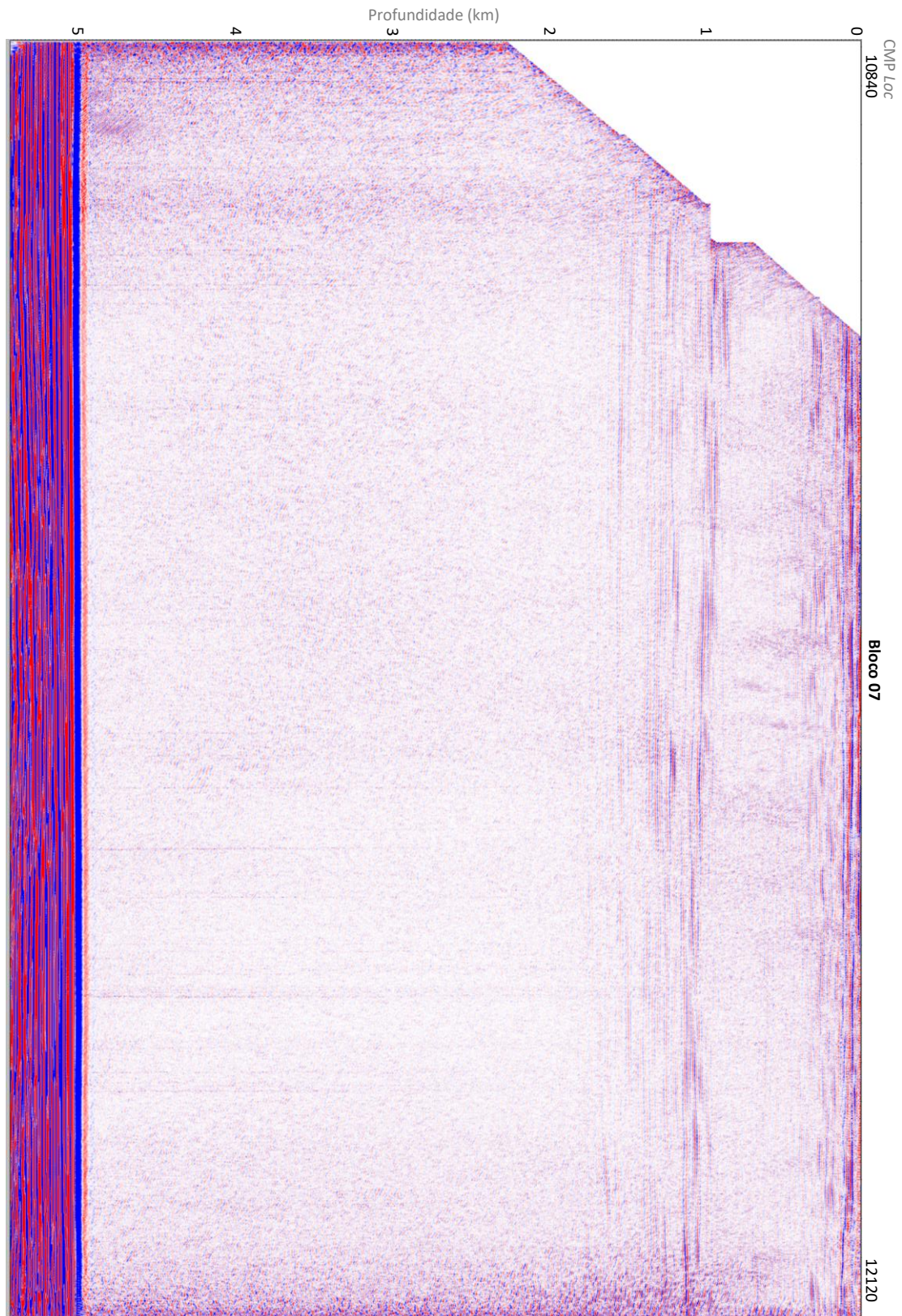
Anexo A.4: Representação final do processamento sísmico do bloco 04.



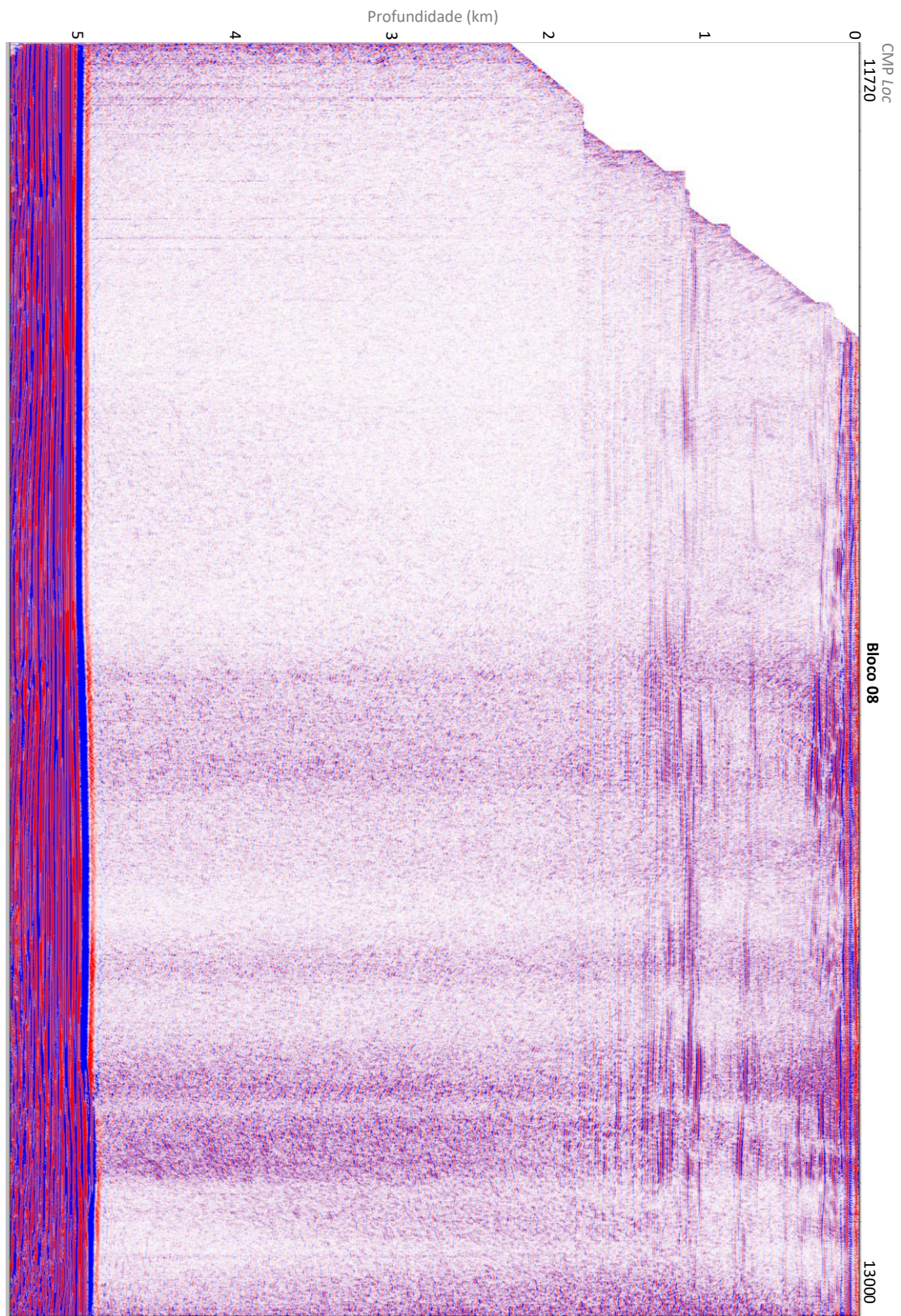
Anexo A.5: Representação final do processamento sísmico do bloco 05.



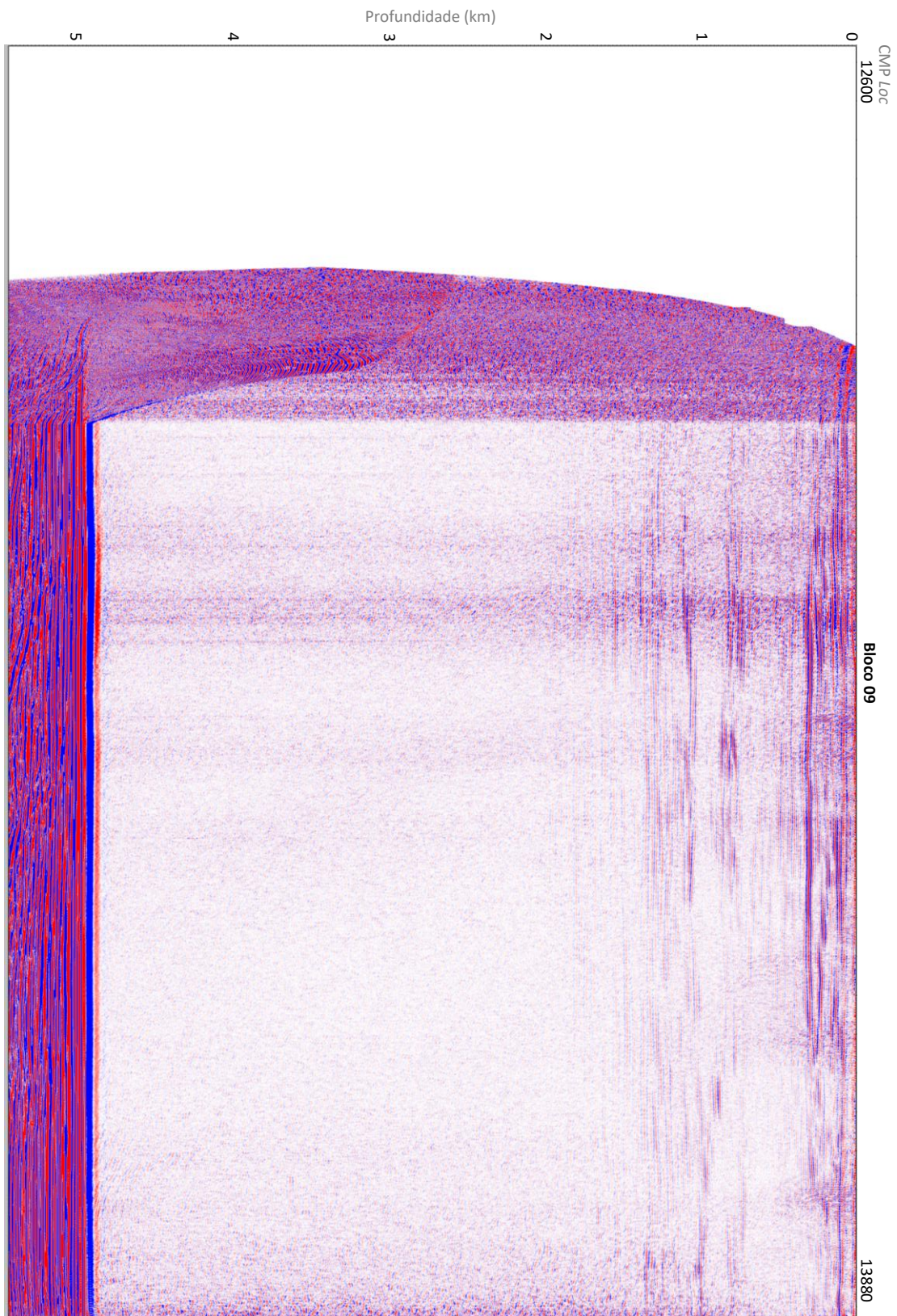
Anexo A.6: Representação final do processamento sísmico do bloco 06.



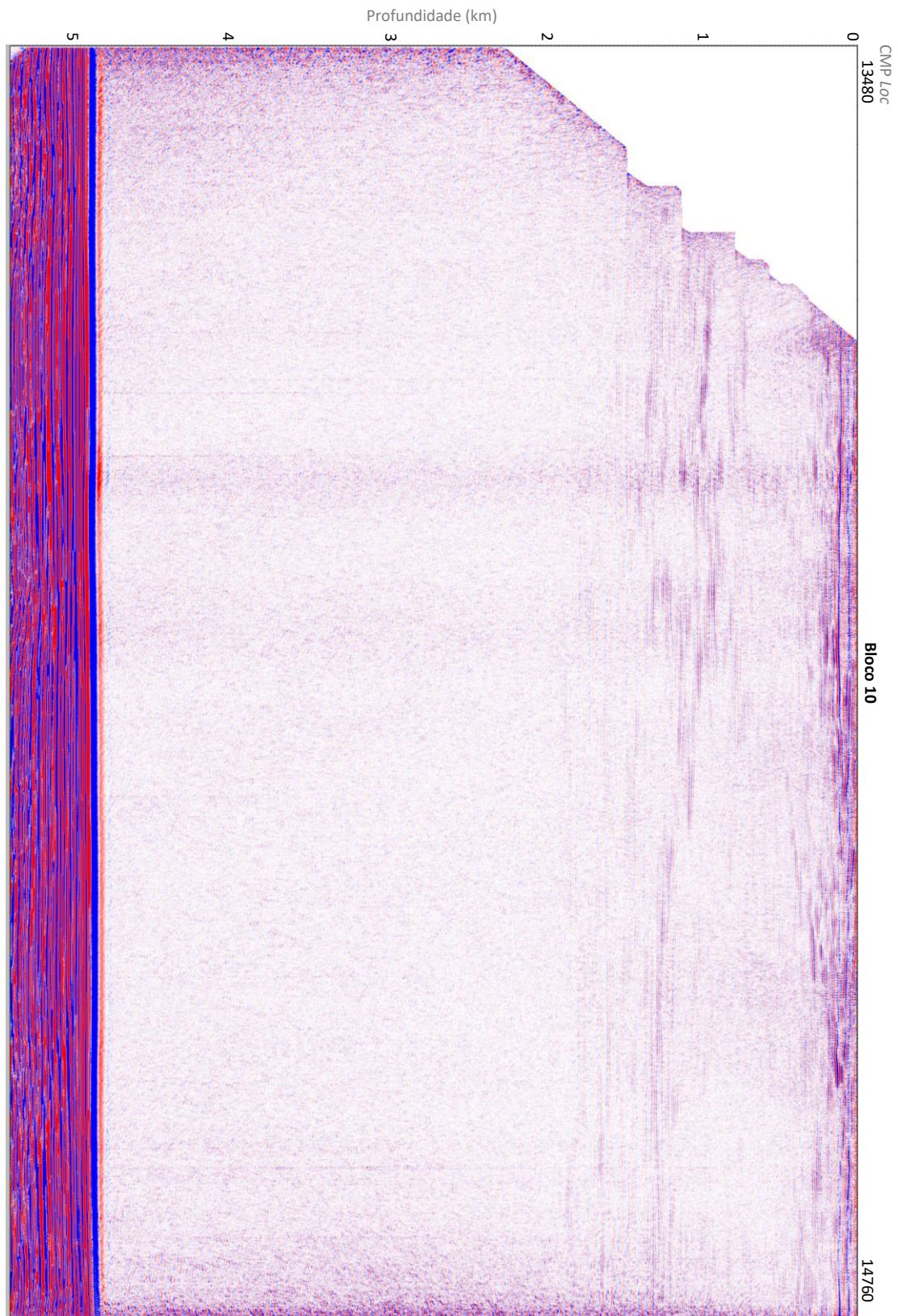
Anexo A.7: Representação final do processamento sísmico do bloco 07.



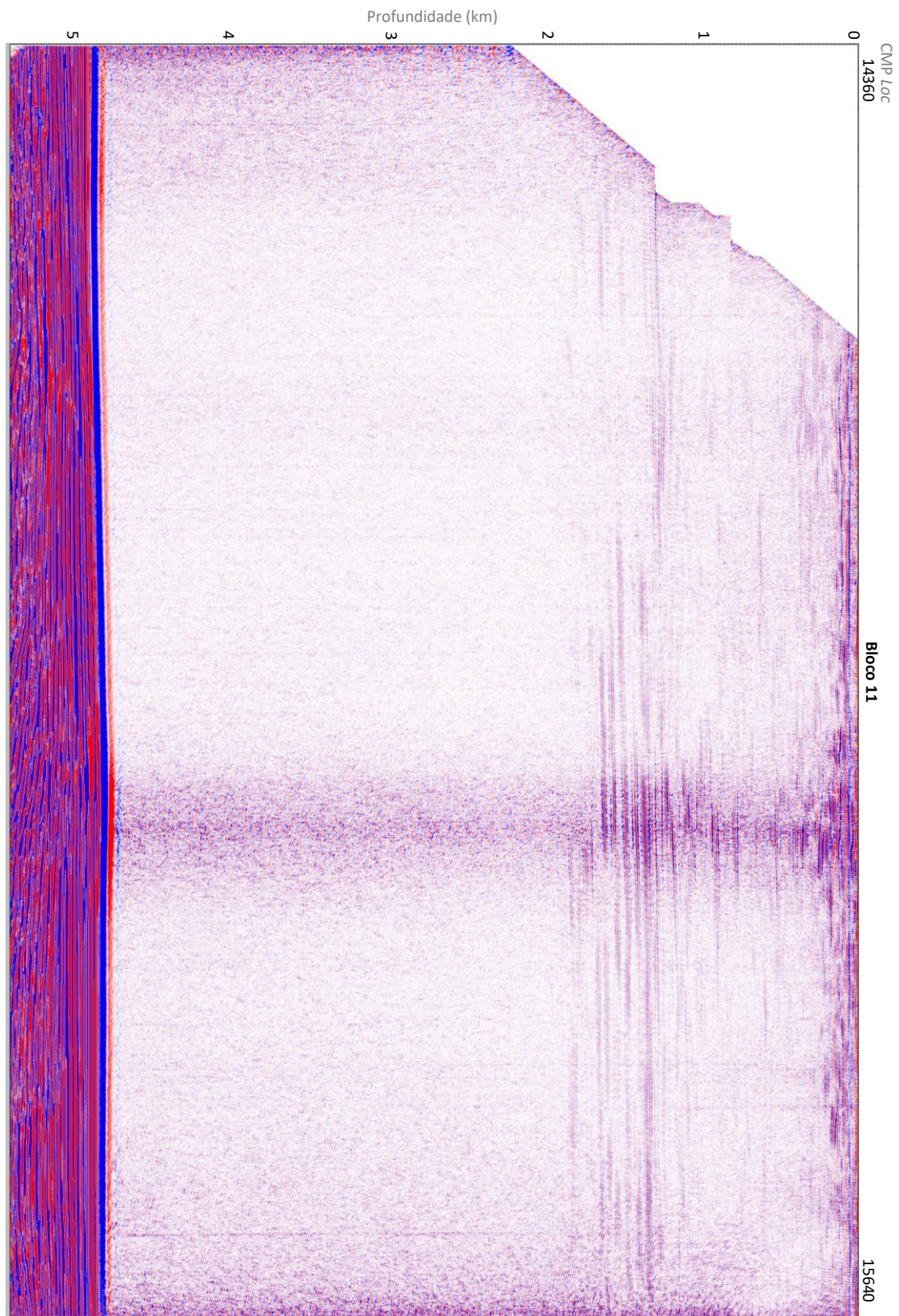
Anexo A.8: Representação final do processamento sísmico do bloco 08.



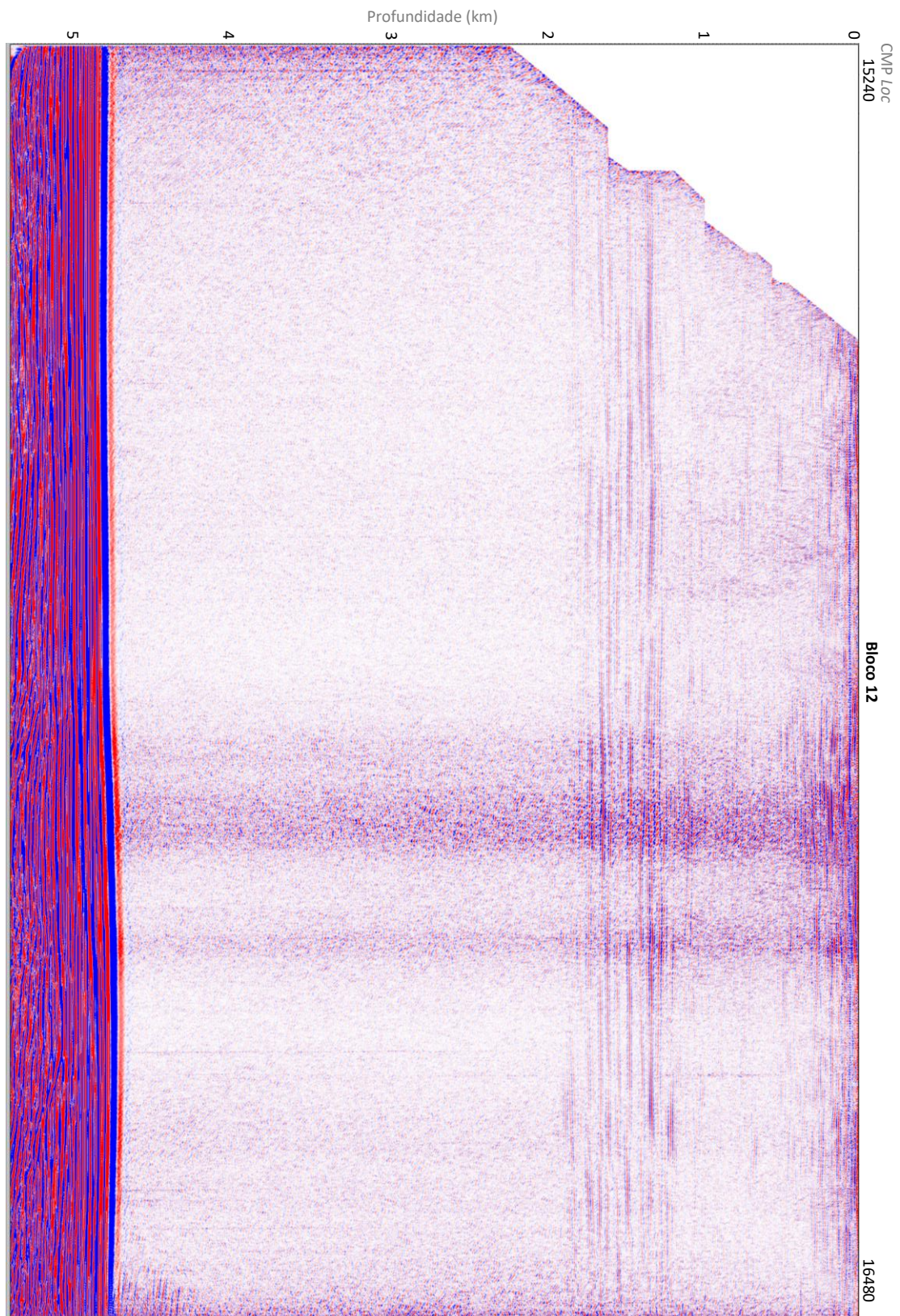
Anexo A.9: Representação final do processamento sísmico do bloco 09.



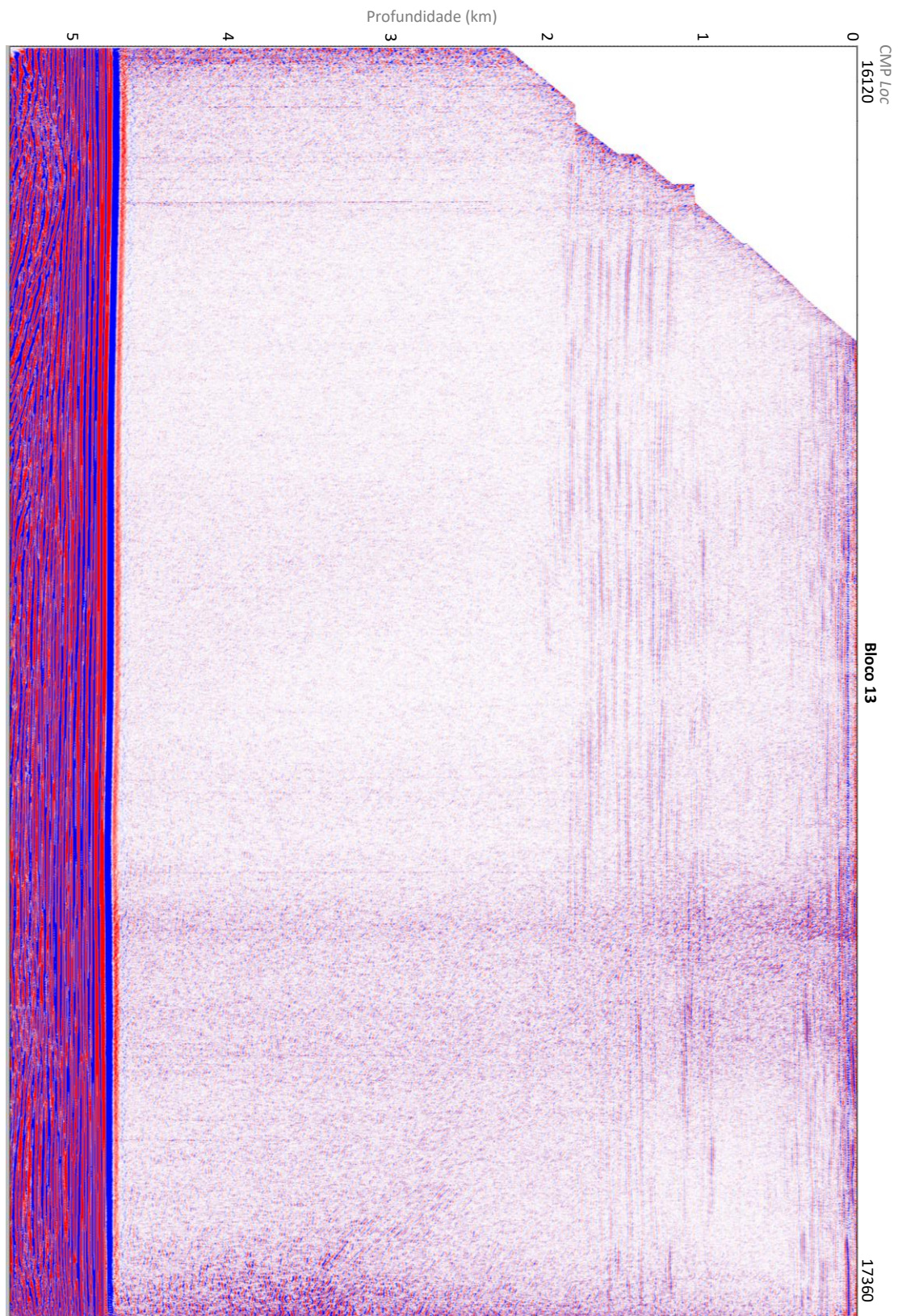
Anexo A.10: Representação final do processamento sísmico do bloco 10.



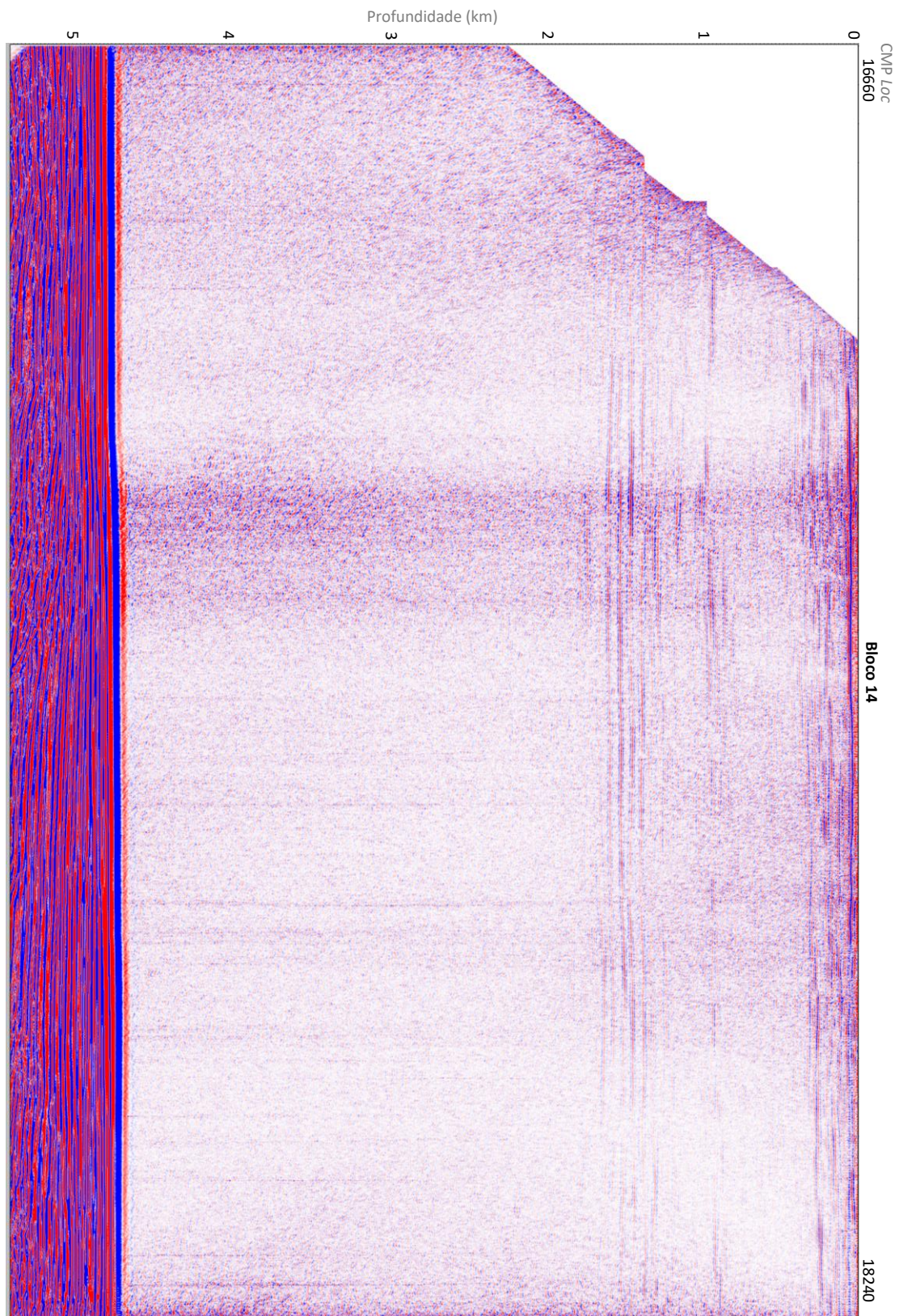
Anexo A.11: Representação final do processamento sísmico do bloco 11.



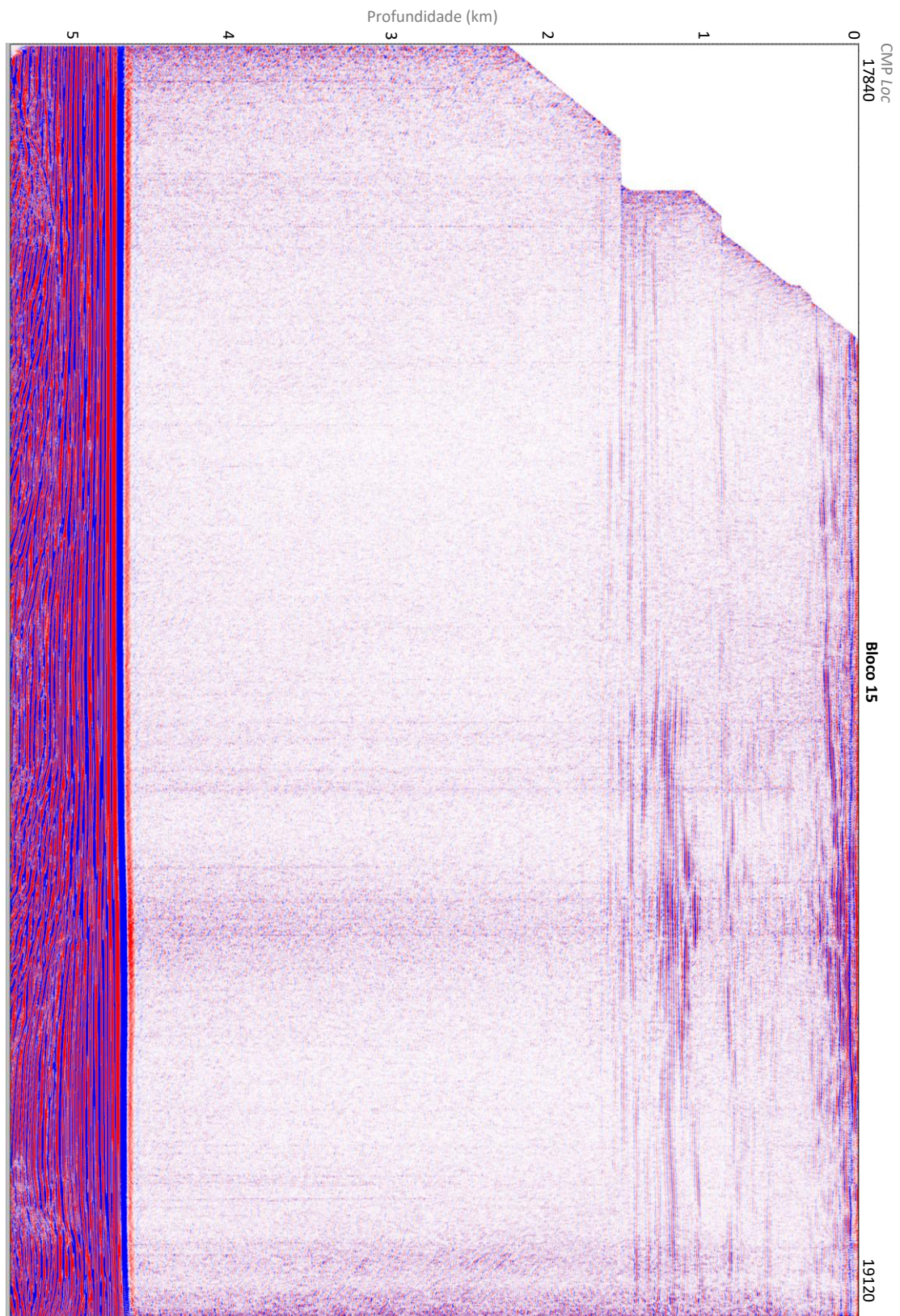
Anexo A.12: Representação final do processamento sísmico do bloco 12.



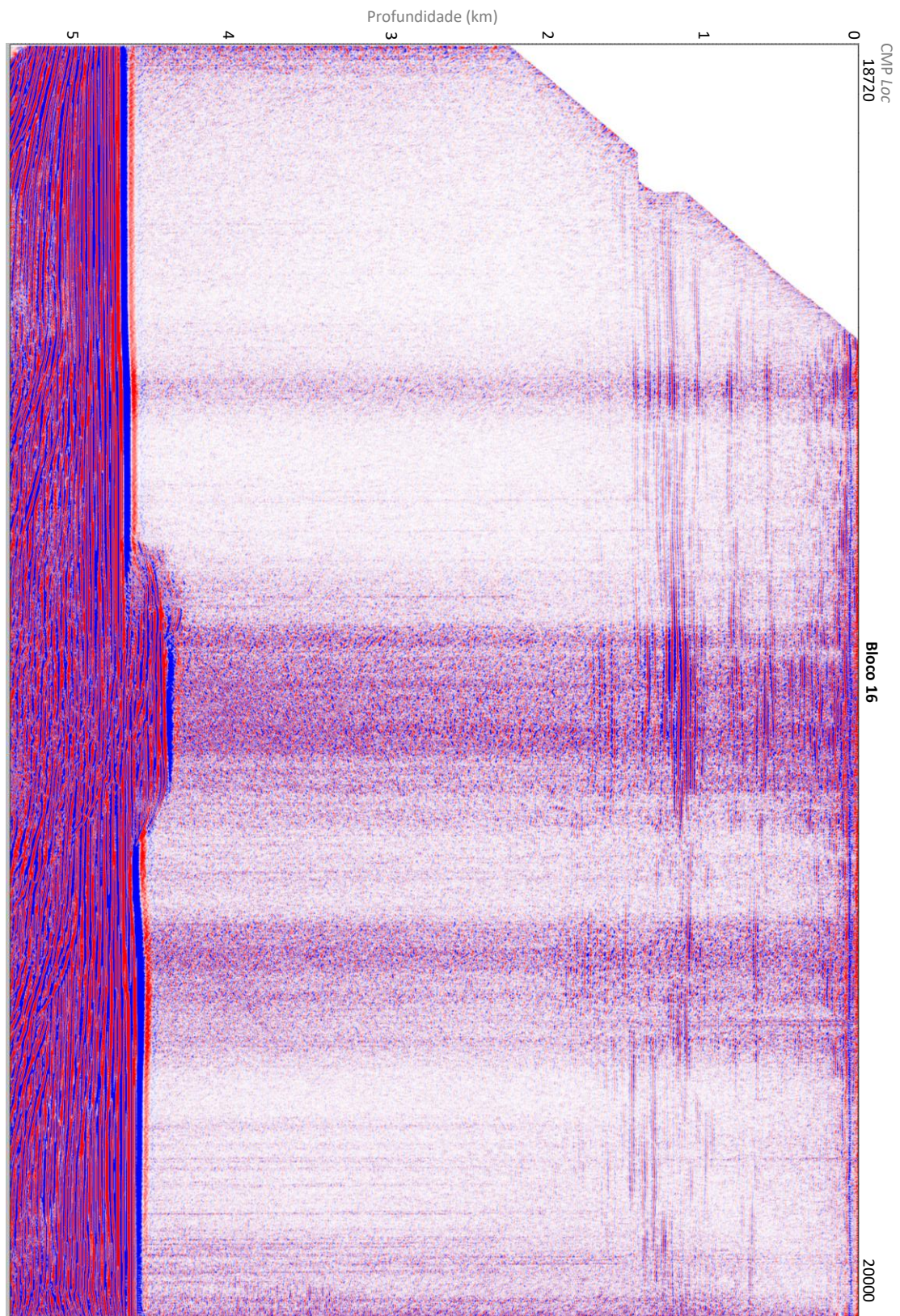
Anexo A.13: Representação final do processamento sísmico do bloco 13.



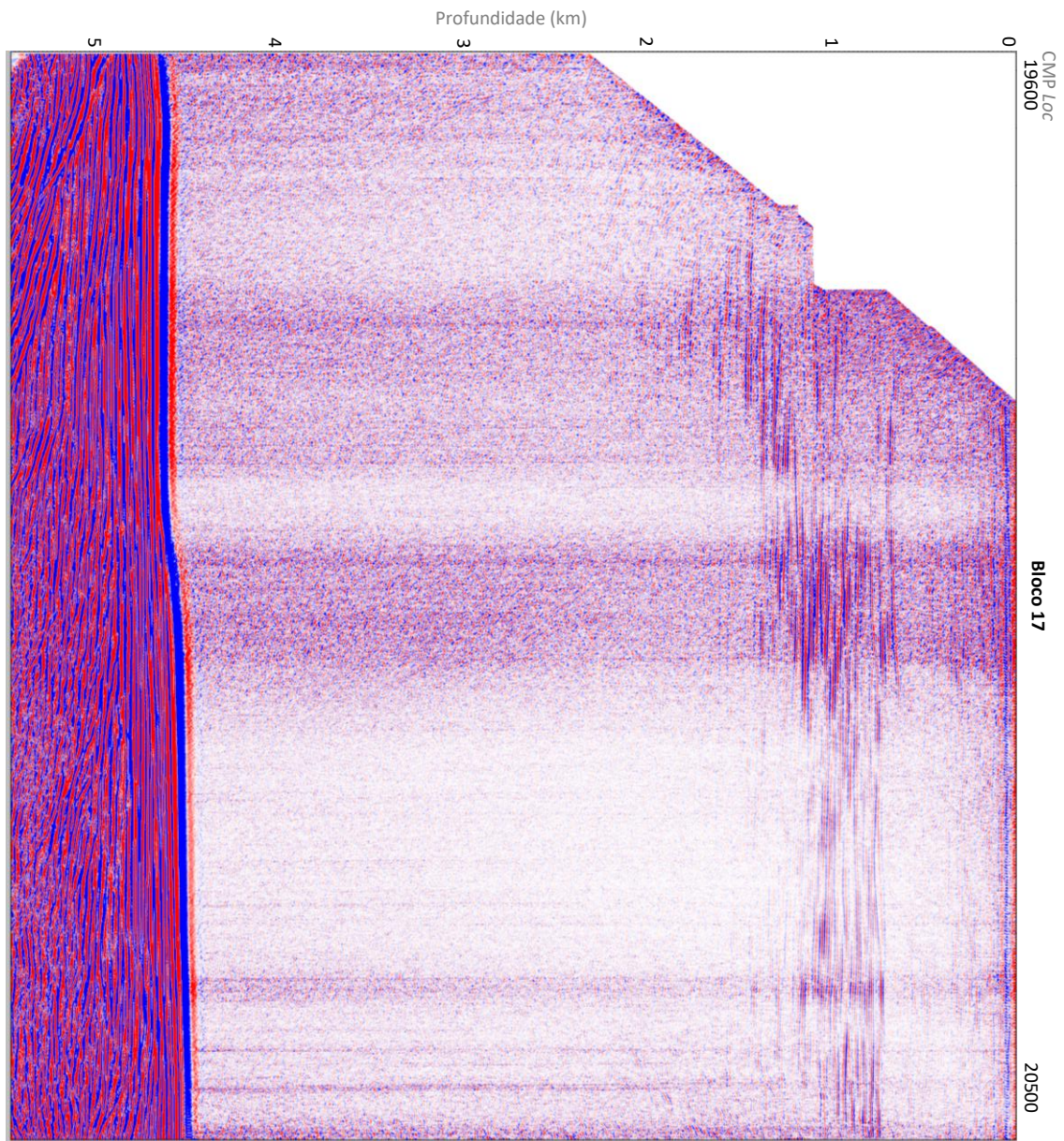
Anexo A.14: Representação final do processamento sísmico do bloco 14.



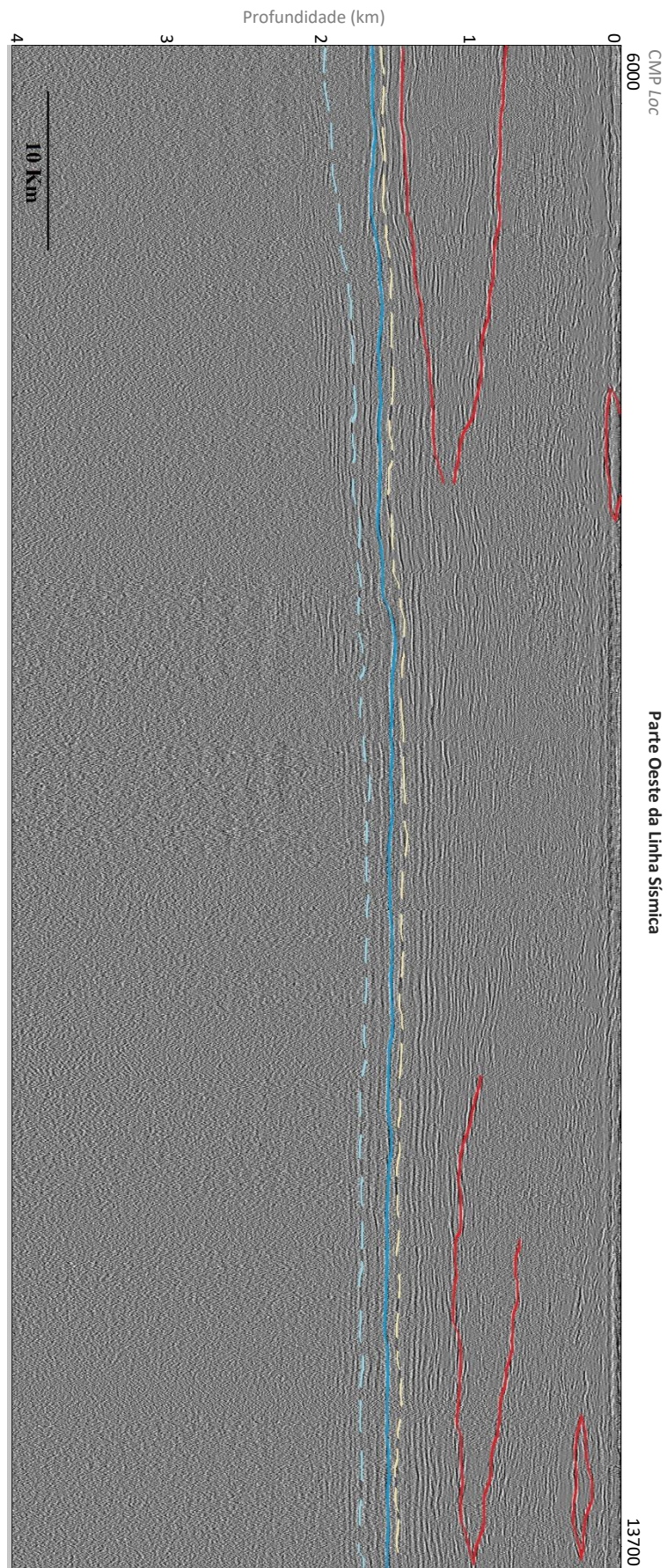
Anexo A.15: Representação final do processamento sísmico do bloco 15.



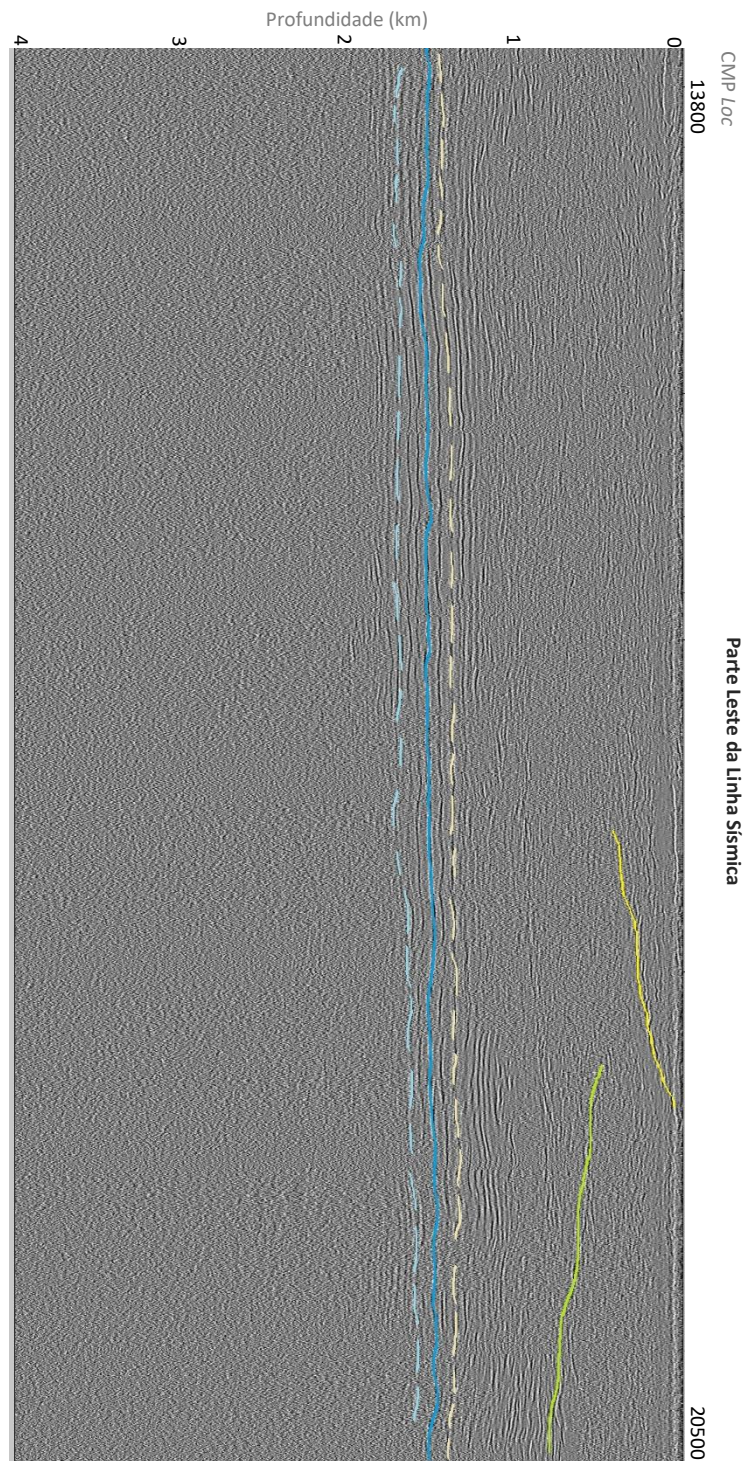
Anexo A.16: Representação final do processamento sísmico do bloco 16.



Anexo A.17: Representação final do processamento sísmico do bloco 17.



Anexo A.18: Parte 01 da linha sísmica completa. Em cores os refletores encontrados e que representam estruturas oceanográficas e a dinâmica oceânica da região.



Anexo A.19: Parte 02 da linha sísmica completa. Em cores os refletores encontrados e que representam estruturas oceanográficas e a dinâmica oceânica da região.