

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



Processamento de dados sísmicos de modo a acentuar as reflexões na camada de água

Daniela Paula Vieira Alves

Mestrado em Ciências Geofísicas
Especialização em Geofísica Interna

2009

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



Processamento de dados sísmicos de modo a acentuar as reflexões na camada de água

Daniela Paula Vieira Alves

Mestrado em Ciências Geofísicas
Especialização em Geofísica Interna

Dissertação orientada por:
Professor Doutor Luís Matias (FCUL)

2009

Abstract

Multichannel seismic reflection techniques, developed by the hydrocarbon industry, can provide images of thermohaline structures with exceptional lateral resolution (~10 m) beyond that available from conventional oceanographic tool. This technique is becoming a new tool to better understand the ocean circulation and the distribution of heat and mass on our planet that influences our climate system.

For the oceanographers and geophysicists to be able to interpret the seismic data and relate the seismic reflections with thermohaline structures there is the need to obtain a good image of the water column. The objective of this assignment was to obtain the best image possible, with enhanced reflected energy, using seismic processing techniques. The processing sequence included the elimination of the direct wave, normal moveout, stacking, post-stack migration and time-depth conversion. The direct wave suppression is an important step because this strong arrival obscures the shallow reflections.

The analyzed data was acquired in the Gulf of Cadiz in the year 2000. This region was chosen to test seismic reflection in oceanography because of the variety of topographic and oceanographic features, the strong signature of Mediterranean Outflow Water and the extensive archived oceanographic and seismic database.

Key-words: multichannel seismic reflection, seismic oceanography, Gulf of Cadiz.

Resumo

O método de sísmica de reflexão multicanal, desenvolvido pela indústria de exploração de hidrocarbonetos, possibilita a criação de imagens de estruturas termohalinas com uma resolução lateral (~10m) não conseguida pelas ferramentas oceanográficas convencionais. Esta técnica está-se a tornar uma nova ferramenta no estudo da circulação oceânica e da distribuição de calor e massa no nosso planeta que influenciam o nosso sistema climático.

Para que seja possível aos oceanógrafos e geofísicos a interpretação dos dados sísmicos obtidos e a sua relação com as estruturas termohalinas, é necessário obter a melhor imagem possível da coluna de água. O objectivo deste trabalho foi aplicar um conjunto de técnicas de processamento que permitissem acentuar as reflexões na camada de água. A sequência de processamento incluiu a eliminação da onda directa, normal *moveout*, *stack*, migração pós-*stack* e conversão tempo-profundidade. A supressão da onda directa é um dos passos mais importantes pois esta vai obscurecer as reflexões mais superficiais.

Os dados analisados foram adquiridos na zona do Golfo de Cádiz em 2000. Esta região foi escolhida para testar a sísmica de reflexão em oceanografia devido à existência de uma grande variedade de características topográficas e oceanográficas, pela forte assinatura da Água Mediterrânica e pela extensa base de dados sísmicos e oceanográficos já existentes.

Palavras-chave: sísmica de reflexão multicanal, oceanografia sísmica, Golfo de Cádiz.

Índice

| | | |
|-------|--|----|
| 1. | Introdução | 1 |
| 2. | Área em estudo – Golfo de Cádiz | 2 |
| 3. | O método de sísmica de reflexão | 3 |
| 3.1 | Ondas e propagação | 3 |
| 3.2 | Aquisição | 6 |
| 3.2.1 | Fontes e receptores sísmicos | 6 |
| 3.2.2 | Geometria de Aquisição | 7 |
| 3.3 | Noções de processamento | 8 |
| 3.3.1 | Software utilizado | 9 |
| 3.3.2 | Características dos eventos sísmicos | 9 |
| 3.3.3 | Desconvolução | 12 |
| 3.3.4 | <i>Normal Moveout</i> | 16 |
| 3.3.5 | Stack | 19 |
| 3.3.6 | Migração | 20 |
| 4. | Sísmica de reflexão na camada de água | 25 |
| 5. | Processamento Passo a Passo | 25 |
| 5.1 | Pré-Processamento | 26 |
| 5.1.1 | Conversão dos dados | 26 |
| 5.1.2 | Preparação dos dados | 26 |
| 5.1.3 | Inversão do LMO | 27 |
| 5.1.4 | Definição de geometria | 28 |
| 5.1.5 | Edição de traços | 29 |
| 5.1.6 | Correcção NMO e <i>Stack</i> constante | 30 |
| 5.2 | Processamento | 31 |
| 5.2.1 | Supressão da Onda Directa | 31 |
| 5.2.2 | Eliminação de ruído | 34 |
| 5.2.3 | Correcção da Divergência Esférica | 35 |
| 5.2.4 | Surgical Mute | 37 |
| 5.2.5 | Desconvolução | 38 |
| 5.2.6 | Análise de Velocidades | 42 |
| 5.2.7 | Correcção NMO | 46 |
| 5.2.8 | Migração Stolt | 47 |
| 5.2.9 | Conversão de tempo para profundidade | 49 |
| 6. | Discussão | 50 |

| | |
|---------------------|----|
| 7. Referências..... | 51 |
| 8. Anexo..... | 52 |

1. Introdução

A circulação nos oceanos é um importante processo na distribuição de calor e massa que vai afectar o nosso sistema climático. Massas de água de diferentes temperaturas e salinidade estão separadas por fronteiras de finas camadas e é ao longo destas camadas que se dá a transferência de calor e massa necessárias para manter a circulação. A compreensão do papel que estas massas de água têm na circulação termohalina de larga-escala requer o conhecimento das suas posições e as suas variações ao longo do tempo (Fukasawa et al., 2004).

O estudo das estruturas termohalinas é realizado através de instrumentos que medem valores de temperatura e salinidade em função da profundidade, num determinado ponto ou rebocados por um veículo (Holbrook et al., 2003). Estas técnicas têm algumas limitações no volume de oceano que pode ser estudado e na resolução horizontal conseguida que é cerca de 10 km (Hardy et. al., 2007).

O método de sísmica multicanal, desenvolvido pela indústria de exploração de petróleo e gás, tem como objectivo criar uma imagem, a mais exacta possível, da estrutura geológica subsuperficial de uma determinada área específica da Terra. Recentes trabalhos, como o de Holbrook et. al. (2003), mostraram que este método pode ser utilizado para detectar estruturas termohalinas na camada de água como massas de água, correntes e *meddies*, com uma resolução horizontal de cerca de 10 m o que é cerca de duas ordens de magnitude melhor do que os dados típicos obtidos por métodos oceanográficos. A obtenção de imagens sísmicas na camada de água é possível pois as variações termohalinas ao longo de fronteiras internas vão produzir um contraste de densidade e velocidade (logo de impedância) suficiente para reflectir a energia acústica. Os reflectores oceânicos são relativamente horizontais e vão resultar em reflexões fortes e coerentes (Ruddick et. al., 2009). Sendo agora possível para os oceanógrafos observar essas finas estruturas termohalinas e, juntamente com os geofísicos, associar essas reflexões às propriedades de salinidade e temperatura.

Os dados de sísmica de reflexão multicanal são obtidos através da emissão de energia sonora através de uma fonte controlada, que geralmente é uma *airgun*, no caso de aquisição marinha, e que ao incidir nas interfaces que encontra é reflectida de volta à superfície e recebida por um conjunto de sensores colocados na superfície. A energia é registada em função do tempo duplo¹ e designa-se por traço sísmico.

Na aquisição marinha, que é o caso deste trabalho, é disparado um conjunto de *airguns* e a energia reflectida é registada por sensores designados por hidrofones que se encontram em um ou mais *streamers*, que são cabos rebocados pelo navio. É necessário que haja um posicionamento exacto entre os disparos para não comprometer a qualidade dos dados.

O objectivo deste trabalho é obter uma imagem, mais exacta possível, da estrutura termohalina da área em estudo para ser posteriormente interpretada por oceanógrafos.

Para isso foi necessário adoptar uma sequência de processamento que preserva-se as amplitudes ao máximo, que aumenta-se a razão sinal/ruído e evita-se a presença de artefactos na secção. Um dos desafios do processamento na camada de água é a eliminação da onda directa que vai esconder as reflexões mais superficiais. Existem vários métodos de eliminar a onda directa mas neste trabalho foram testados dois métodos e apenas um deu resultados satisfatórios. A sequência de processamento adoptada vai ser descrita pormenorizadamente ao longo do trabalho e serão feitas observações dos diferentes resultados obtidos.

¹ Tempo duplo é o tempo que a energia demora a ser emitida, reflectida e recebida pelos sensores.

2. Área em estudo – Golfo de Cádiz

A linha a ser processada neste trabalho, PD00-707B, foi adquirida pela TGS-NOPEC na zona do Golfo de Cádiz como se pode ver no mapa.



Fig. 1 – Localização da linha analisada.

Nesta zona existem 3 massas de águas. Na camada superior encontra-se a Água Central do Atlântico Nordeste, a cerca de 500-600 m de profundidade encontra-se a Água Mediterrânica que vai até cerca de 1200-1300 m de profundidade e a camada abaixo da Água Mediterrânica é ocupada pela Água Profunda do Atlântico Norte (Ambar, 2002).

A saída da Água Mediterrânica é feita através do Estreito de Gibraltar numa forte corrente junto ao fundo do mar que vai descer a vertente continental do Golfo de Cádiz para norte, devido à força de Coriolis², estando sujeita à fricção com o fundo do mar e mistura com a Água Central do Atlântico Nordeste (Baringer e Prince, 1997). A forte assinatura da Água Mediterrânica tem um elevado interesse de estudo. Esta é caracterizada por valores de salinidade e temperatura mais elevados que os valores correspondentes aos das massas de água que lhe rodeiam. Essas diferenças vão provocar um forte contraste entre a Água Mediterrânica e a Água Central do Atlântico Nordeste, que entra para o Mediterrâneo pelo Estreito de Gibraltar, e alterações na densidade e na velocidade de propagação do som.

O Golfo de Cádiz é uma região com uma grande variedade de características oceanográficas e topográficas como por exemplo a existência de *meddies*³, o talude continental, montes marinhos

² Força de Coriolis provocada pelo o efeito de rotação da Terra que, no hemisfério Norte, tende a desviar os movimentos para a direita.

³ *Meddies* são estruturas de vorticidade com rotação anti-ciclónica

e bacias. A formação de *meddies* pensa-se ter origem na passagem da Água Mediterrânica pelo Cabo de São Vicente (Bower et al., 1995, 1997) mas também há evidências de geração de *meddies* associada ao Canhão de Portimão (Fiúza et al., 1990; Serra e Ambar, 2001). Estas estruturas estão associadas ao transporte de sal e de calor para o Atlântico (Bower et al., 1997) que são factores extremamente relevantes para o balanço climático no Atlântico tornando o seu estudo ainda mais importante.

Uma outra vantagem do estudo realizada no Golfo de Cádiz é a existência de uma extensa base de dados quer oceanográficos quer sísmicos que vai permitir o estudo de dados já existentes com estudos adquiridos recentemente.

São estes fenómenos oceanográficos como a interacção com a topografia (que acentuam os processos de mistura no oceano juntamente com a interacção com o vento) e a transferência de calor e massa entre as fronteiras das massas de água que tornam o Golfo de Cádiz um local ideal para testar o método de sísmica de reflexão.

O projecto “Geophysical oceanography GO” é um projecto europeu que combina métodos geofísicos com métodos oceanográficos com vista a estudar os processos que ocorrem no oceano. O Golfo de Cádiz foi o local escolhido para o estudo devido às características já descritas.

3. O método de sísmica de reflexão

3.1 Ondas e propagação

Existem dois tipos de ondas sísmicas, as ondas de superfície e as ondas volúmicas. As ondas de superfície dividem-se em ondas de Rayleigh e Love e propagam-se ao longo de uma superfície. Estes tipos de ondas não são importantes para a sísmica de reflexão excepto como forma de ruído.

As ondas volúmicas ou *body waves*, propagam-se radialmente a partir da fonte e dividem-se em ondas P e ondas S. As ondas P são ondas compressivas ou longitudinais que provocam nas partículas do meio onde se propagam um movimento paralelo à direcção de propagação da onda. Estas são as ondas mais importantes na sísmica de reflexão. As ondas S são ondas de corte ou transversais que impõem às partículas um movimento perpendicular à direcção de propagação da onda.

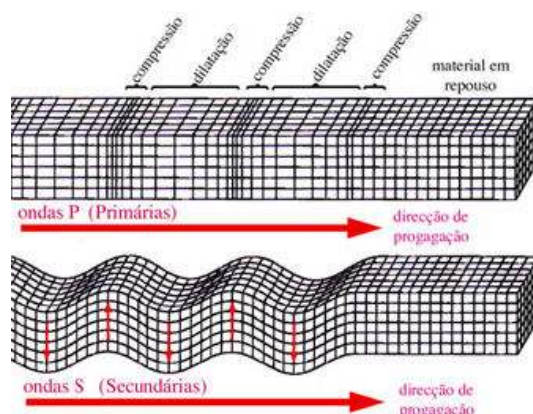


Fig. 2 – Representação de ondas volúmicas.

(http://w3.ualg.pt/~jdias/GEOLAMB/GA5_Sismos/52_Sismologia/5203_OndasSismicas.html)

7/10/2009

As ondas P e ondas S vão ter diferentes velocidades de propagação que são expressas com base no módulo de rigidez μ , no módulo de volume K (*bulk modulus*) e na densidade do material ρ . Sendo V_p a velocidade das ondas P e V_s a velocidade das ondas S temos então que:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4\mu}{3}}{\rho}} \quad (1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2)$$

O módulo de rigidez é a razão entre a tensão de corte e a deformação de corte, ou seja, é uma medida de resistência do material à tensão do corte e, o módulo de volume K é uma medida de resistência do material a uma compressão uniforme. Pela equação 2 vê-se que a propriedade elástica que condiciona a velocidade das ondas transversais é o módulo de rigidez. Como $\mu = 0$ nos fluidos, as ondas transversais não se vão propagar neste meio. Já as ondas P nos fluidos vão ter uma velocidade de:

$$V_p = \sqrt{\frac{k}{\rho}} \quad (3)$$

Comparando a velocidade das ondas P com a velocidade das ondas S nos sólidos vemos que:

$$V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2 = \frac{K}{\rho} \quad (4)$$

Logo, podemos concluir que as ondas P são mais rápidas que as ondas S.

Uma outra grandeza característica do meio importante a definir é a impedância acústica Z . Esta grandeza é dada pelo produto da densidade ρ do material pela velocidade V_p da propagação das ondas compressivas. Quando uma onda sísmica encontra uma interface de impedância diferente vai sofrer os fenómenos de reflexão, refração e conversão de ondas que não vai ser tratada neste trabalho. Esses fenómenos podem ser observados na figura 3.

Observando a figura 3 temos que, pela conservação de energia e desprezando perdas de calor e a conversão de ondas sísmicas, a energia da onda incidente vai ter que ser a soma da energia reflectida com a energia refractada.

Estes fenómenos de reflexão e de refração são explicados pela Lei de Snell através da relação entre os ângulos de reflexão e de refração de uma onda que incide numa interface entre dois meios de diferentes impedâncias. Considerando ainda a figura 3 e sendo V_1 e V_2 as velocidades das ondas nos meios 1 e 2 e, θ_i e θ_r os ângulos de reflexão e refração, a Lei de Snell é:

$$\frac{\sin \theta_i}{V_1} = \frac{\sin \theta_r}{V_2} \quad (5)$$

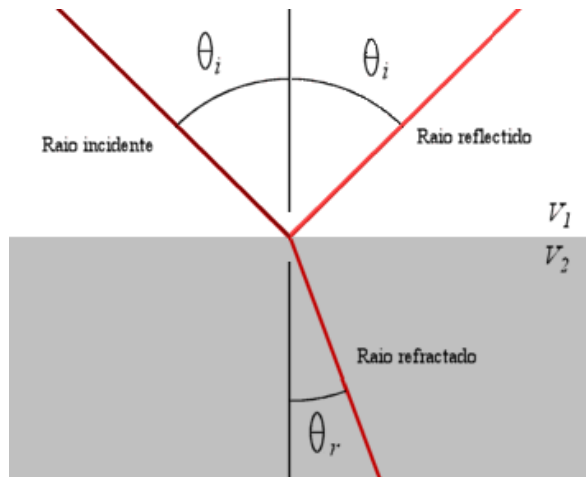


Fig. 3 – Representação da lei de Snell.

(http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Example_snells_law.gif) – 7/10/09

Observando a equação 5 podemos chegar à conclusão que os ângulos de incidência e de reflexão têm que ser o mesmo e que o ângulo de refração vai depender do ângulo de incidência e da relação das velocidades nos dois meios.

No caso em que $\sin \theta_r = 1$, $\sin \theta_i = V_1/V_2$ e estamos perante uma refração crítica que ocorre quando $\theta_r = 90^\circ$. Neste caso θ_r designa-se por ângulo crítico θ_C e a onda refractada vai-se deslocar ao longo da interface entre os dois meios com velocidade V_2 . Para ângulos maiores que θ_C vai ocorrer reflexão total ou seja, não se dá refração.

Supondo que uma onda de amplitude A_0 que incide perpendicularmente numa interface horizontal e homogénea, pode-se definir duas grandezas que são o coeficiente de reflexão R e o coeficiente de transmissão T , derivadas das equações de Zoeppritz.

O coeficiente de reflexão R pode ser definido como a razão entre a amplitude da onda reflectida A_r com a amplitude da onda incidente A_i :

$$R = \frac{A_r}{A_i} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (6)$$

Quando $Z_2 > Z_1$ e R positivo, a onda reflectida vai estar em fase com a onda incidente, já o contrário significa que a onda vai estar em oposição de fase com a onda incidente.

Já o coeficiente de transmissão T é a razão da amplitude da onda transmitida A_T com a amplitude da onda incidente A_i :

$$T = \frac{A_T}{A_i} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{2\rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (7)$$

Também é possível fazer uma representação dos coeficientes de reflexão e transmissão em função de energia ao invés de amplitudes. Sendo I_i , I_r e I_T as intensidades da energia das ondas incidente, reflectida e transmitida então:

$$E_r = \frac{I_r}{I_i} = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2 \quad (8)$$

$$E_T = \frac{I_T}{I_i} = \frac{4Z_1Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2} \quad (9)$$

Onde E_r e E_T são os coeficientes de reflexão e transmissão em função da energia. Se E_r for 0 então toda a energia será transmitida e se for 1, toda a energia que incide será reflectida.

3.2 Aquisição

Como não foi possível obter o relatório de aquisição desta linha apenas vai ser feita uma breve introdução do que acontece no geral na aquisição sísmica marinha.

Pela informação obtida sabe-se que a aquisição desta linha decorreu entre Abril e Junho de 2000 pela TGS-NOPEC, na direcção ENE – WSW⁴.

3.2.1 Fontes e receptores sísmicos

A fonte mais comum utilizada na aquisição sísmica marinha é a *airgun*. A *airgun* é um dispositivo que liberta na água uma grande quantidade de ar a uma pressão muito elevada e de um modo instantâneo. A libertação de ar vai formar uma bolha de ar que comprime a água à sua volta provocando um pulso de energia, ou assinatura, que se propaga pela água.

Um reflector sísmico vai reflectir para a superfície uma imagem do pulso de energia que recebeu. Se enviarmos um pulso complexo a resposta também vai ser complexa. Por isso queremos que o pulso enviado seja o mais simples possível como um *spike*. O pulso de energia ideal deve ser o mais energético possível no menor espaço de tempo e conter o maior número possível de frequências. Como na prática não é possível obter um *spike* o objectivo é obter uma *wavelet*⁵ que lhe seja o mais próximo possível e repetível no tempo de modo a que todos os traços tenham uma assinatura semelhante.

Uma *airgun* vai produzir uma assinatura, como na figura 3. Isto vai acontecer devido à interacção da bolha de ar com a água que faz com que a bolha oscile criando uma assinatura longa com picos energéticos a seguir ao pico inicial. As amplitudes e período entre os pulsos dependem da profundidade da fonte e da capacidade que a *airgun* tem de armazenar pressão.

Uma maneira de resolver este problema é utilizando várias *airguns*, com diferentes câmaras de armazenamento de pressão, disparadas simultaneamente. Assim, diferentes câmaras de pressão vão provocar diferentes bolhas de ar que vão ter tendência a se cancelar. Obtém-se assim um pulso mais próximo de um *spike*.

Na aquisição em meio marinho utilizam-se sensores do tipo piezoeléctricos designados por hidrofones que detectam alterações na pressão. Estes sensores vão ser agrupados em grupos e cada grupo vai constituir um canal. Os hidrofones vão ser colocados ao longo de cabos, os *streamers*, separados entre si por um intervalo regular e vão ser rebocados pelo navio de aquisição.

⁴ ENE abreviação de East – Northeast e, WSW abreviação de West – Southwest.

⁵ *Wavelet* é um sinal transiente ou seja, é um sinal com duração finita. Tem um tempo de início e um tempo de fim e toda a sua energia está contida nesse intervalo (Yilmaz, 2001).

3.2.2 Geometria de Aquisição

Na aquisição em CMP, um navio reboca a fonte e o *streamer* em linha recta. Dependendo da distância entre tiros e receptores, vai ser possível fazer a amostragem de um mesmo ponto várias vezes.

Pela Lei de Snell, quando uma onda incide sobre uma interface, considerada plana e horizontal, o ângulo de reflexão é igual ao ângulo de incidência. Assim pode-se considerar que o ponto amostrado vai estar a meia distância entre o emissor e o receptor. A esse ponto chama-se CMP, *common midpoint*, e o intervalo entre CMP vai ser metade da distância entre receptores.

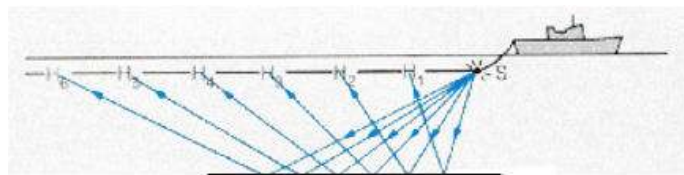


Fig. 4 – Representação de aquisição em CMP (<http://www.glossary.oilfield.slb.com/>) – 07/10/09.

Este método redundante de aquisição trás a vantagem de se poder aumentar a razão sinal-ruído através da soma dos traços com o mesmo CMP, designada por *stack*. Quando os traços com o mesmo CMP são agrupados formam um *CMP gather*.

Para além de se poder visualizar os traços através de um *CMP gather*, também é possível visualizar outros arranjos como o *source gather*, *receiver gather* e *offset⁶ gather*. Estes arranjos estão representados na figura 5.

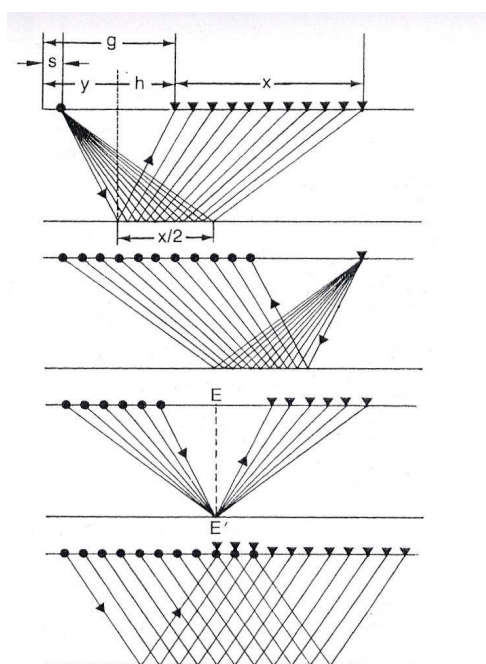


Fig. 5 – Diferentes arranjos possíveis. De cima para baixo: *Source gather*, *receiver gather*, *CMP gather* e *offset gather*. (Yilmaz, 2001)

⁶ *Offset* é a distância horizontal entre emissor e receptor.

Um diagrama de *stack* mostra-nos os CMP para cada par emissor-receptor para cada tiro. Na figura 6 está representado um diagrama de *stack* hipotético para seis grupos de sensores com uma distância de 25 metros entre si e uma distância entre tiros de 12,5 metros. Esta representação permite visualizar a geometria de aquisição e permite saber quais os traços que têm o mesmo CMP para os diferentes tiros.

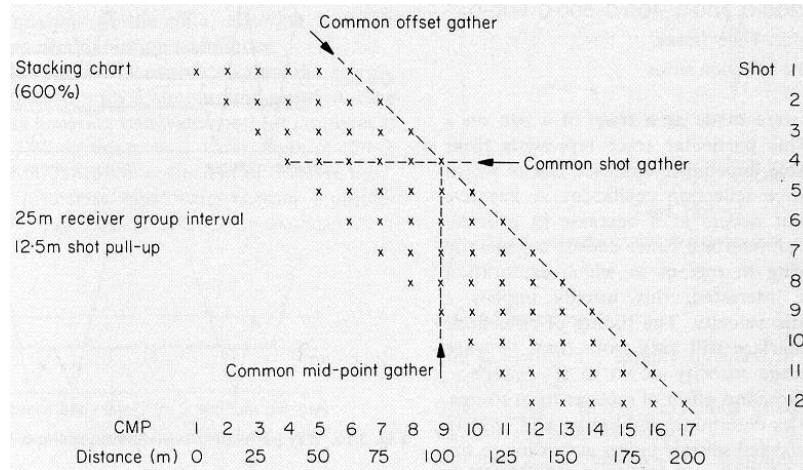


Fig. 6 – Diagrama de *stack* hipotético (Hatton, et al., 1985).

Uma definição importante a tirar desta representação é o conceito de *fold* ou cobertura. A cobertura vai ser o número máximo de vezes que um ponto vai ser amostrado. No caso acima a cobertura é 6 ou 600%. No geral a cobertura é definida pela expressão:

$$Cobertura = n_c \frac{\Delta g}{2\Delta s} \quad (10)$$

Onde n_c é o número de canais no *streamer*, Δg é o intervalo entre receptores e Δs o intervalo entre tiros.

Na linha estudada existem 480 canais com 12,5 m entre eles. O espaçamento entre tiros é de 37,5 m. Daqui sabemos que a distância entre CMP é 6,25 m e, aplicando a formula 10, obtém-se uma cobertura de 80. Assim cada CMP *gather* vai ter 80 traços correspondentes a 80 *offsets*.

Tabela 1 – Parâmetros de aquisição

| Parâmetros | Valor |
|-----------------------------|--------|
| Intervalo entre tiros | 37,5 m |
| Intervalo de grupos | 12,5 m |
| Grupo mais próximo da fonte | 480 |
| Número de grupos | 480 |
| Taxa de amostragem | 2 ms |

3.3 Noções de processamento

O processamento de sísmica de reflexão consiste na aplicação de um conjunto de rotinas aos dados adquiridos com o objectivo de obter uma imagem representativa do subsolo ou, no caso deste trabalho, da camada de água.

O conjunto de rotinas a aplicar vai depender do objectivo final mas no geral quer-se melhorar a qualidade do sinal e suprimir o ruído, aumentar a resolução, providenciar informação sobre as velocidades nas camadas e colocar os eventos sua localização correcta. Para isto são aplicados processos fundamentais como a desconvolução, análise de velocidades e correcção NMO, *stack*

e migração assim como outros processamentos auxiliares que ajudam a melhorar a eficácia destes processos anteriores.

3.3.1 Software utilizado

O *software* utilizado para o processamento dos dados neste trabalho foi o Seismic Processing Workshop versão (SPW) 2.1.25 da Parallel Geoscience Corporation. Este *software* é constituído por quatro aplicações:

SPW I/O Utility permite a análise, verificação, cópia e reformatação dos dados;

SPW FlowChart and Executor permite a construção de sequências de processamento através de uma interface gráfica simples e posterior compilação e execução das tarefas dadas;

SPW SeisViewer permite a visualização dos dados e a aplicação de determinados processamentos básico com visualização instantânea;

SPW Vector Calculator é uma ferramenta de análise e visualização interactiva que funciona como uma calculadora pode ser utilizada em funções matemáticas simples ou em análise dos traços dos dados sísmicos a partir de dados seleccionados do SeisViewer.

3.3.2 Características dos eventos sísmicos

Num ficheiro sísmico é possível identificar vários eventos sísmicos para além da reflexão. Entre esses eventos estão as refrações e as chegadas directas.

As reflexões são os eventos mais importantes numa secção sísmica. Na aquisição sísmica a fonte e o receptor estão localizados a uma certa distância entre si, designada por *offset* como já foi dito em anteriormente. Isto faz com que as reflexões tenham um atraso nos tempos de chegada sendo que os receptores mais afastados da fonte vão receber a reflexão mais tarde do que os receptores perto da fonte.

Através da figura 7 e pelo teorema de Pitágoras chegamos a uma relação hiperbólica que nos dá o tempo que o raio sísmico demora a percorrer uma distância correspondente ao *offset* X e cuja forma vai depender da velocidade V do meio de propagação e do tempo de chegada considerando o *offset-zero*⁷.

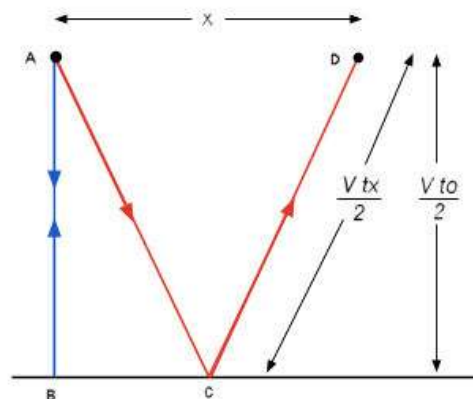


Fig. 7 – Representação do *Normal Moveout* (Adaptado de Hatton, et al., 1985).

⁷ O receptor e o emissor estão na mesma posição.

A relação hiperbólica que nos dá o tempo de chegada da reflexão é então:

$$t^2 = t_0^2 + \left(\frac{X}{V}\right)^2 \quad (11)$$

O evento da onda directa é a energia que viaja directamente da fonte ao receptor sem sofrer reflexão. O tempo de chegada varia linearmente e vai ser definido por:

$$t = \frac{X}{V} \quad (12)$$

Onde X é o *offset* e V a velocidade do meio de propagação que neste caso vai ser a velocidade na água.

A onda refractada criticamente ocorre quando a energia incide numa interface com o ângulo crítico. Quando isto acontece a onda vai-se refractar com um ângulo de 90° e vai-se propagar junto à fronteira, na interface onde se refractou. A energia vai ser refractada de volta para a superfície em todos os *offsets*, com o mesmo ângulo de incidência na interface. O tempo de chegada depende do *offset* e da velocidade da camada onde se propaga. A figura 8 mostra este processo.

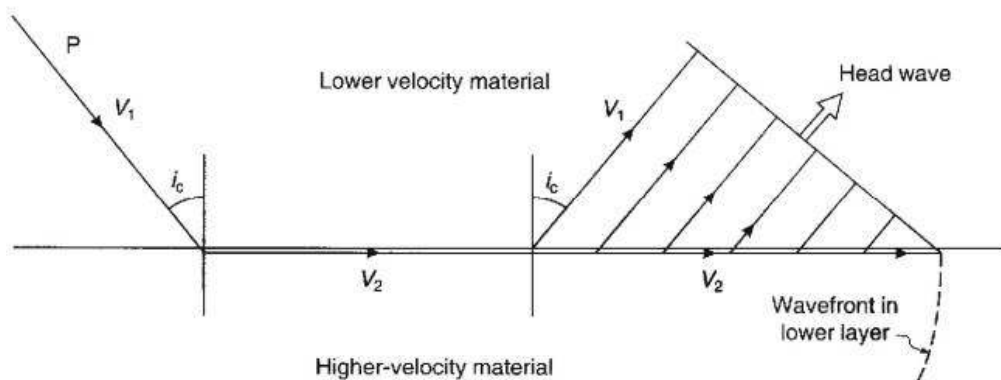


Fig. 8 – Geometria do processo de refração

(<http://pkukmweb.ukm.my/~rahim/Seismic%20Refraction%20Surveying.htm> – 06.10.2009)

Para um tiro ideal espera-se uma chegada de energias conforme demonstrado pela figura 9. Aqui estão representadas os eventos sísmicos falados em cima, conforme a geometria de aquisição representada na parte superior da figura.

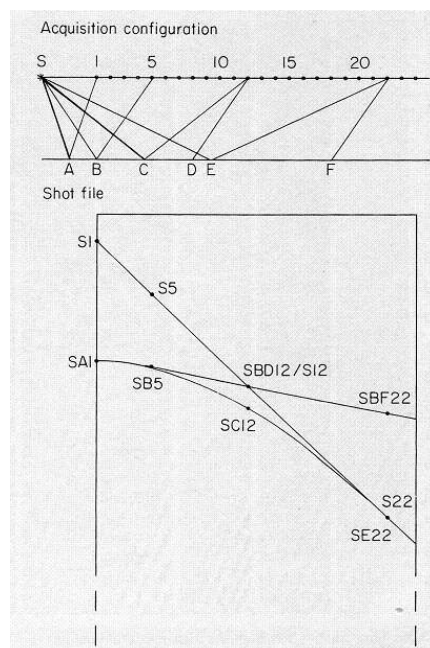


Fig. 9 – Chegadas dos eventos sísmicos supondo um tiro ideal cuja geometria de aquisição está representada em cima. (Hatton et al., 1985)

Supondo um tiro ideal podemos ver que para longos *offsets* a energia reflectida e a energia directa vão chegar quase simultaneamente e que a energia refractada vai chegar aos receptores primeiro pois propaga-se na maior parte do tempo pela interface de maior velocidade.

As ondas directas e refractadas são consideradas como sendo ruído coerente, ou seja, energia sísmica indesejável que apresenta uma coerência traço a traço. Para além do ruído coerente estar representado como ondas directas e refractadas também está presente como difracções, interferências e *ground-roll*.

A difracção consiste num espalhamento radial da onda após esta encontrar uma descontinuidade ou irregularidade que se comporte como uma fonte pontual de ondas. Essas irregularidades podem ser falhas, irregularidades no fundo do mar ou mudanças bruscas do declive da interface.

As difracções vão aparecer, na secção de *stack*, como hipérbolas cujo apex se situa no seu ponto de formação e vão ser eliminadas através de um processo explicado mais adiante designado por migração.

As interferências surgem devido a energia gerada externamente, principalmente por outros navios de aquisição sísmica.

O *ground roll* são ondas superficiais caracterizadas por baixa frequência, amplitudes altas e baixa velocidade que podem degradar a qualidade dos dados.

Já o ruído aleatório não apresenta correlação entre os traços tornando-se imprevisível. Tem origem no ruído de instrumentos ou ondulação. Este tipo de ruído pode ser reduzido através do processo de *stack* e filtragem ao longo do processamento.

Por fim temos os múltiplos ou reflexões múltiplas que, como o nome indica, têm origem em energia que é reflectida mais do que uma vez ao longo do seu percurso. Excepto para reflexões superficiais, pode-se assumir que a trajetória é vertical. Assim a distância adicional que a energia percorre resulta num atraso de tempo constante, tornando-se assim previsíveis. Os múltiplos são eliminados por métodos como a desconvolução preditiva. Nos dados sísmicos marinhos os múltiplos mais comuns são os do fundo do mar e da interface ar-água devido ao forte contraste de impedância.

3.3.3 Desconvolução

Para entender a desconvolução é necessário conhecer os elementos que constituem um traço sísmico.

A convolução é um processo matemático que combina duas funções no domínio do tempo para produzir uma terceira. A convolução de duas funções discretas w_j e e_{k-j} , com $w_i = 0, 1, \dots, L_w$ e $e_j = 0, 1, \dots, L_e$, para se obter s_K define-se do seguinte modo:

$$s_K = \sum_{j=0}^{L_w} w_j e_{k-j} = w_i * e_j \quad (13)$$

Onde $k=0, 1, \dots, L_S = L_w + L_e - 1$.

O traço sísmico recebido pelos sensores provém da interação entre o sinal gerado pela fonte com a série de reflectividade correspondente às diferenças de impedância acústica das camadas por onde o sinal passou. A figura 10 demonstra isso mesmo.

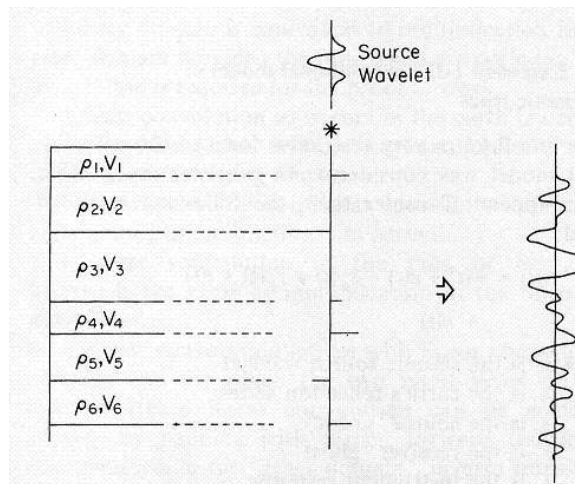


Fig. 10 – Convolução de uma *wavelet* da fonte com a reflectividade da terra que dá origem ao traço sísmico. (Hatton, et al., 1985)

A *wavelet* aqui representada é considerada um *spike* mas na realidade a *wavelet* contém outras contribuições como reflexões superficiais, resposta dos sensores e filtro de registo dos sensores e assinatura da fonte.

O traço sísmico $s(t)$ tem origem na convolução da *wavelet* $w(t)$ com a série de reflectividades $e(t)$ e para completar é necessário adicionar o ruído $n(t)$ que vai estar sempre presente no traço:

$$s(t) = w(t) * e(t) + n(t) \quad (14)$$

Fica assim definido o modelo convolucional do traço sísmico. Para que este modelo seja válido é preciso considerar as seguintes premissas (Yilmaz, 2001):

Premissa 1: A terra é constituída por camadas horizontais de velocidade constante;

Premissa 2: A fonte gera uma onda compressional P cuja incidência nas camadas é normal não havendo assim a formação de ondas transversais S.

A premissa 1 falha em áreas estruturalmente complexas ou com variações laterais significativas. Já a premissa 2 pressupõe que a aquisição é feita em *offset-zero* o que na realidade não é

possível. No entanto é possível fazer-se uma aproximação à realidade desde que as camadas estejam a uma profundidade considerável em relação ao comprimento do cabo assume-se que o ângulo de incidência é pequeno e pode-se desprezar a dependência do ângulo por parte dos coeficientes de reflexão.

Premissa 3: A forma da onda da fonte não se altera com a sua propagação no subsolo, é estacionária.

Esta premissa é importante pois não há maneira de verificar a estacionaridade da assinatura da fonte.

A partir daqui tem-se que, no domínio do tempo, o traço sísmico resulta de uma onda compressional, estacionária, de incidência normal nas camadas que se vai propagar para baixo no subsolo. Da interacção com as interfaces que encontra vai se gerar uma onda reflectida e uma onda refractada, que vai continuar a se propagar para baixo. As ondas geradas vão ter a mesma forma que a onda incidente mas com amplitudes relativas diferentes conforme o coeficiente de reflexão.

O processo aqui descrito pode ser visto pela figura 11. Na imagem à esquerda estão representadas as séries de reflectividade para as diferentes interfaces e à direita a convolução da *wavelet* com as séries de reflectividade. Em (g) o sismograma resulta da soma de todos os traços individuais de (b) a (f). Este efeito chama-se princípio da sobreposição. De notar que quando o coeficiente de reflexão é negativo a polaridade da *wavelet* é invertida como se vê em (c) e em (e).

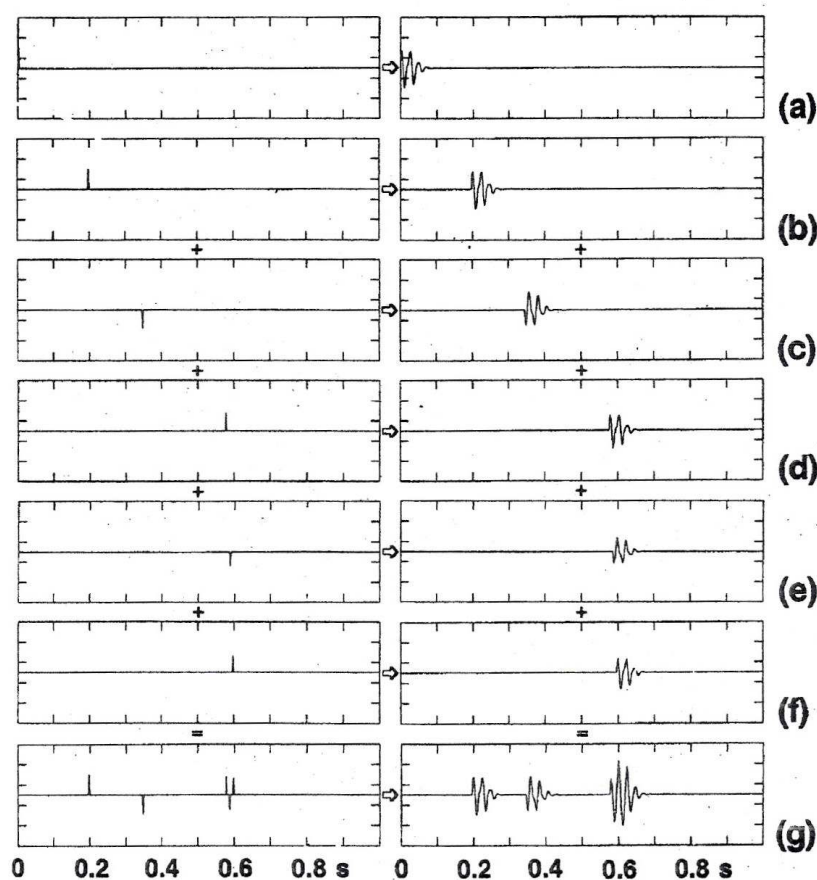


Fig. 11 – Princípio da sobreposição (Yilmaz, 2001).

De mencionar ainda que no domínio do tempo a convolução traduz-se numa multiplicação dos espectros de amplitude e soma dos espectros de fase no domínio da frequência.

Definido o modelo unidimensional do traço sísmico podemos introduzir o conceito de desconvolução. O objectivo da desconvolução é o de conseguir recuperar as séries de reflectividade através da remoção ou modificação da *wavelet* de origem do sismograma. Assim, vai-se dar uma melhoria da resolução temporal, pela compressão da *wavelet* de origem, a eliminação dos múltiplos e atenuação das reverberações.

Para aplicar a desconvolução com eficácia e conseguir resolver a equação 14, temos que considerar mais 4 premissas para além das 3 anteriores já referidas (Yilmaz, 2001):

Premissa 4: O ruído é nulo;

Esta premissa é aceitável se considerarmos traços com uma elevada razão sinal-ruído e assim a equação 14 fica:

$$s(t) = w(t) * e(t) \quad (15)$$

Premissa 5: A forma da onda da fonte é conhecida;

Premissa 6: A reflectividade é um processo aleatório;

Premissa 7: A *wavelet* é de fase mínima.

A premissa 5 é a que levanta mais problemas pois se conhecêssemos $w(t)$ e conhecendo $s(t)$ bastaria calcular $e(t)$. Se assim fosse teríamos uma solução determinística da equação. Como não é isso que acontece é necessário fazer uma estimativa de $w(t)$ e vamos obter uma solução estatística do problema.

Como foi dito anteriormente a convolução no domínio do tempo vai corresponder a uma multiplicação das amplitudes no domínio da frequência e podemos escrever:

$$A_s(\omega) = A_w(\omega) \cdot A_e(\omega) \quad (16)$$

Onde A_s , A_w e A_e são os espectros de amplitude de $s(t)$, $w(t)$ e $e(t)$ respectivamente.

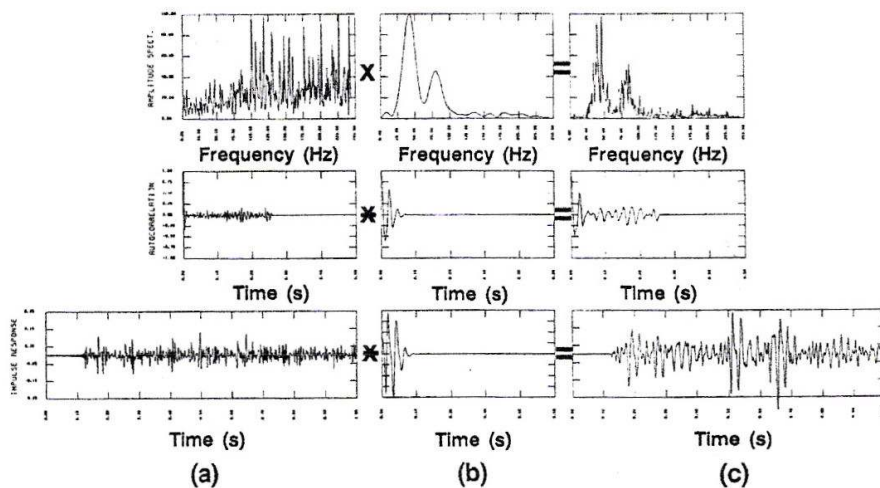


Fig. 12 – Convolução da reflectividade (a) com a *wavelet* (b) resulta no sismograma (c). Em cima, os espectros de amplitude, no centro a função de auto-correlação e em baixo no domínio do tempo. (Yilmaz, 2001)

A figura 12 representa o processo referido nos domínios da frequência, auto-correlação e tempo. Tal como o sismograma (c) é obtido pela convolução da fonte (b) com a reflectividade (a), assim o é a auto-correlação. Analisando a imagem é possível ver que existe uma grande semelhança entre os espectros de frequência do sismograma A_s e o espectro da fonte A_w .

Pensa-se que as rápidas flutuações do espectro de amplitude do sismograma são uma manifestação do espectro de reflectividades e que a forma básica do espectro se deve ao espectro da *wavelet* da fonte.

Observando o espectro das reflectividades este percorre todas as frequências e é quase plano o que é uma característica típica de um processo aleatório. No entanto, o espectro é dominado pelas altas frequências o que nos diz que a reflectividade não é inteiramente aleatória.

Também se verifica uma semelhança entre a primeira parte da auto-correlação do sismograma com a auto-correlação da *wavelet* o que sugere que a auto-correlação da série de reflectividades seja pequena para todos os *lags* excepto para *lag* zero. Esta propriedade é também uma característica de uma série aleatória mas, comparando a auto-correlação de um processo aleatório com a auto-correlação da série de reflectividades, esta tem um *lag* negativo a seguir ao *lag* zero o que não é uma característica de um processo aleatório. Apesar da reflectividade não ser um processo aleatório é necessário assumir que o é para resolver o problema da premissa 5. Esta premissa vai permitir que a auto-correlação do sismograma, que é conhecida, seja substituída pela auto-correlação da *wavelet* que não conhecemos e vai ser possível estimá-la.

Ainda em relação à premissa 7 esta é essencial no processo de desconvolução e se não se verificar a qualidade do processo fica comprometida.

Os filtros de Wiener são utilizados na desconvolução de modo a minimizar a diferença entre a saída do filtro e a saída desejada através do método dos mínimos quadrados. Um filtro de Wiener baseia-se na solução da equação:

$$\begin{pmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \cdots & r_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & r_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} f_0 \\ f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ f_{n-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} g_0 \\ g_1 \\ g_2 \\ \vdots \\ g_{n-1} \end{pmatrix} \quad (17)$$

Onde r_i , f_i e g_i são os valores da auto-correlação da fonte, os coeficientes do filtro de Wiener e os valores da correlação cruzada da saída desejada com a fonte, respectivamente e n é o número de coeficientes do filtro. A partir da auto-correlação do sismograma vai ser possível estimar um filtro inverso que vai ser utilizado pela desconvolução para recuperar a série de reflectividades.

O filtro de Wiener vai nos dar um qualquer tipo de saída mas o que nos vai interessar é um *spike* e a forma avançada da série temporal que vão corresponder à desconvolução *spiking* e à desconvolução predictiva, respectivamente.

O objectivo da desconvolução *spiking* é obter uma série de *spikes* semelhantes à série de reflectividades, maximizando a resolução e equalizando o espectro (um *spike* possui todas as frequências possíveis). Para isso a saída tem que ser um *spike* com *lag* zero (1,0,0, ..., 0). Este *spike* ao ser convoluido com a série temporal ($x_0, x_1, x_2, \dots, x_{n-1}$) resulta na série temporal (1,0,0, ..., 0) escalada por $1/x_0$. A matriz de auto-correlação vai ser calculada a partir do sismograma e assim a equação 17 fica (Yilmaz, 2001):

$$\begin{pmatrix} \beta r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & \beta r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & \beta r_0 & \cdots & r_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & \beta r_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} f_0 \\ f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ f_{n-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{pmatrix} \quad (18)$$

β designa-se por *prewhitening* e consiste em acrescentar uma percentagem constante aos termos de *lag* zero da auto-correlação de modo a estabilizar o cálculo do filtro. Isto porque se existir um zero no espectro de amplitudes, o operador da desconvolução tentará aumentar as frequências não existentes, divergindo e tornando a operação instável.

Já o objectivo da desconvolução predictiva é prever uma série temporal $x(t)$ num tempo $(t + \alpha)$ com base nos valores da série num tempo t . O valor de α designa-se por *lag* de predição.

Para sabermos $x(t + \alpha)$, que é uma forma avançada da série de origem, a equação 17 pode ser escrita deste modo:

$$\begin{pmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \cdots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \cdots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \cdots & r_{n-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \cdots & r_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} f_0 \\ f_1 \\ f_2 \\ \vdots \\ f_{n-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} r_{\alpha} \\ r_{\alpha+2} \\ r_{\alpha+2} \\ \vdots \\ r_{\alpha+n-1} \end{pmatrix} \quad (19)$$

O termo da direita $r_{\alpha+i}$ resulta da correlação cruzada das séries temporais $x(t + \alpha)$ e $x(t)$. Neste caso o filtro de Wiener vai-se chamar filtro de predição.

A desconvolução predictiva pode ser calculada de duas formas (Yilmaz, 2001). Calculando o valor dos coeficientes do filtro de predição, estes são convoluídos com a série temporal original e obtém-se $y(t) = (y_0, y_1, y_2, \dots, y_{n-1})$. Esta série, por sua vez, é subtraída a $x(t)$ resultando na remoção dos múltiplos. Outra forma é calcular uma nova série designada por erro de predição, $e(t) = x(t + \alpha) - y(t)$ que pode ser calculada pela convolução de $x(t)$ com um filtro designado por filtro de erro de predição com a seguinte forma $(1, 0, \dots, 0, -f_0, -f_1, \dots, -f_{n-1})$ onde o número de zeros é $\alpha - 1$. O output desejado é obtido pela convolução do filtro do erro de predição com a série original.

No caso em que o *lag* de predição tem o mesmo valor que a taxa de amostragem, o *lag* vai-se designar por *lag* de predição unitário e a desconvolução vai ser uma desconvolução *spiking* (Yilmaz, 2001). O valor do *lag* de predição deve ser escolhido conforme o período do múltiplo que se quer eliminar ou conforme o quanto se quer comprimir o sinal. Já o comprimento do filtro depende do que se quer obter mas deve ser o suficientemente grande para conter a *wavelet* ou para conter os múltiplos.

3.3.4 Normal Moveout

Considerando uma camada horizontal com velocidade constante, o reflector, em função do *offset*, tem um formato hiperbólico. Isto porque a reflexão de uma mesma interface vai chegar em tempos diferentes aos hidrofones devido à distância emissor-receptor, à velocidade do meio acima da interface em questão e da inclinação desta.

Então, a diferença Δt entre o tempo de chegada de um evento num determinado *offset* e o tempo de chegada para o *offset*-zero designa-se por *Normal Moveout* ou NMO.

Para um *offset* X e uma interface plana e horizontal, a equação do *Normal Moveout* é:

$$\Delta t = \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v_{NMO}^2}} - t_0 \quad (20)$$

Os tempos das reflexões, para os diferentes *offsets*, têm que sofrer uma correcção NMO de modo a que tenham o mesmo tempo duplo. Cada reflexão passa a ter a posição que teria se o traço sísmico correspondente tivesse sido adquirido em *offset-zero*. Esta correcção é dada pela equação 20 e realizada antes de ser efectuado o *stack* de modo a que os traços se somem construtivamente. A figura 13 descreve bem o processo de correcção NMO.

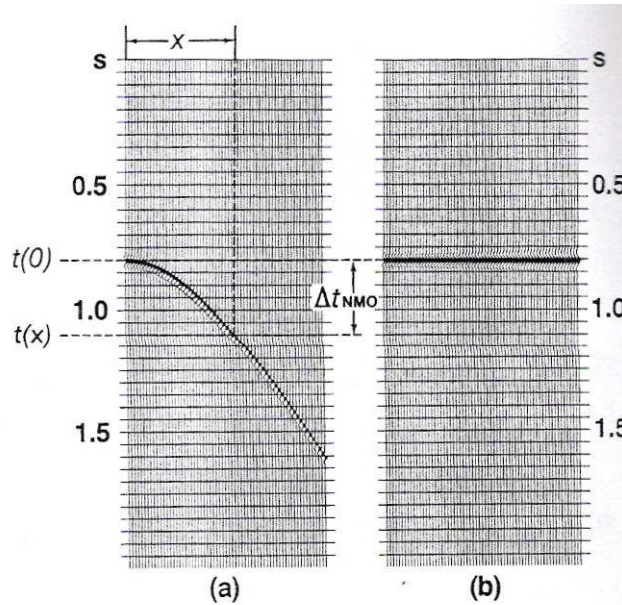


Fig. 13 – Correcção NMO através da equação 20. Antes (a) e depois (b) da correcção. (Yilmaz, 2001).

Para se efectuar a correcção NMO, Δt , é necessário conhecer o tempo de *offset-zero* para cada evento, o *offset* correspondente a cada traço sísmico que vai sofrer a correcção e as velocidades que melhor horizontalizem o evento.

Uma conclusão a tirar prende-se com o facto da velocidade aumentar com a profundidade e consequentemente com o tempo. Observando a equação 20 prova-se que:

$$\lim_{t_0 \rightarrow \infty} \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v_{NMO}^2}} - t_0 = 0$$

$$\lim_{v_{NMO} \rightarrow \infty} \sqrt{t_0^2 + \frac{x^2}{v_{NMO}^2}} - t_0 = 0 \quad (21)$$

Daqui podemos ver que com o aumento da profundidade, a correcção NMO de um evento vai ser cada vez menor. Ou seja, a correcção NMO vai afectar mais os eventos superficiais do que os profundos. O mesmo também acontece com o aumento da velocidade (que aumenta com a profundidade e consequentemente com o tempo).

Neste ponto do trabalho é conveniente fazer uma introdução aos diferentes tipos de velocidades mais utilizadas.

Velocidade de intervalo (V_i): Velocidade de uma frente de onda numa camada homogénea.

Velocidade *root mean square* (V_{RMS}): Raiz quadrada da média ponderada das velocidades de intervalo, sendo a ponderação determinada pela espessura das camadas. Para N camadas horizontais e espessura t_i :

$$V_{RMS} = \left(\frac{\sum_{i=1}^N v_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^N t_i} \right)^{1/2} \quad (22)$$

Relaciona-se com a velocidade de intervalo, V_i , através da *Equação de Dix*:

$$V_i = \left(\frac{V_{RMS2}^2 t_2 - V_{RMS1}^2 t_1}{t_2 - t_1} \right)^{1/2} \quad (23)$$

Onde o índice 2 se refere à interface inferior e 1 à interface superior que limitam o meio homogêneo de velocidade V_i .

Velocidade NMO (V_{NMO}): Velocidade utilizada na equação NMO e que produz a melhor correcção assumindo o NMO hiperbólico.

Para N camadas, $V_{NMO} = V_{RMS}$, e substituindo na equação 11 temos:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{X^2}{V_{RMS}^2} \quad (24)$$

Esta equação é obtida se for considerada a “*small-spread approximation*”, ou seja, o offset X é pequeno quando comparado com a profundidade da interface.

No caso de interfaces paralelas mas com inclinação θ a velocidade NMO é:

$$V_{NMO} = \frac{V_{RMS}}{\cos \theta} \quad (25)$$

A velocidade requerida para corrigir o NMO aumenta com o aumento do ângulo de interface.

Considerando a aproximação do *small-spread*, o *moveout* é hiperbólico e a equação do NMO é:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{X^2}{V_{NMO}^2} \quad (26)$$

Velocidade de *Stack* (V_{STK}): Velocidade que quando usada na correcção NMO produz o melhor *stack* possível. Normalmente é esta a velocidade obtida a partir do processamento. A equação que define a hipérbole de *stack* é:

$$t_{STK}^2 = t_{STK}^2(0) + \frac{X^2}{v_{STK}^2} \quad (27)$$

Apesar das diferenças entre V_{NMO} e V_{STK} serem ténues elas existem. A equação para velocidade de *normal moveout* deriva da hipérbole que melhor ajusta os dados supondo a aproximação de *small-spread* enquanto que a equação da velocidade de *stack* deriva da hipérbole que melhor ajusta o *moveout* ao longo de todo o *offset*. A figura 14 demonstra bem essa diferença.

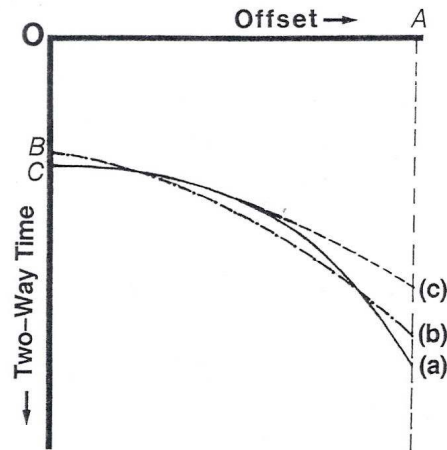


Fig. 14 – (a) Evento real; (b) Aproximação hiperbólica ao longo do offset OA; (c) Aproximação hiperbólica considerando a aproximação “small-spread”. (Yilmaz, 2001)

3.3.5 Stack

Pela geometria de aquisição dos dados, temos que diferentes pares emissor-receptor vão amostrar o mesmo CMP. O *stack* vai consistir na transformação dos dados que sofreram correcção NMO em secções de *offset-zero*, diminuindo assim o volume de dados.

Para isso é feita uma soma dos traços contidos em cada CMP, definida pela equação (Hatton, et al., 1985):

$$A(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i(t) \quad (28)$$

Onde N é a cobertura e $a_i(t)$ os valores da amostra no traço sísmico i . A normalização da soma por $1/N$ deve-se à necessidade de compensar a variação do número de traços que possa existir devido ao processamento.

O *stack* é feito ao longo dos *offsets*, assim os traços adjacentes que vão ser somados vão sofrer interferência construtiva por parte dos eventos corrigidos, em fase, e interferência destrutiva por parte do ruído. Assim, a operação de *stack* vai contribuir para o aumento da razão sinal/ruído. Considerando que cada traço, após uma correcção NMO, é pensado como sendo constituído por sinal e por ruído Gaussiano, a melhoria da razão sinal/ruído no processo de *stack* vai ser de \sqrt{N} (Hatton et al., 1985). Por esta razão utiliza-se um valor igual a \sqrt{N} ao invés do valor da cobertura.

O processo de *stack* pode ser visto pela figura 15.

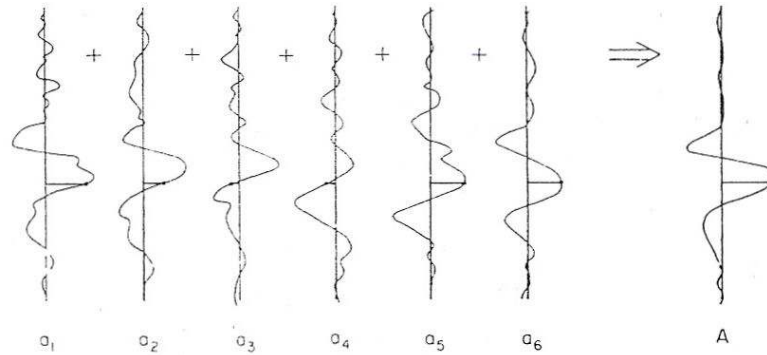


Fig. 15 – Representação do processo de *stack*. (Hatton et al., 1985).

3.3.6 Migração

Até agora assumiu-se um modelo de reflectores paralelos e horizontais. Isto faz com que cada traço de uma secção de *stack* contenha informação relativa à estrutura directamente abaixo do CMP respectivo e que equivale ao que seria registado no caso de uma aquisição em *offset-zero*. Estas considerações baseiam-se no modelo dos *exploding reflectors* (Yilmaz, 2001).

Estas condições não são sempre válidas pois não é certo que determinados reflectores se situem directamente por baixo do CMP. O modelo torna-se inválido em casos onde os reflectores são inclinados e em locais com fortes variações laterais de velocidades e estes vão ser representados na posição incorrecta na secção de *stack*.

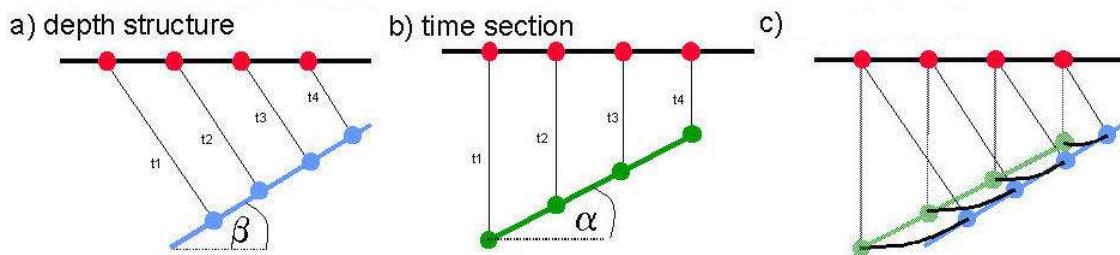


Fig. 16 – Diferenças entre a representação de um reflector inclinado na realidade e na secção de *stack*. (Adaptado de <http://www.xsgeo.com/course/mig.htm#intro>) – 07/10/2009

A figura 16 representa o que foi dito em cima. A secção sísmica (b) vai ser uma representação do reflector de inclinação β onde os pontos de reflexão são representados abaixo do ponto emissor-receptor (a vermelho). Aqui temos que a posição do reflector e a sua inclinação α estão incorrectos comparando com a secção real (a).

Utilizando a trigonometria e sabendo que a velocidade é constante, obtém-se a relação entre a inclinação aparente α e a inclinação verdadeira β :

$$\tan(\alpha) = \sin(\beta) \quad (29)$$

Esta equação é por vezes designada por equação da migração e é através desta relação que é possível colapsar as difracções e mover os reflectores para a sua posição correcta.

O objectivo da migração é então posicionar os eventos inclinados na sua posição correcta e colapsar as difracções aumentando a resolução espacial. Para que a migração seja bem sucedida é necessário conhecer o campo de velocidades de modo a converter a secção no tempo para a secção migrada em profundidade.

Na explicação acima teve-se em conta apenas reflectores lineares. Considerando agora uma situação geologicamente mais realista que envolve reflectores curvos como sinclinais. Os sinclinais aparecem como *bow-ties* e a para tal pode ser explicada através da figura 17. Considerando o modelo da figura (a) com 5 pares emissor-receptor e um reflector com um sinclinal simétrico obtém-se a secção de *offset-zero* em (b). Observando (a) vemos que os locais 2 e 4 têm duas chegadas distintas enquanto que na localização 3 temos três chegadas. Em (b) podemos ver as chegadas na secção de *offset-nulo* e ao traçarmos os pontos vamos obter a forma de um *bow-tie*.

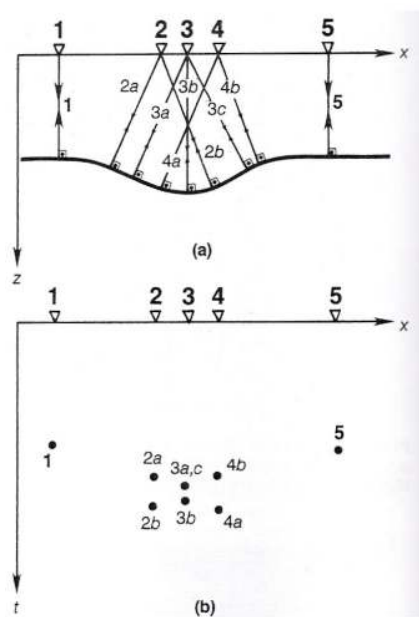


Fig. 17 – Um sinclinal (a) é representado como um sendo um *bow-tie* (b) (Yilmaz, 2001).

A partir daqui o correcto será obter uma secção de *stack* o mais parecida com a geologia em profundidade. No entanto é mais comum a representação de uma secção migrada em função do tempo duplo devido à limitada precisão das velocidades obtidas pelos dados sísmicos e porque é mais útil na comparação com uma secção de *stack*. (Yilmaz, 2001).

Para se compreender melhor a migração é preciso ter presente o princípio de Huygens. Este diz que: *No plano $x - z$, cada ponto de uma frente de onda primária comporta-se como fonte de ondas semi-circular secundária de tal forma que a frente de onda primária, num tempo posterior, vai ser constituída pela soma de todas essas ondas secundárias já geradas (Weisstein).*

Uma fonte secundária de Huygens gera uma frente de onda semi-circular no plano $x - z$ e a resposta a essa frente de onda semi-circular no plano $x - t$ é a hipérbole de difracção.

Se considerarmos um conjunto de pontos ao longo de uma interface que se comportam como um conjunto de fontes secundárias de Huygens, estes vão ter uma resposta hiperbólica. À medida que estes reflectores ficam mais próximos vai ocorrer uma sobreposição das hipérboles produzindo a própria interface. Como na extremidade da descontinuidade não há interferência entre hipérboles e estas mantêm-se. Como se pode ver nas figuras 18.

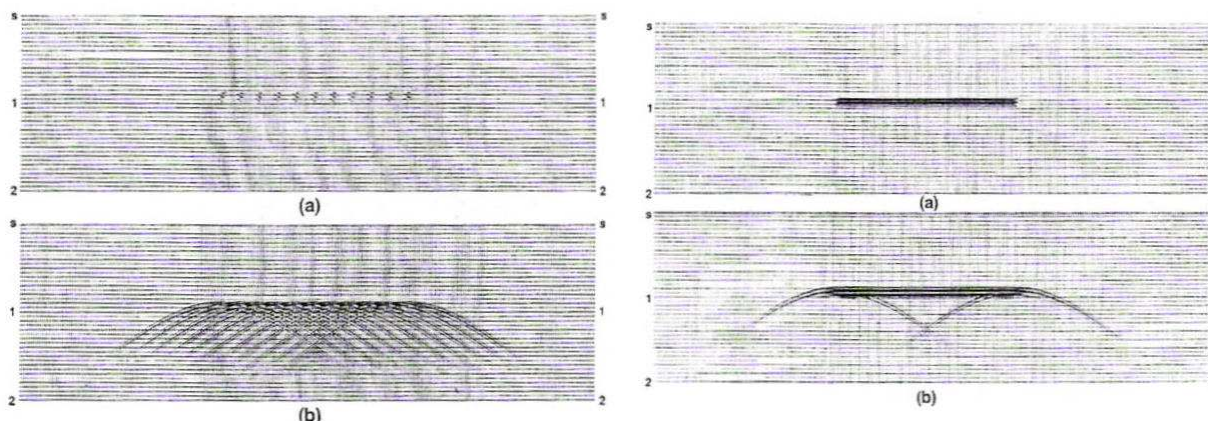


Fig. 18 – À esquerda, sobreposição das respostas hiperbólicas (b) a partir de um conjunto de fontes secundárias de Huygens (a). À direita, sobreposição das respostas hiperbólicas (b) de uma fonte secundária de Huygens contínua (a). (Yilmaz, 2001).

Antes de se aplicar a migração é necessário ter em conta a estratégia a aplicar e qual o algoritmo a utilizar. Em relação à estratégia a migração pode ser antes ou depois do *stack*, migração pré-*stack* e migração pós-*stack* respectivamente, aplicada no tempo ou em profundidade.

A migração pós-*stack* no tempo é a mais utilizada pois é menos sensível a erros de velocidade e o eixo vertical fica no domínio do tempo, sendo convertido depois para a profundidade. Este facto é útil para a comparação com a secção de *stack* de *offset-zero* pois têm o mesmo eixo vertical. No entanto, esta migração assume que a secção de *stack* é equivalente a uma secção em *offset-zero* o que não é válida para casos onde há fortes variações laterais de velocidade.

Neste caso aplica-se uma migração pré-*stack* em profundidade. A migração em profundidade assume que se conhece o modelo de velocidades da estrutura da terra e após a migração obtemos uma secção migrada em profundidade, dando-nos uma melhor imagem da geologia. Se o modelo de velocidades estiver incorrecto então a migração também o vai estar e os erros podem ser difíceis de detectar.

Existem vários tipos de algoritmos de migração mas todos se baseiam em encontrar uma solução da equação de onda escalar:

$$\nabla^2 \psi = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = \left(\frac{1}{v^2} \right) \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad (30)$$

E a partir daqui podemos dividir os algoritmos em três categorias. Os que se baseiam na solução integral da equação, os que se baseiam nas soluções de diferenças finitas e os que se baseiam em implementações no domínio da frequência-número de onda.

Neste trabalho foi aplicada a migração Stolt, pós-*stack* e no domínio do tempo, no entanto será feita uma breve introdução à técnica de migração de Kirchoff por ser dos métodos mais utilizados.

A migração de Kirchoff é baseada na técnica do somatório de difracções. Esta técnica parte da observação de que uma secção de *offset-zero*, que contém apenas uma hipérbole de difracção, vai migrar para um ponto. O esquema consiste na procura de energia nos dados originais, no plano $x - t$, que resultaria numa fonte de difracção localizada num determinado ponto do plano $x - z$. Esta procura de energia consiste no somatório das amplitudes no plano $x - t$ ao longo da hipérbole de difracção que corresponde à fonte de difracção em cada ponto do plano $x - z$. O resultado do somatório vai ser colocado no ponto correspondente no plano $x - z$. Este esquema pode ser visto na figura 19.

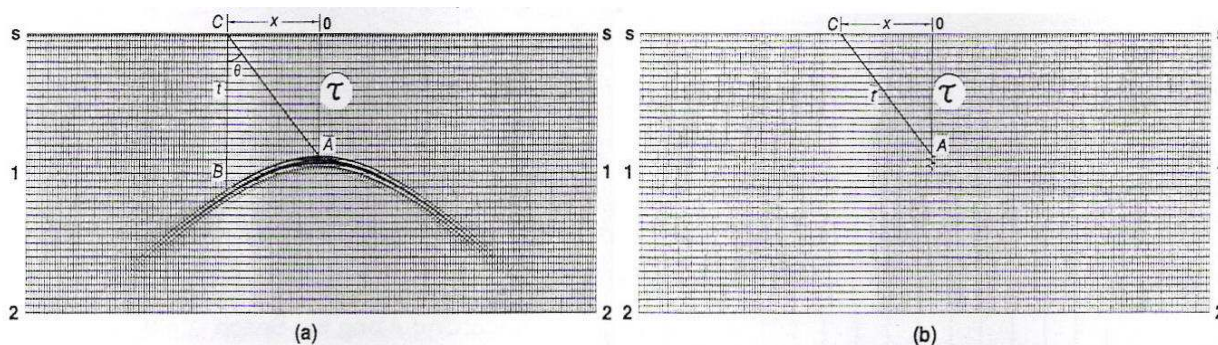


Fig. 19 – Princípio da migração baseado no somatório de difracções. Em (a) secção em *offset*-zero (velocidade constante de 2500 m/s e intervalo de traços de 25 m) e (b) secção migrada. (Yilmaz, 2001)

Na realidade, e como já foi referido anteriormente em relação à migração no tempo, o resultado do somatório vai ser colocado no plano $x - \tau$ onde τ é o tempo do evento da posição migrada. A curvatura da trajectória hiperbólica para o somatório das amplitudes é governada pela função de velocidades e pode ser derivada da geometria representada pela figura 19. Pelo triângulo COA temos que:

$$t^2 = \tau^2 + \frac{4x^2}{v_{RMS}^2} \quad (31)$$

Assim, sabendo t a amplitude em B dos dados iniciais vai ser colocada no ápex da hipérbole, na posição A, correspondente ao tempo τ dos dados migrados. A velocidade utilizada é a velocidade *rms* que pode variar lateralmente. No entanto, é necessário ter em atenção que uma grande variação lateral da velocidade deforma a natureza hiperbólica do padrão da difracção (Yilmaz, 2001).

A migração de Kirchhoff vai-se basear no somatório das difracções mas vai também incorporar três factores relacionados com as amplitudes e a fase da onda. Esses factores são a obliquidade que descreve a dependência das amplitudes em relação ao ângulo, o factor da divergência esférica e o factor *wavelet shaping* que está relacionado com o facto de a forma da onda ter de ser restaurada em fase e em amplitude após o somatório.

A migração Stolt é uma migração no domínio da frequência – número de onda ($f - k$). Aqui os eventos inclinados no domínio $x - t$ vão ser representados no domínio $f - k$ ao longo de linhas radiais. A figura 20 representa uma hipérbole de difracção nos domínios $x - t$ e $f - k$. Supondo que as letras A, B, C, D e E são segmentos inclinados em $x - t$. No domínio $f - k$, A, que se encontra no ápex em $x - t$, vai estar junto do eixo da frequência e B, C, D e E vão estar junto das linhas radiais sendo que E se encontra na fronteira com a zona de energia que se localiza a 90° ou mais da vertical.

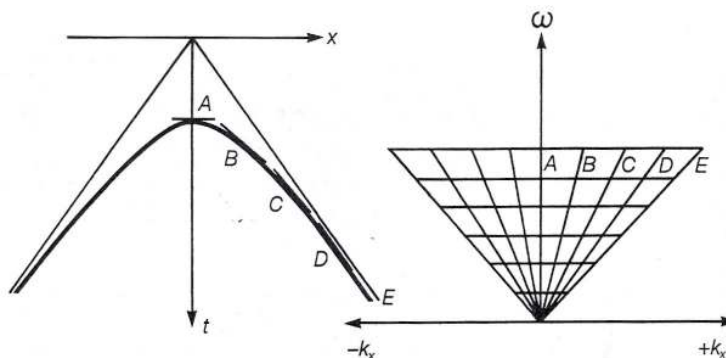


Fig. 20 – Representação de uma hipérbole de difracção no plano $x - t$ para o plano $f - k$. (Yilmaz, 2001)

Para compreender melhor a migração no domínio $f - k$, considera-se um reflector OB representado como uma linha radial como se pode ver na figura 21. A velocidade é considerada constante, os eixos verticais representam a frequência angular ω para o evento da posição B, não migrado, e o número de onda vertical k_z para o evento migrado na posição B'. A migração neste domínio envolve o mapeamento de linhas de frequência constante AB no plano $\omega - k_x$ para círculos AB' em $k_z - k_x$. Assim, a migração vai colocar o ponto B verticalmente abaixo no ponto B'. Quando este processo estiver completo, o evento inclinado OB é colocado em OB' após a migração.

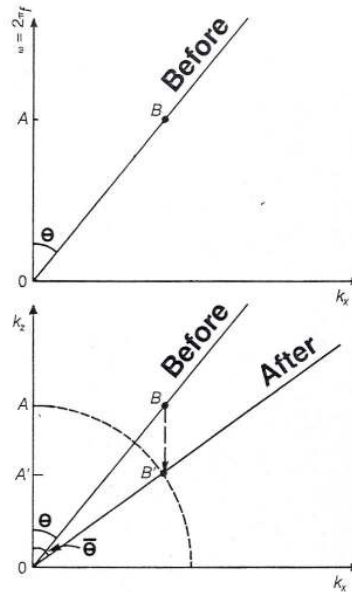


Fig. 21 – Migração no domínio $f - k$. Para comparação o reflector OB foi sobreposto na resposta $f - k$ depois da migração. (Yilmaz, 2001)

De notar que o ângulo de inclinação θ é menor do que o ângulo de inclinação após a migração $\bar{\theta}$.

Se a velocidade do meio for constante, a migração pode ser expressa como um mapeamento directo da frequência ω para k_z . (Yilmaz, 2001). O algoritmo de Stolt inicia-se com a aplicação da transformada de Fourier 2D da secção de *offset-zero* $P(x, z = 0, t)$ de modo a obter $P(k_x, z = 0, \omega)$. Através da equação de dispersão $\omega = \frac{v}{2} \sqrt{k_x^2 + k_z^2}$, ω vai ser mapeado para k_z a partir de um k_x específico. Aplicando ainda um *scaling* factor S e colocando $t=0$ obtém-se $P(k_x, k_z, t = 0)$. Finalmente aplica-se a transformada inversa de Fourier para se obter a secção migrada $P(x, z, t = 0)$.

De notar que na realidade a migração Stolt é representada com o eixo vertical em tempo duplo $\tau = 2z/v$ e na prática o mapeamento no domínio $f - k$ é de $\omega - k_x$ para $\omega_\tau - k_x$ sendo que ω_τ é dado por:

$$\omega_\tau = \omega \sqrt{1 - \left(\frac{vk_x}{2\omega} \right)^2} \quad (32)$$

Apesar desta migração considerar a velocidade do meio constante, Stolt estendeu este método de modo a poder considerar variações de velocidade. A modificação consiste na alteração do

campo de onda inicial de modo a parecer uma resposta de uma terra com velocidade constante, isto através de um alongamento do eixo do tempo. Este alongamento é definido pelo factor de *stretch* W , que teoricamente toma valores entre 0 e 2 e que para o caso de velocidade constante toma o valor 1 (Yilmaz, 2001).

4. Sísmica de reflexão na camada de água

As primeiras evidências de imagens sísmicas de estruturas oceânicas foram documentadas em 1988 (Gonella e Michon) e em 1991 (Phillips e Dean). No entanto foi Holbrook et al. (2003) que mostrou que dados convencionais de sísmica de reflexão permitem obter imagens directas de estruturas termohalinas. Outros estudos se seguiram como o de Nandi et al, (2003) que confirmaram a correspondência entre as imagens obtidas com as estruturas térmicas.

Uma das vantagens do método de sísmica de reflexão é o facto de se obterem imagens da camada de água com uma resolução maior do que a conseguida pelos métodos convencionais. Modelos de estruturas termohalinas construídos a partir de perfis de CTD⁸ apresentam um intervalo de amostragem horizontal de cerca de 10 km (Hardy et al., 2007). Neste trabalho o espaçamento lateral foi de 6,25 m (distância entre CMP adjacentes).

A banda de frequências dos dados analisados está entre os 10 e 100 Hz. Sabendo que a resolução vertical é aproximadamente um quarto do comprimento de onda da frequência ou $L = c/4f$ (Sheriff e Geldart, 1995) e se tivermos uma onda acústica a se propagar pela coluna de água a 1500 m/s, vai se possível detectar estruturas termohalinas com finas espessuras de cerca de 4 metros. A atenuação do som na água aumenta com a frequência, resultando em alguma perda do conteúdo das altas frequências e numa ligeira diminuição da resolução em profundidade (Ruddick et al., 2009). O método da sísmica de reflexão vai complementar os métodos convencionais usados pelos oceanógrafos pois providência um estudo de uma maior extensão do oceano e permite obter imagens de grandes estruturas oceânicas.

Como foi dito em cima, a impedância é o produto da velocidade com a densidade. Estudos recentes têm sido feitos para correlacionar as fronteiras de impedância acústica com os contrastes de temperatura e salinidade. Nandi et al., (2004) mostrou existir uma clara correlação entre as reflexões e a estrutura termohalina obtida por perfis XBT⁹ e que existe uma relação directa entre as amplitudes das reflexões e contrastes de temperatura, sugerindo que em futuros estudos seja possível a inversão das amplitudes de modo a estimar a temperatura do oceano. Páramo e Holbrook (2005) mostraram que contrastes de temperatura no oceano podem ser quantificados com os dados sísmicos, a partir da análise AVO. Em relação à influência da temperatura e salinidade na variação da densidade e da velocidade, Ruddick et al. (2009) concluiu que a temperatura é o factor dominante na contribuição de contrastes de impedância. Sendo que a variações de salinidade vão contribuir para uma aumento desse contraste em cerca de 10 Já comparando as contribuições da densidade e da velocidade para o contraste de impedância, a variação da velocidade é o termo dominante.

5. Processamento Passo a Passo

A linha a processar tem 4307 tiros e 480 canais pelo que foi necessário dividir a linha em blocos de modo a tornar o processamento mais rápido. No final do pré-processamento foi seleccionado

⁸ Uma sonda CTD (Conductivity, Temperature and Depth) permite obter perfis de condutividade, temperatura e pressão ao logo da coluna de água.

⁹ XBT (Expendable Bathothermograph) ou batitermógrafo descartável que permite obter perfis de temperatura

um dos blocos para aplicar o processamento, pois não houve interesse em aplicar o processamento em todos os blocos.

A não ser que seja mencionado o contrário, as imagens dos resultados obtidos pelo processamento estão em Amplitudes Verdadeiras, ou seja, todos os traços são escalados por um valor comum e não independentemente. Foi também aplicado ganho pré-rasterização em todas as imagens.

5.1 Pré-Processamento

5.1.1 Conversão dos dados

Os dados iniciais da linha encontravam-se no formato SEG-Y pelo que foi necessário convertê-los para o formato SPW.

A conversão foi feita pelo módulo SPW I/O Utility criando um novo ficheiro em SPW através do comando “Data Reformat”.

5.1.2 Preparação dos dados

De modo a reduzir o tamanho e diminuir o tempo de processamento dos dados foi feita uma divisão dos dados originais em 14 blocos. A divisão fez-se no FlowChart através do “General Trace Sort” tendo cada bloco 400 tiros, com excepção do último, com 147 tiros. Antes de se fazer a divisão em blocos teve-se em conta a cobertura para que fosse possível haver uma sobreposição dos dados para posterior comparação.

Tabela 2 – Divisão em Blocos

| Bloco | Tiros |
|-------|-----------|
| 1 | 1010-1409 |
| 2 | 1330-1730 |
| 3 | 1651-2050 |
| 4 | 1971-2370 |
| 5 | 2291-2690 |
| 6 | 2611-3010 |
| 7 | 2931-3330 |
| 8 | 3251-3650 |
| 9 | 3571-3970 |
| 10 | 3891-4290 |
| 11 | 4211-4610 |
| 12 | 4531-4930 |
| 13 | 4851-5250 |
| 14 | 5171-5317 |

A aquisição dos dados foi feita com um intervalo de amostragem de 2 ms. Para reduzir o volume de dados fez-se uma reamostragem para um intervalo de 4 ms. Este processo foi feito no módulo FlowChart através da opção “Resample Seismic”.

Ao fazer uma reamostragem é necessário ter em conta o efeito do *aliasing*, uma distorção das altas frequências nos dados reamostrados. O que acontece é que as frequências dos dados originais que sejam mais elevadas que a frequência de Nyquist vão ser representadas como sendo de baixa frequência nos dados reamostrados. A frequência de Nyquist é a frequência máxima que se pode restaurar após a reamostragem para um determinado intervalo de amostragem, Δt (Yilmaz, 2001). A frequência de Nyquist é dada por:

$$f_N = \frac{1}{2\Delta t} \quad (33)$$

Para evitar o efeito do *aliasing* é aplicado um filtro *anti-alias* que elimina as frequências acima da frequência de Nyquist, antes de se aplicar a reamostragem.

A opção “Resample Seismic” aplica esse filtro e neste caso a frequência de corte é de 125 Hz com um *rolloff* de 36 dB/oitava.

5.1.3 Inversão do LMO

A informação contida no *header* mostra a aplicação de um LMO a 1500 m/s com um *constant static shift* de 200 ms, possivelmente para reduzir o volume de dados para 4 s. Antes de iniciar o processamento é necessário inverter o LMO de acordo com os dados fornecidos no *header*.

A correcção LMO ou *linear moveout* é definida por:

$$\Delta T = \frac{X}{V} \quad (34)$$

Onde ΔT é a diferença entre os tempos, X o offset do traço e V a velocidade de correcção.

Inicialmente, é necessário adicionar 4 segundos ao comprimento dos traços de modo a compensar pela correcção feita, este passo é feito através do “Resample Seismic” com a opção “Trace Length” que permite alterar o comprimento do traço. No *observers log*, é possível verificar que os valores de *offset* não se encontram em metros. Logo, vai ser necessário corrigir esses valores multiplicando-os por um factor de 10000.

A inversão da correcção LMO é feita no Flowchart através da opção “Apply Linear Moveout” seleccionando a opção “Do inverse linear moveout application” e preenchendo os valores da velocidade de correcção e do *constant static shift*. O *constant static shift* foi aplicado no modo *fine-grained* que aplica uma correcção como um operador de fase no domínio das frequências, já a opção *coarse grain* aplica uma correcção para a amostra mais próxima no domínio do tempo, sendo menos precisa que a anterior.

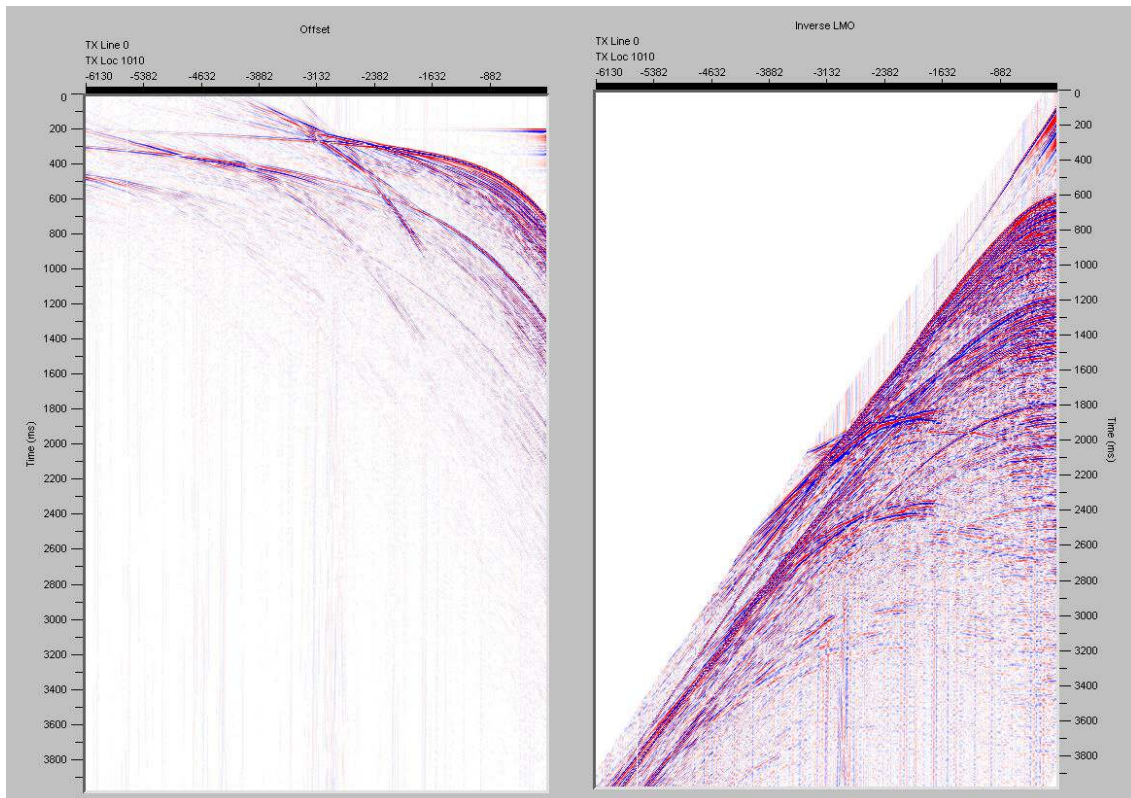


Fig. 22- *Source Gather* inicial (esquerda) e com o LMO invertido (direita).

5.1.4 Definição de geometria

A definição da geometria é de extrema importância para o processamento. É através deste passo que se vai estabelecer as posições relativas da fonte e dos receptores para cada tiro e associar esta informação aos cabeçalhos de cada traço. A partir daqui sabe-se a distância de cada par emissor-receptor e a posição de cada CMP.

No SPW a geometria é definida através do “Geometry Definition” no módulo FlowChart. É necessário fornecer a distância entre os hidrofones, que neste caso é 12,5 m, e três ficheiros criados no SPW, Receiver Locations, Source Locations e Observer Notes.

O Receiver e o Source Locations dão-nos informação sobre a localização dos receptores e dos emissores. As colunas do *Easting* e no *Northing* contêm as localizações absolutas em coordenadas UTM. Apesar de ter as localizações absolutas dos tiros e dos receptores, a distância entre as coordenadas não é fixa e na construção dos Source e Receiver Locations utilizei localizações relativas.

O que fiz foi calcular a distância entre o primeiro (1010) e o último tiro (5317), sabendo que os tiros estão espaçados por 37,5 m tem-se que $37,5 \times 4307 = 161512,5$ m. Esta vai ser a posição do tiro 1010 considerada a primeira localização, para as restantes posições foi-se subtraindo 37,5 m.

No caso dos receptores considerei o receptor 1010, que é o mais afastado do tiro 1010, como estando na primeira localização. Sabendo que a distância entre hidrofones é de 12,5 m e que o *offset* mais próximo é de 144 m, a localização do receptor 1010 é dada por $161512,5 + 144 + (479 \times 12,5) = 167644$ m. As posições foram registadas na coluna do *Easting* pois o que realmente interessa para a geometria são as distâncias relativas e não as localizações absolutas.

O Observer Notes estabelece a relação entre o emissor e o receptor indicando quais os receptores correspondentes a cada tiro. Sendo a distância entre receptores de 12,5 m e entre

emissores de 37,5 m, por cada tiro que se anda avançam-se 3 hidrofones. Então, os primeiros receptores de cada tiro avançam de 3 em 3 localizações.

Um esquema representativo da geometria pode ser visto na figura 23 considerando apenas 6 canais e 5 tiros.

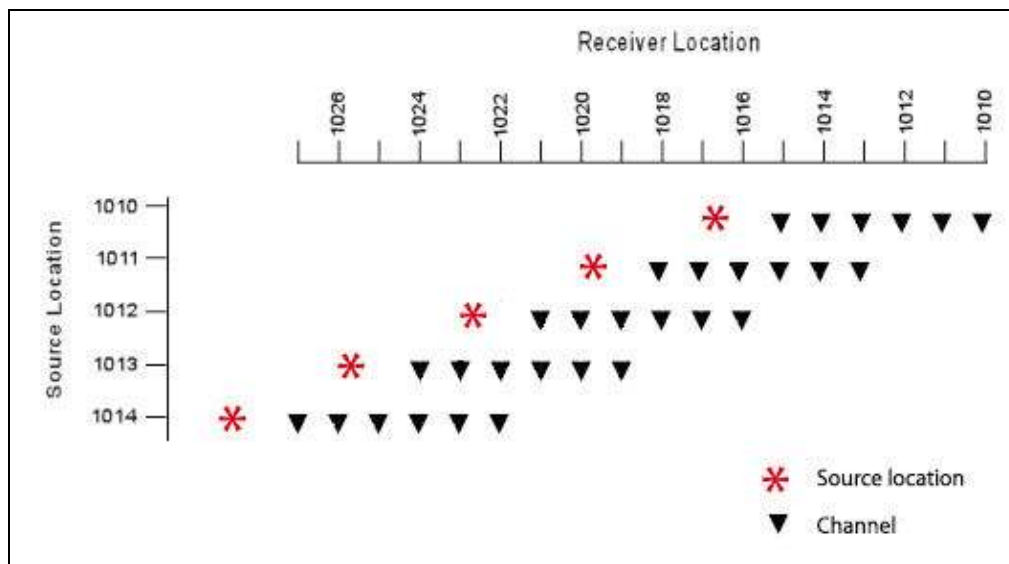


Fig. 23 - Esquema representado as localizações da fonte e dos receptores conforme a geometria considerada.

A coluna do Field File representa o número de registos, esse registo vai estar associado a uma localização da fonte, ao primeiro e último canal de registo e ao primeiro receptor a registar o traço.

Através da relação entre estes ficheiros o SPW calcula a localização de cada CMP do seguinte modo:

$$CMP_{LOC} = \frac{Source_{LOC} + Receiver_{LOC}}{2} \quad (35)$$

Isto se as localizações da fonte e do receptor, definidas nos ficheiros, estiverem no mesmo sistema de coordenadas. Isto implica que a primeira localização da fonte tenha o mesmo X, Y que a primeira localização do receptor.

Como não é o que se passa neste caso, é necessário utilizar um incremento da localização de cada CMP. Então a localização de cada CMP é:

$$CMP_{LOC} = \frac{Source_{LOC} + Receiver_{LOC}}{2} + (Source_{LOC} - 1010) \quad (36)$$

Após a aplicação da geometria foi detectado um tiro não registado na localização 1522.

5.1.5 Edição de traços

Através da visualização monocanal podemos ter uma visão geral da qualidade dos dados e saber quais os canais e tiros ruidosos. A partir daqui foi eliminado o canal 43 que, como se pode ver pela figura 24, é visivelmente ruidoso. A visualização Monocanal é feita no módulo SeisViewer escolhendo o canal a visualizar.

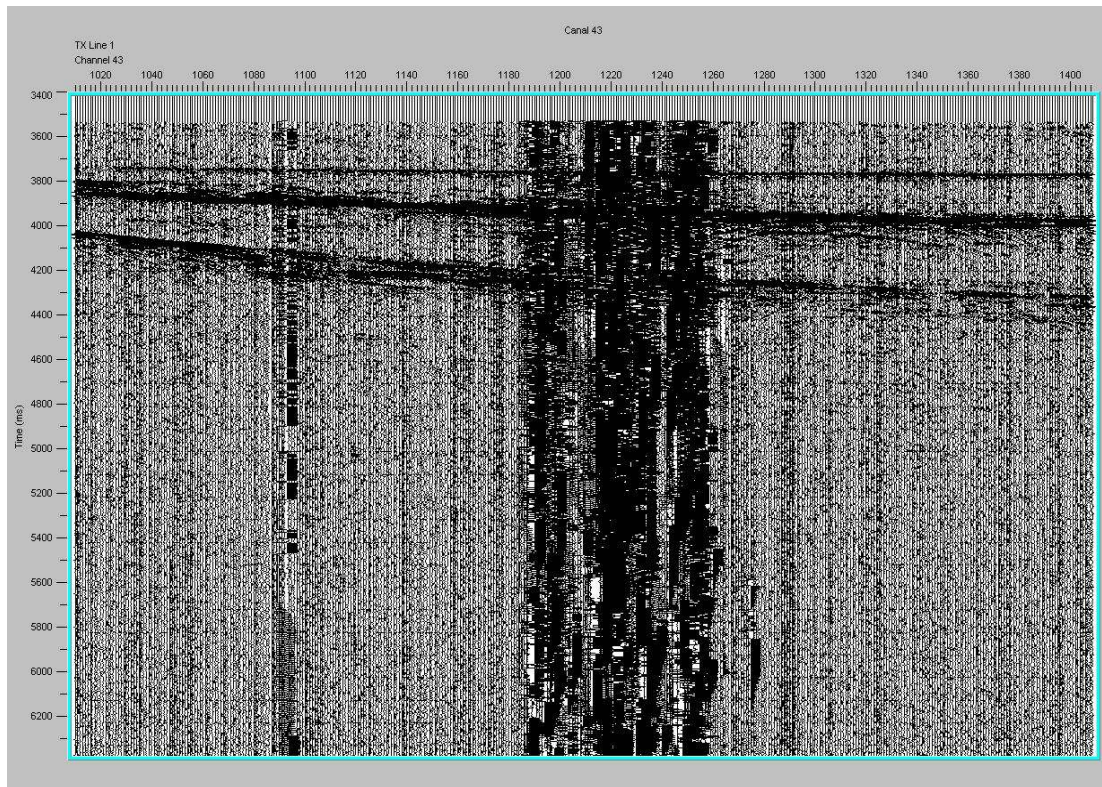


Fig. 24 – Representação Monocanal do canal 43 no Bloco 1 (Tiros 1010 ao 1409).

Depois da escolha do bloco a processar foi feita uma nova edição de traços pois o número de tiros a analisar era menor. Na tabela 3 estão listados os canais eliminados ao longo do processamento.

Tabela 3 – Canais eliminados

| Canais eliminados | Bloco |
|-------------------|-------|
| 43 | Todos |
| 288 | 12 |
| 427 | 12 |
| 463 | 12 |

Os canais foram eliminados através da opção “Kill Traces” no módulo do FlowChart.

5.1.6 Correção NMO e *Stack* constante

Para se seleccionar o melhor bloco a processar fez-se uma correção NMO utilizando a velocidade constante de 1500 m/s, que é considerada a velocidade das ondas na água, e fez-se o respectivo *stack*. A correção NMO foi feita no módulo do FlowChart com a aplicação do *stretch mute* automático de 50% e um *taper length* de 15 amostras. O *stretch* trata-se de uma deformação das frequências que vai ser explicada mais à frente em 5.2.7.

O *Stack* foi aplicado em todos os *offsets* para amplitudes de traços relativos, ou seja, os traços são escalados por um factor independente entre eles.

O bloco escolhido para processamento foi o bloco 12 devido à presença de estruturas na camada de água.

5.2 Processamento

Como foi dito em cima, o bloco escolhido para o processamento foi o bloco 12. No entanto, o bloco 11 que contém a continuidade da estrutura presente no bloco 12 também foi alvo de alguns passos do processamento mas apenas será visualizado como complemento em anexo.

5.2.1 Supressão da Onda Directa

A supressão da onda directa é um dos passos mais importantes no processamento de dados na camada de água.

A atenuação da onda directa é necessária pois ela esconde as reflexões primárias superficiais da camada de água. Logo, é necessário encontrar um método que consiga atenuar a onda directa sem afectar estas reflexões.

O método utilizado para atenuar as chegadas directas designa-se por “*median filtering operated in subtraction*”. Este método baseia-se nas características do *median filter* que, para além de atenuar a onda directa, vai ainda acentuar as reflexões superficiais da camada de água, que estavam mascaradas.

A mediana de uma sequência de números ordenados por ordem crescente é o valor central dessa sequência. Caso o número de valores da sequência seja par então a mediana é a média dos dois valores centrais. O *median filter* vai utilizar uma janela com valores das amostras ordenados por ordem crescente, calcular o valor correspondente à mediana e substituir a amostra do centro da janela por este valor calculado. A figura 25 ilustra a aplicação do *median filter* para um caso de 5 pontos.

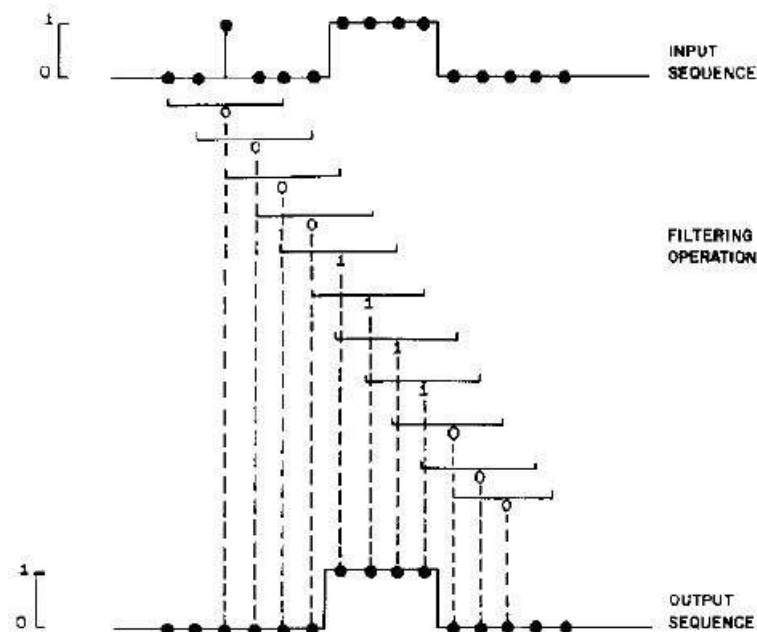


Fig. 25 – Diagrama esquemático da aplicação do *median filter* com uma janela de 5 valores.
(R. R. Stewart, 1985)

Quando aplicado aos dados sísmicos, este filtro é usualmente utilizado para remover os *spikes* e a técnica “*median filtering operated in subtraction*” é bastante utilizada no processamento de dados VSP¹⁰ para eliminar eventos não desejados, como a *downgoing wave*.

A sequência de processamento para eliminar a onda directa começa com a aplicação de um LMO de modo a alinhar a onda. A velocidade utilizada foi de 1500 m/s e um *constant static shift* de 200 ms com o modo de aplicação em *fine grain*.

Como o método dá pobres resultados para traços mais próximos, (Progress Report on WP1:GO) onde a amplitude da onda é mais elevada. Parte desse problema deve-se ao efeito de fronteira do filtro. Uma maneira de contornar esse efeito é criar um novo ficheiro onde cada *source gather* encontra-se duplicado e com o *offset* negativo criando um efeito tipo “espelho”. Para isso criou-se uma cópia do ficheiro original, mas com os *offsets* negativos, e juntaram-se os dois ficheiros num só.

De seguida apliquei o *median filter* horizontal, aplicado através de traços adjacentes no *source gather*. A única opção requerida é o número de traços por janela, o comprimento do filtro. Escolhi 11 traços pois foi o valor que deu os melhores resultados. Foram utilizadas amplitudes verdadeiras, ou seja, amplitudes escaladas por um factor comum.

A figura 26 mostra os diferentes passos do processamento efectuado desde o ficheiro duplicado ao resultado após a subtracção.

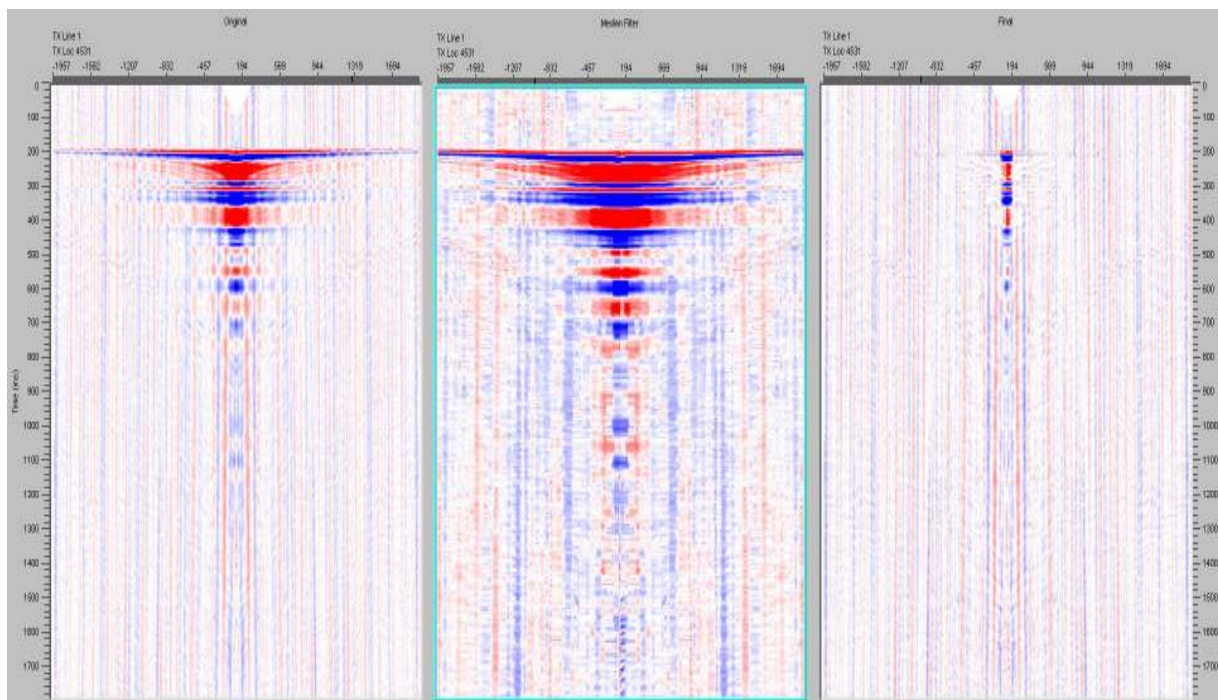


Fig. 26 – *Source gather* do Bloco 12. O painel da esquerda representa os dados originais. Painel central, com *median filter* aplicado. Painel da direita, após a subtracção da onda directa ao original.

Depois de aplicado o *median filter* horizontal, a onda directa está acentuada e subtrai-se este ficheiro ao ficheiro duplicado original, ou seja, a energia directa acentuada pela aplicação do filtro é retirada ao original.

¹⁰ VSP ou *vertical seismic profiling*. Refere-se a medidas feitas num poço (borehole) vertical utilizando geofones no interior do poço e uma fonte na sua superfície (Schlumberger Oilfield Glossary).

Para finalizar é necessário colocar o ficheiro como estava originalmente. Inverteu-se o LMO e, através do “Kill Traces”, removeram-se os *offsets* negativos incluídos inicialmente para melhorar a performance do filtro.

Pela figura 26, é possível ver uma clara atenuação da onda directa e um consequente melhoramento das reflexões que estavam mascaradas por esta. Nos pequenos *offsets*, as amplitudes da onda directa não foram completamente removidas por isso procedeu-se a um *mute* cirúrgico mais adiante.

Um outro método testado para eliminar a onda directa foi através da aplicação de uma transformada Tau-P linear. A transformada Tau-P consiste na conversão do domínio $x - t$ para o domínio $\tau - p$ sendo que tau (τ) é o tempo de *offset* zero e P o inverso da velocidade ou *slowness*. Esta conversão é feita através de uma soma dos traços ao longo de trajectórias lineares num CMP *gather* e passam a pontos no domínio Tau-P. Essas trajectórias são definidas por:

$$t = \tau + Px \tag{37}$$

Como a onda directa é um evento linear, o resultado da sua soma vai ser representado por um ponto, no domínio Tau-P, para um determinado declive P . Enquanto que uma reflexão vai ser representada por curvas elípticas.

A remoção da onda directa por este método consistiu na aplicação da transformada Tau-P na zona da onda directa, tendo sido feito um *mute* a essa zona de modo a que ao se fazer a transformada fosse possível identificar as reflexões mascaradas pela onda directa. De seguida fez-se um *mute* de modo a isolar o evento correspondente à onda directa do resto dos dados e, a transformada inversa para o domínio $x - t$. O ficheiro resultante foi então subtraído aos dados originais. Como a atenuação da onda directa foi muito ligeira, efectuou-se novamente o processo. Na figura 27 é possível ver a comparação entre os dois métodos utilizados.

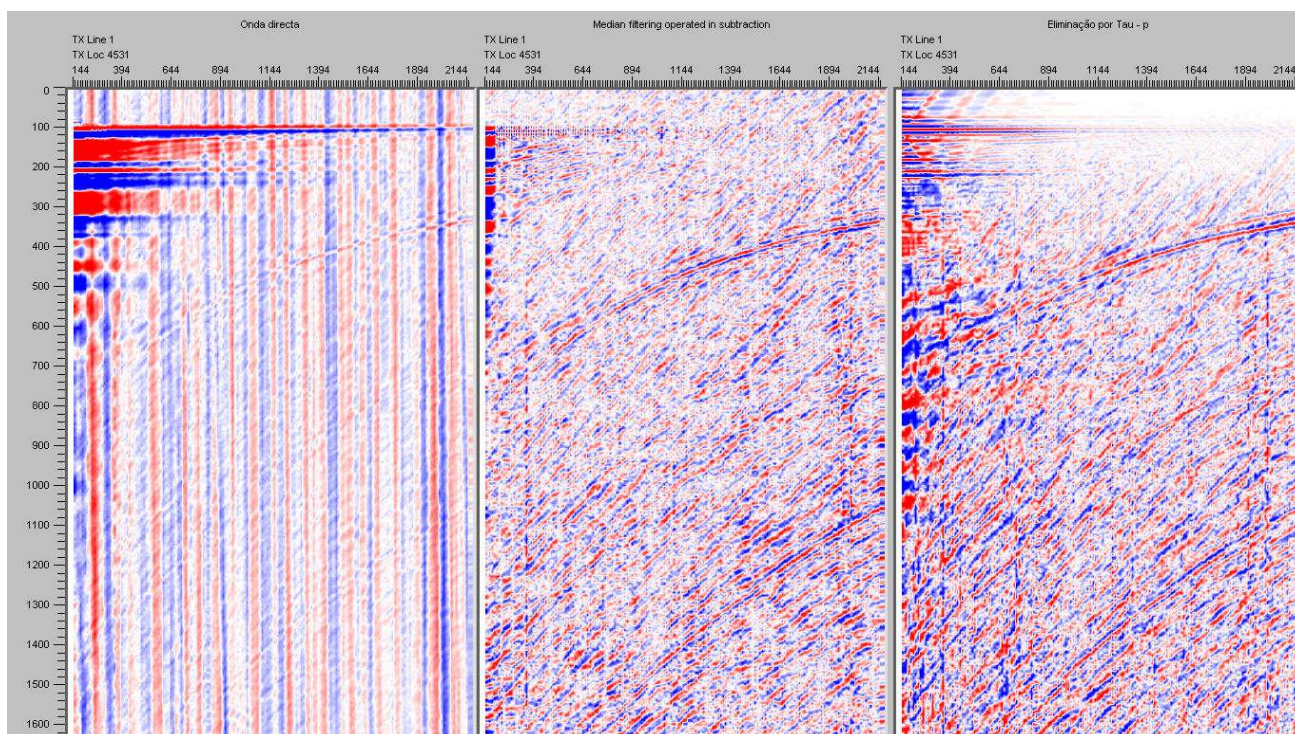


Fig. 27 – Comparação entre a eliminação da onda directa (esquerda) através do “*median filtering operated in subtraction*” (ao centro) e da transformada $\tau - p$ (à direita).

Como se pode ver pela figura 27 o método de eliminação pela transformada Tau-P não é tão eficaz como o método anterior. O problema do Tau-P, neste caso, é o facto de não modelar as altas frequências e de inserir artefactos ao se fazer a transformada inversa para o domínio $x - t$.

5.2.2 Eliminação de ruído

Grande parte dos dados, de sísmica marinha, estão contaminados por ruído devido à ondulação do mar (*swell noise*) ou ruído do cabo (*streamer*). Estes tipos de ruído são geralmente caracterizados por energia de baixa frequência e elevada amplitude.

Pela figura 28 é possível ver com clareza a contaminação dos dados devido ao ruído provocado pela ondulação.

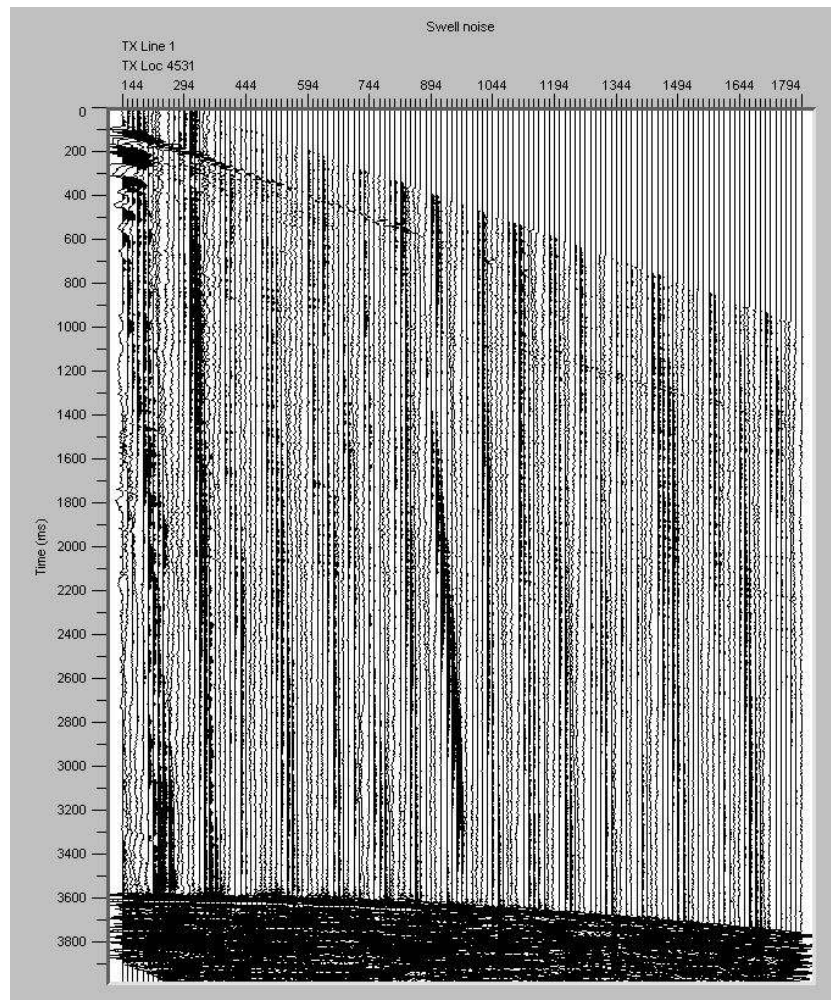


Fig. 28 – Shot gather do tiro 4531 com *swell noise*

Para remover este tipo de ruído apliquei um filtro *Butterworth* no domínio do tempo. Pela observação do espectro de amplitude, na figura 29, fez-se um filtro passa-banda com frequências de corte de 10 e 100 Hz e um *rolloff* de 18 dB/oitava. O filtro foi aplicado em fase mínima. Esta operação foi feita no módulo FlowChart através do “Butterworth Filtering”.

Comparando os espectros de amplitude dos dados originais e dos dados depois da eliminação do *swell* e ainda do *shot gather* final vê-se que a aplicação do filtro foi bem sucedida.

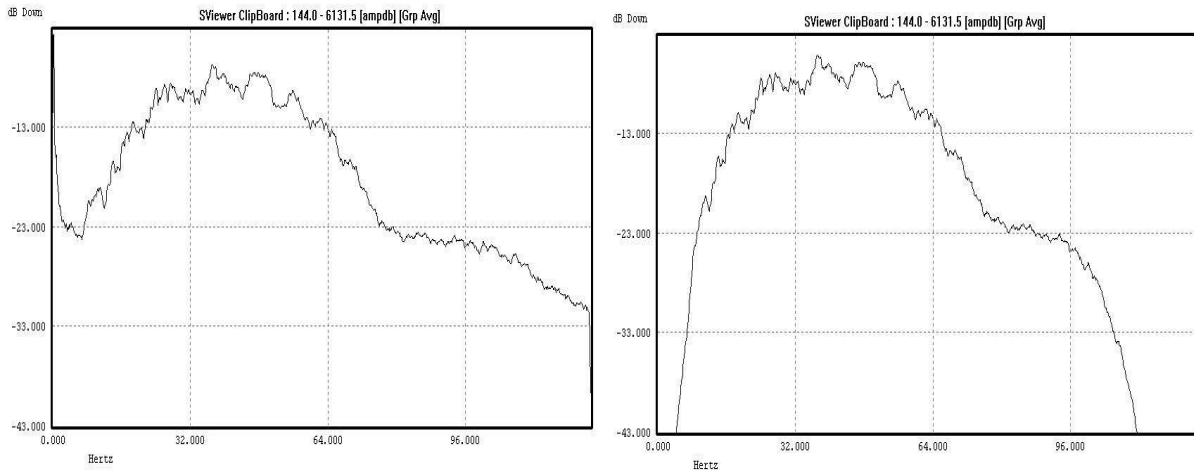


Fig. 29 – Espectros de amplitude. Em cima, espectro dos dados com ruído onde é possível ver as baixas frequências com elevadas amplitudes. Em baixo, espectro de amplitude depois da eliminação do ruído.

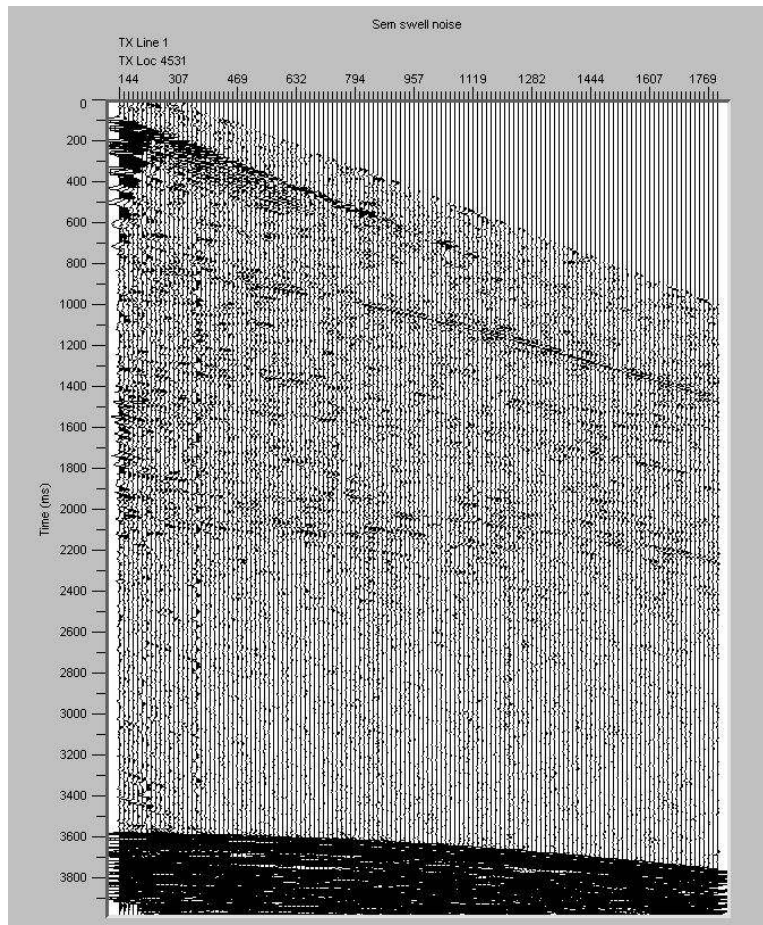


Fig. 30 – *Souce gather* final sem swell noise.

5.2.3 Correção da Divergência Esférica

A correção da divergência esférica é feita de modo a compensar a diminuição das amplitudes sísmicas à medida que a frente de onda se propaga afastando-se da fonte. Considerando a propagação das ondas sísmicas num meio homogêneo, para haver conservação da energia, a

densidade de energia vai decair proporcionalmente a $1/r^2$, sendo r a distância à fonte. A amplitude da onda é proporcional à raiz quadrada da densidade de energia e logo vai decair a $1/r$. (Yilmaz, 2001). Na figura 31 é possível ver a representação da dispersão geométrica para um meio homogêneo.

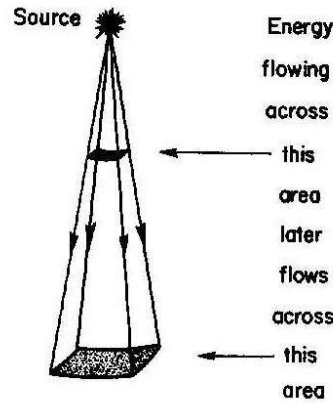


Fig. 31 – Representação da dispersão geométrica para um meio homogêneo (Anstey, 1977).

Na prática, a velocidade aumenta com a profundidade, fazendo com que a divergência da frente de onda aumente ainda mais. Assim, os reflectores mais profundos vão ser menos visíveis pois terão amplitudes menores do que os reflectores mais superficiais.

Um efeito indesejado na correcção da divergência esférica é o facto de aumentar o ruído e os múltiplos. Para prevenir esta situação é utilizada uma função ganho do tipo:

$$g(t) = t^\alpha \quad (38)$$

Onde α é normalmente 2 (Yilmaz, 2001).

No SPW a correcção da divergência esférica aplica um ganho baseado na equação:

$$G(t) = T_M (t^{T_e}) \cdot V_M (v(t)^{V_e}) \quad (39)$$

Onde $G(t)$ é o ganho, T_M e V_M são factores de ganho constantes, t é o tempo, $v(t)$ a velocidade e T_e e V_e são os expoentes que variam o ganho com o tempo. Para aplicar a correcção da divergência esférica tanto em função do tempo como da velocidade é necessário fornecer uma função das velocidades. No entanto, nesta etapa do trabalho, ainda não havia informação sobre as velocidades e o termo correspondente foi ignorado pelo programa. Usualmente T_M e V_M tomam o valor 1 e os expoentes T_e e V_e tomam o valor 2 pois a energia de uma fonte pontual dissipa-se proporcionalmente ao quadrado da distância percorrida. Inicialmente foram estes os valores utilizados no entanto a correcção estava demasiado exagerada e foi necessário baixar o valor do expoente. Após alguns testes acabei por escolher o valor 1 para o expoente. Na figura 32 é possível comparar os dados iniciais com os testes feitos ao expoente T_e .

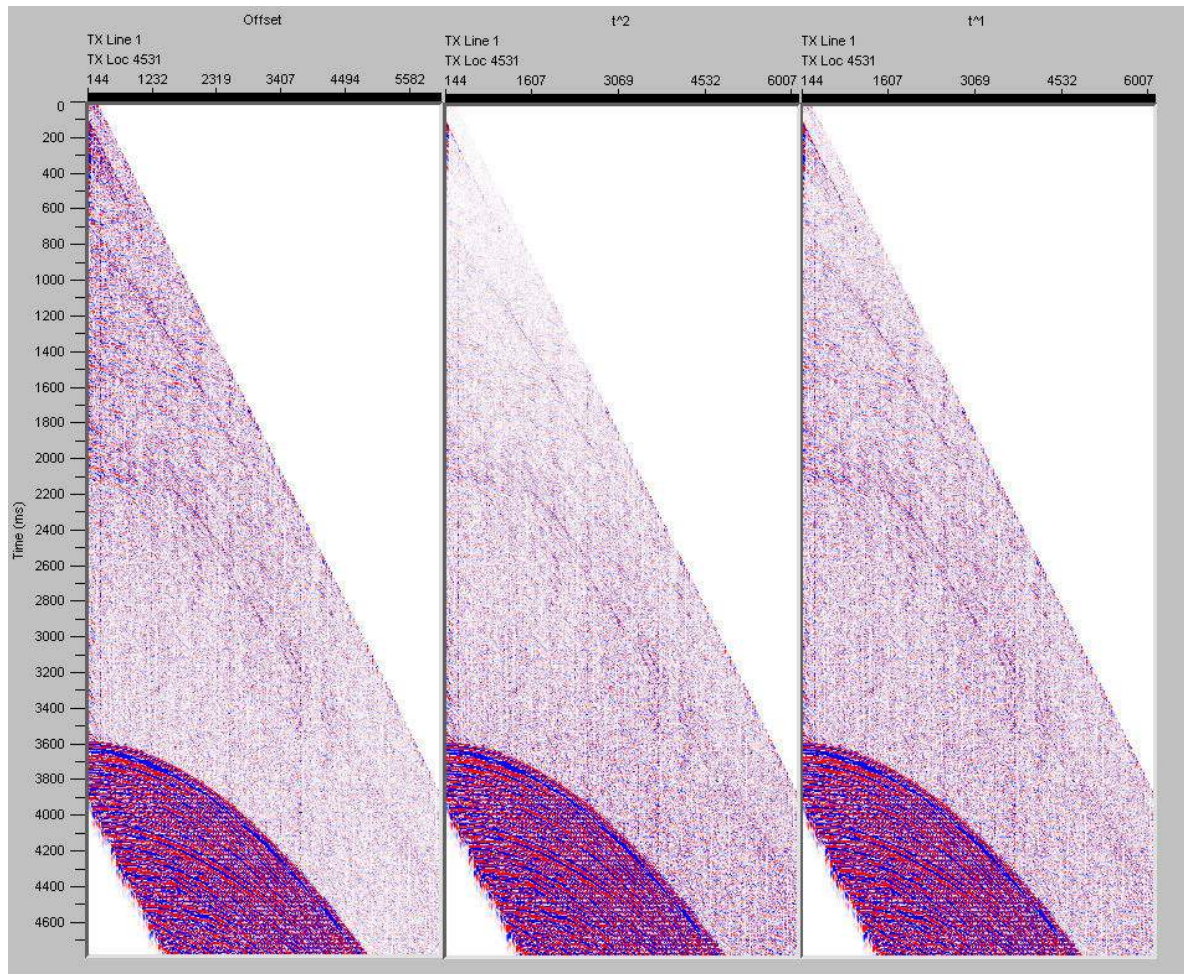


Fig. 32 – Da esquerda para a direita. Antes da correcção da divergência esférica, é possível ver uma diminuição das amplitudes com o tempo. Correcção com $T_e=2$. Correcção com $T_e=1$, melhor do que a correcção com $T_e=2$.

Observando os dados corrigidos com $T_e=2$ nota-se uma diminuição das amplitudes superficiais enquanto que a correcção da divergência esférica com $T_e=1$ apresenta uma melhoria significativa das amplitudes em função do tempo.

5.2.4 Surgical Mute

Como foi dito na secção 5.2.1, a onda directa não foi totalmente suprimida. Logo, foi necessário aplicar um *Surgical Mute* para eliminá-la, tendo o cuidado de não eliminar as reflexões superficiais junto desta.

Inicialmente é feito um *picking* do local a eliminar interactivamente no módulo SeisViewer, através do “Pick Traces”. Os valores “picados” do tempo e dos traços vão ser guardados num ficheiro designado por *card deck* que vai ser utilizado para aplicar o *mute* aos dados. Para saber o efeito que o *surgical mute* iria provocar nos dados, coloquei ao lado do *shot gather*, onde efectuava o *picking*, um ficheiro idêntico mas com o *surgical mute* aplicado em simultâneo, como na figura 33. Deste modo pude escolher os parâmetros do *mute* e ver o resultado antes de os aplicar definitivamente.

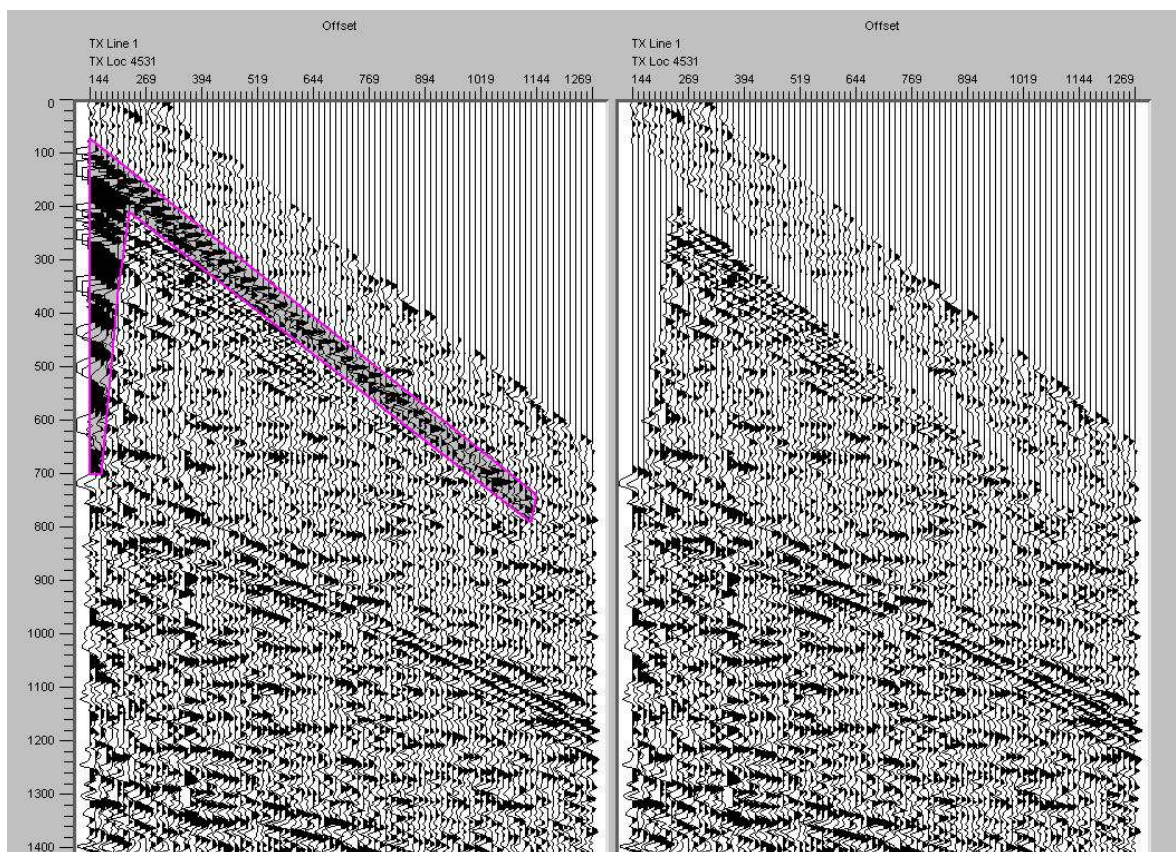


Fig. 33 – A esquerda, *picking* da onda directa. A direita, *source gather* com o *surgical mute* aplicado.

Para aplicar o *surgical mute* é necessário escolher o *mute taper type* de modo a evitar o problema do efeito de Gibbs¹¹ nos dados, o *taper* escolhido foi do tipo Hanning com um comprimento de 5 amostras para suavizar a transição da zona que sofreu o *mute* e a zona dos dados. Também escolhi fazer uma interpolação do *mute* entre os pontos picados, que o programa faz automaticamente.

A aplicação do *surgical mute* é feita no Flow Chart através do “Apply Surgical Mute”.

5.2.5 Desconvolução

Neste passo do processamento o objectivo era o de aumentar a resolução vertical através da maior compressão possível do sinal sem comprometer o conteúdo das frequências.

Como foi referido em 3.3.3, vai-se admitir que os dados em análise obedecem às premissas mencionadas. No entanto, foi necessário descobrir se a *wavelet* está em fase mínima pois não há informação sobre a sua fase.

Uma *wavelet* em fase mínima caracteriza-se por ter a menor duração possível de tempo e uma libertação de energia rápida e por ocorrer apenas para $t > 0$. Se for de fase máxima vai ser o oposto da *wavelet* de fase mínima e a sua energia vai se concentrar na parte final da *wavelet*. Já uma onda em fase zero caracteriza-se por ser simétrica em torno de $t=0$ sendo que não existe fisicamente para $t < 0$. Se uma *wavelet* não tiver nenhuma destas características então está em fase mista.

¹¹ O efeito de Gibbs apresenta-se na forma de *ringing* junto a descontinuidades de um sinal devido à falta de frequências (Schlumberger Oilfield Glossary).

O ideal para perceber se a *wavelet* é de fase mínima é olhar para a sua forma e quanto mais impulsiva esta for no início, mais próxima da fase mínima está. Para isso olhei para a forma da onda directa que há primeira vista parece em fase mínima como se pode ver na imagem 33 (esquerda). Uma maneira de confirmar é aplicando uma desconvolução *spiking*, que é um processo de fase mínima, e comparar a *wavelet* de entrada e de saída.

Pela figura 34 vê-se que não há grandes diferenças e pode-se considerar que a *wavelet* está em fase mínima.

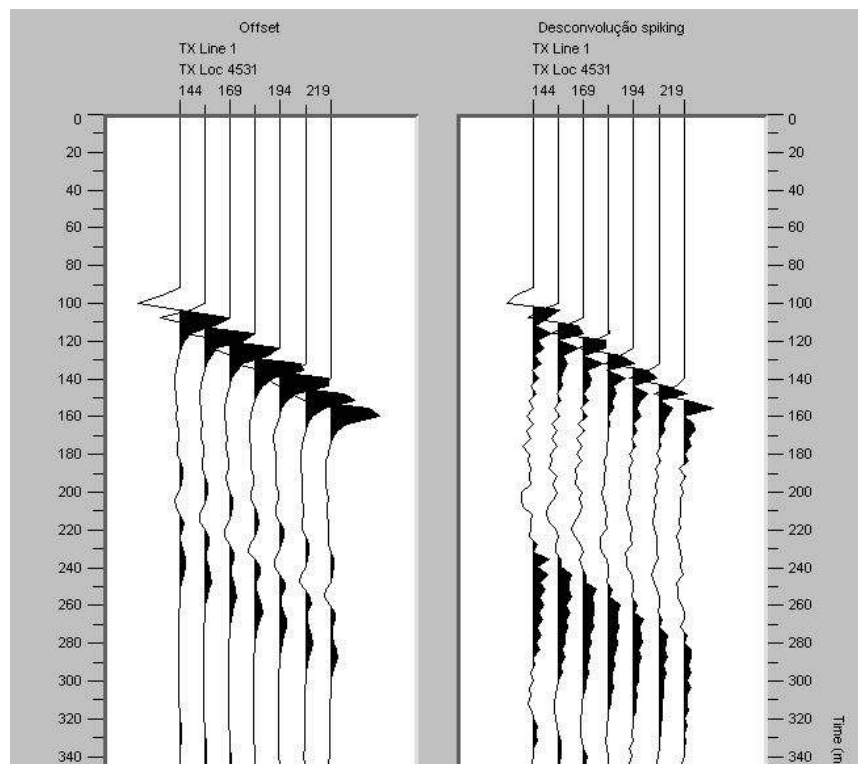


Fig. 34 – Análise da forma de onda.

Para realizar uma desconvolução predictiva é necessário determinar três variáveis essenciais que são: o comprimento do filtro, o *lag* de predição e a janela do filtro.

Para escolher estes parâmetros é necessário analisar a auto-correlação do sismograma, como na figura 35. O comprimento do filtro tem que ser o mínimo possível de modo a conter a *wavelet*. O tempo mínimo que deu os melhores resultados foi o de 200 ms, para valores maiores observou-se alguma degradação do sinal.

Para o *lag* de predição foram testados alguns valores considerando o segundo e terceiro zeros da auto-correlação. O *lag* de predição que obteve os melhores resultados foi de 50 ms, já *lags* menores provocaram um aumento de ruído nos dados.

O comprimento da janela do filtro situou-se entre 0 e 4000 ms de modo a incluir toda a camada de água. Apesar da premissa 3 requerer uma janela pequena para garantir a estacionaridade foram testados valores menores para o comprimento da janela mas não se verificou qualquer diferença.

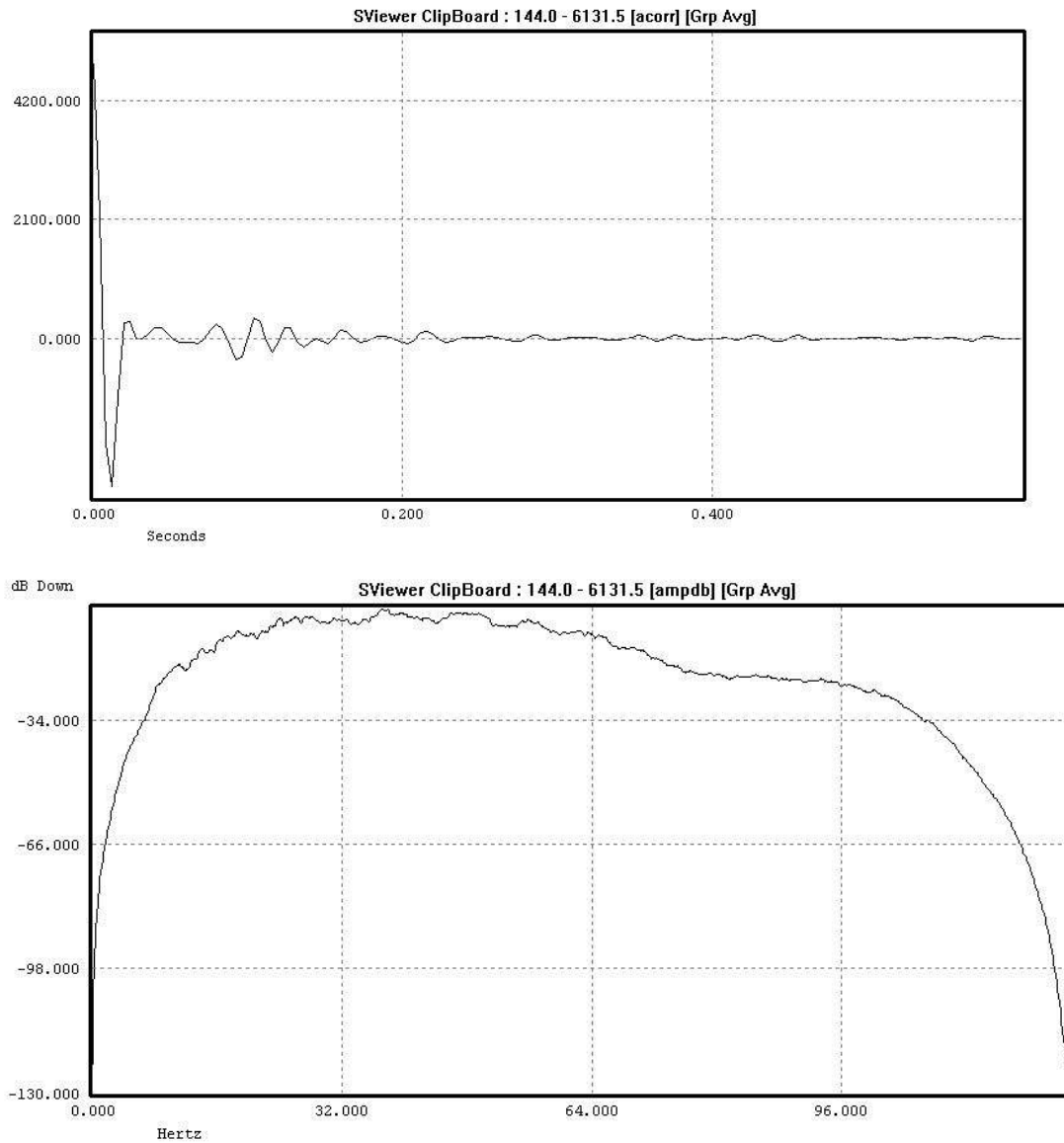


Fig. 35 – Auto-correlação e espectro de frequências do tiro 4531.

Ainda o parâmetro do *prewhitening*, referido em 3.3.3, manteve-se em 1 % por defeito pois verificou-se ser um valor adequado.

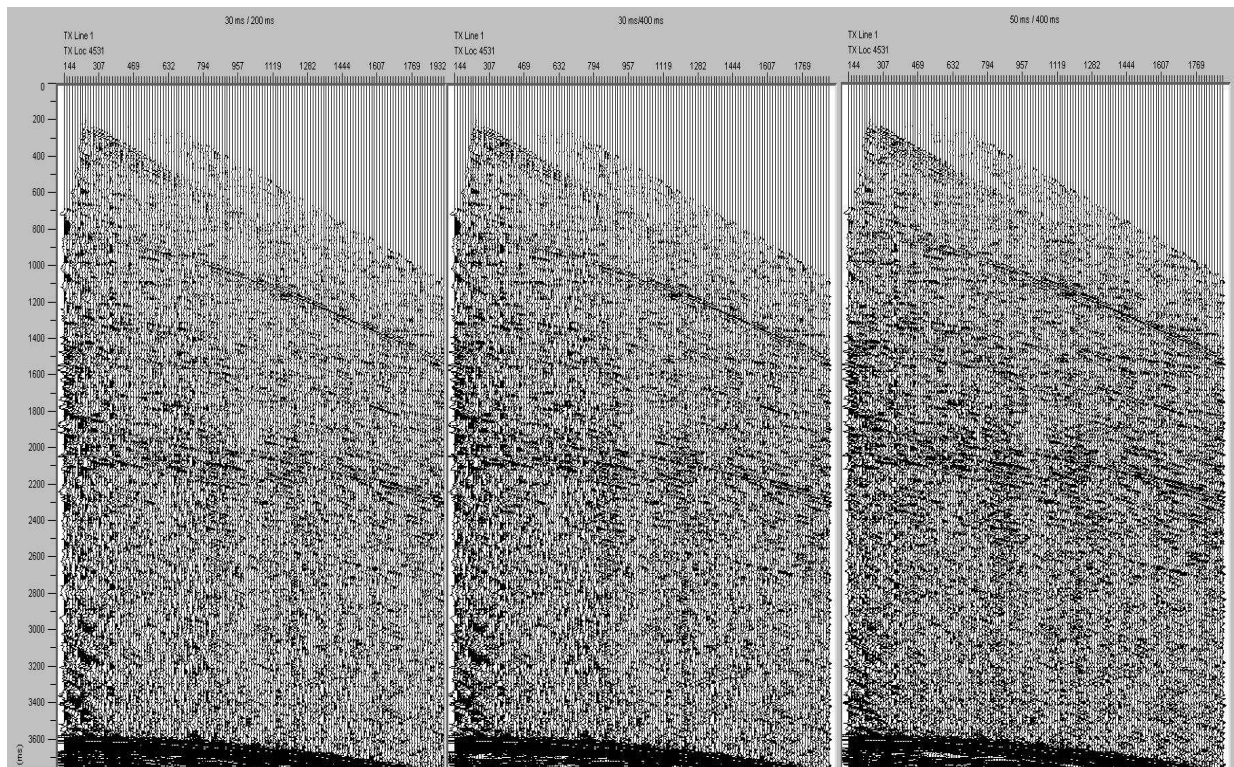
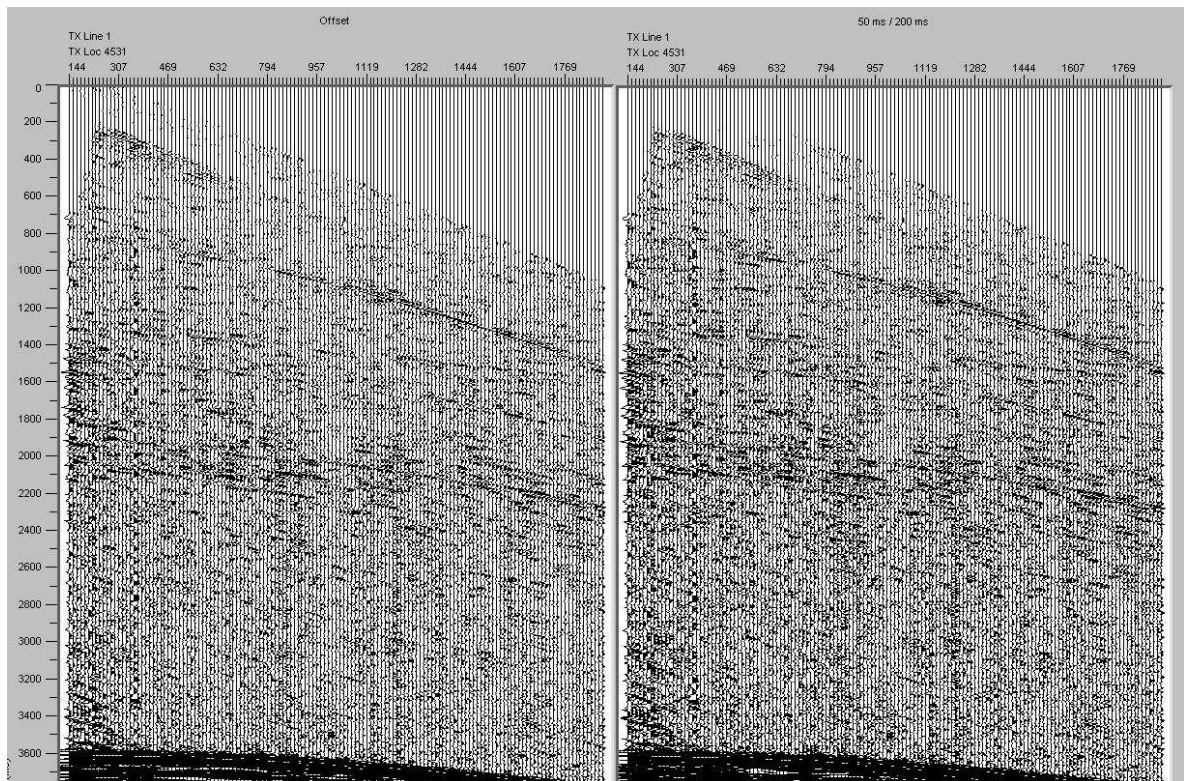


Fig. 36 – Desconvolução predictiva de diferentes parâmetros. Em cima: Dados de origem e desconvolução que deu os melhores resultados. Em baixo: desconvolução com os diferentes parâmetros testados do lag de previsão e comprimento do filtro.

Apesar da desconvolução preditiva ter apresentado bons resultados, a diferença entre os dados antes e depois da desconvolução não é relevante. Assim, decidiu-se não aplicar a desconvolução preditiva pois não iria adicionar nenhuma melhoria aos dados.

5.2.6 Análise de Velocidades

A velocidade das ondas sísmicas na água varia minimamente, sendo considerada constante com velocidade de 1500 m/s. No entanto essa variação existe e a correcção NMO melhora significativamente a qualidade do *stack*.

Considerando um meio estratificado e horizontal, o *normal moveout* é a base para determinar as velocidades dos dados sísmicos. Estas velocidades vão ser utilizadas na correcção NMO.

Existem diversos métodos de análise de velocidade que dependem da qualidade e tipo de dados, podendo ser utilizados vários métodos em simultâneo como controlo de qualidade ou apenas um.

Os espectros de velocidade representam graficamente uma medida de coerência em função da velocidade NMO e do tempo. O propósito de uma medida de coerência é determinar o quão bem a trajectória de uma determinada hipérbole, dependente de T_0 e V_{NMO} , se ajusta aos dados reais num tempo T . O objectivo do *picking* é escolher o par velocidade-tempo que apresenta a melhor coerência do sinal.

A medida de coerência utilizada neste trabalho foi a *semblance*, C_{SMB} . Este método de análise de velocidade vai consistir numa correcção NMO a partir de determinadas velocidades constantes e posterior análise através da equação 40 (Hatton, et al., 1986) considerando uma janela de N amostras e M traços.

A *semblance* é então definida por:

$$C_{SMB} = \frac{\sum_{i=1}^N \left[\sum_{j=1}^M a_{ij} \right]^2}{M \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M a_{ij}^2} \quad (40)$$

Sendo que a_{ij} a amostra no tempo i no traço j . O valor de C_{SMB} varia entre 0 e 1 sendo que 1 corresponde a uma correlação perfeita.

Apesar dos dados terem boa qualidade, neste trabalho não foram utilizados os espectros de velocidade pois não se conseguiram obter bons valores de coerência. Para melhorar a razão sinal/ruído e se obter espectros de velocidade de melhor qualidade foram usados *supergathers*. Ou seja, ao invés de se calcular os espectros para cada CMP utiliza-se um determinado número de CMP adjacentes de modo a que contenham todos os *offsets* possíveis. Para a construção dos *supergathers* utilizaram-se 6 CMP de 50 em 50 CMP.

Apesar de se ter notado uma melhoria nos espectros, o *picking* das velocidades não era o ideal e este método não foi utilizado. A figura 37 representa uma comparação entre os espectros de velocidade para um CMP e um *supergather*. Os espectros de velocidades foram criados no Flow Chart, embora também seja possível fazê-lo no SeisViewer.

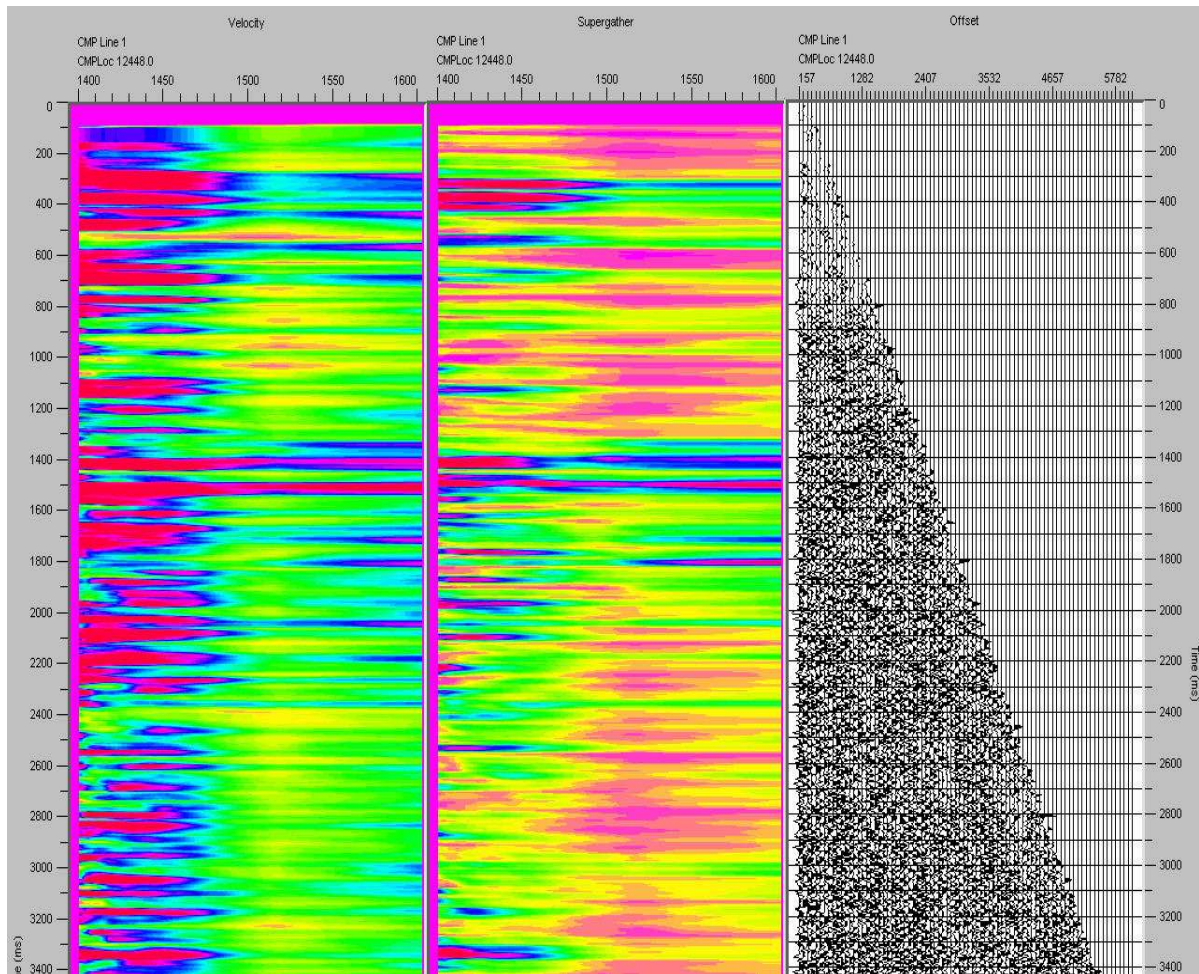


Fig. 37 – Comparação entre os espectros de velocidade calculados para cada CMP (esquerda) e um *supergather* (meio) onde é possível ver uma melhoria na utilização deste último.

Os *Constant Velocities Stacks*, ou CVS, consistem na selecção de um conjunto de CMP que vão sofrer correcções NMO de diferentes velocidades constantes. De seguida faz-se um *stack* de cada conjunto que vão ser colocados lado a lado formando painéis. O *picking* das velocidades é feito directamente no painel escolhendo a velocidade que origina o melhor *stack* a um determinado tempo.

A dificuldade na utilização deste método prendeu-se com a perda de resolução da velocidade com o aumento da profundidade. Na figura 38 está representando um CVS onde se pode ver que a 1800 ms, por exemplo, a velocidade que dá origem ao melhor *stack* pode ser qualquer uma entre os 1490 e 1509 m/s. Os CVS foram criados no FlowChart utilizando 30 CMP, com velocidades entre 1480 e 1520 m/s e um incremento de 2 m/s.

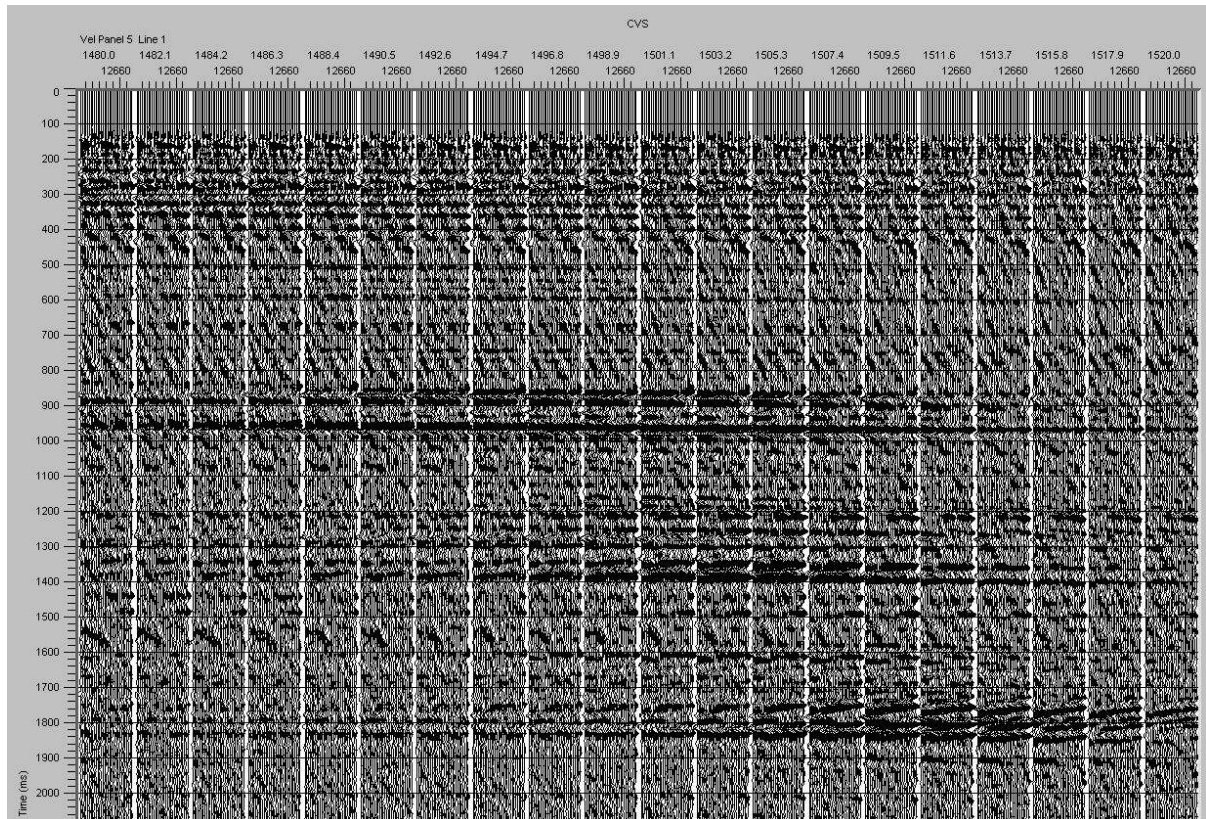


Fig. 38 – *Constant Velocity Stack* de 30 CMP, com velocidades entre 1480 e 1520 m/s e um incremento de 2 m/s

Este método foi utilizado como controlo de qualidade juntamente com o *picking* das hipérboles.

O *picking* das hipérboles baseia-se na equação 26 onde é possível fazer uma medição directa das velocidades, bastando traçar a hipérbole ao longo da reflexão. É possível obter as velocidades através deste método pois já estão definidos os valores de Δt , do *offset* X e o tempo t_0 a que as hipérboles ocorrem.

Este foi o método escolhido para a análise de velocidades por exclusão de partes. Apesar de ser um método complicado, pois requer alguma perícia para traçar as hipérboles, obteve-se uma boa função de velocidades, sendo que o mais complicado foi identificar as reflexões.

Para se ter uma melhor noção das velocidades que estavam a ser picadas e de como a correcção NMO iria ser eficaz, utilizou-se uma visualização de um CMP *gather* onde era aplicada directamente a correcção NMO com os valores que estavam a ser picados no momento. Juntamente com o CMP *gather* utilizou-se também uma representação do campo de velocidades, representado na figura 40, com a localização das velocidades escolhidas, sobreposto a uma secção de *stack* a 1500 m/s de modo a avaliar a continuidade do campo de velocidades e a sua correlação com os eventos presentes.

O *picking* das velocidades foi feito no SeisViewer interactivamente de 400 em 400 CMP. A função de velocidades foi gravada num ficheiro para ser utilizado no passo seguinte, a correcção NMO.

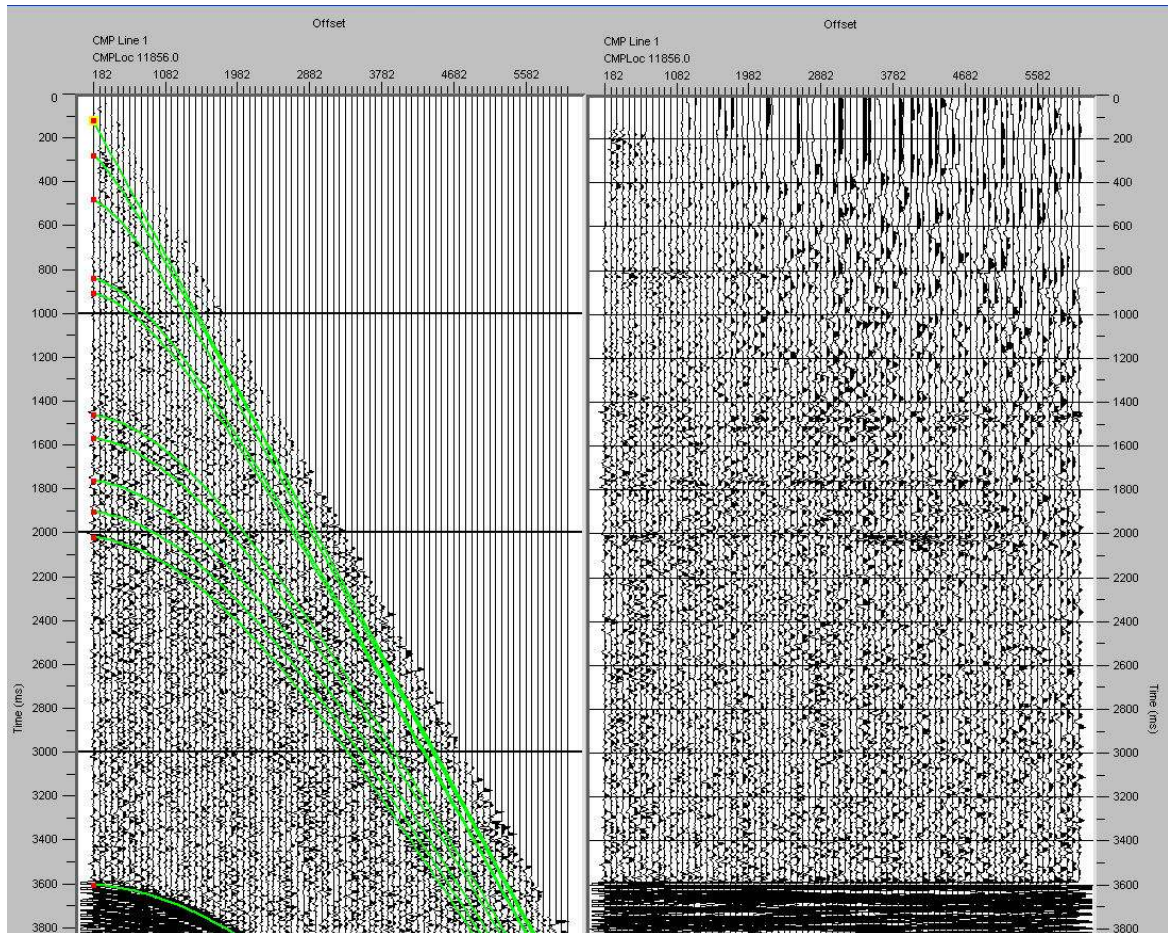


Fig. 39 – Análise de velocidade. O *picking* das hipérbolas é feito no CMP *gather* da esquerda, confirmando o efeito do NMO no CMP *gather* da direita.

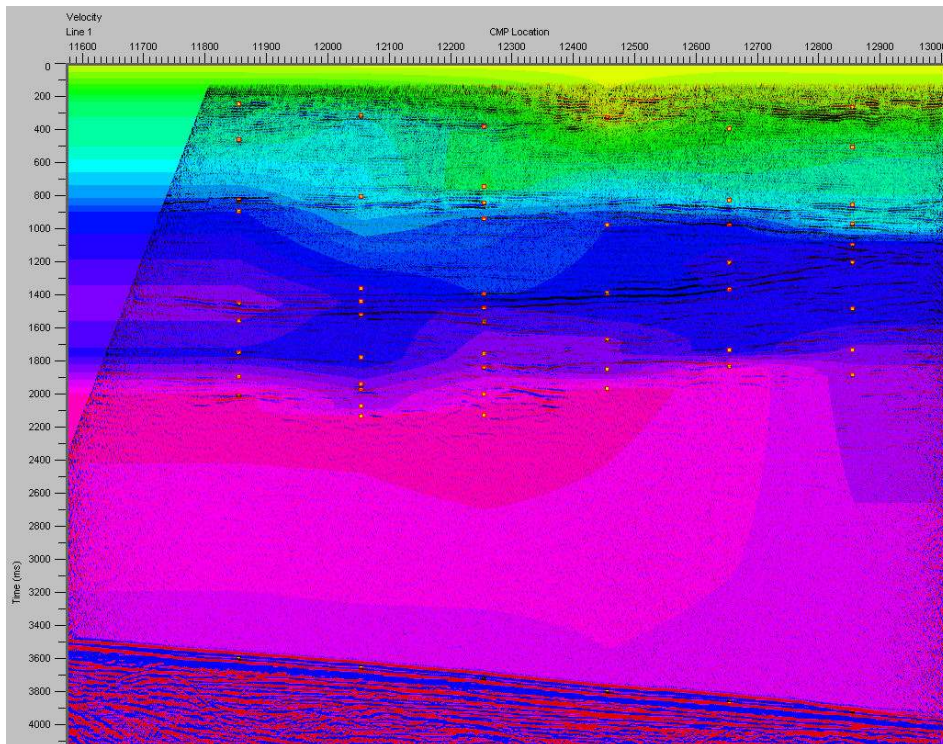


Fig. 40 – Campo de velocidades, sobreposto a uma secção de *stack* de velocidade constante de 1500 m/s, obtido simultaneamente com o *picking* de velocidades.

Para se obter um *stack* com a melhor qualidade possível é necessário conseguir horizontalizar os reflectores ao máximo. Se o reflector apresentar uma curvatura para baixo, ao invés de estar horizontal, diz-se que está subcorrigido e deve-se ao facto da velocidade utilizada ser demasiado alta. Já se o reflector apresentar uma curvatura para cima diz-se sobrecorrigido que deriva da velocidade ser demasiado baixa.

5.2.7 Correção NMO

O objectivo da correção NMO é corrigir as diferenças de tempo das reflexões, dependente do *offset*, de modo a que os tempos de chegada de todos os traços sejam os mesmos e iguais ao tempo duplo que seria observado se o *offset* fosse zero.

A função de velocidades obtida pelo passo anterior vai ser utilizada na correção NMO. Este processo foi feito no FlowChart através do “Apply Normal Moveout”.

A equação do *moveout* (equação 20 em 3.3.4) faz com que as amostras dos traços sejam movidas no tempo para novas localizações, podendo cair fora do intervalo de amostragem dos dados. Assim as amostras são interpoladas de modo a ficarem igualmente espaçadas segundo o intervalo de amostragem correcto. Foi aplicada uma interpolação quadrática pois utiliza uma equação parabólica, permitindo um ajuste mais exacto que uma interpolação linear.

Um efeito indesejado da correção NMO é uma distorção das frequências que afecta principalmente os eventos mais superficiais e a grandes *offsets*. O que vai suceder é que a forma da onda de período T vai ser “esticada” de modo a que o seu período T_0 , após a correção, seja maior do que T . Os eventos vão ser desviados para frequências menores. Este efeito designa-se por *NMO stretch* (figura 41) e é quantificado pela relação (Yilmaz, 2001):

$$\frac{\Delta f}{f} = \frac{\Delta t_{NMO}}{t_0} \quad (41)$$

Sendo que Δf é a diferença entre a frequência depois e antes da correção NMO, f a frequência dominante e Δt_{NMO} é dado pela equação 20.

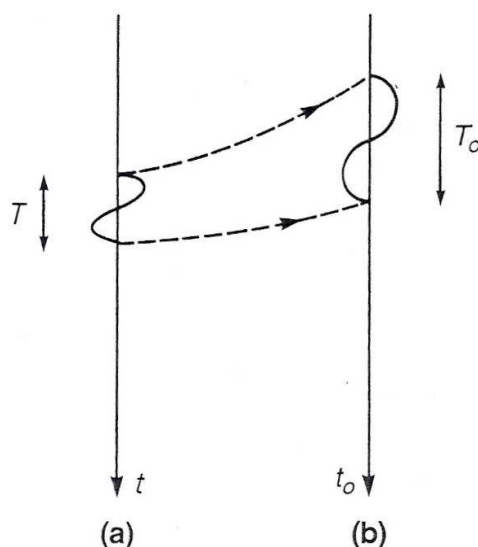


Fig. 41 – Efeito NMO *stretch*. Um sinal (a) de período T sofre uma distorção para (b) período T_0 após correção NMO (Yilmaz, 2001).

Para evitar que esta distorção provoque danos na qualidade final do *stack* é aplicado um *mute* para a eliminar. Esse *mute* pode ser automático e aplicado juntamente com a correcção NMO no Flowchart, ou manual. No caso de ser um *stretch mute* automático é necessário definir uma percentagem da deformação admitida. Tudo o que estiver acima dessa percentagem é eliminado. Para que o corte, entre a zona que sofre o *mute* e os dados, não seja abrupto é definido um número de amostras utilizadas num *taper*, como feito anteriormente no *surgical mute*.

Para este caso foi escolhido um *early mute* manual pois permite uma melhor preservação e escolha detalhada de eventos.

Depois da correcção NMO fez-se um *stack* dos dados para todos os *offsets* e para amplitudes verdadeiras. A secção pode ser vista em anexo.

5.2.8 Migração Stolt

Como foi dito anteriormente em 3.3.6, a migração colapsa as difracções e posiciona os eventos inclinados na localização correcta.

Observando a secção de *stack* (em anexo) é possível observar na zona entre 1600 e 2400 ms eventos que se parecem com difracções. Para colapsar as difracções, foi aplicada uma migração Stolt pós-stack no tempo.

Pela profundidade dos eventos foi escolhida uma velocidade constante de 1515 m/s pois foi a velocidade que deu os melhores resultados.

Como foi utilizada uma velocidade constante o valor do factor de *stretch*, *W*, ficou em 1 pois não vai ter qualquer efeito.

Inicialmente foi aplicada a migração a toda a secção do bloco. No entanto os artefactos produzidos pelo fundo mar, que tem uma amplitude muito maior do que a amplitude das reflexões da coluna de água, degradaram praticamente toda a secção. Foi então necessário fazer um *tail mute* e retirar a geologia.

A figura 42 representa a zona das difracções na secção de *stack* e na secção migrada. Uma observação cuidadosa demonstra que algumas das difracções desapareceram enquanto que outras não. Foram testadas outras velocidades na tentativa de colapsar as difracções mas isso não se verificou.

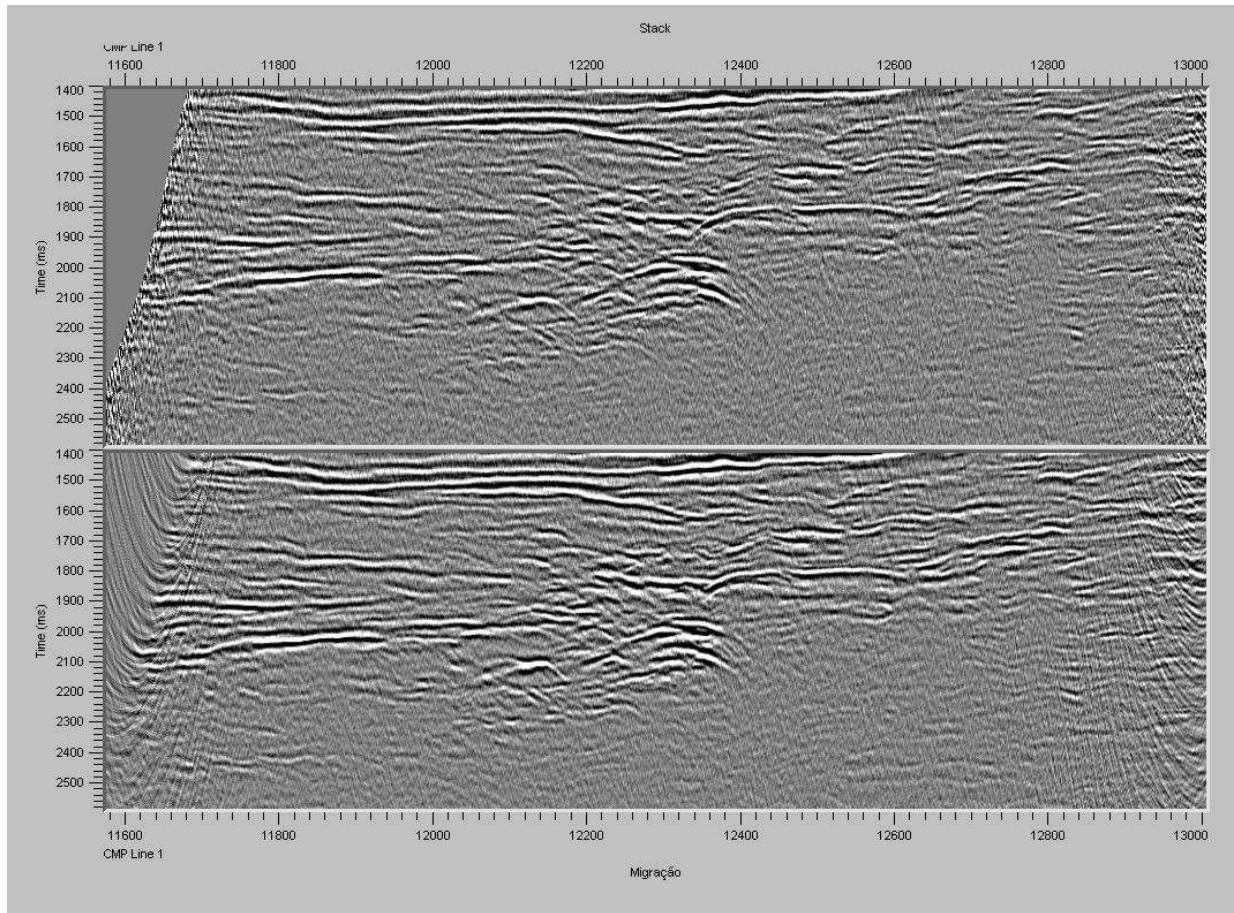


Fig. 42 – Em cima está representada a zona das difracções na secção de *stack*. Em baixo está a secção migrada.

A migração deu origem a artefactos que degradaram a imagem da coluna de água. Um dos possíveis efeitos causados designa-se por *wraparound* que é o efeito do comprimento finito dos dados no tempo e no espaço num algoritmo de migração implementado no domínio da transformada de Fourier (Yilmaz, 2001). Um algoritmo de migração implementado no domínio frequência – número de onda vai sofrer este efeito ao longo dos eixos do tempo e do espaço. O efeito do *wraparound* pode ser visto na figura 43.

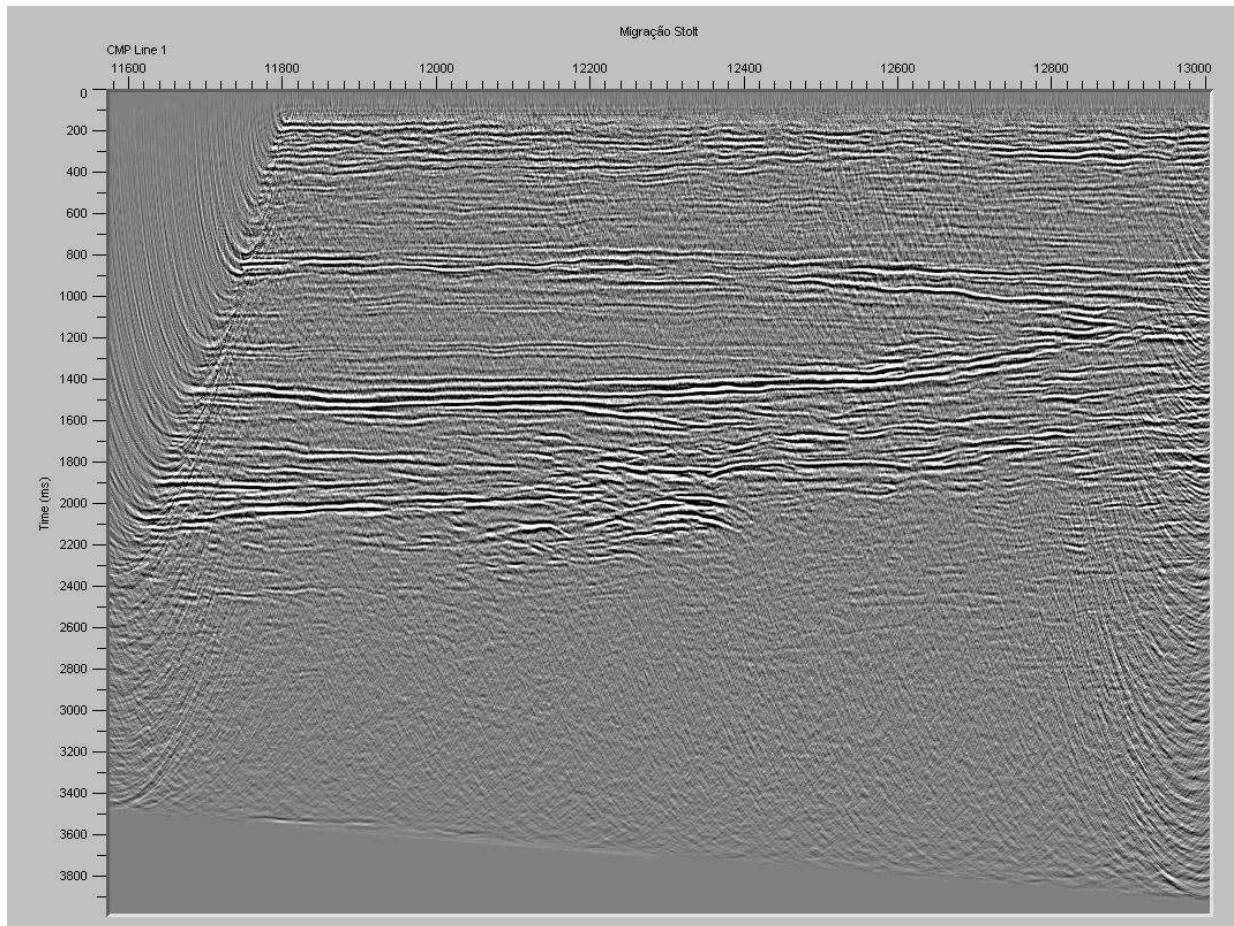


Fig. 43 – Secção migrada e possível efeito *wraparound*.

5.2.9 Conversão de tempo para profundidade

Como o objectivo final deste trabalho é obter uma boa imagem para ser interpretada pelos oceanógrafos, converti os dados em tempo duplo para profundidade. A conversão para profundidade foi realizada na secção de *stack* e não na secção migrada pois devido aos artefactos não se torna uma boa imagem para interpretação.

Este passo é realizado no Flow Chart através do passo “Convert Time to Depth” e requer um ficheiro com velocidades de intervalo ou um valor de velocidade constante.

Neste caso foi utilizada uma velocidade de 1505 m/s por ser uma velocidade adequada para estes dados. Um outro parâmetro necessário é o intervalo de profundidade. Para saber esse intervalo é necessário fazer uma estimativa da profundidade da secção X que é calculado através de $X = VT$ onde V é a velocidade média da secção, que neste caso é de 1505 m/s e T é metade do tempo duplo. Depois de se saber a profundidade da secção, o intervalo de profundidade é calculado pela expressão $\Delta X = X / (\text{número de amostras} - 1)$. Como temos 2000 amostras o intervalo de profundidade vai ser de 3 ms.

A secção em profundidade pode ser vista em anexo.

6. Discussão

Como foi dito anteriormente, um dos desafios do processamento na camada de água é a eliminação da onda directa tendo o cuidado de preservar as reflexões à superfície. A utilização do método “*median filtering operated in subtraction*” obteve bons resultados, preservando as reflexões superficiais. No entanto, devido à elevada amplitude da onda directa nos pequenos *offsets*, a eliminação não foi tão bem sucedida. A solução adoptada de aplicar um *mute* cirúrgico obteve resultados aceitáveis. Já a aplicação do Tau – P não obteve resultados satisfatórios pois as altas frequências não são bem modeladas.

A análise de velocidades foi bem sucedida. Observando uma secção de *stack* de velocidade constante de 1500 m/s e a secção obtida depois da análise de velocidades observa-se uma melhoria nas reflexões, principalmente a partir dos 1400 ms.

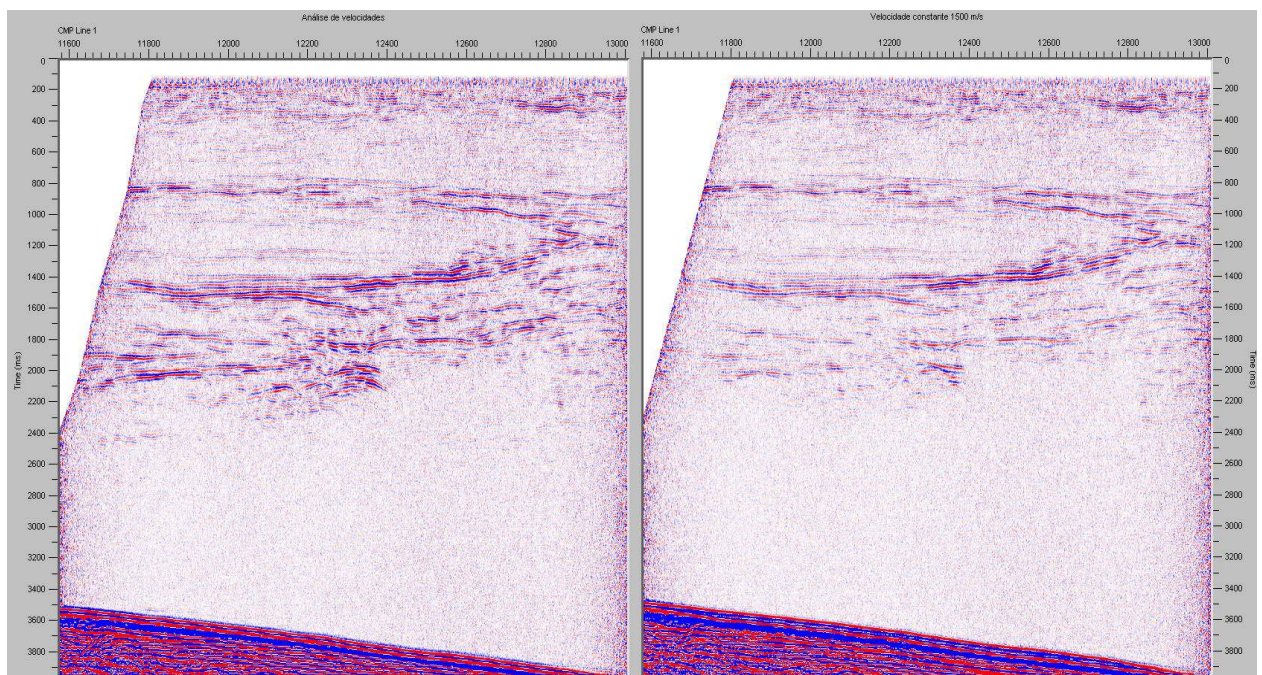


Fig. 44 – Comparação entre secção de *stack* após análise de velocidade com secção de *stack* a velocidade constante.

A velocidade mínima registada foi de 1480 m/s enquanto que a velocidade mais elevada foi de 1515 m/s, portanto a variação foi mínima mas causou uma melhoria nos dados. No geral, assim como é para a geologia, registou-se um aumento da velocidade com a profundidade. No entanto, a partir dos 2400 ms até ao fundo do mar registou-se uma diminuição da velocidade.

Neste trabalho não houve uma comparação entre dados da sísmica com dados oceanográficos. No entanto, por estudos realizados na área do Golfo de Cádiz, entre os 500 e 600 m começa-se a sentir a presença da Água Mediterrânica e que se estende até cerca de 1300 m de profundidade (Ambar, 2002). A Água Mediterrânica é caracterizada por uma elevada temperatura e salinidade comparando com as águas que a rodeiam, daí o contraste entre as massas. Acima da Água Mediterrânica está a Água Central do Atlântico Nordeste e abaixo, a Água Profunda do Atlântico Norte. Esta última massa de água é caracterizada por uma diminuição da temperatura e salinidade linearmente com a profundidade, logo uma diminuição da velocidade. Em termos sísmicos é uma massa de água com uma reflectividade baixa (Buffett, 2008), o que também se verifica neste caso. Podemos supor que a diminuição da velocidade poderá dever-se à presença da Água Profunda do Atlântico Norte.

A aplicação da migração levantou uma questão que está actualmente a ser estudada que é a escala de tempo em que os contrastes de impedância se alteram. Pensa-se que a migração não eliminou todas as difracções devido ao facto da coluna de água se estar a mover. Na verdade, a coluna de água não se pode considerar como imagem estática devido à natureza dinâmica das suas estruturas. Um estudo realizado no Golfo de Cádiz pelo projecto GO detectou alterações óbvias nas estruturas presentes na coluna, em cerca de 3 horas (Buffett, 2008).

Se considerarmos que o navio de aquisição tem uma velocidade de 4 nó, ou seja, cerca de 2 m/s e que a cobertura é 80. Então o tempo que um CMP vai demorar a ser adquirido, sabendo que a distância entre tiros é de 37,5 m, é: $(79 \times 37,5) / 2 = 1481,25$ segundos. Se considerarmos a velocidade da corrente oceânica (Corrente Mediterrânica) como sendo 0,4 m/s (Bower et al., 1994), a coluna de água em relação a esse CMP se move cerca de 595 metros. Apesar de ser uma estimativa é possível concluir-se que há alterações subtis da estrutura devido ao movimento da coluna da água. Ainda há a considerar o movimento dos *meddies*, como é o caso deste bloco. Uma hipótese para que as difracções não sejam colapsadas pela migração é o facto de, ao haver alterações na estrutura durante a aquisição, as difracções não se alinharem em hipérbolas e logo não são colapsadas.

A escolha de converter o eixo do tempo duplo para profundidade na secção de *stack* ao invés da secção migrada deveu-se a vários factores. Apesar da migração ter colapsado algumas difracções, o seu efeito na coluna de água não foi relevante. Além disso ainda há que contar com os artefactos provocados pela migração que degradaram a qualidade dos dados.

Na conversão para profundidade foi utilizada uma velocidade constante pois não foi possível a utilização de um conjunto de velocidades de intervalo. Devido à pequena variação da velocidade na coluna de água, a utilização de uma velocidade constante não vai trazer grandes variações na profundidade. Observando as profundidades obtidas, a estrutura presente no Bloco 12, um *meddie*, situa-se entre os 600 e os 1300 m de profundidade aproximadamente. O que é mais uma indicação que se tratará da Água Mediterrânica.

No geral, esta sequência de processamento funcionou bastante bem, nomeadamente a aplicação do “median filter operated in subtraction” na eliminação da onda directa, e a análise de velocidades que provocou melhorias nas reflexões principalmente entre os 1400 e os 2600 ms.

7. Referências

- Hatton, L, Worthington, M H e Makin, J. 1985. Seismic Data Processing - Theory and Practice. s.l. : *Blackwell Scientific Publications*, 1985.
- Yilmaz, Ozdogan. 2001. Seismic Data Analysis: Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data, 2nd Edition. s.l.: *Society of Exploration Geophysicists*, 2001.
- Marques, Jorge Manuel Calçada Pereira. 2004. Processamento de Dados de Sísmica de Reflexão em Ambiente Marinho. *Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa*. 2004. Relatório de Estágio de Licenciatura em Ciências Geofísicas – Variante Geofísica Interna.
- Da Silva, João Plancha. 2009. Detecção de Hidrocarbonetos em Reservatórios Através de Técnicas AVO de Processamento Sísmico. *Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa*. 2009. Dissertação de Mestrado em Ciências Geofísicas – Especialização em Geofísica Interna.
- Buffett, Grant G. 2008. *Seismic Oceanography. New Perspectives on the Physical Characterization of Oceanographic Processes*. 2 of June 2008. Master thesis.
- Schlumberger Oilfield Glossary. Schlumberger Oilfield Glossary. [Online] <http://www.glossary.oilfield.slb.com/>.
- Hardy, Rob. 2001. Basic Seismic Processing for Interpreters. [Online] 2001. <http://www.xsgeo.com/course/contents.htm>.

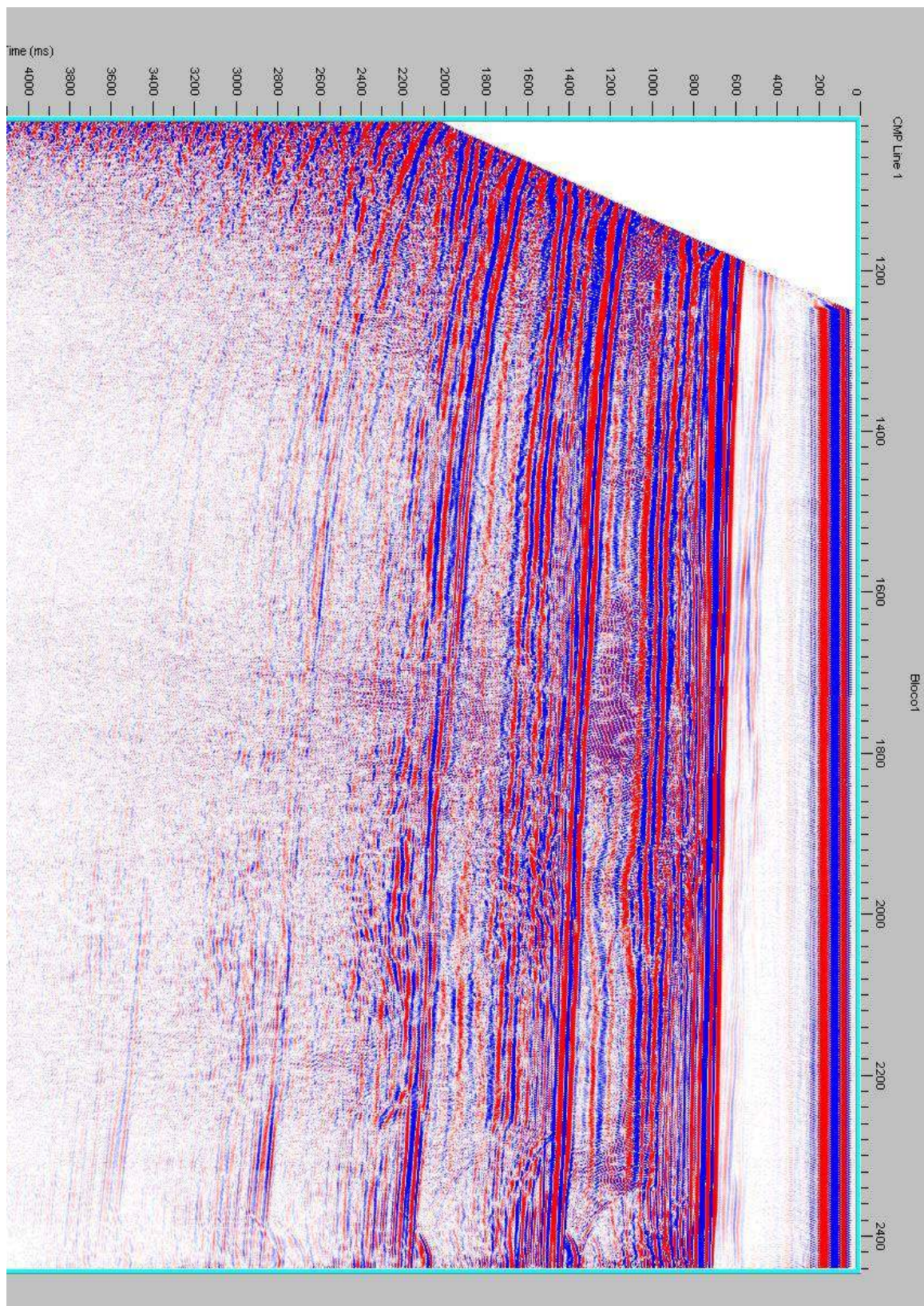
- Duncan, G., G. Beresford. 1995. Median filter behaviour with seismic data. *Geophysical Prospecting*, 1995, 43, 329-345.
- Stewart, R. R. 1985. Median filtering: Review and a new F/K analogue design. *Journal of the Canadian Society of Exploration Geophysicists*, Vol. 21, NO 1 (DEC. 1985).P. 54-63.
- Ruddick, B., H. Song, C. Dong, L. Pinheiro. 2009. Water Column seismic images as maps of temperature gradient. *Oceanography*, Vol. 22, No. 1, pp.185-197.
- Holbrook, W. S., P. Páramo, S. Pearse, R. W. Schmitt. 2003. Thermohaline fine structure in oceanographic front from seismic reflection profiling. *Science*, Vol 301, pp.821-824.
- 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.
- Ambar I., 2002: "A Influência da Água Mediterrânica no Atlântico Nordeste", *Revista da Armada*, 356 (ano XXXII), 12-15.
- Hardy, R., S. Jones, D. Hardy, R. Hobbs, 2007. Seismic oceanography: Processing data from the Rockall trough, west of Ireland, *SEG*, 26, 894 (2007); doi:10.1190/1.2792551.
- Bower, A., L. Armi, I. Ambar, 1994. Direct evidence of meddy formation off the southwestern coast of Portugal. *Deep Sea Research I*, 42(9), 1621-1630.

8. Anexo

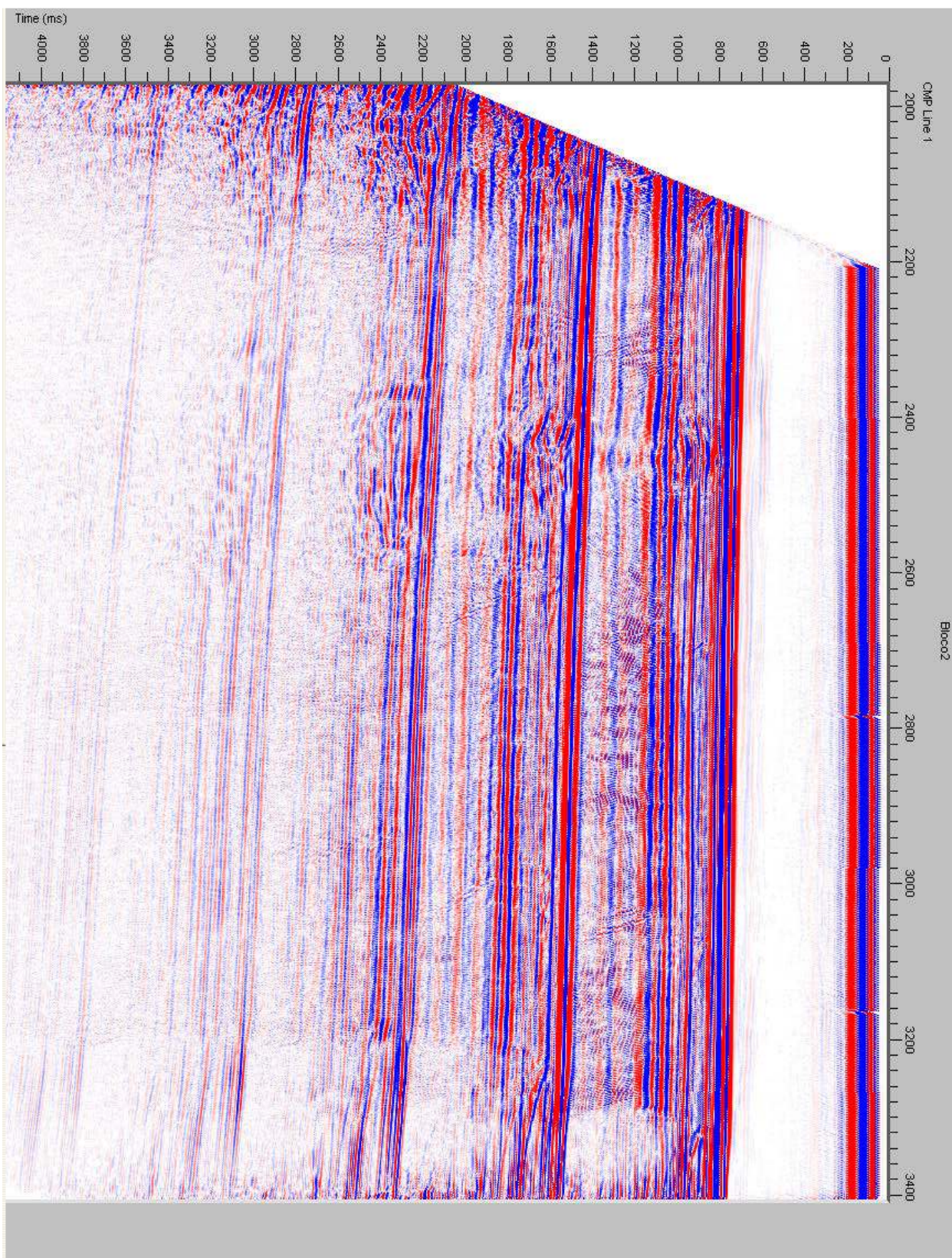
Nesta secção estão representadas as imagens correspondentes à secção de *stack* dos diferentes blocos da linha, assim como as secções de *stack* com campo de velocidades sobreposto e a secção em profundidade.

As visualizações em *stack* estão em *variable density*, com amplitudes verdadeiras e quantil a 99%.

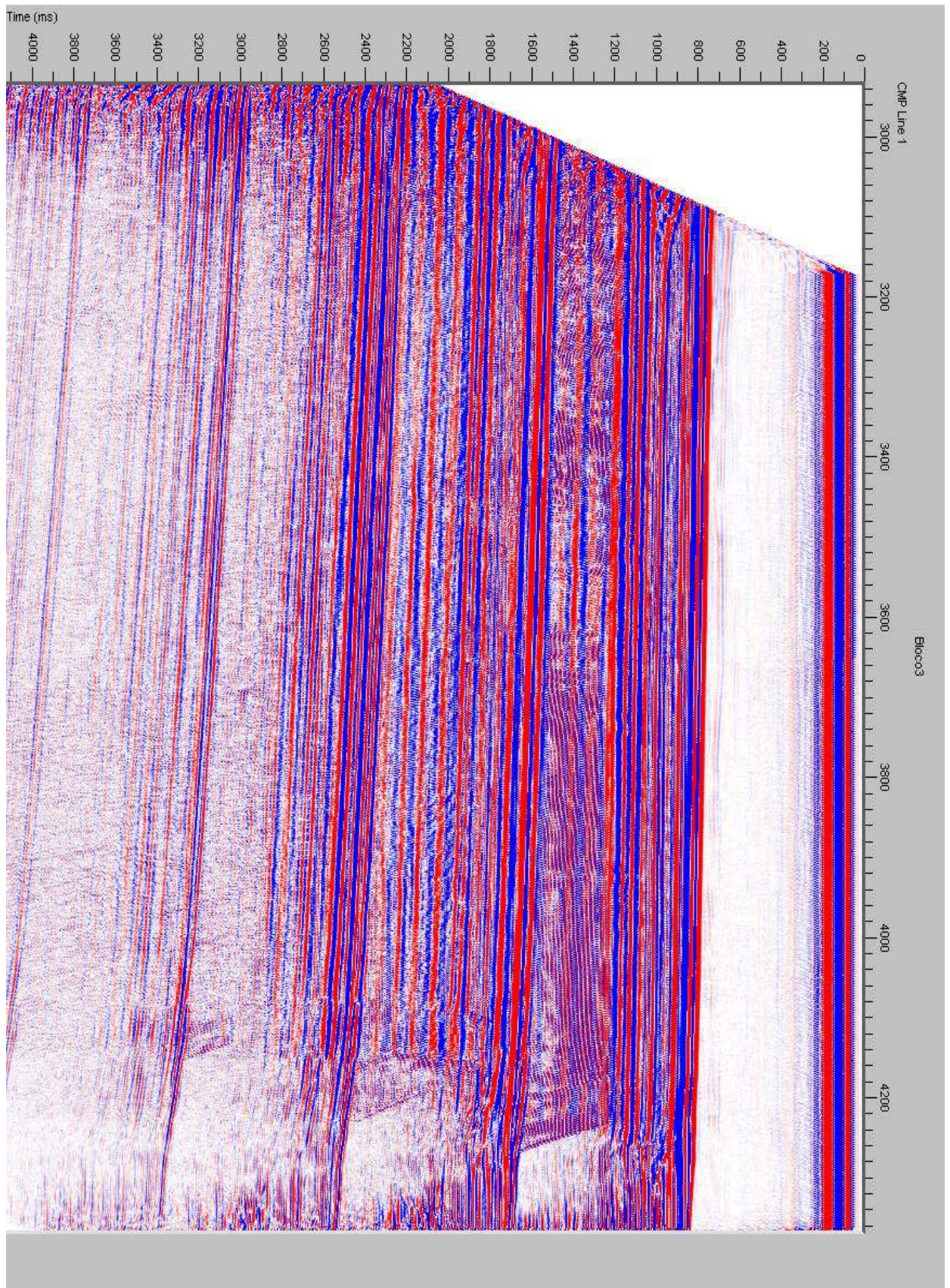
Bloco 1



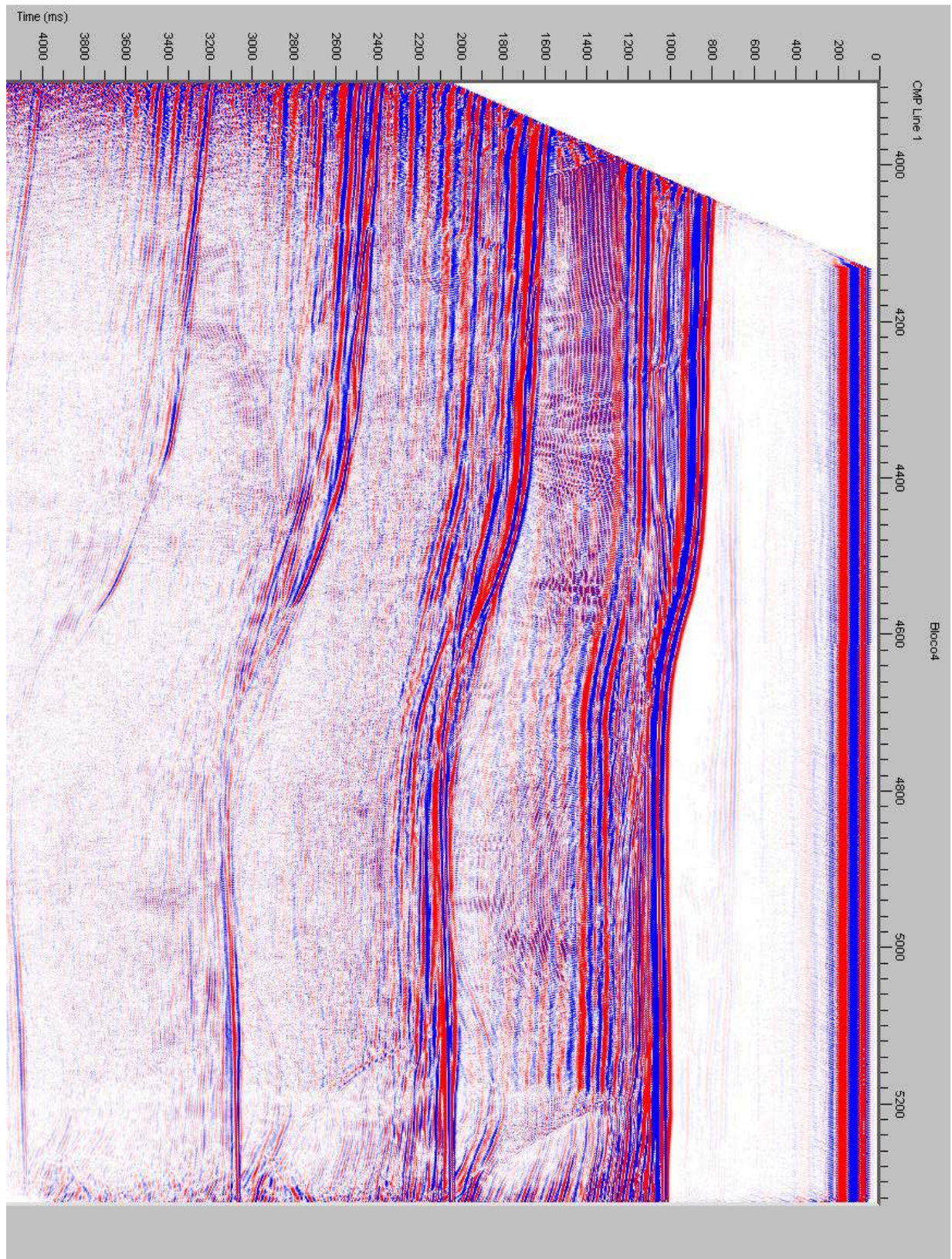
Bloco 2



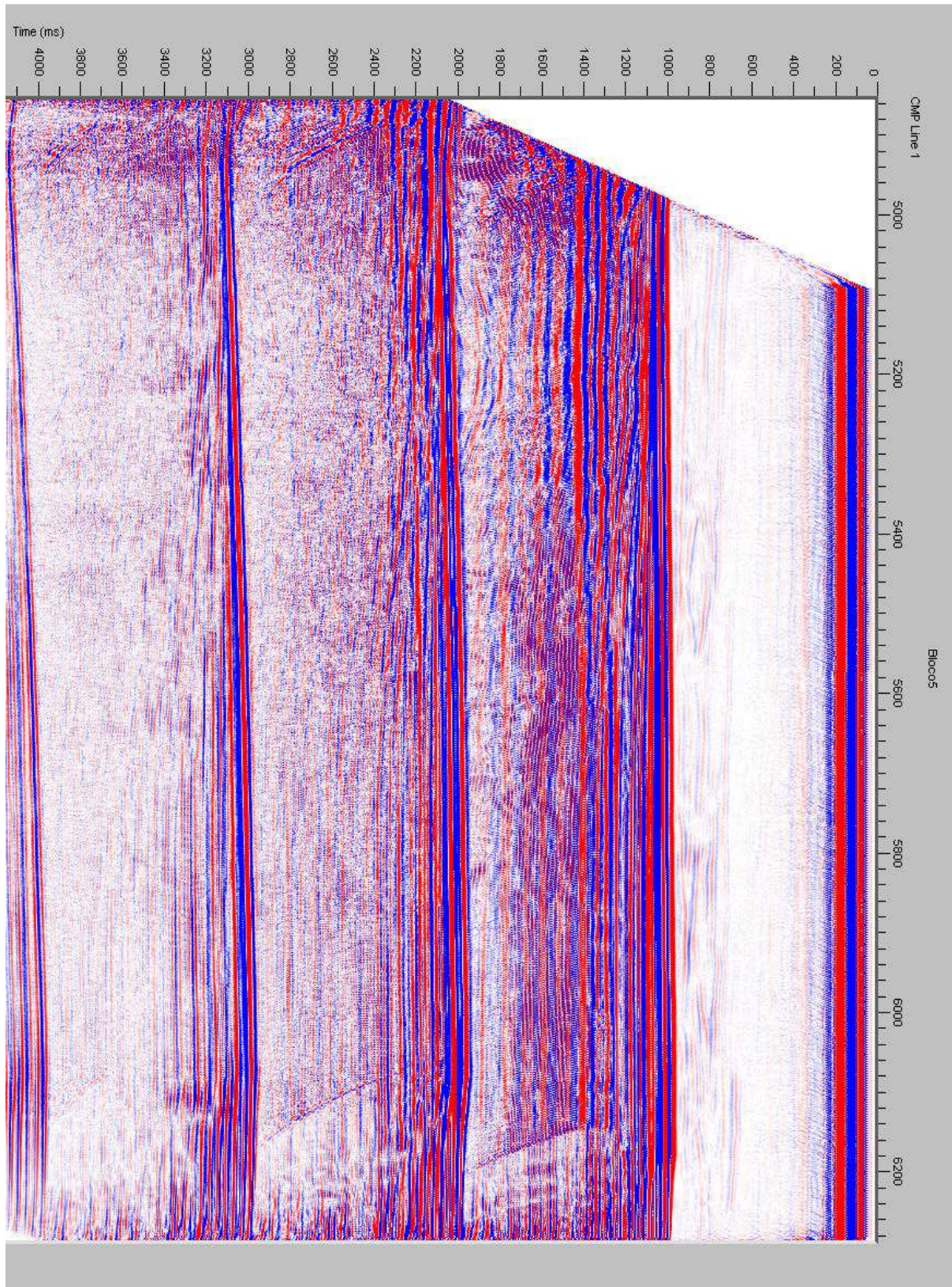
Bloco 3



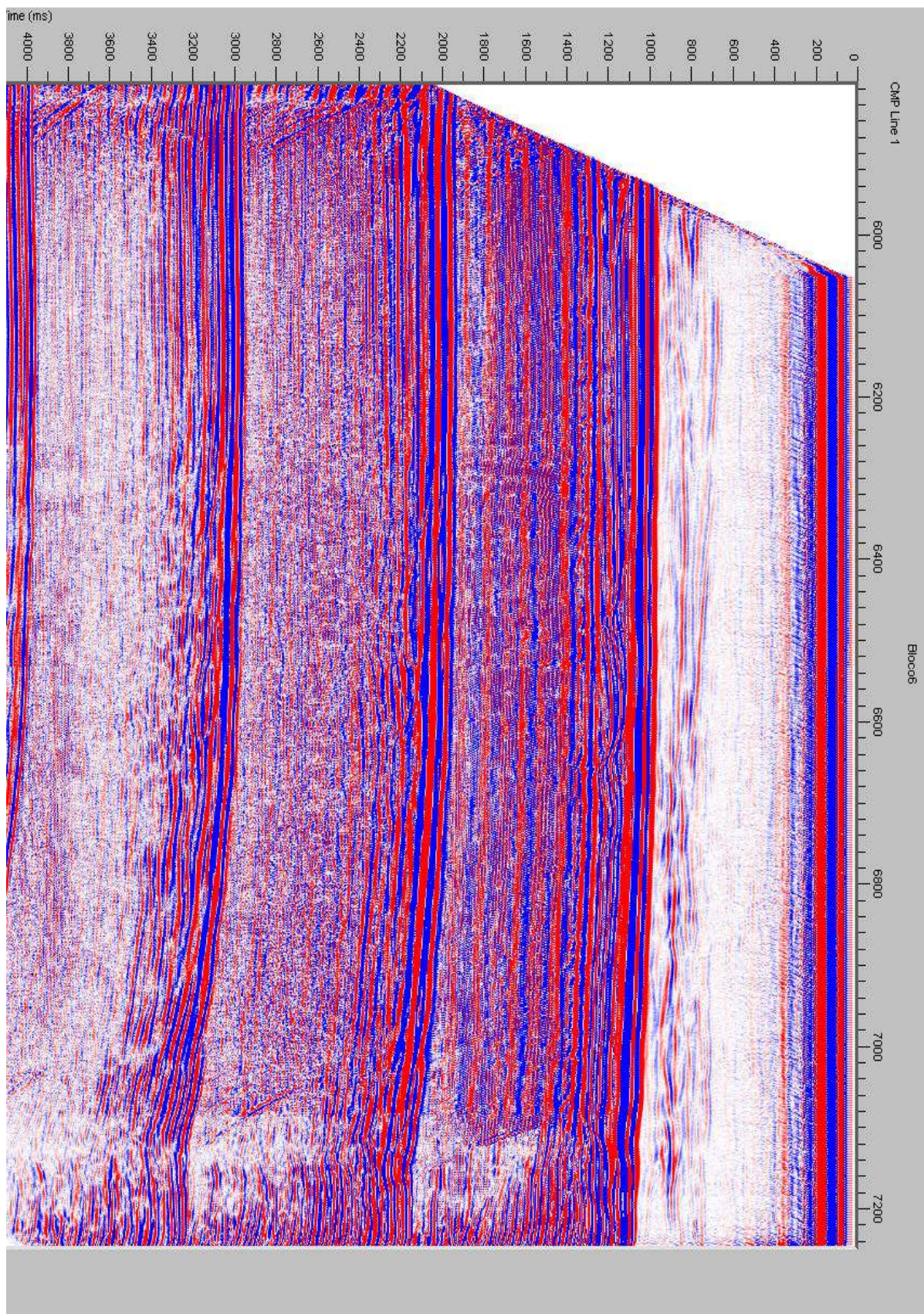
Bloco 4



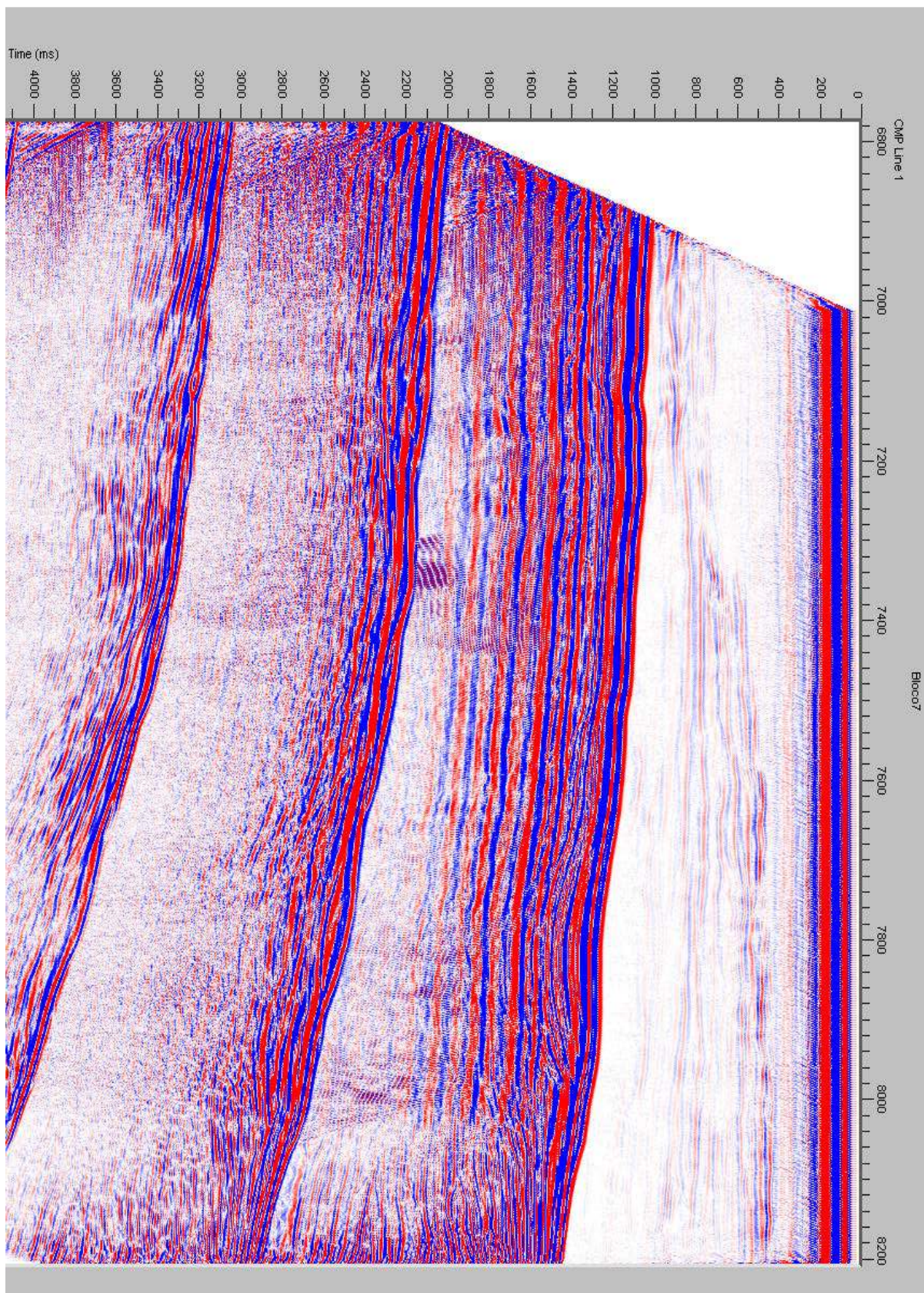
Bloco 5



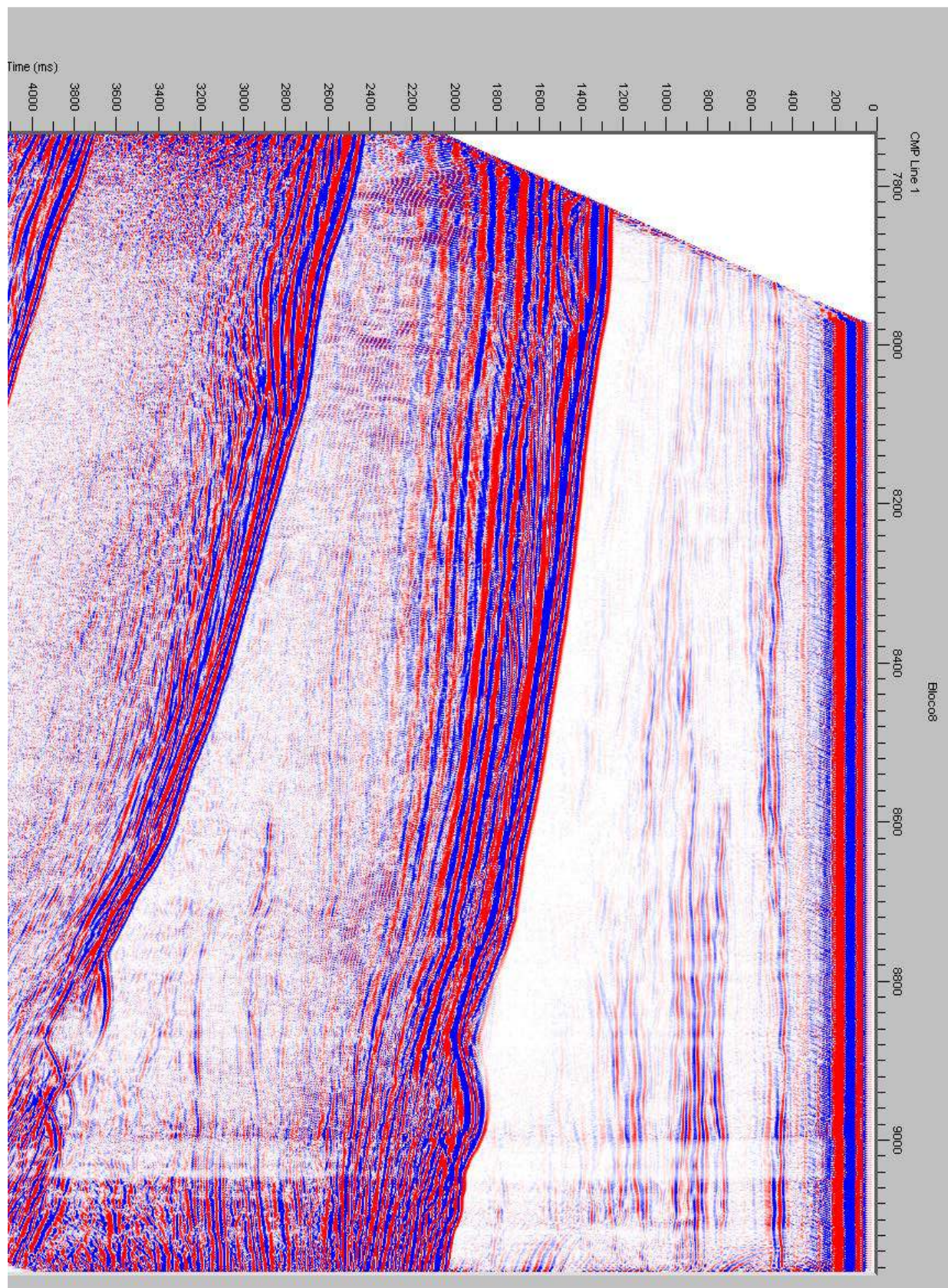
Bloco 6



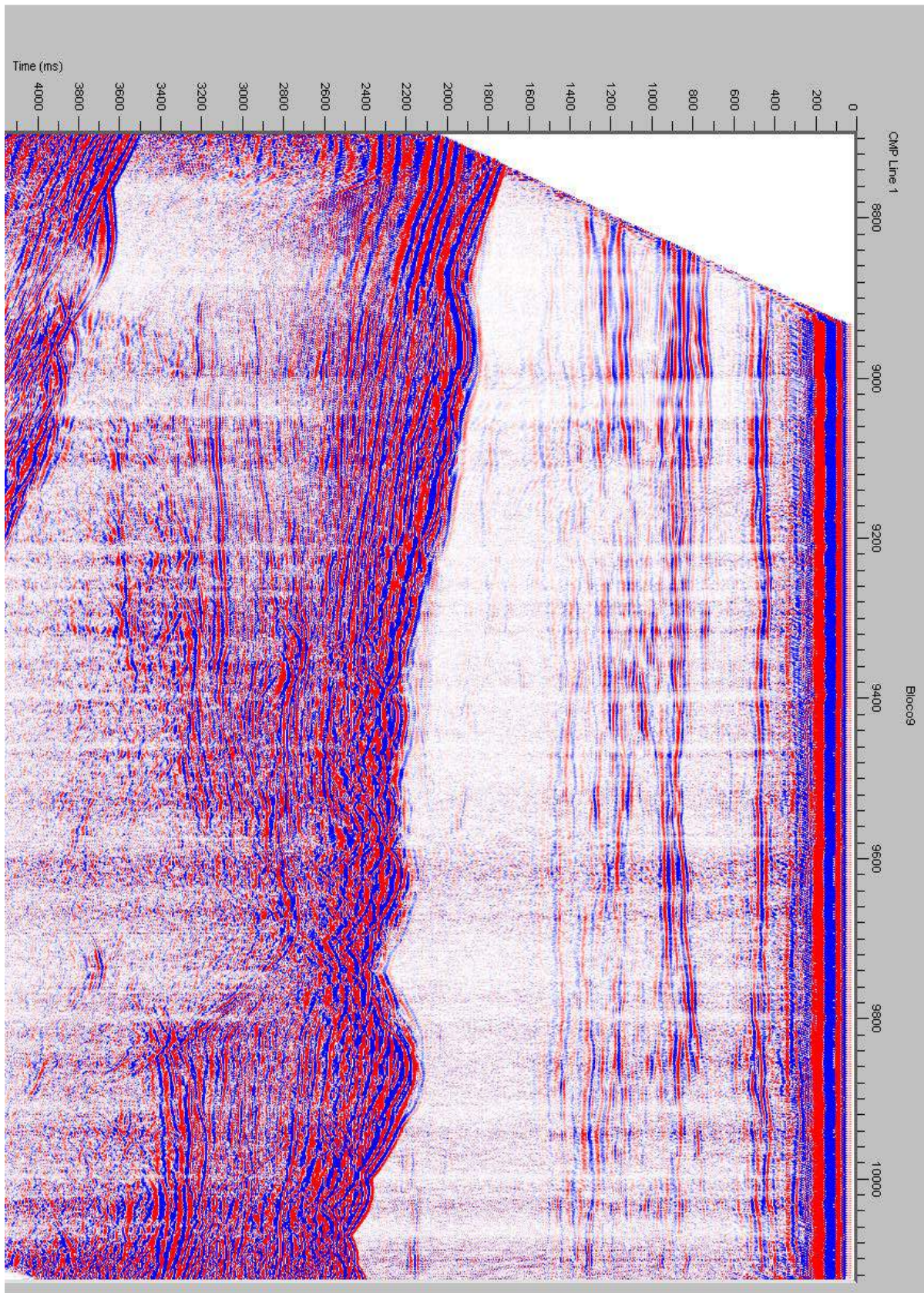
Bloco 7



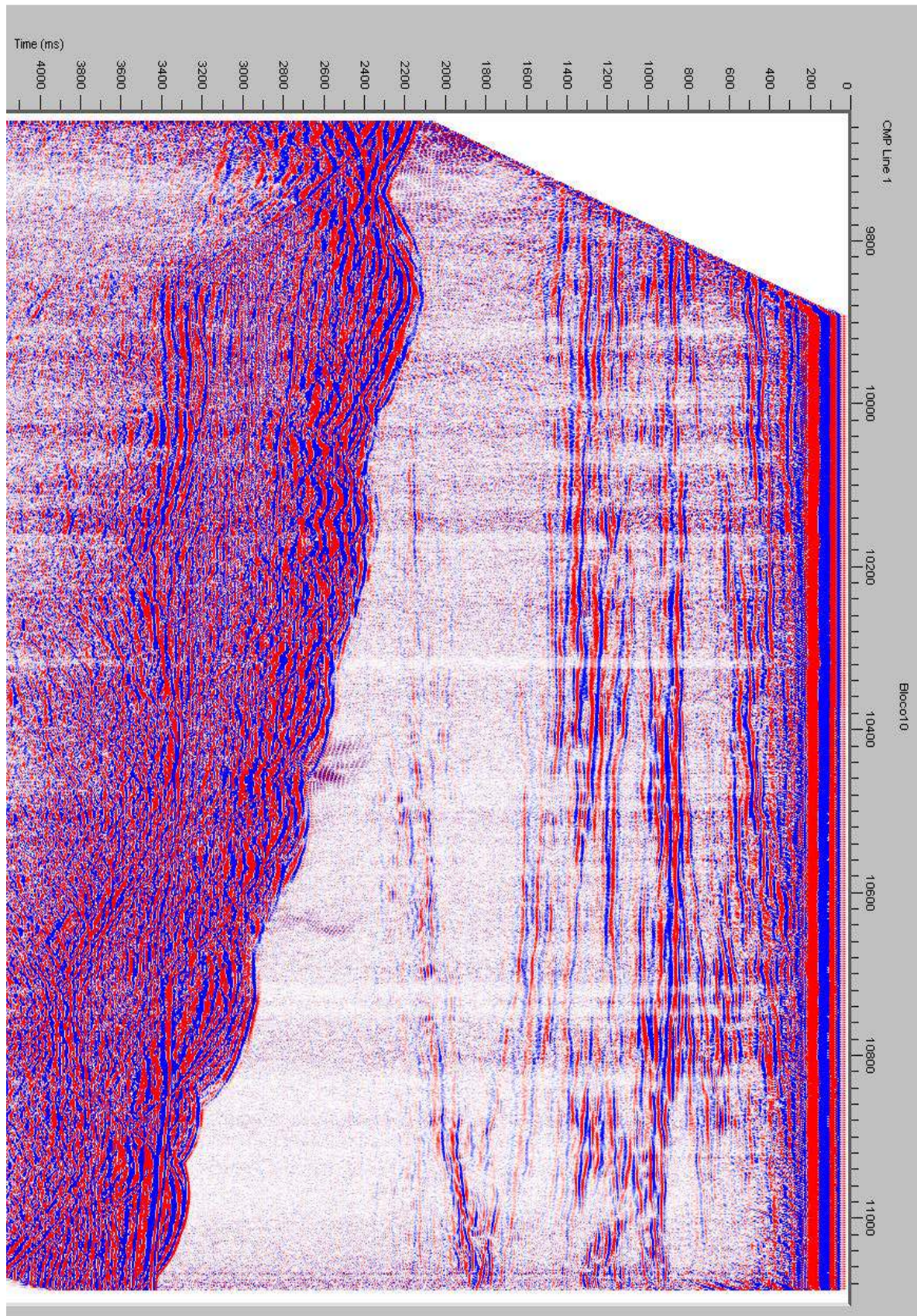
Bloco 8



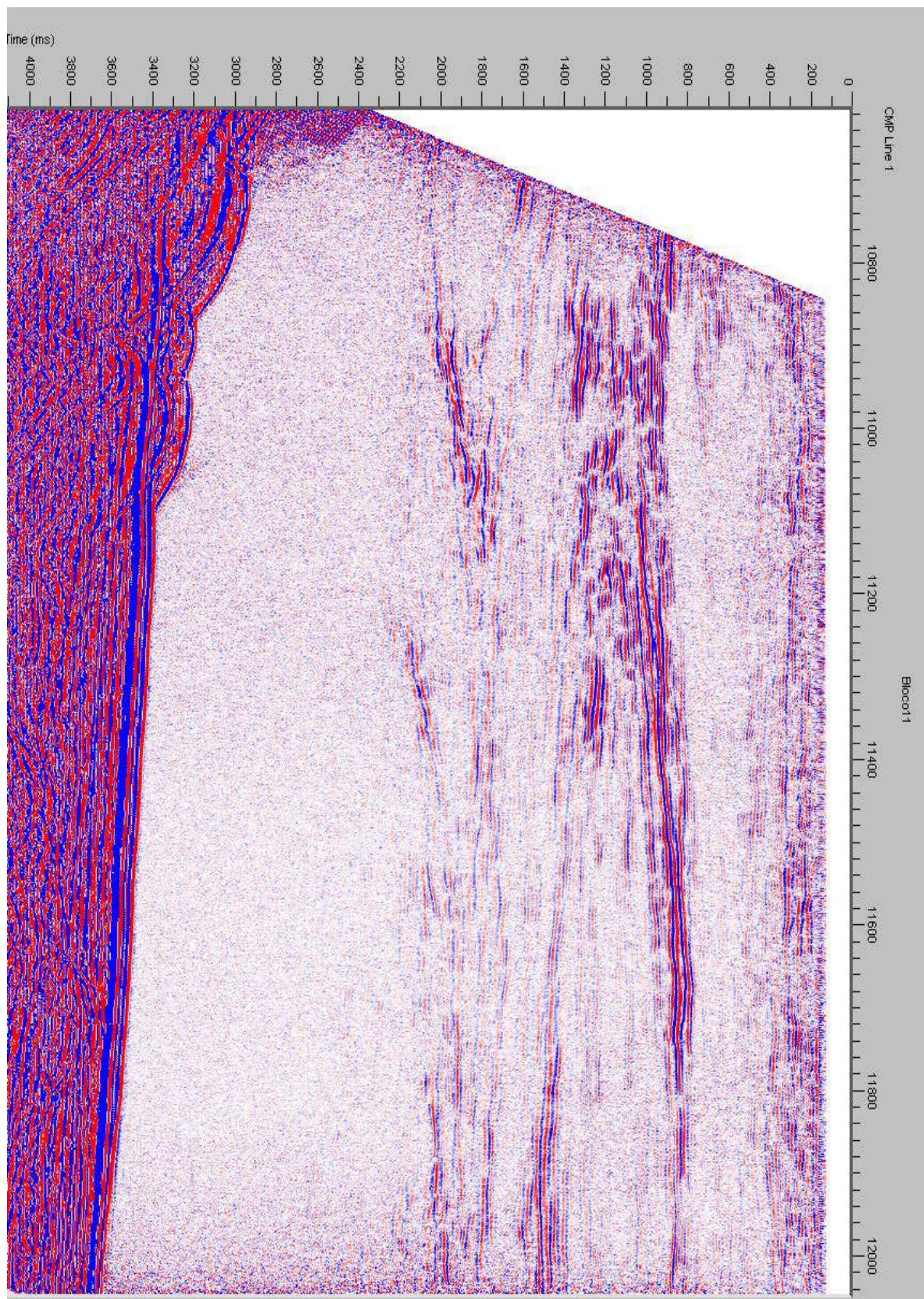
Bloco 9



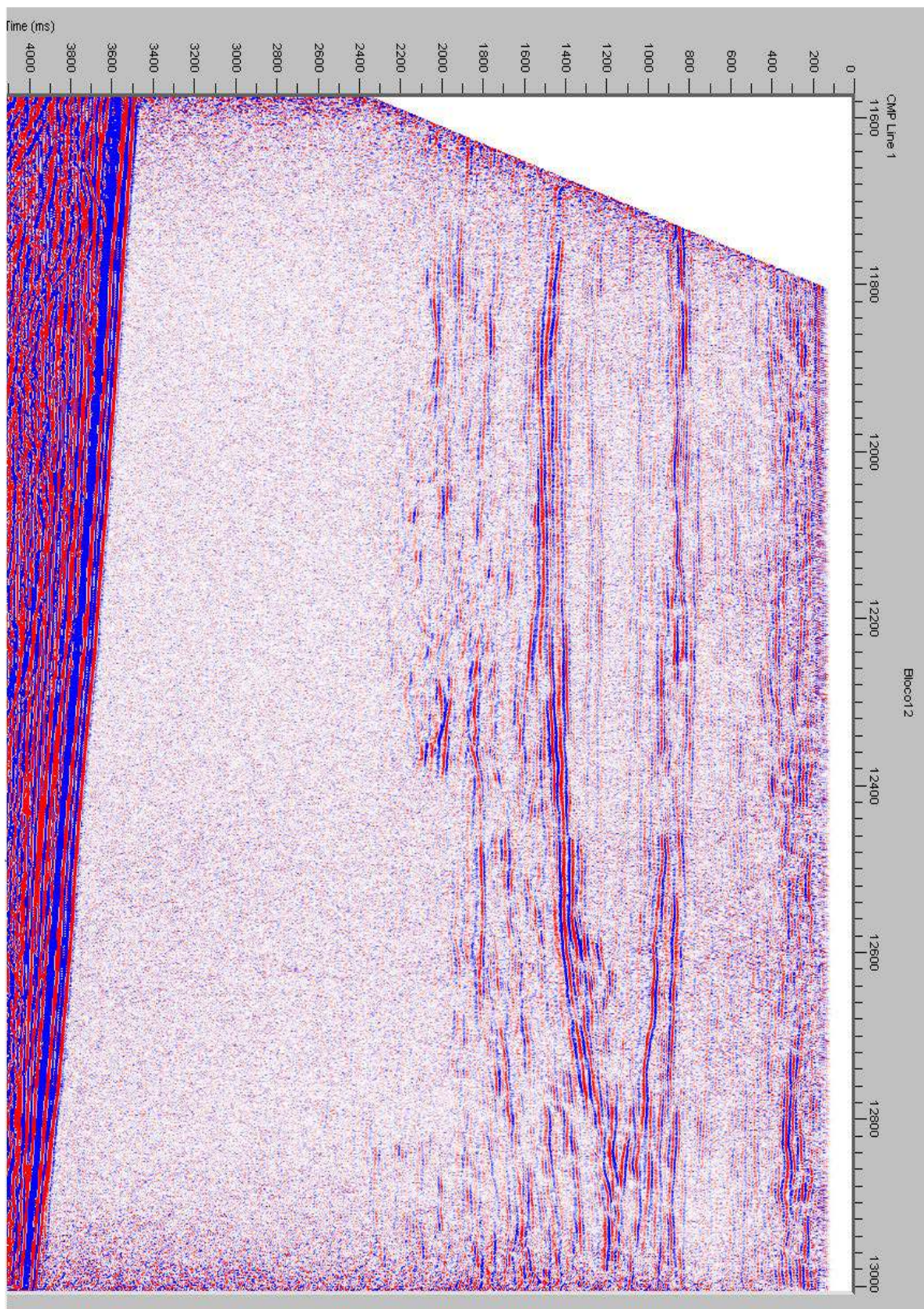
Bloco 10



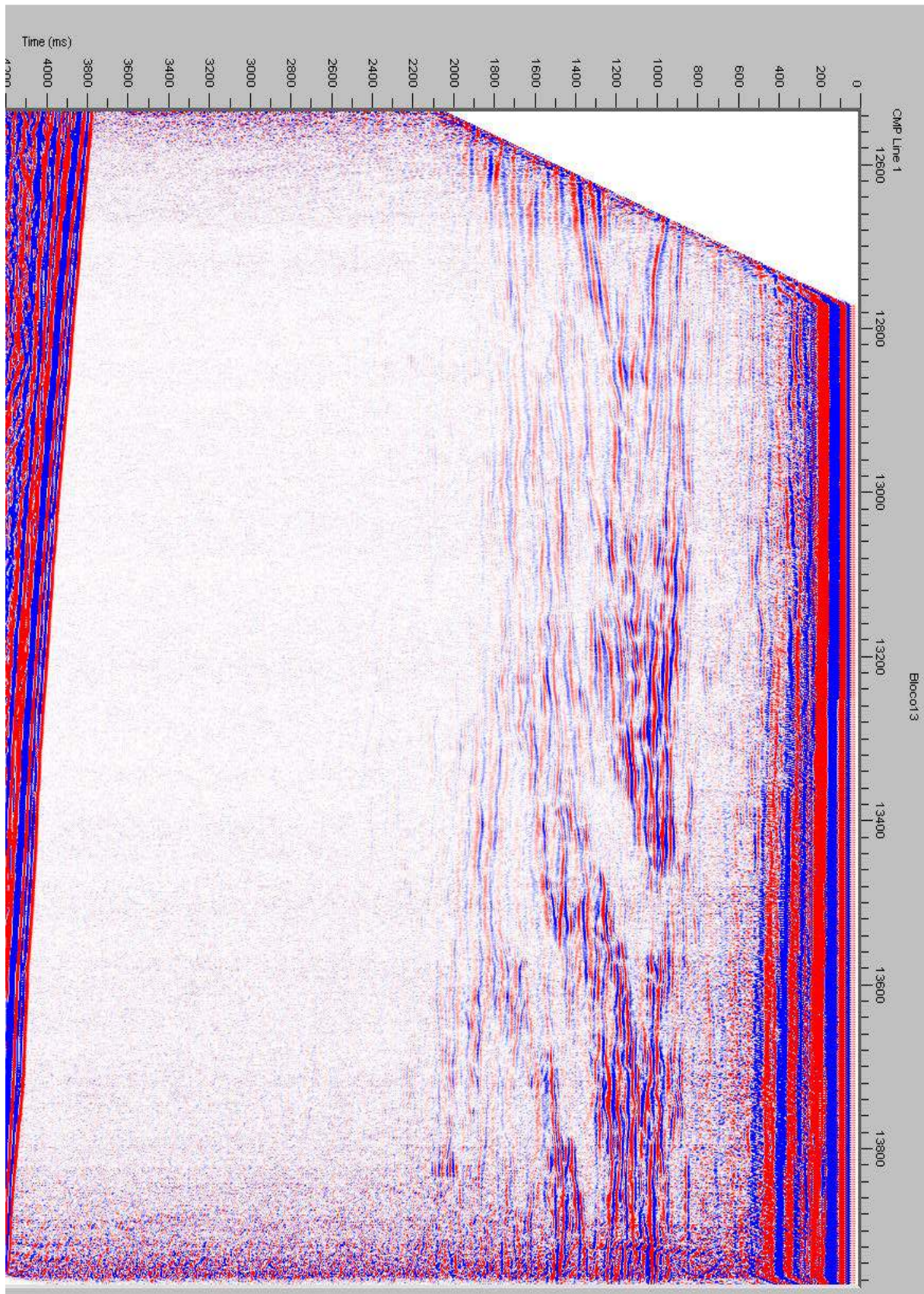
Bloco 11



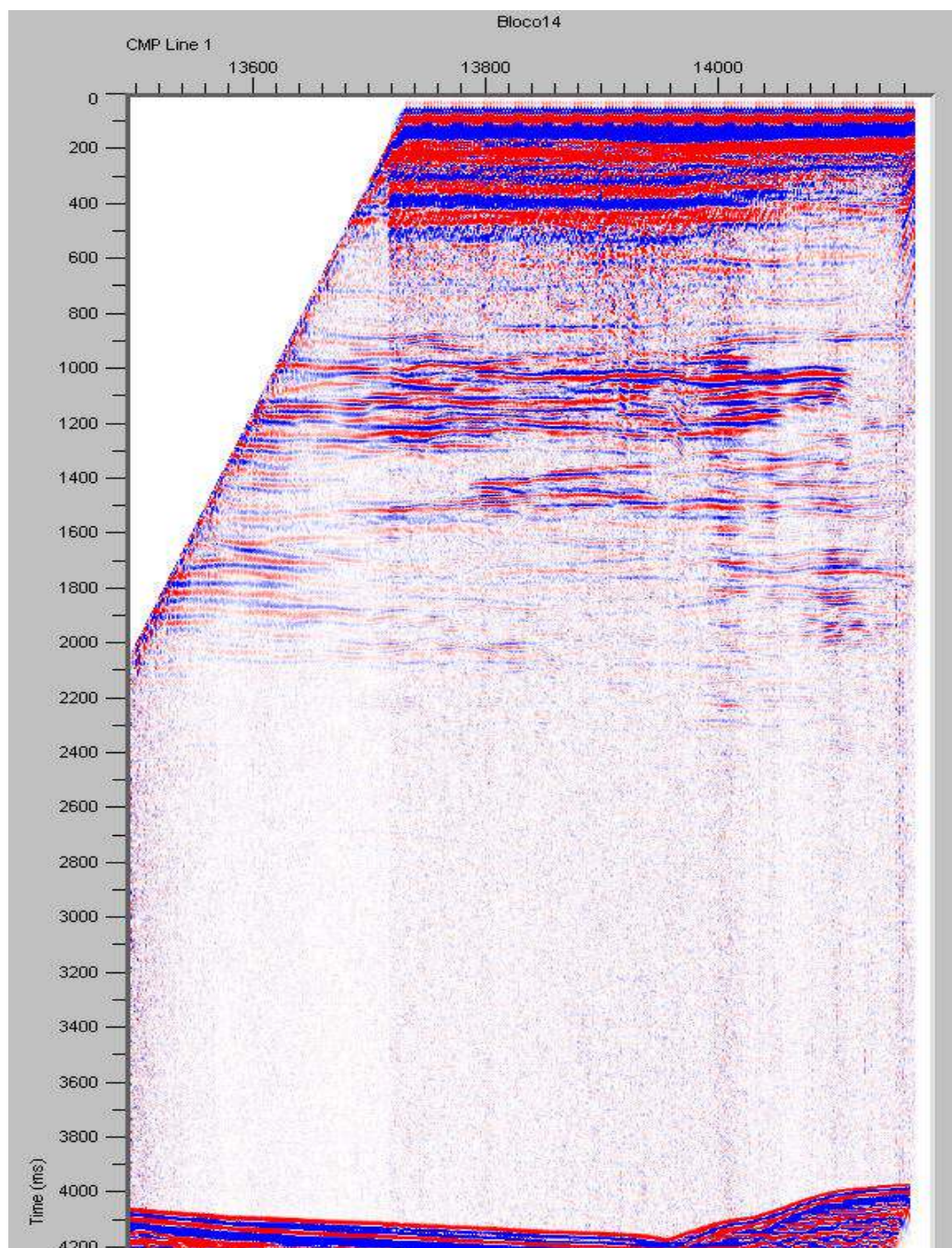
Bloco 12



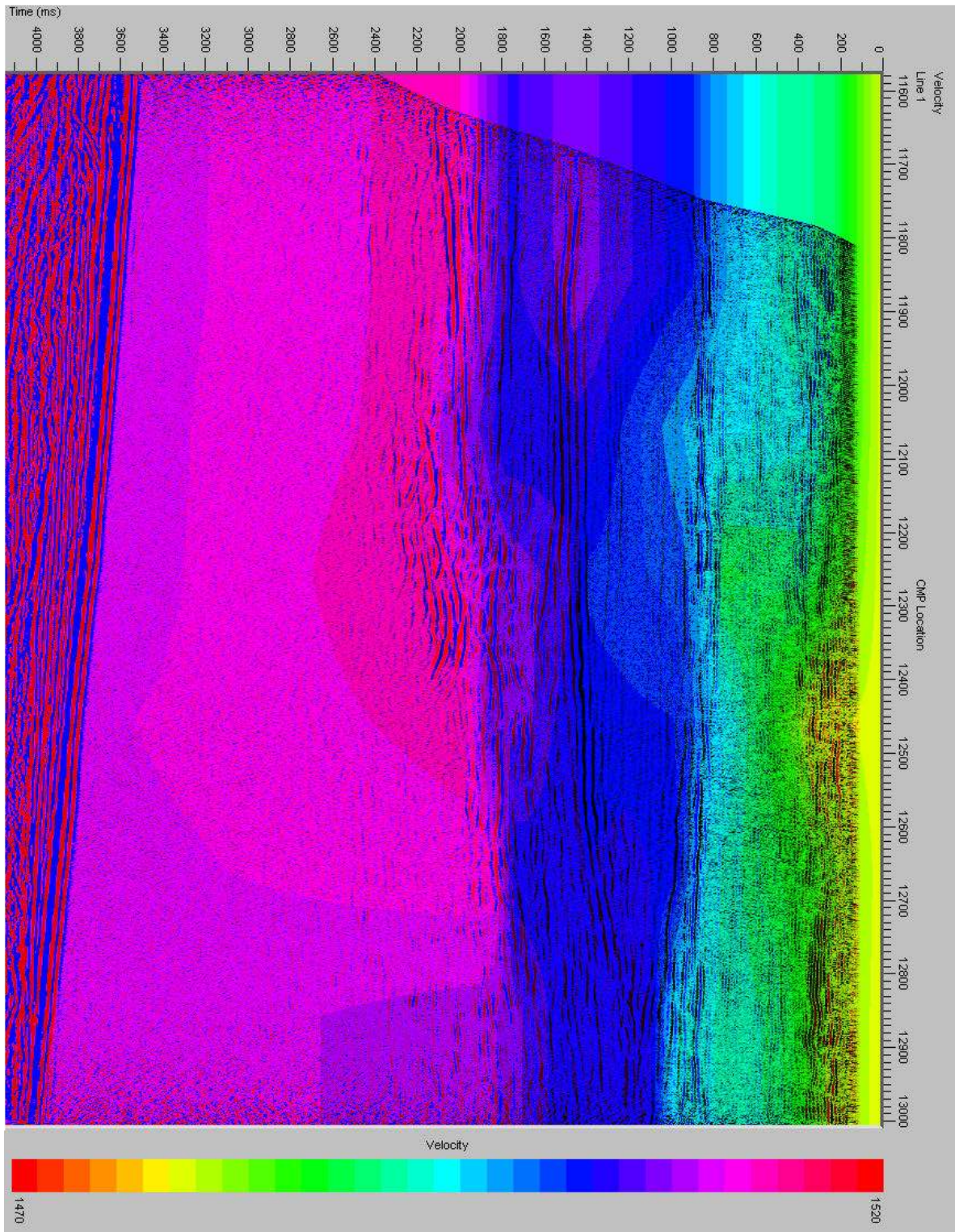
Bloco 13



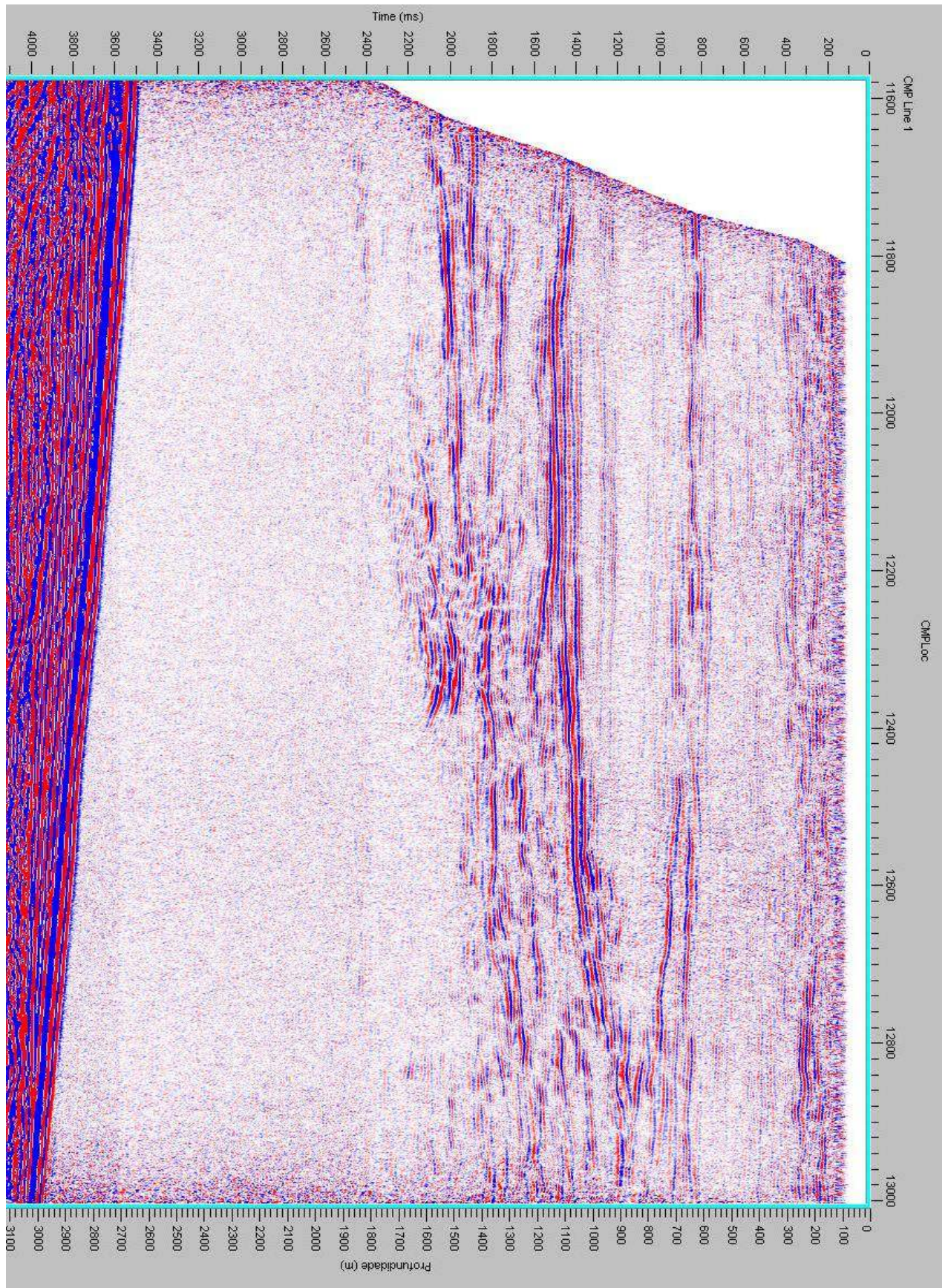
Bloco 14



Campo de Velocidades – Bloco 12



Secção *Stack* Profundidade (m) – Tempo (ms)



Transformada de Fourier

A transformada de Fourier é uma operação matemática que permite que uma qualquer transformada no domínio do tempo seja transformada numa função no domínio da frequência.

Ocorre em três formas: Funções contínuas periódicas, que se repetem com um período T ; Funções contínuas não periódicas, que não se repetem; Funções discretas periódicas ou não periódicas.

Supondo que $x(t)$ é uma função e que $k = 2\pi f$ é a frequência angular (Hatton, et al, 1985) temos que para o caso de uma função periódica, de período T e tempo t :

$$x(t) = a_0 + 2 \sum_{k=1}^{\infty} \left(a_k \cos\left(\frac{2\pi kt}{T}\right) + b_k \sin\left(\frac{2\pi kt}{T}\right) \right) \quad (8.1)$$

Onde

$$a_k = \frac{1}{T} \int_0^T x(t) \cos\left(\frac{2\pi kt}{T}\right) dt \quad k \geq 0 \quad (8.2)$$

$$b_k = \frac{1}{T} \int_0^T x(t) \sin\left(\frac{2\pi kt}{T}\right) dt \quad k \geq 1 \quad (8.3)$$

Neste caso a_k e b_k são a transformada de Fourier e $x(t)$ a transformada de Fourier inversa pois transforma estes coeficientes na função original.

Estendendo o caso anterior para as funções contínuas não periódicas temos:

$$x(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} X(k) \exp(i2\pi kt) dk \quad (8.4)$$

Onde

$$X(k) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \exp(-i2\pi kt) dt \quad (8.5)$$

Como anteriormente, $x(t)$ é a transformada de Fourier inversa e $X(k)$ a transformada de Fourier.

Para as funções discretas, periódicas ou não periódicas define-se:

$$X_k = a_k - ib_k \quad (8.6)$$

Substituindo a_k e b_k , ficamos com:

$$X_k = \frac{1}{T} \int_0^T x(t) \exp\left(-i\left(\frac{2\pi kt}{T}\right)\right) dt \quad (8.7)$$

Se considerarmos o que acontece à série $x(t)$ apenas é conhecida para um conjunto de valores discretos de t , equidistantes, tomando a forma $(x_0, x_1, x_2, \dots, x_{n-1})$. Neste caso, os valores de t

para os quais a função será amostrada são: $t = rd$ onde d é o intervalo de amostragem e r é um número inteiro entre 0 e $N-1$. Daqui $d=T/N$ e a equação tal transforma-se em:

$$X_k = \frac{1}{N} \sum_{r=0}^{N-1} x_r \exp\left(-i\left(\frac{2\pi kr}{N}\right)\right) \quad (8.7)$$

Esta relação designa-se por transformada de Fourier discreta (DFT). A sua inversa é:

$$x_r = \sum_{k=0}^{N-1} X_k \exp\left(i\left(\frac{2\pi kr}{N}\right)\right) \quad (8.8)$$

A transformada de Fourier discreta é uma aproximação que se esperará melhor quanto maior for N em relação a d .

Estas últimas equações são as utilizadas na sismologia, daí que são as funções discretas que interessam para este trabalho já que o sinal é adquirido de forma discreta, com um determinado intervalo de amostragem.

A transformada e a transformada inversa de Fourier permitem uma transformação no domínio do tempo para o domínio das frequências e vice-versa. Sendo assim possível efectuar o processamento em ambos os domínios, tirando vantagem do facto de certos passos poderem ser executados de forma mais económica num ou noutro domínio.

Filtros

O processo de filtrar pode ser definido como o acto de modificar uma série temporal aplicando uma outra série temporal característica. A aplicação faz-se por meio de uma convolução das séries temporais no domínio do tempo ou por multiplicação do espectro de amplitudes no domínio da frequência.

A filtragem vai-se basear nas propriedades da série de Fourier, sendo que a convolução no domínio do tempo equivale a uma multiplicação no domínio das frequências e uma multiplicação no domínio do tempo equivale a uma convolução no domínio das frequências.

Considerando este processo no domínio das frequências, existem diferentes tipos de filtros como os passa-alto, passa-banda, e passa-baixo.

Os filtros passa-alto removem as baixas frequências do espectro, enquanto os passa-baixo removem as frequências altas. O filtro passa-banda pode ser encarado como o produto de um filtro passa-alto com um filtro passa-baixo, deixando passar as frequências dentro de um determinado intervalo.

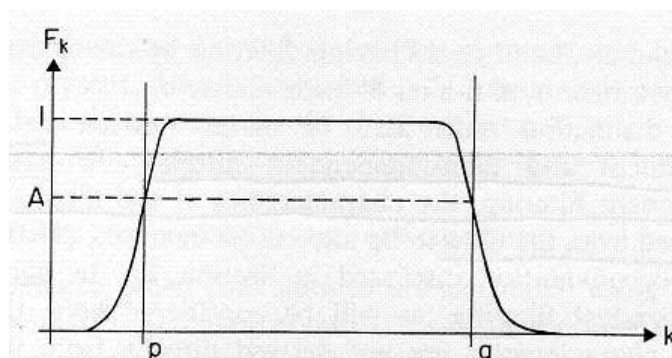
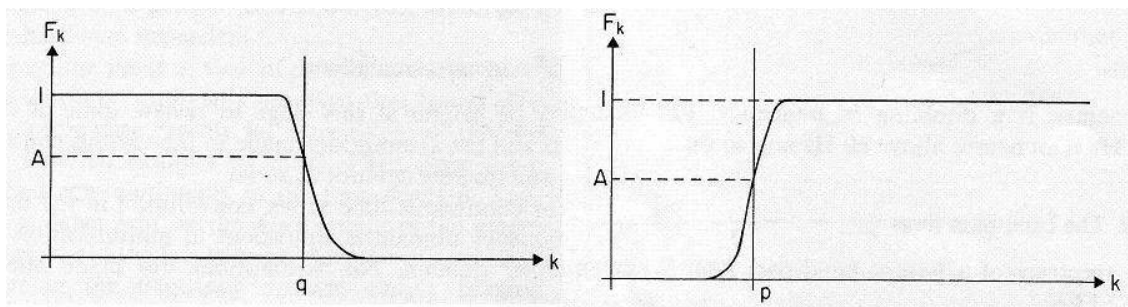


Fig 8.1 – Filtros passa-baixo, passa-alto e (em baixo) passa-banda. Os valores de p e q designam as frequências de corte.

Os filtros passa-banda pretendem eliminar as frequências com um mínimo de modificação do espectro com um formato designado de *boxcar* como na figura 8.2. No entanto, verifica-se um efeito designado por *ringing*. Este efeito é visível na resposta do filtro no domínio do tempo e caracteriza-se por oscilações que se afastam do pico central.

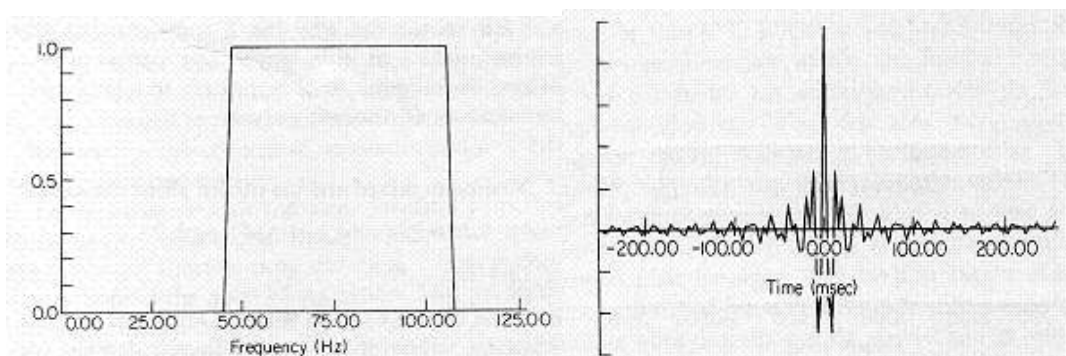


Fig 8.2 – Filtro *boxcar* (à esquerda) e a sua resposta no tempo (à direita).

Este efeito ocorre quando o declive do filtro é demasiado inclinado. De modo a reduzir o efeito do *ringing* deve-se utilizar um filtro em forma de trapézio, evitando assim inclinações bruscas do declive do filtro. Na figura em baixo está a comparação entre um filtro com formato *boxcar* e um filtro com formato trapézio e a sua resposta no tempo.

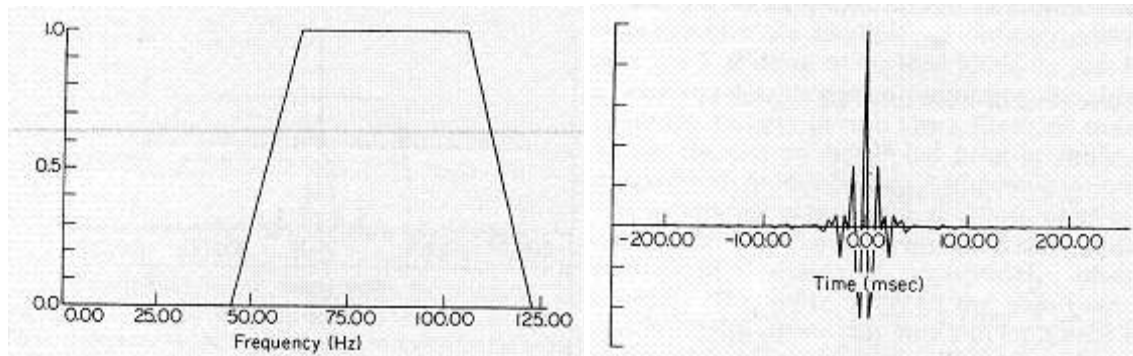


Fig 8.3 – Filtro passa-banda típico e a sua resposta no tempo, à direita.

A ocorrência deste *ringing* deve-se ao efeito de Gibbs, pois o filtro *boxcar* tem um número infinito de coeficientes da série de Fourier que são truncados quando implementados. Este efeito também é visível na aplicação de um mute. Para evitar isso é aplicado o *taper* que diminuem gradualmente as amplitudes do sinal evitando cortes bruscos.

Correlação cruzada e auto-correlação

A correlação cruzada é uma operação no domínio do tempo que nos dá uma estimativa quantitativa do grau de similaridade entre duas séries temporais em função de um *time-shift* (intervalo temporal relativo) entre elas.

Supondo duas séries temporais discretas x_t e y_t , com N amostras cada a correlação cruzada entre elas define-se por:

$$g_k(x, y) = \frac{1}{N} \sum_{t=0}^{N-k-1} \overline{x_t} y_{t+k} \quad (8.9)$$

Onde k varia de 0 a $N - 1$ e $\overline{x_t}$ representa o complexo conjugado de x .

A auto-correlação é um caso especial da correlação cruzada e dá-nos o grau de similaridade entre uma série temporal e de uma cópia de si mesma em função de um *time-shift*. A sua definição é:

$$r_k(x, y) = \frac{1}{N} \sum_{t=0}^{N-k-1} \overline{x_t} x_{t+k} \quad (8.10)$$

Na prática a auto-correlação é normalizada de tal forma que o valor de *time-shift* zero (o máximo possível) seja 1. Se uma série é periódica, a auto-correlação irá ter o mesmo período e este período é mais fácil de ver na auto-correlação do que na série temporal de origem se esta estiver contaminada com ruído (Hatton et. al., 1985).