

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA

ELOÍSE HELENA POLICARPO NEVES

**PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS MONOCANAL NO
ANTICLINAL JOETSU, BACIA DE JOETSU
- MAR DO JAPÃO**

NITERÓI - RJ, BRASIL
2017

ELOÍSE HELENA POLICARPO NEVES

**PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS MONOCANAL
NO ANTICLINAL JOETSU, BACIA DE JOETSU - MAR DO JAPÃO**

Projeto Final de Geofísica II apresentado ao curso de Bacharel em Geofísica, como requisito parcial para a conclusão de curso.
Área de concentração: Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire
Coorientador: Prof. Dr. Luiz Alberto Santos

NITERÓI – RJ, BRASIL
2017

ELOÍSE HELENA POLICARPO NEVES

**PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS MONOCANAL
NO ANTICLINAL JOETSU, BACIA DE JOETSU – MAR DO JAPÃO**

Projeto Final de Geofísica II apresentado ao curso de Bacharel em Geofísica, como requisito parcial para a conclusão de curso.
Área de concentração: Geociências.

Aprovada em 05 de dezembro de 2017.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Antonio Fernando Menezes Freire (Orientador) - UFF

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva - UFF

Prof. Dr. Luiz Alberto Santos (Coorientador) - UFF

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos - UFF

NITERÓI – RJ, BRASIL
2017

AGRADECIMENTOS

Assim como um fluxo de processamento sísmico, a vida é feita de escolhas e etapas a serem seguidas, não é algo padronizado que vem com um algoritmo fixo e pronto. Dependendo dos parâmetros de cada pessoa, como privilégios de ter tido uma boa educação e boa situação financeira ou não, e das oportunidades da vida, as etapas são diferentes, algumas mais árduas, outras não. Aprendemos com os erros de cada tentativa que traçamos e tentamos melhorar ao analisar os dados obtidos e ao colocar os nossos conhecimentos adquiridos ao longo dos anos em prática. Essa evolução não é fácil, mas com certeza teria sido mais difícil se eu não tivesse contado com a ajuda dos meus familiares, professores e amigos.

Gostaria de agradecer a Deus pela abençoada família e vida que Ele me deu. Dessa forma, gostaria de agradecer aos “professores” mais presentes na minha vida, meus pais, que desde a minha infância sempre me estimularam a ler e estudar, dando todo o apoio necessário, tanto financeiro quanto educacional, além de todo amor e carinho. Aos meus irmãos, meus monitores particulares desde a época do colégio. Aos meus quatro avós, Concebida, Geraldo, Jacy e Marly, que estão me acompanhando nessa jornada até hoje, sempre atenciosos. Também gostaria de agradecer a minha tia astrônoma, Maria Elizabeth Zucolotto, que me serviu de inspiração ao seguir essa área da ciência, com sua incansável busca por meteoritos. Tia Denise também me ajudou bastante com seus conselhos de carreira neste último ano de graduação, também gostaria de agradecê-la pela ajuda emocional e profissional.

Gostaria de agradecer aos meus orientadores, Antonio Fernando Menezes Freire e Luiz Alberto Santos, pelos conselhos, ajuda, paciência e estímulo que me deram para buscar novos conhecimentos e aprimorar os resultados, bem como pela sugestão na escolha desse tema que me despertou um grande interesse. Ao professor Rogério Santos pelas aulas de Aquisição Sísmica que serviram como parte da base desse tema. Ao Prof. Marco Cetale, pelas aulas de Processamento Digital de Sinais, Aquisição Sísmica Multicanal e Processamento Sísmico que serviram de auxílio para a elaboração deste projeto. Aos demais professores, Adalberto, Alberto, Alex, Arthur, Cleverson, Eliane, Ferrari, Gilmar, Guilherme, Isa, José, Paulo, Rosemary, Susanna

e Wagner por todos conhecimentos geológicos e geofísicos passados.

Agradeço ao professor Ryo Matsumoto, da Meiji University, além da *Japan Agency of Marine and Earth Science Technology* (JAMSTEC) pela liberação dos dados sísmicos monocanal do Mar do Japão, utilizados neste estudo.

Neste período de cinco anos cursando a graduação de Geofísica, acho meio injusto citar só alguns nomes de amigos e pessoas que me ajudaram ao longo dessa jornada. Uma vez que, ainda bem, fiz muitas amizades no Campus da UFF Praia Vermelha, seja na Geofísica, como em outros cursos, como Computação e Engenharia Agrícola. Portanto, vou ressaltar apenas alguns nomes. Da minha turma, sou muito grata às minhas companheiras de curso, Camila Lima, Carol Ferreira, Clara Porto, Danielle Lopes, Esthephany Oliveira, Fernanda Fiuza, Laisa Aguiar, Maíra Cordeiro, Monique Chaves e Thays Monteiro, por todas as experiências vividas em união. Da 2013, Ian Muzy e Matheus Klatt por toda ajuda dada e conhecimentos compartilhados nas disciplinas que fiz com esses, verdadeiros exemplos de pessoas solidárias com todos os componentes da turma. As minhas companheiras de reuniões de projeto, Deborah Vidal e Ana Carolina Dominguez. Da turma 2014, queria agradecer aos meus companheiros de jornada de tratamentos de dados geofísicos a processamento sísmico, Bruna Carbonesi, Leandro Batista, Raquel Macedo e Sophia Laranja. Assim como, Alberto T., Bartalo, Caetano A., Fábio Ponte, Gabriel M., Gabriel R., Ilson, Ingra, Israeli, Paulo B., Pedro C., Jú Araujo, Kenji M., Lara G., Luana C., Mari Lopes, Raisia A., Rodrigo Arantes, Thais Candido, Thiago M. e Yago por todo apoio e momentos compartilhados juntos em eventos acadêmicos e festas. Tone Rodrigues pela criação dos eventos “churrastone” e “churrascool da Geofísica”, fundamentais para a inclusão social de todo o curso. Ao pessoal da limpeza por sempre manter o prédio limpo e as secretárias Ana Paula e Sueli por toda ajuda na inscrição de disciplinas e documentação.

É necessário fazer outras perguntas, ir atrás das indagações que produzem o novo saber, observar outros olhares através da história pessoal e coletiva, evitando a empáfia daqueles e daquelas que supõem já estar de posse de conhecimento e da certeza.

Mario Sergio Cortella

RESUMO

Os hidratos de gás são recursos petrolíferos não-convencionais que vêm se tornando cada vez mais importantes, devido ao seu grande potencial energético, à abundância desses em relação às fontes convencionais e por serem uma fonte de energia mais limpa que o óleo convencional. Esse estudo tem o objetivo de identificar as camadas de hidratos de gás presentes na Bacia de Joetsu, Mar do Japão, em uma área conhecida como *Joetsu Knoll*. Este estudo foi realizado através de um levantamento sísmico monocanal adquirido em 2007 e 2008 pelo *R/V Natsushima*, navio de pesquisas da Agência Japonesa de Ciências Marinhas e da Terra (JAMSTEC). Para atingir o objetivo, técnicas de processamento sísmico foram empregadas em uma linha sísmica a fim de determinar o campo de velocidades desta região com ocorrência de hidratos e correlacionar com uma interpretação geológica preliminar. O processamento dos dados sísmicos foi realizado através de rotinas desenvolvidas com os orientadores durante este estudo no *Seismic Unix* - um pacote de processamento livre disponibilizado pela *Colorado School of Mines*.

Palavras-chave: Processamento Sísmico. Velocidades sísmicas. Hidratos de Gás. Mar do Japão. Aquisição Sísmica Monocanal.

ABSTRACT

Gas hydrates are unconventional resources that are becoming increasingly important due to their great energy potential, the abundance of these in relation to conventional sources and because they are a cleaner source of energy than conventional oil. This study aims to identify the gas hydrate layers present in Joetsu Basin, in the Japan Sea, using a single-channel seismic survey, acquired in 2007 and 2008 by the R/V Natsushima of the Japanese Marine Earth Sciences Agency (JAMSTEC). To achieve this objective, adequate processing techniques will be employed in a seismic line to estimate interval velocities in these gas hydrate occurrence area and correlate with a previous geologic interpretation. The seismic data processing was performed through routines developed with the advisors during this study in Seismic Unix - a free processing package provided by the Colorado School of Mines.

Keywords: Seismic Processing. Seismic velocities. Gas Hydrates. Sea of Japan. Single Channel Seismic.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Nódulos de hidratos. (A) Blocos de hidratos de gás recuperados de sedimentos rasos de Umitaka Spur, Joetsu. (B) Fragmentos de hidratos recuperados por testemunhadores a pistão no Mar do Japão	13
Figura 2: Os três tipos de estruturas químicas dos hidratos de gás.....	14
Figura 3: Ilustrações esquemáticas das zonas de estabilidade de hidratos de gás nos meios marinho e terrestre (<i>permafrost</i>)	16
Figura 4: Fontes de gás	17
Figura 5: Sismograma sintético simples que reproduz as principais características dos BSRs. A reflexão do fundo do mar deve-se principalmente ao contraste de densidade.....	18
Figura 6: (a) Mapa da área de estudo (b) Mapa em relevo do fundo do mar da bacia de Joetsu, mostrando os dois anticlinais Joetsu Knoll e Umitaka Spur, onde há a ocorrência de hidratos de gás	20
Figura 7: Evolução tectônica do Mar do Japão	21
Figura 8: Fotografia do afloramento de hidratos de gás em um monte submarino (mound) na parte central do Esporão Umitaka. A foto foi retirada pelo ROV Hyper Dolphin da JAMSTEC	24
Figura 9: Sistema Petrolífero de Umitaka Spur baseado nos dois poços METI Deep e METI Shallow perfurados em 2004	26
Figura 10: Trajetórias dos raios direto, refletido e refratado a partir de uma fonte próxima à superfície até um detector na superfície, no caso de um modelo simples de duas camadas	28
Figura 11: Exemplos de aquisições sísmicas multicanal (A) Aquisição sísmica terrestre (B) Aquisição sísmica marinha.....	29
Figura 12: (A) Seção através de uma camada horizontal única mostrando a geometria das trajetórias dos raios refletidos (B) curva tempo-distância para raios refletidos a partir de um refletor horizontal	31
Figura 13: Esquema de uma aquisição de sísmica de reflexão monocanal.....	33
Figura 14: Diagrama de espaçamento (offset) da aquisição sísmica monocanal utilizada por R/V Natsushima da JAMSTEC.....	34
Figura 15: Fluxograma de processamento realizado pela JAMSTEC	36
Figura 16: Fluxo de processamento realizado neste trabalho no Seismic Unix.	37
Figura 17: Mapa do levantamento sísmico realizado sobre o anticlinal Joetsu Knoll pelo R/V Natsushima da Agência Japonesa de Ciências Marinhas e da Terra (JAMSTEC)	38
Figura 18: Seção sísmica dos dados brutos da linha sísmica JK-106.....	39
Figura 19: Seção sísmica JK-106. Na esquerda, a seção sísmica sem a filtragem. Na direita, a seção sísmica com o filtro passa-faixa de 15-20-350-400 Hz.	40
Figura 20: Seção sísmica com a filtragem de 10-20-40-70 Hz.....	41
Figura 21: O princípio da filtragem de Wiener.	42
Figura 22: Espectro de velocidades utilizado para determinar a velocidade de empilhamento como função do tempo de reflexão.....	43
Figura 23: Principais difrações encontradas na seção sísmica não-migrada da linha sísmica JK-106.....	46

Figura 24: Seção sísmica JK-106 reamostrada com uma correção NMO de velocidade de 1500 m/s.	46
Figura 25: Comparação com zoom na região 1 das seções sísmicas JK-106. (A) Seção reamostrada não-migrada. (B) Seção migrada com uma velocidade NMO de 1500 m/s.....	47
Figura 26: Comparação com zoom na região 3 das seções sísmicas JK-106. (A) Seção reamostrada não-migrada. (B) Seção migrada com uma velocidade NMO de 1540 m/s.....	48
Figura 27: Seção sísmica da linha JK-106 com os 8 horizontes, pseudo-poço e as velocidades NMO escolhidas após a Correção NMO.	49
Figura 28: Extrapolação das velocidades RMS seguindo a geologia na seção sísmica da linha JK-106.	50
Figura 29: Ilustração gráfica das velocidades NMO e das velocidades intervalares em função do tempo.....	51
Figura 30: Horizontes interpolados em funções das suas velocidades intervalares..	52
Figura 31: Imagem gerada ao transformar a velocidade intervalar na velocidade RMS final.....	53
Figura 32: Seção sísmica final da linha JK-106 após a migração de Kirchhoff zero offset.	54
Figura 33: Mapa do levantamento sísmico realizado sobre os anticlinais Joetsu Knoll e Umitaka Spur pelo R/V Natsushima da Agência Japonesa de Ciências Marinhas e da Terra (JAMSTEC) em 2007. As linhas sísmicas US-29 e JK-108 estão destacadas, respectivamente, em azul e vermelho.....	55
Figura 34: Seção Sísmica US-29, parte norte do anticlinal Umitaka Spur com o poço METI Shallow plotado	56
Figura 35: Interpretação geológica da linha sísmica JK-108.....	57
Figura 36: Interpretação geológica da seção sísmica migrada final da linha sísmica JK-106.....	58
Figura 37: Interpretação final do modelo intervalar sobreposta a seção sísmica interpretada da linha sísmica JK-106.	60
Figura 38: Comparação entre a seção sísmica bruta (A) e a seção sísmica migrada final da linha sísmica JK-106 (B).....	61

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	Hidrato de gás	13
1.1.1	Zona de estabilidade dos hidratos de gás	15
1.1.2	Origem dos hidratos de gás	16
1.2	Refletor de simulação de fundo marinho (BSR)	18
2	ÁREA DE ESTUDO	19
2.1	Localização	19
2.2	Geologia regional e os hidratos de metano na Bacia de Joetsu	20
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	27
3.1	O método sísmico de reflexão	27
3.1.1	Aquisição sísmica 2D e 3D.....	32
3.1.2	Dados sísmicos monocanal.....	32
3.2	Processamento dos dados sísmicos	34
4	METODOLOGIA	35
4.1	Processamento dos dados monocanal	35
4.1.1	Visualização dos dados.....	37
4.1.2	Geometria e cálculo de estática	39
4.1.3	Filtragem para remoção de ruídos	39
4.1.4	Remoção de traços anômalos.....	41
4.1.5	Estimativa de <i>wavelet</i> e deconvolução.....	41
4.1.6	Estimativa de velocidade.....	42
4.1.7	Migração.....	53
4.2	Interpretação de dados sísmicos	55
4.2.1	Delimitação dos corpos de hidrato e estimativa de propriedades	55
5	DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	61
6	RECOMENDAÇÕES	63

REFERÊNCIAS.....	64
APÊNDICES	65
APÊNDICE A – TRANSFORMAÇÃO DO ARQUIVO SEG-Y EM SU	65
APÊNDICE B – REGRESSÃO LINEAR	67
APÊNDICE C – PARAMETRIZAÇÃO	67
APÊNDICE D – COMPARAÇÃO ENTRE AS COORDENADAS COM A POSIÇÃO DA FONTE	68
APÊNDICE E – REGULARIZAÇÃO DA FONTE E DOS RECEPTORES	68
APÊNDICE F – CORREÇÃO ESTÁTICA DA FONTE E DO RECEPTOR	69
APÊNDICE G – CORREÇÃO ESTÁTICA E FILTRAGEM DOS DADOS SÍSMICOS	69
APÊNDICE H – ANÁLISE DAS ENERGIAS DOS TRAÇOS.....	71
APÊNDICE I – ELIMINAÇÃO DOS TRAÇOS RUIDOSOS	72
APÊNDICE J – DECONVOLUÇÃO	72
APÊNDICE K – ANÁLISE DE VELOCIDADE NMO	73
APÊNDICE L – INTERPOLAÇÃO DOS HORIZONTES.....	76
APÊNDICE M – CONVERSÃO DE VELOCIDADE RMS PARA INTERVALAR	78
APÊNDICE N – EXTRAPOLAÇÃO DO PSEUDO-POÇO	79
APÊNDICE O – CONVERSÃO DE VELOCIDADE INTERVALAR PARA RMS.....	80
APÊNDICE P – MIGRAÇÃO FINAL	81

1 INTRODUÇÃO

O anticlinal Joetsu (*Joetsu Knoll*) é uma área de estudo conhecida pela presença de hidratos de gás na Bacia de Joetsu, na margem leste do Mar do Japão. De acordo com Freire (2010, p. 17), esta área tem sido estudada desde 2004 pelo Grupo de Pesquisa de Hidratos de Gás do Departamento de Ciência Planetária e da Terra da Universidade de Tóquio e instituições associadas (e.g., MATSUMOTO *et al.*, 2005, apud FREIRE, 2010). Desde então, diversos trabalhos sobre questões envolvendo hidratos de gás foram realizados, como a análise geoquímica dos sedimentos (FREIRE *et al.*, 2009), carbonatos associados a exsudações de metano (MATSUMOTO *et al.*, 2009, apud FREIRE, 2010), topografia do mar (MATSUMOTO, 2005, apud FREIRE, 2010), levantamentos acústicos e sísmicos (AOYAMA e MATSUMOTO; SAEKI *et al.*, 2009, 2009 apud FREIRE, 2010) e tomografia submarina no anticlinal Joetsu (HIROMATSU *et al.*, 2011 apud NAKAJIMA, 2013, p. 230), proporcionando, dessa forma, um razoável entendimento sobre esta ocorrência de hidratos de gás.

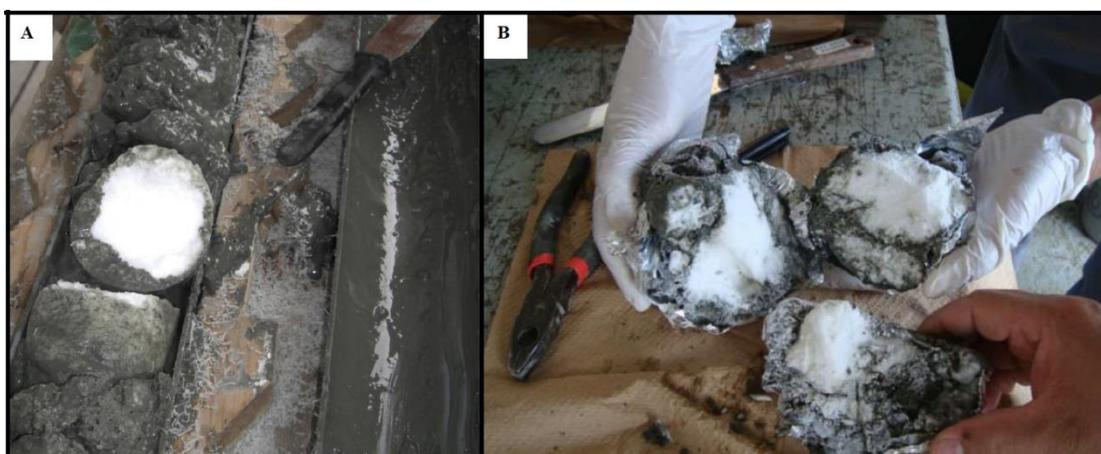
A ênfase desse estudo está no processamento sísmico da linha sísmica JK-106, realizada por uma aquisição sísmica monocanal, em 2008, adquirida através do R/V Natsushima da Agência Japonesa de Ciências Marinhas e da Terra (JAMSTEC), em *Joetsu Knoll*, Mar do Japão. Neste primeiro capítulo, será feita uma abordagem sobre os hidratos de gás e refletores de simulação de fundo do mar (*Bottom Simulating Reflectors* - BSRs). No segundo capítulo, informações sobre a localização da área de estudo e sua geologia regional serão apresentadas. A seguir, no terceiro capítulo, será feita uma breve fundamentação teórica sobre o método sísmico de reflexão e sobre o processamento dos dados sísmicos. A metodologia do processamento sísmico dos dados e interpretação da linha sísmica JK-106 serão descritos no capítulo 4. Enquanto que, as discussões e conclusões dos resultados adquiridos serão abordados no capítulo 5. Dessa forma, com as informações obtidas nos capítulos anteriores, será possível identificar as camadas de hidratos de gás presentes na linha JK-106 e estimar suas propriedades físicas, além de sua distribuição

espacial no Anticlinal de Joetsu.

1.1 HIDRATO DE GÁS

Os hidratos de gás são compostos sólidos cristalinos formados por água e um ou mais gases, com aspecto físico similar à neve compactada (Figura 1). As moléculas desses gases são aprisionadas dentro de uma estrutura cristalina, composta por moléculas de água. Por esse fato, os hidratos também são conhecidos como clatratos de gás.

Figura 1: Nódulos de hidratos. (A) Blocos de hidratos de gás recuperados de sedimentos rasos de Umitaka Spur, Joetsu. (B) Fragmentos de hidratos recuperados por testemunhadores a pistão no Mar do Japão;



Fonte: Freire, 2010.

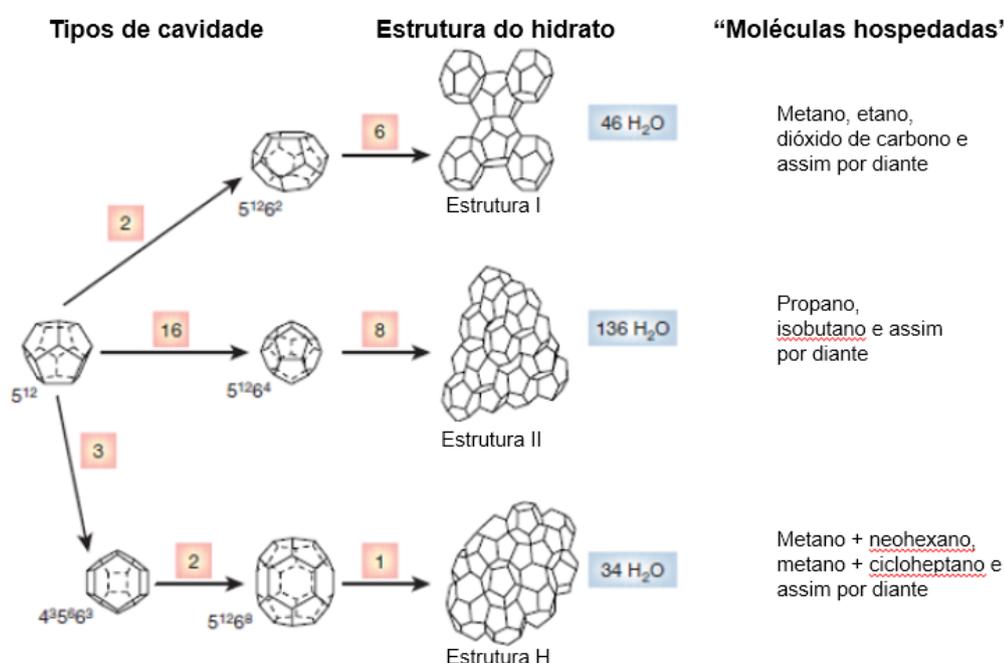
Os hidratos de gás podem ser constituídos por hidrocarbonetos, como metano (CH_4) e etano (C_2H_6), ou não-hidrocarbonetos, como gás carbônico (CO_2), sulfeto de hidrogênio (H_2S), hidrogênio (H_2) e nitrogênio (N_2), segundo Freire (2010, p. 3; 2017, slide 4). O gás metano é o gás mais tipicamente encontrado e, por esta razão, os hidratos também são chamados de hidratos de metano. Segundo Kvenvolden (1993 apud FREIRE, 2010, p. 4, tradução nossa), análises experimentais indicam que, a partir da dissociação de 1 m^3 de hidrato, à temperatura e pressão atmosféricas, são gerados 164 m^3 de metano natural.

Existem três tipos de hidrato de gás: mistos, duplos e simples. Os mistos possuem mais de um componente gasoso na mesma cavidade, enquanto os duplos, em cavidades distintas. Em contraste, os hidratos simples são formados

apenas por um único tipo de gás (FREIRE, 2017, slide 6).

Segundo Sloan (2003, apud FREIRE, 2010, p. 9, tradução nossa), dependendo do tamanho da molécula de gás presente e da quantidade de água aprisionada, as estruturas químicas dos hidratos de gás são distinguidas em três categorias: I, II e H. Os tipos I e II correspondem às estruturas químicas estáveis, enquanto o tipo H é instável. Esses tipos estáveis são geralmente encontrados em hidratos naturais simples ou duplos. Sendo que, o tipo I contém 46 moléculas de água e o tipo II possui 146 dessas moléculas (Figura 2). Em contraste, o tipo instável (H) é comum em hidratos artificiais e possui apenas 34 moléculas de água, contendo mais de um tipo de componente gasoso (duplos ou mistos).

Figura 2: Os três tipos de estruturas químicas dos hidratos de gás;



Estrutura cristalina do hidrato	I		II		H		
	Pequena	Grande	Pequena	Grande	Pequena	Média	Grande
Descrição	5 ¹²	5 ¹² 6 ²	5 ¹²	5 ¹² 6 ⁴	5 ¹²	4 ³ 5 ⁶ 3	5 ¹² 6 ⁸
Número de cavidades por unidade de célula	2	6	16	8	3	2	1
Raio médio da cavidade (Å)	3.95	4.33	3.91	4.73	3.91 [†]	4.06 [†]	5.71 [†]
Número de coordenação*	20	24	20	28	20	20	36
Número de águas por unidade de célula	46		136		34		

*Número de oxigênios na periferia de cada cavidade.

[†]Estimativas de cavidades de estrutura H de modelos geométricos.

Modificado de: Sloan, 2003 apud Freire, 2010, p. 9.

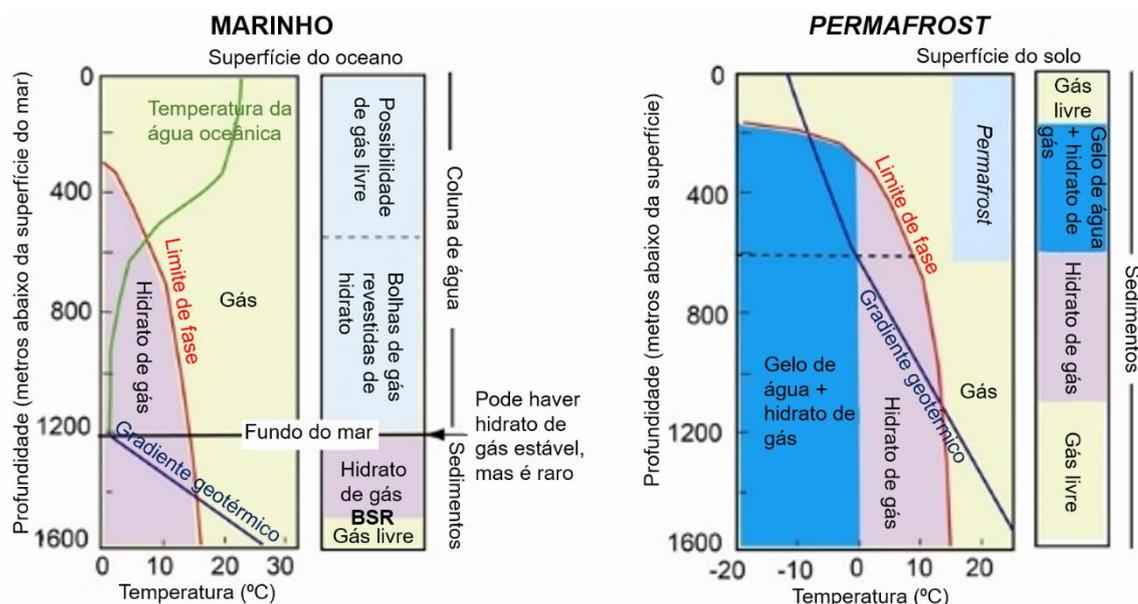
Os hidratos de metano possuem, comumente, uma estrutura do tipo I. Porém, se houver uma maior concentração de hidrocarbonetos, como no caso dos gases termogênicos, estruturas tipo II e H podem ser formadas (RIEDEL, WILLOUGHBY e CHOPRA, 2010, p. 1). Segundo Riedel, Willoughby e Chopra (2010, p. 1), até 2010, apenas dois locais confirmaram a presença natural de hidratos de gás com estrutura tipo H, associados com exsudações de gás e óleo termogênicos, como no Golfo do México (SASSEN e MCDONALD *et al.*, 1994) e no Cânion de *Barkley* no mar canadense (LU *et al.*, 2007).

1.1.1 Zona de estabilidade dos hidratos de gás

As condições necessárias para a estabilidade dos hidratos de gás são a existência de baixa temperatura e alta pressão. A temperatura máxima na qual o hidrato pode existir depende da composição do gás e da pressão. Por exemplo, em condições de pressões apropriadas, eles podem ocorrer a temperaturas bem acima do ponto de fusão da água, como aproximadamente 19°C (EDMONDS *et al.*, 1996; apud FREIRE, 2010, p. 3, tradução nossa). Além disso, existem fatores adicionais que também podem afetar a estabilidade dos hidratos de gás, como a salinidade da água e o tipo de fonte genética desses (RIEDEL, WILLOUGHBY e CHOPRA, 2010, p. 2).

A princípio, existem dois diferentes tipos de regimes geotermais onde há a presença de hidratos de gás: *permafrost* (ambiente terrestre, com solo permanentemente congelado) e ambiente marinho (Figura 3). A região onde os hidratos de gás são estáveis é definida pela interseção entre o limite de fase de estabilidade dos hidratos e o gradiente geotérmico local. (RIEDEL, WILLOUGHBY e CHOPRA 2010, p. 2).

Figura 3: Ilustrações esquemáticas das zonas de estabilidade de hidratos de gás nos meios marinho e terrestre (*permafrost*);

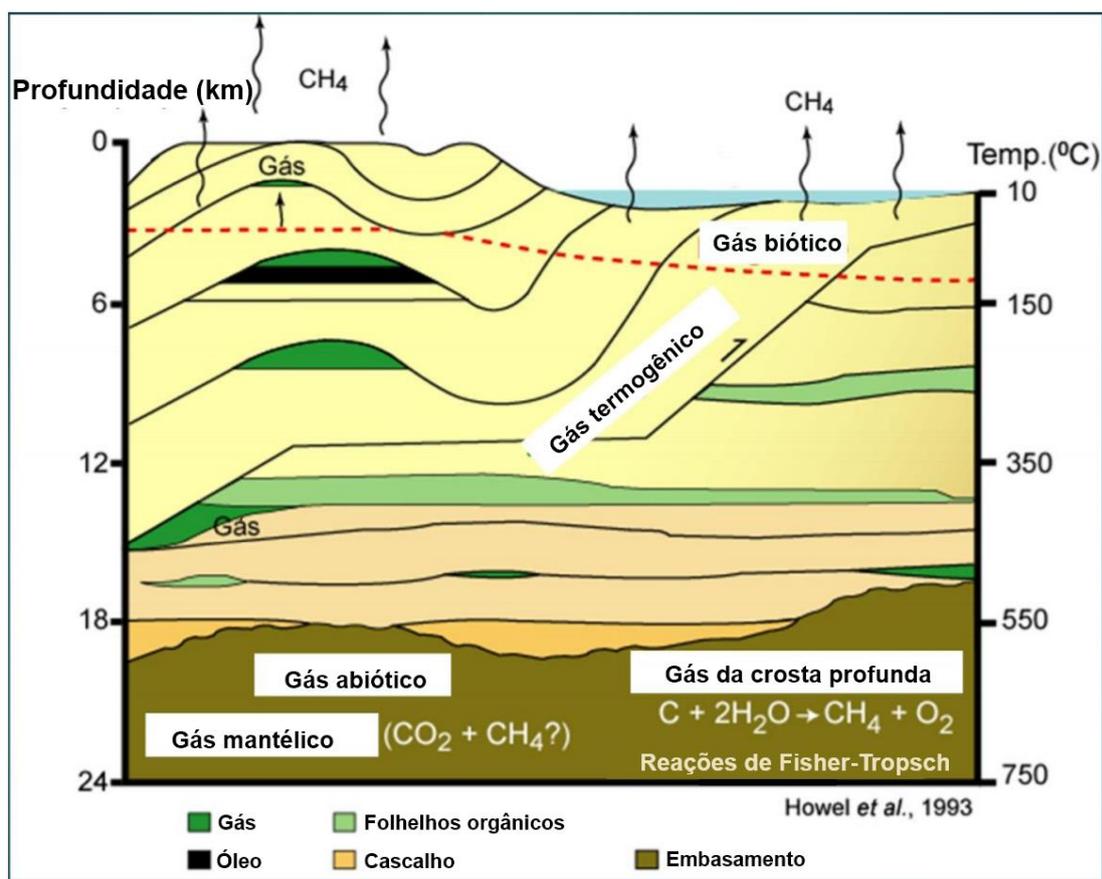


Modificado de: U.S. Geological Survey, 2014.

1.1.2 Origem dos hidratos de gás

Segundo Howel *et al.* (1993, apud FREIRE, 2017, slide 7) a fonte de gás dos hidratos pode ser biogênica, termogênica ou abiótica (Figura 4). A origem biogênica ocorre em, no máximo, algumas centenas de metros abaixo do fundo marinho, por processos biológicos a baixas temperaturas, uma vez que o gás metano (CH_4) pode ser derivado das ações de bactérias metanogênicas, que consomem gás carbônico (CO_2) e liberam CH_4 em seu metabolismo. A gênese abiótica não é de origem microbiana, mas sim, de origem mantélica, sendo gerada por reações de Fisher-Tropsch. Já, a geração termogênica ocorre pelo craqueamento térmico da matéria orgânica a grandes profundidades e a altas temperaturas, dentro da coluna sedimentar de uma bacia.

Figura 4: Fontes de gás;



Modificado de: Howel et al., 1993 apud Freire, 2017.

Os hidratos de gás são um potencial recurso energético, devido ao fato de conter uma grande quantidade de moléculas gasosas em um pequeno volume, além de ser uma forma de energia limpa. A quantidade de gás natural presente nos hidratos em *permafrosts* e plataformas continentais excede a quantidade proveniente de recursos convencionais conhecidas. Segundo Kvenvolden (1993; apud FREIRE, 2010, p. 5, tradução nossa), “o volume de carbono contido nos hidratos de metano, em todo o mundo, é estimado em duas vezes a quantidade contida em todos os combustíveis fósseis na Terra, incluindo o carvão”.

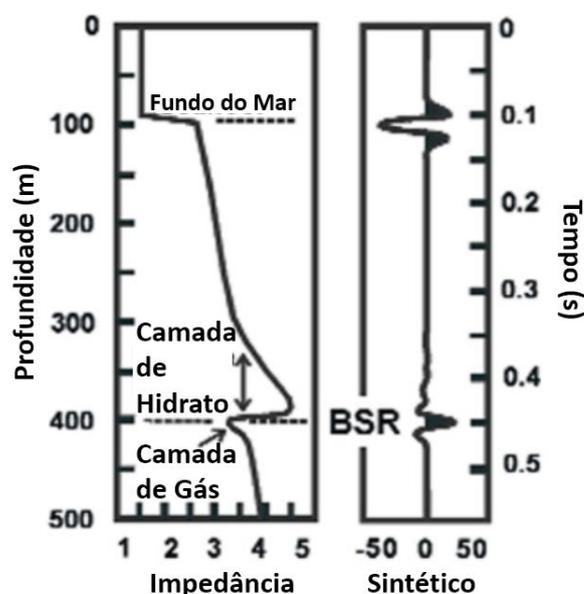
A acumulação de hidratos de gás abaixo do fundo do mar pode ocorrer por uma acumulação estratigráfica, associada a refletores de simulação de fundo (*Bottom Simulating Reflectors* - BSRs), preenchendo falhas e fraturas, ou associados a chaminés de gás e a vulcões de lama (MATSUMOTO; MILKOV E SASSEN; 2009,

2002). (NAKAJIMA *et al.*, 2013, p. 228, tradução nossa).

1.2 REFLETOR DE SIMULAÇÃO DE FUNDO MARINHO (BSR)

Roberts *et al.* (2006, p. 1) descreve: “*Bottom Simulating Reflector (BSR)* é um fenômeno de refletividade sísmica que é bastante utilizado como indicador da base da zona de estabilidade dos hidratos de gás”. Acredita-se que essa refletividade seja gerada pela diferença de impedância acústica (produto entre a velocidade da onda e densidade do meio) entre sedimentos com hidratos de gás, acima do BSR, e sedimentos com gás livre, abaixo da mesma. O refletor de simulação de fundo (BSR) é, portanto, uma feição sísmica que marca a passagem da maior impedância, originada pela presença de cristais de hidratos sólidos no espaço poroso sedimentar, para uma menor impedância, influenciada pela presença de moléculas gasosas neste mesmo espaço (HYNDMAN e DAVIS, 1992 apud FREIRE, 2010, p. 33). Isto resulta em uma polaridade inversa àquela observada no fundo do mar (Figura 5). Sua profundidade depende do gradiente geotérmico local, podendo estar presente de algumas dezenas a centenas de metros dentro da coluna sedimentar (FREIRE, 2010).

Figura 5: Sismograma sintético simples que reproduz as principais características dos BSRs. A reflexão do fundo do mar deve-se principalmente ao contraste de densidade. Enquanto que a do BSR, ao contraste de velocidade.



Modificado de: Dallimore e Hyndman, 2001.

Em ambientes marinhos, a sísmica de reflexão geralmente é utilizada para determinar a presença do BSR, em que, na maioria dos casos, consegue identificar a base da zona de estabilidade dos hidratos de gás. Porém, é quase impossível inferir, detalhadamente, as concentrações de hidratos de gás presentes no meio apenas analisando o BSR. Esta diferença de amplitude é tão maior, quanto maior forem as concentrações de gás livre abaixo da zona de estabilidade de hidratos de gás e de hidratos de gás acima desta interface.

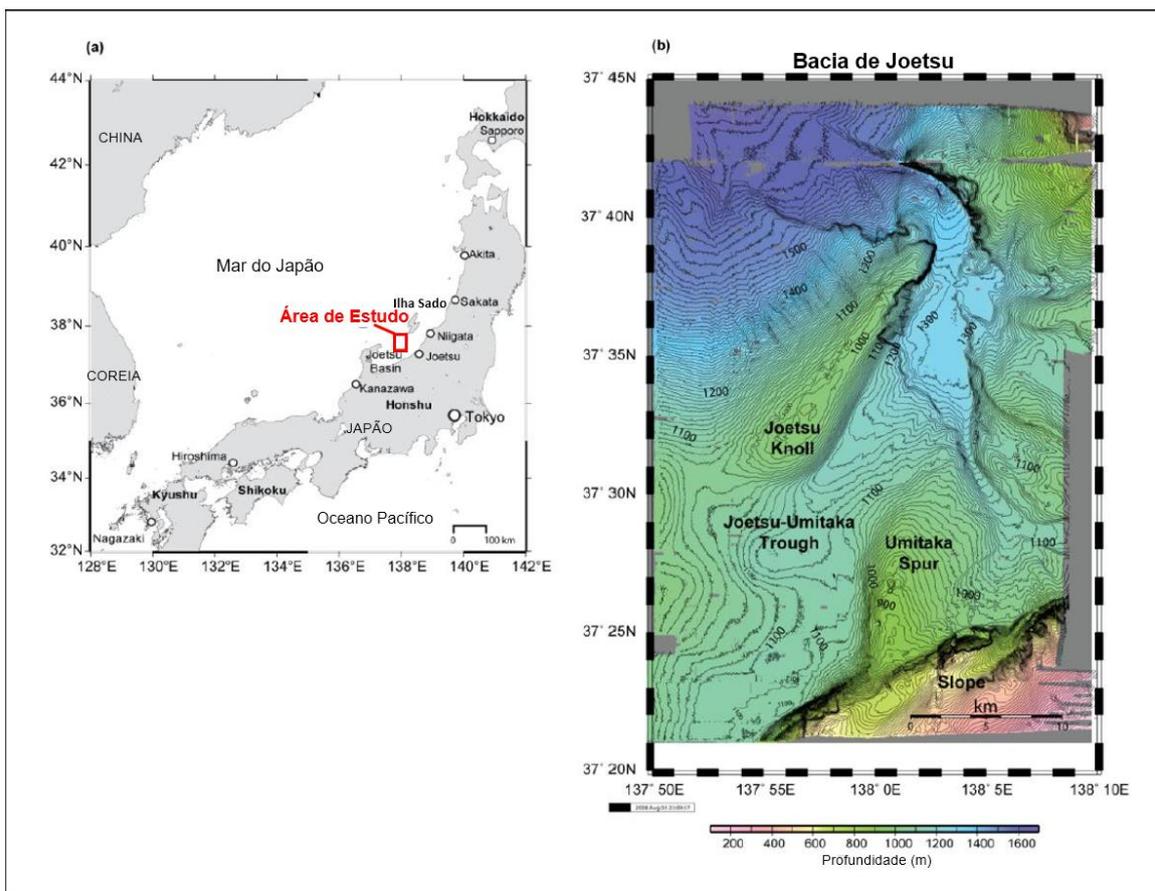
2 ÁREA DE ESTUDO

2.1 LOCALIZAÇÃO

A Bacia de Joetsu é localizada na parte sudoeste da Ilha Sado e foi formada durante o Mioceno (SUZUKI; OKUI *et al.*;1979, 2008 apud FREIRE, 2010, p. 10, tradução nossa), no Mar do Japão. Segundo Freire (2010, p. 11, tradução nossa), Umitaka Spur e Joetsu Knoll são anticlinais assimétricos com tendência regional NNE-SSW localizada aproximadamente a 30 km da costa da cidade de Joetsu, na margem leste do Mar do Japão, como ilustrado na Figura 6.

O *Umitaka Spur* possui uma área de 43 km² com uma inclinação suave no lado leste e um declive íngreme na parte oeste. A crista desse anticlinal está situada a aproximadamente 900 m abaixo do nível do mar, sendo a sua base à 1100 m de profundidade (Figura 6). O eixo do anticlinal mergulha para norte, formando um esporão com um aspecto similar ao de um nariz. (FREIRE, 2010, p. 11, tradução nossa).

Figura 6: (a) Mapa da área de estudo (b) Mapa em relevo do fundo do mar da bacia de Joetsu, mostrando os dois anticlinais Joetsu Knoll e Umitaka Spur, onde há a ocorrência de hidratos de gás;



Modificado de: Freire, 2010, p. 12.

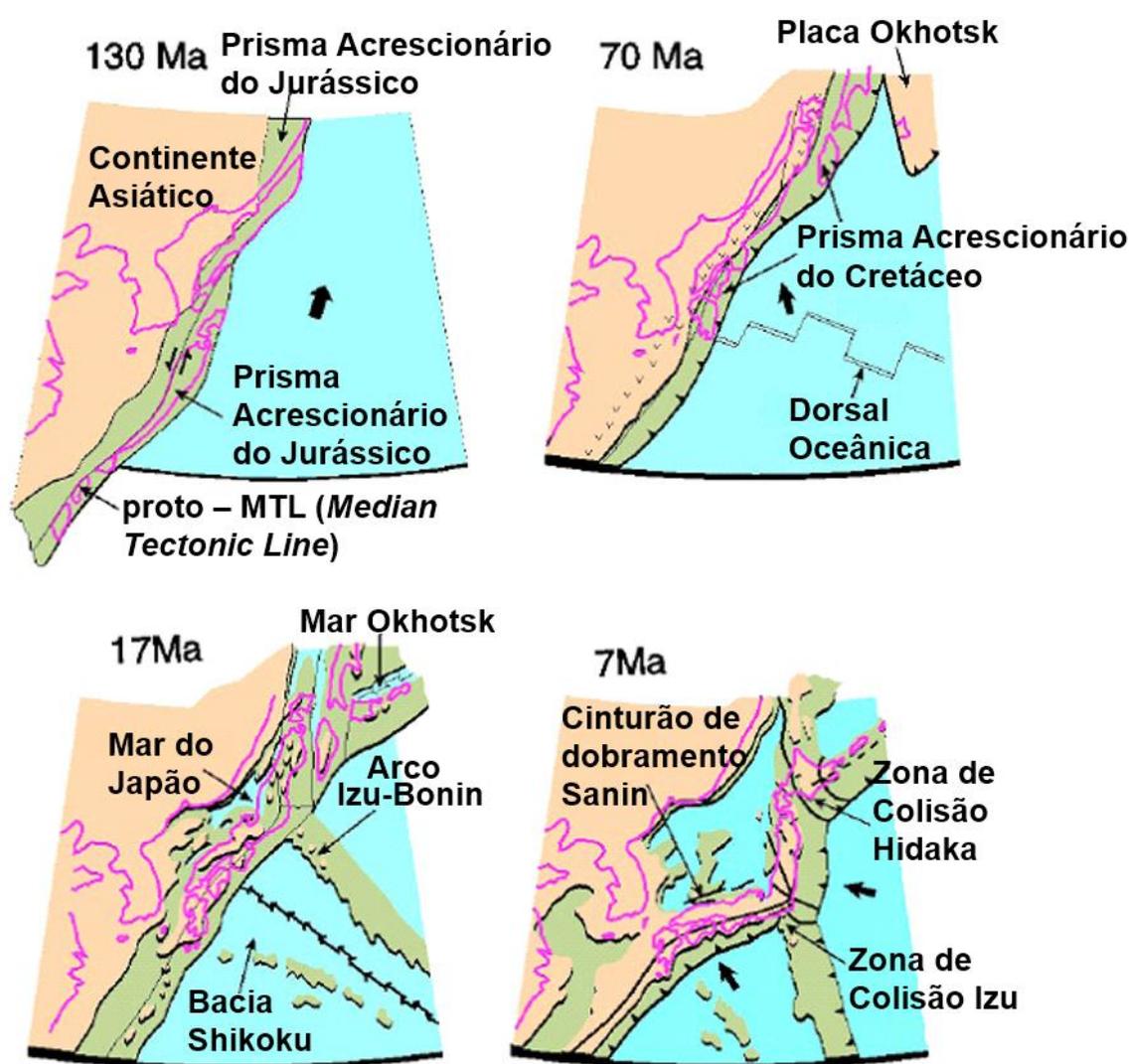
De acordo com Freire (2010, p.11, tradução nossa), apesar do anticlinal assimétrico *Joetsu Knoll* possuir uma mesma tendência regional que o *Umitaka Spur*, sua inclinação mais suave ocorre no lado ocidental e a mais íngreme está localizada no flanco oriental do anticlinal. Assim como a de *Umitaka Spur*, a crista de *Joetsu Knoll* está a uma profundidade de 900 m, com a base do esporão aproximadamente a 1100 m. Seu eixo estrutural também mergulha para o norte, engendrando uma estrutura também similar à de um nariz.

2.2 GEOLOGIA REGIONAL E OS HIDRATOS DE METANO NA BACIA DE JOETSU

O Mar do Japão é uma bacia de retro-arco (*back-arc*) formada atrás do sistema de ilhas japonês (TAMAKI E ISEZAKI, 1996 apud FREIRE, 2010, p. 10,

tradução nossa), a oeste da costa japonesa. Segundo Otofuiji *et al.* (1985 apud FREIRE, 2010, p. 10; apud NAKAJIMA *et al.*, 2013, p. 230, tradução nossa), o início da sua formação está associado à abertura da margem oeste da Eurásia há aproximadamente 25 Ma (Figura 7), acompanhada respectivamente pelas rotações no sentido horário e anti-horário do sudoeste e nordeste do Japão durante o Mioceno Inferior. Essa abertura foi concluída antes de 15 Ma com a formação da crosta oceânica na região denominada Bacia do Japão, de acordo com Jolivet *et al.* (1994 apud FREIRE, SUGAI e MATSUMOTO, 2010, p. 90).

Figura 7: Evolução tectônica do Mar do Japão;



Modificado de: Taira, 2001.

A Bacia de Joetsu (Figura 6) é composta por 5 formações litológicas, respectivamente em ordem cronológica: *Nanatani* (16 Ma ~ 12,5 Ma), *Teradomari* (12,5 Ma ~ 5,5 Ma), *Shiyya* (5.5 Ma ~ 3.5 Ma), *Nishiyama* (3.5 Ma ~ 1.3 Ma) e *Haizume* (1.3 Ma). Essa bacia está localizada a sudoeste da Ilha Sado e atualmente ela encontra-se em um regime tectônico compressivo, onde ocorre uma subducção incipiente da Placa Amur sob a Placa Okhotsk (TAIRA, 2001). Porém, como visto no parágrafo anterior, o início da formação dessa bacia está associado ao processo de rifteamento da margem oeste da Euroásia, durante o Mioceno.

No Mioceno Médio, após esse estágio de rifteamento inicial, a bacia foi preenchida principalmente por folhelho silicoso (MURAMOTO *et al.*; OKUI *et al.*; 2007, 2008 apud NAKAJIMA *et al.*, 2013, p. 231, tradução nossa). Ao longo dessa época, uma importante rocha geradora foi formada pela alta produção de matéria orgânica sob condições anóxicas, nas formações *Nanatani* (16 Ma ~ 12,5 Ma) e *Teradomari Inferior* (12,5 Ma ~ 8 Ma - OKUI *et al.*, 2008, apud FREIRE, 2010, p. 10, tradução nossa).

De acordo com Okui *et al.* (2008 apud FREIRE, 2010, p. 10, tradução nossa), do Mioceno Tardio ao Plioceno Inferior, entre 10 Ma e 7 Ma, o Mar do Japão tornou-se tectonicamente estável. Dessa forma, sedimentos grossos foram transportados para a Bacia de Joetsu e depositados em forma de leques de turbiditos (*turbidite fans*), que constituem os reservatórios primários na Formação *Teradomari Inferior* (12,5 Ma ~ 8 Ma), *Teradomari Superior* (8 Ma ~ 5,5 Ma) e Formação *Shiyya* (5.5 Ma ~ 3.5 Ma).

Durante o Plioceno Médio, de acordo com Tamaki (1988, apud FREIRE, MATSUMOTO e SANTOS, 2011, p. 1967, tradução nossa) o estilo tectônico mudou de extensional para compressional. Segundo Okamura *et al.* (1995, apud NAKAJIMA *et al.*, 2013, p. 231, tradução nossa) esse regime compressivo de leste-oeste foi acompanhado de uma inversão da bacia. Dessa forma, uma série de estruturas anticlinais e sinclinais com alinhamento NNE-SSW foi formada ao longo da margem leste do Mar do Japão (TAKEUCHI; OKUI *et al.*; 1996, 2008 apud Freire, 2010, p. 10, tradução nossa), onde é observada uma zona de subducção incipiente (TAMAKI e HONZA, 1985 apud FREIRE, 2010, p. 1967, tradução nossa) da Placa Amur sob a Placa Okhotsk (TAIRA, 2001).

Consequentemente, “potenciais trapas de hidrocarbonetos foram formadas durante esse período e a subsidência contínua gerou áreas com soterramentos suficientes para aumentar a temperatura, favorecendo a maturação das rochas geradoras”, segundo Okui *et al.* (2008, apud FREIRE, 2010, p. 10, tradução nossa).

Segundo Freire (2010, p. 11), “a Formação *Nishiyama* (3.5 Ma ~ 1.3 Ma) sobrepõe a Formação *Shiyya* e é composta principalmente de lamitos (*mudstones*) com arenitos, além de rochas vulcânicas como dacitos e andesitos”. O topo dessa formação é caracterizado por um sistema de falhas normais em estilo dominó, composto por *horsts* e *grabens*. Essas falhas normais e inversas observadas refletem o complexo campo tensional (*stress*) envolvido (Seno, 1999 apud FREIRE, MATSUMOTO e SANTOS, 2011, p. 1967, tradução nossa). Algumas dessas falhas pertencem ao tempo do rifteamento, tendo sido reativadas durante o processo de inversão tectônica no Plioceno Médio (JOLIVET *et al.*; TAIRA; 1994, 2001 apud FREIRE, MATSUMOTO e SANTOS, 2011, p. 1968, tradução nossa).

A formação *Haizume* (1.3 Ma) sobrepõe a Formação *Nishiyama* (3.5 Ma ~ 1.3 Ma). Segundo Son *et al.* (2001, apud FREIRE, 2010, p. 11, tradução nossa), desde o Pleistoceno Tardio a formação *Haizume* tem sido depositada, sendo dominada por sedimentos argilosos. Esses sedimentos argilosos servem como selo para o óleo subcomercial encontrado nos dois poços perfurados (Figura 9) em 2004, *METI Deep* e *METI Shallow*, ambos localizados no *Umitaka Spur* (FREIRE, 2010).

Os anticlinais *Joetsu Knoll* e *Umitaka Spur* possivelmente foram gerados durante o Plioceno Médio (OKUI *et al.* 2008 apud NAKAJIMA *et al.*, 2013, p. 231, tradução nossa) quando o estilo tectônico mudou de extensional para compressional, onde um sistema de falhamentos de plano axial NNE-SSW é percebido. Um intenso escape de gases é observado nesses anticlinais, formando plumas na coluna d'água. Entretanto, parte desses gases permanece aprisionada na zona de estabilidade de hidratos de gás (GHSZ), formando hidratos de metano (FREIRE, 2010). Segundo Freire (2010, p. 18, tradução nossa), o BSR é amplamente desenvolvido acerca de 120 metros abaixo do fundo do mar (*msbf – meters below seafloor*), particularmente, dentro das

chaminés de gás, onde existem feições caóticas e os refletores se apresentam de forma descontínua.

Essas plumas de metano de 500 a 700 m de altura foram identificadas por perfis de ecobatímetro, sobre as zonas de chaminés de *Umitaka Spur* (AOYAMA e MATSUMOTO, 2009; MATSUMOTO *et al.*, 2009 apud Freire, 2010, p.17, tradução nossa). “Elas são predominantemente termogênicas com $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ de aproximadamente -40‰.” (ISHIZAKI, 2008; MATSUMOTO *et al.*, 2009, apud FREIRE, 2010, p. 17, tradução nossa). Levantamentos de sensoriamento remoto feitos através de um veículo submersível (ROV *Hyper Dolphin*) encontraram hidratos de gás maciços e preenchendo fraturas, expostos em crateras circulares (*pockmarks*) e em montes submarinos (MATSUMOTO *et al.*, 2009, apud FREIRE, 2010, p. 17), Figura 8.

Figura 8: Fotografia do afloramento de hidratos de gás em um monte submarino (*mound*) na parte central do Esporão Umitaka. A foto foi retirada pelo ROV *Hyper Dolphin* da JAMSTEC;



Fonte: Freire, 2010, p. 19.

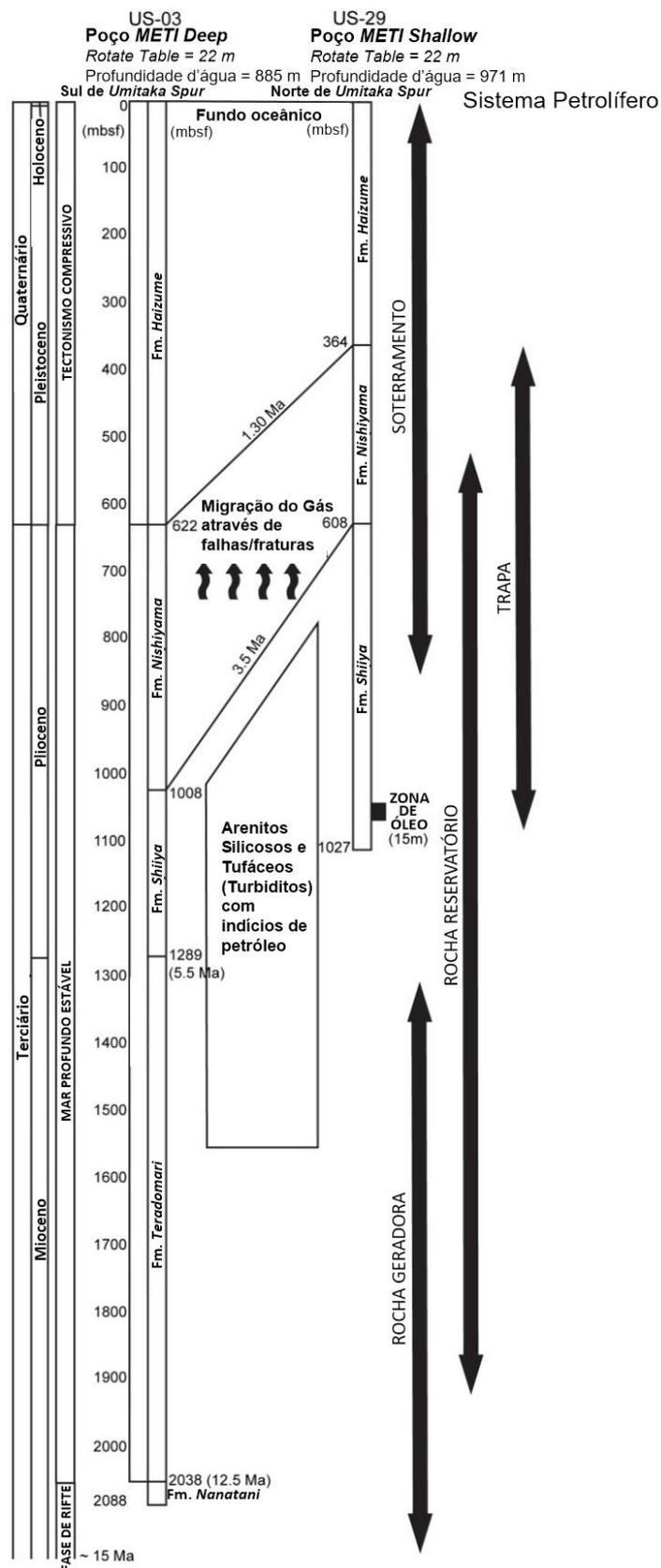
Um levantamento sísmico 3-D foi realizado pelo Ministério da Economia, Comércio e Indústria (METI) em 2003 (SAEKI *et al.*, 2009, apud FREIRE, 2010, p. 11, tradução nossa), cuja interpretação resultou na perfuração dos dois poços exploratórios (*METI Deep e METI Shallow*) em 2004, ambos localizados no

Esporão Umitaka (*Umitaka Spur*), com o propósito de testar a existência de um sistema petrolífero no local (OKUI *et al.*, 2008, apud FREIRE, 2010, p. 11, tradução nossa). Dessa forma, esses dois poços e o levantamento sísmico 3-D investigaram a seção sedimentar profunda, revelando um sistema petrolífero ativo (Figura 9).

De acordo com Okui *et al.* (2008 apud FREIRE, 2010, p. 12, tradução nossa), esse sistema contém acumulações subcomerciais em arenitos localizados entre o intervalo 1000/1300 metros abaixo do fundo do mar (mbsf), além de rocha geradora, datada como do Mioceno Médio, com profundidade abaixo de 1360 mbsf. A geração do óleo ocorreu no Mioceno e uma coluna de óleo de 15 metros foi confirmada em arenitos tufáceos, localizados na parte inferior da Formação de *Shiyya* (5,5 Ma ~ 3,5 Ma) no poço *METI Shallow*.

Em função destas acumulações de petróleo em subsuperfície, os hidratos de gás do Esporão Umitaka são derivados principalmente do metano termogênico, liberado destas acumulações (OKUI *et al.*, 2008 apud FREIRE, 2010). De acordo com Freire (2010, p. 18), essa origem termogênica do metano nos hidratos de gás foi definida em função da composição relativamente pesada do isótopo do carbono. Entretanto, em outros locais, como *Nankai Trough* (Japão) e *Blake Ridge* (costa dos EUA), a gênese do metano nos hidratos de gás é totalmente microbial, sem indicação de termogênese. Essa característica particular dos hidratos de gás da Bacia de Joetsu está relacionada à evolução tectônica da margem leste do Mar do Japão.

Figura 9: Sistema Petrolífero de *Umitaka Spur* baseado nos dois poços *METI Deep* e *METI Shallow* perfurados em 2004 (diagrama baseado em OKUI *et al.*, 2008 apud 2010, FREIRE, p. 13);



Modificado de: Freire, 2010, p. 13.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O método sísmico desempenha um papel proeminente na busca de hidrocarbonetos. Segundo Yilmaz (2001, p. 1), ele é aplicado na exploração e no desenvolvimento de hidrocarbonetos dentro de uma profundidade de até 10 km. De acordo com Geldart, Sheriff e Telford (2004, p. 136), esse método geofísico é considerado o mais importante, devido à sua alta acurácia, alta resolução e boa penetração no subsolo. O objetivo da sísmica de exploração é inferir informações sobre as propriedades físicas das rochas e sobre os comportamentos das camadas através da observação da amplitude, da frequência, da fase, da forma e dos tempos de chegada das ondas sísmicas (GELDART, SHERIFF e TELFORD, 2004, p. 136).

De acordo com Geldart e Sheriff (1995, p. 1), “os métodos sísmicos de exploração são derivados da sismologia de terremoto”. Porém, apesar de terem parâmetros de medidas similares, as fontes de energia são diferentes. Enquanto a sismologia de terremoto utiliza ondas sísmicas naturais para fazer estimativas sobre a natureza física das rochas, a sísmica de exploração usa ondas elásticas artificiais geradas por uma fonte (GELDART e SHERIFF, 1995, p. 1). Portanto, as fontes de energia do método sísmico de exploração são controladas e móveis.

A exploração sísmica consiste em três etapas principais: aquisição, processamento e interpretação de dados. No processamento sísmico, as três principais etapas - deconvolução, estimativas de velocidades, empilhamento e migração - constituem a base do fluxograma de rotina. Processos auxiliares podem melhorar a eficácia dessas etapas, como a filtragem, direção do feixe e correções de estática residual. Por exemplo, a filtragem realizada antes da deconvolução é útil quando os registros de tiro contiverem uma grande quantidade de ruídos provenientes da fonte, enquanto a correção estática residual é necessária para melhorar a estimativa de velocidade e o empilhamento. (YILMAZ, 2001).

3.1 O MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXÃO

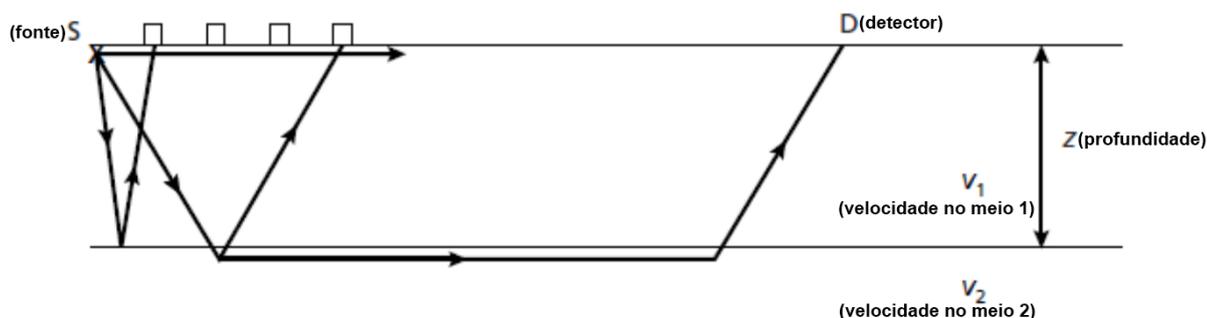
O levantamento sísmico de reflexão é a técnica geofísica mais utilizada e tem se tornado cada vez mais sofisticada devido ao enorme

investimento da indústria de petróleo no aprimoramento desse método, através do desenvolvimento da eletrônica e da computação avançada. Esse levantamento normalmente é executado em áreas de seqüências sedimentares de baixos mergulhos, onde a velocidade varia com a profundidade devido às diferentes propriedades físicas de cada camada. (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 91).

No método sísmico de reflexão, os dados brutos são processados para fornecer uma seção sísmica similar, mas fundamentalmente distinta de uma seção geológica em profundidade (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 91). Dessa forma, para realizar uma boa interpretação, deve-se entender como o método de reflexão foi utilizado e como as seções sísmicas foram geradas.

Em um levantamento sísmico, as ondas sísmicas propagadas em subsuperfície são emitidas por uma fonte de energia controlada (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 53). Parte dessas ondas volta à superfície após terem sofrido refração, reflexão ou difração ao ocorrer uma mudança de impedância acústica e/ou elástica nas interfaces geológicas em profundidade (Figura 10).

Figura 10: Trajetórias dos raios direto, refletido e refratado a partir de uma fonte próxima à superfície até um detector na superfície, no caso de um modelo simples de duas camadas;

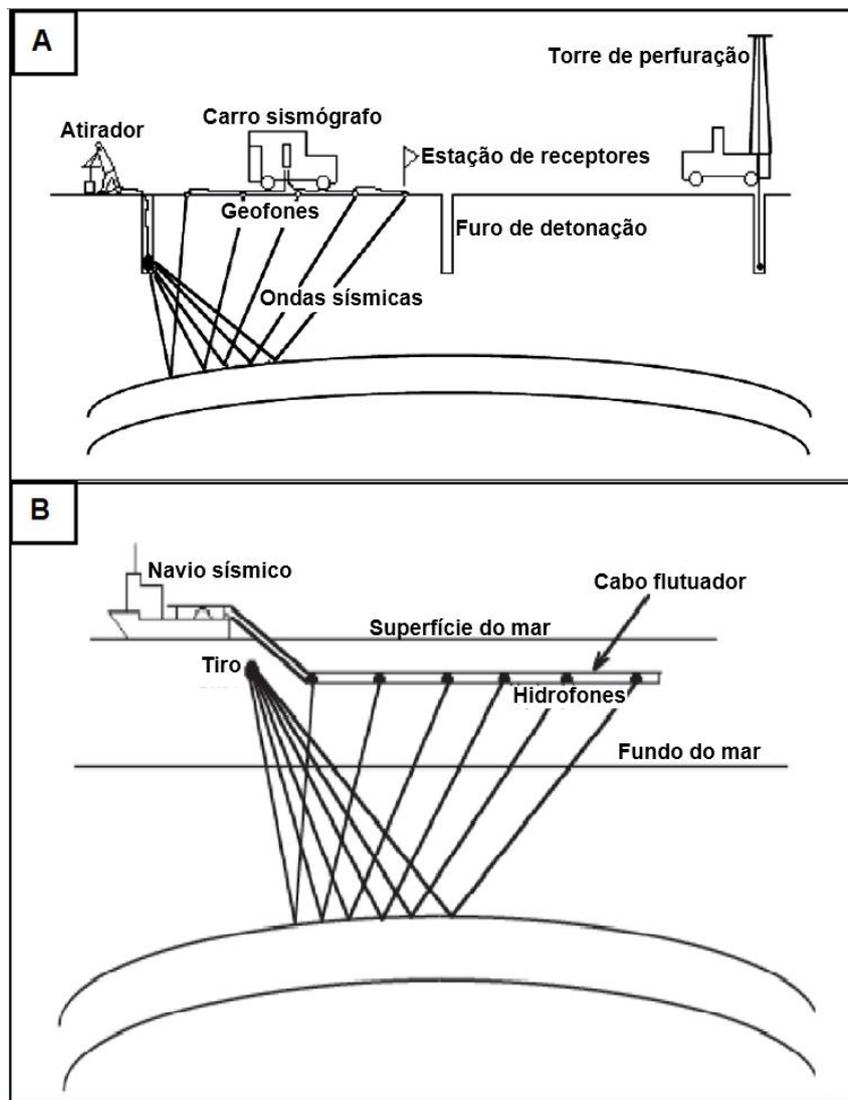


Modificado de: Kearey, Brooks e Hill, 2009, p. 72.

Instrumentos distribuídos ao longo da superfície, conhecidos como receptores, detectam o movimento do terreno causado pelas ondas que retornam e medem os tempos de chegada em diferentes afastamentos em relação à fonte. Na aquisição terrestre utilizam-se geofones como receptores, enquanto na marinha, hidrofones (Figura 11). Os tempos de percurso medidos por esses receptores podem ser convertidos em valores de profundidade, sendo possível dessa forma mapear sistematicamente a distribuição de interfaces

geológicas (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009).

Figura 11: Exemplos de aquisições sísmicas multicanal (A) Aquisição sísmica terrestre (B) Aquisição sísmica marinha;



Modificado de: Evans, 1997.

Na exploração sísmica, a informação estrutural da rocha é derivada principalmente das trajetórias das ondas refratadas (*headwaves*) e refletidas. As características das curvas de tempo de percurso determinam a metodologia dos levantamentos de reflexão e de refração. No levantamento de refração, os intervalos de registro devem ser grandes o suficiente para assegurar que a distância de cruzamento tenha sido efetivamente ultrapassada, de forma que os raios refratados possam ser detectados como primeiras chegadas de energia sísmica. (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 74).

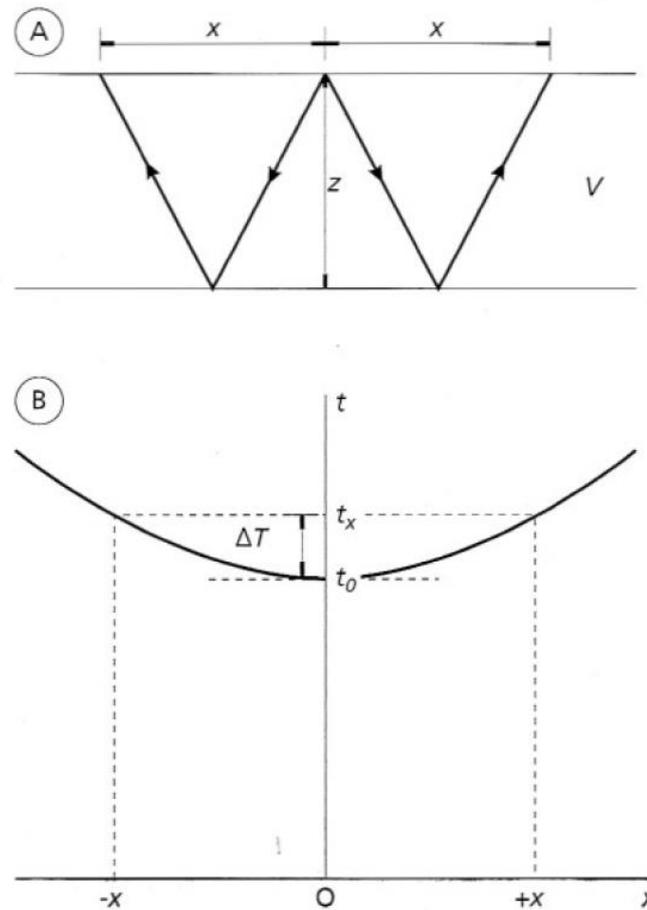
Porém, no levantamento sísmico de reflexão, os registros são normalmente restritos a pequenas distâncias de afastamento em uma aquisição monocal e são menores que a distância crítica para as interfaces refletoras de maior interesse. De acordo com Brooks, Hill e Kearey (2009, p. 74), as fases refletidas devem ter amplitudes muito baixas, uma vez que os refletores geológicos tendem a possuir coeficientes de reflexão pequenos. Dessa forma, as reflexões geralmente são mascaradas, nos registros sísmicos, por eventos de amplitudes mais altas, como ondas de corpo diretas ou refratadas, e por ondas de superfície. Os métodos de levantamento sísmico de reflexão, então, devem ser capazes de distinguir entre energia refletida e ruídos sincrônicos (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009).

No levantamento sísmico de reflexão, segundo Brooks, Hill e Kearey (2009, p. 93) o tempo de reflexão (t) é calculado (Equação 1) em relação à uma distância de afastamento (x), profundidade (z) e velocidade (V).

$$t = (x^2 + 4z^2)^{1/2} / V \quad (\text{Equação 1})$$

De acordo com Brooks, Hill e Kearey (2009, p. 93), a curva do tempo-distância de percurso dos raios refletidos em superfície plana em meio homogêneo isotrópico é uma hipérbole cujo o eixo de simetria é o eixo do tempo (Figura 12 B). “O sobretempo normal (*Normal MoveOut* - NMO) para uma distância de afastamento x é a diferença no tempo de percurso entre as chegadas refletidas para x e para o afastamento zero.” (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 95). Portanto, o sobretempo normal também é uma função do afastamento, da velocidade e da profundidade do refletor. Dessa forma, “o conceito de sobretempo é fundamental para a identificação, correlação e identificação dos eventos de reflexão, e para o cálculo das velocidades utilizando os dados de reflexão.” (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 95). Logo, esse conceito pode ser empregado em muitos estágios do processamento, como na correção NMO para horizontalizar eventos hiperbólicos melhorando a relação sinal-ruído, e também aplicado na interpretação de dados de reflexão, explícita ou implicitamente.

Figura 12: (A) Seção através de uma camada horizontal única mostrando a geometria das trajetórias dos raios refletidos (B) curva tempo-distância para raios refletidos a partir de um refletor horizontal;



Fonte: Brooks, Hill e Kearey, 2009, p. 93.

No método sísmico de reflexão, portanto, os pulsos de energia sísmica são refletidos pelas interfaces geológicas e registrados na superfície em um ângulo de incidência próximo da normal (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 91). Dessa forma, os tempos de percursos medidos podem ser convertidos em estimativas das propriedades das camadas. Esse método deve ser capaz de distinguir a energia refletida dos múltiplos ruídos sincrônicos presentes na aquisição, para isso, deve-se realizar um processamento sísmico.

3.1.1 Aquisição sísmica 2D e 3D

O primeiro tipo de levantamento sísmico de reflexão é conhecido como levantamento bidimensional. Uma dessas dimensões é a linha horizontal onde localizam-se os sensores, enquanto a segunda dimensão na vertical é a da subsuperfície (FREITAS, 2012, p. 10). “Um levantamento sísmico 3D pode ser definido, simplificadamente, como um levantamento planejado de linhas 2D com uma distância entre linhas muito mais densa.” (FREITAS, 2012, p. 17). Logo, a malha tem um espaçamento menor quando comparado ao do 2D, o que faz com que o grau de incerteza do levantamento 3D seja menor em relação ao 2D. Porém, quando deseja-se pesquisar grandes áreas com rapidez e a um custo baixo, o levantamento mais recomendável é o 2D, pois o tempo gasto e o custo no levantamento 3D é bem maior, resumidamente, devido à enorme quantidade de dados adicionais envolvidos na aquisição e processamento dos dados 3D (FREITAS, 2012).

Os primeiros levantamentos 2D e 3D marítimos ocorreram provavelmente na década de 1930, nos EUA, segundo Freitas (2012, p. 12). Durante esta época, eles eram feitos com um navio rebocando um único cabo ao qual acoplavam os hidrofones e, utilizava-se o *end-on spread*, no qual o ponto de tiro ficava no início ou final, em relação aos sensores (FREITAS, 2012, p. 12).

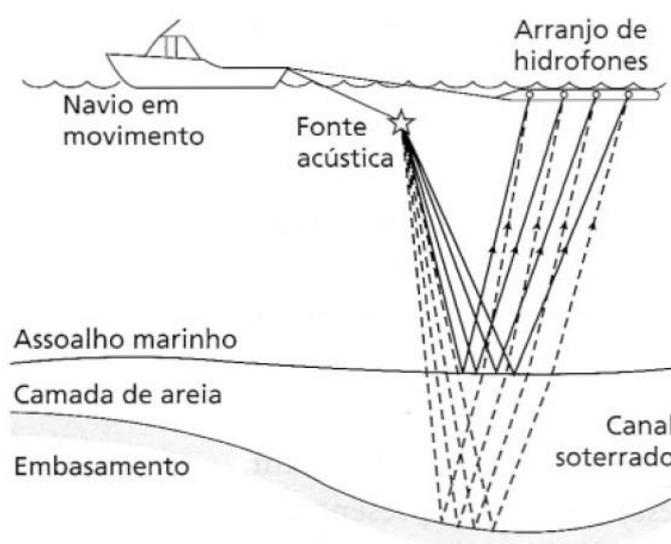
De acordo com Freire (2010, p. 25), os levantamentos modernos em 3D utilizam múltiplos cabos flutuadores (*streamers*) implantados paralelamente com o objetivo de registrar dados adequados para a interpretação tridimensional das estruturas abaixo do fundo do mar. Enquanto que, uma aquisição sísmica monocanal sísmica 2D é mais modesta, como veremos no subcapítulo a seguir.

3.1.2 Dados sísmicos monocanal

A perfilagem de reflexão monocanal, apesar de ser um método simples de levantamento sísmico marítimo, é altamente eficaz e bastante empregada em múltiplas aplicações marinhas. Ela consiste em um levantamento de reflexão reduzido ao mínimo essencial, na qual uma fonte acústica marinha é rebocada por um navio de aquisição e disparada a uma taxa fixa de tiro. Os sinais refletidos pelos refletores do

fundo e sub-fundo marinhos são detectados por uma enguia rebocada nas proximidades da fonte (Figura 13). As saídas dos elementos individuais dos hidrofones são somadas e alimentam uma unidade de processamento monocal, que é gravada e pode ser registrada em papel. Esse procedimento de aquisição não é possível em terra porque somente no mar a fonte e o detector podem se mover continuamente para a frente, e a taxa de tiro obtida é suficientemente alta para possibilitar que um levantamento seja efetuado continuamente por um veículo em movimento. (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 166).

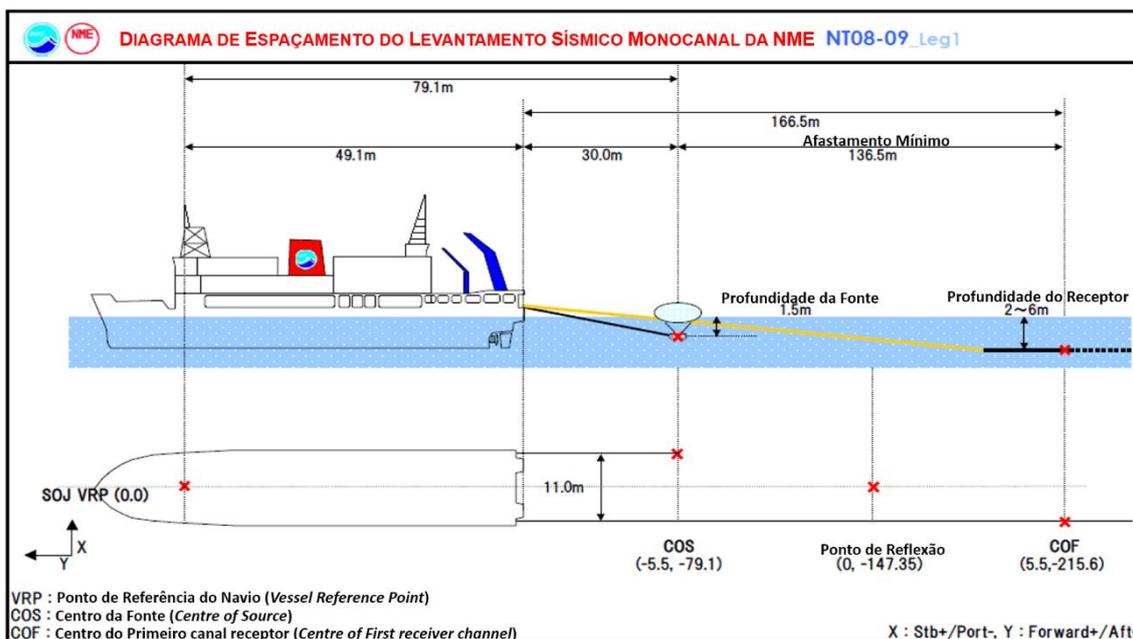
Figura 13: Esquema de uma aquisição de sísmica de reflexão monocanal;



Fonte: Brooks, Hill e Kearey, 2009, p. 166.

De acordo com Freire (2010, p. 26, tradução nossa), a aquisição sísmica 2D monocal (SCS – *Single Channel Seismic*) realizada em 2007 e 2008 através do R/V Natsushima da Agência Japonesa de Ciências Marinhas e da Terra (JAMSTEC), na Bacia de Joetsu, foi composta por uma fonte artificial, constituída por uma pistola pneumática (*air gun*) do tipo *Bolt cluster*, rebocada à 30 m do navio e com profundidades variando entre 1,5 m e 7,4 m. Havia também um pequeno cabo flutuador (*streamer*) do tipo SIG rebocado pelo navio com um deslocamento mínimo de 166,5 m em relação à esse e 136,5 m da fonte, com 48 hidrofones igualmente espaçados por 1 m, como ilustrado na Figura 14.

Figura 14: Diagrama de espaçamento (*offset*) da aquisição sísmica monocanal utilizada por R/V Natsushima da JAMSTEC;



Modificado de: Freire, 2010, p. 26.

Esses hidrofones (SIG 16) possuíam uma sensibilidade de 90 dB, compondo uma antena que forneceu um canal que representa um traço no sismograma. A velocidade do navio era correspondente a 3,1 nós, com estações de tiro de 5 segundos, o que configurou em uma média de tiro a cada 8,3 metros. Duas pistolas de ar com capacidade total de 80 polegadas cúbicas e pressão de 14 MPa foram operadas, simultaneamente na aquisição (FREIRE, 2010, p. 26, tradução nossa). Freire (2010, p. 27, tradução nossa) descreve: “o tempo de gravação do sismograma foi de 4,0 s com taxa de amostragem de 1 ms, gerando, dessa forma, uma frequência de Nyquist de 500 Hz”.

3.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS SÍSMICOS

Através dos dados sísmicos adquiridos, um processamento sísmico deve ser realizado para melhorar a razão sinal-ruído e fazer as estimativas das velocidades das camadas. Dessa forma, será concebível extrair as informações necessárias para a interpretação geológica da seção sísmica processada.

Esse processo é necessário devido ao fato da família de tiro comum

(conjunto de traços de reflexão sísmica gerados pelo mesmo tiro – *common-shot gathers*) conter vários tipos de energia sísmica, como reflexões, refrações, difrações e ruídos coerentes. Esses ruídos coerentes, como múltiplas, ondas confinadas (*guided-waves*) e ruídos ambientes devem ser eliminados para facilitar a interpretação. Além disso, na sísmica, a etapa que é mais vulnerável aos erros humanos é a definição da geometria do levantamento. Isso demanda a escolha correta do arranjo das fontes e receptores às respectivas localizações de superfície, especificando corretamente a separação origem-receptor e azimute para cada registro no levantamento sísmico (YILMAZ, 2001, cap. 1). A escolha incorreta dessas atribuições causa um erro na estática dos dados sísmicos, por exemplo. Portanto, as estratégias e resultados do processamento sísmico dependerão dos parâmetros obtidos na aquisição.

4 METODOLOGIA

4.1 PROCESSAMENTO DOS DADOS MONOCANAL

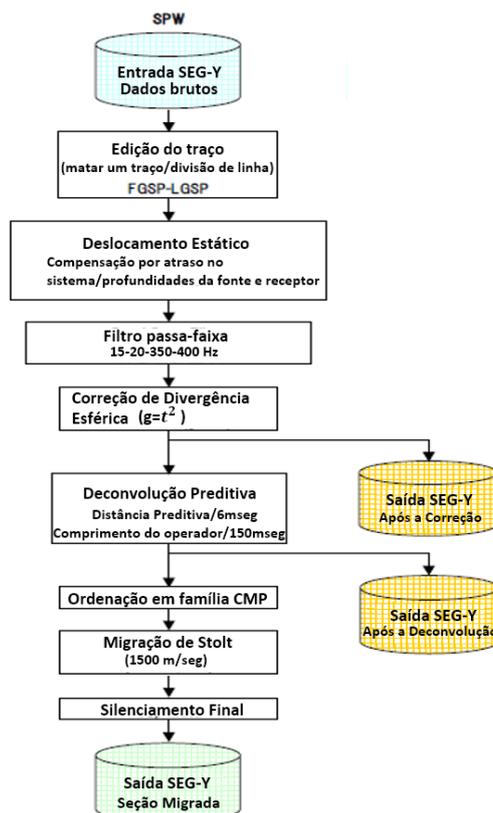
O fluxograma de processamento serve para organizar as etapas realizadas no processamento sísmico. Essas etapas não são fixas, uma vez que as estratégias e resultados variam de acordo com os parâmetros obtidos no campo e aquisição. O fluxo de processamento realizado pela JAMSTEC consistiu em 9 principais etapas (Figura 15).

A primeira etapa, consistiu no pré-processamento, onde houve a visualização dos dados sísmicos e edição dos traços sísmicos para eliminar os traços indesejados. Depois houve uma correção estática, seguida da utilização de um filtro passa-banda de 15-20-350-400 Hz para evitar sinais espúrios superiores à frequência de Nyquist de 500 Hz e qualquer oscilação indesejada de baixa frequência.

Na quarta etapa foi aplicada uma correção de divergência esférica aos dados de reflexão sísmica para eliminar a redução de amplitude decorrente da expansão da frente de onda. Posteriormente, foi realizada uma deconvolução preditiva. Na sexta parte, foi feita a migração Stolt, “um método 2D de migração dos dados de reflexão sísmica realizado no domínio f-k (frequência – número de

onda), desenvolvido por Stolt (1978), que envolve três etapas: conversão do domínio t-x (tempo-espço) para f-k, transformação da matriz A (f,k) em B (g,k) e retorno ao domínio t-x” (DUARTE, 2010, p. 249). Por conseguinte, foi feito um silenciamento e por final, a geração da seção sísmica migrada.

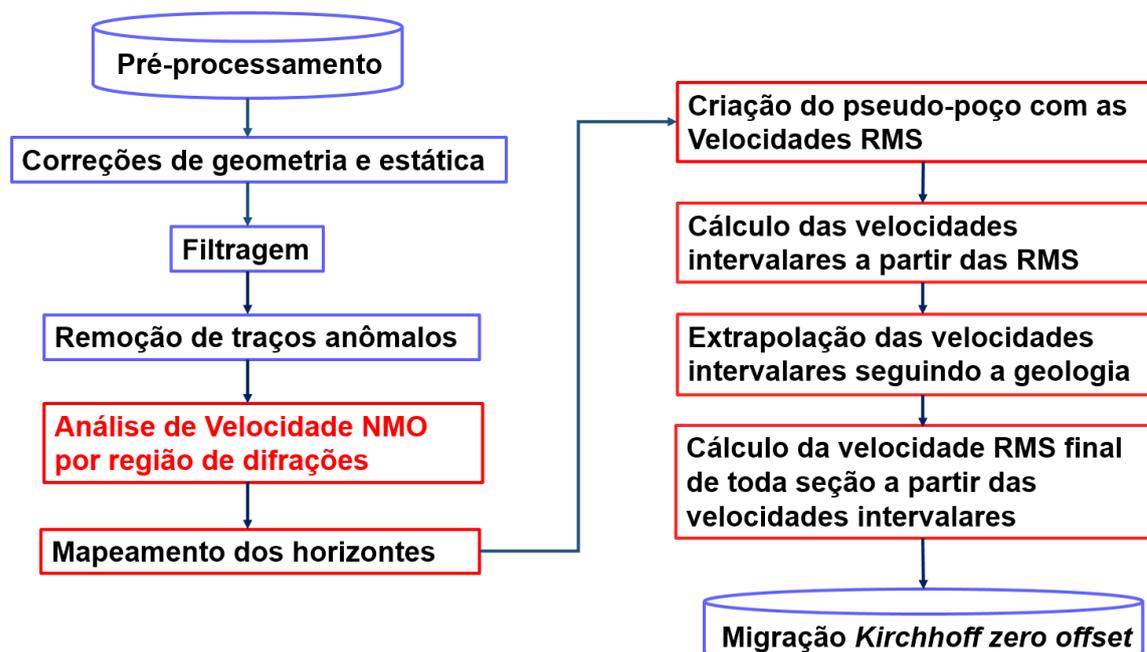
Figura 15: Fluxograma de processamento realizado pela JAMSTEC;



Modificado de: JAMSTEC, 2008.

Porém, o fluxo de processamento realizado neste trabalho (Figura 16) na linha sísmica JK-106 foi um pouco diferente do utilizado pela JAMSTEC. Por exemplo, o tipo de filtro utilizado na linha sísmica foi um filtro passa-faixa de 10, 20, 40, 70 Hz. Além disso, a migração realizada foi de *Kirchhoff*, e não *Stolt*. Nas seções seguintes, respectivamente, serão abordadas as seguintes etapas: visualização de dados, geometria e cálculo de estática, filtragem, remoção de traços anômalos, deconvolução, análise de velocidade e migração. Para a realização deste processamento foi utilizado o programa *Seismic Unix* e os *scripts* desenvolvidos com os orientadores nesse processo encontram-se como

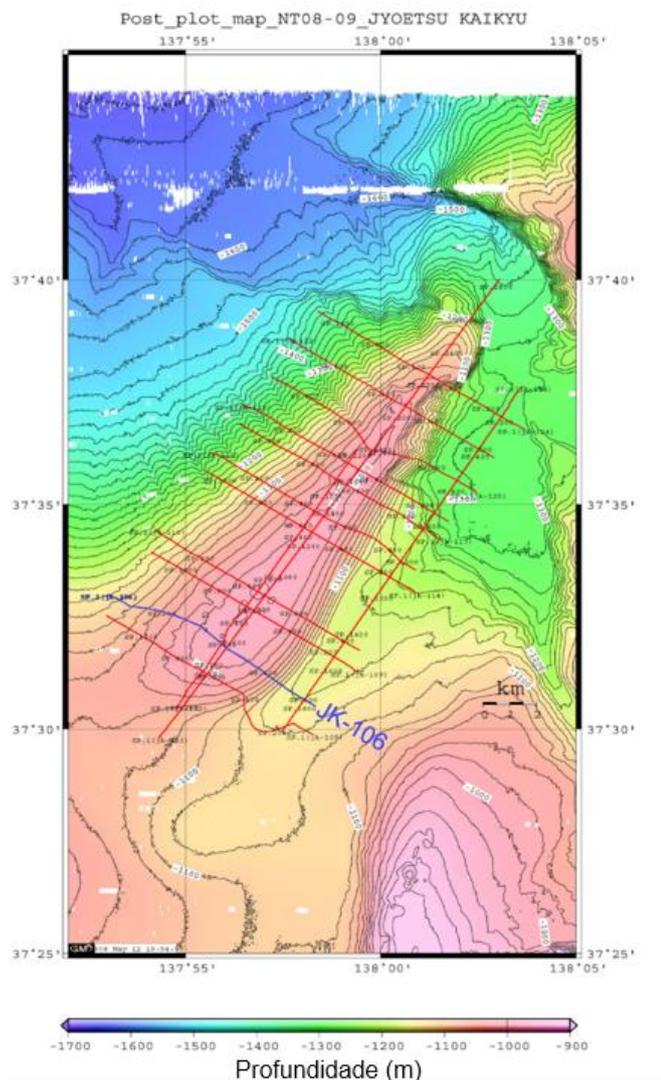
APÊNDICES.

Figura 16: Fluxo de processamento realizado neste trabalho no *Seismic Unix*.4.1.1 Visualização dos dados

A visualização de dados no pré-processamento é importante para a identificação de possíveis problemas capazes de comprometer a qualidade dos resultados e, dessa forma, ser possível organizar os dados e ter uma previsão de quais correções deverão ser abordadas ao longo do processamento.

Neste projeto, foi processada a linha sísmica JK-106, que cruza o anticlinal *Joetsu Knoll* de NW para SE (Figura 17). Ela foi realizada na aquisição sísmica feita em 2008 pelo R/V *Natsushima* da Agência Japonesa de Ciências Marinhas e da Terra (JAMSTEC).

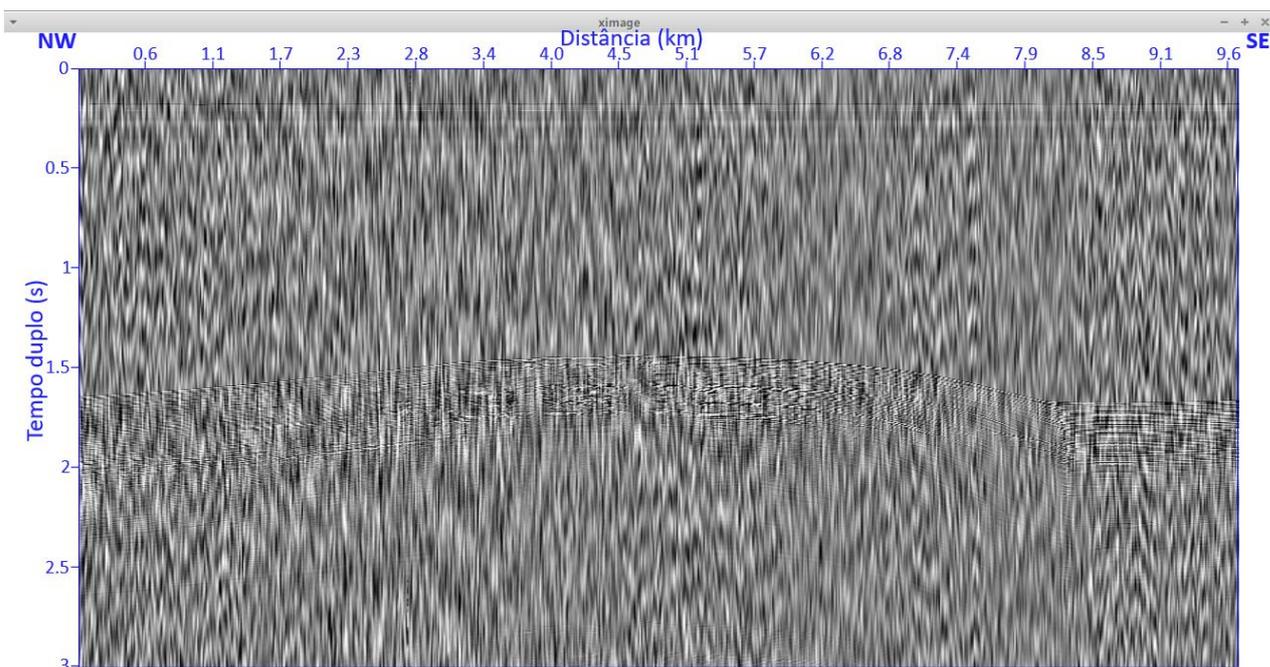
Figura 17: Mapa do levantamento sísmico realizado sobre o anticlinal Joetsu Knoll pelo R/V Natsushima da Agência Japonesa de Ciências Marinhas e da Terra (JAMSTEC). A linha sísmica JK-106 está destacada em azul;



Modificado de: JAMSTEC, 2008.

Ao gerar a seção sísmica bruta (Figura 18), foi observada a enorme quantidade de ruídos presentes nos dados sísmicos, a maioria desses é de baixa frequência, sendo inviável fazer uma boa interpretação sísmica. Será necessário, portanto, eliminar esses ruídos nas etapas seguintes para que, possa ser feita a interpretação geológica com uma melhor apresentação visual. Os *scripts* utilizados nesta seção do pré-processamento encontram-se no APÊNDICE A.

Figura 18: Seção sísmica dos dados brutos da linha sísmica JK-106.



4.1.2 Geometria e cálculo de estática

Como pode ser observada na Figura 17, a linha JK-106 não é retilínea. Assim, nesta etapa, as estações de fontes e receptores foram distribuídas ao longo de uma reta que melhor representasse a trajetória do navio.

Para este intento, foi realizada uma regressão linear para encontrar a linha reta que mais se aproximava à curva da linha sísmica JK-106. O procedimento empregado encontra-se descrito nos APÊNDICES B, C, D, E, F e G. A correção estática realizada neste estudo foi de 100 ms, como mostra o *script* do APÊNDICE F.

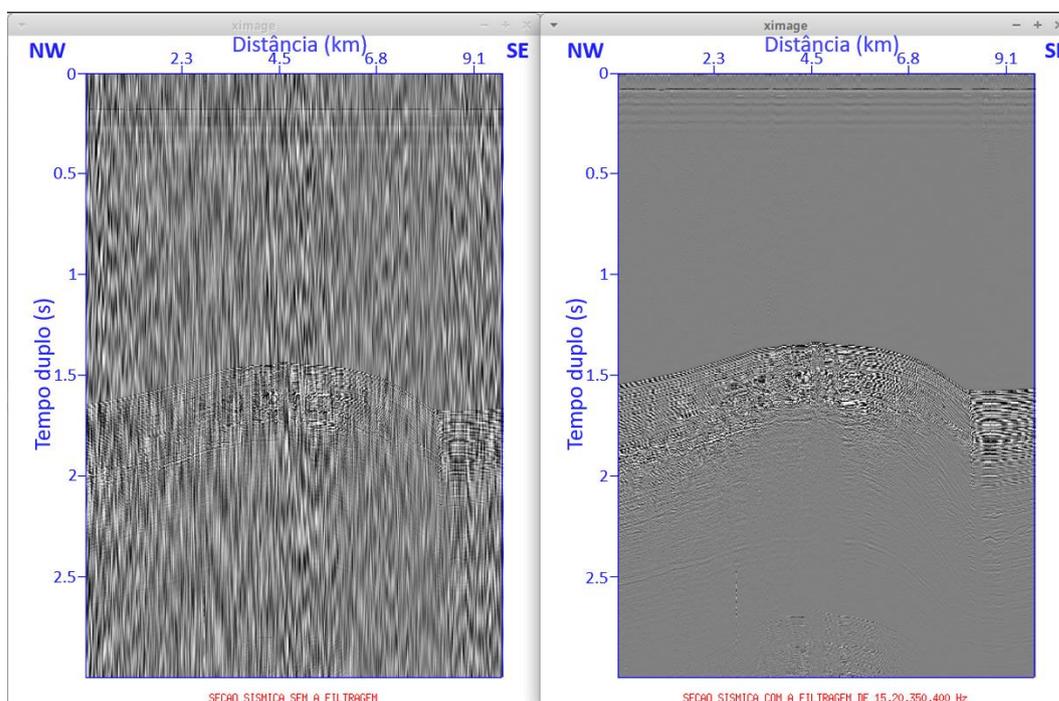
4.1.3 Filtragem para remoção de ruídos

De acordo com Brooks, Hill e Kearey (2009, p. 40), “a filtragem é uma característica inerente de qualquer sistema através do qual um sinal é transmitido”. Ela modifica uma forma de onda, isolando as componentes de ondas senoidais que as constituem, alterando, portanto, as suas amplitudes relativas e/ou relações de fases. Sinais graves possuem baixa frequência, enquanto agudos têm frequências altas (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p.

40).

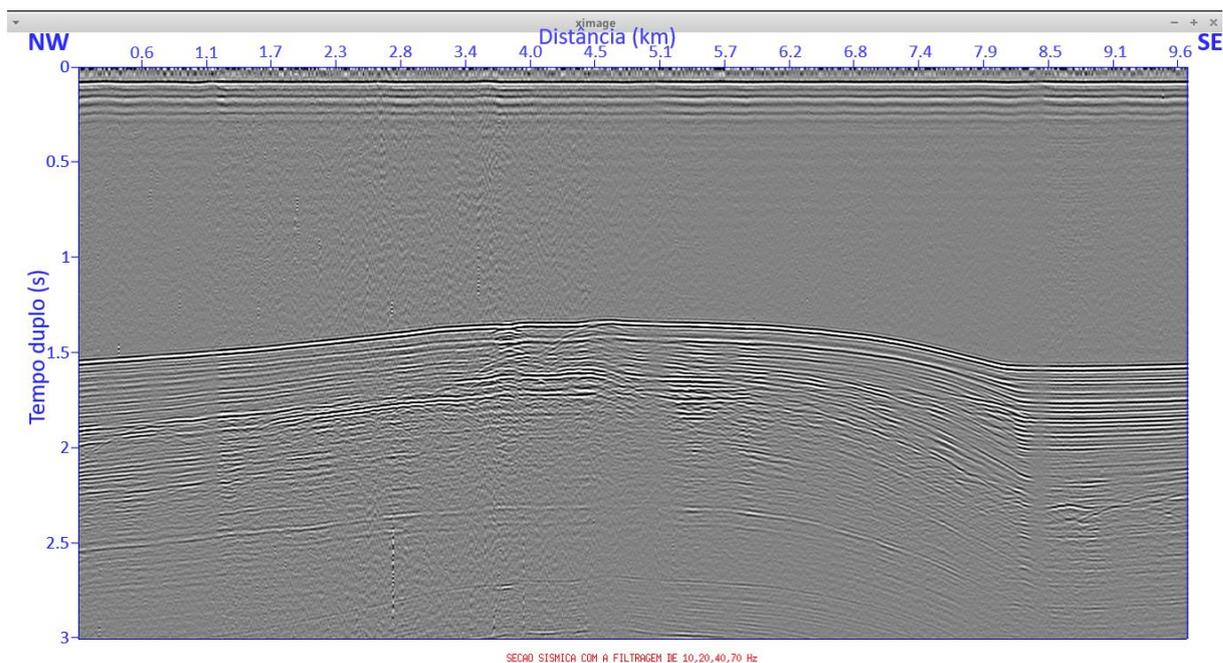
Como nota-se na Figura 18 da seção sísmica bruta, a seção está cheia de ruídos de baixa frequência. Para eliminar esses ruídos de baixa frequência, deve-se passar uma filtro passa-banda para permitir apenas a entrada de um intervalo de frequências determinado no sistema. No fluxo de processamento realizado pela JAMSTEC (Figura 15), por exemplo, foi aplicado um filtro passa-faixa com os intervalos de frequência de 15-20-350-400 Hz. Porém, ao reproduzir essa filtragem na linha sísmica JK-106, não foi obtida uma boa seção sísmica (Figura 19), devido ao fato desse filtro passa-banda não filtrar os ruídos de altas frequências na seção sísmica JK-106.

Figura 19: Seção sísmica JK-106. Na esquerda, a seção sísmica sem a filtragem. Na direita, a seção sísmica com o filtro passa-faixa de 15-20-350-400 Hz.



Porém, ao aplicar um filtro passa-baixa de 10-20-40-70 Hz, houve uma melhora no resultado (Figura 20). O *script* que executa essa filtragem e demais filtros testados encontram-se no APÊNDICE G.

Figura 20: Seção sísmica com a filtragem de 10-20-40-70 Hz.



4.1.4 Remoção de traços anômalos

Essa etapa é responsável pela identificação de traços anômalos que possam comprometer a qualidade do resultado final e a eliminação desses traços. Antes de realizar essa etapa, foi feito um *script* para a análise da energia dos traços (APÊNDICE H) com o intuito de identificar os traços anômalos e, posteriormente, fazer a remoção destes (APÊNDICE I).

4.1.5 Estimativa de *wavelet* e deconvolução

“A deconvolução é um processo que aumenta a resolução temporal do dado sísmico e produz uma representação da refletividade em subsuperfície, atenuando as reverberações através da compressão da *wavelet*” (YILMAZ, 2001, p. 159). Quando o sinal de entrada for conhecido, os filtros de Wiener podem ser utilizados neste processo (Figura 21). Esses filtros convertem o sinal de entrada conhecido, em um sinal de saída. O filtro Wiener otimiza esse sinal de saída, de forma que “a soma dos quadrados das diferenças entre a saída real e a saída desejada seja mínima.” (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 125).

“Estudos empíricos indicam que o comprimento da predição deve ser

configurado igual ao atraso correspondente ao segundo cruzamento zero da autocorrelação da função.” (ROBINSON e TREITEL, 2000, apud BENZ, FOREL e PENNINGTON, 2005, cap. 14, p. 18). Os comentários sobre os comandos utilizados na deconvolução preditiva estão no APÊNDICE J.

Figura 21: O princípio da filtragem de Wiener;



Fonte: Brooks, Hill e Kearey, 2009, p. 124.

4.1.6 Estimativa de velocidade

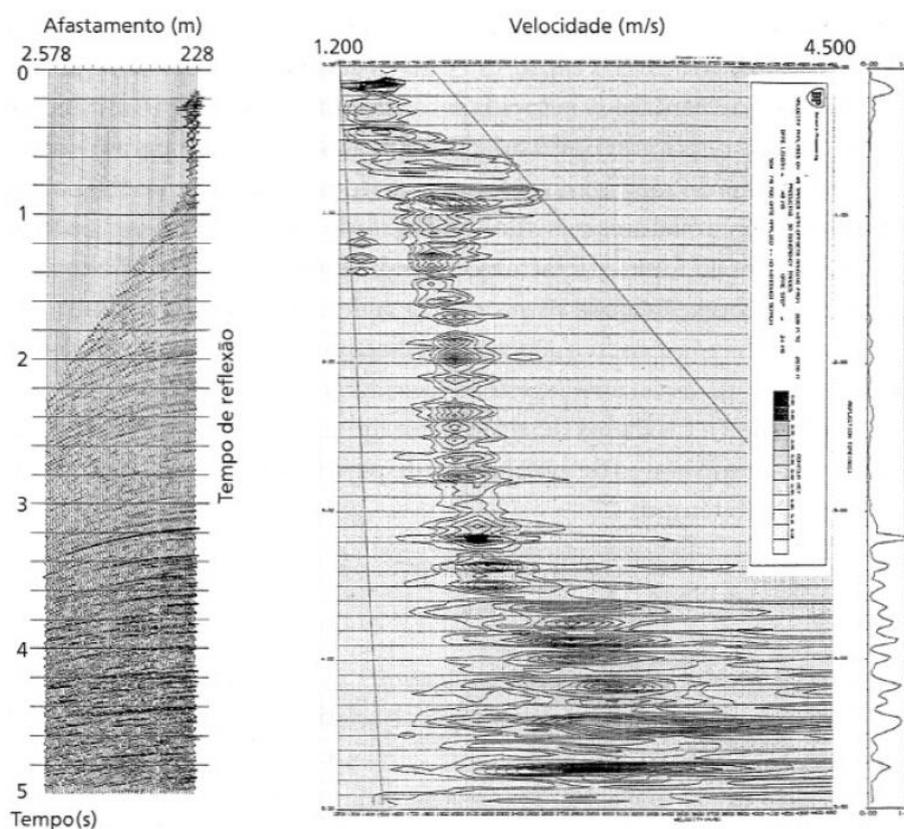
Esta etapa serve para determinar as velocidades dos diferentes tipos de rochas, presentes em subsuperfície. O papel do geofísico nesta etapa é proeminente, uma vez que, “apesar de todos os progressos alcançados a partir de novos métodos e *hardwares*, cabe a ele ‘escolher’ as velocidades a serem aplicadas na correção de *normal moveout*.” (FREITAS, 2012, p. 27).

A análise de velocidade é convencionalmente realizada em famílias CMP (*Common Mid Point Gather*) selecionadas, ou seja, um grupo de traços de um ponto médio comum. A saída de um tipo de análise de velocidade é o espectro de velocidade, uma tabela de números em função da velocidade versus o tempo duplo de afastamento nulo. Esses números representam uma medida do sinal coerente ao longo das trajetórias hiperbólicas regidas pela velocidade,

deslocamento e tempo de chegada (YILMAZ, 2001, p. 274).

A correção dinâmica tem que ser aplicada separadamente para cada incremento do traço sísmico. Ela é aplicada aos tempos de reflexão em uma família CMP para remover o efeito do sobretempo normal (NMO), usando-se um intervalo de valores de velocidade (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 119). A velocidade de empilhamento é a que melhor remove o NMO e é aquela que produz um pico no espectro cruzado (*semblance*) nos eventos empilhados. Essas “correções NMO são calculadas para janelas de tempo ao longo de todo o traço, em várias velocidades, com o objetivo de gerar o espectro de velocidade”, segundo Brooks, Hill e Kearey (2009, p. 121). A adequação de cada valor de velocidade é determinada pelo cálculo da *semblance* (Figura 22), estimando a potência das ondaletas refletidas empilhadas (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 121).

Figura 22: Espectro de velocidades utilizado para determinar a velocidade de empilhamento como função do tempo de reflexão. A função espectro cruzado (*semblance*) é calculada sobre um grande número de janelas estreitas de tempo ao longo de todo o traço sísmico e para um intervalo de velocidades possíveis para cada janela do tempo. Os picos nos valores contornados de *semblance* correspondem às velocidades apropriadas para aquele tempo de trânsito em que ocorre uma fase de reflexão na família CMP;



Fonte: Brooks, Hill e Kearey, 2009, p. 120.

Neste trabalho, três tipos de velocidades foram estimadas: velocidade NMO, velocidade quadrática média (RMS) e velocidade intervalar. Santos (2012, p. 6) descreve: “a velocidade NMO é a velocidade capaz de horizontalizar eventos hiperbólicos nas seções de afastamento médio comum (*Common Mid Point* – CMP)”. Normalmente a velocidade NMO é aproximadamente igual a velocidade RMS, sendo esta última um pouco inferior que a primeira (SANTOS, 2012, p. 6). A velocidade quadrática média (RMS) do intervalo até a n ésima interface é alcançada pela Equação 2 (GELDART e SHERIFF, 1999, apud SANTOS, 2012, p. 6), onde v_i é a velocidade intervalar ao longo do intervalo t_i .

$$V_{rms,n} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i}} \quad (\text{Equação 2})$$

Por outro lado, a velocidade de sobretempo normal (NMO) acima do refletor pode ser calculada a partir do conhecimento de tempo de reflexão de afastamento zero (t_o) e do NMO (ΔT) para um afastamento específico x , de acordo com a Equação 3 (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 95).

$$V_{nmo} \approx \frac{x}{(2t_o \Delta T)^{1/2}} \quad (\text{Equação 3})$$

Enquanto que, a velocidade intervalar (v_i) pode corresponder à velocidade uniforme dentro de uma unidade geológica homogênea ou à velocidade média de um intervalo em profundidade contendo mais de uma unidade. Supondo que a v_i seja essa velocidade média, ela pode ser encontrada através da divisão entre a espessura e o tempo simples de percurso de um raio, dentro de um intervalo (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 92). Além disso, considerando essa premissa de que as camadas sedimentares possuem uma velocidade constante e supondo que a velocidade v_{nmo} seja muito próxima da v_{rms} , Dix (1955 apud SANTOS, 2012, p. 6) demonstrou que as velocidades intervalares também podem ser obtidas através da substituição de v_{nmo} no lugar de v_{rms} na Equação 2.

Dessa forma, baseando-se nesse princípio de Dix, neste trabalho foi

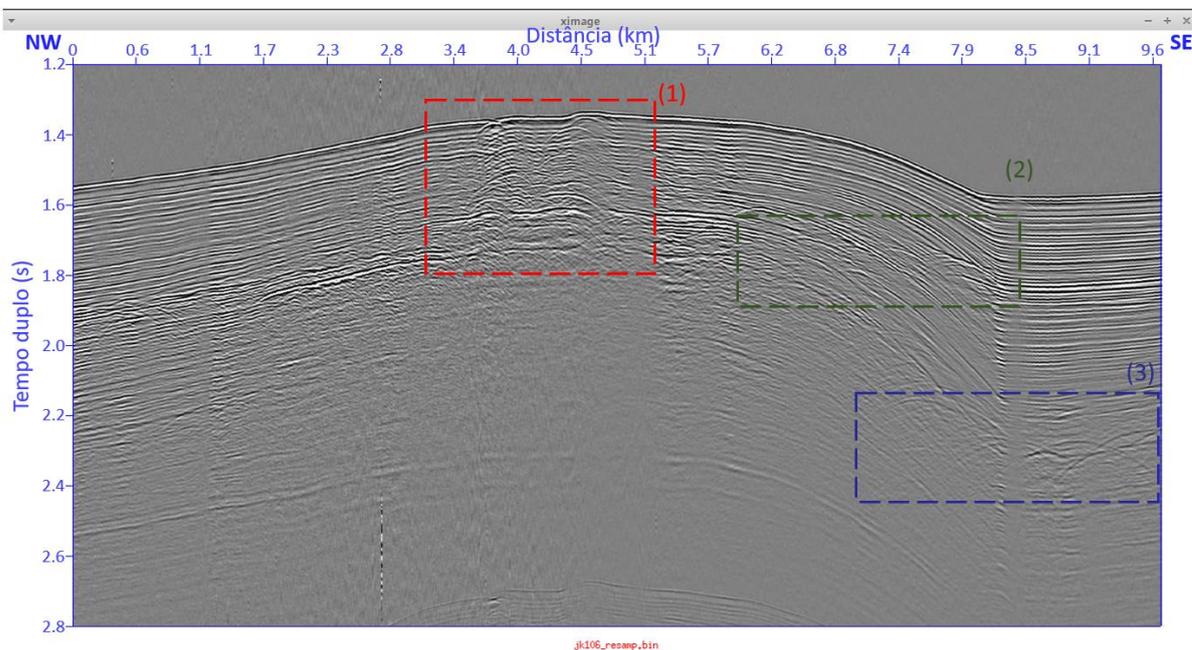
considerado que as camadas sedimentares eram homogêneas e que a velocidade NMO era igual a velocidade RMS. Essa velocidade NMO foi estimada a partir dos sobretempos extraídos das difrações da seção sísmica não-migrada (Figura 23). Dessa maneira, para o cálculo das velocidades intervalares foi feita uma substituição de velocidades RMS por NMO na fórmula de Dix. Como a complexidade do meio geológico não encerra uma única velocidade em uma camada, porque esta propriedade pode variar consideravelmente ao longo de um estrato, a estimativa de velocidade realizada neste trabalho está relacionada à propriedade intrínseca da rocha (SANTOS, 2012, p. 6).

Neste estudo, como ilustrado no fluxograma de processamento (Figura 16), essa estimativa de velocidade foi dividida em 6 etapas:

- Análise de velocidade NMO por região de difrações
- Mapeamento dos horizontes
- Criação de um pseudo-poço com as velocidades RMS
- Cálculo das velocidades intervalares a partir das RMS
- Extrapolação das velocidades intervalares seguindo a geologia
- Cálculo da velocidade RMS final de toda a seção a partir das velocidades intervalares

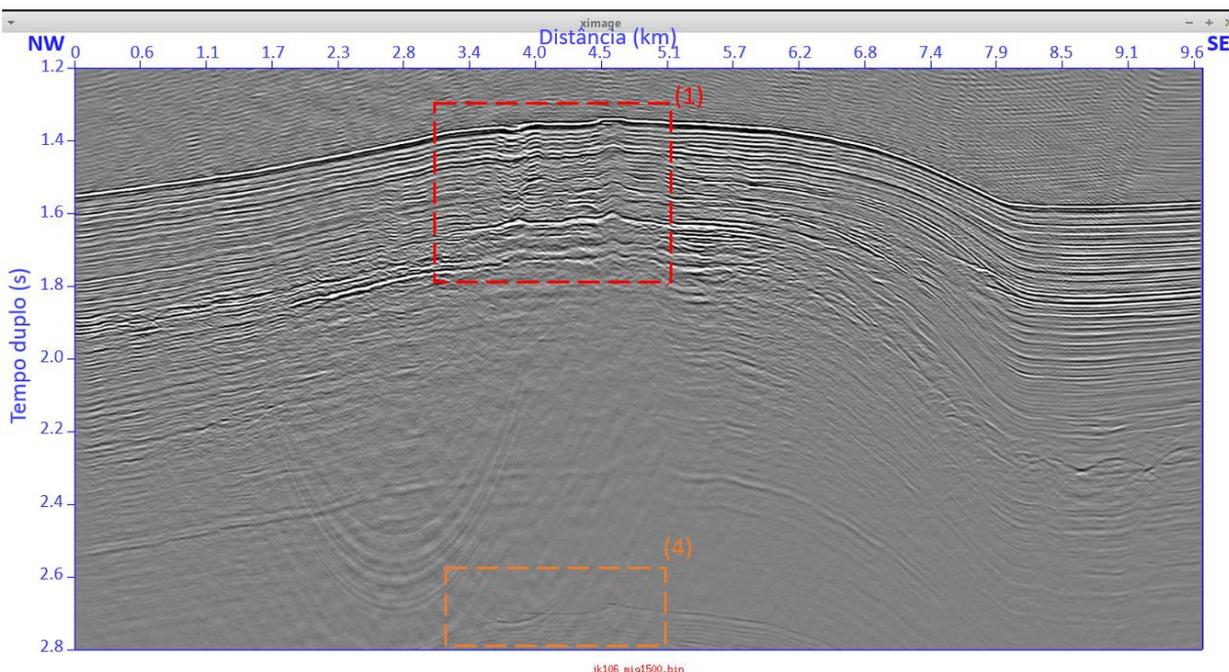
A análise de velocidade NMO por região de difrações foi feita através da execução do *script* que realiza a correção NMO e que está no APÊNDICE K. Esse *script* foi executado com velocidades variando entre 1500 m/s até 3000 m/s. Dessa forma, foi verificado que cada velocidade escolhida tinha uma vantagem e uma desvantagem em pontos específicos. A Figura 23 mostra as três principais regiões de difrações encontradas.

Figura 23: Principais difrações encontradas na seção sísmica não-migrada da linha sísmica JK-106.



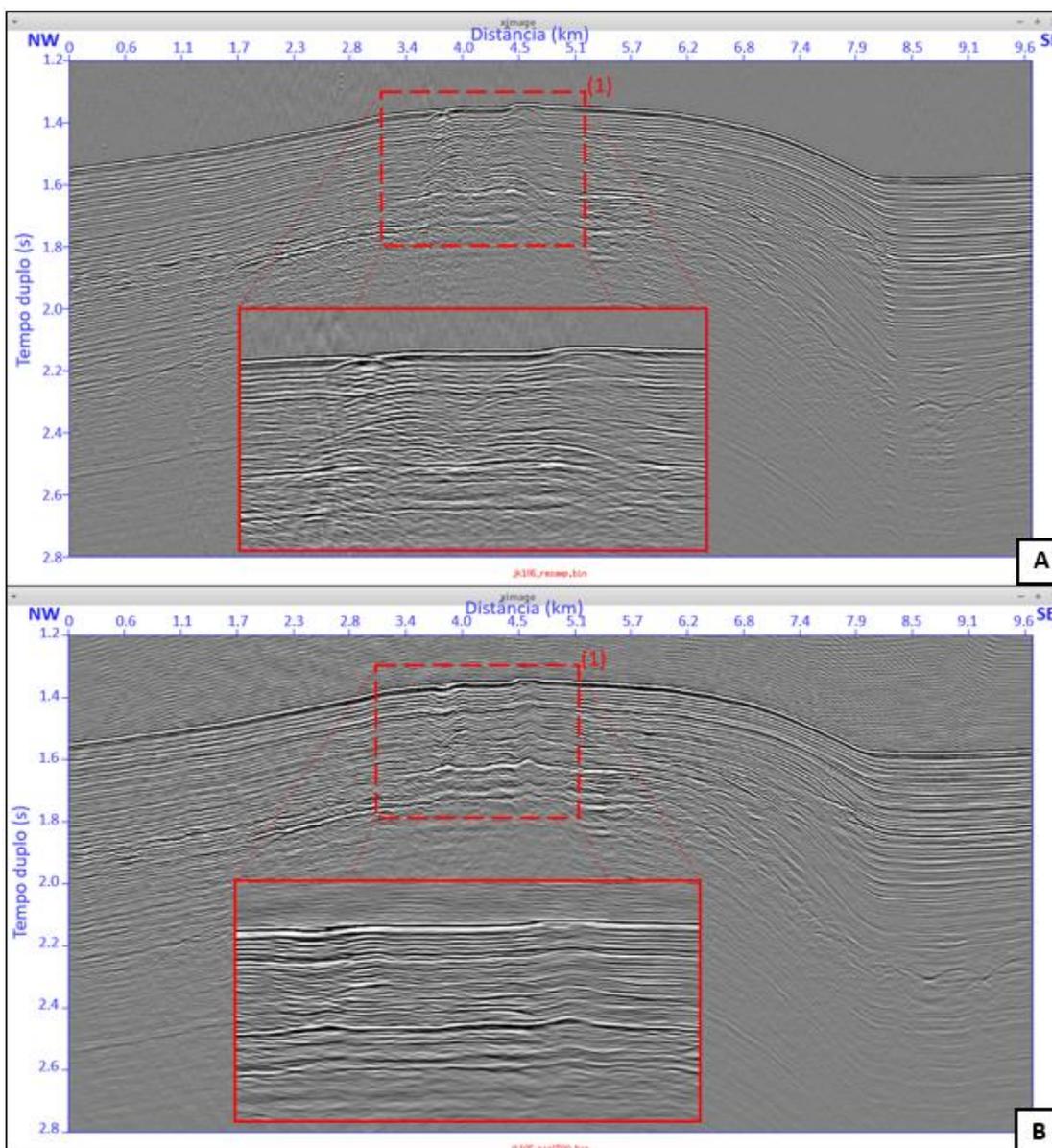
Para essas três regiões, foram escolhidas três velocidades NMO distintas que melhor colapsavam hipérbolas. Por exemplo, pra região 1, que é mais rasa, a velocidade NMO escolhida foi de 1500 m/s (Figura 24).

Figura 24: Seção sísmica JK-106 reamostrada com uma correção NMO de velocidade de 1500 m/s.



Percebe-se, na Figura 24, que a velocidade utilizada de 1500 m/s foi boa para colapsar as difrações nas profundidades mais rasas, como na região 1 destacada em vermelho. Porém, na parte profunda, retratada pelo retângulo laranja da região 4, não foi tão eficaz. A Figura 25 ilustra mais evidentemente as difrações sendo colapsadas na região 1.

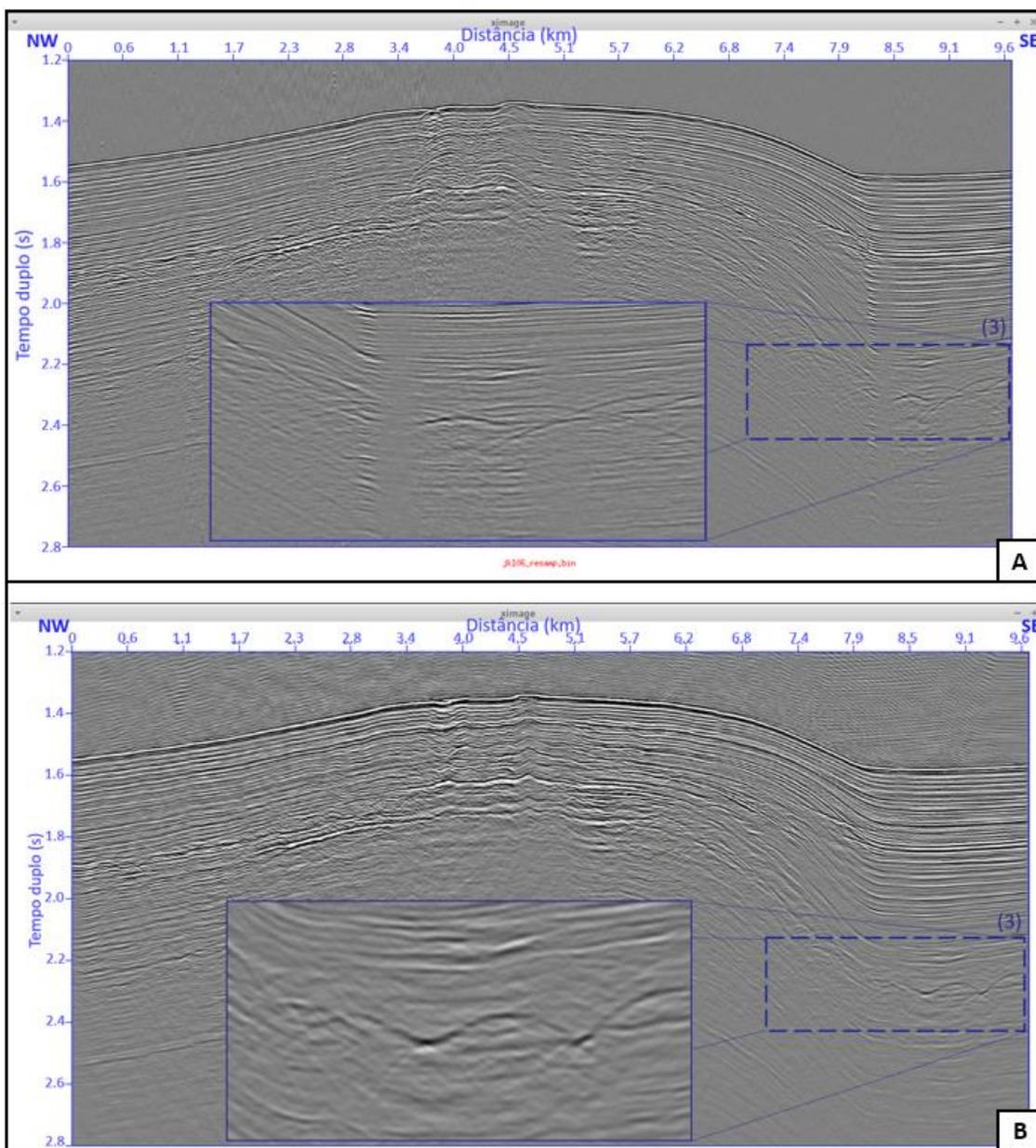
Figura 25: Comparação com zoom na região 1 das seções sísmicas JK-106. (A) Seção reamostrada não-migrada. (B) Seção migrada com uma velocidade NMO de 1500 m/s.



Para a região 2, a velocidade NMO de 1520 m/s foi a melhor encontrada para a correção NMO. Enquanto que, para a região 3, foi uma velocidade NMO de 1540 m/s (Figura 26), interpretada como sendo a superfície erosiva da quarta

camada da formação *Haizume* proposta por Freire (2010, p. 42).

Figura 26: Comparação com zoom na região 3 das seções sísmicas JK-106. (A) Seção reamostrada não-migrada. (B) Seção migrada com uma velocidade NMO de 1540 m/s.



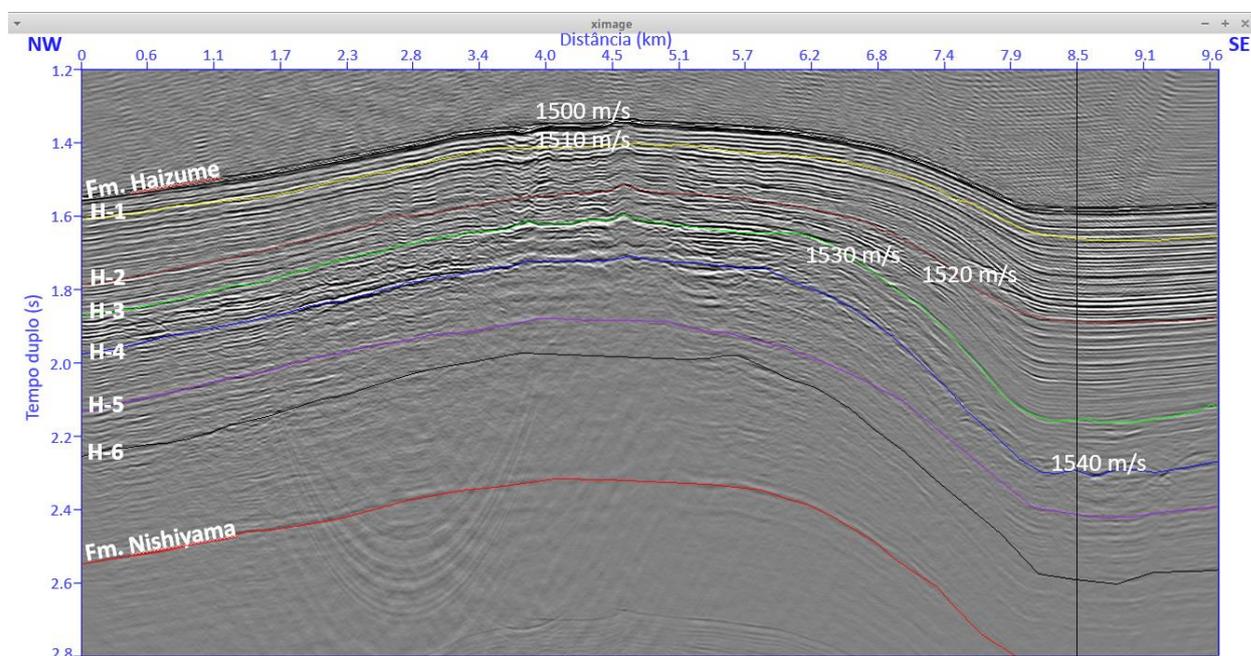
Essa análise de velocidade continuou sendo feita com velocidades NMO variando entre 1500 m/s até 3000 m/s. Dessa forma, foi observado que, com um aumento da velocidade, principalmente a partir de 2000 m/s, a qualidade das partes mais rasas piorava, enquanto que o aspecto das regiões mais profundas melhorava. Isso ocorre porque, com o aumento da profundidade, há um aumento da compactação das rochas. Dessa forma, as velocidades tendem a ser maiores na medida em que a profundidade aumenta. Porém, como o foco deste estudo

é a seção rasa, na qual se encontra a zona de estabilidade de hidratos de gás, as velocidades escolhidas foram inferiores a 1630 m/s.

O próximo passo foi fazer o *picking* de velocidade dos 8 horizontes: fundo do mar, 6 horizontes da formação *Haizume*, conforme proposto por Freire (2010), além do topo da formação *Nishiyama*. Depois, para cada horizonte, foi feita uma interpolação por *spline*, para construir um novo conjunto de dados a partir desses conjuntos de dados discretos pontuais, definidos anteriormente com o *picking*. Como a área de interesse do estudo é rasa, a seção migrada com uma velocidade NMO de 1500 m/s foi a escolhida para fazer esse mapeamento dos 8 refletores.

Dessa forma, um poço artificial foi gerado na posição de 8,5 km do eixo X (Figura 27). Essa posição foi escolhida por ser o local com mais difrações (Figura 23) e por interceptar a região 3, que continha a última informação de velocidade do estudo.

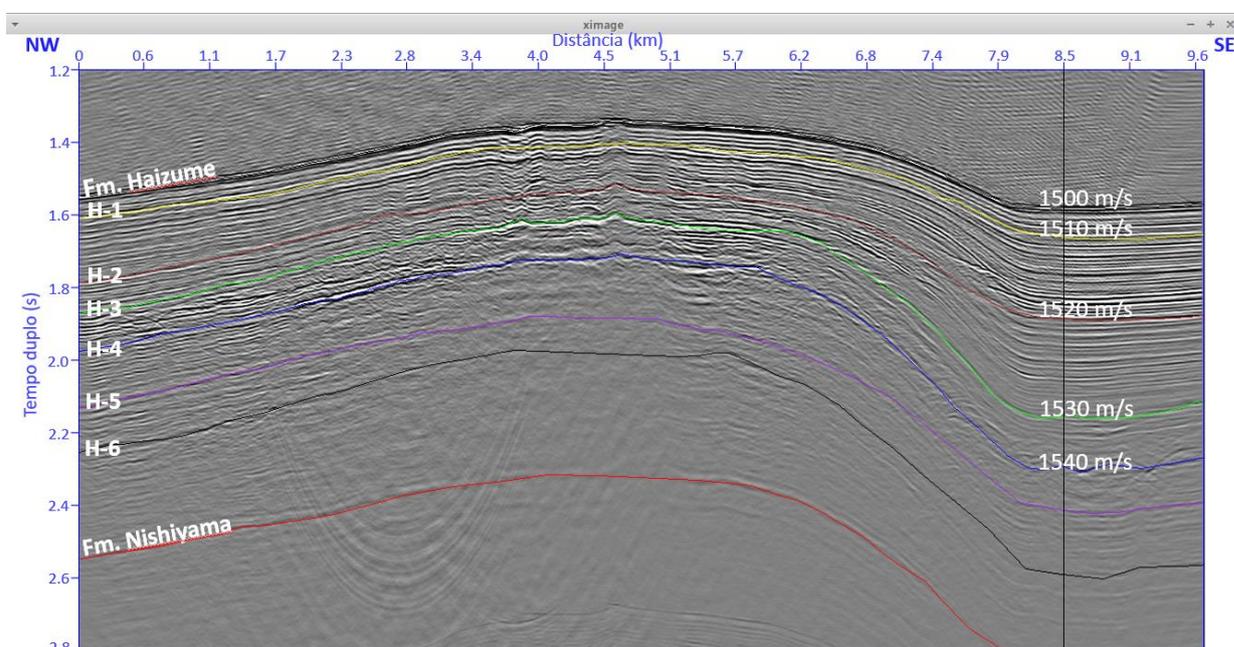
Figura 27: Seção sísmica da linha JK-106 com os 8 horizontes, o poço artificial e as velocidades NMO escolhidas após a Correção NMO.



A partir desse poço artificial foi utilizado o princípio da continuidade lateral e as velocidades NMO foram extrapoladas lateralmente, seguindo a geologia (Figura 28). Para isso, foi considerado que essas camadas sedimentares são

homogêneas e que a velocidade NMO é igual a velocidade RMS. Por exemplo, como visto na Figura 27, a velocidade de 1510 m/s foi a melhor para a primeira camada da formação *Haizume*. Assim, foi selecionado o ponto em que essa camada corta o poço artificial, sendo computada esta posição com sua respectiva velocidade RMS. Isso foi feito para cada camada em que foi possível obter uma estimativa de velocidade, o que ocorreu até a quarta camada da formação *Haizume* (H-4). A última velocidade RMS desconhecida foi estimada através de uma regra de 3.

Figura 28: Extrapolação das velocidades RMS seguindo a geologia na seção sísmica da linha JK-106.



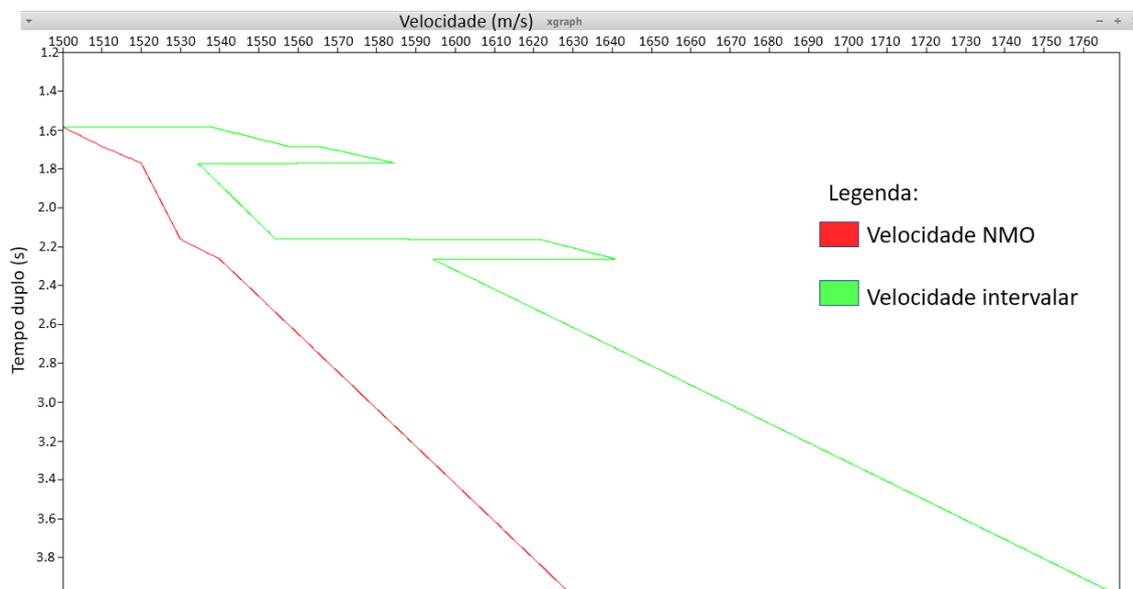
Dessa forma, obteve-se a seguinte tabela de velocidade RMS:

Tabela 1: Tabela com as velocidades RMS da linha sísmica JK-106.

Velocidade RMS	Posição em relação ao eixo vertical Z
1500	0
1500	192
1510	242
1520	285
1530	481
1540	532
1630	1399

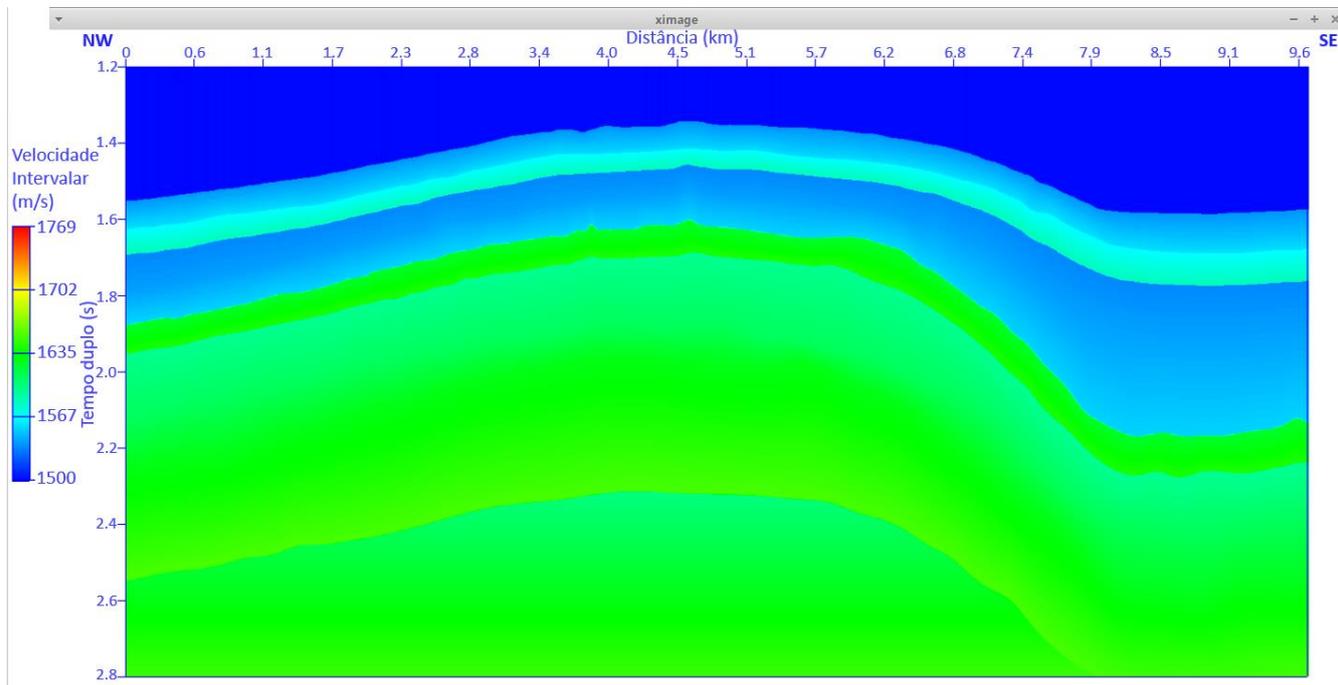
A partir dessas velocidades RMS, correspondentes as velocidades NMO, foi realizado um *script* (APÊNDICE M) para converter velocidade RMS em velocidade intervalar através da fórmula de Dix (Equação 2) e gerar um gráfico comparando as duas funções de velocidade. A partir deste gráfico gerado (Figura 29), nota-se que a velocidade intervalar é maior que a NMO e que, em ambas, ocorrem dois picos de velocidade: um em 1,8 s e o outro entre 2,2 s e 2,4 s. Isso pode ocorrer devido a presença de alguma rocha que esteja fazendo esses valores de velocidade aumentarem, no caso, possivelmente a presença de hidratos de gás.

Figura 29: Ilustração gráfica das velocidades NMO e das velocidades intervalares em função do tempo.



Em seguida, a partir dessas velocidades intervalares encontradas, foi gerado um modelo de velocidade intervalar com os 8 horizontes interpolados. Isso foi realizado através da execução do *script* do APÊNDICE N, obtendo, dessa forma, a imagem da Figura 30.

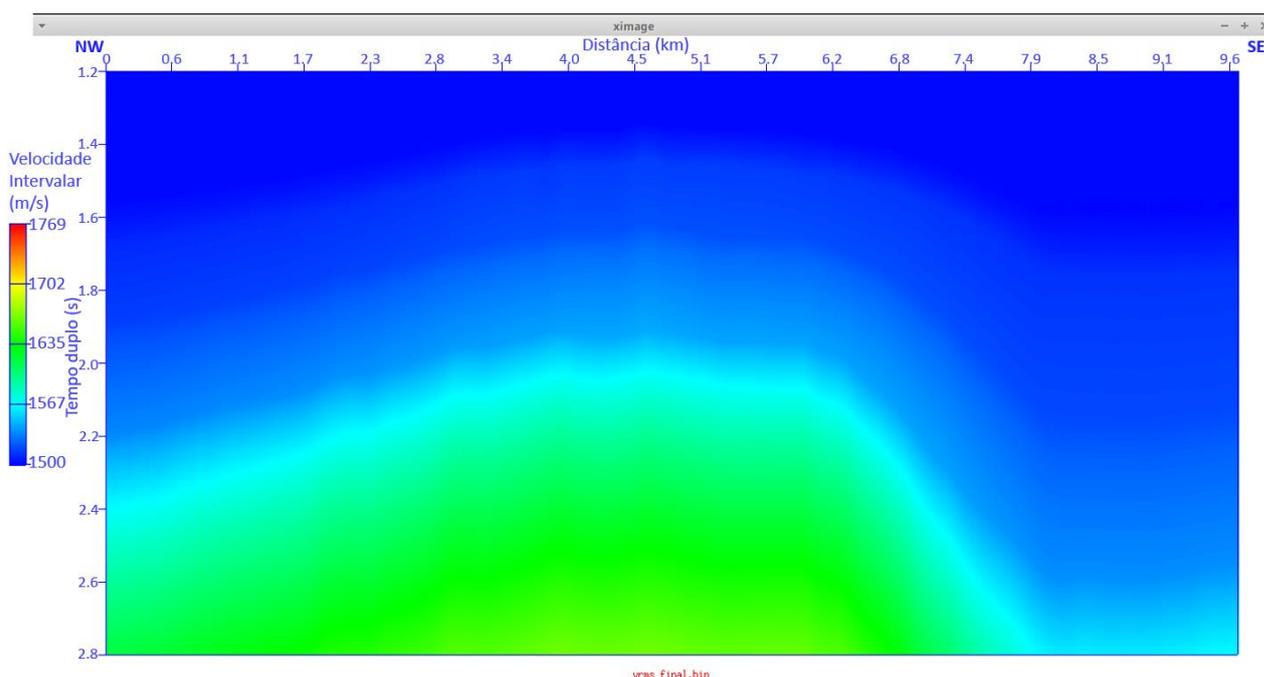
Figura 30: Horizontes interpolados em funções das suas velocidades intervalares.



Observa-se que, entre aproximadamente 1,7 s e 1,9 s, há uma diminuição da velocidade. Isso é incomum, visto que a tendência é a velocidade aumentar com a profundidade. A partir de 1,9 s, a velocidade aumenta bastante, reduzindo de forma anormal em aproximadamente em 2,0 segundos. Há também uma leve diminuição de velocidade depois 2,4 segundos, mas como a precisão do método utilizado nesse estudo não alcança essa faixa mais profunda, este fato é desprezado.

Por fim, foi realizada a conversão de velocidade intervalar para RMS no *script* do APÊNDICE O, gerando a imagem da Figura 31 com os valores das velocidades RMS e os horizontes. Nota-se que, neste modelo de velocidade, a velocidade varia uniformemente com o tempo. Isso ocorre por conta da fórmula utilizada nessa conversão de velocidade intervalar em RMS para a geração desse modelo. Dessa forma, com a obtenção dessa velocidade RMS final, é possível fazer a última migração *Kirchhoff zero offset*, que será vista na próxima seção.

Figura 31: Imagem gerada ao transformar a velocidade intervalar na velocidade RMS final.



4.1.7 Migração

A migração é o processo de reconstrução de uma seção sísmica de forma que os eventos de reflexão sejam reposicionados para suas respectivas posições verdadeiras em subsuperfície e nos tempos de reflexão verticais corretos. Esse processo melhora a resolução das seções sísmicas ao focalizar a dispersão de energia sobre uma zona de Fresnel e por atenuar padrões de difração produzidos por refletores pontuais e camadas falhadas. (BROOKS, HILL e KEAREY, 2009, p. 131).

Dessa forma, a migração é frequentemente utilizada para colapsar as difrações das camadas em subsuperfície (BENZ, FOREL e PENNINGTON, 2005, cap. 9, p. 2). Essas difrações podem ocorrer em interfaces com discontinuidades abruptas ou em estruturas cujo o raio de curvatura é menor que o comprimento de onda das ondas incidentes.

Neste estudo foi utilizada a migração *Kirchhoff zero offset*, uma migração em tempo, considerando um afastamento nulo entre fonte e receptor. Uma vez que, a cota batimétrica na base do anticlinal Joetsu (Figura 6) possui 1100 metros de profundidade, o que é substancialmente superior à distância entre a fonte e o receptor de 136,5 metros (Figura 14), esse afastamento entre fonte e

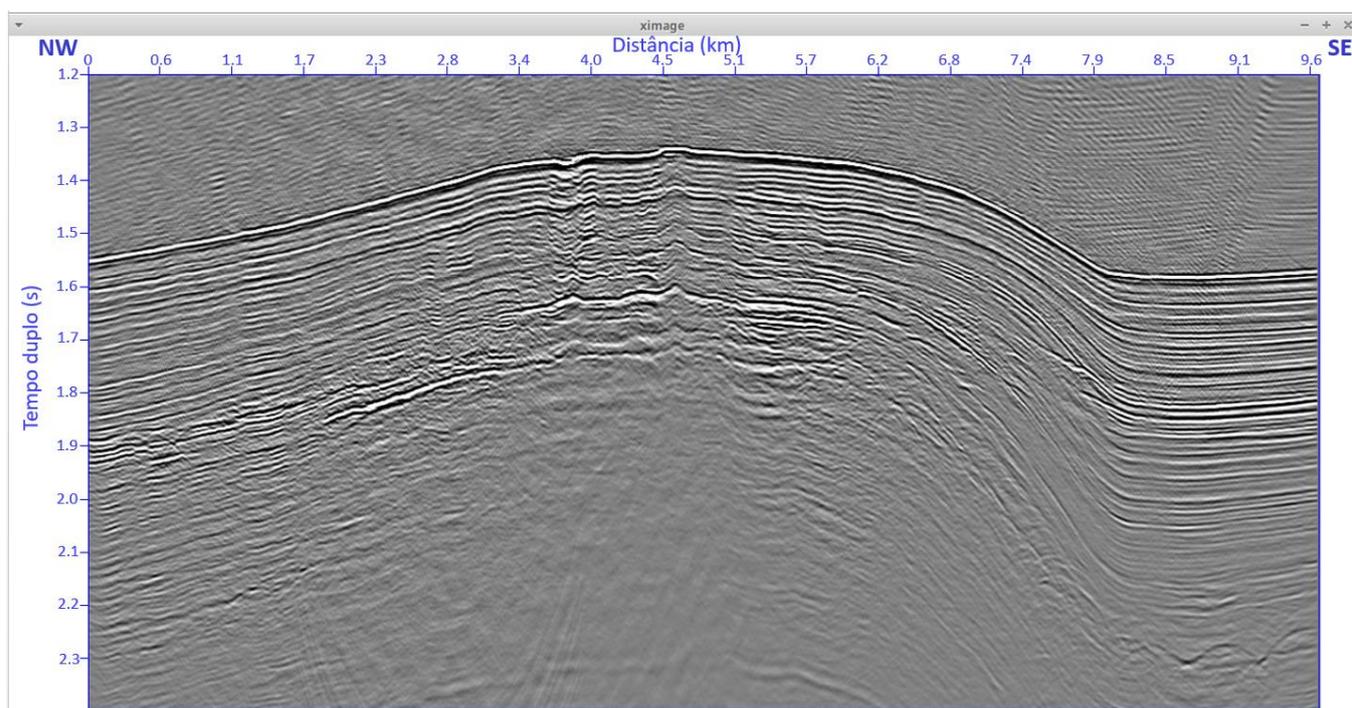
receptor pode ser desprezado.

A técnica de *Kirchhoff* foi utilizada por Schneider em 1978, mas ela “é basicamente parecida com a antiga técnica de soma de difrações, só que com as correções de amplitude e fase aplicadas aos dados antes da soma.” (YILMAZ, 2001, p. 472). Segundo Duarte (2010, p. 252), o método da soma era “um antigo método de migração dos dados de reflexão sísmica 2D, no qual cada ponto migrado era computado por meio da simples soma das amplitudes dos dados de entrada, ao longo do lugar geométrico correspondente a uma possível difração”.

A técnica de Claerbout e Doherty de 1972 é baseada na ideia de que a seção empilhada pode ser modelada como um campo de onda gerado por uma fonte explosiva com afastamento zero entre fonte e receptor (YILMAZ, 2001, p. 472). Dessa forma, usando o modelo de refletores, a migração pode ser conceituada como uma extrapolação do campo de onda na forma de uma continuidade descendente seguida de um imageamento.

Neste trabalho, após adquirir a velocidade RMS final através da conversão de velocidade intervalar em RMS, foi executada a migração *Kirchhoff zero offset*. O *script* utilizado para realizar a migração final (Figura 32) encontra-se no APÊNDICE P.

Figura 32: Seção sísmica final da linha JK-106 após a migração de *Kirchhoff zero offset*.



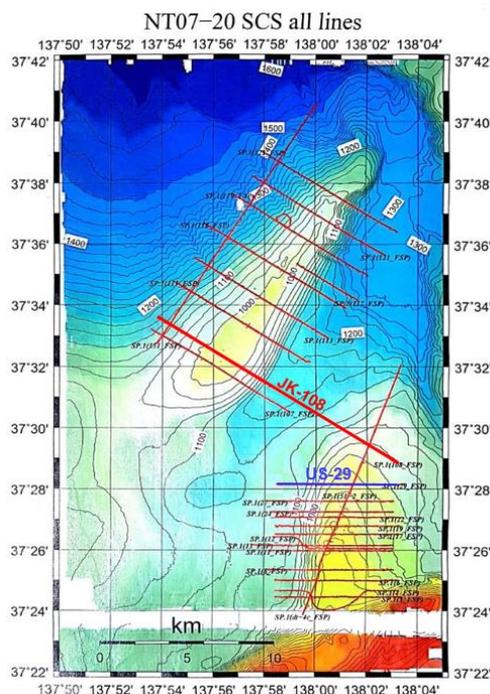
Dessa forma, percebe-se que a maioria das difrações, na seção rasa estudada, foi colapsada. As hipérbolas presentes no lado esquerdo da Figura 32 em 2,3 segundos ocorrem devido à presença de um traço ruidoso, causado pela presença de um artefato, que não chegou a ser eliminado completamente nesse trabalho. A partir dessa seção sísmica final da linha JK-106, pode ser feita a interpretação geológica no capítulo a seguir.

4.2 INTERPRETAÇÃO DE DADOS SÍSMICOS

4.2.1 Delimitação dos corpos de hidrato e estimativa de propriedades

A delimitação dos horizontes da linha sísmica JK-106 (Figura 17) foi realizada através da correlação indireta com a linha sísmica US-29 no anticlinal *Umitaka Spur*. Uma vez que, ela encontra-se aproximadamente a direita da linha sísmica JK-106 (Figura 33) e nela foi feita a perfuração do poço *METI Shallow* (Figura 9).

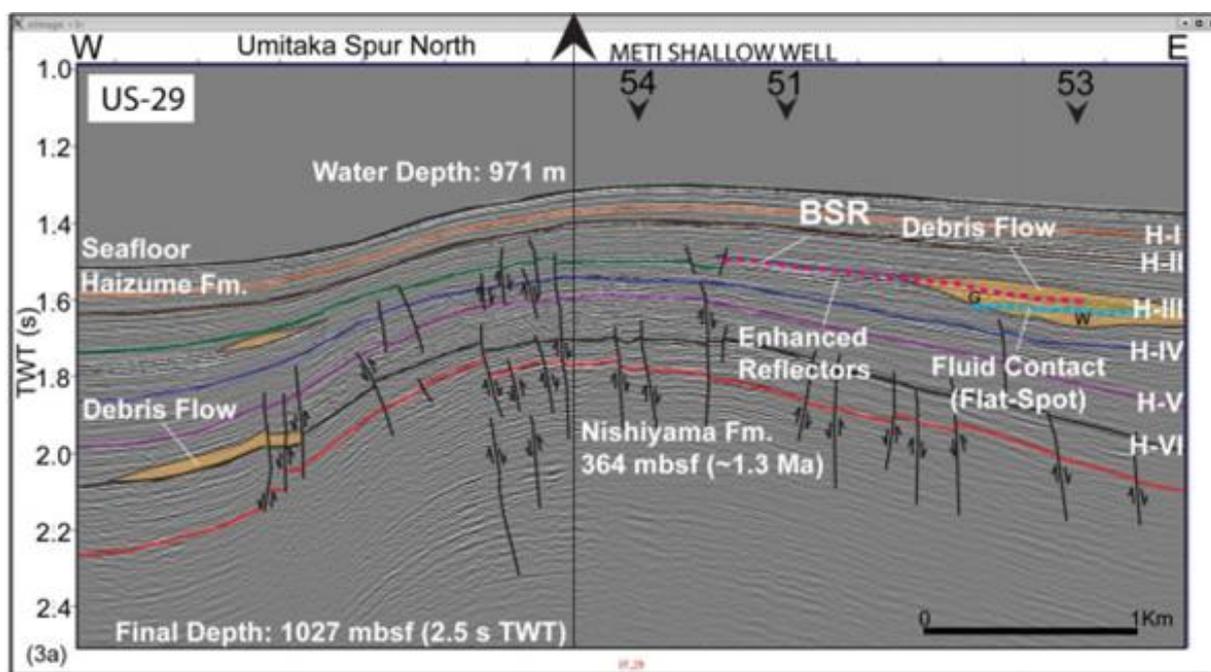
Figura 33: Mapa do levantamento sísmico realizado sobre os anticlinais *Joetsu Knoll* e *Umitaka Spur* pelo R/V *Natsushima* da Agência Japonesa de Ciências Marinhas e da Terra (JAMSTEC) em 2007. As linhas sísmicas US-29 e JK-108 estão destacadas, respectivamente, em azul e vermelho;



Modificado de: JAMSTEC, 2007.

A formação *Haizume* foi o foco deste estudo por ser a seção onde encontram os hidratos de gás na região (FREIRE, 2010, p. 42, tradução nossa). A alta frequência da aquisição sísmica, associada aos parâmetros de processamento utilizados pela JAMSTEC, permitiram uma boa avaliação da formação *Haizume*, sendo possível reconhecer seis eventos sísmicos (H-I, H-II, H-III, H-IV, H-V e H-VI) distribuídos ao longo dos perfis SCS (FREIRE, 2010, p. 42, tradução nossa), ilustrados na Figura 34.

Figura 34: Seção Sísmica US-29, parte norte do anticlinal *Umitaka Spur* com o poço METI *Shallow* plotado;

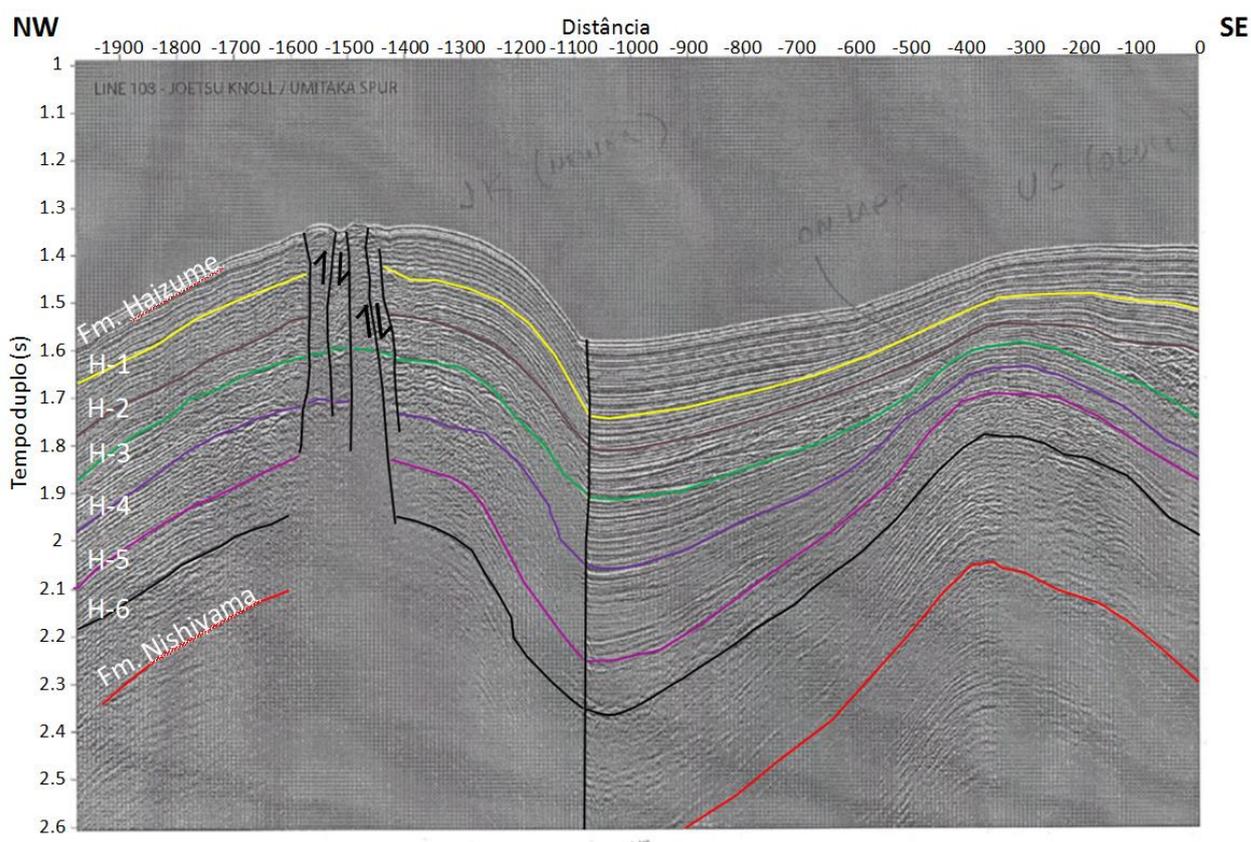


Fonte: Freire, 2010, p. 38.

Percebe-se, na Formação *Nishiyama* da linha sísmica US-29 (Figura 34), a existência de falhas normais no estilo dominó e falhas inversas nas regiões onde o bloco é soerguido em relação a falha. Ambas geradas e algumas até reativadas, durante o processo de inversão tectônica no Plioceno Médio, quando o estilo tectônico mudou de extensional para compressional (Tamaki, 1988 apud FREIRE, MATSUMOTO e SANTOS, 2011, p. 1967). Os gases migram por essas falhas (Figura 9), alimentando, dessa forma, a zona de estabilidade dos hidratos de gás da região. Observa-se que, o BSR encontra-se na camada H-III da linha US-29, logo, o hidrato de gás encontra-se acima desta camada.

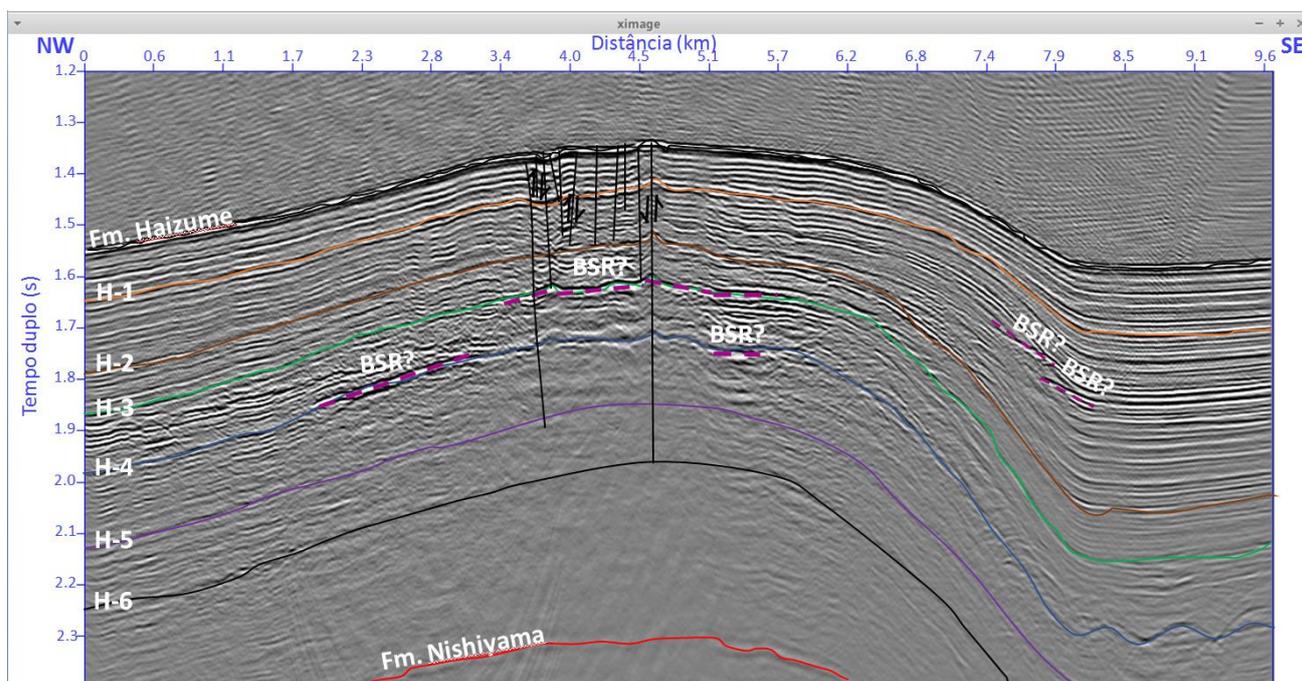
Como a linha sísmica US-29 não passa pelo anticlinal Joetsu, não é possível fazer uma correlação direta com a linha JK-106. Portanto, antes de interpretar a seção sísmica migrada final da linha JK-106 (Figura 32), foi feita uma interpretação geológica da linha JK-108 (Figura 35), que corta os anticlinais Umitaka e Joetsu (Figura 33).

Figura 35: Interpretação geológica da linha sísmica JK-108.



Percebe-se, na Figura 35, a existência de falhas nos refletores da Formação *Haizume*. Dessa forma, baseando-se nas informações geológicas da área de estudo e dessas duas seções sísmicas interpretadas (Figura 34 e Figura 35), foi realizada a interpretação da linha sísmica JK-106 (Figura 36).

Figura 36: Interpretação geológica da seção sísmica migrada final da linha sísmica JK-106.



Percebe-se que, com os parâmetros de processamento utilizados nesse trabalho, também foi possível reconhecer os seis horizontes da formação *Haizume*. Além disso, assim como a linha JK-108 (Figura 35), há falhas na parte central dos refletores da Formação *Haizume* da linha JK-106 (Figura 36). Porém, diferentemente da seção sísmica US-29 (Figura 34), em que foi encontrado apenas um BSR, foram encontrados cinco possíveis BSRs, onde os refletores exibem um contraste negativo de impedância (Figura 36). Dois desses refletores encontram-se na camada H-4, um na camada H-3 e dois entre as camadas H-1 e H-2.

Como os BSRs e os horizontes são paralelos ao fundo do mar, é difícil fazer a identificação dos hidratos de gás. Dessa forma, foi necessário utilizar o modelo de velocidade intervalar (Figura 30) como auxílio nessa identificação.

Através da tabela de velocidades das rochas (Tabela 2), das velocidades intervalares obtidas (Figura 30) e nas informações bibliográficas da geologia da área de estudo, estima-se que a formação *Haizume* seja composta de rochas selantes e impermeáveis, porém fraturadas nos planos axiais dos anticlinais.

Tabela 2: Tabela de velocidades de ondas P correspondentes a vários tipos de rocha encontrados na prática;

	Estimativa Geral (m/s)
Zona de intemperismo	200-1300
Aluvião	750-2000
Depósitos Glaciais	1500-2600
Folhelho	1500-4800
Arenito	1900-5800
Calcário	2300-7000
Dolomita	3800-7000
Diápiro de Sal	4000-4900
Sal (Halita)	4400-4600
Anidrita	4500-7100
Granito	4700-6200
Outras Rochas Ígneas e Metamórficas	4200-7200

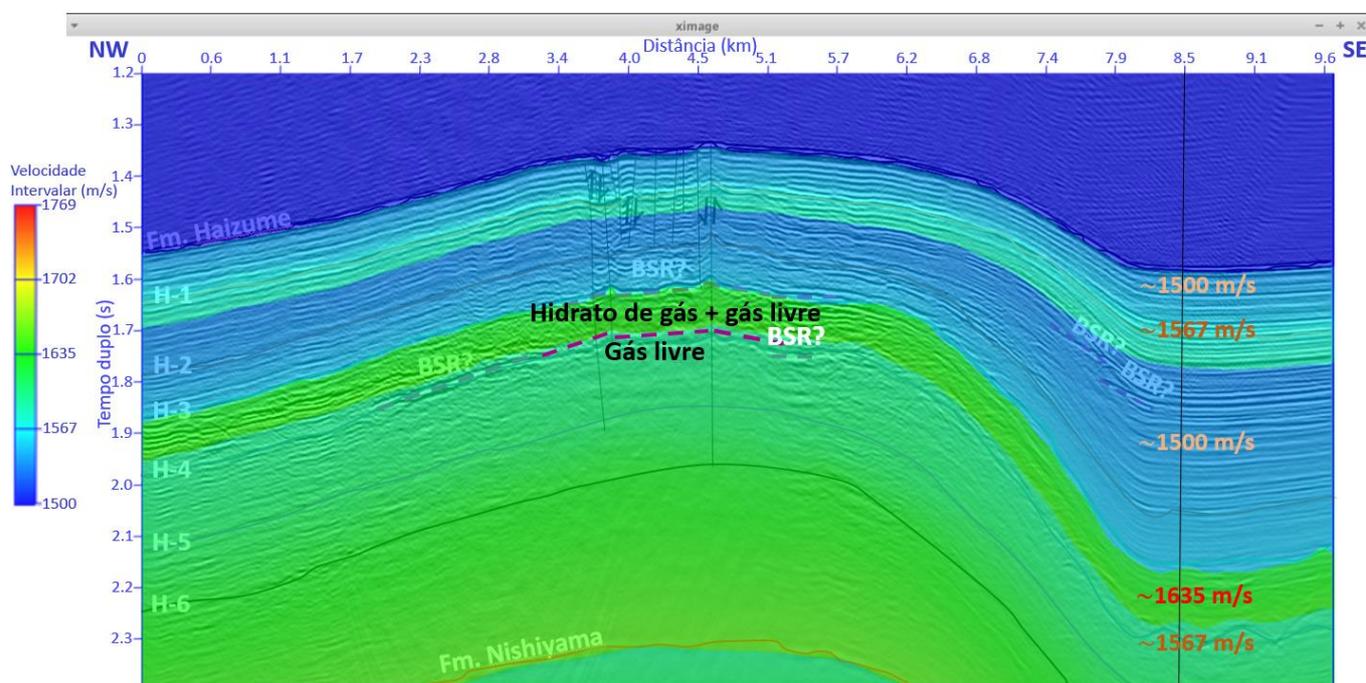
Modificado de: M. Al-Chalabi, 2014.

A zona de faturamento axial (Figura 36) da linha JK-106 é onde ocorre as exsudações de gás metano, formando *pockmarks* e *mounds*. As difrações encontradas na região 1 antes da Correção NMO possivelmente foram geradas devido a essas falhas normais. Dessa forma, esses deslocamentos dos refletores sísmicos da formação *Haizume* indicam que o tectonismo vem sendo ativo durante o Quaternário. Esses deslocamentos conectam os reservatórios profundos à zona de estabilidade de hidratos de gás e ao fundo do mar, intersectando os refletores sísmicos H-1, H-2, H-3, H-4, H-5 e H-6.

Sobrepondo o modelo de velocidade intervalar obtido na etapa da análise de velocidade (Figura 30) com a interpretação geológica da Figura 36, obteve-se a Figura 37. Nessa figura tem-se o poço artificial que foi utilizado para fazer a extrapolação das velocidades seguindo a geologia. A tendência normal é a velocidade aumentar com o aumento da profundidade, devido ao aumento da compactação das rochas. Porém, percebe-se que, acima da camada H-3 há uma diminuição abrupta da velocidade, aumentando bastante abaixo dela. Enquanto que, entre as camadas H-3 e H-4, a velocidade é alta. Depois, há uma diminuição anômala da velocidade abaixo da camada H-4, normalizando-se a partir da

camada H-5, com o aumento do tempo percorrido.

Figura 37: Interpretação final do modelo intervalar sobreposta a seção sísmica interpretada da linha sísmica JK-106.



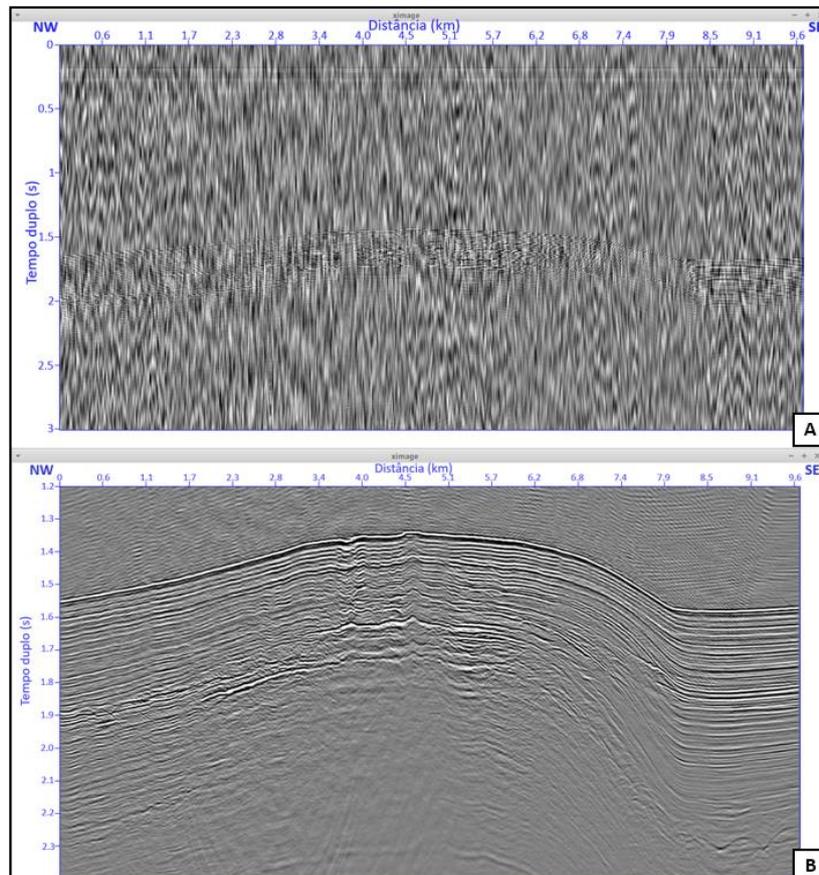
Portanto, possivelmente o BSR encontra-se no refletor H-4 (Figura 37). Acima deste refletor deve existir uma zona de mistura de hidratos de gás com gás livre. Isso é concluído devido ao fato do hidrato de gás ser mais denso e aumentar a velocidade de propagação, gerando esse aumento de velocidade intervalar observado pela coloração verde. Deve existir gás livre misturado com esse hidrato de gás, porque acima de H-3 há uma redução anômala de velocidade e neste refletor também há um possível BSR. Abaixo de H-4 tem gás livre, porque a velocidade diminui devido às moléculas de gás presentes e essas também diminuem a densidade do meio. Então, o contraste de impedância em H-4 é negativo, porque está indo de um meio com maior densidade para um meio de menor densidade, gerando esse BSR, ou seja, essa polaridade inversa ao fundo do mar.

5 DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Apesar de não ter sido feita a edição completa de todos os traços sísmicos, os parâmetros de processamento sísmico utilizados neste projeto foram suficientes para fazer o reconhecimento dos 8 refletores sísmicos: fundo do mar, os seis refletores da formação *Haizume* (H-1, H-2, H-3, H-4, H-5 E H-6) e o refletor da formação *Nishiyama*. Identificando, dessa forma, a formação *Haizume* (Quaternário), dividida pelos seis eventos sísmicos de reflexão chamados de H-1 no topo para H-6 no fundo, sobrepondo a formação *Nishiyama* (Plioceno).

O processamento sísmico foi fundamental para melhorar a razão sinal-ruído, fazer as estimativas dessas velocidades encontradas e, dessa forma, extrair as informações necessárias para a interpretação geológica. Isso é evidente na Figura 38, que ilustra a seção sísmica bruta e a seção sísmica final após a Migração de *Kirchhoff zero offset*.

Figura 38: Comparação entre a seção sísmica bruta (A) e a seção sísmica migrada final da linha sísmica JK-106 (B).



A partir dessa seção sísmica migrada final, foram identificados 5 zonas de manchas brilhantes (*bright spots*), identificando, dessa forma, possíveis zonas com BSRs. Então, foi feita a interpretação da seção sísmica JK-106 (Figura 36), onde os BSRs e os horizontes são paralelos ao fundo do mar, dificultando a identificação de hidratos de gás. Portanto, foi utilizado o modelo de velocidade intervalar como auxílio nessa identificação.

Através da escala de cores de velocidades intervalares da Figura 37, obtida pela sobreposição das Figura 30 e Figura 36, observou-se uma possível existência de BSR duplo, tendo acima do BSR inferior (camada H-4) uma mistura de hidratos de gás com gás livre e abaixo dele somente gás livre. Destacando, dessa maneira, a passagem da maior impedância para menor, devido a diminuição de velocidade no contato entre a zona de mistura hidratos de gás com gás livre e a zona de gás livre. Resultando, dessa forma, em uma polaridade oposta daquela observada no fundo do mar e o refletor exibe um contraste de impedância negativo.

Porém, segundo a seção sísmica US-29, era para existir um único BSR e na camada H-3, e não H-4. Essa contradição pode ter sido causada por alguns destes possíveis motivos:

- A correção estática de 100 milissegundos não corrigiu completamente a seção sísmica;
- Erro na estimativa das velocidades RMS a partir dos sobretempos extraídos das difrações;
- Existência de uma variação lateral das fácies das camadas. Uma vez que, no estudo foi considerado que as camadas eram homogêneas, tanto para fazer a extrapolação de velocidades intervalares seguindo a geologia, quanto para fazer a substituição de velocidades RMS por NMO na fórmula de Dix (Equação 2);
- Escolha de uma linha sísmica (JK-106) que não delimita bem a zona de estabilidade de hidratos de gás;
- Existência de um BSR duplo, tendo acima do BSR inferior uma mistura de hidratos de gás com gás livre e abaixo dele apenas gás livre;

Apesar desse possível erro ocorrido no modelo de velocidade, a média encontrada de velocidade RMS e variações de velocidades são condizentes. Por exemplo, baseando-se nas informações da Tabela 3, onde foi inferida uma velocidade média intervalar de 1618 m/s para a linha sísmica US-29, tem-se que a média de velocidade RMS encontrada da Tabela 1 é menor que a intervalar, sendo equivalente a 1533 m/s.

Tabela 3: Profundidade e velocidade os eventos sísmicos das formações *Haizume* e *Nishiyama* observados a partir do poço METI *Shallow*;

Dados de US-29 (Poço METI *Shallow*)

Época	Estratigrafia	Fácies Sísmicas	TWT (ms)	OWT (ms)	OWT (msbsf)	Profundidade (mbsf)	Velocidade (m/s)
Holoceno		Fundo do mar	1300	650			
Pleistoceno	Fm. <i>Haizume</i>	H1	1370	685	35	57	1618
		H2	1400	700	50	81	
		H3	1480	740	90	146	
		H4	1530	765	115	186	
		H5	1600	800	150	243	
		H6	1700	850	200	324	
Plioceno	Fm. <i>Nishiyama</i>	<i>Nishiyama</i>	1750	875	225	364	

TWT=two way travel; OWT=one way travel; msbsf=milliseconds below the seafloor ;

mbsf=meters below the seafloor

Modificado de: Freire, 2010, p. 37.

Analisando as velocidades intervalares obtidas neste estudo (Figura 29 e Figura 30) com a Tabela 2, poderia corresponder a três tipos de litologia: depósitos glaciais, folhelho e arenito. Porém, através do conhecimento bibliográfico sobre a geologia da Bacia de Joetsu, da comparação com a linha sísmica US-29 com os dados do poço METI *Shallow*, infere-se que essas litologias são sedimentos argilosos localizados a 200 metros abaixo do fundo do mar, pertencentes a formação *Haizume*.

6 RECOMENDAÇÕES

Como houve essa contradição entre o modelo de velocidade intervalar obtido com as correlações geológicas utilizadas no trabalho, recomenda-se

refinar o estudo das difrações e melhorar o campo de velocidades. Dessa forma, selecionar linhas onde o contraste da base da zona de estabilidade de hidratos de gás (BGHSZ) seja mais efetivo, para recalcular as velocidades intervalares. Por fim, também é necessário extrapolar o estudo para outras linhas de *Joetsu Knoll* e *Umitaka Spur*.

REFERÊNCIAS

BROOKS, M.; HILL, I.; KEAREY, P. **Geofísica de Exploração**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CHOPRA, S.; RIEDEL, M.; WILLOUGHBY, E. C. **Geophysical Characterization of Gas Hydrates**. 1. ed. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2010.

DALLIMORE, S. R.; HYNDMAN, R. D. **Natural Gas Hydrate Studies in Canada**. 2001. vol. 26, n. 5. Disponível em: <<https://csegrecorder.com/articles/view/natural-gas-hydrate-studies-in-canada>>. Acesso em: 26 de nov. 2017.

DUARTE, O. **Dicionário Enciclopédico Inglês – Português de Geologia e Geofísica**. 4. ed. Rio de Janeiro: SBGf, 2010.

FOREL, D.; BENZ, T.; PENNINGTON, W. D. **Seismic Data Processing with Seismic Un*x: A 2D Seismic Data Processing Primer**. 1. ed., v. 12. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2005.

FREIRE, A. F. **An Integrated Study on the Gas Hydrate Area of Joetsu Basin, Eastern Margin of Japan Sea, using Geophysical, Geological and Geochemical Data**: 2010. 263f. Ph.D. Thesis – University of Tokyo, Tokyo, 2010

FREIRE, A. F. **Gas hydrates and the Gas Seeps Phenomenon**. ALAGO WORKSHOP. 2017.

FREIRE, A. F.; MATSUMOTO, R.; SANTOS, L. A. Structural-stratigraphic control on the Umitaka Spur gas hydrates of Joetsu Basin in the eastern margin of Japan Sea. **ELSEVIER – Marine and Petroleum Geology**. v. 28, p.1967-1978, out. 2010.

FREIRE, A. F. **Recursos Petrolíferos Não-Convencionais – Aula 3: Hidratos de Gás**. 2017. Niterói, RJ. 91 p. Notas de aula.

FREIRE, A. F.; SUGAI, T.; MATSUMOTO, R. O uso de cinzas vulcânicas para correlações estratigráficas na margem leste do Mar do Japão. **Boletim de Geociências da Petrobras**. v. 18, n. 1, p. 97-121. nov. 2009/maio 2010.

FREITAS, S. **Considerações sobre a aquisição sísmica multiclientes no**

Brasil: aspectos legais. 1. ed. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, 2012.

NAKAJIMA, T. *et al.* Formation of pockmarks and submarine canyons associated with dissociation of gas hydrates on the Joetsu Knoll, eastern margin of the Sea of Japan. **ELSEVIER – Journal of Asian Earth Sciences.** v. 90. agos. 2014. ISSN 1367-9120

ROBERTS, H. H. *et al.* Seafloor reflectivity – An important seismic property for interpreting fluid/gas expulsion geology and the presence of gas hydrate. **The Leading Edge.** Tulsa: Society of Exploration Geophysicists. maio. 2006.

SANTOS, L. A. **Inversão Tomográfica Sequencial para o Campo de Velocidades Sísmicas baseadas em Difrações e Critérios Geológicos:** 2012. 150f. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

SANTOS, L. A.; FREIRE, A. F.; MATSUMOTO, R. **Q estimation in hydrate bearing sediments at Joetsu Knoll – Japan Sea.** ELEVENTH INTERNATIONAL CONGRESS OF BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY. agos. 2009.

SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. **Exploration Seismology.** 2. ed. Cambridge: University Press, USA, 1995.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied Geophysics.** 2. ed., Cambridge University Press, USA, 2004.

The U. S. Geological Survey Gas Hydrates Project. Disponível em: <<https://woodshole.er.usgs.gov/project-pages/hydrates/primer.html>>. Acesso em: 30 jun. 2017.

YILMAZ, Ö. **Seismic Data Analysis:** Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data. 2. ed., vol. 1. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 2001.

APÊNDICES

APÊNDICE A – TRANSFORMAÇÃO DO ARQUIVO SEG-Y EM SU

Para poder realizar as etapas do fluxo de processamento no *Seismic Unix*, foi necessário inicialmente transformar o arquivo de entrada SEG-Y em SU. Esse é o *script* que converte o dado do formato SEG-Y para SU e em seguida gera a imagem desse dado no *Seismic Unix*:

```

#!/bin/bash
fileseg="jk-106.sgy" #variável em formato SEG-Y recebe o arquivo "jk-106.sgy"
filesu="jk106.su" #variável em formato SU que vai ser o arquivo de saída, nomeada por "jk106.su"
segypread tape=$fileseg | segyclean > $filesu #segypread converte o dado do formato SEG-Y para o formato SU
suximage <$filesu perc=99 title="Secao sismica com os dados brutos da linha sismica jk-106" & #geração da imagem do dado em SU

```

Quando os traços sísmicos estão tanto em formato SEG-Y, quanto em SU, o começo de cada traço, conhecido como *trace header* tem as informações dos traços sísmicos. Essas informações podem incluir o número de traços e do afastamento entre a fonte e receptor, por exemplo. Porém, em SU esses traços são chamados de *keys* e não *headers*. “No SU, para garantir que cada traço do dado tenha o mesmo tipo de tamanho, o número de *traces headers* é o mesmo” (BENZ, FOREL e PENNINGTON, 2005, cap. 3, p. 1). Para visualizar quais informações (*keys*) estão nesses conjuntos de dados e quais são os seus respectivos valores foi utilizado o comando *surange* no terminal (*shell*), como ilustrado na imagem seguinte.

Características dos dados sísmicos:

```

857 traces:
tracl 1 857 (1 - 857)
fldr 1 857 (1 - 857)
tracf 1
trid 1
sx 224814 232459 (224814 - 232459)
sy 4155292 4161292 (4161292 - 4155292)
gx 224706 232352 (224706 - 232352)
gy 4155376 4161377 (4161377 - 4155376)
ns 4000
dt 1000
d2 0.000000
unscale 0.000000 0.000000 (0.000000 - 0.000000)

```

Dessa forma, foi possível visualizar as posições horizontais (*sx*) e verticais (*sy*) da fonte e dos receptores (*gx* e *gy*, respectivamente) do primeiro e último tiro, o número de amostras (*ns*) igual a 4000, intervalo de amostragem (*dt*) de 1000 microssegundos, número de canais (*tracf*) igual a um (monocanal), número de tiros correspondente a 857 (*fldr*). Com as informações das posições da fonte e receptor é possível calcular aproximadamente o valor do *offset* (*d*) pela fórmula da Equação A.1:

$$d = \sqrt{(sx - gx)^2 + (sy - gy)^2} \quad (\text{A.1})$$

APÊNDICE B – REGRESSÃO LINEAR

Script que executa a Regressão Linear:

```
#!/bin/bash

#arquivo de entrada
filein=coordenadas.txt

#arquivo de saída com as coordenadas calculadas
fileout=coord_calc.txt

echo $filein $fileout > parregressaolinear.txt

#execução da regressão linear
./regressao_linear
```

APÊNDICE C – PARAMETRIZAÇÃO

Script para gerar a reta que mais aproxima-se da linha JK-106:

```
#!/bin/bash

#declarando o arquivo de entrada
filein=coordenadas.txt

#arquivo de saída
fileout=coord_calc.txt

Xo fonte=224814.1           # posição da fonte
Xo=224706.713750          # posição X do primeiro receptor
A=4337731.000000          # coeficiente angular da reta
DX=8.931665               # intervalo entre estações na direcao X
N=857                     # número de traços
B=-0.784819               #coeficiente linear da reta

#arquivo de saída com as coordenadas X e Y dos receptores
fileout=YX_rec.txt

#o comando echo faz com que os comandos em seguida não apareçam no terminal
echo $Xo $DX $N $A $B $fileout > pargerareta.txt

#executar
./gerareta
```

APÊNDICE D – COMPARAÇÃO ENTRE AS COORDENADAS COM A POSIÇÃO DA FONTE

Este é o *script* que gera um gráfico (*xgraph*) para comparar as coordenadas com as posições vertical e horizontal da fonte, ambos os arquivos em binário:

```
#!/bin/bash

N=857                                #número de traços

filein1=coordenadas.bin              #primeiro arquivo de entrada
filein2=YX_fonte.bin                 #segundo arquivo de entrada

cat $filein1 $filein2 > compara.bin

xgraph n1=857 nplot=2 <compara.bin  style=normal title=compara &
```

APÊNDICE E – REGULARIZAÇÃO DA FONTE E DOS RECEPTORES

Na etapa da correção da geometria, foi gerado o *script* abaixo para a colocação regular de posição da fonte e dos receptores:

```
#!/bin/bash

## SCRIPT PARA COLOCAÇÃO DO GRID REGULAR DE POSIÇÃO DE FONTE E RECEPTORES

#declarando o arquivo su
filesu=jk106.su

#arquivo de saída
fileout=jk106_geom.su

#arquivo em binário com as coordenadas YX dos receptores
filexybin=YX_rec.bin

#su set header word
sushw <$filesu >lixo key=gy,gx infile=$filexybin

#declarando o arquivo com as coordenadas YX da fonte
filexybin=YX_fonte.bin

#su set header word
sushw <lixo >$fileout key=sy,sx infile=$filexybin

#mostrar as características do arquivo de saída
surange <$fileout
```

APÊNDICE F – CORREÇÃO ESTÁTICA DA FONTE E DO RECEPTOR

Script para gerar a correção estática na fonte e no receptor:

```
#!/bin/bash

i=0
int=1
fim=857

for ((i=0; i<857; ++i))
do
    echo 100 >> rec_stat.txt           #aplicação da estática nos receptores
done

#transformar ascii em binário
a2b n1=1 <rec_stat.txt >rec_stat.bin

for ((i=0; i<857; ++i))
do
    echo 0.0 >> sou_stat.txt         #estática para a fonte
done

a2b n1=1 <sou_stat.txt >sou_stat.bin
```

Esse *script* gera a estática nos receptores (rec_stat.txt) e transforma o arquivo *ascii* em binário. Depois gera a correção estática para a fonte (sou_stat.txt).

APÊNDICE G – CORREÇÃO ESTÁTICA E FILTRAGEM DOS DADOS SÍSMICOS

Script que executa a correção estática (*script* do APÊNDICE F) e faz a filtragem dos dados sísmicos:

```
#!/bin/bash

#arquivo de entrada (linha sísmica com a correção geométrica)
filein=jk106_geom.su

#arquivo de saída (linha sísmica com a filtragem)
fileout=jk106_filt.su

#execução do script que gera a correção estática
./lscript_gera_static

#su set header word
sushw <${filein} >lixo key=tstat infile=rec_stat.bin

#comando para aplicar a correção estática
sustatic <lixo >lixo2 hdrs=1

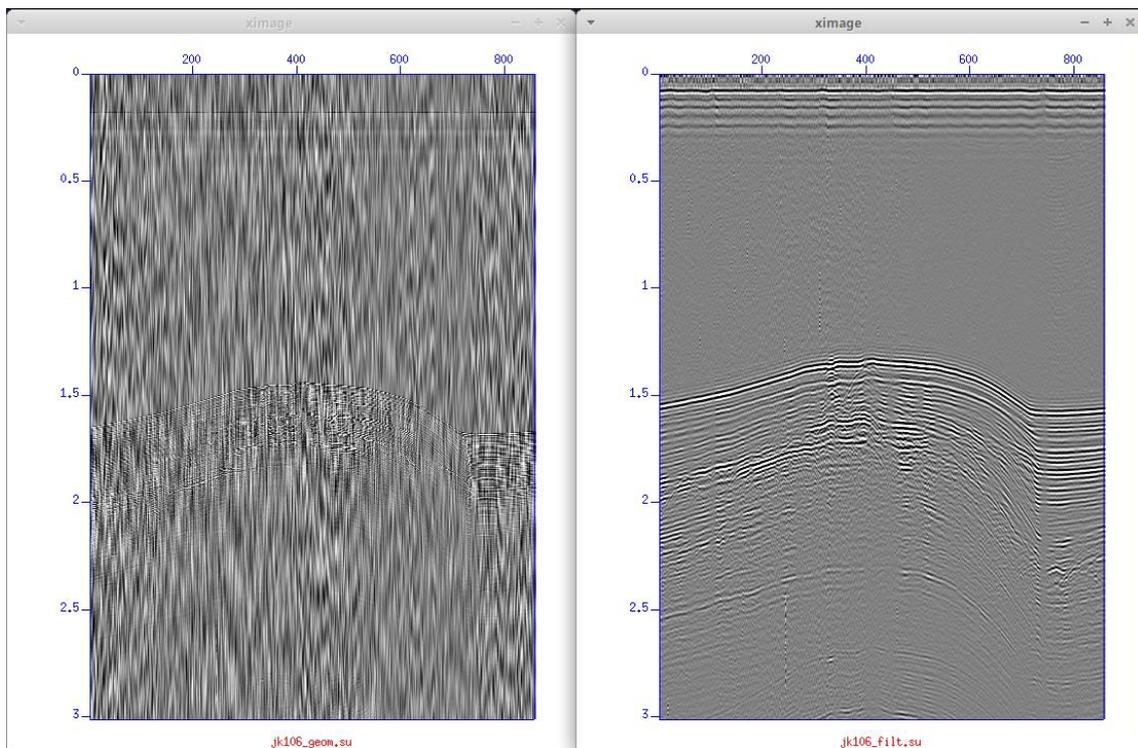
sufilter <lixo2 f=15,20,50,60 >${fileout}

rm lixo*                                     # apagar arquivo

#geração da seção sísmica sem a filtragem (arquivo de entrada)
suximage <${filein} perc=99 title=${filein} &

#geração da seção sísmica do arquivo de saída com a filtragem
suximage <${fileout} perc=99 title=${fileout} &
```

Como comentando no *script* acima, para a correção estática foi utilizado o comando *sustatic* no SU. O comando *sufilter* faz a filtragem em função das frequências declaradas, no caso, 15, 20, 50, 60 Hz, gerando o arquivo de saída, nomeado por “jk106_filt.su”. O comando *suximage* gera a imagem da seção sísmica. No caso, ao executar esse *script*, duas seções sísmicas foram geradas, uma do arquivo de entrada (sem a filtragem) e a outra, do arquivo de saída com a filtragem. A imagem a seguir ilustra essas imagens geradas ao rodar o *script* acima. Percebe-se na esquerda a seção sísmica sem a filtragem, enquanto que, na direita, a seção sísmica já com a filtragem:



APÊNDICE H – ANÁLISE DAS ENERGIAS DOS TRAÇOS

Script para fazer a análise das energias dos traços:

```
#!/bin/bash

NX=857          #número de traços
NZ=4000        #número de amostras

filein=jk106_filt.su    #arquivo de entrada
filebin=jk106_filt.bin  #arquivo em binário
fileout=energia_traco.bin    #arquivo de saída

sustrip <$filein >$filebin

echo $NX $NZ $filebin $filebin lixo 4 1 >parop.txt
./op

transp n1=$NZ <lixo >lixo2

echo $NZ $NX lixo2 $fileout >parempilha.txt
./empilha

xgraph n1=$NX dl=1 <$fileout style=normal &

#geração da imagem
suximage f1=1 <$filein perc=99 &
```

APÊNDICE I – ELIMINAÇÃO DOS TRAÇOS RUIDOSOS

Script para eliminar os traços ruidosos (continua):

```
#!/bin/bash
#####
##
## script para separacao do header SU ##
## operacao com binario e re--insercao ##
## do header no novo arquivo binario ##
##
#####

## PARAMETRIZACAO
fileinsu='secao.su'
fileheader=header.bin
filebin=secao.bin
filebin2=secao1.bin
ns=2225
filesu=secao_ed.su
head=head1

# Passo 1: CHECAR AS PALAVRAS CONTIDAS NO HEADER SU
surange <$fileinsu

# Passo 2: EXTRAIR PARA UM ARQUIVO BINARIO AS INFORMACOES DE HEADER PARA UM ARQUIVO BINARIO
sugethw key=tracl,tracr,tracl,ep,cdp,cdpt,trid,scalel,scalco,sx,sy,gx,gy,dt <$fileinsu output=bin >$fileheader

# Passo 3: REMOVER HEADER (CABECALHO) DO DADO
sustrip <$fileinsu > $filebin head=$head

# Passo 4: FAZER A OPERACAO NECESSARIA NO DADO BINARIO
ns=2225
filesu=secao_ed.su
head=head1

# Passo 1: CHECAR AS PALAVRAS CONTIDAS NO HEADER SU
surange <$fileinsu

# Passo 2: EXTRAIR PARA UM ARQUIVO BINARIO AS INFORMACOES DE HEADER PARA UM ARQUIVO BINARIO
sugethw key=tracl,tracr,tracl,ep,cdp,cdpt,trid,scalel,scalco,sx,sy,gx,gy,dt <$fileinsu output=bin >$fileheader

# Passo 3: REMOVER HEADER (CABECALHO) DO DADO
sustrip <$fileinsu > $filebin head=$head

# Passo 4: FAZER A OPERACAO NECESSARIA NO DADO BINARIO
cp $filebin $filebin2

# Passo 5: TRANSFORMANDO BINARIO PARA SU COLANDO O HEADER
supaste <$filebin2 > $filesu ns=$ns head=$head

# Passo 6: CHECAR SE O DADO FOI SCRITO ADEQUADAMENTE
surange <$filesu
suximage <$filesu perc=99
```

APÊNDICE J – DECONVOLUÇÃO

Para a realização da deconvolução, é utilizado o comando *supef* no SU, que realiza a filtragem preditiva de Wiener. Os dois parâmetros de deconvolução desse comando são *minlag* (atraso mínimo) e *maxlag* (atraso máximo), ambos em segundos. O comando *suacor* também é uma importante ferramenta para a análise da deconvolução, pois ele plota cada traço da autocorrelação. Porém, esta etapa não foi realizada neste trabalho.

APÊNDICE K – ANÁLISE DE VELOCIDADE NMO

Script para realizar a Migração zero offset de acordo com cada velocidade NMO escolhida:

```
#!/bin/bash

#####
##### PARAMETRIZAÇÃO #####
#####

NX=857          # número de amostras na direção horizontal (X)
NZ=4000        # número de amostras na direção vertical (Z)
NT=$NZ
vel=1500       # velocidade de migração NMO

filesu=jk106_filt.su      # arquivo de entrada em formato SU
filein=jk106_filt.bin    # arquivo binário (sem header SU)
fileout=jk106_mig$vel.bin # arquivo binário migrado (sem header SU)
fileoutsu=jk106_mig.su  # arquivo migrado em formato SU
head=header.bin

dx=11.35          # dimensão do grid na direção X
h=0               # afastamento fonte-receptor
ab=100           # abertura de migração em amostras na direção X
dt=0.001         # amostragem temporal

filevint=vp.bin   # arquivo de velocidade

#####
### REMOVENDO O HEADER DO DADO SISMICO SU #####
#####

sustrip <$filesu > $filein head=$head

#####
## SUBAMOSTRAGEM #####
#####

n2=857           # número de amostras na direção horizontal (X) depois da reamostragem
n1=2000         # número de amostras na direção vertical (Z) depois da reamostragem
fileresamp=jk106_resamp.bin # arquivo binário não migrado reamostrado
dtresamp=0.002  # amostragem temporal depois da reamostragem
dxresamp=11.35

#unisam2 nx1=$NZ nx2=$NX dx1=$dt dx2=$dx n1=$n1 n2=$n2 d1=$dtresamp d2=$dxresamp <$filein >$fileresamp
#unisam2 nx1=$NZ nx2=$NX dx1=$dt dx2=$dx n1=$n1 n2=$n2 d1=$dtresamp d2=$dxresamp <$filein >lixo

tmin=600        #começo do clip
tmins=1.2

echo $n2 $n1 0 $n2 $tmin $n1 lixo $fileresamp > parclip2d.txt
./clip2d

ximage n1=${n1-tmin} <$fileresamp title=$fileresamp perc=99 &

#####
### GERANDO MODELO DE VELOCIDADE #####
#####

#echo 1 $n2 $n1 1 $filevint 0 $vel >parhz3dv1.txt
echo 1 $n2 ${n1-tmin} 1 $filevint 0 $vel >parhz3dv1.txt
./gerahz3dv1

#####
### ANÁLISE DE VELOCIDADE POR MIGRAÇÃO #####
#####

echo $n2 ${n1-tmin} $dxresamp $dtresamp $tmins $ab $fileresamp $filevint $fileout > parmigkzoff.txt
./migkzoff

#echo $n2 $n1 $dxresamp $dtresamp $ab $fileresamp $filevint $fileout > parmigk.txt
#./migk

ximage n1=${n1-tmin} <$fileout perc=99 title=$fileout &

#supaste <$fileout > $fileoutsu ns=$NZ head=$head
#sufilter <$fileoutsu f=15,20,100,150 >lixo
#mv lixo $fileoutsu
#suximage <$fileoutsu perc=99 &
```

Para a realização da Análise de Velocidade, este *script* foi executado da seguinte maneira, sendo o número de amostras na direção horizontal igual a 857

e o número de amostras na direção vertical igual a 4000, foram escolhidas distintas velocidades de migração NMO, a partir de 1500 m/s até 3000 m/s, de 10 em 10 m/s, para selecionar as melhores velocidades que colapsavam as hipérbolas existentes na linha sísmica JK-106. Obtendo, dessa forma, como saída, arquivos binários “jk106_mig\$vel.bin” de acordo com cada velocidade escolhida. Por exemplo, ao colocar uma velocidade igual a 1500 e executar o *script*, um arquivo de saída “jk106_mig1500.bin” seria gerado no final. Enquanto que, se colocasse “vel=3000” teria como resultado final o arquivo “jk106_mig3000.bin”, e assim por diante.

O arquivo de entrada binário foi o arquivo “jk106_filt.bin”, correspondente a linha sísmica JK-106 já com a filtragem de 15, 20, 50, 60 Hz, realizada no script do APÊNDICE G, em que teve como saída o arquivo “jk106_filt.su”, só que sem o *header* do dado sísmico SU. Como a Migração realizada agora é *zero offset*, considera-se a distância entre a fonte e receptor como sendo igual a zero, “h=0”. A dimensão do grid na direção horizontal foi de 11,35 m e a abertura de migração em amostras na mesma direção foi de 100 m. A amostragem temporal foi de 0,001 s.

Depois, foi feita uma subamostragem do sinal e o número de amostras na direção vertical Z posterior à reamostragem passou a ser 2000, metade da anterior. Dessa forma, a amostragem temporal depois da reamostragem dobrou em relação à anterior, modificando para 0,002 s. Enquanto que o número de amostras e o grid na direção horizontal permaneceram os mesmos, 857 e 11,35, respectivamente.

Em seguida, foi iniciado o *clip* que, assim como a subamostragem, também reduziu o tempo do processo de execução deste *script* ao reduzir o número de amostras na direção vertical. O tempo mínimo vai ser igual a 600, logo, o número de amostras na direção vertical Z vai passar a ser de 1400 amostras, pois é 2000 subtraído por 600. Enquanto o tempo mínimo em segundos “tmins” é igual a 1,2 segundos, que é obtido pela multiplicação do tempo mínimo de 600 pela taxa de amostragem do tempo de 0,002 s.

O comando “ximage n1=\$[n1-tmin] <\$fileresamp title=\$filereamp perc=99 &” vai gerar a imagem da seção sísmica ainda não-migrada, mas reamostrada com as 1400 amostras no eixo vertical Z.

Posteriormente, começa-se a gerar o modelo de velocidade. Como está ocorrendo a extração da velocidade do dado sísmico, e a equação NMO é uma integral em cima da velocidade intervalar, utiliza-se o comando “echo 1 \$n2 \$[n1-tmin] 1 filevint 0 \$vel >parhz3dv1.txt”. Esse comando gera no final o arquivo texto “parhz3dv1.txt”, utilizando as variáveis “n2” que é igual as 857 amostras no eixo horizontal X e “n1-tmin” que é igual as 1400 amostras no eixo vertical Z, além de gerar o arquivo de velocidade “vp.bin” que corresponde ao arquivo de velocidade intervalar. Depois esse arquivo texto de saída é executado.

A última etapa desse *script* trata-se da análise de velocidade por migração utilizando a Migração *Kirchhoff zero offset*. O comando “echo \$n2 \$[n1-tmin] \$dxreamp \$dtresamp \$tmins \$ab \$fileresamp \$filevint \$fileout >parmigkzoff.txt” pega as variáveis, respectivamente, números de amostra no eixo X (857), número de amostras no eixo vertical Z (1400), dimensão do grid no eixo horizontal X após a reamostragem (11,35), amostragem temporal depois da reamostragem (0,002), abertura de migração em amostras na direção X (100), arquivo em binário contendo a seção sísmica não-migrada reamostrada, arquivo binário com a velocidade intervalar e o arquivo de saída binário com a seção sísmica migrada. Dessa forma, gera-se um arquivo texto de saída com a Migração *Kirchhoff zero offset*.

Em seguida, esse arquivo texto é executado. No final, é gerada a imagem da seção sísmica migrada com a respectiva velocidade de migração NMO inserida no começo do *script* de 1400 amostras no eixo vertical Z, comando “ximage n1=\$[n1-tmin] <\$fileout perc=99 title=\$fileout &”. Portanto, com a execução desse *script* de Migração *Kirchhoff zero offset* dentro do terminal, serão geradas duas imagens, a primeira será a seção não-migrada reamostrada e a segunda vai ser a seção migrada.

Ao executar esse *script* de Migração *Kirchhoff zero offset* com velocidades de migração NMO variando de 1500 m/s a 3000 m/s, a cada 10 m/s, percebe-se que à medida que a velocidade vai aumentando, as curvaturas nas partes mais profundas do sismograma ficam reduzidas e mais largas. Enquanto que, na zona mais rasa aumenta o número de difrações. Dessa forma, há um aumento do número de parábolas com concavidades para cima, significando que a velocidade utilizada é muito alta. Isso ocorreu quando a velocidade de Migração

NMO passou a ser superior à 2000 m/s.

Para superfícies mais rasas, portanto, deve-se utilizar velocidades mais baixas. Enquanto que, para obter uma melhor resolução das áreas mais profundas, deve-se usar velocidades mais altas. Uma vez que, com o aumento da profundidade, há uma compactação maior, logo, tende a ocorrer um aumento na velocidade de propagação. Como a área de interesse deste projeto trata-se de uma região rasa, a velocidade estimada deve ser no mínimo inferior a 2000 m/s. Por exemplo, a velocidade de Migração NMO de 1500 m/s foi a que melhor colapsou as hipérbolas presentes na zona de falha da Formação *Haizume*, onde há exsudações de gás metano, como ilustrado na Figura 25.

APÊNDICE L – INTERPOLAÇÃO DOS HORIZONTES

Script para interpolar os horizontes gerados:

```
#!/bin/bash
NX=857
NZ=1400

filein=./jk106_mig1500.bin

filetxt=h210.txt
filetxtint=h210int.txt

### INTERPOLAÇÃO DE HORIZONTES

## INTERPOLAÇÃO LINEAR
# echo $NX 1 1 $filetxt $filetxtint > parinterpol_lin_tab.txt
#./interpol_lin_tab

#INTERPOLAÇÃO COM SPLINES
echo 0 $NX 1 $filetxt $filetxtint >parinterpolsplinetabxoxf.txt
./interpol_spline_tab_xo_xf

## CORTANDO A SEGUNDA COLUNA
#cut -b 1-11 <$filetxtint >aux.txt

### VISUALIZAÇÃO SÍSMICA COM HORIZONTE
ximage n1=$NZ <$filein curve=$filetxtint npair=$NX perc=99 &
```

Como visto anteriormente, o número de amostras no eixo horizontal X e eixo vertical Z são iguais a 857 e 1400, respectivamente. Ainda na parte de declaração de variáveis do *script*, o arquivo binário de entrada utilizado é o que contém a seção sísmica migrada com uma velocidade NMO de 1500 m/s, visto que foi o que mais colapsou difrações. Esse arquivo encontra-se em um diretório anterior, por isso foi utilizado “/..”. O arquivo texto é o arquivo que contém o *picking* de velocidade feito em cada horizonte. No caso, existem 8 arquivos textos correspondentes aos 8 horizontes: o fundo do mar, as 6 camadas da Formação *Haizume* e o topo da Formação *Nishiyama*. Dessa forma, também haverá 8 arquivos textos criados com os respectivos horizontes interpolados até a última execução do *script*.

Não foi feita a interpolação linear dos horizontes pois essa não foi a mais adequada, a mais adequada no caso foi a interpolação com splines. O comando “echo” serve para exibir as mensagens no arquivo, no caso, exibe as variáveis “0 857 1 \$filetxt \$filextint” no arquivo chamado por “parinterpolsplinetabxof.txt”, já existente no diretório. Depois ocorre a execução do “parinterpolsplinetabxof.txt” e a geração da imagem da seção com a Correção NMO de 1500 m/s já com o horizonte gerado na interpolação por splines.

Essa interpolação será importante para a execução do *script* que está no APÊNDICE N.

APÊNDICE M – CONVERSÃO DE VELOCIDADE RMS PARA INTERVALAR

Script para converter velocidade RMS em velocidade intervalar:

```
#!/bin/bash

NX=1                                # número de amostras em X
NZ=1400                              # número de amostras em Z
dt=0.002                             # intervalo de amostragem temporal

filetxt=vel_rms.txt                  # arquivo com velocidades do pseudo-poço
filetxtint=velrms_int.txt            # velocidade RMS interpolada
filein=velrms.bin
fileout=vint.bin

### INTERPOLAÇÃO DE VELOCIDADE RMS
echo $NZ 1 1 $filetxt $filetxtint > parinterpol_lin_tab.txt
./interpol_lin_tab

## CORTANDO A SEGUNDA COLUNA
cut -b 1-11 <$filetxtint >aux.txt

## TRANSFORMAR ASCII EM BINÁRIO
a2b n1=1 <aux.txt>$filein

### TRANSFORMA VELOCIDADE RMS EM INTERVALAR
echo $NX $NZ $dt $filein $fileout > parvrms2vint.txt
./vrms2vint

### CONCATENA ARQUIVO DE VELOCIDADE RMS E VELOCIDADE INTERVALAR
cat $filein $fileout >compara.bin

### VISUALIZAÇÃO DAS VELOCIDADES RMS E INTERVALAR
xgraph n1=$NZ nplot=2 <compara.bin d1=1 &
```

O número de amostras em X dessa vez vai ser igual a 1, mas o número de amostras em Z e o intervalo de amostragem temporal vão continuar como o de antes, respectivamente, 1400 e 0,002. Utiliza-se os arquivos textos com as velocidades do poço artificial (aux.txt) em 750 e velocidades RMS já interpoladas, ou seja, com um mesmo número de amostras na horizontal (857). O arquivo de entrada vai ser correspondente ao arquivo binário com velocidade RMS e o de saída será um arquivo binário com as velocidades intervalares.

Primeiro, a velocidade RMS é interpolada, depois, elimina-se a segunda coluna desse arquivo com a velocidade RMS já interpolada. Posteriormente, transforma-se esse novo arquivo texto em binário, que vai ser o arquivo de

entrada do *script*.

A velocidade RMS vai ser transformada em intervalar através da execução do arquivo “parvrms2vint.txt”. Posteriormente, concatena-se o arquivo de velocidade RMS com velocidade intervalar, para fazer uma comparação entre as duas velocidades. No final do *script*, é feita a visualização gráfica com essa comparação das duas funções de velocidades. Lembrando que, neste trabalho, essa velocidade RMS corresponde a velocidade NMO.

APÊNDICE N – EXTRAPOLAÇÃO DO PSEUDO-POÇO

Script para gerar dados de teste para a extrapolação do poço artificial:

```
#!/bin/bash
# Script para gerar dados de teste para o isopac_extrap_wells.cpp
# 1- geração do arquivo das coordenadas dos poços
# 2- geração das propriedades dos poços
# 3- geração dos horizontes
NX=857
NY=1
NZ=1400
filecoordwell=coord_well.txt
filewell=pocos.bin
filehz=hz.bin
dx=1
dz=1
np=1 # número de poços
nr=8 # número de refletores
fileout=volume.bin # arquivo de saída

# 1- GERANDO COORDENADAS DOS POÇOS
#
echo "id x y"
echo "1 750.0 0.0" > $filecoordwell

# 2- GERANDO PROPRIEDADES DOS POCOS
dirpoco="./pseudo_poco"
filepoco=vint.bin
cat $dirpoco/$filepoco >$filewell

# 3- GERANDO HORIZONTES
dirhz="./horizontes"
hz1=fm_int.txt
hz2=H1_int.txt
hz3=H2_int.txt
hz4=H3_int.txt
hz5=H4_int.txt
hz6=H5_int.txt
hz7=H6_int.txt
hz8=Nishiyama_int.txt

cut -b 1-11 <$dirhz/hz1 >sup1.txt
cut -b 1-11 <$dirhz/hz2 >sup2.txt
cut -b 1-11 <$dirhz/hz3 >sup3.txt
cut -b 1-11 <$dirhz/hz4 >sup4.txt
cut -b 1-11 <$dirhz/hz5 >sup5.txt
cut -b 1-11 <$dirhz/hz6 >sup6.txt
cut -b 1-11 <$dirhz/hz7 >sup7.txt
cut -b 1-11 <$dirhz/hz8 >sup8.txt

a2b n1=1 <sup1.txt>sup1.bin
a2b n1=1 <sup2.txt>sup2.bin
a2b n1=1 <sup3.txt>sup3.bin
a2b n1=1 <sup4.txt>sup4.bin
a2b n1=1 <sup5.txt>sup5.bin
a2b n1=1 <sup6.txt>sup6.bin
a2b n1=1 <sup7.txt>sup7.bin
a2b n1=1 <sup8.txt>sup8.bin

i=1
rm coordx.* coordy.* coord.bin
for ((b=0; b < $NY ; b++))
do
  for ((a=0; a < $NX ; a++))
  do
    i=$((i+int))
    echo $a.0 >> coordx.txt
    echo $b.0 >> coordy.txt
  done
done

a2b n1=1 <coordx.txt >coordx.bin
a2b n1=1 <coordy.txt >coordy.bin

cat coordx.bin coordy.bin > coord.bin

cat coord.bin sup1.bin sup2.bin sup3.bin sup4.bin sup5.bin sup6.bin sup7.bin sup8.bin |> $filehz

echo $np $nr $NX $NY $NZ $dx $dz $filecoordwell $filewell $filehz $fileout >parisopacextrapwells.txt
./isopacextrapwell

ximage n1=$NZ <$fileout legend=1 &
```

Esse *script* serve para gerar uma imagem com os horizontes em função dos valores de velocidades. Antes de gerar as coordenadas do poço artificial, são declaradas as variáveis, como: número de amostras nos eixos X, Y e Z; número de poços, que é um; e número de refletores, correspondente aos 8 horizontes. Gera-se as coordenadas do poço artificial em 750 com os horizontes já interpolados, que serão considerados os novos 8 horizontes da seção sísmica.

Posteriormente, é feita uma divisão entre os horizontes antigos não interpolados com os interpolados, gerando os arquivos textos “sup”. Depois, esses arquivos textos ascii serão convertidos para arquivos binários. No final, gera-se a imagem do arquivo “volume.bin” com os horizontes delimitados por cores de acordo com os valores de velocidades intervalares.

APÊNDICE O – CONVERSÃO DE VELOCIDADE INTERVALAR PARA RMS

Script que converte velocidade intervalar para RMS:

```
#!/bin/bash
NX=857 #número de amostras na direção horizontal (X)
NZ=1400 #número de amostras na direção vertical (Z)

filein=volume.bin
fileout=vrms_final.bin

echo $NX $NZ $filein $fileout >parvrms.txt
./vint2vrms

ximage n1=$NZ <$filein legend=1 title=$filein &
ximage n1=$NZ <$fileout legend=1 title=$fileout &
```

As variáveis a serem utilizadas no *script* são os números de amostras, tanto no eixo X como no eixo Z; arquivo de entrada com o volume de velocidades intervalares e o arquivo de saída será a velocidade RMS final. Depois é feita a execução do arquivo “parvrms.txt” com essas variáveis. No final, são exibidas duas imagens: uma em função da velocidade intervalar e a outra, em função da velocidade RMS final.

APÊNDICE P – MIGRAÇÃO FINAL

Script da última Migração Kirchhoff zero offset:

```
#!/bin/bash

#####
##### PARAMETRIZAÇÃO #####
#####

NX=857                # número de amostras na direção horizontal (X)
NZ=1400              # número de amostras na direção vertical (Z)
ab=100

n2=857                # número de amostras na direção horizontal (X) depois da reamostragem
n1=2000              # número de amostras na direção vertical (Z) depois da reamostragem

filevint=vrms_final.bin      # arquivo de velocidade
fileresamp=jk106_resamp.bin  # arquivo binário não migrado reamostrado
fileout=jk106_migfinal.bin   # amostragem temporal depois da reamostragem
dtresamp=0.002
dxresamp=11.35

tmin=600              #começo do clip
tmins=1.2

#####
####  MIGRAÇÃO  #####
#####

echo $n2 ${n1-tmin} $dxresamp $dtresamp $tmins $ab $fileresamp $filevint $fileout > parmigkzoff.txt
./migkzoff

ximage n1=$NZ <$fileout perc=99 &
```

Na parte de parametrização, temos a declaração dos parâmetros que serão utilizados na Migração. O número de amostras na direção horizontal X é de 857 e o número de amostras na direção vertical Z é igual a 1400, mesmos valores de antes. A abertura de migração em amostras no eixo X (variável “ab”) continua sendo igual a 100 também. O arquivo de entrada vai ser correspondente ao arquivo de velocidade RMS final alcançado através da transformação de velocidade intervalar para RMS na execução do *script* do APÊNDICE O – **CONVERSÃO DE VELOCIDADE INTERVALAR PARA RMS** Por fim, a Migração é executada com esses valores de velocidades RMS obtidos do arquivo de entrada, obtendo, dessa forma, como resultado final, a seção sísmica final da linha JK-106.

