



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

MORFOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DO CANAL DO RIO AMAZONAS EM
ÓBIDOS-PARÁ

DHAMARIA DA SILVA MACHADO

BRASÍLIA

2024

DHAMARIA DA SILVA MACHADO

**MORFOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DO CANAL DO RIO AMAZONAS EM
ÓBIDOS-PARÁ**

Trabalho final de conclusão de curso.

Concentração: Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Marco Ianniruberto.

Co-orientador: Prof. Dr. Marcelo Rocha Peres.

BRASÍLIA

2024

"A água conecta todas as coisas.

Da vida a morte.

Da escuridão a luz."

- Avatar.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço ao meu pai, Delmar Medeiros, porque sem a paixão dele pela UnB, sem o amor pelos estudos, sem toda força, apoio e, principalmente, paciência, eu não estaria aqui hoje. Apesar de não estar mais neste plano terrestre, saiba que sinto sua falta a todo instante. Estou ansiosa para que, em outra vida, nos reencontremos novamente e possamos finalmente comer aquele açaí depois da aula que você ficou me devendo!

Agradeço também ao meu fiel companheiro, Danilo Schmidt, que esteve comigo desde o início da graduação, me ajudando em todos os aspectos imagináveis. Eu nunca vou me cansar de te agradecer. Eu amo você! Agradeço à Hana Banana, que esteve comigo, literalmente, em cada palavra escrita deste trabalho final!

Aos meus amigos que sempre estiveram ao meu lado e que hoje posso chamar de família: Ana Livia, Larissa, Genesson, Erick, Brenda e Josenilton. Aos amigos que me acolheram para derramar algumas lágrimas e tomar um café: Ana Beatriz, Cátia, Dridri e Yasmin. E, é claro, não poderia deixar de mencionar Nilo e Nico, que estão por vir. Ter vocês nesses últimos semestres fez meu coração ficar quentinho. Agradeço também aos amigos que toparam entender a Terra comigo: Itallo, Maria Luisa e Natan, obrigada pela parceria ao longo dessa jornada. Aos meus amigos mais do que especiais Monici e Pedrinha por todo o carinho sempre.

Agradeço à minha família de sangue, minha mãe Gidelma e minhas irmãs Maria Lara e Maria Luiza, por sempre terem fé em mim. Ao meu tio Cícero, que vibra por mim desde o dia em que nasci!

Agradeço também à equipe AEG, que tem me ensinado tanto desde que entrei na empresa. Obrigada pela oportunidade de fazer parte dessa história!

Por fim, agradeço ao meu orientador, professor Marco, por sua extrema paciência durante este processo e por inflamar em mim a paixão pela geofísica e pela natureza. Cada aula sua é a certeza de que estou seguindo aquilo que amo. Agradeço imensamente à professora Cíntia Trindade, da UFOPA, por sua paciência e resiliência com os dados sísmicos. Ao meu coorientador, professor Marcelo, pelas valiosas dicas e aulas de sísmica de reflexão. A professora Mônica por acreditar sempre em mim e me inspirar!

RESUMO

O presente trabalho investiga a morfologia e a estratigrafia do canal do rio Amazonas na região de Óbidos, Pará, utilizando dados de sísmica de reflexão multicanal e batimetria multifeixe. O objetivo é caracterizar feições geomorfológicas e sedimentares para compreender os processos atuantes na dinâmica fluvial da região. Os dados foram coletados a partir de levantamentos geofísicos pelo *Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer* (IFREMER) em parceria com a Universidade de Brasília, empregando um ecobatímetro multifeixe e um sistema de aquisição sísmica multicanal. O processamento foi realizado com os *softwares* livres *Seismic Unix* e *Globe*. Os resultados indicam a presença de feições erosivas e deposicionais, refletindo a influência dos processos hidrodinâmicos atuantes na região. A batimetria revelou variações significativas no relevo do fundo do rio, destacando a presença de sulcos erosivos, dunas e escarpas. A profundidade do canal foi estimada em 105,2 metros a partir dos dados batimétricos, enquanto o sinal sísmico alcançou penetração de cerca de 40 m abaixo do assoalho do rio. Além disso, a interpretação sísmica identificou a presença de uma possível falha ou fratura com direção NE-SW na subsuperfície, além da possível ocorrência de um bolsão de gás, sugerindo processos de decomposição de matéria orgânica. A integração das técnicas geofísicas permitiu uma caracterização detalhada da dinâmica sedimentar do rio Amazonas na região de Óbidos. As feições estruturais e morfológicas identificadas contribuem para o entendimento da evolução fluvial e podem auxiliar em estudos futuros voltados à navegação, gestão hídrica e impactos ambientais.

Palavras-chave: Rio Amazonas, batimetria multifeixe, sísmica de reflexão multicanal.

ABSTRACT

The present study investigates the morphology and stratigraphy of the Amazon River channel in the Óbidos region, Pará, using multichannel seismic reflection and multibeam bathymetry data. The objective is to characterize geomorphological and sedimentary features to understand the processes governing the fluvial dynamics of the region. The data were collected through geophysical surveys conducted by the *Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer* (IFREMER) in partnership with the University of Brasília, employing a multibeam echosounder and a multichannel seismic acquisition system. Processing was performed using the open-source *software Seismic Unix* and *Globe*. The results indicate the presence of both erosional and depositional features, reflecting the influence of hydrodynamic processes acting in the region. The bathymetry revealed significant variations in the riverbed relief, highlighting the presence of erosional grooves, dunes, and scarps. The channel depth was estimated at 105.2 meters based on bathymetric data, while the seismic signal reached a penetration of approximately 40 meters below the riverbed. Additionally, seismic interpretation identified the presence of a possible NE-SW oriented fault or fracture in the subsurface, as well as the possible occurrence of a gas pocket, suggesting organic matter decomposition processes. The integration of geophysical techniques enabled a detailed characterization of the sedimentary dynamics of the Amazon River in the Óbidos region. The identified structural and morphological features contribute to the understanding of fluvial evolution and may support future studies focused on navigation, water management, and environmental impacts.

Keywords: Amazon River; multibeam echosounder; multichannel seismic.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Massa de sedimentos transportados por ano: a) massa de sedimento suspensos. b) volume de água transportado por ano. Adaptado de (Meade, 2022).	14
Figura 2 – Mapa de localização da cidade Óbidos - PA onde ocorreu a aquisição batimétrica e de sísmica de reflexão no rio Amazonas.	15
Figura 3 – Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico. Adaptado de Tassinari e Macambira (2004).	16
Figura 4 – Neotectonismo região oeste do Pará. Observa-se próximo a Óbidos falhas normais das quais indicam controle do rio Amazonas para essa região, assim como as presentes próximo ao rio Tapajós. Adaptado de (Costa, 2002).	18
Figura 5 – Mapa geológico da área de estudo da região de Óbidos onde há presença da Formação Alter do Chão e depósitos aluvionares.	20
Figura 6 – A) Carta estratigráfica da bacia do Amazonas (Eiras (1998) citado e modificado por Mendes, Truckenbrodt e Nogueira (2012)) B) Carta litoestratigráfica da região de Óbidos sugerida por Mendes, Truckenbrodt e Nogueira (2012) para Formação Alter do Chão.	21
Figura 7 – Mapa do uso e ocupação do solo no estado do Pará.	22
Figura 8 – Média temperatura mensal referente aos anos de 2022, 2023 e 2024.	24
Figura 9 – Média de chuva mensais referente aos anos de 2022, 2023 e 2024.	24
Figura 10 – Canal de rio sinuoso (Lc) comparado ao eixo retilíneo do vale (Lv) onde a sinuosidade pode ser definida pela razão de Lc/Lv (Bierman; Montgomery, 2013).	26
Figura 11 – Processo de formação de meandros abandonados ao longo do tempo (Bierman; Montgomery, 2013).	27
Figura 12 – Padrões de canais fluviais (Bierman; Montgomery, 2013).	28
Figura 13 – Principais ondas sísmicas e suas propagações (Bolt, 1976).	30
Figura 14 – Variação da velocidade de propagação da onda em diferentes temperaturas, salinidade e pressão (Island, 2016).	30
Figura 15 – Reflexão dos raios em meios com propriedades físicas distintas adaptado (Kearey; Brooks; Hill, 2009).	31

Figura 16 – Lei de Snell.	32
Figura 17 – Fontes sísmicas definida por frequência em escala logarítmica. Adaptado de (Kearey; Brooks; Hill, 2009).	35
Figura 18 – Aquisição sísmica (Salles, 2011).	36
Figura 19 – Representação esquemática do CDP e CMP.(a) Em refletores horizontais, CMP e CDP são equivalentes. (b) Em refletores inclinados, CMP e CDP diferem, afetando o posicionamento das reflexões. Adaptado de (Kearey; Brooks; Hill, 2009).	37
Figura 20 – Aquisição utilizando batimetria multifeixe demonstrando sua geometria de recobrimento de área adaptado de (Lamarche; Lurton, 2018).	38
Figura 21 – Interpretação do <i>backscatter</i> : as setas amarelas indicam as ondas incididas, a seta em azul escuro refere-se à onda refletida, as setas em rosa referem-se ao <i>scattering</i> , as setas em vermelho ao <i>backscattering</i> , e por fim, a seta em verde representa a onda transmitida (Lamarche; Lurton, 2018).	38
Figura 22 – Linha de planejamento para o levantamento da sísmica multicanal.	40
Figura 23 – Streamer utilizado durante a aquisição da campanha AMANAUS (Dupont, 2023).	41
Figura 24 – Fonte utilizada durante a aquisição da campanha AMANAUS: A) caixa de energia; B) cabo de alta tensão e C) <i>Sparker</i> de água doce (Dupont, 2023).	42
Figura 25 – Disposição dos equipamentos de aquisição adaptado de (Dupont, 2023).	43
Figura 26 – Fluxograma da rotina de processamento utilizando o SU.	44
Figura 27 – Análise de frequência onde as regiões mais destacadas refletem frequências elevadas. O eixo Y condiz hertz e o eixo X ao número de traços sísmicos do dado.	46
Figura 28 – Filtros trapezoidais: A) passa-baixa, B) passa-alta, C) passa-banda e D) rejeita-banda. Adaptado de (Silva, 2004).	47
Figura 29 – Dado filtrado com passa-banda com frequências $f=100,120,3300,3500$ Hz.	48
Figura 30 – Frequências após a aplicação do ganho.	49
Figura 31 – A primeira imagem reflete o dado sem deconvolução e a segunda imagem após o processo de deconvolução.	50
Figura 32 – Em CMP <i>gather</i> escolhido e seu espectro de velocidade com os <i>picks</i> definidos pelos pontos redondos e a curva de velocidade vista a partir de linha em branco.	52

Figura 33 – Na figura demonstra como funciona a correção NMO desde a aquisição até a <i>stack</i> final onde: A) mostra o levantamento no qual S_x representa as fontes, R_x os pontos de reflexão e H_x os receptores, B) ilustra uma família CMP composta por todos os traços refletidos em R_6 , C) sismograma antes da correção NMO, D) sismograma com CMP <i>gather</i> horizontalizado após a correção NMO e E) empilhamento definindo o traço de incidência normal (<i>offset zero</i>) (Barclay <i>et al.</i> , 2008).	54
Figura 34 – Correção NMO vista durante a análise de velocidade.	55
Figura 35 – Um CMP <i>gather</i> visto na análise de velocidade onde a primeira imagem é caracterizada pela correção NMO, enquanto a segunda imagem é o dado sem correção.	55
Figura 36 – Processo de empilhamento em uma família CMP após a correção NMO. . .	56
Figura 37 – Seção sísmica após o processo de empilhamento.	57
Figura 38 – Um superfície refletora de registro oriunda de uma seção não migrada (pontilhado) e uma representação de superfície da seção migrada (linha contínua). Adaptado de (Kearey; Brooks; Hill, 2009).	58
Figura 39 – Linhas de aquisição de batimetria multifeixe na cidade de Óbidos.	60
Figura 40 – Equipamentos utilizados durante a aquisição batimétrica. A) Ecobatímetro multifeixe. B) Processador sonar portátil (Dupont, 2023).	61
Figura 41 – Representação dos movimentos de rotação e translação durante a aquisição batimétrica.	62
Figura 42 – Fluxograma do processamento batimétrico.	63
Figura 43 – Presença de <i>spikes</i> em um perfil batimétrico multifeixe. Adaptado de (Ferreira <i>et al.</i> , 2019).	64
Figura 44 – O <i>software</i> GLOBE utilizado para o processamento da área de aquisição (primeira imagem). Já a segunda imagem representa a área de filtragem e refinamento dos dados destacando a remoção de <i>spikes</i>	64
Figura 45 – Mapa batimétrico com perfil batimétrico ao longo da seção sísmica.	66
Figura 46 – Mapa batimétrico expressando a possível morfologia do canal.	67
Figura 47 – Representação de como foram obtidos os valores de amplitude (altura da crista ao vale) e comprimento (distância entre duas cristas ou dois vales) das dunas a partir do perfil batimétrico ao longo da seção sísmica.	68

Figura 48 – Perfil sísmico processado.	69
Figura 49 – Perfil sísmico processado com coloração RGB.	70
Figura 50 – Perfil sísmico interpretado e separado por zonas homologas com base nos padrões de reflexão.	72
Figura 51 – Modelo estratigráfico a partir da seção sísmica. A primeira imagem refere-se a um ambiente mais antigo, enquanto a segunda imagem a um ambiente mais novo com presença de dunas e erosão.	74

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	12
1.1	Objetivos	13
2	ÁREA DE ESTUDO	14
2.1	Contexto geológico-estrutural	15
2.1.1	Contexto geológico local	19
2.2	Uso e ocupação do solo	21
2.3	Climatologia	22
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	25
3.1	Processos fluviais e morfologia	25
3.2	Métodos Sísmicos	28
3.2.1	Reflexão e refração	30
3.2.1.1	Lei de Snell	32
3.2.2	Atenuação e dispersão	33
3.2.3	Levantamentos sísmicos	34
3.2.4	Levantamentos batimétricos	37
4	METODOLOGIA	39
4.1	Sísmica multicanal	39
4.1.1	Aquisição	39
4.1.1.1	Equipamentos de aquisição	40
4.1.1.1.1	Posicionamento	40
4.1.1.1.2	<i>Streamer</i>	41
4.1.1.1.3	Fonte e registro sísmico	42
4.1.1.2	Geometria do levantamento sísmico	43
4.1.2	Processamento	43
4.1.2.1	Geometria de aquisição	44
4.1.2.2	Filtragem	45
4.1.2.3	Ganho	48
4.1.2.4	Deconvolução	49
4.1.2.5	Análise de velocidade	50

4.1.2.6	Correção NMO	52
4.1.2.7	Empilhamento	56
4.1.2.8	Migração	58
4.1.2.9	Múltiplas	59
4.1.2.10	Pós-Processamento	59
4.2	Batimetria multifeixe	59
4.2.1	Aquisição: Batimetria	60
4.2.1.1	Equipamentos de aquisição batimétrica	60
4.2.1.1.1	Posicionamento	61
4.2.1.1.2	Fonte batimétrica	61
4.2.1.1.3	Sensor de movimento	61
4.2.2	Processamento	62
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	65
6	CONCLUSÃO	76
	REFERÊNCIAS	77

1 INTRODUÇÃO

O Brasil possui uma vasta e bem distribuída rede hidrográfica, caracterizada por rios de grande extensão, profundidades significativas e variações na largura ao longo de seus cursos, como os rios São Francisco e rio Amazonas. Dentre eles, o rio Amazonas se destaca não apenas por seu volume de água e descarga, mas também por seu extenso percurso, atravessando cinco estados brasileiros: Acre, Amazonas, Roraima, Rondônia e Pará até desaguar no Oceano Atlântico (Cunha; Pascoaloto, 2006).

O estado do Pará, segundo maior estado do Brasil em extensão territorial, abrange uma área de 1.245.870,242 km² (IBGE, 2023) e apresenta uma diversidade climática, geológica e geomorfológica, refletida em sua dinâmica hidrográfica. Dentro desse contexto, a cidade de Óbidos, local de estudo deste trabalho, possui um território de 28.010,001 km² (IBGE, 2023) e está situada em um trecho estratégico do rio Amazonas, onde ocorrem características singulares do mesmo.

Segundo Callède *et al.* (1996), esse trecho do rio apresenta uma das maiores descargas de água ao longo de sua extensão, por coincidir com o ponto mais estreito do canal, que se reduz a aproximadamente 2.300 metros de largura, enquanto outros trechos podem atingir até 10 km. Essa contração do canal resulta na concentração da vazão, aumentando a velocidade do fluxo, que atinge uma média de 2,5 m/s (Cunha; Pascoaloto, 2006). Além disso, a profundidade do rio na região de Óbidos ultrapassa 50 metros, influenciando significativamente a hidrodinâmica até chegar à sua foz.

Dada a singularidade hidrodinâmica desse trecho do rio Amazonas, é essencial compreender sua morfologia e a dinâmica dos processos deposicionais e erosivos. Nesse contexto, o uso de métodos geofísicos se destaca como uma abordagem não invasiva, permitindo a obtenção de informações detalhadas em subsuperfície sem a necessidade de intervenções físicas diretas, assim preservando o meio ambiente (Souza, 2006).

Os métodos sísmicos são baseados na propagação de ondas acústicas, cujos princípios possuem aplicação direta na análise do comportamento dessas ondas tanto na água quanto nas camadas subjacentes presentes no ambiente fluvial (Urlick, 1983).

A escolha da fonte acústica em um levantamento aquático é de extrema importância, por definir o alcance de penetração da onda. As fontes que operam em altas frequências, acima de 30

kHz, são empregadas quando o objetivo é a investigação da topografia do fundo ou da espessura da coluna d'água, sendo amplamente utilizadas na batimetria multifeixe. Por outro lado, fontes de baixa frequência, abaixo de 2 kHz, possuem maior capacidade de penetração, sendo empregadas na perfilagem sísmica para investigação de camadas profundas (Souza, 2006). Outro ponto fundamental é o processamento dos dados após a aquisição, cuja finalidade é tratar e refinar as informações coletadas, garantindo a geração de produtos precisos, acurados e interpretáveis.

Dessa forma, a utilização de métodos geofísicos na investigação da morfologia e estratigrafia do canal do rio Amazonas em Óbidos possibilitará uma compreensão detalhada dos processos de transporte sedimentar atuantes na região. A integração entre batimetria multifeixe e sísmica de reflexão multicanal permitirá não apenas mapear a estrutura do leito do rio, mas também identificar padrões deposicionais e erosivos, auxiliando na caracterização da dinâmica fluvial e na interpretação da evolução geológica desse importante sistema hidrográfico.

1.1 Objetivos

A partir de métodos acústicos, este trabalho tem como objetivo principal analisar e caracterizar a morfologia e a estratigrafia do canal do rio Amazonas na região de Óbidos, Pará, correlacionando os dados obtidos por batimetria multifeixe e sísmica de reflexão multicanal.

O cumprimento desse objetivo geral se desdobra em uma série de objetivos específicos, definidos da seguinte maneira:

- Mapear a morfologia do leito do rio a partir dos dados adquiridos pela batimetria multifeixe, identificando feições geomorfológicas relevantes;
- Interpretar a estratigrafia do canal fluvial com base na sísmica de reflexão multicanal, analisando camadas e padrões deposicionais;
- Estabelecer um fluxo de processamento para os dados sísmicos e batimétricos utilizando os *softwares* livres *Seismic Unix* e *Globe*, respectivamente.

2 ÁREA DE ESTUDO

A bacia do Rio Amazonas abrange uma área de aproximadamente 6 milhões de km², localizada ao norte do Brasil, com uma descarga hídrica de cerca de $6,9 \times 10^{12}$ m³/ano de água por ano para o Oceano Atlântico (Meade, 2022). Considerado o maior rio do mundo, em comprimento, o rio Amazonas exprime uma extensão de aproximadamente 7000 km Martini *et al.* (2008), além de apresentar cerca de 1.100 afluentes.

Sua origem advém dos Andes Peruanos e deságua no Oceano Atlântico. Previamente o soerguimento da cordilheira dos Andes, a extensão Amazônica era moderada a partir do sistema deposicional majoritariamente fluvial, ou seja, o Cráton Amazônico era responsável e principal fonte de dispersão de sedimentos para as bacias existentes àquela altura (Figueiredo *et al.*, 2009). Segundo Meade (2022), no presente momento, 90% dos sedimentos desaguados no Atlântico são provenientes dos Andes. A Figura 1 evidencia o aporte sedimentar dos principais rios que formam o rio Amazonas.

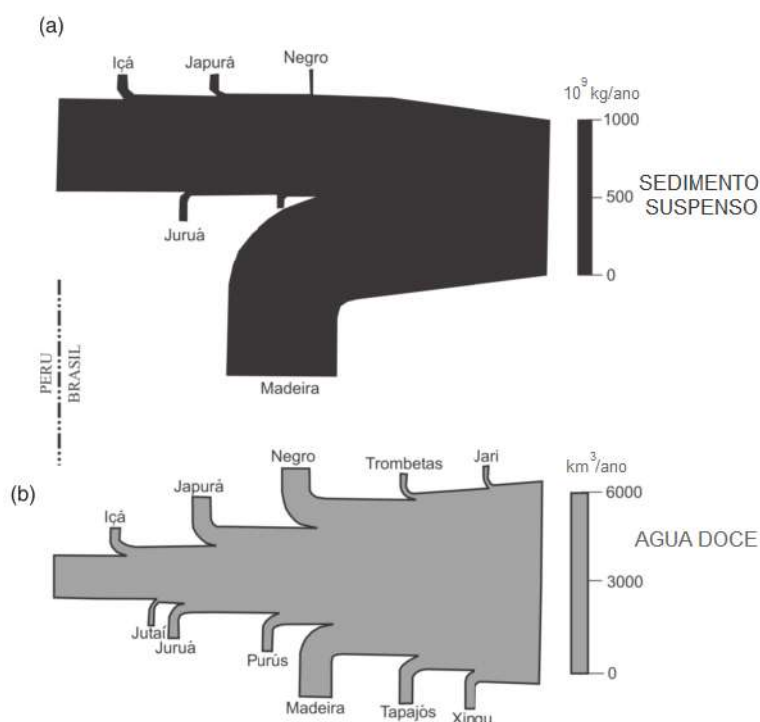


Figura 1 – Massa de sedimentos transportados por ano: a) massa de sedimento suspensos. b) volume de água transportado por ano. Adaptado de (Meade, 2022).

A área de estudo do presente projeto, cidade de Óbidos-Pará, está localizada na margem esquerda do rio Amazonas, como visto na Figura 2. A região é estabelecida em terrenos que

representam a parte superior da sequência estratigráfica da Bacia Sedimentar do Amazonas, assumindo áreas formadas a partir da orogenia Andina e associadas às mais recentes ocorrências do evento extensional Sul-Atlântico na Amazônia (Caputo, 1984).

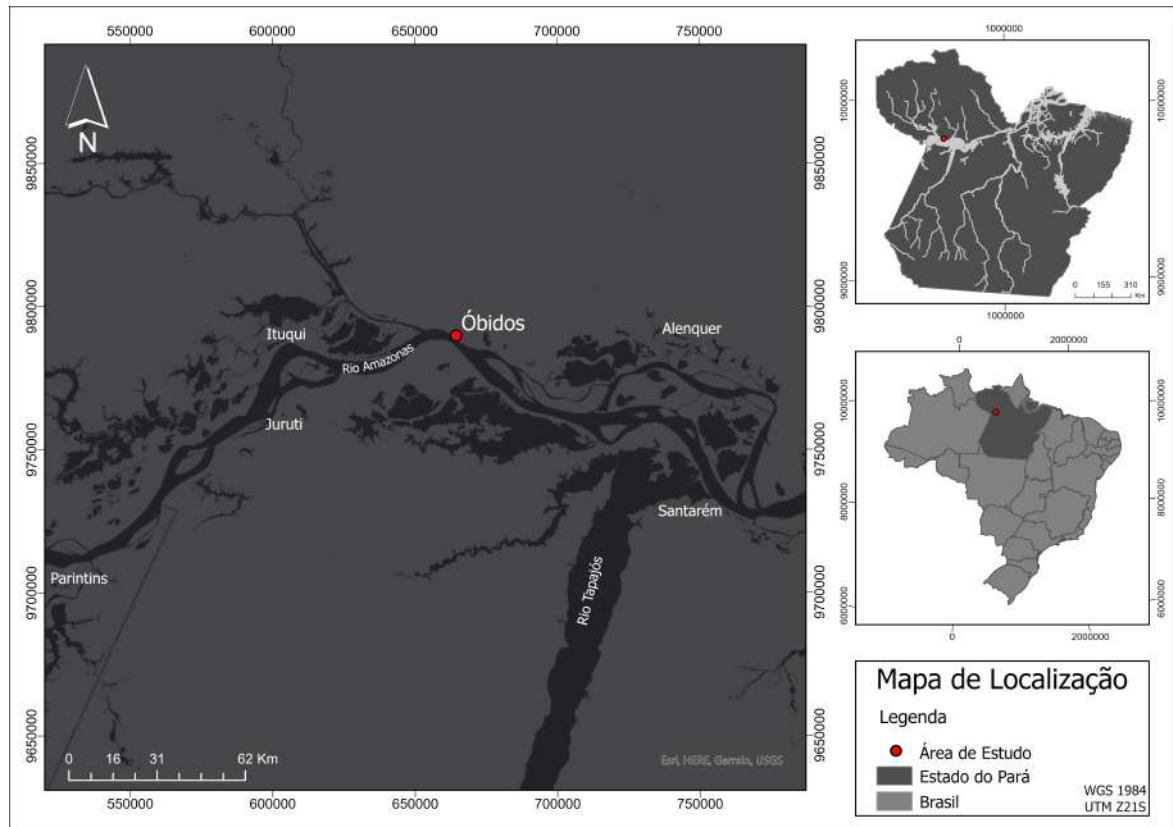


Figura 2 – Mapa de localização da cidade Óbidos - PA onde ocorreu a aquisição batimétrica e de sísmica de reflexão no rio Amazonas.

2.1 Contexto geológico-estrutural

Crátons são porções estáveis presentes na camada externa continental que não foram afetados no decorrer de uma orogênese (Neves, 1993). A cidade de Óbidos está situada na região da província Amazônia Central, Cráton Amazônico, onde compreende uma cobertura fanerozoica da Bacia Amazônica.

O Cráton Amazônico possui uma superfície de, aproximadamente, $4,3 \times 10^5 \text{ km}^2$, definido como uma das maiores extensões cratônicas do mundo (Tassinari; Macambira, 2004). Sua estrutura é composta por dois cinturões: o Escudo das Guianas, ao norte, e o Escudo do Guaporé, também conhecido como Brasil Central, ao sul. Esses cinturões são separados pelas coberturas Fanerozóicas presentes na da Bacia Amazônica (Cordani, 2017).

Segundo Tassinari e Macambira (1999), o Cráton Amazônico dispõe de seis Províncias

Geocronológicas, ou seja, extensões onde predomina um determinado período geocronológico, cujas idades, obtidas por diferentes métodos em diversos materiais, apresentam valores consistentes entre si. Ademais, as províncias presentes no Cráton Amazônico, com suas respectivas idades, são: Amazônia Central (2,5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,2-1,9 Ga), Ventuari-Tapajós (1,9-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondonia-San Ignácio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,25-1,0 Ga).

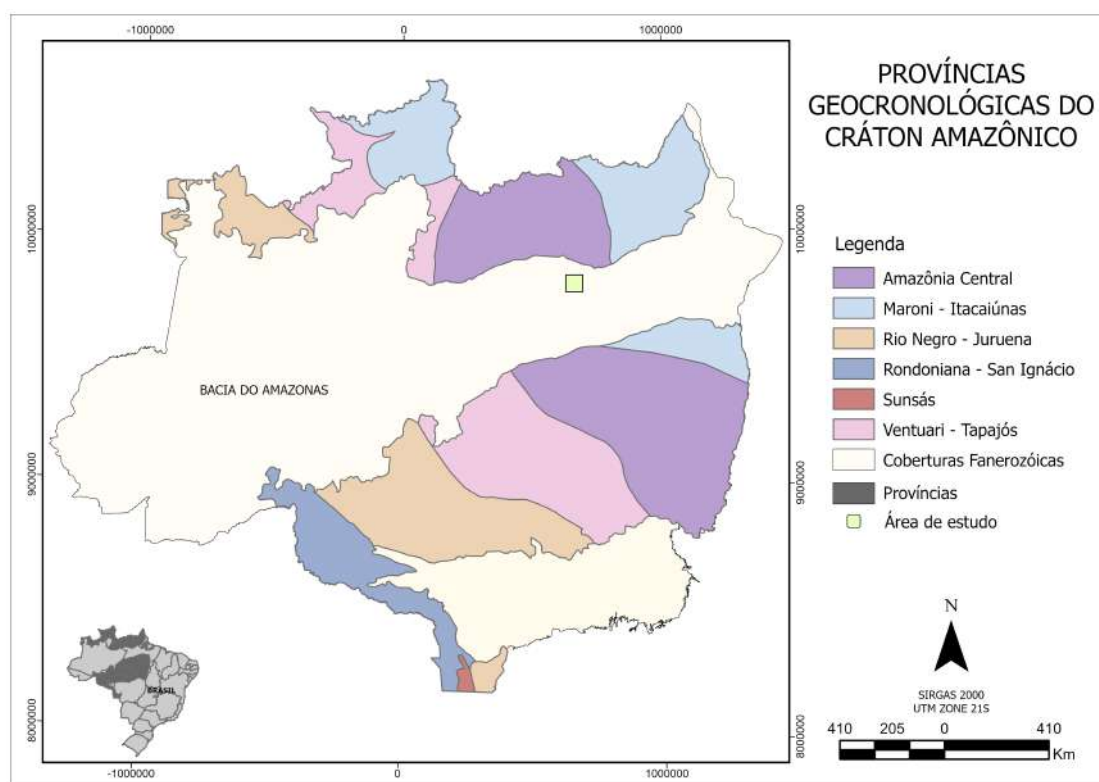


Figura 3 – Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico. Adaptado de Tassinari e Macambira (2004).

A Província Amazônica Central é caracterizada por extensas coberturas de rochas vulcânicas, classificadas como ácidas a intermediárias, sobrepostas por rochas sedimentares sem deformação, indicando estabilidade na plataforma. Além disso, inclui fragmentos continentais de período Arqueano, preservados durante a orogênia Transamazônica. Este domínio foi subdividido em dois subdomínios: Carajás-Iricoumé e Roraima com o intuito de facilitar o entendimento geocronológico da região (Tassinari, 1996).

Localizada na parte nordeste do Cráton Amazônico, a Província Maroni-Itacaiúnas é composta por uma ampla quantidade de sequências metavulcano-sedimentares, metamorfizadas nas fácies xisto-verde e anfibolito, do qual apresentaram deformações de bastante intensidade. Durante o período Arqueano, o domínio Amazônia Central já apresentava um cenário cratônico atuando como antepaís para o processo orogênico do domínio Maroni-Itacaiúnas. A região

passou por intensos episódios deformacionais ao longo do ciclo Transamazônico, bem como por eventos de reaquecimento em áreas adjacentes (Tassinari, 1996).

A Província Ventuari-Tapajós intercepta o domínio Maroni-Itacaiúnas na direção NE-SW, onde é conhecida como o Cinturão Granulítico da Guiana Central. O domínio Ventuari-Tapajós contém rochas granito-gnáissicas, com composições variando de quartzo-dioríticas a granodioríticas. Além disso, ao sul do domínio, há coberturas de rochas sedimentares que não sofreram metamorfismo regional, depositadas em *rifts*, onde recobrem rochas vulcânicas ácidas (Tassinari, 1996).

Composta essencialmente por processos de granitização e migmatização, a Província de Rio Negro-Juruena apresenta um embasamento que apresenta domínios estruturais que se estendem na direção NW-SE, além de exibir estruturas sobrepostas com orientação NE-SW, possivelmente resultantes de um evento tectono-termal Nickeariano ocorrido há 1100Ma (Tassinari, 1996). Além disso, RADAMBRASIL (1980) afirma que, na região central, há coberturas sedimentares que não passaram por processos de metamorfização, depositadas em uma bacia no sistema *graben* (Tassinari, 1996).

A Província Rondoniano-San Ignacio, localizada a sudeste no Cráton Amazônico, adjacente à província supracitada e delimitada pela Falha de Marechal Rondon com direção predominante NW-SE. Há presença de rochas polimetamórficas e de núcleos antigos compondo rochas de períodos antecedentes ao do domínio em questão, como o Complexo Granulítico de Lomas Manéches situado na Bolívia (Tassinari, 1996).

Rochas pré-cambrianas mais jovens do Cráton Amazônico estão presentes na Província Sunsás dos quais são resultantes da orogenia Sunsás que compreendem a deposição desses sedimentos clásticos seguidos de deformações e processos metamórficos associados a atividades ígneas graníticas e básica-ultrabásicas. O ciclo orogênico Sunsás, em seu estágio tectono-metamórfico, está associado a uma faixa móvel com orientação WNW, que se conecta na direção NNW no decurso da Faixa Aguapeí, Brasil (Litherland, 1986).

A Bacia do Amazonas possui 1.300 km de comprimento e uma largura com cerca de 380 km. Consiste em uma bacia intracratônica Paleozoica, com área de aproximadamente 500.000 km² que contém sedimentos paleozoicos e uma cobertura cenozoica que se estende por 620.000 km², na qual as formações Alter do Chão, Solimões e Içá compõem essa camada. Sua sedimentação e discordância estão ligadas à interação de subsidência, atividades tectônicas, flutuações climáticas e do nível marítimo durante o éon Fanerozoico (Caputo, 2014).

Consoante os autores Filho e Theodoro (1985), a bacia passou por três fases tectônicas, com base em levantamentos sísmicos, as quais são: I) na idade Permo-Carbonífera, atividades tectônicas foram responsáveis pelo desenvolvimento de falhas normais, o que possivelmente está vinculado à Orogenia Herciniana; II) concomitantemente à abertura do Atlântico Norte, atividades tectônicas distensivas, com acentuada atuação ígnea ao longo do Permo-Triássico, estiveram presentes; e por fim III) do Juro-Cretáceo até os dias atuais, atividades tectônicas transpressivo e transtensivo estão presentes, além de serem possivelmente relacionadas com a abertura do Atlântico Sul.

A bacia é constituída por extensos seguimentos dos quais apresentam orientação ENE-WSW, caracterizados por falhas do tipo normal. Observa-se a alternância dessas falhas em seguimentos menores, por meio das falhas de transferência com direção predominante a NW-SE, formando um padrão de zigue-zague (*dogleg*) (Caputo, 2014).

Na bacia do Amazonas, localizada a oeste do Pará e região de estudo deste trabalho, são identificadas estruturas neotectônicas (Figura 4) que pertencem a dois conjuntos fundamentais, relacionados ao Terciário Superior e ao Quaternário (Costa *et al.*, 1995).

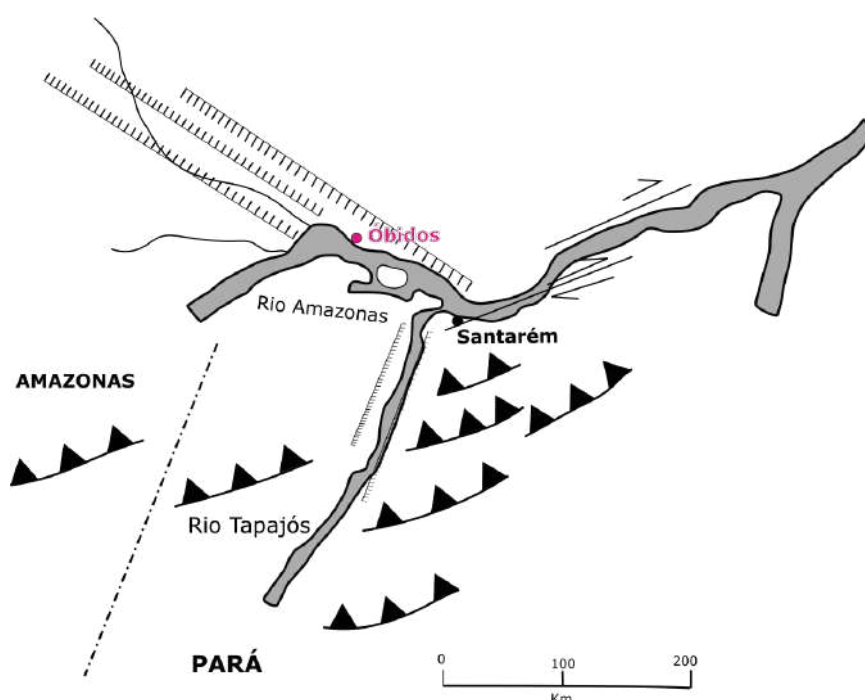


Figura 4 – Neotectonismo região oeste do Pará. Observa-se próximo a Óbidos falhas normais das quais indicam controle do rio Amazonas para essa região, assim como as presentes próximo ao rio Tapajós. Adaptado de (Costa, 2002).

As estruturas do Terciário Superior, segundo Travassos e Filho (1990), identificadas a partir de levantamentos sísmicos, são determinadas como falhas inversas e dobras, com direções

ENE-WSW e NE-SW, respectivamente. Essas estruturas exercem influência sobre os sedimentos da Formação Alter do Chão, abrangendo uma faixa de aproximadamente 150 km de largura e 600 km de comprimento. Além disso, manifestam-se em relevos com sistemas de serras alongadas na direção NE-SE, apresentando altitudes que podem alcançar até 200 m (Costa, 2002).

Já as estruturas do Quaternário, localizadas entre as regiões de Santarém e Óbidos, consistem em segmentos distensivos e transcorrentes que exercem controle sobre o baixo curso dos rios Amazonas, Trombetas e Tapajós.

2.1.1 Contexto geológico local

A princípio, a Formação Alter do Chão foi caracterizada por Kistler (1954) como composta por arenitos vermelhos, argilitos, conglomerados e brechas intraformacionais dos quais, coloquialmente, são designados a sistemas fluviais de alta sinuosidade e lacustres/deltaicos (Daemon, 1975; Mendes; Truckenbrodt; Nogueira, 2012). Além de ser composta, mineralogicamente, por quartzo, caulinita, hematita e goethita (Santos, 2006).

Segundo estudos geoquímicos contemplados nos arenitos vermelhos da Formação apresentaram resultados que afirmam que ocorreram alterações nas rochas fontes, além de mudanças na granulometria durante o transporte, deposição e pedogênese pós-deposicional. Tudo indica que esse tipo de alteração ocorre em paleoambientes que apresentam planícies abandonadas e rios entrelaçados pertencentes a um clima seco-úmido ao longo do Cretáceo (Horbe; Vieira; Nogueira, 2006).

A interface entre a Formação Alter do Chão e as outras unidades paleozoicas é marcada por uma significativa discordância erosiva. Na extremidade norte da bacia Amazônica, rente a Manaus, foram identificadas por meio de seções sísmicas, características notáveis de corte e preenchimento de canais na camada inferior dessa Formação (Costa, 2002). Todavia, Rossetti e Netto (2006) define que, na mesma área, os depósitos da Formação compreendem ao um sistema deltaico controlado por ondas e influenciada pelo oceano.

A cidade de estudo está presente na Formação Alter do Chão, como visto no mapa geológico (Figura 5), onde há presença de depósitos siliciclásticos pertinentes dessa formação, compostos predominantemente por arenitos com estruturações, conglomerados e pelitos no topo, os quais são demarcados por um paleossolo laterítico que apresenta idade paleógena (Boulangé; Carvalho, 1997)

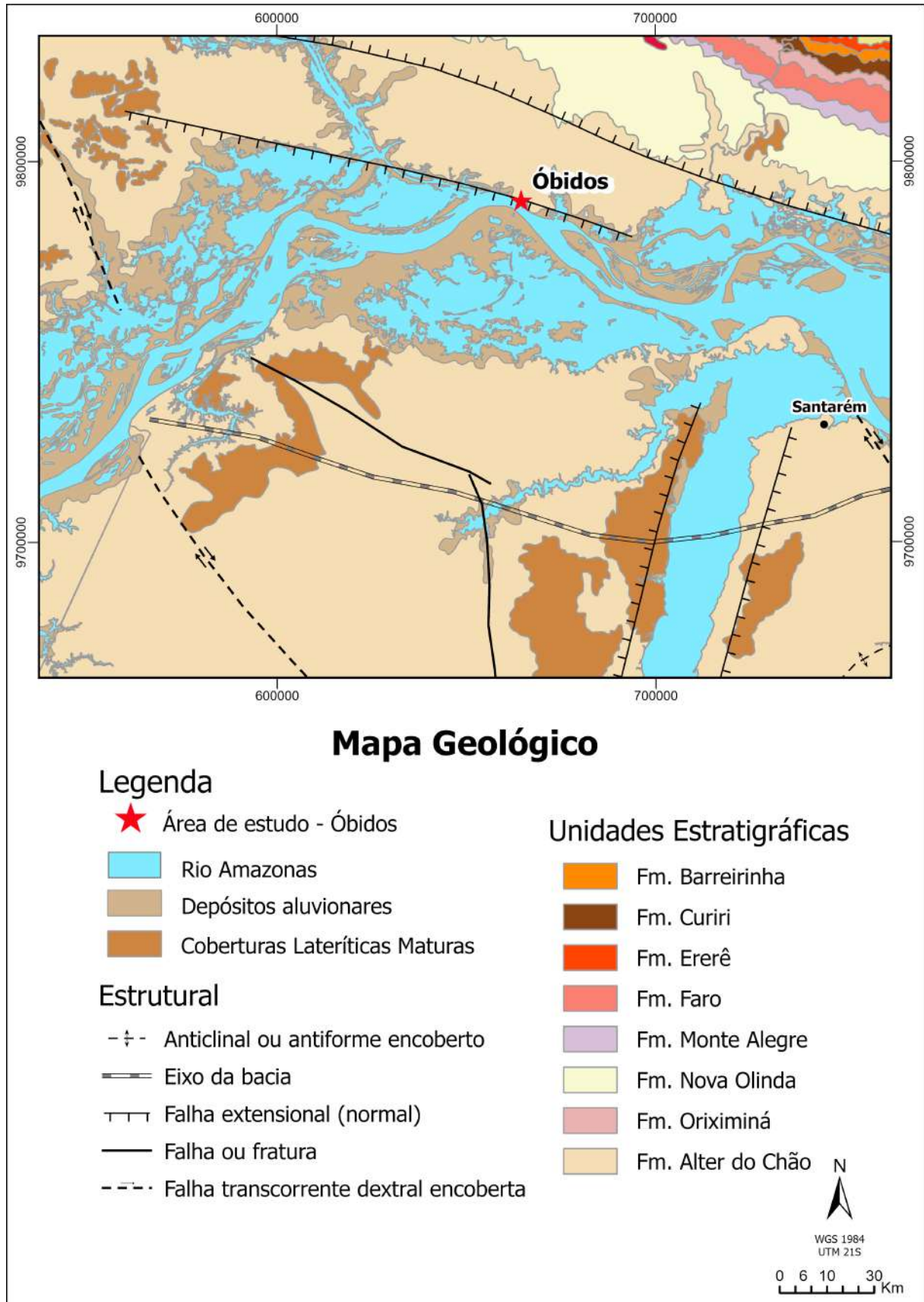


Figura 5 – Mapa geológico da área de estudo da região de Óbidos onde há presença da Formação Alter do Chão e depósitos aluvionares.

Derivado do trabalho de Mendes, Truckenbrodt e Nogueira (2012), que teve como objetivo a análise faciológica da Formação Alter do Chão na região próxima à cidade de Óbidos, os autores propuseram uma carta litoestratigráfica da área, a qual apresenta a variação e a distribuição lateral das fácies presentes nessa formação, conforme ilustrado na Figura 6.

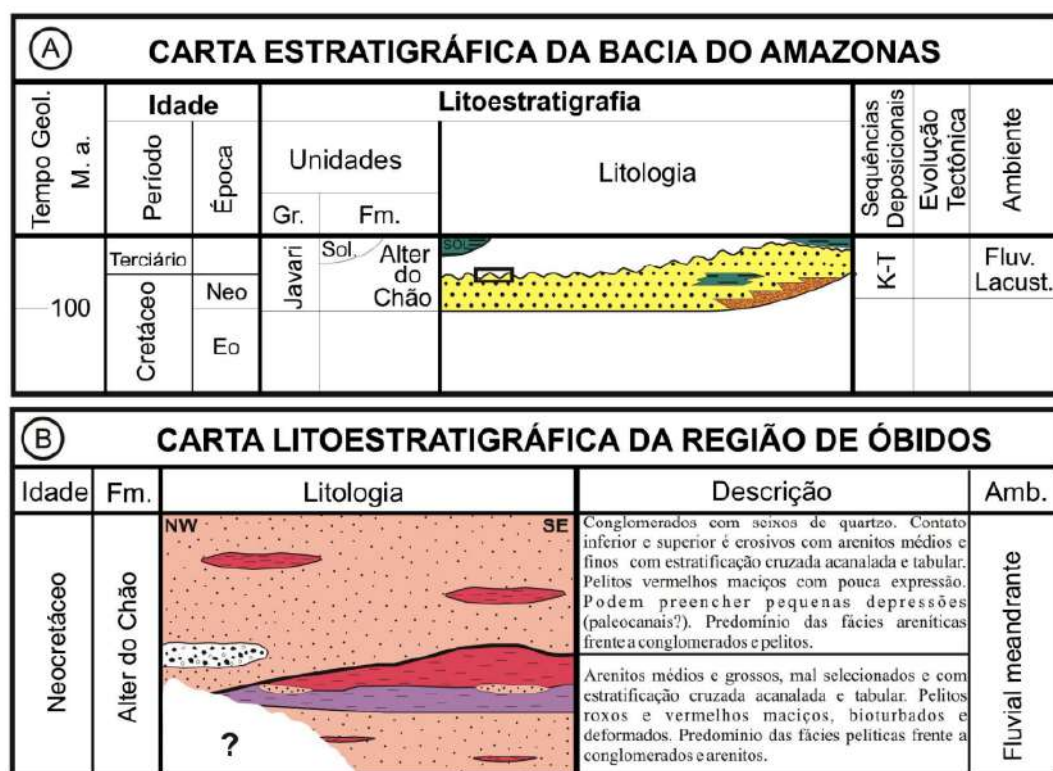


Figura 6 – A) Carta estratigráfica da bacia do Amazonas (Eiras (1998) citado e modificado por Mendes, Truckenbrodt e Nogueira (2012)) B) Carta litoestratigráfica da região de Óbidos sugerida por Mendes, Truckenbrodt e Nogueira (2012) para Formação Alter do Chão.

2.2 Uso e ocupação do solo

A análise do uso e ocupação do solo apresenta extrema importância para a compreensão das transformações ambientais e socioeconômicas que ocorrem em uma região ao longo do tempo. Essas análises permitem identificar padrões de desenvolvimento urbano, práticas agrícolas, desmatamento e outras atividades antrópicas que impactam diretamente o ambiente e a qualidade de vida das populações locais.

Nesse sentido, o artigo intitulado "Uso e ocupação do solo: reflexão sobre impacto ambiental" aborda como o desenvolvimento urbano negligente em relação aos recursos naturais pode levar à degradação ambiental. O estudo enfatiza a importância de proteger e restaurar estrategicamente a qualidade ambiental, por meio da observação das mudanças no uso e ocupação

do solo, considerando que o declínio da qualidade do solo pode agravar a situação de toda a extensão de uma bacia, resultando em alterações significativas no curso d'água (Santos; Santos; Santos, 2021).

A ocupação do solo no estado do Pará pode ser expressa por meio da Figura 7 onde os dados são disponibilizados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE).

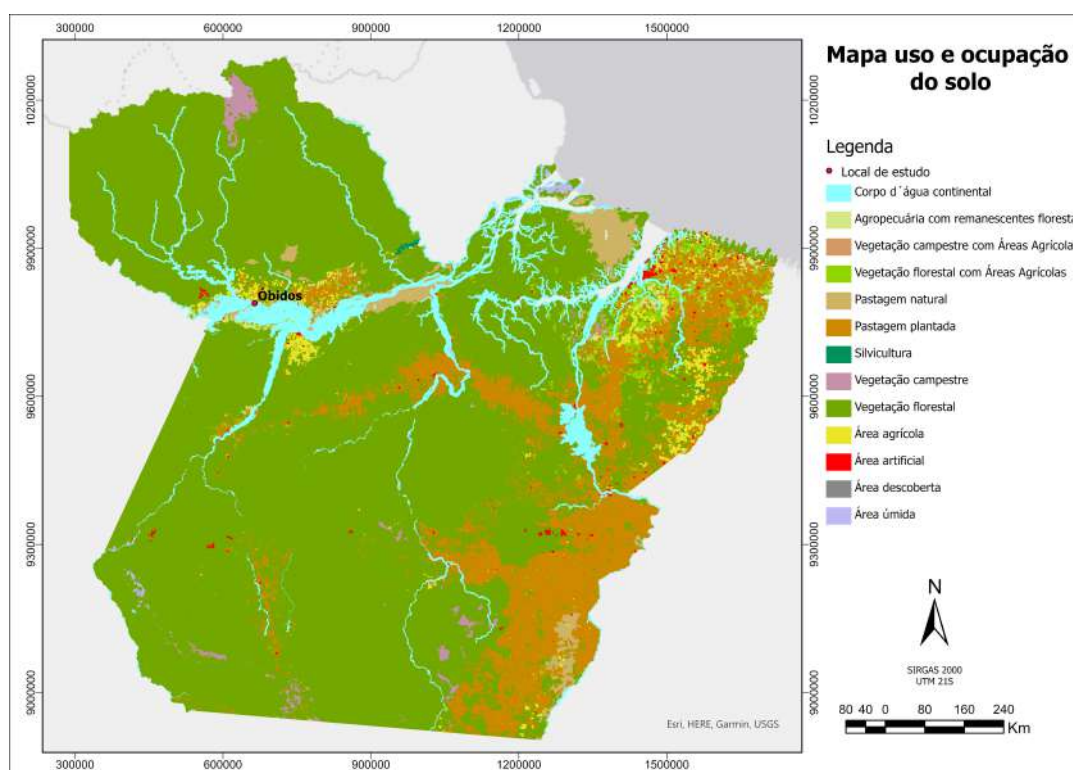


Figura 7 – Mapa do uso e ocupação do solo no estado do Pará.

Observa-se, a partir do mapa acima, que o estado do Pará apresenta predominantemente feições de vegetação florestal e pastagem plantada de 833.599,5 km² e 168.387,9 km², respectivamente, de uma área total de 1.248.000,00 km².

Nas proximidades da cidade de Óbidos, a ocupação do solo é definida por pastagem natural, vegetação florestal, áreas agrícolas e áreas artificiais.

2.3 Climatologia

O clima Amazônico é considerado equatorial úmido e sub-úmido, possuindo estações bem definidas. Segundo Oliveira e Nobre (1986), a convecção tropical é o aspecto predominante do clima da Bacia Amazônica, influenciada por propriedades atmosféricas de grande escala, como a circulação de Hadley e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Além disso, a

circulação de Walker, as ondas atmosféricas e processos meteorológicos, como a inserção de frentes frias extratropicais, também desempenham um papel influente no clima da bacia.

De maneira semelhante ao que se observa mundialmente, o clima Amazônico passa por progressões em decorrência das alterações climáticas de caráter global, como, por exemplo, a ocorrência dos fenômenos El Niño e La Niña dos quais afetam a taxa de precipitação da região (Artaxo *et al.*, 2014). Secas na região Amazônica, com maior incidência nas áreas centrais e no norte da bacia, podem estar associadas ao fenômeno do El Niño, bem como ao aumento da temperatura no Atlântico Tropical Norte, como observado nas grandes secas de 1926 e 1998. Em contraste, durante o fenômeno La Niña, ocorrem condições opostas às do El Niño, resultando em um grande volume de precipitações e maiores descargas fluviais (Nobre *et al.*, 2009).

O comportamento térmico da região apresenta grande variabilidade, com temperaturas médias anuais entre 22°C e 28°C, máximas variando de 29°C a 34°C e mínimas entre 16°C e 24°C. A umidade relativa do ar geralmente supera 64%, alcançando até 91% durante o período chuvoso. Além disso, a luminosidade anual varia de 1.500 a 3.000 horas de radiação solar, correspondendo a 35% a 65% da energia radiante potencial (Bastos, 1972).

Quanto à pluviometria, a região é caracterizada por uma ampla variação nas classes de precipitação anual, com uma pluviosidade média que varia entre 1.000 mm e 3.600 mm. Essa precipitação está distribuída de forma a definir duas estações bem marcadas: a estação chuvosa, que se inicia entre dezembro e janeiro, e a menos chuvosa, abrangendo os meses restantes do ano (Bastos, 1972).

O clima da região de estudo, no estado do Pará, é caracterizado pela predominância do ecossistema de floresta tropical úmida, típico da Amazônia. Conforme a classificação climática de Wladimir Köppen, que se baseia em parâmetros como temperatura, pluviosidade e variações sazonais, a área é classificada como Ami. Esse tipo climático se destaca por apresentar altos índices de precipitação anual e curtos períodos de seca (Bastos, 1982).

Entre julho de 2023 e abril de 2024, a região amazônica enfrentou uma das mais severas secas já registradas, associada a fenômenos climáticos como o El Niño. Impactos como a redução da produtividade primária líquida e o aumento das temperaturas foram destacados no estudo de Meunier *et al.* (2024). Esse cenário também resultou na diminuição dos níveis dos rios, afetando diretamente a vida das populações locais. Nesse contexto, pode-se afirmar que o clima influencia diretamente a quantidade, o tipo e o padrão sazonal de precipitação e escoamento fluvial, impactando a magnitude e a variabilidade dos fluxos de água (Bierman; Montgomery,

2013).

Os gráficos abaixo apresentam as médias mensais de temperatura máxima, mínima e a quantidade de precipitação entre os anos de 2022 e 2024 para a cidade de Óbidos. Os dados foram obtidos a partir do site do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), com base na estação automática localizada na região.

Conforme ilustrado no gráfico da Figura 9, é possível observar que, entre julho e outubro de 2023, não houve registro de chuvas, evidenciando a grande seca mencionada anteriormente. Paralelamente, ocorreu um aumento significativo das temperaturas, como mostrado na Figura 8. Ademais, as precipitações máximas para cada ano analisado foram de 43 mm em abril de 2024, 46,80 mm em fevereiro de 2023 e 36 mm em outubro de 2022. Por fim, a maior temperatura registrada no período de análise foi em outubro de 2023, atingindo 38,20 °C.

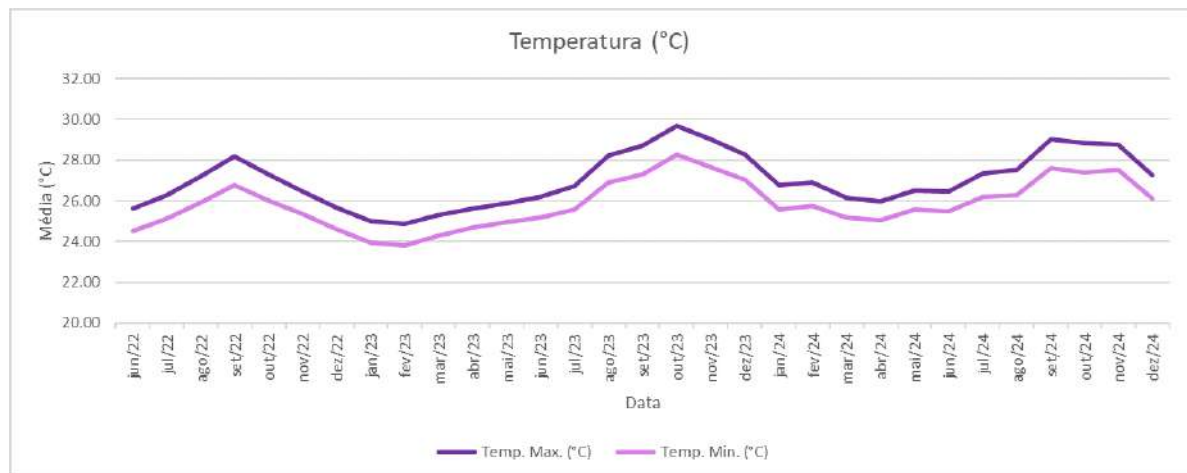


Figura 8 – Média temperatura mensal referente aos anos de 2022, 2023 e 2024.

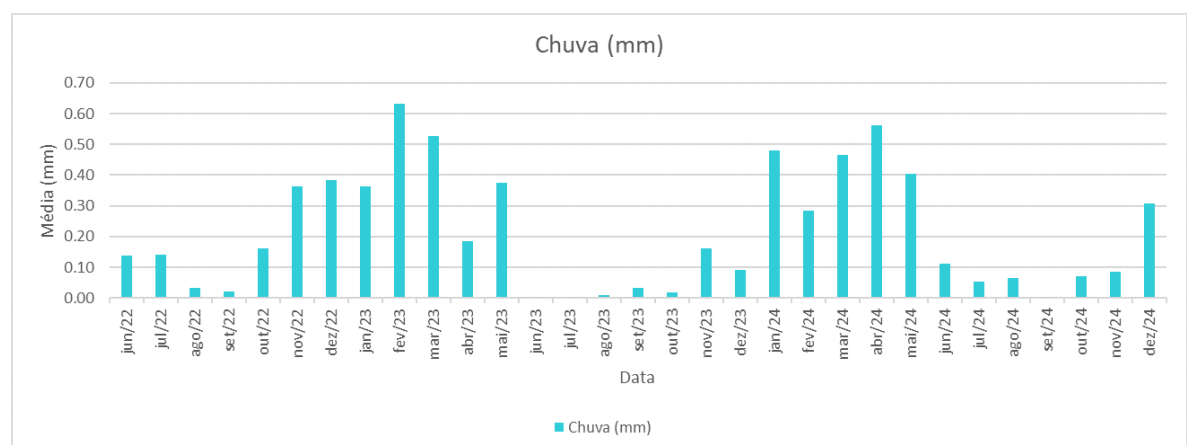


Figura 9 – Média de chuva mensal referente aos anos de 2022, 2023 e 2024.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Processos fluviais e morfologia

Os canais fluviais desempenham papéis fundamentais nos aspectos ambientais e socio-econômicos. Eles variam em tamanho, desde pequenos riachos de cabeceira até grandes rios que atravessam continentes, e suas formas são moldadas por fatores como fluxos de sedimentos, resistência dos materiais nas margens, erosão e inclinação do terreno (Bierman; Montgomery, 2013).

Os processos fluviais regulam a deposição e a erosão local de sedimentos, promovendo a migração dos rios pelos fundos dos vales até a formação planícies de inundação, as quais são áreas do vale fluvial compostas por sedimentos aluviais, os quais moldam o curso d'água e são regularmente inundadas pelas águas de transbordamento do rio. Embora sejam predominantes, esses processos não atuam sozinhos, já que fenômenos como a ação eólica e glacial também influenciam essas dinâmicas. A interação entre a água em movimento, os sedimentos transportados e os detritos orgânicos define os canais, influenciando substancialmente sua morfologia e dinâmica. Além disso, esses sistemas podem responder rapidamente a variações na descarga e na carga de sedimentos (Bierman; Montgomery, 2013).

A descarga de um rio é determinada pelo volume de água que flui em um ponto específico por unidade de tempo e obedece ao princípio da continuidade e conservação de massa. Esse fluxo tende a permanecer constante, salvo adições ou perdas de água, enquanto sua frequência, magnitude e duração variam conforme os padrões sazonais de precipitação e temperatura. A velocidade do fluxo, por sua vez, reflete o equilíbrio entre forças como gravidade, inclinação do terreno e resistência oferecida pelo leito e pelas margens. Enquanto a gravidade e a inclinação aceleram o fluxo, a resistência friccional, devido à rugosidade do leito, tende a desacelerá-lo (Bierman; Montgomery, 2013).

Rios de montanha (*bedrock*) e rios de planície aluviais apresentam diferenças marcantes. Canais em leitos rochosos situados em montanhas possuem maior capacidade de transporte de sedimentos em comparação à oferta disponível. Em contrapartida, rios de planície aluviais tendem a receber uma quantidade de sedimentos que iguala ou excede sua capacidade de transporte, resultando em leitos e margens compostos por uma abundante quantidade de material sedimentar (Bierman; Montgomery, 2013).

Outro fator essencial para a dinâmica fluvial e a morfologia dos rios é a granulometria e o grau de seleção dos sedimentos fornecidos ao canal. Esses aspectos, em conjunto com os padrões de descarga e velocidade do fluxo, determinam as características e a evolução dos sistemas fluviais ao longo do tempo (Bierman; Montgomery, 2013).

Padrões distintos de canais e as morfologias de alcances individuais surgem de diferentes equilíbrios entre o suprimento de sedimentos e a capacidade de transporte, bem como da estrutura do leito rochoso, clima e suprimento de grandes detritos orgânicos ao longo do vale do rio.

A morfologia dos canais fluviais reflete a complexa interação entre processos dinâmicos e o transporte de materiais ao longo dos vales. Fatores como o equilíbrio entre sedimentos e capacidade de transporte, a estrutura do leito rochoso e as condições climáticas resultam em diversos padrões de canais. Com base nessas interações, serão explorados a seguir os principais tipos de canais fluviais (meandrante, anastomosado, entrelaçado e retilíneo) e suas características morfológicas.

Primeiramente, é imprescindível a compreensão do conceito de sinuosidade. De forma simplificada, a sinuosidade é a razão entre o comprimento do canal medido a partir do centro do canal e a distância em linha reta medida ao longo do eixo do vale, como ilustrado na Figura 10 (Bierman; Montgomery, 2013). Segundo Christofoletti (1981), quando o canal apresenta um índice de sinuosidade entre 1,1 e 1,5, ele pode ser considerado um rio sinuoso. Certamente, essa categoria representa uma transição entre canais retos e meandantes.

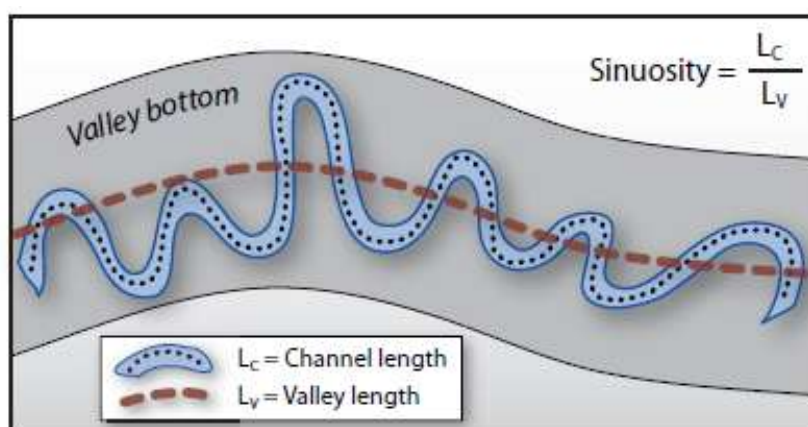


Figura 10 – Canal de rio sinuoso (L_c) comparado ao eixo retilíneo do vale (L_v) onde a sinuosidade pode ser definida pela razão de L_c/L_v (Bierman; Montgomery, 2013).

Rios meandantes, Figura 11, são definidos por apresentarem um grau de sinuosidade $\geq 1,5$ (Charlton, 2007). Estão associados a potências moderadas de fluxo e podem se desenvolver em cascalhos, areias ou siltes e areias de grão fino. Os meandros são proporcionais ao tamanho

do canal, sendo mais espaçados em canais maiores. Esses canais evoluem ao longo do tempo podendo ocorrer a migração dos meandros pela planície de inundação (Charlton, 2007).

A erosão nesse tipo de canal geralmente se concentra no lado externo das curvas dos meandros, formando os chamados *cutbanks* (barras de corte). Simultaneamente, a deposição de sedimentos ocorre no lado interno das curvas, criando as *point bars* (barras em pontal). Essa combinação de erosão e deposição resulta na migração do canal (Figura 11) (Bierman; Montgomery, 2013).

Além disso, um fenômeno conhecido como avulsão pode ocorrer, caracterizado pelo deslocamento abrupto de parte ou de todo o campo meândrico. Quando isso ocorre, o rio passa a seguir um novo trajeto em uma área de menor elevação na planície de inundação, resultando na formação de um meandro abandonado, conhecido como *oxbow lake* (lagoa em forma de ferradura) (Christofolletti, 1981). Meandros abandonados também podem surgir pela redução gradual do trajeto sinuoso, devido à erosão, resultando em um corte natural que desconecta o meandro do curso principal (Figura 11).

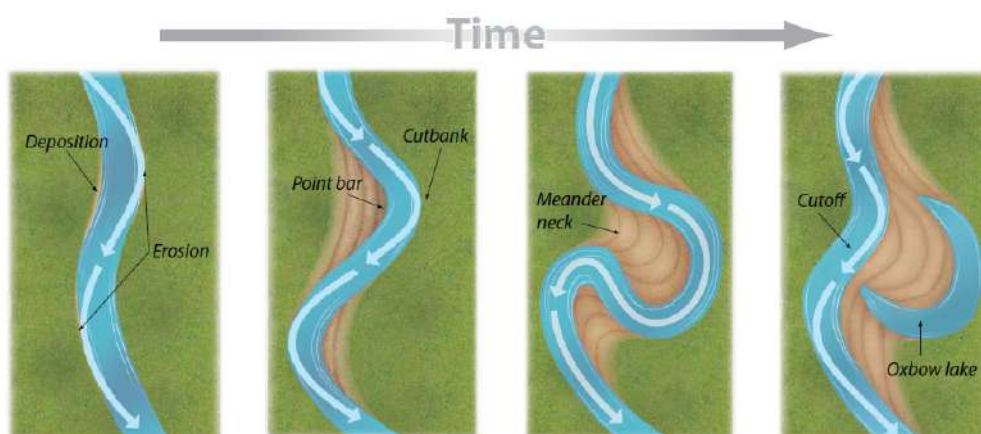


Figura 11 – Processo de formação de meandros abandonados ao longo do tempo (Bierman; Montgomery, 2013).

Rios entrelaçados (*braided*), Figura 12, apresentam canais amplos e pouco profundos, nos quais o fluxo se divide e se reconecta ao redor de barras e ilhas sem cobertura vegetal. Esses rios estão vinculados a altas taxas de energia, empregados no transporte de grande aporte sedimentar. Sua aparência varia conforme as condições de fluxo: em períodos de cheias, as barras e ilhas podem submergir, dando a impressão de um canal único e largo; já em épocas de baixa vazão, o padrão entrelaçado característico se torna mais evidente (Charlton, 2007).

Por fim, os rios anastomosados (ou *anabranching*), Figura 12, são caracterizados pela divisão do fluxo em dois ou mais canais distintos. Os canais separados chamados de *anabranches*,

é comumente escavado na planície de inundação, dividindo-se em diversas ilhas de grande porte e com a presença de vegetação. Os *anabranches* podem apresentar diferentes formas, como reto, meandrante ou entrelaçado. Além disso, rios anastomosados possuem baixa energia de transporte, influenciando a dinâmica do fluxo e a formação de seus canais (Charlton, 2007).

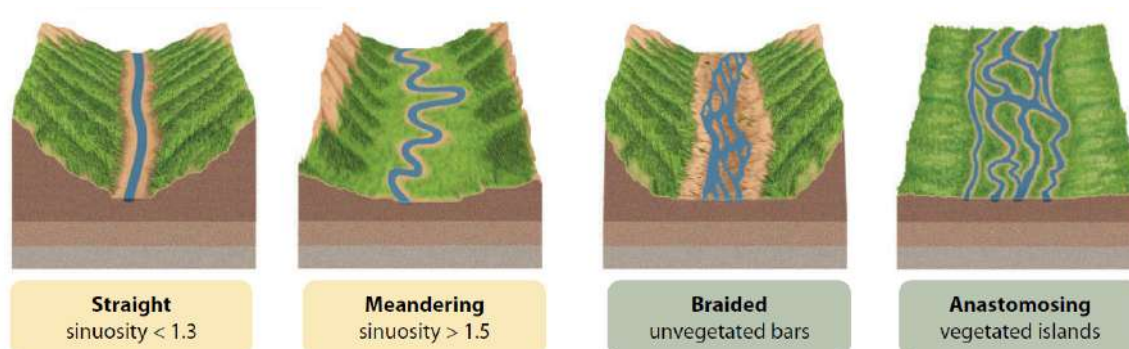


Figura 12 – Padrões de canais fluviais (Bierman; Montgomery, 2013).

3.2 Métodos Sísmicos

Atualmente, grande parte do conhecimento obtido sobre o fundo marinho e a estrutura interna da Terra, como a diferenciação da crosta litosférica e do núcleo interno, por exemplo, deriva de estudos baseados na propagação de ondas sísmicas.

A propagação dessas ondas depende de um meio elástico. A teoria da elasticidade se refere as forças aplicadas que modificam a forma e tamanho dos materiais, considerando, no caso dos fluidos, que o tamanho é preservado enquanto sua forma não permanece constante. A relação entre deformação e forças aplicadas podem ser expressas a partir da Lei de Hooke (Telford; Geldart; Sheriff, 1990).

Considerando os conhecimentos sobre a propagação de ondas elásticas geradas por explosões controladas e terremotos, são identificados dois grupos distintos de ondas sísmicas: ondas de corpo (*body waves*) e ondas de superfícies (*surface waves*) (Jones, 1999). As *body waves* se propagam por grandes profundidades no interior da Terra. A transferência de energia ocorre por meio de ondas de compressão ou longitudinal, *compressional* (P) e ondas de cisalhamento ou transversais, *shear* (S).

Nas ondas longitudinais, as partículas presentes no meio oscilam paralelamente à direção da propagação das ondas, como ilustrado na Figura 13. A velocidade de propagação, V_P , depende do módulo de compressibilidade, k , módulo de rigidez do meio, μ , e da densidade do meio do qual a onda se propaga, ρ . A equação que descreve essa relação é:

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

Por outro lado, nas ondas transversais, as partículas do meio oscilam perpendicularmente à direção de propagação da onda (Figura 13). Além disso, sabe-se que fluídos não apresentam resistência a cisalhamento, portanto, não há ondas secundárias ou cisalhantes em levantamentos em ambientes aquáticos. A velocidade de propagação da onda, V_S , é dada por:

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

Com base nas equações mencionadas, sabe-se que as ondas compressoriais apresentam uma velocidade de propagação superior à das ondas de cisalhamento quando presentes em um mesmo meio. Além disso, a razão de V_P/V_S prescinde da densidade e utiliza-se apenas a razão de Poisson, δ , do qual serve como parâmetro de maior precisão para indicar a litologia presente (Kearey; Brooks; Hill, 2009). Desse modo, a razão de V_P/V_S pode ser expressa por:

$$V_S = \sqrt{\frac{2(1 - \delta)}{(1 - 2\delta)}} \quad (3)$$

As *surfaces waves* se propagam ao longo da superfície da Terra sólida sendo constituídas pelas ondas Rayleigh (*Rayleigh waves*) e pelas ondas Love (*Love waves*) (Figura 13) (Jones, 1999). Nas *Rayleigh waves*, as partículas presentes no meio apresentam um movimento elíptico perpendicularmente à superfície. Ademais, as *Love waves* são caracterizadas por serem ondas cisalhantes polarizadas, nas quais as partículas presentes no meio apresentam um movimento paralelo à superfície e perpendicular à direção de propagação da onda (Kearey; Brooks; Hill, 2009).

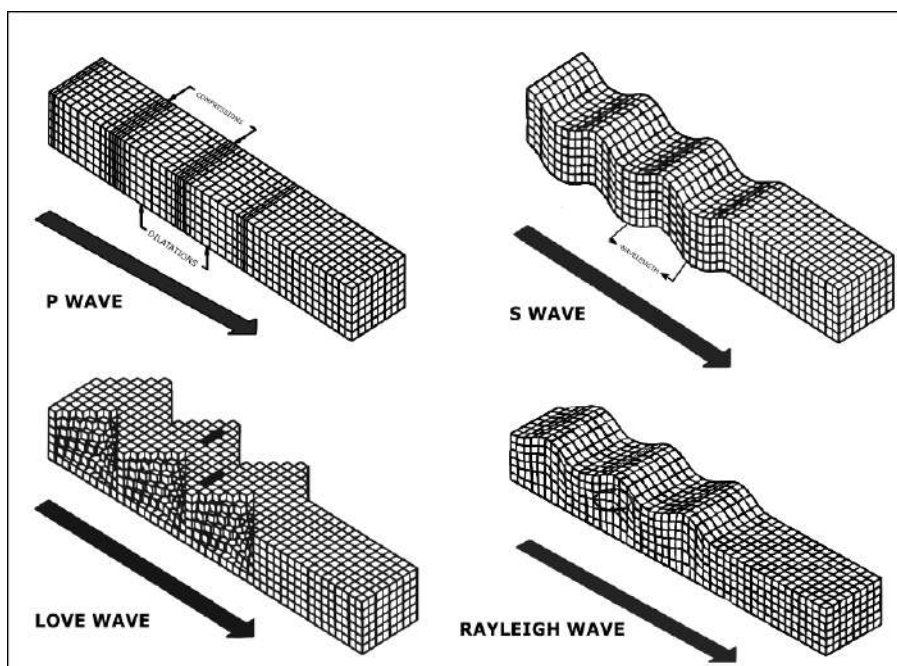


Figura 13 – Principais ondas sísmicas e suas propagações (Bolt, 1976).

Sabe-se que a velocidade de propagação da onda, em meios aquáticos, muda em decorrência das propriedades físicas tais como temperatura, salinidade e pressão. A velocidade tende a aumentar por conta desses fatores (Urick, 1983). Na Figura 14 pode-se observar melhor o comportamento dessas três variáveis em função do aumento da profundidade.

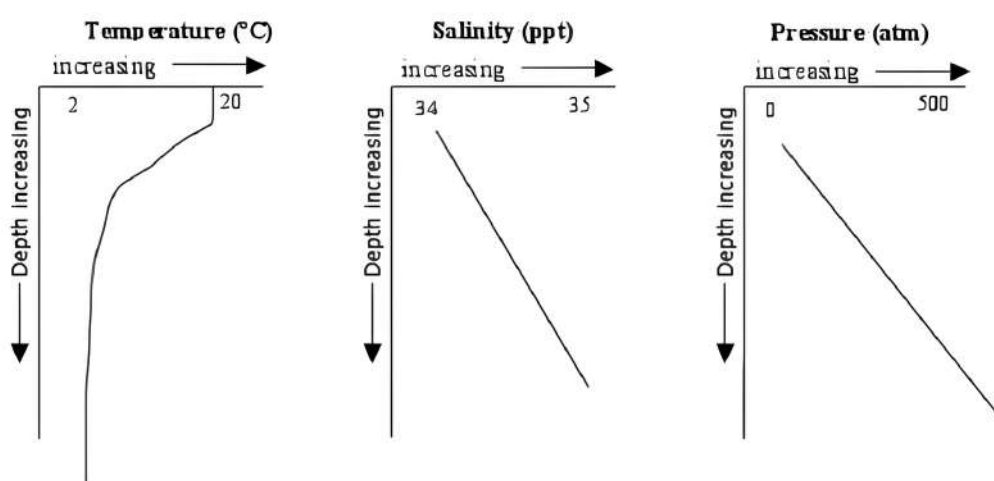


Figura 14 – Variação da velocidade de propagação da onda em diferentes temperaturas, salinidade e pressão (Island, 2016).

3.2.1 Reflexão e refração

A sismica de reflexão consiste no princípio da reflexão do som nas interfaces que separam meios com propriedades físicas diferentes (Souza, 2006).

A figura 15 demonstra a trajetória de um raio compressional em um meio com diferentes velocidades e densidades. O raio incidente, com amplitude A_0 , atinge o meio com propriedades V_1 e ρ_1 . Parte da energia é transmitida pela interface, com propriedades V_2 e ρ_2 , resultando em um raio transmitido com amplitude A_1 . O raio refletido, com amplitude A_2 , segue a mesma trajetória do raio incidente (Kearey; Brooks; Hill, 2009). A superfície que separa esses meios acústicos diferentes é chamada de refletor sísmico.(Souza, 2006).

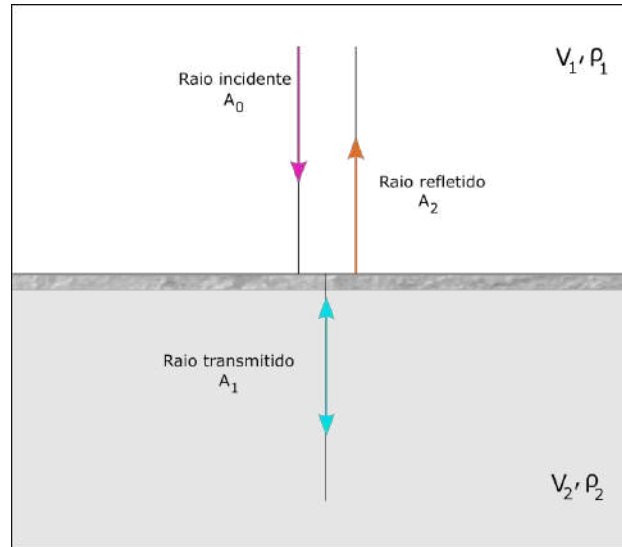


Figura 15 – Reflexão dos raios em meios com propriedades físicas distintas adaptado (Kearey; Brooks; Hill, 2009).

Desse modo, o somatório da energia dos raios transmitidos e refletidos deve ser igual à energia dos raios incidentes. Com base nisso, a relação entre a energia transmitida e a energia refletida é determinada pelo contraste de impedância acústica na interface. Em resumo, a impedância acústica é definida pelo produto entre a densidade (ρ) e a velocidade da onda (v), podendo ser expressa pela equação a seguir:

$$Z = \rho v \quad (4)$$

A compreensão do coeficiente de reflexão (R) é de suma importância para o estudo sísmico. Ele é calculado pela divisão da diferença entre as impedâncias acústicas dos dois meios e pode ser expresso pela seguinte equação:

$$R = \frac{V_2 \cdot \rho_2 - V_1 \cdot \rho_1}{V_2 \cdot \rho_2 + V_1 \cdot \rho_1} \quad (5)$$

Em síntese, a nitidez do refletor sísmico depende diretamente do R . Portanto, quanto maior a constante de impedância acústica, maior a quantidade de energia refletida e logo, maior

será nitidez para a detecção da interface, no caso, os contatos entre meios geológicos com propriedades acústicas distintas (Souza, 2006).

3.2.1.1 Lei de Snell

Quando uma onda se depara com uma mudança abrupta das propriedades elásticas do meio, parte da energia é refletida, como visto anteriormente, e o restante dessa energia é refratada com uma mudança na direção de propagação da onda (Telford; Geldart; Sheriff, 1990).

Nos casos em que o raio incide obliquamente, a onda transmitida viaja pela camada inferior com uma mudança de direção, (Figura 16), sendo definido como raio refratado (*refracted ray*). Esse fenômeno é análogo ao comportamento de um raio de luz quando incide obliquamente em uma interface, por isso, a Lei de Snell pode ser aplicada à sísmica de maneira equivalente.

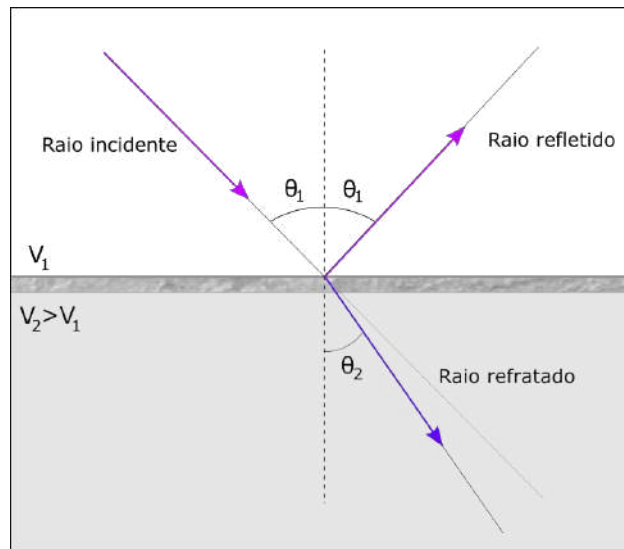


Figura 16 – Lei de Snell.

As leis de reflexão e refração podem ser unificadas em uma única definição, sendo o parâmetro de raio P determinado por $P = (\sin\theta_i)/V_i$, onde o ângulo θ_i representa o ângulo de inclinação do raio em uma camada que se propaga a uma velocidade V_i que variam com as propriedades físicas do meio.

A Lei de Snell, de forma generalizada, estabelece que P permanece constante. A equação que define a Lei de Snell é apresentada a seguir:

$$\frac{\sin\theta_1}{V_1} = \frac{\sin\theta_2}{V_2} = P \quad (6)$$

Onde o ângulo de incidência θ_1 é igual ao ângulo de reflexão θ_2 .

Quando uma interface não apresenta continuidade e não é plana, as leis de reflexão e refração não se aplicam. Isso gera um fenômeno chamado difração. Fases difratadas são comumente observadas em registros sísmicos e, por sua vez, podem ser difíceis de distinguir das fases refletidas e refratadas.

3.2.2 Atenuação e dispersão

A propagação de uma onda em um meio elástico respeita a Lei de Hooke, estabelece que, ao retornar ao seu ponto de origem após sofrer deformação, a onda não apresenta dissipação de energia. Então, em uma Terra idealmente elástica, as ondas propagadas não apresentam defasagem na fase do sinal e da frequência, inobstante a distância percorrida.

Todavia, sabe-se que a Terra não é completamente elástica, sendo heterogênea e anisotrópica (Liu; Archambeau, 1975). A absorção é caracterizada pela perda de energia no sinal sísmico, resultando em uma redução da amplitude e na defasagem na fase do sinal. Esse fenômeno ocorre devido a esse comportamento inelástico do meio (Rodrigues; Oliveira, 2004). O coeficiente de absorção (*absorption coefficient*), α , expressa a parcela de energia perdida durante a propagação da onda a uma distância correspondente a um comprimento completo de onda, λ , (Kearey; Brooks; Hill, 2009).

Portanto, para um valor de λ constante, ondas com frequências mais altas sofrem atenuação mais rapidamente quando comparadas às ondas de frequências mais baixas, de maneira análoga a uma função do tempo ou da distância. Por conseguinte, a forma do pulso sísmico passa por modificações ao longo da propagação, em razão da perda de frequências mais elevadas. Em síntese, o pulso sísmico apresenta um alargamento como resultado da absorção, o que, por sua vez, gera uma dispersão da onda (Kearey; Brooks; Hill, 2009).

Além disso, consoante os autores O'Doherty e Anstey (1971), há mais três causas substanciais para a perda de amplitude da onda: espalhamento geométrico, partição de energia e atenuação.

A atenuação pode ocorrer devido à transformação da energia total da onda em calor, denominada por atenuação intrínseca ou inelástica, processo que ocorre em razão das propriedades físicas do meio. Quando essa transformação não ocorre, surgem atenuações elásticas, como é o caso do espalhamento geométrico (*scattering*) (O'Doherty; Anstey, 1971).

Em suma, quando aplicadas técnicas de compensação de energia em decorrência da atenuação, deve-se manter prudência e atenção, visando à melhor relação sinal-ruído.

3.2.3 Levantamentos sísmicos

A aplicação dos métodos sísmicos deriva-se da emissão de pulsos sonoros advindos de fontes acústicas presentes em superfícies de água ou a curta distância dela. Há métodos nos quais a fonte é disposta na coluna d'água próxima à superfície de fundo (Souza, 2006).

Devido ao contraste de impedância acústica em meios geológicos, a energia da frente de onda refletida retorna à superfície, enquanto uma parte penetra na camada e retorna aos sensores *hidrofones*. Após isso, os sinais recebidos pelos sensores são encaminhados para o processamento (Souza, 2006).

O sinal inicial que chega aos *hidrofones* geralmente advém do substrato do meio, permitindo a determinação da espessura da coluna d'água. Os sinais subsequentes, que atravessam a coluna sedimentar, possibilitam medir a profundidade das interfaces. Nessas situações, as medições são baseadas no tempo de percurso de ida e volta da onda, isto é, tempo duplo do trajeto conhecido como TWT (*two way time*) (Souza, 2006).

A energia refletida depende, além da impedância acústica entre as interfaces, da geometria do arranjo fonte-sensor (Souza, 2006).

Para determinar uma fonte acústica adequada para uma finalidade específica, é necessária uma análise sistemática das necessidades de maior penetração (fontes que emitem frequências mais baixas e demandam alta energia) e maior resolução (fontes que emitem maiores bandas de frequências e demandam baixa energia). A Figura 17 demonstra alguns exemplos de fontes sísmicas caracterizadas por diferentes valores de frequência. Assim, em consonância com o objetivo do trabalho, foi dada preferência à perfilagem sísmica contínua utilizando a fonte acústica *sparkler* e ao método acústico de ecobatimetria adotando a batimetria multifeixe.

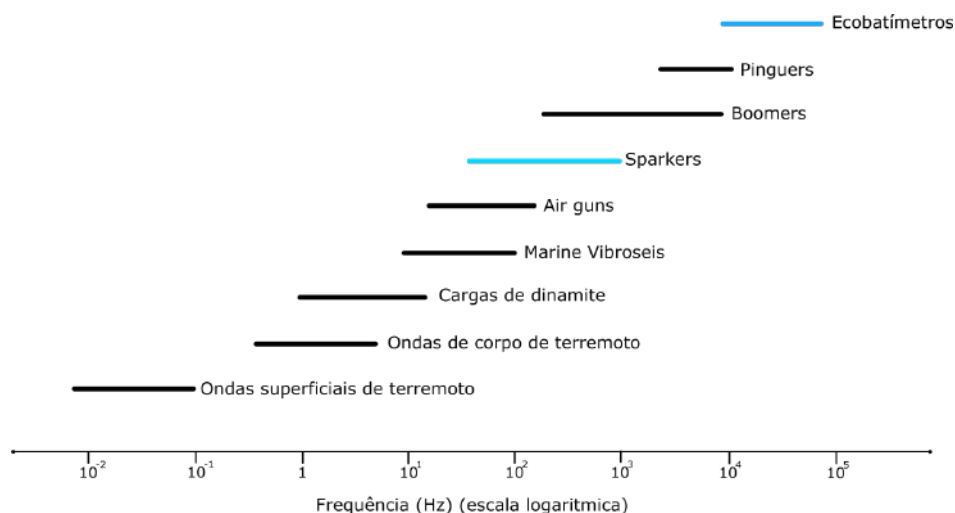


Figura 17 – Fontes sísmicas definidas por frequência em escala logarítmica. Adaptado de (Kearey; Brooks; Hill, 2009).

O *sparker* opera em frequências de aproximadamente 500 a 1500 Hz, alcançando uma penetração de até 400 metros abaixo do leito marinho. Além disso, *sparker* é uma fonte sísmica classificada como impulsiva, implicando na liberação de alta quantidade de energia em um pequeno intervalo de tempo (Souza, 2006). Este sistema é constituído por uma série de centelhadores que, ao receberem uma corrente elétrica de alta voltagem, produzindo uma descarga elétrica na água. Essa descarga ioniza as moléculas de água, formando uma bolha. Quando a bolha colapsa devido à pressão hidrostática da água, um sinal acústico distinto é gerado (Neto, 2000).

O conjunto sísmico que compõe essa fonte acústica inclui uma fonte de energia de alta voltagem, podendo operar entre 3,5-4,0 kV, sensores (hidrofonos/receptores) multielementos e uma central de controle. A disposição dos aparelhos no barco requer que a fonte esteja posicionada em um lado, enquanto os sensores ficam do outro, conforme ilustrado na figura abaixo.

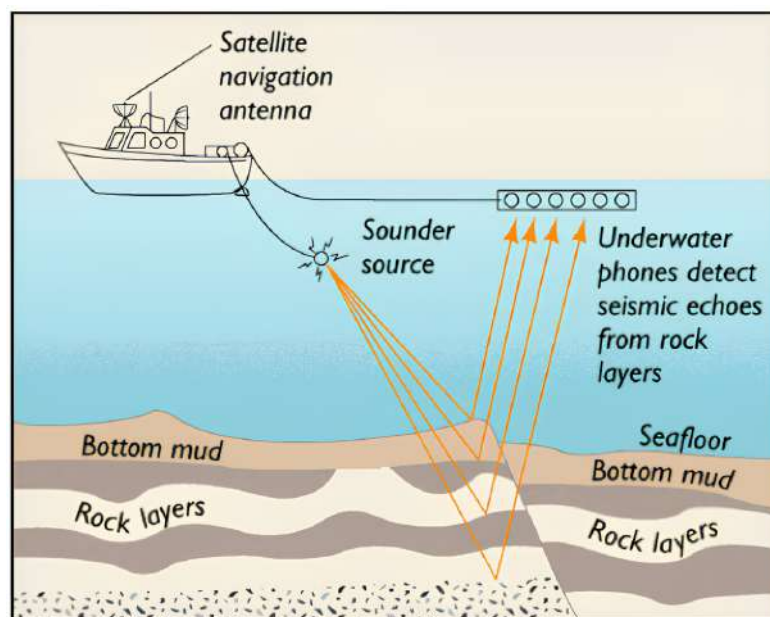


Figura 18 – Aquisição sísmica (Salles, 2011).

A visualização gráfica dos dados adquiridos por um receptor em uma aquisição sísmica é denominada de traço sísmico, o qual é a resultante da convolução das diferentes interfaces do meio (função refletividade) e do sistema de pulsos acústicos. Quantitativamente, o traço sísmico é definido pela multiplicação entre a quantidade de tiros e o número de canais por tiro, o que determina a quantidade total de traços. O conjunto de traços representando as respostas adquiridas pelos receptores à energia proveniente de um tiro é denominado famílias de tiros (*shot gather*). O agrupamento desses traços com a mesma localização de ponto médio é denominado família de ponto médio comum (*CMP - common midpoint*) (Kearey; Brooks; Hill, 2009).

Entretanto, a definição de ponto de profundidade comum *CDP (common-depth-point)* e o *CMP* podem ser sinônimos apenas se os refletores forem horizontais e as velocidades não apresentarem variações horizontalmente. Todavia, na presença de refletores inclinados na subsuperfície, esses dois conjuntos não são equivalentes, e apenas o *CMP* deve ser considerado (Figura 19) (Yilmaz, 2001).

A Figura 19 apresenta uma representação esquemática da geometria de registro e dos raios associados a um refletor plano e horizontal. Nota-se que as distâncias dos pontos de reflexão correspondem à metade da distância entre os receptores. Isso implica que o intervalo de amostragem na subsuperfície equivale à metade do intervalo entre as fontes. Nesse contexto, a distância entre a fonte e o receptor é chamada de *offset*, ou simplesmente afastamento. (Yilmaz, 2001).

Outro aspecto fundamental é o conceito de cobertura (*fold*), que representa o número

máximo de vezes que um ponto pode ser amostrado durante a aquisição. Esse conceito pode ser expresso pela seguinte equação:

$$n_f = \frac{n_g \Delta g}{2 \Delta s} \quad (7)$$

Onde Δg e Δs representam os intervalos entre os grupos de receptores e os grupos de tiros, respectivamente, enquanto n_g corresponde ao número de canais de registro.

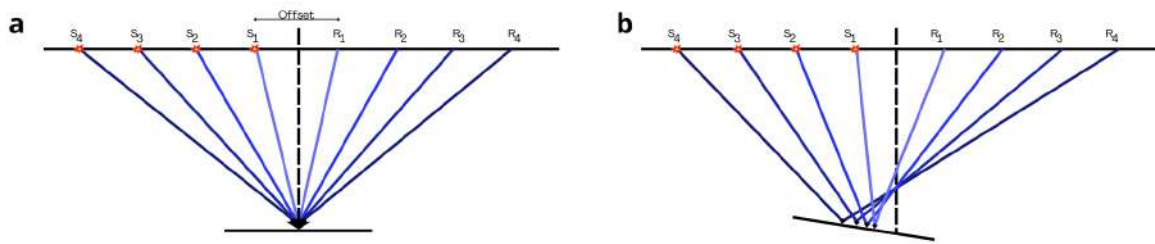


Figura 19 – Representação esquemática do CDP e CMP. (a) Em refletores horizontais, CMP e CDP são equivalentes. (b) Em refletores inclinados, CMP e CDP diferem, afetando o posicionamento das reflexões. Adaptado de (Kearey; Brooks; Hill, 2009).

3.2.4 Levantamentos batimétricos

Em um ecobatímetro, a profundidade de penetração é limitada, o que o torna mais adequado para levantamentos topográficos, identificação de estruturas, análise de feições morfológicas, entre outras aplicações.

No sistema de multifeixe (*multibeam*), um único pulso, ou *ping*, de energia acústica é emitido por múltiplos feixes que percorrem a coluna d'água. Esses feixes são refletidos devido ao contraste de impedância, como visto anteriormente, entre as diferentes interfaces do meio e retornam ao transdutor. No transdutor, eles são convertidos em impulsos elétricos e registrados com base na intensidade do eco (Neto, 2000). A Figura 20 demonstra como ocorre a aquisição com o *multibeam* em um ambiente marinho.

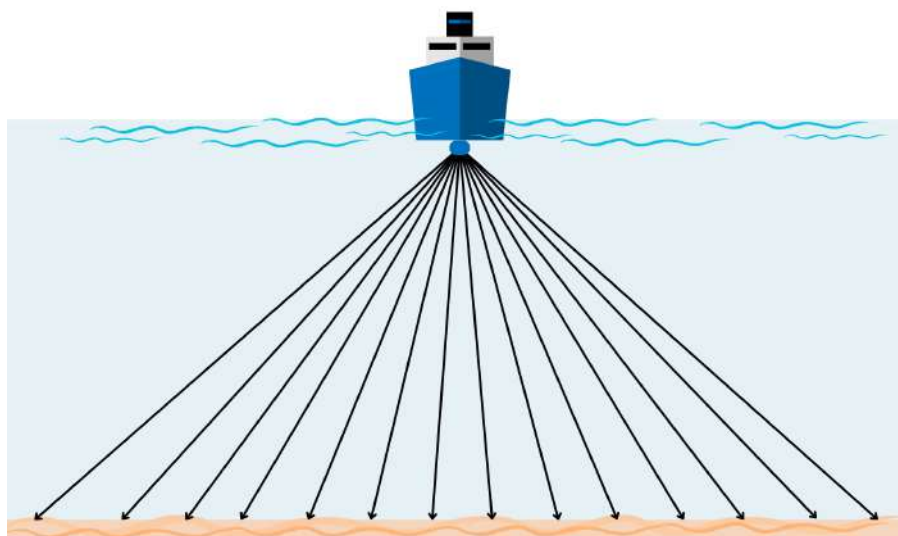


Figura 20 – Aquisição utilizando batimetria multifeixe demonstrando sua geometria de recobrimento de área adaptado de (Lamarche; Lurton, 2018).

No entanto, existe um limite máximo para o alcance horizontal devido ao processo de reflexão. Nesse cenário, ocorre o fenômeno chamado de retroespalhamento (*backscatter*), que se dá quando os componentes acústicos são refletidos com um ângulo de incidência diferente de zero. Esse efeito é predominantemente resultado da difusão da onda refletida ao interagir com superfícies rugosas ou irregulares. Em essência, o *backscatter* representa a fração de energia que retorna ao transdutor após o processo de *scattering* (Figura 21) (Lamarche; Lurton, 2018; Kearey; Brooks; Hill, 2009)

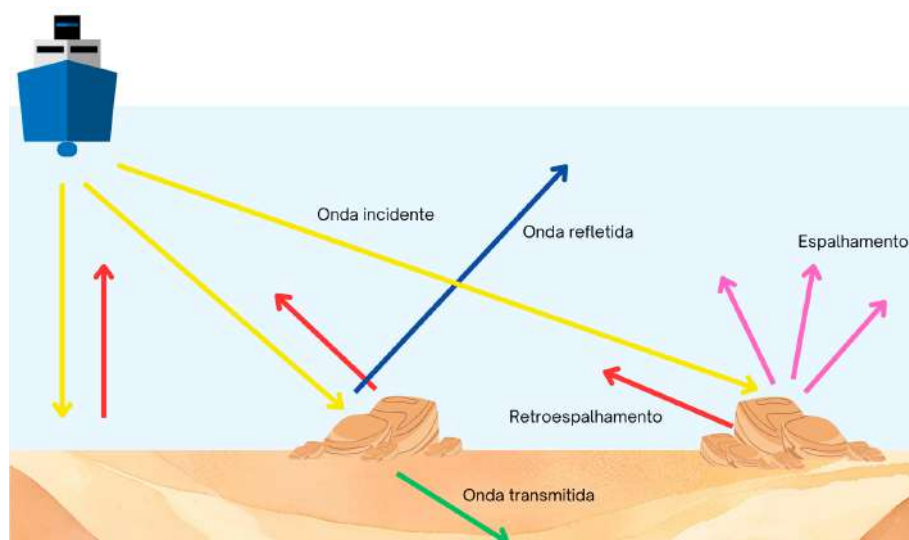


Figura 21 – Interpretação do *backscatter*: as setas amarelas indicam as ondas incididas, a seta em azul escuro refere-se à onda refletida, as setas em rosa referem-se ao *scattering*, as setas em vermelho ao *backscattering*, e por fim, a seta em verde representa a onda transmitida (Lamarche; Lurton, 2018).

4 METODOLOGIA

Para compreender a morfologia e a estratigrafia do canal do rio Amazonas, foram empregados os métodos de sísmica de reflexão multicanal e batimetria multifeixe, amplamente utilizados em estudos geofísicos de ambientes fluviais e marinhos. A batimetria multifeixe foi escolhida por fornecer dados detalhados sobre a profundidade e a configuração do leito do rio, permitindo a identificação de feições geomorfológicas. Já a sísmica de reflexão multicanal foi aplicada para investigação em subsuperfície, possibilitando a análise de processos geológicos no canal.

4.1 Sísmica multicanal

A perfilagem sísmica (PSC) é uma designação utilizada na prospecção acústica que abrange diversos métodos sísmicos à investigação da subsuperfície. Métodos esses como: métodos que empregam fontes acústicas de alta potência como o *sparker* e *air-gus*, bem como perfiladores de menor potência, como os SBP (*Subbottom Profilers*), potências medianas, como os *minisparkers*, entre outros. Ambos os métodos utilizam o mesmo fundamento teórico de propagação das ondas acústicas para identificar a diferença de impedância nas camadas (Souza, 2006).

Para esse estudo, foi utilizada a fonte acústica *sparker* que será melhor explorada com mais detalhes adiante.

4.1.1 Aquisição

A aquisição sísmica multicanal realizada no Rio Amazonas abrangeu uma extensão de 600 km, percorrendo o trajeto entre as cidades de Santarém e Manaus. Os dados utilizados neste trabalho referem-se a uma linha sísmica adquirida na cidade de Óbidos (Figura 22) no dia 14 de julho de 2023, com 9,5 km de comprimento, sob a responsabilidade do Instituto Francês de Pesquisa para Exploração do Mar - IFREMER (*Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer*) referente a campanha AMANAUS (Dupont, 2023).

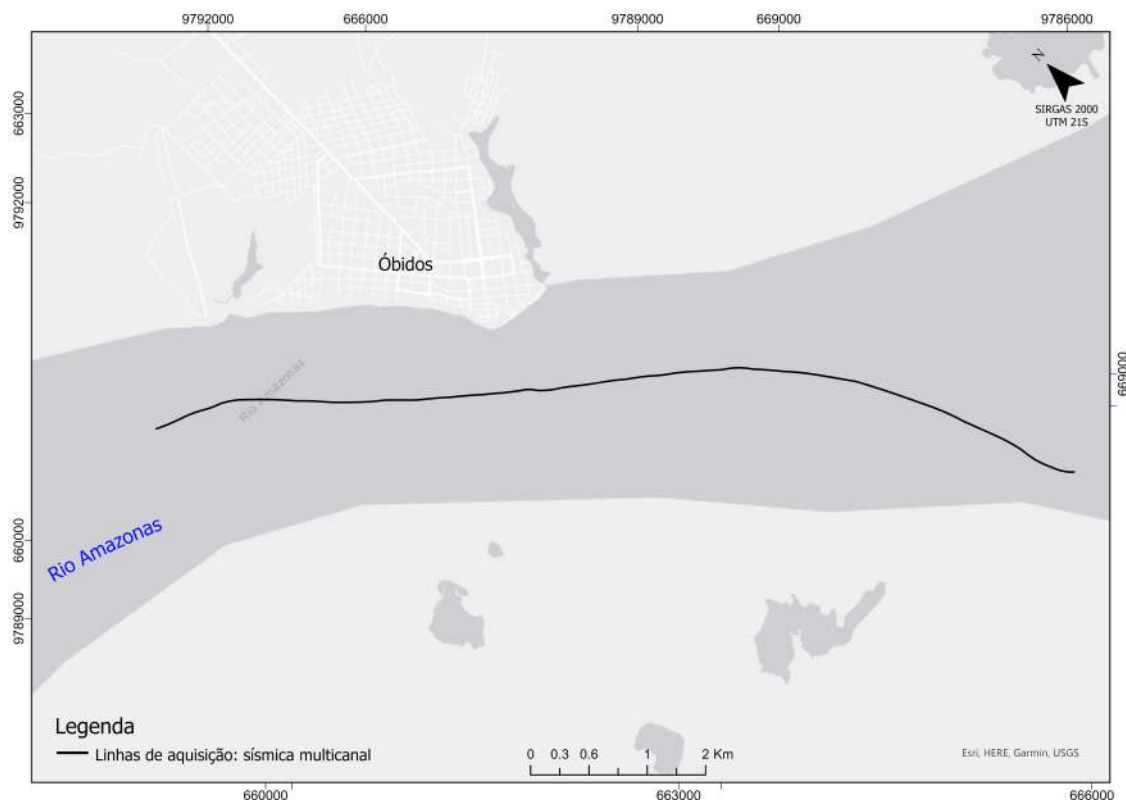


Figura 22 – Linha de planejamento para o levantamento da sismica multicanal.

4.1.1.1 Equipamentos de aquisição

Os equipamentos utilizados no levantamento de campo são descritos por Dupont (2023) e detalhados a seguir:

4.1.1.1.1 Posicionamento

Para o sistema de posicionamento foi adotado o GNSS IFREMER, configurado para transmissão de posição por meio da antena GPS no padrão de quadro NMEA 0183 (\$GPGGA). Esse sistema foi instalado a bordo durante a mobilização e operava com uma taxa de atualização de um segundo. A saída de dados era realizada via conexão RS232, com o uso de um conversor RS232-USB, permitindo a integração direta ao computador utilizado para a aquisição sísmica e garantindo a sincronização precisa das informações de navegação com os dados sísmicos registrados (Dupont, 2023).

4.1.1.1.2 *Streamer*

Os sensores responsáveis por captar a resposta da energia refletida, resultante da emissão de ondas acústicas pela fonte e do contraste de impedância entre os meios, são chamados de hidrofones (receptores) como apresentado no capítulo anterior. Esses dispositivos possuem elementos piezoelétricos cerâmicos que geram uma tensão correspondente às variações de pressão associadas à passagem da energia dos raios sísmicos. Em um levantamento, quando um grande número de hidrofones é utilizado simultaneamente e conectado a um cabo *streamer*, Figura 23, eles são denominados, individualmente, como canais ou, conforme Dupont (2023), traços (Tromm, 2017; Rocha, 2017).

Para a campanha em questão, foi utilizado o *streamer Geo-Sense*, fabricado pela *Geo Marine Survey Systems* (Figura 23). O equipamento possui um comprimento total de 130 metros, incluindo duas seções elásticas de 12,4 metros localizadas no início e no final do *streamer*. A estrutura é composta por 24 canais espaçados em intervalos de 1 metro e outros 24 canais com espaçamento de 2 metros, totalizando 48 traços. Cada canal é formado por hidrofones individuais modelo GEO2000. O cabo é armazenado em um tambor manual com peso de 250 quilogramas. Além disso, o *streamer* foi mantido a uma profundidade constante com o auxílio de duas boias, uma posicionada antes da seção inicial e outra após a seção final (Figura 25) (Dupont, 2023).



Figura 23 – Streamer utilizado durante a aquisição da campanha AMANAUS (Dupont, 2023).

O *streamer* é analógico e possui uma digitalização de 24 bits, realizada em uma unidade fixada ao tambor da bobina, diretamente na saída do *streamer* (cabo *lead-in*). Após a digitalização, os dados são transmitidos para um computador de aquisição por meio de um cabo Ethernet.

4.1.1.1.3 Fonte e registro sísmico

A fonte sísmica utilizada no levantamento foi o *sparker*, uma fonte impulsiva descrita no capítulo de fundamentação teórica, sendo o modelo *Geo-Source 400* (Figura 24-C), equipado com eletrodos projetados para operar em água doce. Além disso, o sistema de aquisição contou com uma caixa de energia *Geo-Spark 2000*, capaz de operar com uma faixa de energia de 100 a 2000 J, e um cabo *sparker* de 25 metros de comprimento, ambos da fabricante *Geo Marine Survey Systems* (Figura 24).

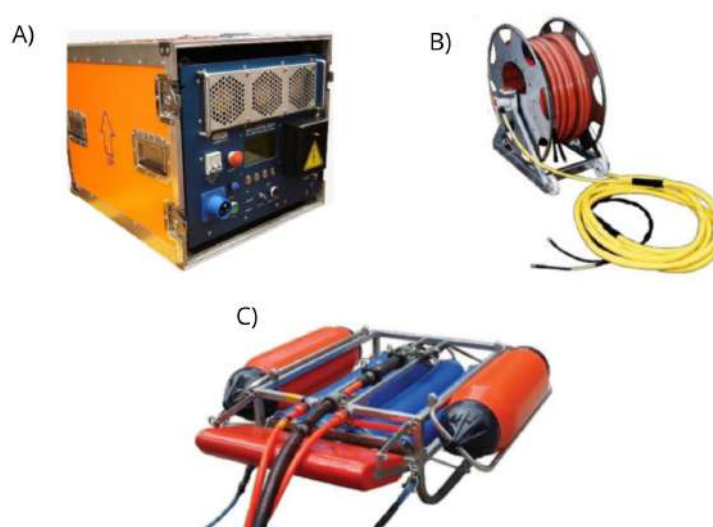


Figura 24 – Fonte utilizada durante a aquisição da campanha AMANAUS: A) caixa de energia; B) cabo de alta tensão e C) *Sparker* de água doce (Dupont, 2023).

O registro sísmico foi realizado com o uso dos seguintes equipamentos: uma caixa de digitalização *Mini-Trace II* (2 x 24 traços, 24 bits) localizada no tambor da bobina, um gatilho para comunicação entre a fonte do *sparker* e o servidor *Mini-Trace*, o *software GeoRecorder* para configuração do levantamento, e um servidor NAS (*Network Attached Storage*) equipado com quatro discos físicos. Os dados possuem uma frequência de amostragem de 10 kHz com uma duração de gravação de 500 ms.

Em síntese, os dados sísmicos resultantes são armazenados no NAS no formato nativo do sistema de aquisição da *Geo Marine* e, posteriormente, convertidos para o formato SEG-Y. Esse formato de arquivo foi desenvolvido pela *Society of Exploration Geophysicists (SEG)* visando ser específico para dados geofísicos. Além disso, os dados de posicionamento são armazenados em arquivos ASCII com extensão “.log”, contendo os números de famílias CDP (FFID) para permitir a realização de uma referência cruzada com os dados sísmicos.

4.1.1.2 Geometria do levantamento sísmico

Os equipamentos do levantamento da campanha foram dispostos conforme demonstrado na Figura 25. A Bombordo da navegação está posicionado o *streamer*, juntamente com suas respectivas boias de apoio e a central de controle, enquanto a boreste encontra-se o *sparker*. A separação entre a fonte sísmica e os receptores é um fator crucial na aquisição de dados por minimizar interferências indesejadas e melhora a qualidade do sinal registrado. O artigo de Kluesner *et al.* (2019) destaca que uma fonte muito próxima aos hidrofones pode resultar na captação excessiva do ruído gerado pela própria descarga elétrica, dificultando a detecção das ondas refletidas pelo subsolo.

Além disso, a posição da fonte afeta a formação e o colapso de bolhas de ar, que podem introduzir múltiplos de curto caminho e alterar a assinatura do sinal sísmico, reduzindo a resolução da imagem subsuperficial. Esse efeito é ainda mais pronunciado quando a fonte é rebocada em profundidades muito rasas, onde as reflexões fantasmas da interface ar-água se tornam mais intensas (Kluesner *et al.*, 2019).

Dessa forma, a disposição dos equipamentos é importante para garantir a eficiência e a qualidade dos dados adquiridos durante o levantamento.

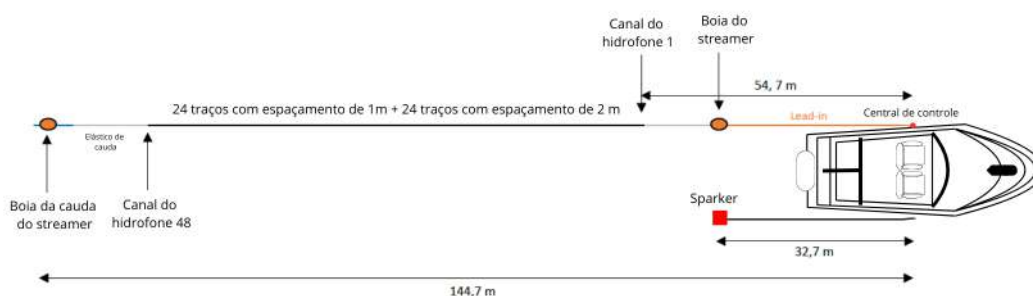


Figura 25 – Disposição dos equipamentos de aquisição adaptado de (Dupont, 2023).

4.1.2 Processamento

O processamento dos dados sísmicos das linhas, originalmente no formato SEG-Y, iniciou-se com a conversão para o formato .SU. Para o processamento, a partir da etapa de filtragem, foi utilizado o *software* livre *Seismic Unix* (SU), amplamente reconhecido por sua funcionalidade e importância no campo das geociências, especialmente na área de processamento sísmico (Jr, 1999).

O *Seismic Unix* foi desenvolvido majoritariamente no *Center for Wave Phenomena* (CWP) da *Colorado School of Mines* (CSM), com contribuições significativas de pesquisadores

como Einar Kjartansson, Shuki Ronen e Jack K. Cohen (Jr, 1999).

Todo o processamento foi realizado em um ambiente operacional *Linux*, por sua maior eficiência e compatibilidade com as ferramentas disponíveis no *Seismic Unix*.

A rotina de processamento é representada pelo fluxograma abaixo e detalhada nas seções subsequentes:

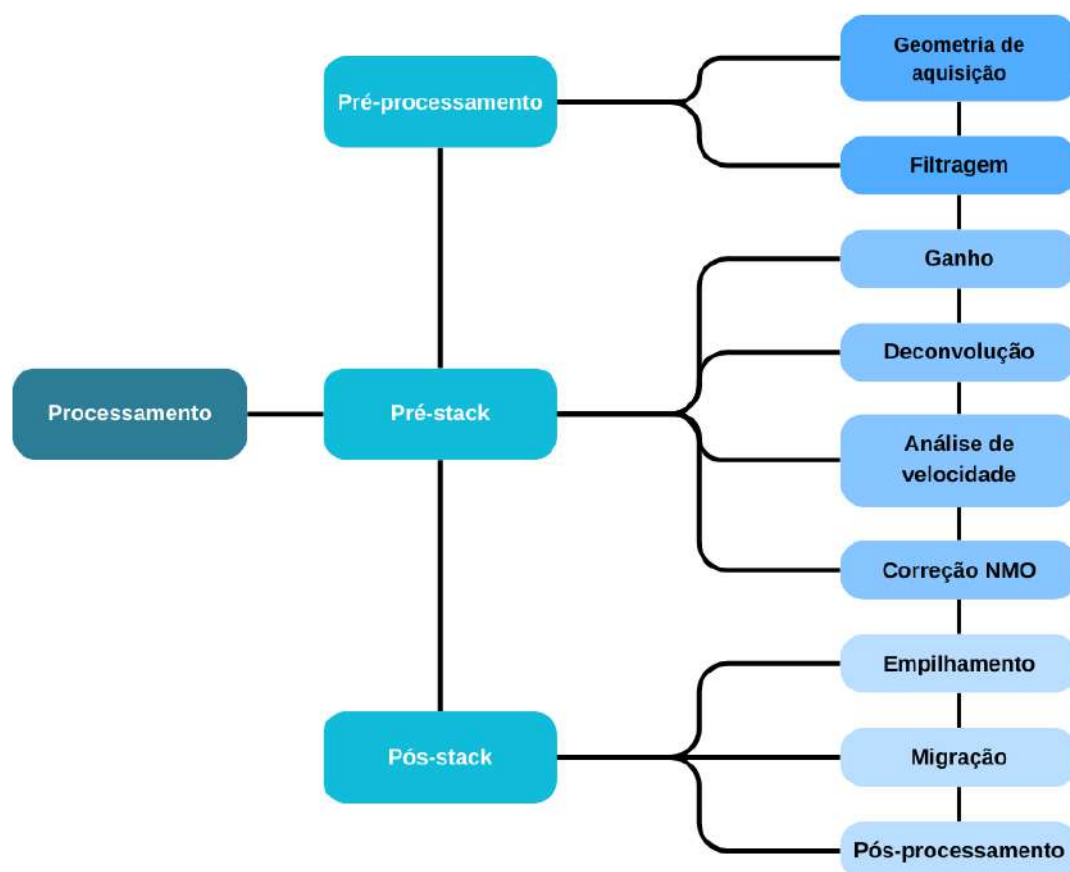


Figura 26 – Fluxograma da rotina de processamento utilizando o SU.

4.1.2.1 Geometria de aquisição

A primeira etapa do processamento é a definição da geometria de aquisição, considerada de extrema importância, pois tem como objetivo associar a cada traço sísmico as coordenadas das fontes, hidrofones, famílias CMP e seus respectivos afastamentos. Caso essa etapa não seja executada corretamente, as etapas subsequentes do processamento poderão ser comprometidas. Ao final desse processo, todas as informações são registradas no *header* (cabeçalho) de cada perfil sísmico (Silva, 2004). Vale ressaltar que os conceitos relacionados à geometria de aquisição foram previamente apresentados na seção de Fundamentação Teórica.

A definição e aplicação da geometria de aquisição foram realizadas pela equipe da IFREMER, utilizando o *software* MATLAB (*MATrix LABoratory*). Durante esse procedimento, a equipe também aplicou o filtro passa-alta, cuja explicação será apresentada na seção seguinte.

4.1.2.2 Filtragem

Antes de iniciar a filtragem propriamente dita, foi necessário realizar uma análise de frequência da linha em estudo. Essa etapa é essencial por permitir identificar possíveis problemas, como falhas na etapa precedente relacionadas às coordenadas da geometria de aquisição.

Para isso, empregou-se a transformada de Fourier, uma ferramenta matemática destinada à análise de sinais periódicos e aperiódicos. No contexto deste trabalho, a transformada de Fourier foi utilizada para decompor os sinais originalmente representados no domínio do tempo em suas respectivas componentes no domínio da frequência. Essa transformação permite identificar e analisar as frequências que compõem o sinal, fornecendo uma visão acurada de como sua energia ou amplitude está distribuída ao longo do espectro de frequências e, por resultante, destacando características específicas do sinal sísmico. A transformada rápida de Fourier, ou FFT (*Fast Fourier Transform*), é comumente mais utilizada nesses tipos de processamentos digitais por reduzir significativamente o tempo necessário para realizar a transformada de Fourier (Oppenheim; Schafer, 1975).

Portanto, no *Seismic Unix*, utilizou-se o comando *suspecfx* visando observar o espectro de frequência dos traços a partir da FFT (Stockwell; Cohen, 2002).

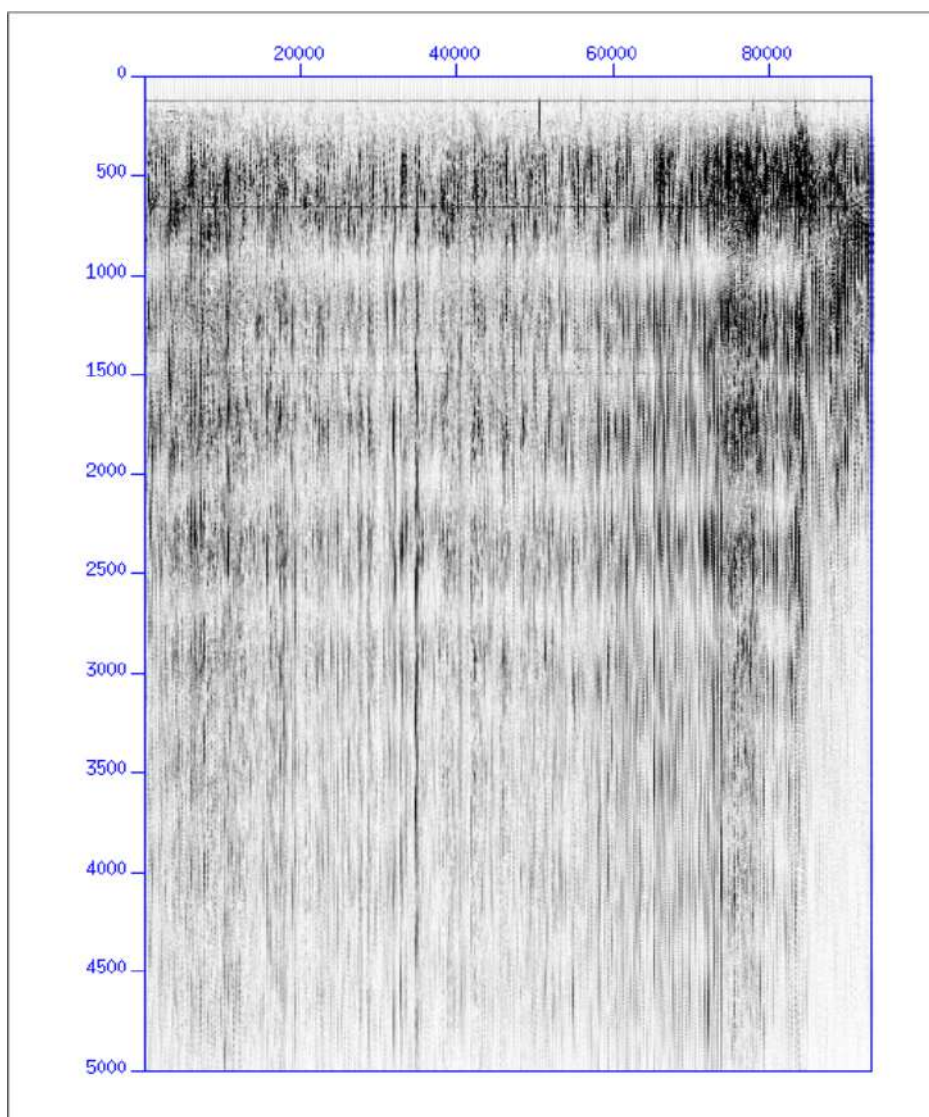


Figura 27 – Análise de frequência onde as regiões mais destacadas refletem frequências elevadas. O eixo Y condiz hertz e o eixo X ao número de traços sísmicos do dado.

A filtragem é uma etapa essencial no processamento sísmico, já que frequentemente sinais indesejados, conhecidos como ruídos, interferem nos dados, causando distorções no produto final. Esses problemas podem afetar negativamente a razão sinal-ruído, implicando em uma interpretação errônea dos resultados.

Dessa forma, a aplicação de filtros torna-se indispensável para suprimir essas frequências indesejadas. Os filtros podem ser aplicados tanto no domínio do tempo quanto no domínio da frequência, por gerarem resultados similares. Há diversos tipos de filtros, como passa-banda, passa-alta, passa-baixa, rejeita-banda, *notch*, entre outros (Figura 28). Primeiramente, foi aplicado o filtro passa-alta que permite a passagem de sinais de alta frequência enquanto atenua (reduz a amplitude) os sinais de baixa frequência. Posteriormente, utilizou-se o filtro passa-banda do qual

possibilita a passagem de uma largura de banda específica com pouca ou nenhuma modificação, suprimindo o restante do espectro (Yilmaz, 2001).

No *Seismic Unix*, utilizou-se o comando *sufilter* onde é classificado como uma filtragem de frequência de fase zero, pois não altera o espectro de fase do traço de entrada (Yilmaz, 2001; Stockwell; Cohen, 2002). Durante o processamento, empregou-se a técnica de passa-banda, definida pelas frequências de passagem X2 e X3, e pela atenuação das frequências X1 e X4, atuando como um filtro trapezoidal, figura 28, no SU. As frequências utilizadas foram para X1= 100 Hz, X2 = 120 Hz, X3= 3300 Hz e X4= 3500. Essa abordagem, por sua vez, previne a ocorrência do fenômeno de Gibbs, um efeito associado à FFT que poderia gerar oscilações artificiais que não representam a estrutura real da subsuperfície (Yilmaz, 2001).

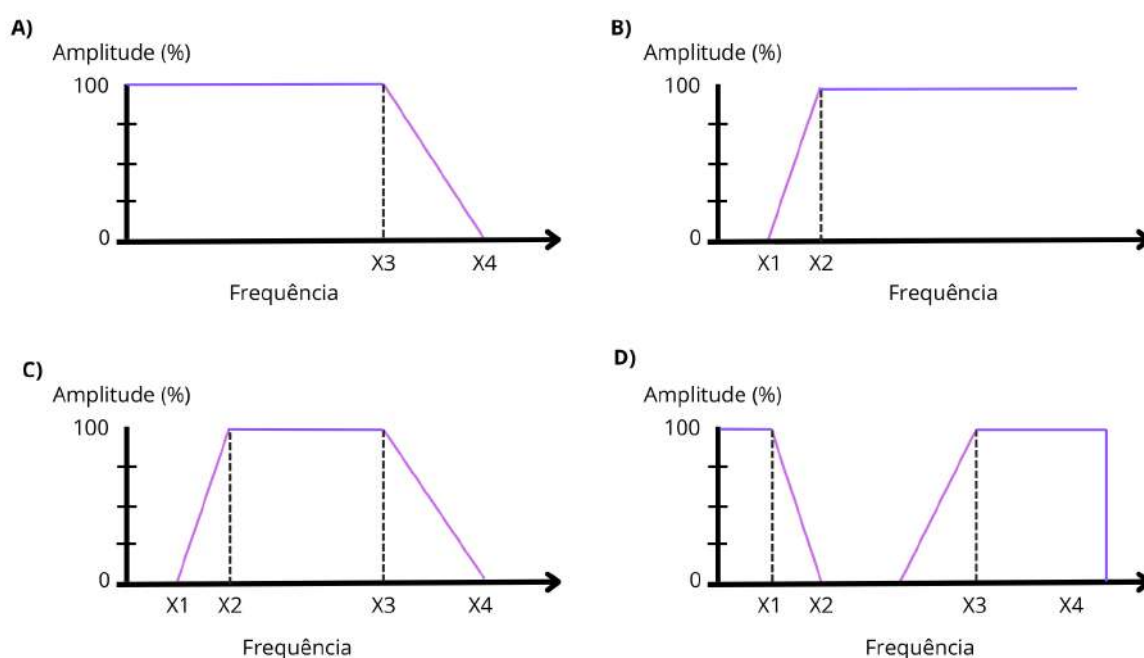


Figura 28 – Filtros trapezoidais: A) passa-baixa, B) passa-alta, C) passa-banda e D) rejeita-banda. Adaptado de (Silva, 2004).

Os códigos aplicados estão apresentados abaixo.

```
1 suscepfx < input.su | suximage perc=90
2 sufiter < input.su f=X1,X2,X3,X4 > output.su
```

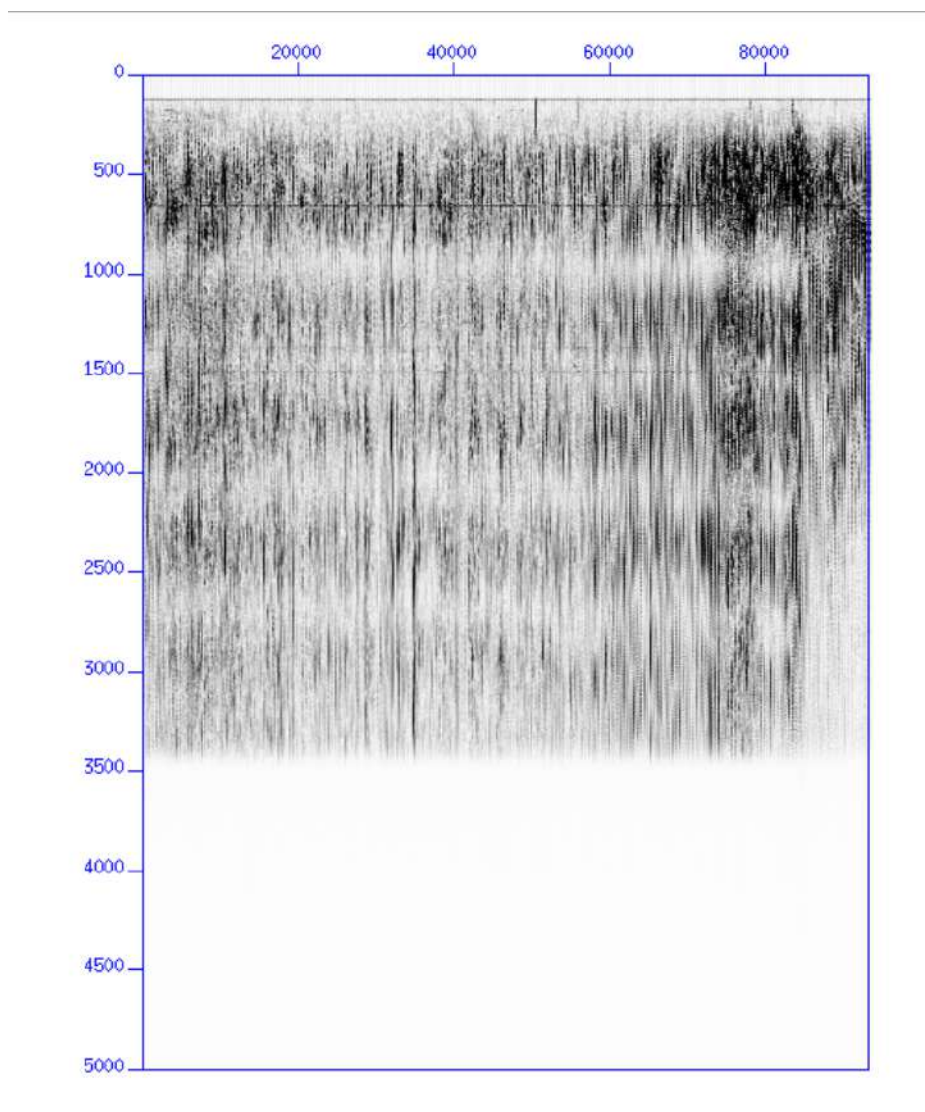


Figura 29 – Dado filtrado com passa-banda com frequências $f=100,120,3300,3500$ Hz.

4.1.2.3 Ganho

Em virtude de fatores que levam à perda de energia e à atenuação do sinal sísmico ao longo do tempo de propagação da onda, como o espalhamento geométrico, a absorção e as perdas por transmissão, além da influência da dispersão do sinal e dos coeficientes de reflexão das interfaces, conforme discutido no capítulo de Fundamentação Teórica (Capítulo 3), torna-se necessário que o traço sísmico passe por um processo de correção de amplitudes (Silva, 2004).

A técnica empregada no processamento para compensar as perdas de amplitude é o ganho. Esse método utiliza o escalonamento matemático variante no tempo para cada ponto de amostragem, permitindo a distinção entre reflexões fortes e fracas (Yilmaz, 2001). No sistema SU, foi aplicado o comando *sugain*, conforme demonstrado na linha de comando abaixo:

```
1 sugain < input.su tpow=2.0 > output.su
```

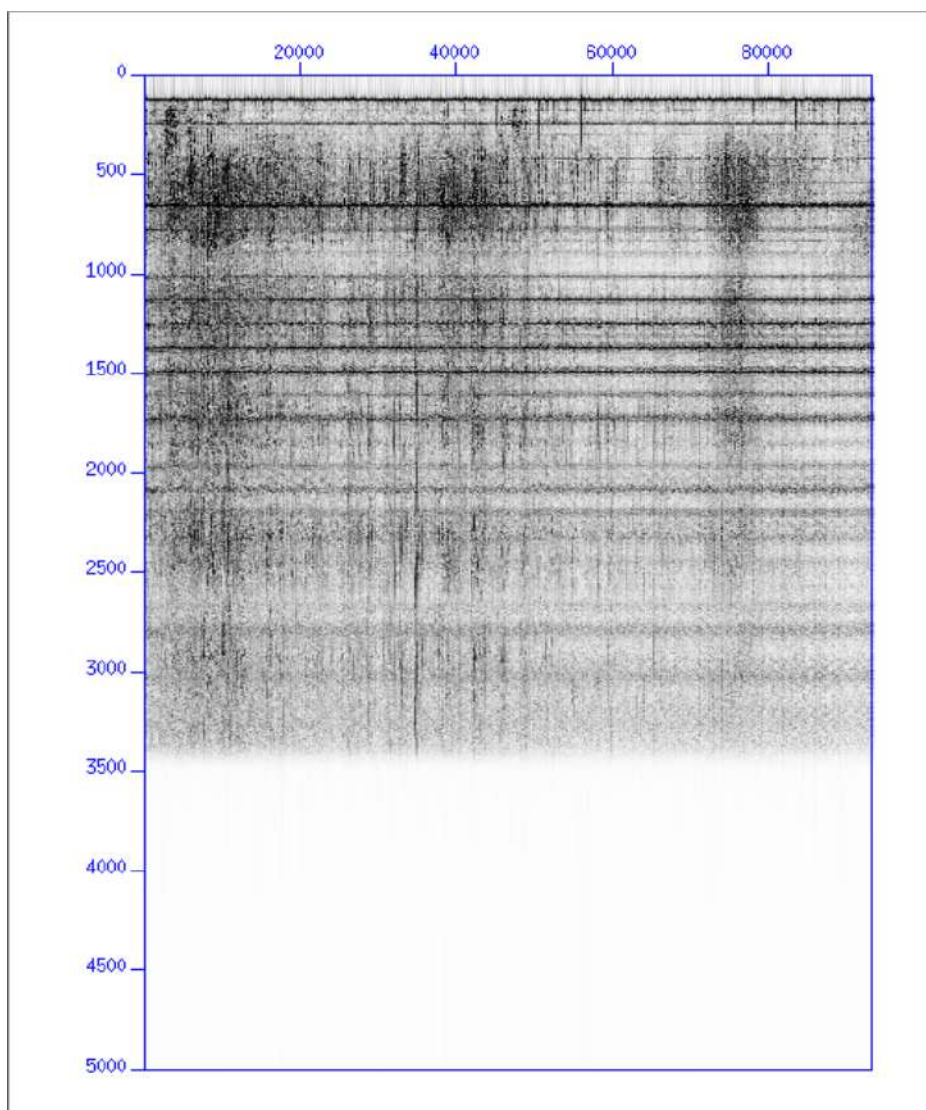


Figura 30 – Frequências após a aplicação do ganho.

4.1.2.4 Deconvolução

A deconvolução tem como principal objetivo comprimir a *wavelet* presente no sismograma registrado, reduzindo reverberações e múltiplas de curtos períodos. Como resultado, há um aumento na resolução temporal, proporcionando uma representação mais detalhada do produto final. Assim, reflexões mais altas tornam-se distinguíveis nos sismogramas que passaram por esse processamento (Yilmaz, 2001).

A *wavelet* inclui componentes como a assinatura da fonte, os filtros de gravação, as reflexões nas interfaces e a resposta do arranjo de receptores. De maneira geral, a deconvolução deve comprimir os elementos da *wavelet* e remover múltiplos presentes (Yilmaz, 2001).

A compressão da *wavelet* é realizada por meio de um filtro inverso que atua como operador de deconvolução. É importante mencionar que muitos ruídos sísmicos compartilham

a faixa espectral de frequência de um pulso refletido, impedindo a eliminação apenas por filtragem de frequências, como feito na segunda etapa do processamento. Quando convolvido com o *wavelet* sísmico, o filtro inverso transforma-o em um impulso e assim gera um dado deconvolvido (Yilmaz, 2001; Kearey; Brooks; Hill, 2009).

No sistema SU, a deconvolução foi realizada utilizando o comando *supef*, que aplica o método de filtragem de erro preditivo, também conhecido como filtro de Wiener, uma parte primordial da abordagem tradicional de deconvolução Wiener-Levinson. Para executar o comando, é necessário especificar um valor de *maxlag*, que pode ser definido com base no tamanho da *wavelet*. Esse valor é determinado pela aplicação do comando *suacor*, conforme as linhas de código a seguir.

```
1 suwind < input.su key=cdp min=1 max=1939 | suacor > output.su
2 suwind < input.su | supef maxlag=0.00039104 > output.su
```

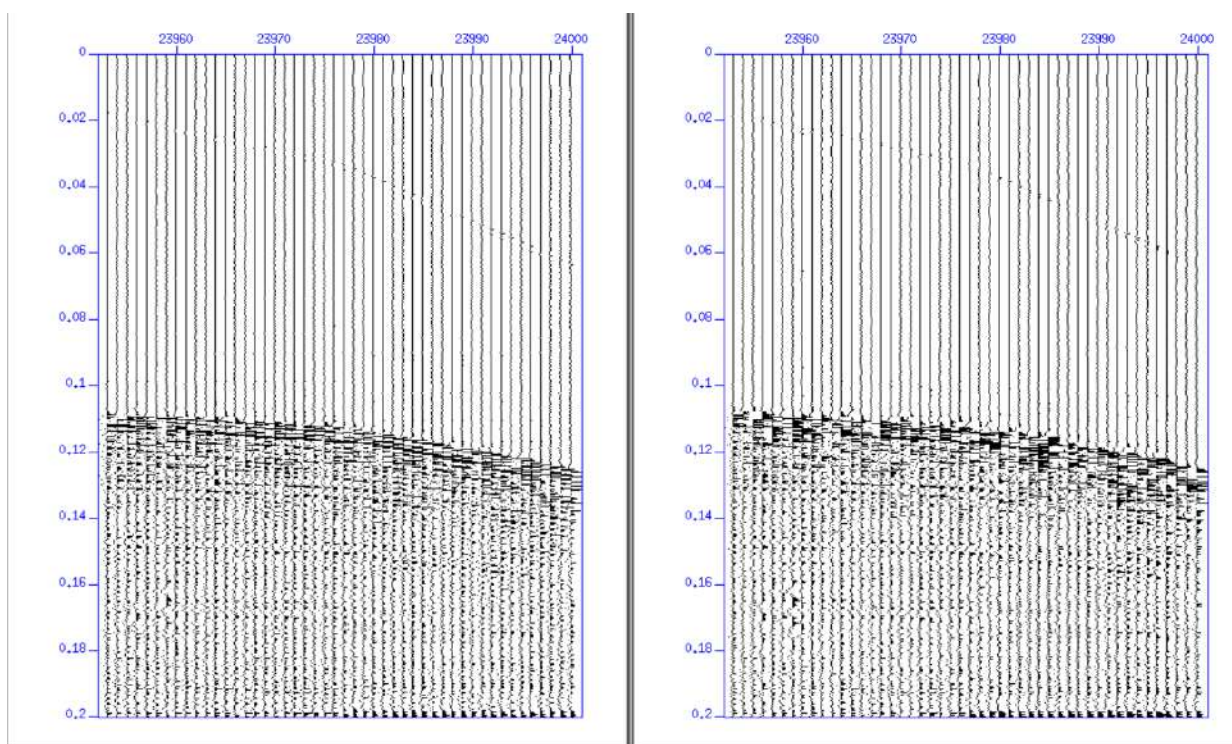


Figura 31 – A primeira imagem reflete o dado sem deconvolução e a segunda imagem após o processo de deconvolução.

4.1.2.5 Análise de velocidade

A etapa de análise de velocidade procura implementar as velocidades estimadas associadas a cada CMP *gather*, preparando-as para a etapa seguinte, que busca alcançar maior coerência horizontal dos eventos por meio da correção NMO (*normal moveout*) (Tromm, 2017).

Sabe-se que o tempo de percurso da onda em função do deslocamento situado em um ambiente com camadas horizontais e velocidades constantes, resulta em uma aproximação hiperbólica. Em ambientes que apresentam velocidades variáveis, anisotrópicos, essa aproximação é considerada mais precisa em deslocamentos curtos. No entanto, para deslocamentos mais longos, o conjunto CMP pode sofrer efeitos como o *muting* (silenciamento) em tempos correspondentes a profundidades rasas (Yilmaz, 2001).

De forma convencional, a análise de velocidade é baseada na suposição de uma relação hiperbólica. A equação do tempo em função do deslocamento é linear no plano $t^2 - x^2$, onde t é o tempo de TWT e x é o deslocamento fonte-receptor (Yilmaz, 2001).

Nesta etapa de processamento, a análise de velocidade foi empregue utilizando o espectro de velocidade (Figura 32). O objetivo é exibir parte do sinal, definido pelos CMP *gathers*, em um gráfico de velocidade *versus* TWT com *offset* zero. Nesse espectro, é possível selecionar o *picking* com melhores coerências horizontais para determinar a velocidade RMS a partir das cores presentes, ação definida como *semblance* (Figura 32).

É importante destacar que a precisão na escolha da velocidade também depende da largura de banda do sinal. Isso significa que, quanto maior a compactação da *wavelet* em um conjunto CMP, maior será a exatidão na determinação da velocidade. Em síntese, a etapa anterior desempenha um papel importante na melhoria da resolução da análise de velocidade (Yilmaz, 2001).

Para essa estimativa, no sistema SU, foi executada a rotina computacional em *shellscript* *iva2.sh* com as CMPs já definidas, permitindo a estimativa das velocidades por meio do *picking*, como apresentado na linha de código abaixo e na Figura 32.

```
1 chmod +x iva.sh
2 ./iva.sh
```

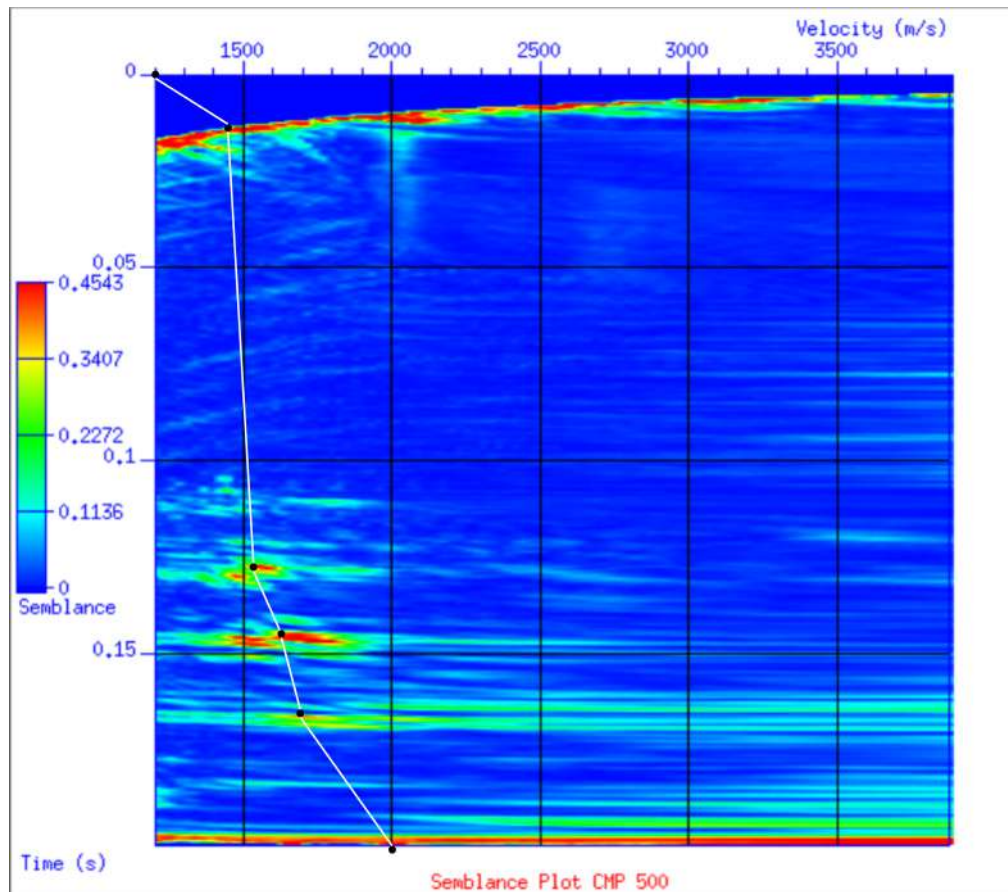


Figura 32 – Em CMPgather escolhido e seu espectro de velocidade com os *picks* definidos pelos pontos redondos e a curva de velocidade vista a partir de linha em branco.

4.1.2.6 Correção NMO

O *offset* durante um levantamento sísmico afeta diretamente os tempos de chegada dos raios refletidos. Essa disposição pode causar atrasos nos tempos de chegada das ondas aos receptores. Dessa forma, pode-se afirmar que quanto maior o *offset*, mais demorado será o tempo de chegada da reflexão registrada, onde esse atraso é definido como *Normal Moveout* (NMO)(Tromm, 2017).

A relação hiperbólica que define o tempo de deslocamento da onda em um determinado *offset* pode ser descrita com base no Teorema de Pitágoras. No entanto, é necessário incluir o tempo de chegada para um *offset* zero. Assim, o tempo de chegada de uma reflexão pode ser expresso pela equação a seguir.

$$t^2 = t_0^2 + \frac{x^2}{V_{rms}^2} \quad (8)$$

Onde t_0 é definido como tempo de chegada em um *offset* zero, x é apenas o *offset* (distância entre fonte e receptor) e V_{rms} é a velocidade RMS de propagação para um modelo de

várias camadas.

Portanto, considerando o aumento do tempo de chegada em função do *offset*, torna-se necessária uma correção dinâmica do NMO com o intuito de dispor a energia horizontalmente. A correção NMO é definida pela diferença no tempo de percurso entre um *offset* específico e o *offset* zero, representada pela equação abaixo e ilustrada na Figura 33 (Yilmaz, 2001).

$$\Delta t_{NMO} = t_x - t_0 \quad (9)$$

Dessa forma, a correção NMO pode ser realizada mediante a Equação 8 cuja finalidade é alinhar os tempos de reflexão dos diferentes *offsets* para terem o mesmo TWT . Consequentemente, cada onda refletida é ajustada como se o traço sísmico tivesse sido registrado em um *offset* zero, motivando a horizontalidade do CMP *gather* no sismograma (Figura 33). Vale ressaltar que, em razão do aumento da velocidade com a profundidade e, consequentemente, do tempo, a correção NMO tende a impactar mais os eventos superficiais do que os eventos profundos.

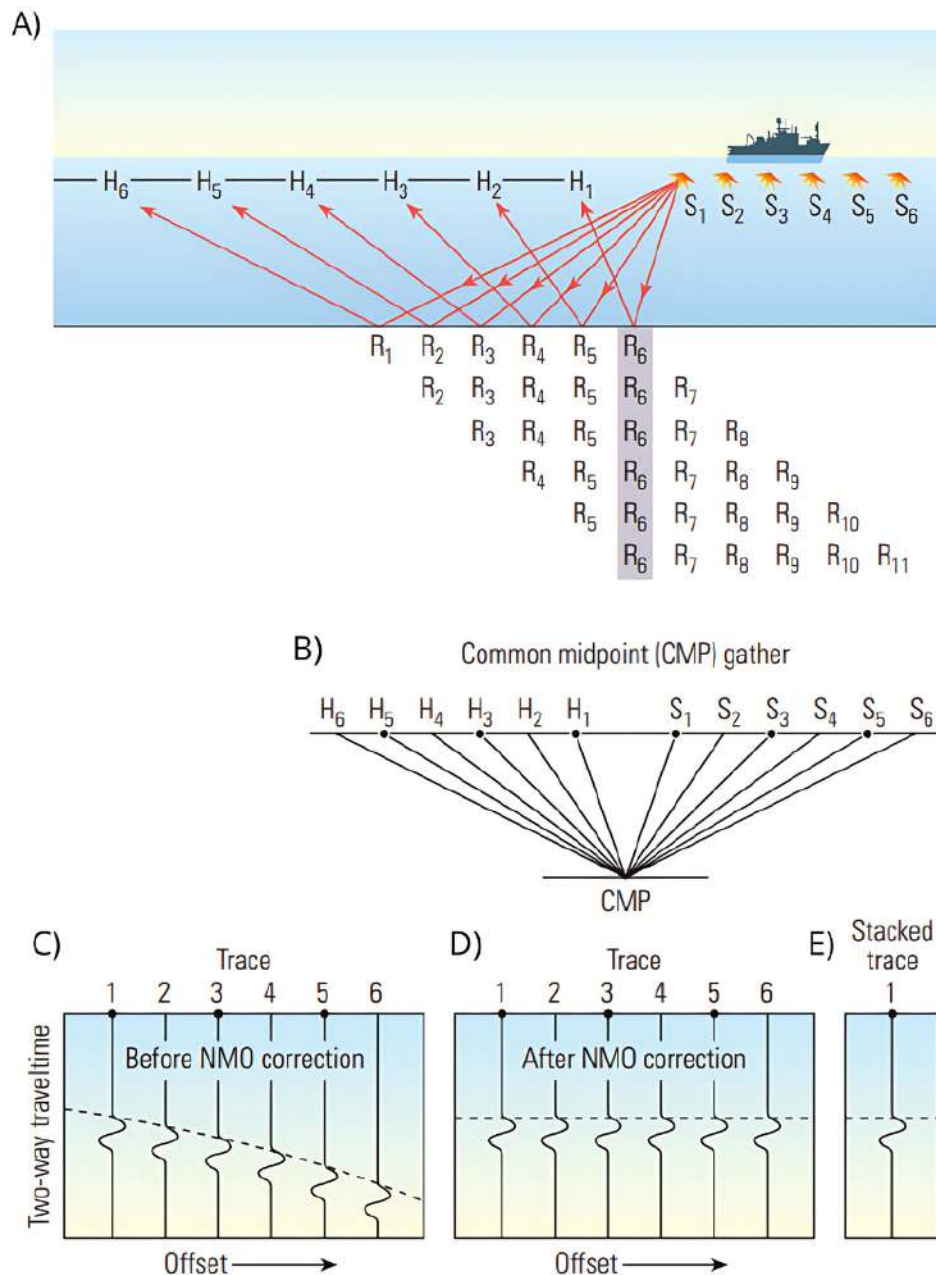


Figura 33 – Na figura demonstra como funciona a correção NMO desde a aquisição até o *stack* final onde: A) mostra o levantamento no qual S_x representa as fontes, R_x os pontos de reflexão e H_x os receptores, B) ilustra uma família CMP composta por todos os traços refletidos em R_6 , C) sismograma antes da correção NMO, D) sismograma com CMP *gather* horizontalizado após a correção NMO e E) empilhamento definindo o traço de incidência normal (*offset zero*) (Barclay *et al.*, 2008).

Durante o processamento, a correção NMO foi aplicada no espectro de velocidades, pois conforme observado na Figura 34, durante o *picking*, a escolha da melhor velocidade permite horizontalizar a reflexão, tornando-a mais coerente (Stockwell, 2012). Para isso, utilizou-se o comando *susort*, que reorganiza os dados com base nas velocidades registradas na etapa anterior e as famílias CDP, aplicando, assim, as velocidades RMS no perfil final, corrigindo a NMO,

Figura 35.

```
1 susort < resultado-velocidades.su cdp offset > output.su
```

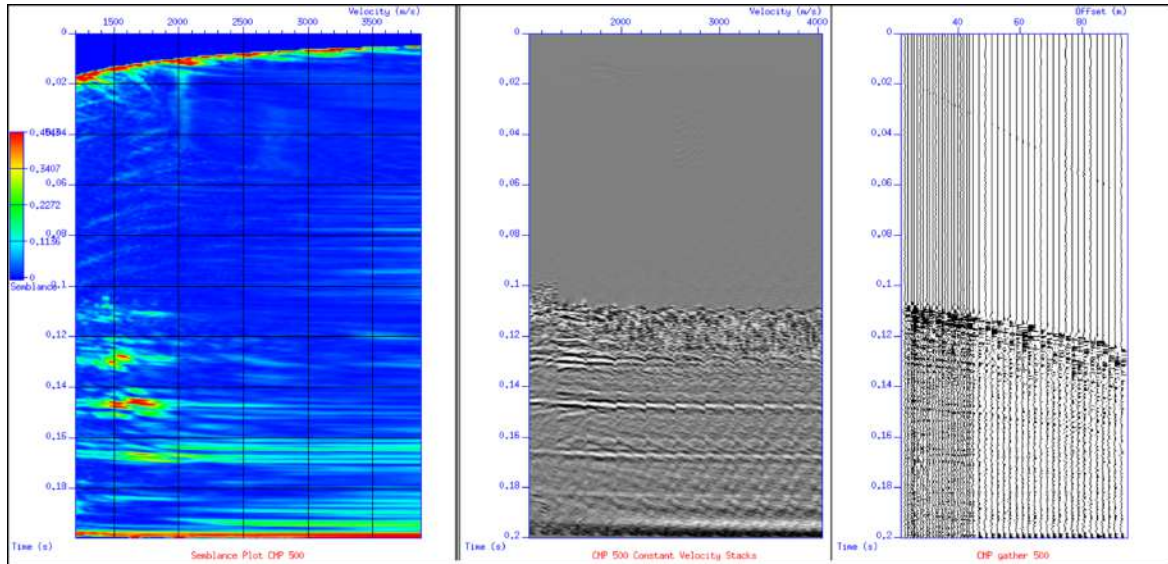
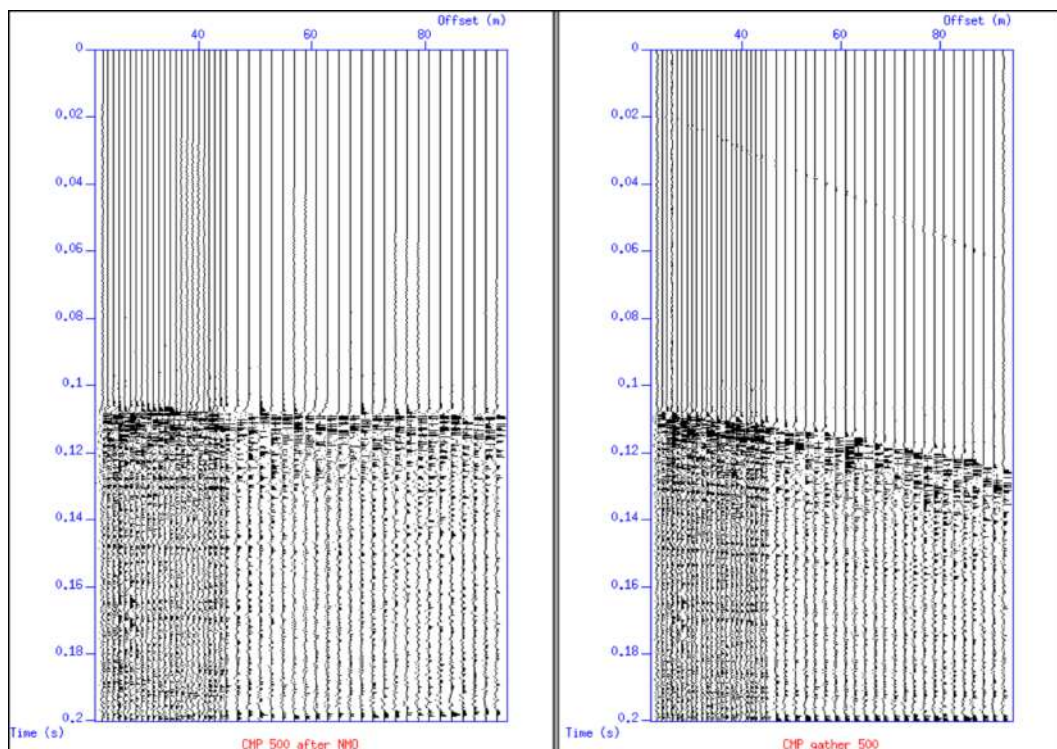


Figura 34 – Correção NMO vista durante a análise de velocidade.

Figura 35 – Um CMP *gather* visto na análise de velocidade onde a primeira imagem é caracterizada pela correção NMO, enquanto a segunda imagem é o dado sem correção.

4.1.2.7 Empilhamento

O empilhamento (*stack*) é uma etapa essencial no processamento sísmico. Após a horizontalização dos traços em um CMP *gather*, os traços são empilhados em uma única saída correspondente a um *offset* zero, conforme ilustrado na Figura 10. Esse processo resulta em uma redução significativa no volume de dados (Hatton; Worthington; Makin, 1986).

Portanto, a soma dos traços para o empilhamento promove uma interferência construtiva nos dados corrigidos e uma interferência destrutiva nos ruídos remanescentes. O *stack* em um *gather* pode ser calculado utilizando a equação abaixo:

$$A(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n a_i(t) \quad (10)$$

Onde N representa o *fold* do *stack* e $a_i(t)$ são os valores de amostragem de um traço sísmico i . Dessa forma, por meio do *stacking*, é possível melhorar a razão sinal-ruído dos dados trabalhados em $\sqrt{N}$.

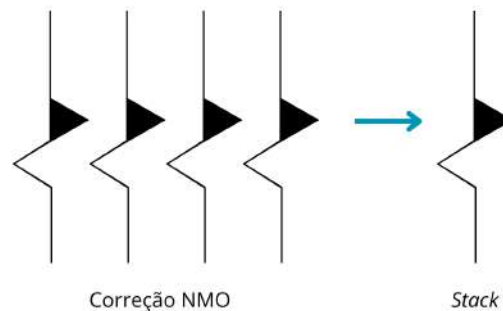


Figura 36 – Processo de empilhamento em uma família CMP após a correção NMO.

No SU, utilizou-se a função *sustack*, conforme a linha de código abaixo, para empilhar os traços adjacentes de um mesmo CMP. A Figura 37 apresenta o empilhamento final do processo onde é possível observar refletores fortes em laranja e mais fracos em verde, indicando a diferença de impedância da diferença entre os meios.

```
1 sustack < input.su key=cdp > output.su
```

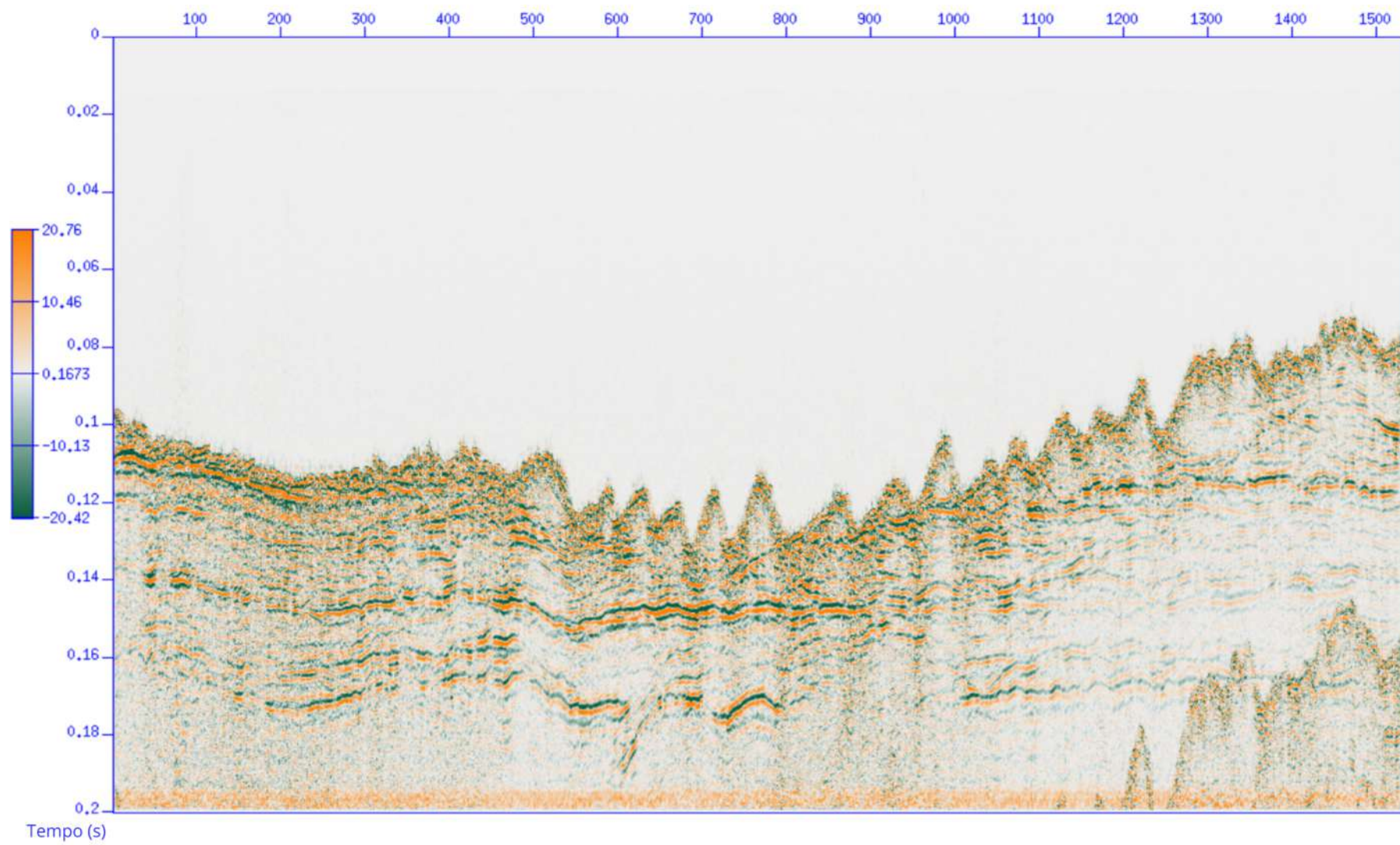


Figura 37 – Seção sísmica após o processo de empilhamento.

4.1.2.8 Migração

Após a etapa anterior, pode-se afirmar que o traço resultante do *stack* equivale ao sinal que seria registrado se, por conjectura, uma fonte e um receptor estivessem posicionados em um *offset* zero. Isso significa que o traço contém informações sobre a estrutura diretamente abaixo do próprio CMP baseando-se no modelo do refletor em explosão (*exploding reflector model*) (Hatton; Worthington; Makin, 1986).

Em uma seção sísmica, o traço é plotado verticalmente, o que faz com que qualquer estrutura refletida pareça estar diretamente abaixo do *offset* zero, independentemente da posição real da interface de reflexão. No entanto, isso nem sempre é verdadeiro, pois nem todos os refletores estão diretamente abaixo do CMP. Então, utiliza-se a migração sísmica, o qual é um método que reposiciona os refletores, partindo da seção sísmica no domínio do tempo, para suas posições corretas. Dessa forma, a seção empilhada passa a corresponder à seção geológica em profundidade (Hatton; Worthington; Makin, 1986; Yilmaz, 2001).

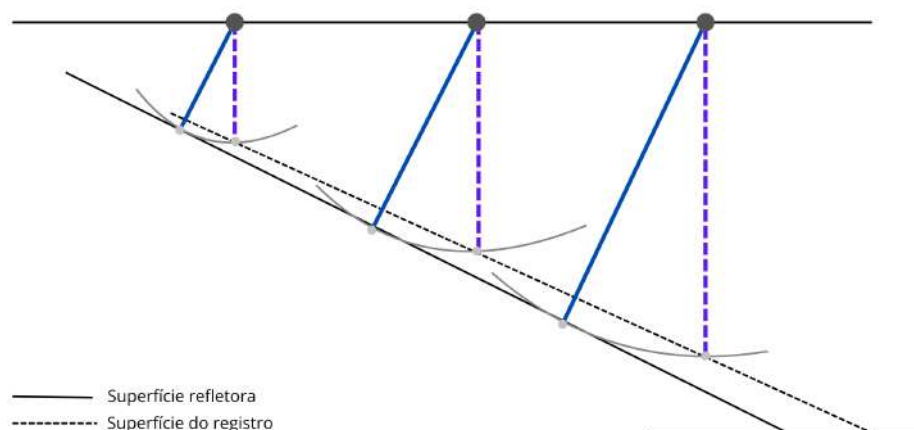


Figura 38 – Um superfície refletora de registro oriunda de uma seção não migrada (pontilhado) e uma representação de superfície da seção migrada (linha contínua). Adaptado de (Kearey; Brooks; Hill, 2009).

Nessa etapa do processamento, aplicou-se a migração de Stolt ($f - k$), baseada na transformada de Fourier. Esse método realiza uma transformação de coordenadas do domínio da frequência, correspondente ao eixo de tempo de entrada, para o domínio do número de onda vertical, associado ao eixo de profundidade de saída, enquanto mantém inalterado o número de onda horizontal. Além disso, a técnica pressupõe uma condição de velocidade constante.

No sistema SU foi utilizado o comando *sustolt* do qual necessita a entrada de parâmetros como o CDP máximo, CDP mínimo, distância entre os CDPs, velocidade e tempo adquiridas da

análise de velocidade. O comando pode ser expresso como:

```
1 sustolt < inputdata.su cdpmin=1 cdpmax=1993 dxcdp=5.5 vmig= v1,v2,v3.. tmig
   =t1,t2,t3...
```

4.1.2.9 Múltiplas

Segundo Souza (2006), as reverberações provenientes durante o levantamento em um pacote multiestratificado podem resultar em múltiplas, que são reflexões secundárias.

As múltiplas podem apresentar amplitudes menores em comparação com as reflexões primárias, devido à perda de energia ao longo do trajeto de reflexão. No entanto, reflexões com amplitudes similares às das primárias, refletidas em interfaces com elevados coeficientes de reflexão, podem ser classificadas por meio de duas denominações: reflexões-fantasma (*ghost reflections*) e reverberações da lâmina d'água (*water layer reverberations*) (Kearey; Brooks; Hill, 2009).

A identificação correta das múltiplas em um dado sísmico é essencial para evitar grandes erros no momento da interpretação. Para identificá-las, é possível observar a diferença de tempo do TWT entre a reflexão primária e a secundária. Portanto, durante o processamento, fez-se necessária a supressão dessas múltiplas usando rotinas de processamento no SU como a supressão das ondas secundárias a partir do tempo e deconvolução preditiva.

4.1.2.10 Pós-Processamento

O pós-processamento é a etapa em que refinamentos podem ser aplicados para aprimorar a interpretação dos dados. Nessa fase, são realizadas transformações, como a conversão de tempo para profundidade, empregando o comando *suttoz*, além da geração de modelos interpretativos. Esses modelos podem ser definidos com base em padrões de reflectância, entre outros parâmetros, permitindo uma análise mais detalhada das feições sísmicas.

4.2 Batimetria multifeixe

A batimetria multifeixe permite a criação de um mapa topográfico detalhado do substrato do leito e sua respectiva altimetria durante um levantamento. Em comparação com a batimetria monofeixe, que exige um processamento completo para a obtenção da topografia submersa, a batimetria multifeixe oferece uma representação mais precisa e eficiente da morfologia do fundo.

Entretanto, esse método também apresenta algumas desvantagens, como a alta densidade de dados gerada devido à utilização de múltiplos canais. Isso implica em uma maior necessidade de armazenamento, já que a cobertura ampliada demanda um volume significativo de espaço para o arquivamento e processamento dessas informações (Souza, 2006).

4.2.1 Aquisição: Batimetria

A aquisição batimétrica multifeixe realizada no Rio Amazonas abrangendo uma extensão de, aproximadamente, 10,20 km adquiridas sob a responsabilidade do Instituto Francês de Pesquisa para Exploração do Mar - IFREMER (*Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer*) com a Universidade de Brasília referente à campanha AMANAUS (Dupont, 2023).



Figura 39 – Linhas de aquisição de batimetria multifeixe na cidade de Óbidos.

4.2.1.1 Equipamentos de aquisição batimétrica

Segundo o relatório técnico de Dupont (2023), os equipamentos utilizados pela equipe de pesquisa para a realização do levantamento batimétrico são apresentados detalhadamente a seguir.

4.2.1.1.1 Posicionamento

O sistema de posicionamento utilizado foi um GPS fornecido pela Universidade de Brasília, com transmissão de posição realizada por meio da antena GPS Novatel no padrão de quadro NMEA 0183 (\$GPGGA). Instalado a bordo durante a aquisição, o sistema operava com uma taxa de atualização de um segundo.

4.2.1.1.2 Fonte batimétrica

A fonte utilizada no levantamento foi o ecobatímetro multifeixe *multibeam echosounder* portátil de alta resolução *Seabat T50-P*, Figura 40, fabricado pela *Teledyne Reson*, acompanhado de um processador portátil para controle e configuração do sistema. Este *echosounder* opera com frequências de 200 kHz (baixa resolução) e 400 kHz (alta resolução), alcançando profundidades de até 575 m e 300 m, respectivamente. Adicionalmente, possui uma abertura angular de até 150°, resolução de 6 mm e 511 feixes utilizáveis.

Os dados finais são apresentados no formato .pds, formato nativo *Teledyne*.

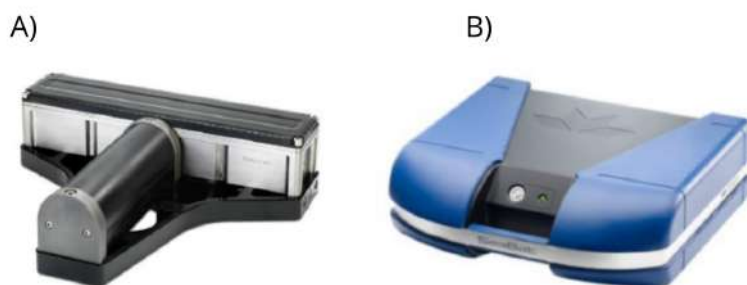


Figura 40 – Equipamentos utilizados durante a aquisição batimétrica. A) Ecobatímetro multifeixe. B) Processador sonar portátil (Dupont, 2023).

4.2.1.1.3 Sensor de movimento

No levantamento, faz-se necessário o uso de um compensador para corrigir os movimentos realizados pelo barco durante a aquisição, sendo os movimentos de rotação definidos como *pitch*, *roll* e *yaw*, e os de translação como *heave*, *surge* e *sway*, conforme ilustrado na Figura 41. Essas medições são realizadas empregando o *Inertial Measurement Unit* (IMU) como unidade inercial de medida, e seu equipamento é composto por um conjunto de sensores inerciais, incluindo um acelerômetro triaxial e um giroscópio triaxial. Esses sensores desempenham um

papel fundamental na avaliação dos estados cinemáticos do barco durante a aquisição, como aceleração, velocidades, posição e orientações (Costa *et al.*, 2015).

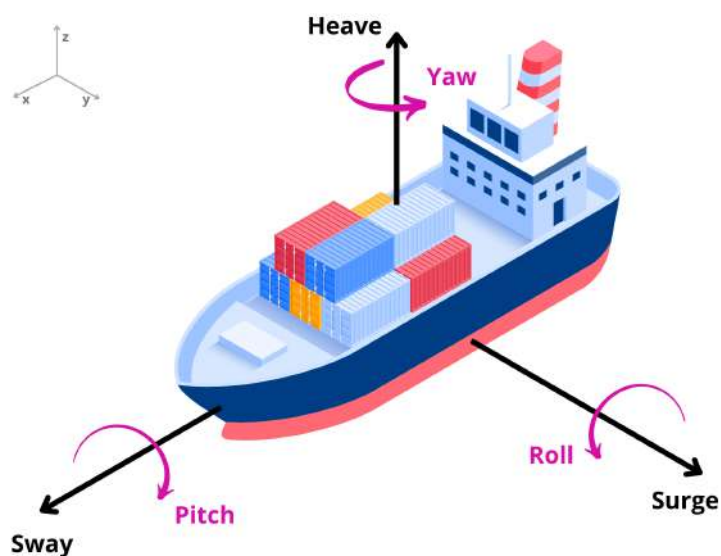


Figura 41 – Representação dos movimentos de rotação e translação durante a aquisição batimétrica.

Antes do processamento de fato, torna-se imprescindível a correção desses valores de movimento por meio do próprio *software* de processamento.

4.2.2 Processamento

O processamento *multibeam* é realizado conforme o fluxograma apresentado abaixo:

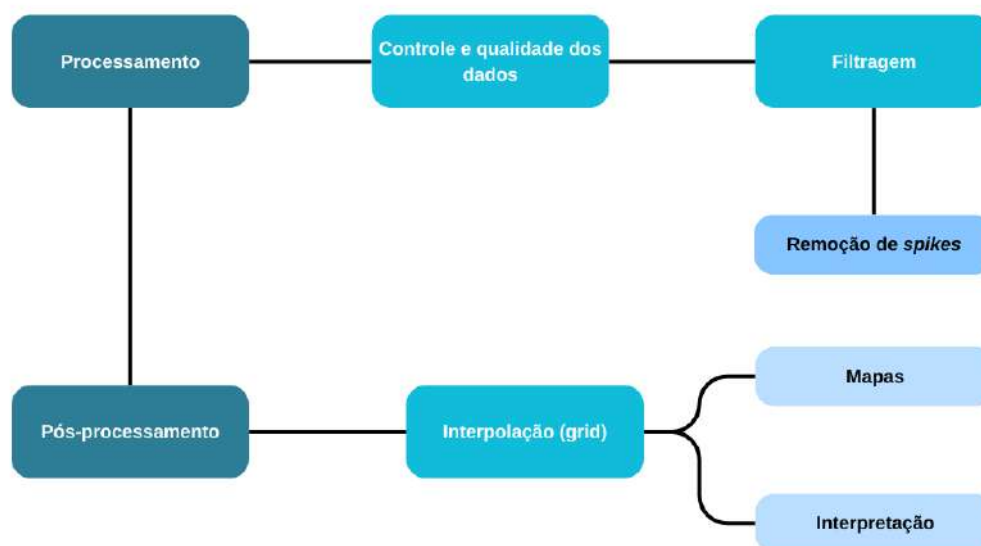


Figura 42 – Fluxograma do processamento batimétrico.

O *software* utilizado nessa etapa foi o GLOBE (*Global Oceanographic Bathymetry Explorer*), uma ferramenta de código livre desenvolvida pela IFREMER.

A primeira etapa do processamento, relacionada ao controle de qualidade dos dados, consiste basicamente em verificar se todas as linhas contêm os dados adequadamente, se as coordenadas estão corretas e se os valores registrados não apresentam discrepâncias em relação ao esperado.

Feito isso, a segunda etapa do processamento refere-se à filtragem. Esse processo foi realizado manualmente, focando na detecção e eliminação dos *spikes* (dados anômalos). Esses dados podem ser definidos como *outliers*, ou seja, informações indesejáveis para o processamento. Estatisticamente, o termo *outlier* refere-se a um valor que difere significativamente do restante do conjunto observado, sendo considerado atípico ou incoerente (Santos *et al.*, 2016).

Em aquisições hidrográficas, o termo *spike* é frequentemente utilizado como sinônimo de *outlier* (Ferreira *et al.*, 2019). As principais causas para a ocorrência de *spikes* incluem configurações incorretas definidas para o *echosounder*, reflexões múltiplas, presença de bolhas de ar próximas ao transdutor, equipamentos operando simultaneamente em frequências similares, entre outros fatores (Urlick, 1983). A Figura 43 ilustra um perfil batimétrico evidenciando a presença de *spikes*.

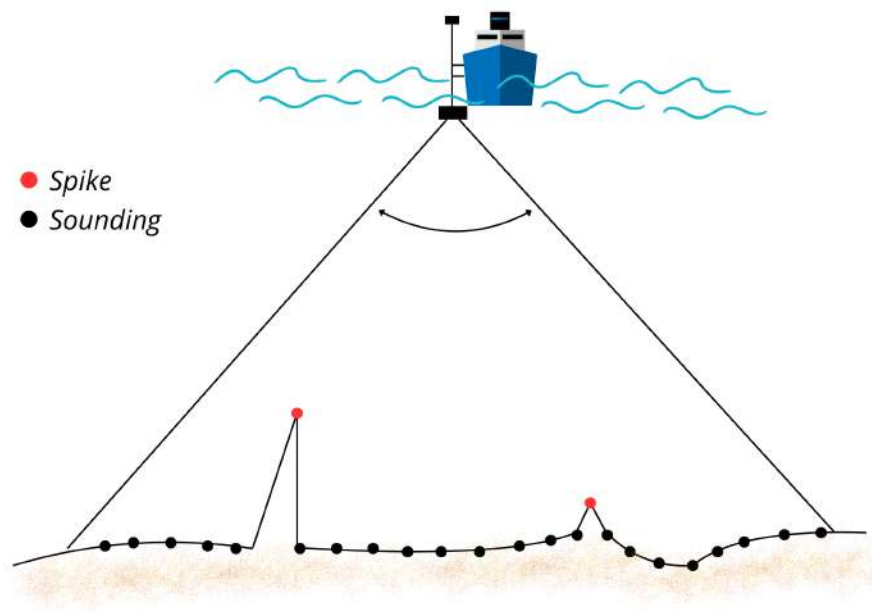


Figura 43 – Presença de *spikes* em um perfil batimétrico multifeixe. Adaptado de (Ferreira *et al.*, 2019).

A imagem abaixo demonstra o processo de retirada de *spikes* no *software* GLOBE.

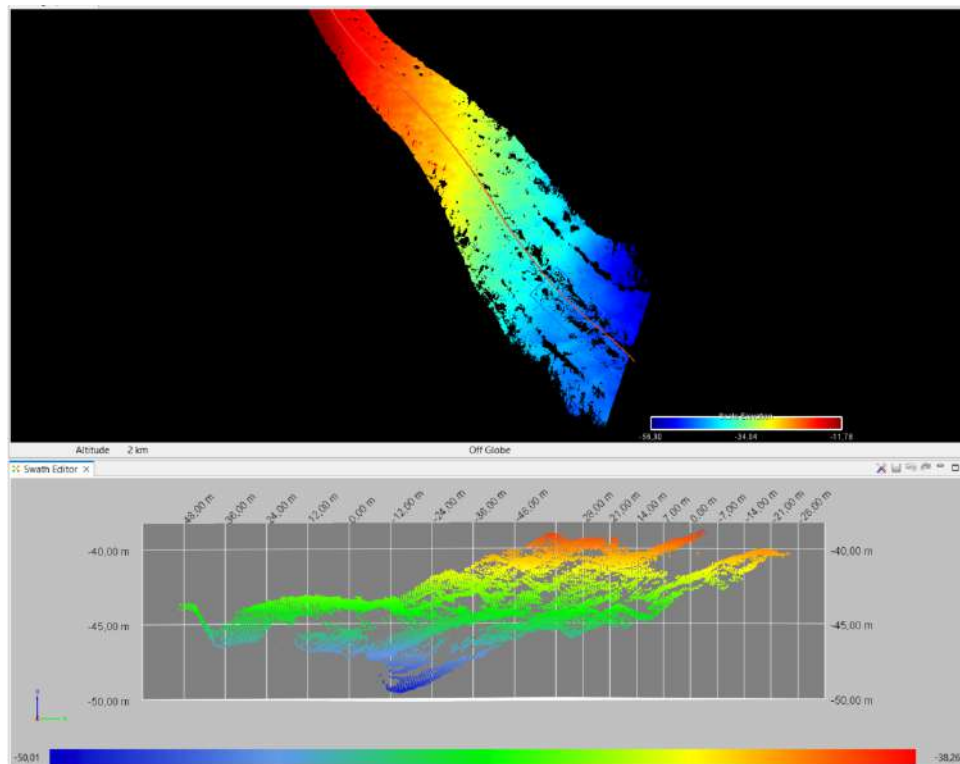


Figura 44 – O *software* GLOBE utilizado para o processamento da área de aquisição (primeira imagem). Já a segunda imagem representa a área de filtragem e refinamento dos dados destacando a remoção de *spikes*.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

O rio Amazonas, na região de Óbidos, como descrito no capítulo sobre a área de estudo, apresenta um controle tectônico ao longo do percurso do canal devido às estruturas do Quaternário onde há presença de falhas distensivas e transcorrentes na margem esquerda e direita ao longo do rio. Apesar disso, nessa região e em áreas adjacentes, o rio pode ser classificado como um rio *anabranching*, devido à presença de ilhas com vegetação. Todavia, em Óbidos, o rio apresenta canal único e retilíneo.

Devido à sua menor largura em comparação com outros trechos do rio, essa região apresenta uma alta energia de fluxo, resultado de sua geometria em forma de “funil”, o que influencia diretamente a morfologia e a estratigrafia do fundo do canal.

Os produtos gerados pela batimetria multifeixe permitiram a identificação de feições morfológicas relevantes ao longo do canal do rio, bem como a inferência da profundidade. O mapa batimétrico, apresentado na Figura 45, revela que a profundidade do canal variou de -1,7 m a -106,9 metros, evidenciando a singularidade desse canal e sua dinâmica deposicional.

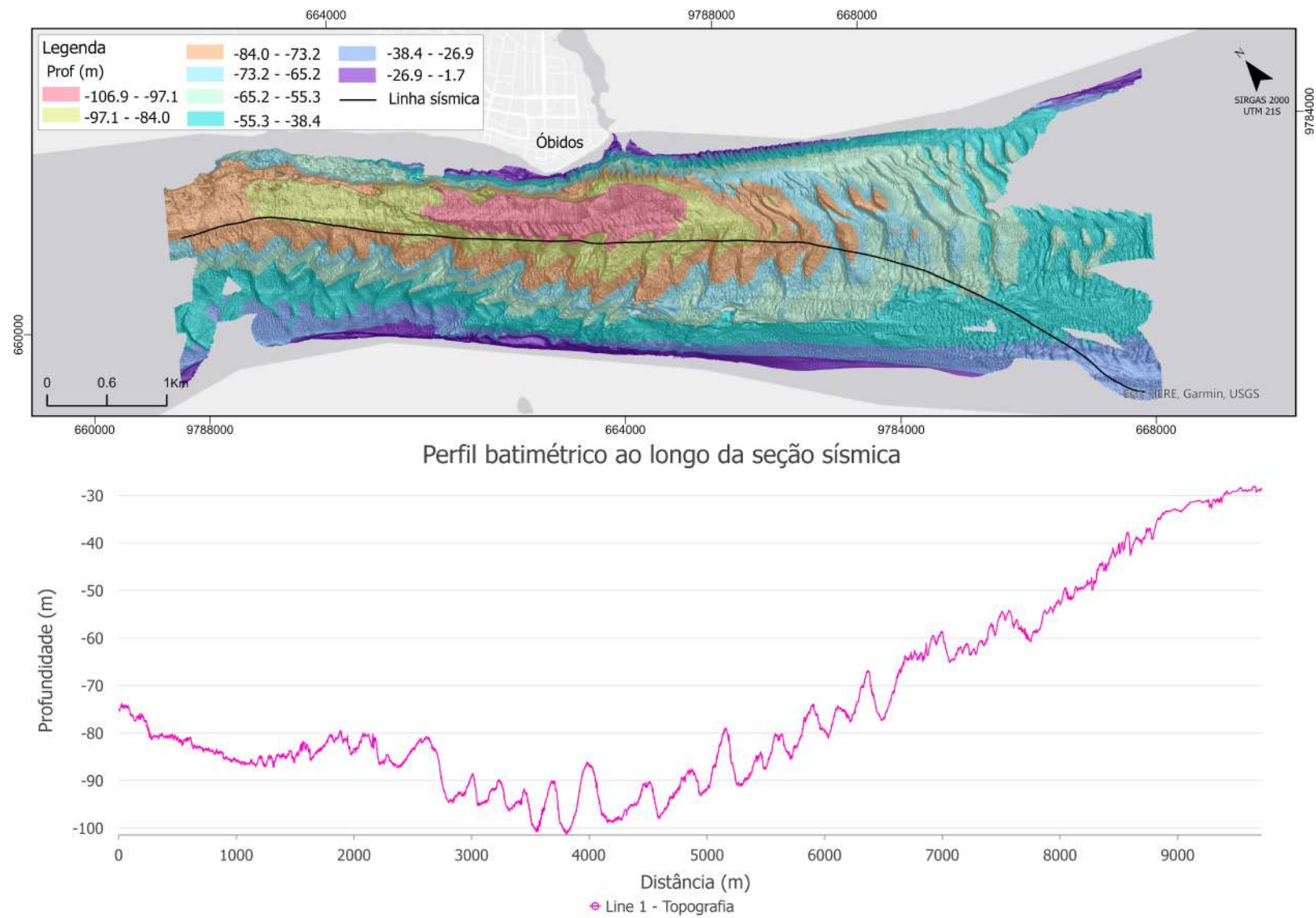


Figura 45 – Mapa batimétrico com perfil batimétrico ao longo da seção sísmica.

Pontos importantes a serem observados no mapa batimétrico (Figura 45) incluem: (I) a área de maior baixo topográfico, de 97,1 m a 106,9 m, situa-se na região mais estreita do canal, indicando um processo de erosão vertical causado pela alta energia de fluxo resultante da sua geometria; (II) o canal apresenta uma abundância de dunas com diferentes comprimentos e amplitudes, evidenciando uma intensa mobilidade sedimentar.

A partir dessa análise, foi possível propor uma interpretação morfológica do canal, (Figura 46), dividindo-o em três zonas principais: ambientes de dunas, caracterizados por intensa mobilidade sedimentar; sulco erosivo, evidenciando processos de remoção de material devido à alta energia de fluxo; e escarpa erosiva da Formação Alter do Chão em menores profundidades.

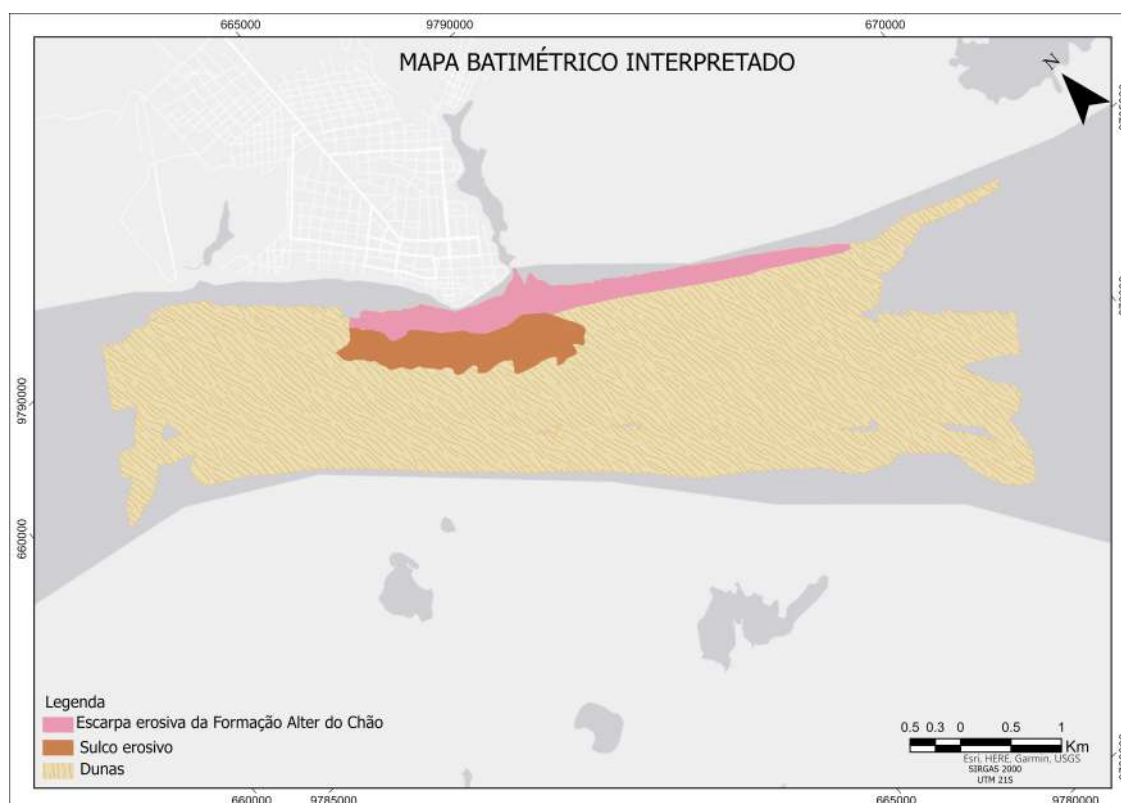


Figura 46 – Mapa batimétrico expressando a possível morfologia do canal.

Correlacionando a linha de aquisição da sísmica de reflexão e batimetria, foi possível gerar um perfil batimétrico baseado na linha de aquisição sísmica (Figura 45). Essa correlação evidencia a zona de dunas, conforme expressa na interpretação sísmica, corroborando a relação entre as feições morfológicas do leito e os processos deposicionais observados.

Podem ser observadas dunas de maior amplitude e comprimento (Figura 47) nas regiões mais profundas, enquanto nas áreas mais rasas o processo inverso. Nas zonas mais profundas, o comprimento de onda das dunas varia de 190 a 238 metros, enquanto a amplitude oscila entre 12

e 8 metros. Já nas dunas localizadas em profundidades menores, foram observadas variações de 8 a 70 metros de comprimento, com amplitude variando entre 2 e 7 metros.

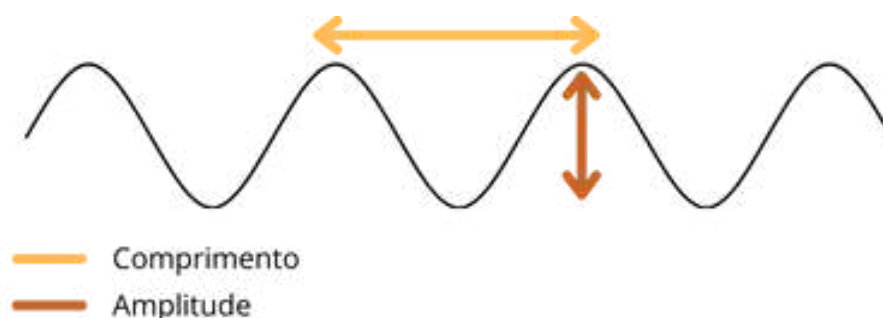


Figura 47 – Representação de como foram obtidos os valores de amplitude (altura da crista ao vale) e comprimento (distância entre duas cristas ou dois vales) das dunas a partir do perfil batimétrico ao longo da seção sísmica.

As dunas são formadas pela interação entre o fluxo de água e o leito sedimentar. Quando a velocidade do fluxo atinge um determinado limiar, partículas sedimentares são erodidas e transportadas pela corrente. A deposição subsequente dessas partículas leva à formação de ondulações que evoluem para dunas. A turbulência do fluxo desempenha um papel crucial nesse processo, especialmente através dos ciclos de *burst-sweep*, que mobilizam e depositam sedimentos, contribuindo para a gênese das dunas (Leeder, 2012).

Segundo o estudo de Reesink *et al.* (2018), a relação entre profundidade e tamanho das dunas ocorre porque, em maiores profundidades, há um aumento do fluxo de energia, proporcionando mais espaço para o desenvolvimento das dunas. Em contrapartida, em profundidades mais rasas, há uma tendência das dunas se dividirem, formando ondulações menores. Além disso, esse estudo destaca que as dunas não crescem ou encolhem isoladamente, mas interagem com dunas vizinhas, um fenômeno bem observado na região mais rasa da batimetria.

A partir dos produtos obtidos, percebe-se que as dunas identificadas são assimétricas vistas a partir do produto batimétrico (Figura 45) caracterizando um padrão deposicional distinto. Esse tipo de duna apresenta, a montante (*stoss side*), uma inclinação mais suave, onde ocorre a erosão e o transporte de sedimentos em direção à crista da duna. Já a jusante (*lee side*), a inclinação é mais íngreme, promovendo a separação do fluxo, criando redemoinhos que resultam na deposição de sedimentos.

O produto da sísmica de reflexão multicanal obtido pela migração resultou nos seguintes perfis vistos nas Figuras 48 e 49:

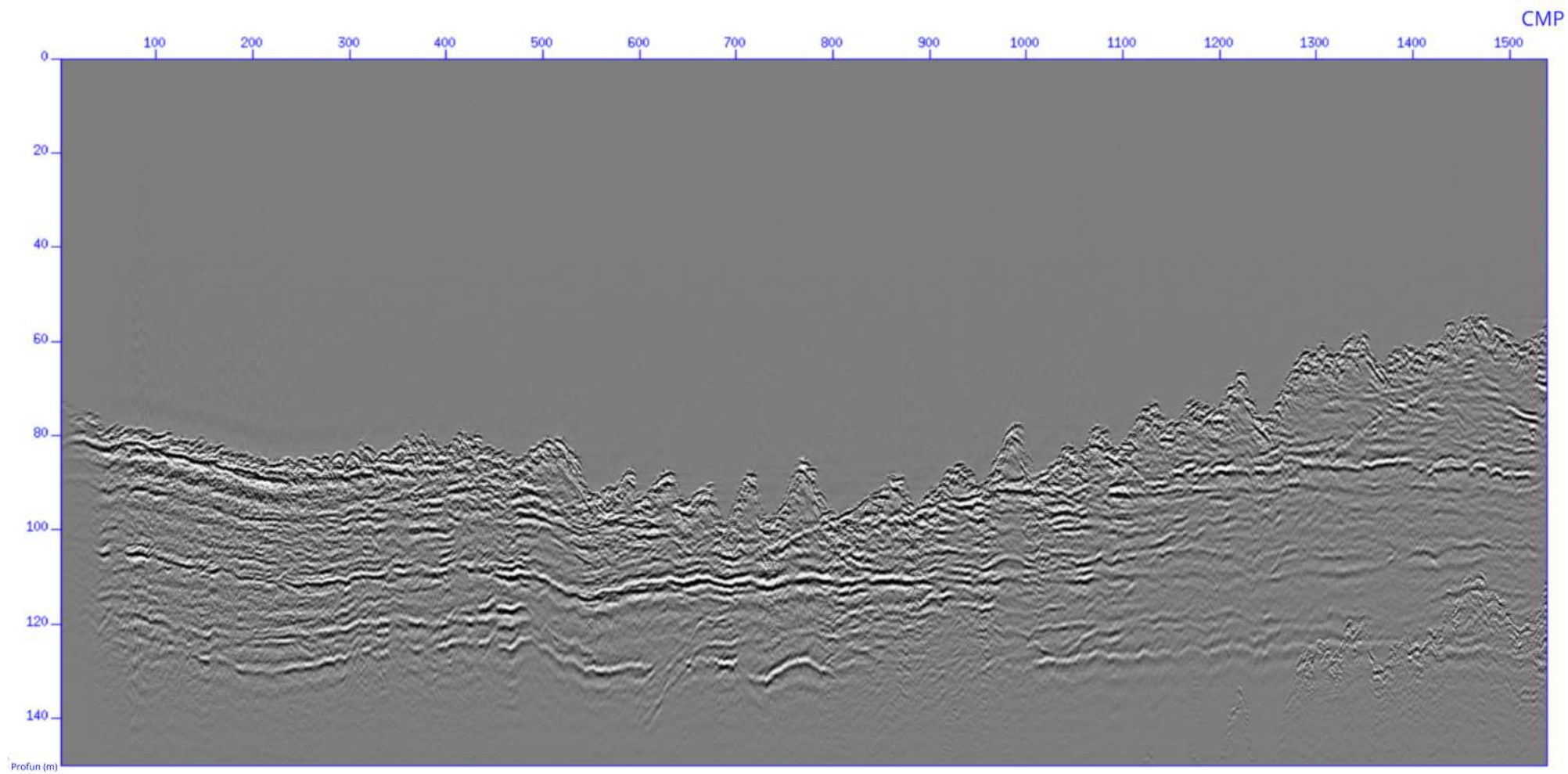


Figura 48 – Perfil sísmico processado.

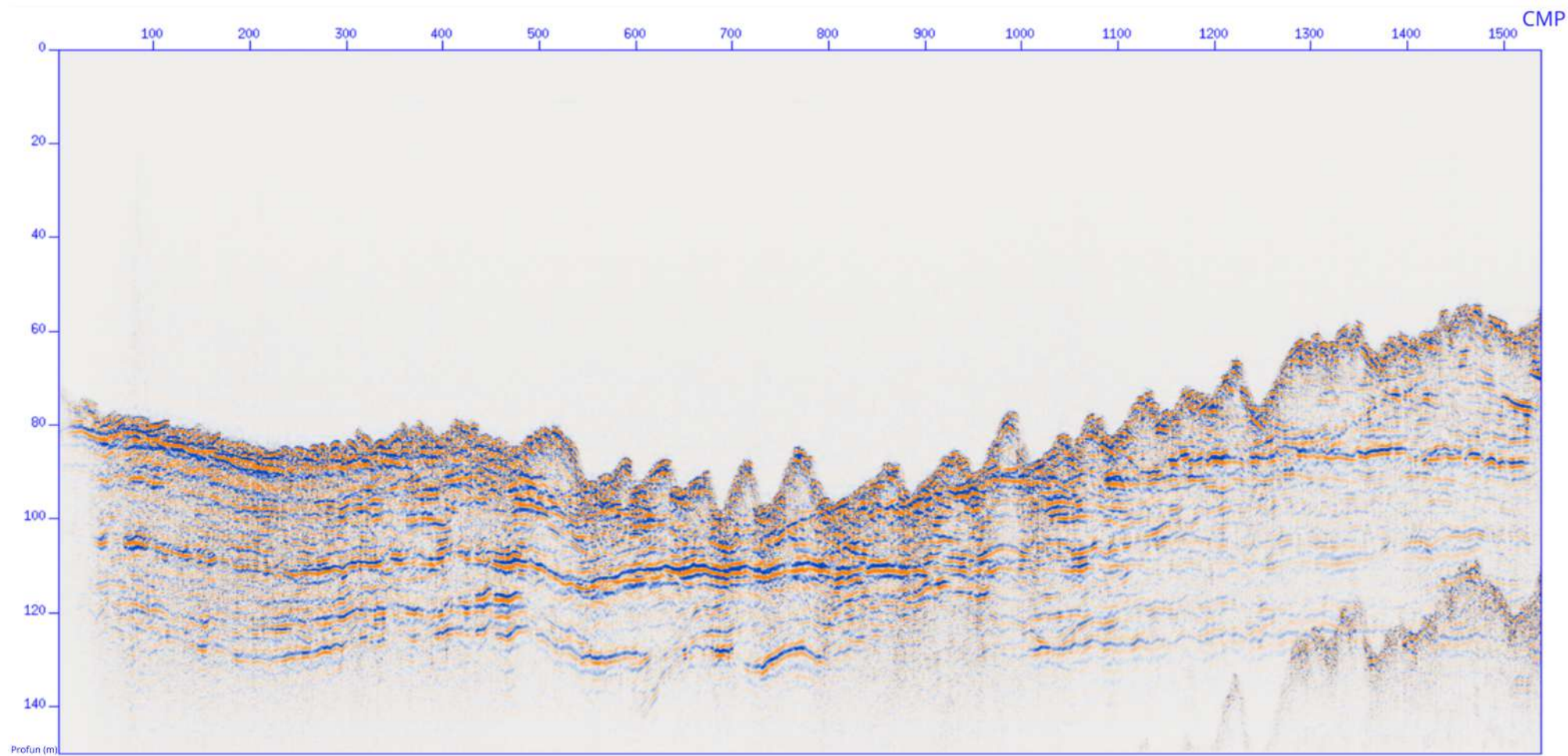


Figura 49 – Perfil sísmico processado com coloração RGB.

O fluxo de processamento dos dados apresentou bons resultados, mas a supressão das múltiplas não foi completamente eficiente. Apesar disso, as múltiplas não comprometeram a interpretação dos dados.

A profundidade máxima registrada foi de 140 m, enquanto a espessura sedimentar variou de 65 m a 83 m, do ponto mais baixo ao mais alto, respectivamente. A região do canal é associada à Formação Alter do Chão, caracterizada por sua heterogeneidade litológica, composta por uma sucessão de camadas de arenitos, argilitos, siltitos e conglomerados, conforme Caputo (2011).

Então, para compreender os processos hidrogeológicos, foi necessário definir zonas homólogas, Figura 50, com base nos padrões de reflexão observados na seção sísmica.

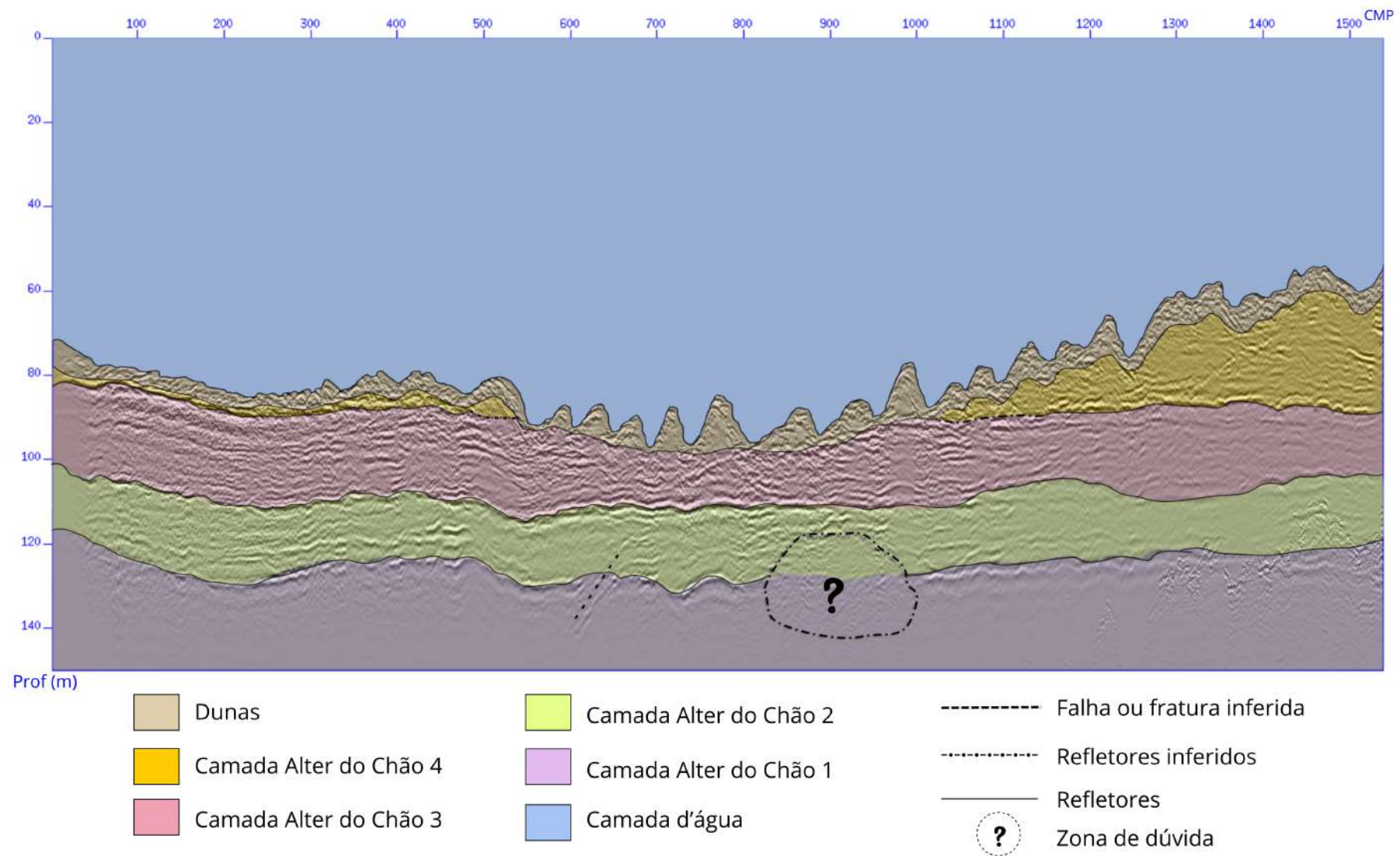


Figura 50 – Perfil sísmico interpretado e separado por zonas homologas com base nos padrões de reflexão.

Com base na cronostratigrafia, a primeira camada, camada Alter do Chão 1, pode corresponder a uma camada compacta, caracterizada por uma zona de baixa refletividade estratigráfica. Essa camada é separada por refletores fortes, sugerindo uma descontinuidade sísmica, possivelmente indicando uma fronteira litológica em sua configuração menos retrabalhada.

A segunda zona, camada Alter do Chão 2, é definida por camadas onduladas e subparalelas. A configuração subparalela, observada à direita da seção, pode indicar uma taxa de deposição uniforme dos estratos sobre uma superfície relativamente estável.

Ademais, na transição para a camada anterior, há indícios de uma possível falha ou fratura com direção NE-SW, evidenciada por uma estrutura quase vertical presente na seção sísmica.

Outro aspecto relevante é a presença da zona de dúvida, onde ocorre uma configuração mais transparente, que se insere abruptamente entre as reflexões adjacentes. Uma possível interpretação para essa característica é sua associação com a presença de gás, possivelmente decorrente da decomposição de matéria orgânica acumulada nos sedimentos ou da dissolução de carbonatos.

Essa hipótese está em consonância com o estudo de Ward *et al.* (2015), que descreve a evolução composicional do carbono ao longo do rio Amazonas, demonstrando que a maioria do carbono transportado é de origem dissolvida, enquanto a fração particulada é progressivamente degradada entre Óbidos e a foz do Amazonas. Esse processo pode favorecer a formação de bolsões de gás nos sedimentos, o que poderia ser uma possibilidade para explicar essa cortina sísmica na seção.

A camada Alter do Chão 3 apresenta numerosos refletores subparalelos indicando uma intercalação de diferentes fácies sedimentares e litologias distintas. Além disso, começa-se a perceber a presença de estratificação cruzada, característica de ambientes fluviais onde ocorre a migração de dunas. Nesse caso, o padrão observado provavelmente pode ser definido como truncado. Na região central da seção, entre os CMP 550 e 950, observa-se uma configuração semi-caótica, possivelmente associada ao aumento da energia do fluxo da água, o que pode ter resultado em processos erosivos e em um ambiente deposicional mais instável.

A próxima camada, cama Alter do Chão 4, é caracterizada por refletores parcialmente caóticos, sugerindo um histórico de erosão e deposição retrabalhada. O fato de essa zona estar dividida em duas reforça a possibilidade dessa interpretação, indicando múltiplos eventos deposicionais ou processos de remoção e redistribuição de sedimentos ao longo do tempo.

Por fim, a zona definida como dunas apresenta refletores extremamente caóticos, o que

indica uma possível região de alta energia e intensa mobilidade sedimentar. As dunas estão geralmente associadas a depósitos de sedimentos arenosos, do fino ao grosso, característicos de ambientes dinâmicos com forte influência das correntes fluviais.

Para uma melhor análise e compreensão, fez-se necessário a criação de um modelo estratigráfico, Figura 51, que sugere um possível processo geológico anterior à dinâmica atual da área, utilizando os refletores inferidos.

A primeira imagem ilustra a configuração da zona de estruturas estratificadas antes de um processo erosivo. Devido ao nível de descarga do rio, à sua geometria e à estrutura geológica da região de Óbidos, essa camada possivelmente sofreu uma erosão significativa que poderá ser melhor visualizada com o auxílio da batimetria. Como resultado desse processo, a deposição e retrabalhamento dos sedimentos levaram à formação de dunas, conforme representado na segunda imagem, Figura 51.

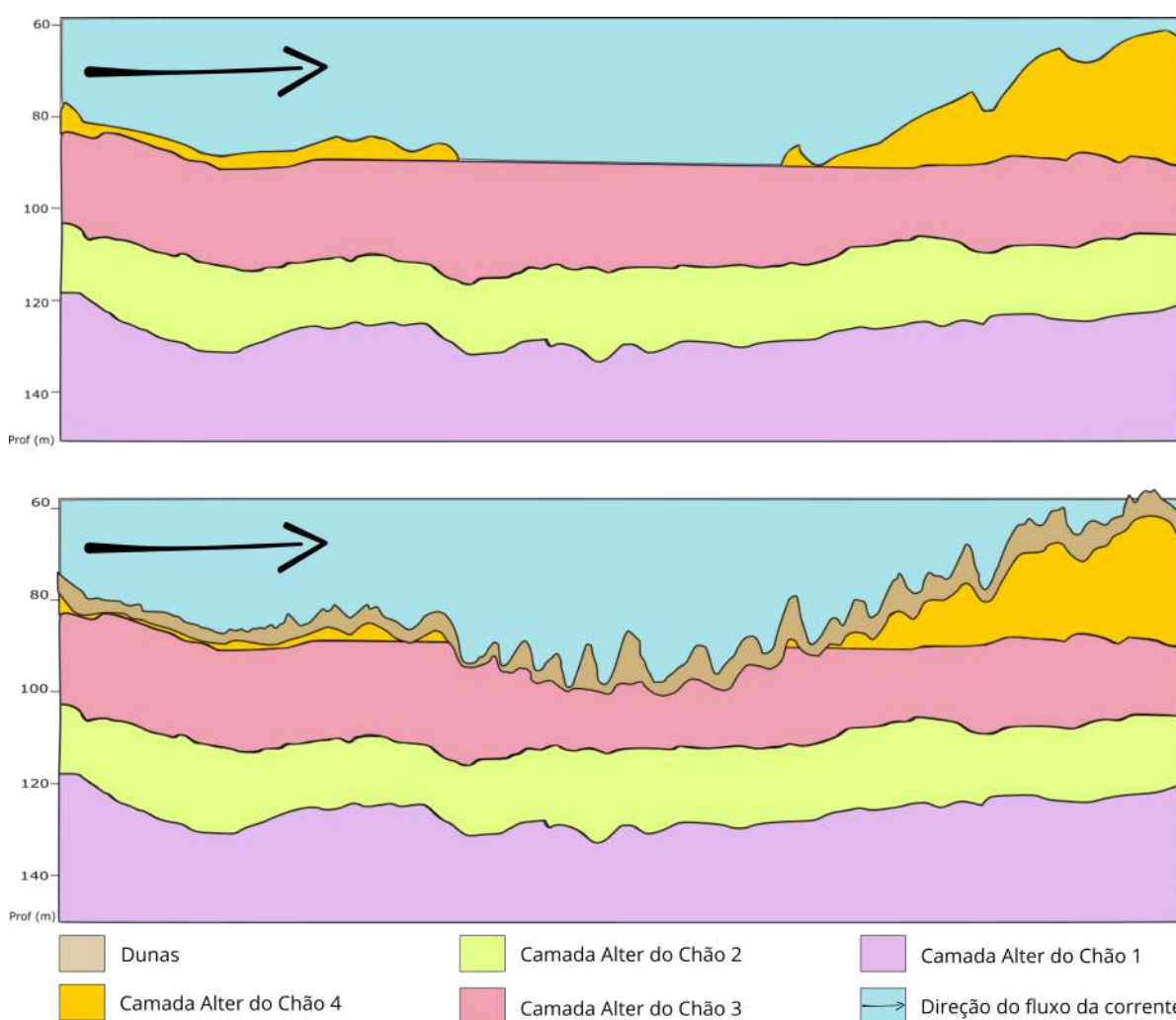


Figura 51 – Modelo estratigráfico a partir da seção sísmica. A primeira imagem refere-se a um ambiente mais antigo, enquanto a segunda imagem a um ambiente mais novo com presença de dunas e erosão.

Por meio da análise de velocidades realizada durante o processamento, Figura 34, foi possível determinar as velocidades RMS das camadas apresentadas abaixo. No entanto, devido à presença de múltiplas litologias distintas pertencentes à Formação Alter do Chão, esse processo mostrou-se desafiador para uma definição precisa.

- Propagação da onda na água: 1.528,00 m/s;
- Propagação da onda na camada de dunas: 1.559,63 m/s;
- Propagação da onda na camada Alter do Chão 4: 1.562,98 m/s;
- Propagação da onda na camada Alter do Chão 3: 1.662,38 m/s;
- Propagação da onda na camada Alter do Chão 2: 1.692,61 m/s;
- Propagação da onda na camada Alter do Chão 1: 1.757,19 m/s.

Em suma, as velocidades observadas corroboram com as estruturas sísmicas identificadas e, principalmente, com o padrão heterogêneo da Formação Alter do Chão. Por fim, a integração dos dados de sísmica de reflexão e batimetria multifeixe possibilitou uma visão mais completa da morfologia e dos processos sedimentares no canal do rio. A identificação de dunas assimétricas, sulcos erosivos e a exposição da Formação Alter do Chão evidenciou como a dinâmica do fluxo influencia diretamente na deposição e erosão dos sedimentos.

6 CONCLUSÃO

Este estudo teve como objetivo analisar a morfologia e a estratigrafia do canal do rio Amazonas, com base em dados adquiridos por sísmica de reflexão multicanal e batimetria multifeixe. Os resultados permitiram uma compreensão mais aprofundada da dinâmica fluvial, identificando características geomorfológicas e estratigráficas que indicam processos deposicionais e erosivos associados à evolução do sistema fluvial. As velocidades das ondas P encontradas variaram de 1.528 m/s a 1.757,19 m/s, enquanto a profundidade máxima do canal atingiu 105,2 metros e com espessura sedimentar máxima de 85 metros.

Os fluxos de processamento utilizando os *softwares* *Globe* e *Seismic Unix* mostraram-se eficientes na correção e tratamento dos dados, resultando em uma melhor qualidade e precisão, o que possibilitou uma interpretação mais detalhada da área de estudo. Embora o processamento sísmico tenha permitido a identificação de importantes feições subsuperficiais, a presença de múltiplas reflexões não comprometeu a interpretação dos dados, mas sua atenuação poderia ser aprimorada com a aplicação de técnicas mais avançadas de filtragem e modelagem preditiva, reduzindo interferências e proporcionando uma resolução ainda maior dos refletores estratigráficos.

Em suma, o estudo demonstrou a eficácia da integração entre aquisição sísmica e batimetria multifeixe na investigação da morfologia e estratigrafia fluvial. Os resultados do trabalho contribuíram para um melhor entendimento dos processos sedimentares do rio Amazonas, além de fornecer subsídios para estudos futuros voltados à geologia, hidrodinâmica e até impactos ambientais na região.

REFERÊNCIAS

- ARTAXO, P.; DIAS, M. A. F. d. S.; NAGY, L.; LUIZÃO, F. J.; CUNHA, H. B. d.; QUESADA, C. A.; MARENGO, J. A.; KRUSCHE, A. Perspectivas de pesquisas na relação entre clima e o funcionamento da floresta amazônica. **Ciência e Cultura**, Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência, v. 66, n. 3, p. 41–46, 2014.
- BARCLAY, F.; BRUUN, A.; RASMUSSEN, K. B.; ALFARO, J. C.; COOKE, A.; COOKE, D.; SALTER, D.; GODFREY, R.; LOWDEN, D.; MCHUGO, S. *et al.* Seismic inversion: Reading between the lines. **Oilfield Review**, v. 20, n. 1, p. 42–63, 2008.
- BASTOS, T. X. O estado atual dos conhecimentos das condições climáticas da amazônia brasileira. Boletim Técnico. IPEAN, n. 54, p. 68-122, 1972., 1972.
- BASTOS, T. X. **O clima da Amazônia Brasileira segundo Köppen**. [S.l.]: EMBRAPA-CPATU Belém, Brazil, 1982.
- BIERMAN, P. R.; MONTGOMERY, D. R. **Key concepts in geomorphology**. [S.l.]: W.H. Freeman and Company: New York, 2013. 179-209 p.
- BOLT, B. A. Nuclear explosions and earthquakes. the parted veil. WH Freeman and Co., San Francisco, 1976.
- BOULANGÉ, B.; CARVALHO, A. The bauxite of porto trombetas. **Brazilian Bauxites**. São Paulo, USP/FAPESP/ORSTOM, p. 55–73, 1997.
- CALLÈDE, J.; GUYOT, J.-L.; GUIMARAES, V.; OLIVEIRA, E.; FILIZOLA, N. Pantoja. **As descargas do rio Amazonas em Obidos**. [S.l.], 1996. 23 multigr. p.
- CAPUTO, M. Bacia do amazonas: estratigrafia, tectônica e magmatismo. **Belém: UFPA**, 2014.
- CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. [S.l.]: University of California, Santa Barbara, 1984.
- CAPUTO, M. V. Discussão sobre a formação alter do chão eo alto de monte alegre. **Contribuições à Geologia da Amazônia**, SBG Belém, v. 7, p. 7–23, 2011.
- CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. [S.l.]: Routledge, 2007.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia fluvial, são paulo. **Editora Edgard Blücher**, 1981.
- CORDANI, U. G. História geológica do craton amazônico. **Um olhar diferenciado das Geociências para a sustentabilidade da Amazônia**, p. 11–17, 2017.
- COSTA, A. R. A. Tectônica cenozóica e movimentação salífera na bacia do amazonas e suas relações com a geodinâmica nas placas da américa do sul, caribe, cocos e nazca. Universidade Federal do Pará, 2002.
- COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M. da S.; BEMERGUY, R. L. Arcabouço tectônico mesozóico-cenozóico da região da calha do rio amazonas. **Geociências**, Universidade Estadual Paulista, v. 14, n. 2, p. 77–103, 1995.

COSTA, M. S. M.; MEGGIOLARO, M. A.; SPERANZA, M.; ALBUQUERQUE, A.; ASSAD, M. M. Performance evaluation of a sensor fusion algorithm for attitude estimation using commercial imu and a scale stewart platform. **23rd COBEM, Rio de Janeiro, Brasil**, 2015.

CUNHA, H. B. d.; PASCOALOTO, D. Hidroquímica dos rios da amazônia. Governo do Estado do Amazonas-Secretaria Estadual da Educação, 2006.

DAEMON, R. F. Contribuição à datação da formação alter do chão, bacia do amazonas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 2, p. 58–84, 1975.

DUPONT, P. **Mission AMANAUS - Compte-rendu d'acquisition bathymétrique multifaisceaux et sismique multitrace Très Haute Résolution**. [S.l.], 2023.

EIRAS, J. Geology and petroleum system of the solimões basin, brazil. **Rio**, v. 98, p. 446, 1998.

FERREIRA, I. O.; SANTOS, A. d. P. d.; OLIVEIRA, J. C. d.; MEDEIROS, N. d. G.; EMILIANO, P. C. Robust methodology for detection of spikes in multibeam echo sounder data. **Boletim de Ciências Geodésicas, SciELO Brasil**, v. 25, n. 3, p. e2019014, 2019.

FIGUEIREDO, J.; HOORN, C.; VEN, P. Van der; SOARES, E. Late miocene onset of the amazon river and the amazon deep-sea fan: Evidence from the foz do amazonas basin. **Geology**, Geological Society of America, v. 37, n. 7, p. 619–622, 2009.

FILHO, F. N.; THEODORO, C. Evolução tecnológica e consequente aumento na resolução dos dados sísmicos na bacia do amazonas. **SBG, Simp. Geol. Amazônia**, v. 2, p. 267–283, 1985.

HATTON, L.; WORTHINGTON, M. H.; MAKIN, J. **Seismic data processing: theory and practice**. [S.l.], 1986.

HORBE, A. M. C.; VIEIRA, L. C.; NOGUEIRA, A. C. R. Geoquímica de camadas vermelhas bioturbadas da formação alter do chão, cretáceo da bacia do amazonas. **Brazilian Journal of Geology**, v. 36, n. 3, p. 396–402, 2006.

IBGE. **Áreas dos municípios**. 2023. Accessed on Janeiro 07, 2025. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/cidades-e-estados/pa/>>.

ISLAND, G. S. o. O. University of R. **Discovery of Sound in the Sea**. 2016. Accessed on November 30, 2024. Disponível em: <<http://www.dosits.org/>>.

JONES, E. **Marine Geophysics**. [S.l.]: University College, London, UK, Wiley, Chichester, West Sussex PO19IUD, England, 1999. 466 p.

JR, J. W. S. The cwp/su: seismic un x package. **Computers & Geosciences**, Elsevier, v. 25, n. 4, p. 415–419, 1999.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **Geofísica de exploração**. [S.l.]: Oficina de textos, 2009.

KISTLER, P. Historical resume of the amazon basin. **Belém, PETROBRAS-RENOR, (Relatório Técnico Interno, 104-A)**, 1954.

KLUESNER, J.; BROTHERS, D.; HART, P.; MILLER, N.; HATCHER, G. Practical approaches to maximizing the resolution of sparker seismic reflection data. **Marine Geophysical Research**, Springer, v. 40, n. 3, p. 279–301, 2019.

LAMARCHE, G.; LURTON, X. Recommendations for improved and coherent acquisition and processing of backscatter data from seafloor-mapping sonars. **Marine Geophysical Research**, Springer, v. 39, n. 1, p. 5–22, 2018.

LEEDER, M. R. **Sedimentology: process and product**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2012.

LITHERLAND, M. The geology and mineral resources of the bolivian precambrian shield. **Overseas Mem. Br. Geol. Surv.**, v. 9, 1986.

LIU, H.-P.; ARCHAMBEAU, C. B. The effect of anelasticity on periods of the earth's free oscillations (toroidal modes). **Geophysical Journal International**, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, v. 43, n. 3, p. 795–814, 1975.

MARTINI, P.; DUARTE, V.; ARAI, E.; MORAES, J. Metodologia de medição das extensões dos rios amazonas e nilo utilizando imagens modis e geocover. In: **Proceedings of the XIII Latin American Remote Sensing Symposium, Havana, Cuba**. [S.l.: s.n.], 2008.

MEADE, R. H. Transcontinental moving and storage: the orinoco and amazon rivers transfer the andes to the atlantic. **Large Rivers: Geomorphology and Management, Second Edition**, Wiley Online Library, p. 76–99, 2022.

MENDES, A. C.; TRUCKENBRODT, W. H. W.; NOGUEIRA, A. C. R. Análise faciológica da formação alter do chão (cretáceo, bacia do amazonas), próximo à cidade de óbidos, pará, brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, 2012.

MEUNIER, F.; BOECKX, P.; BOTÍA, S.; BAUTERS, M.; CHERLET, W.; CIAIS, P.; HERTOOG, S. D.; DIETZE, M.; PEAUCELLE, M.; SIBRET, T. *et al.* The impact of the 2023-2024 drought on intact amazon forests' productivity. 2024.

NETO, A. A. Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, SciELO Brasil, v. 18, p. 241–256, 2000.

NEVES, B. B. d. B. Cráton: Evolução de um conceito. In: **Craton do Sao Francisco: Trabalhos Apresentados Na Reuniao Preparatoria do Segundo Simposio sobre o Craton do Sao Francisco**. [S.l.: s.n.], 1993.

NOBRE, C. A.; OBREGÓN, G. O.; MARENGO, J. A.; FU, R.; POVEDA, G. Características do clima amazônico: Aspectos principais. **Amaz. Glob. Chang.**, p. 149–162, 2009.

OLIVEIRA, A.; NOBRE, C. A. Interactions between frontal systems in south america and tropical convection over the amazon. In: **Extended Abstracts, Second Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology**. [S.l.: s.n.], 1986. p. 56–59.

OPPENHEIM, A. V.; SCHAFER, R. W. Digital signal processing(book). **Research supported by the Massachusetts Institute of Technology, Bell Telephone Laboratories, and Guggenheim Foundation**. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, Inc., 1975. 598 p, 1975.

O'DOHERTY, R.; ANSTEY, N. Reflections on amplitudes: Geophysical prospecting. GPPRAR, 1971.

RADAMBRASIL, P. Folha sc. 21–juruena; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. **Rio de Janeiro: DNPM**, 1980.

REESINK, A.; PARSONS, D.; ASHWORTH, P.; BEST, J.; HARDY, R.; MURPHY, B.; MCLELLAND, S.; UNSWORTH, C. The adaptation of dunes to changes in river flow. **Earth-Science Reviews**, Elsevier, v. 185, p. 1065–1087, 2018.

ROCHA, I. C. B. d. **Sismoestratigrafia rasa de sucessões estuarinas do Rio Potengi (NE do Brasil)**. Dissertação (Mestrado) — Brasil, 2017.

RODRIGUES, B. d. O.; OLIVEIRA, S. A. de. Programming for seismogram 1-d generation, considering the attenuation and dispersing effects. **U.S. Department of Energy Office of Scientific and Technical Information**, 2004.

ROSSETTI, D. F.; NETTO, R. G. First evidence of marine influence in the cretaceous of the amazonas basin, brazil. **Cretaceous Research**, Elsevier, v. 27, n. 4, p. 513–528, 2006.

SALLES, S. d. S. Atenuação de múltiplas em dados sísmicos marinhos da bacia de pelotas. **Universidade Federal Fluminense**, 2011.

SANTOS, A. d. P. dos; RODRIGUES, D. D.; SANTOS, N. T.; GRIPP, J. Avaliação da acurácia posicional em dados espaciais utilizando técnicas de estatística espacial: Proposta de método e exemplo utilizando a norma brasileira. **Boletim de Ciências Geodésicas**, SciELO Brasil, v. 22, n. 4, p. 630–650, 2016.

SANTOS, M. M. C. d. Análise geomorfológica da região entre os municípios de itacoatiara, silves e iitapiranga, nordeste do estado amazonas. **Universidade Federal do Amazonas**, 2006.

SANTOS, P. S. dos; SANTOS, M. E. d. G. dos; SANTOS, R. dos. Uso e ocupação do solo: Reflexão sobre impacto ambiental. **Agri-environmental sciences**, v. 7, n. 1, p. 10–10, 2021.

SILVA, M. G. d. Processamento de dados sísmicos da bacia do tacutu. **Dissert. de mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil**, 2004.

SOUZA, L. A. P. d. **Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 2006.

STOCKWELL, J. A course in geophysical image processing with seismic unix: Gpgn 461/561 lab fall 2012. **Research Associate Center for Wave Phenomena**, 2012.

STOCKWELL, J.; COHEN, J. K. The new su user's manual. **Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines, Golden, USA**, v. 3, 2002.

TASSINARI, C. C. G. **O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, 1996.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, J. Geochronological provinces of the amazonian craton. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 174–182, 1999.

TASSINARI, C. C. G.; MACAMBIRA, M. J. B. A evolução tectônica do cráton amazônico. **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, 2004.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. **Applied geophysics**. [S.l.]: Cambridge university press, 1990.

TRAVASSOS, W.; FILHO, C. B. Tectonismo terciário na área do rio tapajós, bacia do rio Amazonas. rio de janeiro: Petrobrás. **Boletim de Geociências**, v. 4, n. 3, p. 221–340, 1990.

TROMM, R. **Oceanografia sísmica da planície abissal do arquipélago da Madeira**. Tese (Doutorado), 2017.

URICK, R. J. Principles of underwater sound. **New York**, McGraw-Hill, 1983.

WARD, N. D.; KRUSCHE, A. V.; SAWAKUCHI, H. O.; BRITO, D. C.; CUNHA, A. C.; MOURA, J. M. S.; SILVA, R. da; YAGER, P. L.; KEIL, R. G.; RICHEY, J. E. The compositional evolution of dissolved and particulate organic matter along the lower Amazon river—órbidos to the ocean. **Marine Chemistry**, Elsevier, v. 177, p. 244–256, 2015.

YILMAZ, Ö. **Seismic data analysis**. [S.l.]: Society of exploration geophysicists Tulsa, 2001. v. 1.