



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

---

**CAMILA DA CUNHA FURTADO**

**UTILIZAÇÃO DA SÍSMICA DE REFLEXÃO RASA NO ESTUDO DA  
MORFODINÂMICA DE RIOS NA REGIÃO AMAZÔNICA**

**Orientador: Prof. Dr. Marcelo Rollnic  
Coorientador: Prof. Dr. Roberto Vizeu**

---

**BELÉM-PA  
2014**

**CAMILA DA CUNHA FURTADO**

**UTILIZAÇÃO DA SÍSMICA DE REFLEXÃO RASA NO ESTUDO DA  
MORFODINÂMICA DE RIOS NA REGIÃO AMAZÔNICA**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geofísica como requisito parcial á obtenção do grau de Mestre em Geofísica, sob orientação do Prof. Dr. Marcelo Rollnic e coorientação do Prof. Dr. Roberto Vizeu.

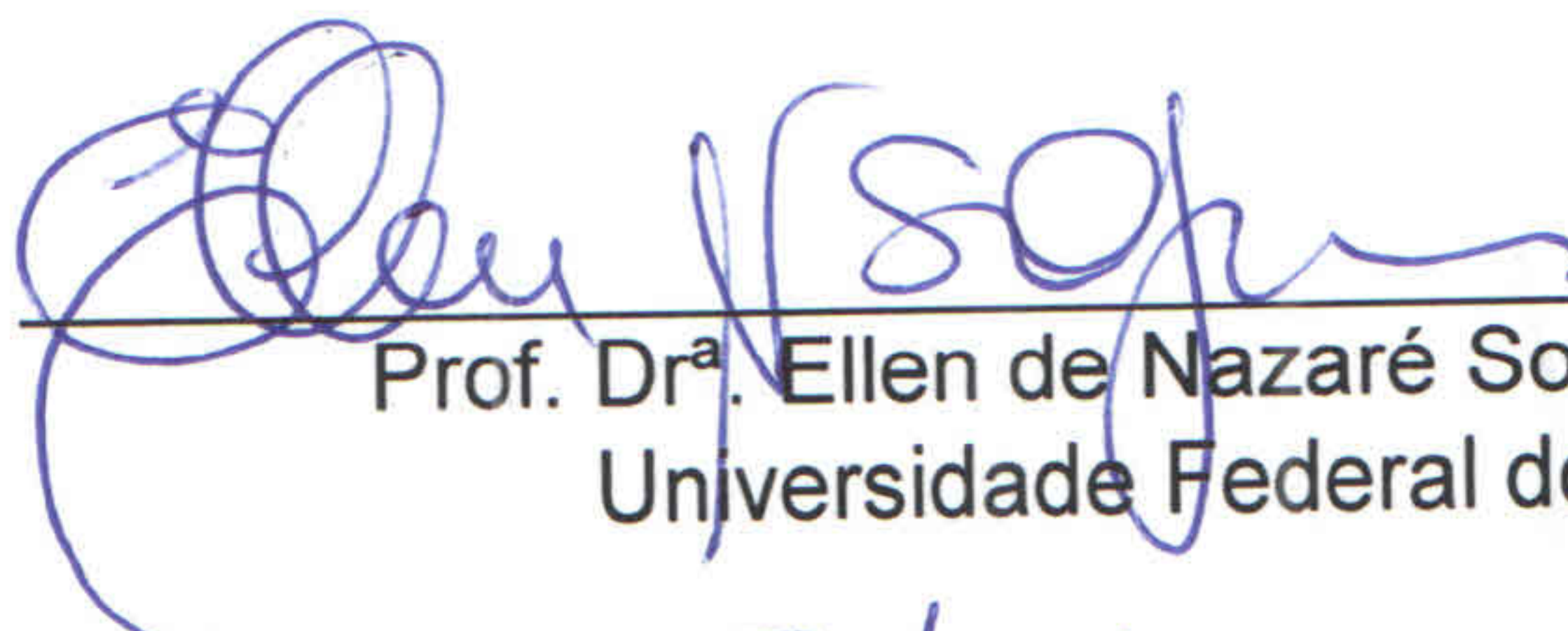
**Data da Aprovação: 29/09/2014**

**Banca Examinadora:**



---

Prof. Dr. Marcelo Rollnic – Orientador  
Universidade Federal do Pará



---

Prof. Dr.ª Ellen de Nazaré Souza Gomes  
Universidade Federal do Pará



---

Prof. Dr.ª Maâmar El-Robrini  
Universidade Federal do Pará

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)  
(Biblioteca do Instituto de Geociências/UFPA)

---

Furtado, Camila da Cunha, 1990-  
Utilização da sísmica de reflexão rasa no estudo da  
morfodinâmica de rios na região amazônica / Camila da Cunha Furtado.  
– 2014.  
112 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Marcelo Rollnic  
Coorientador: Roberto Vizeu

---

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto  
de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Belém,  
2014.

1. Geofísica - Amazônia. 2. Hidrodinâmica. I. Título.

CDD 22. ed. 558.11

Dedico esta dissertação *In memoriam*, á minha querida Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Odete Silveira, que com toda a dedicação ensinou-me que o sucesso é apenas uma oportunidade pra recomeçarmos de novo com mais inteligência.

## AGRADECIMENTOS

Agradecer é uma forma de liberdade que vai tomando conta da alma, de repente nos sentimos maiores que o cosmo e bem mais perto de Deus. Muito obrigada às pessoas que sempre me disseram a verdade, pois com elas aprendi a lapidar a pedra bruta da vida e retirar da mesma a excelência para vencer obstáculos. Agradecer é sem dúvida uma forma bonita de reconhecer o bem que alguém nos faz. Por isso, agradeço por tudo que o me fizeram.

As duas primeiras pessoas a quem devo agradecer pela concretização dessa etapa são, sem dúvida, a minha mãe Joana Furtado e á meu pai Lucivaldo Furtado tanto pelo apoio irrestrito quanto pelas palavras de incentivo, sobretudo pelo que parece mais simples, mas que é o mais importante: por terem sido meus pais e terem desempenhado com maestria todas as funções que essa palavra carrega. A vocês, agradeço por me ensinarem a valorizar as coisas simples da vida e pelas noites em claro que passaram ao meu lado em alguns momentos difíceis. Mãe, pai, amo muito vocês!

Um agradecimento mui carinhoso aos meus segundos pais, os meus avós Maria Xavier e Pedro Furtado (avós paternos) e Maria da Conceição e imêmore Lauro Borges (avós maternos) por me apoiarem ao longo dessa caminhada. Amo muito vocês.

Ás minhas queridas irmãs, Eliana Furtado (ei boi, rrsr) e Cristina Furtado, não somente por serem minhas irmãs, mas sim por terem escolhido serem minhas amigas e companheiras para todas as horas.

Ao meu querido orientador Prof. Dr. Marcelo Rollnic de maneira muito especial e única. Obrigada pelos puxões de orelhas que foram merecidos e que também vinham acompanhados de um sorriso, obrigada pelos inúmeros conselhos acadêmicos, e os infinitos conselhos de como enfrentar as vicissitudes da vida. Pelo incentivo que nunca me foi deixado de dar, pelo carinho com que sempre me orientou e pela credibilidade que depositou em mim e em meu sonho.

Agradeço muitíssimo ao meu Coorientador Prof. Dr. Roberto Vizeu, pela atenção e orientação á mim atribuída mesmo nos momentos onde o tempo era nosso principal oponente. Obrigada por ter decidido contribuir para a realização de meus objetivos e ideais.

Á todo corpo docente do CPGF, a quem devo parte de minha formação acadêmica, responsáveis pelos pensamentos que irão nortear a minha atuação profissional daqui para frente.

À CAPES pelo incentivo à minha formação. Ao projeto de pesquisa Rede de Hidrologia Amazônica (RHIA) financiada por MCT/FINEP CT – HIDRO 01/201, que financiou o campo, assim como ao PETRORISCO, pertencente a rede 05- Ctpetro que tem como subprojeto o AMASIS, responsável pelo equipamento *Sub-bottom* SB-0512 cedido para a aquisição dos dados.

De maneira muito carinhosa agradeço a Prof<sup>a</sup>. Msc. Sury Monteiro que com muita dedicação sempre se mostrou disposta a ajudar-me nos momentos precisos.

Não posso deixar de agradecer a Thaís Borba por suas contribuições que sem dúvida enriqueceram este trabalho.

Aos membros da Banca Examinadora, por terem aceitado o convite e por me ajudar a debater e analisar o tema.

De igual modo agradeço a todos os meus amigos e colegas do laboratório de Oceanografia Geológica e Geofísica (LIOG), pelo convívio agradável, e pela parceria ali encontrada: Ao Fábio Watanabe (o Japa), pelo carinho e atenção, Ao Caio Reis onde encontrei ajuda nos momentos em que mais precisei. Ao Alberto Jacques que com sua alegria e teimosia me proporcionou grandes momentos hilários. À Lidiane Araújo com sempre compartilhei minhas grandes ideias malucas, e que sempre esclarecia minhas dúvidas. À Priscila Gozi ao Arthur Gustavo e Amanda de Oliveira com que somei e dividir experiências.

À Dona Nazaré Fernandes dedico um caloroso obrigado e obrigada nesse contexto é muita coisa. Nossa amizade foi mola impulsora desde os tempos de minha graduação para que eu alcançasse meus objetivos. Obrigada por todos os conselhos e incondicional carinho. Obrigada por permanecer até mesmo quanto o que era fugaz se foi. Se existem amigos mais chegados que irmãos, certamente existem amigos que se tornam mães fraternas.

À minha tia Antônia Furtado e família (Alicia Furtado, Arlan Furtado e Antônio de Lima), que me receberam em sua casa onde senti o aconchego de um lar. Assim como a dona Rosângela Freischmidt e seus filhos com os quais atualmente dividi o convívio e sinto-me em casa.

Aos amigos que fizeram parte dessa jornada, Vera Santh, Érica Vanessa, Aline Ohashi, Beatriz da Silva, Patrícia Dias, Patrícia Parnov, Tânia Souza, Telma Lima, Thais Luz, Thais Vasconcelos, Margarida Castro, Marly Brabo, Marcus Noronha, Ana Carolina Reis, Artur Freitas, Ignácio Castro, Dênis Brito, Nathália Maciel, Alzira Reis, Ciane Marques, Milena Furtado, Bianca Furtado, Lúcia Cardozo, Daniella Vieira, “Que morram meus amores, mais

enlouquecerei se morrem meus amigos, pois não há nada mais precioso do que uma amizade verdadeira (...). Eles foram os que me acolheram nos momentos em que pensava em desistir, assim como por compartilharem momentos bons e que ficarão na memória para sempre.

Mais uma vez citando Vinícius de Moraes “Precisa-se de um amigo para se parar de chorar. Para não se viver debruçado no passado em busca de memórias perdidas. Precisa-se de um amigo que diga que vale a pena viver, não porque a vida é bela, mas porque já se tem um amigo.” Essa amizade, me foi encontrada em duas pessoas mui queridas. Leidiani Pinheiro. Agradeço-te pelo companheirismo, pela luz de sua alegria nas horas mais obscuras e pela irreverência que só á você é peculiar e de igual modo á Alice Souza, pela paciência incomensurável (.....), rsrs!

Á Thaís Paixão com enorme carinho, por ter incentivado este trabalho e compartilhar comigo novos sonhos e planos. Em você percebi um mundo cheio de bondade, carinho, ternura, afeto e dedicação.

Agradeço ás pessoas que me atiraram pedras, pois com elas construir um castelo de sabedoria, que usei para ser feliz, abençoada, amada, e conquistar o sucesso de ser a pessoa que sou, (eu venci).

“Há uma força motriz mais poderosa que o vapor, a  
eletricidade e a energia atômica: a vontade.”  
Albert Einstein



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1:</b> Mapa de localização da Ilha do Marajó limitada sul e sudeste pelos rios Pará e Tocantins .....	20
<b>Figura 2:</b> Imagem da região, em destaque a Ilha do Marajó dividida em: Plataforma do Pará (PP) e Bacia do Marajó (BM) .....	21
<b>Figura 3:</b> Mapa climático da região, de acordo com Köppen.....	22
<b>Figura 4:</b> Principais bacias sedimentares e lineamentos tectônicos presentes na região estudada.....	24
<b>Figura 5:</b> Representação esquemática de um estuário e seus processos atuantes.	27
<b>Figura 6:</b> Propagação de uma onda longitudinal .....	28
<b>Figura 7:</b> Propagação de ondas de corpo: ondas P e ondas S .....	30
<b>Figura 8:</b> Propagação de ondas de superfície: ondas de Rayleigh .....	32
<b>Figura 9:</b> Propagação de ondas de superfície: ondas de Rayleigh .....	32
<b>Figura 10:</b> Equipamentos de sísmica rasa: ecobatímetro, o multifeixe, o sonar de varredura lateral e o Perfilador sísmico contínuo. ....	34
<b>Figura 11:</b> Transmissão e reflexão do sinal sísmico de acordo com a variação de impedância .....	35
<b>Figura 12:</b> Exemplos de caráter do eco: a) eco contínuo, homogêneo, superfície de fundo definida, sem refletores subjacentes, com sedimentos consolidados, pouca penetração do sinal; b) eco contínuo, homogêneo, com refletores subjacentes; c) eco contínuo com linha irregular, presença de hipérboles, típico e areias acidentadas e profundas; d) eco com linha de superfície espessa, presença de hipérboles .....	38
<b>Figura 13:</b> Tipos de eco identificados na Baía de Santos .....	39
<b>Figura 14:</b> Fluxo laminar, com linhas de correntes paralelas sem mistura .....	41
<b>Figura 15:</b> Fluxo turbulento com linhas de correntes que se cruzam .....	42
<b>Figura 16:</b> Corrente fraca com transporte de partículas por rolamento e corrente forte com transporte de partículas por saltação .....	43
<b>Figura 17:</b> Configurações de leito.....	46
<b>Figura 18:</b> Esquema do movimento de dunas.....	47
<b>Figura 19:</b> Representação de uma duna .....	48
<b>Figura 20:</b> Configuração de dunas (A) bidimensional (B) tridimensional .....	49
<b>Figura 21:</b> Nomenclatura adotada para definição de altura ( $\Delta$ ) e o comprimento ( $\lambda$ ) de dunas .....	50
<b>Figura 22:</b> Fluxograma das etapas desenvolvidas na presente dissertação. ....	52

<b>Figura 23:</b> Amostrador de fundo do tipo Van Veen travado e destravado, com capacidade de 20 litros. Utilizado para coleta de amostras de sedimentos do assoalho marinho. ....	53
<b>Figura 24:</b> Veículo hidrodinâmico (Towfish) Sub-Bottom profiler SB-0512 produzido pela Edge Tech antes do funcionamento. ....	54
<b>Figura 25:</b> Plataforma de visualização do sistema de perfilagem <i>Sub-Bottom profiler</i> SB-0512 (computador, monitor e amplificador) durante a aquisição. ....	55
<b>Figura 26:</b> Imagem adquirida do software Discovery SB 3,52, durante a aquisição de dados. ....	56
<b>Figura 27:</b> Imagem de satélite da região dividida em 4 sub-áreas de perfilagem sísmica, para melhor gerenciamento da área em questão. ....	57
<b>Figura 28:</b> Imagem de satélite da área, com o traçado de perfis sísmicos. ....	58
<b>Figura 29:</b> a) Embarcação N/M Rey Benedito e lancha de alumínio de 8 m; b) Guindaste com o Sub-Bottom visto da popa para proa; c) Guindaste com o Sub-bottom visto de cima; d) Guindaste com o Sub-Bottom visto da proa para popa. ....	59
<b>Figura 30:</b> a) computador com GPS portátil Garmin GPSMAP 76CSx para auxílio da navegação. B) computador com GPS portátil Garmin GPSMAP 76CSx para marcação das linhas sísmicas do Sub-Bottom. ....	60
<b>Figura 31:</b> Ambiente do programa GPS Track Maker, programa utilizado para o armazenamento da rota traçada pelo Sub-Bottom. ....	60
<b>Figura 32:</b> Mapa com os pontos de coleta de sedimentos no rio Pará. ....	61
<b>Figura 33:</b> Mapa com os pontos de coleta de sedimentos no rio Pará e foz do rio Tocantins. ....	62
<b>Figura 34:</b> a) Equipe de coleta de sedimentos a bordo da lancha de alumínio; b) Amostra coletada identificada como sedimento lamoso; c) Amostra coletada e identificada como cascalho; d) Amostra coletada e identificada como sedimento arenoso. ....	63
<b>Figura 35:</b> Perfil sísmico L25 bruto, utilizado para testes e demonstrações. ....	65
<b>Figura 36:</b> Fluxograma de processamento com as principais etapas e operações do processamento dos dados sísmicos. ....	66
<b>Figura 37:</b> Interface do programa ReflexWin 6.0, mostrando as principais janelas para importar e converter o formato dos dados brutos ao formato interno do ReflexWin. ....	67
<b>Figura 38:</b> Opções de visualização do dado em ambiente ReflexWin. ....	68

<b>Figura 39:</b> a) Perfil bruto com a lâmina d'água; b) Perfil sem lâmina d'água realizado por meio da opção (Processing>StaticCorretion/muting). .....	69
<b>Figura 40:</b> a) Perfil sem lâmina d'água e em b) Retirada de um trecho da seção sísmica. ....	70
<b>Figura 41:</b> a) Perfil sem lâmina d'água e em b) Aplicação do filtro Averte xy-filte, realce de baixas frequências e melhor visualização de refletores horizontais. ....	71
<b>Figura 42:</b> a) Perfil sem lâmina d'água e em b) Utilização do filtro 1D-Filer>Deconvolution, que promove a atenuação de múltiplas e ruídos. ....	72
<b>Figura 43:</b> a) Perfil sem lâmina d'água e em b) utilização do filtro 1D-Subtract-mean>Dewow, remoção de ruídos e componentes de baixa frequência do sinal. ....	73
<b>Figura 44:</b> Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L1-1, L1-2, L3), com a dimensão dos corpos sedimentares e os tipos de ecos (B1, D2, A1, C2 e B3). ....	85
<b>Figura 45:</b> Seções dos perfis sísmicos L1, L3, L6 e L7 e tipo de sedimento nas sub-áreas 1 e 2. ....	88
<b>Figura 46:</b> Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L6-1, L6-2, L7-1), com dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (B2 e A4).....	89
<b>Figura 47:</b> Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L7-3, L7-3, L7-4 e L7-5), com dimensão dos corpos sedimentares e os tipos de ecos (B1, D2, A1, C2 e B3). ....	90
<b>Figura 47:</b> Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L7-3, L7-3, L7-4 e L7-5), com dimensão dos corpos sedimentares e os tipos de ecos (B1, D2, A1, C2 e B3). ....	73
<b>Figura 48:</b> Foz do rio Tocantins com os pontos de sedimentos coletados e identificados ao longo do perfil sísmico L15 e próximo a este.....	91
<b>Figura 49:</b> Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L15-1, L15-2, L15-3 e L15-4), e dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (A4, D3 e D5).....	92
<b>Figura 50:</b> Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L18-1, L18-2, L18-3 e L18-4), com a dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (A1, B1 e C3).....	94
<b>Figura 51:</b> Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L18-1, L18-2, L18-3 e L18-4), com a dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (A1, B1 e C3).....	95

**Figura 52:** Perfis sísmicos com localização e apresentados em forma de seções (L26, L27 e L29), com dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (A1 e D1).

.....97

**Figura 53:** Perfis sísmicos com localização e apresentados em forma de seções (L30, L31-1 e L31-2), com dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (C1 e C3).

.....98

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1:</b> Mostra os tipos de eco em leito pouco irregular sem refletores sub-superficiais. ....	76
<b>Tabela 2:</b> Mostra leitões pouco irregular com refletores sub-superficiais. ....	78
<b>Tabela 3:</b> Eco de leito irregular sem refletores sub-superficiais.....	79
<b>Tabela 4:</b> Eco de leito irregular com refletores de sub-fundo.....	81
<b>Tabela 5:</b> Distribuição geral dos perfis sísmicos em função dos padrões de eco. Em cores (amarelo, vermelho, verde e laranja) marca as linhas que contém cada tipo de eco. ....	82

## RESUMO

Este trabalho objetiva caracterizar e identificar fenômenos morfodinâmicos presentes no leito do rio Pará e da foz do rio Tocantins, esta área compreende a baía das Bocas até a porção leste da ilha do Marajó. É uma região onde existem poucos dados e informações sobre a morfologia e constituição do leito. Amostras de sedimentos de fundo (181) foram coletadas com auxílio de um amostrador de Van Veen, e foram submetidas à análise macroscópica para identificar o tipo de material. Com o auxílio de dados hidrodinâmicos modelados foi possível relacionar os padrões de formas de fundo com o tipo de sedimento do leito e a hidrodinâmica reinante no local. Os dados sísmicos permitiram identificar e mapear padrões sonográficos de 15 tipos de ecos classificados em quatro categorias. Os tipos de ecos menos frequentes são os que apresentam leitos bastante irregulares e pouca ou nenhuma penetração do sinal acústico. Especialmente o tipo C1 caracterizado pela presença de hipérboles de difração e o tipo D1 que trata de respostas acústicas advindas de grandes depósitos de sedimentos, encontradas apenas em dois perfis. As formas de fundo de maior expressão foram identificadas no trecho onde o rio Canaticu deságua no rio Pará onde a largura do canal principal diminui de 8 km para 4 km em profundidade > 20 m. A aplicação da metodologia por meio da utilização do Sub-Bottom profiler SB-0512, possibilitou o conhecimento das formas de fundo, assim como as dimensões que estas formas submersas apresentam ao longo na região. A configuração do leito e as dimensões dos corpos podem afetar a navegação e futuras construções civis em alguns trechos do rio.

**Palavras-chave:** Geofísica. Hidrodinâmica. morfodinâmica.

## **Abstract**

The main idea of this research is identify and characterize morphodynamic phenomena present on the lay of the Pará river and foz of the Tocantins river, this area comprises from the Bocas bay unto east portion of the Marajó island. It is a region where exists scarcity of information and data about constitution and morphology of the lay, there is necessity to search new knowledge. Sediment samples from the bottom of the river were collected with the assistance of a Van Veen sampler, 181 (one hundred eighty-one) samples submitted to macroscopic analysis aiming to identify the type of material which composes the bottom. With the data of hydrodynamic modeled assistance was possible to connect the patterns of bottom forms with the sort of sediment which composes the lay and the prevailing hydrodynamic in the local. Based on the seismic data, was possible to identify and map the sonographic patterns in 15 types of echoes, classified in four categories. The less frequent echo types are the ones which present very irregular lays and little or no acoustic signal penetration. Specially the C1 type characterized by diffraction hyperbolas presence and the D1 type which treat responses arising from large deposits of sediments, found just in two forms of acoustic. The most significant bottom forms were identified on the stretch where the Canaticu river flows to Pará river where the principal canal width decreases from 8km to 4km in upper depth to 20m. The adhibition geophysical methods (acoustics), by the use of the Sub-Bottom profiler SB-0512, enable the knowing of the bottom forms, as well as its dimensions that those submerged forms show over the studied region. The way how this region's lay sets itself and the dimensions that those corps reach can affect the sailing on some river's stretch, as well as it can affect future civilian building. Therefore, this work opens ways to future more appropriate investigations on the issues mentioned above.

Keywords: Geophysics. Hydrodynamic. morphodynamic.

## SUMÁRIO

### LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### LISTA DE TABELAS

### RESUMO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>17</b>
1.1	OBJETIVOS .....	19
1.1.1	<b>Geral</b> .....	<b>19</b>
1.1.2	<b>Específicos</b> .....	<b>19</b>
<b>2</b>	<b>CARACTERIZAÇÕES DA ÁREA</b> .....	<b>20</b>
2.1	LOCALIZAÇÕES DA ÁREA DE ESTUDO .....	20
2.2	CLIMA .....	21
2.3	HIDRODINÂMICA DA REGIÃO .....	22
2.4	GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA.....	23
2.5	SEDIMENTOLOGIA .....	25
2.5	ESTUÁRIOS.....	26
<b>3</b>	<b>PROPAGAÇÃO DE ONDAS ACÚSTICAS</b> .....	<b>28</b>
3.1	TIPOS DE ONDAS.....	30
3.1.1	<b>Ondas de corpo</b> .....	<b>30</b>
3.1.2	<b>Ondas de superfície</b> .....	<b>31</b>
<b>4</b>	<b>SÍSMICA RASA OU DE ALTA RESOLUÇÃO</b> .....	<b>33</b>
4.1	IMPEDÂNCIA .....	35
4.2	PROPRIEDADES ACÚSTICAS DE SEDIMENTOS.....	36
4.3	ECOCARÁTER .....	37
<b>5</b>	<b>DINÂMICA SEDIMENTAR</b> .....	<b>40</b>
5.1	TIPOS DE FLUXOS .....	41
5.2	EROSÃO E TRANSPORTE .....	42
5.3	DEPOSIÇÃO A PARTIR DA SUSPENSÃO .....	44
5.4	FORMAS DE LEITO.....	44
5.5	CLASSIFICAÇÃO DE DUNAS .....	51
<b>6</b>	<b>METODOLOGIA</b> .....	<b>52</b>
6.1	LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO .....	53
6.2	EQUIPAMENTOS .....	53



6.3	COLETAS DE CAMPO.....	56
6.4	PROCESSAMENTO DOS DADOS .....	63
6.5	PROCESSAMENTO EM AMBIENTE REFLEXWIN 6.0 .....	66
6.5.1	<b>Leitura dos dados.....</b>	<b>66</b>
6.5.2	<b>Geometria do dado.....</b>	<b>68</b>
6.5.3	<b>Ganhos e filtros .....</b>	<b>70</b>
6.5.4	<b>Deconvolução .....</b>	<b>71</b>
6.5.5	<b>Filtragem temporal D1.....</b>	<b>72</b>
6.6	DADOS DE CORRENTES .....	73
7	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>74</b>
7.1	CARACTERIZAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE ECOCARÁTERES .....	74
7.2	MORFOLOGIAS DE SUB-SUPERFÍCIE.....	84
8	<b>CONCLUSÃO .....</b>	<b>102</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b>	

## 1 INTRODUÇÃO

A investigação de ambientes submersos rasos (rios, reservatórios, áreas costeiras e plataforma continental interna) tem despertado real interesse no Brasil e no mundo nestes últimos anos (Souza, 2008). Especialmente, a região amazônica com suas riquezas naturais, tem sido alvo de interesse econômico e científico.

Estudos anteriores na região amazônica, com o objetivo de investigar as formas de fundo são escassos na literatura. Autores como NORDIN et al. (1979) e Mertes e Meade (1985) descrevem feições do leito de rios nessa região, porém, não descrevem de forma detalhada as geometrias das dunas como altura e comprimento de onda (STRASSER, 2002).

Por outro lado, a maior parte dos trabalhos relativos à morfologia e dinâmica sedimentar de sistemas estuarinos e lagunares, realizados no Brasil, caracteriza-se pela adoção de métodos tradicionais de investigação geológica, ou seja, para as submersas utiliza-se a análise de amostras de superfície de fundo, de sedimentos em suspensão ou testemunhos de sondagens rasas (PAOLO e MAHIQUES, 2008).

A utilização de métodos geofísicos, sobretudo métodos acústicos, em áreas submersas, possibilita uma visão mais ampla e contínua da superfície e subsuperfície investigada. Além disso, trata-se de métodos não destrutivos, sem a necessidade de penetração física no meio investigado (SOUZA, 2006). Análises sistemáticas da interação entre a dinâmica e a morfologia de fundo, utilizando, de forma integrada, métodos acústicos como perfilagem sísmica rasa, possibilita o estudo, com alto grau de detalhamento, de feições da topografia submarina (BERNÉ et al., 1993; WEWETZER E DUCK, 1999; LOBO et al., 2002).

Este trabalho utiliza-se do método geofísico de sísmica rasa com o intuito de investigar formas de fundo de ambientes submersos. O presente estudo tem como objetivo principal Investigar os fenômenos morfológicos da região, associados à processos de transporte e deposição de sedimentos atuais.

O entendimento dos processos que influencia a morfologia de fundo em corpos hídricos fluviais tem importante papel em diversas áreas, este conhecimento é importante para o planejamento de canais de acesso aos terminais portuários, marinas, drenagens, áreas de despejo, compreensão do substrato e da biota presente na região (MARTINS e MENDES, 2011).

A área de estudo está inserida numa região de complexa rede de drenagem. Onde há uma carência de dados e informações sobre a morfologia e constituição do leito (STRASSER, 2008; MARTINS, 2007; NORDIN *et al.* 1979 e MERTES e MEADE 1985).

O conhecimento da morfologia e dimensões de corpos sedimentares submersos, bem como dos processos de modificação destas coberturas no decorrer do tempo são indispensáveis para implementação de projetos que visam à construção de portos, hidrovias e suas relações com os processos de erosão/assoreamento, entre outras.

Para Torres (2012), o conhecimento da morfologia assume imprescindível importância ao acrescentar informações que podem, dentre outras, auxiliar na definição de graus de risco habituais, pode ainda apresentar subsídio quanto às formas de ocupação e uso conscientes dos recursos disponíveis.

Neste estudo é apresentado o tema, os objetivos e a justificativa no primeiro capítulo. No segundo capítulo é realizada a descrição das características gerais da área de estudo, como clima, hidrodinâmica, geologia entre outros. No terceiro é apresentado um breve estudo a respeito da propagação das ondas acústicas. No capítulo seguinte, faz-se um estudo sobre a sísmica rasa. No capítulo cinco aborda-se a dinâmica sedimentar com os tipos de transportes, formas do leito entre outros. No capítulo seis é apresentada de forma criteriosa a metodologia utilizada durante o estudo realizado. No capítulo sete são apresentados os resultados obtidos e a discussão realizada a respeito das formas de fundo encontradas a partir do método utilizado e as conclusões do estudo, seguido de considerações para trabalhos futuros.

## 1.1 OBJETIVOS

### 1.1.1 Geral

Investigar os fenômenos morfológicos e padrões de fundo estuarinos associados à processos de transporte e deposição de sedimentos atuais no rio Pará e da foz do rio Tocantins.

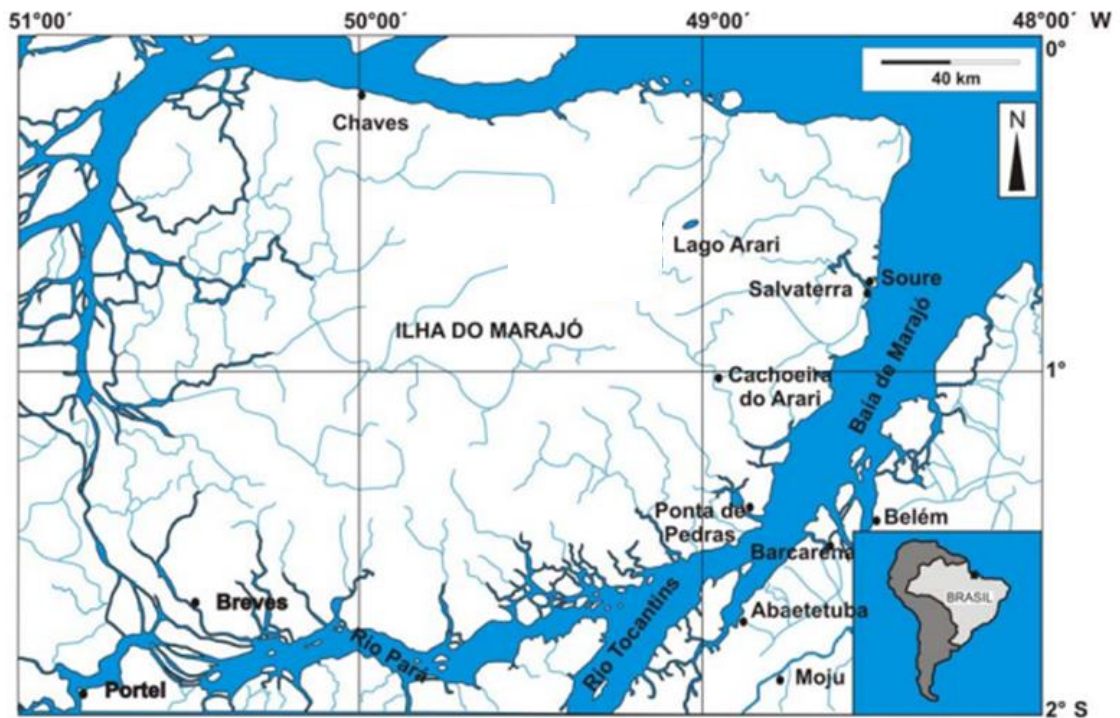
### 1.1.2 Específicos

- I. Identificar a morfologia das camadas sedimentares rasas;
- II. Compreender a relação existente entre a sedimentação e a hidrodinâmica;
- III. Identificar estruturas morfológicas sub-superficiais;
- IV. Descrever a geometria de feições submersas.

## 2 CARACTERIZAÇÕES DA ÁREA

### 2.1 LOCALIZAÇÕES DA ÁREA DE ESTUDO

A área do presente estudo localiza-se ao sul da Ilha do Marajó, ao longo do curso do rio Pará pertencente à Bacia Hidrográfica do Amazonas, no seguimento compreendido entre o canal leste da Baía do Marajó até à porção sudeste denominada Baía das Bocas, incluindo o trecho da foz do rio Tocantins (Figura 1).

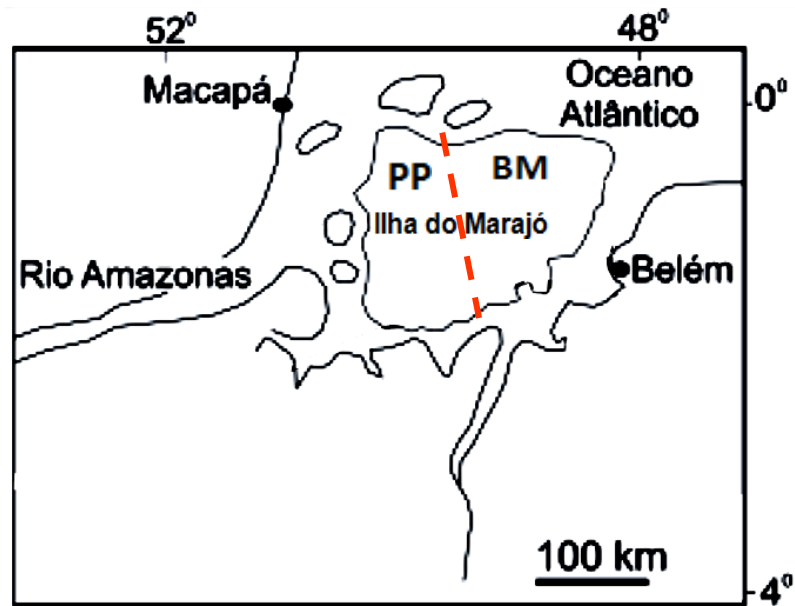


**Figura 1:** Mapa de localização da Ilha do Marajó limitada sul e sudeste pelos rios Pará e Tocantins (Adaptado de Miranda, 2010).

Para Ab'Sáber (2006), o rio Pará localiza-se entre a região de Belém e a costa sul-sudeste da ilha do Marajó. A área é formada por um estuário que se inicia na Baía das Bocas, recebendo toda massa de água dos rios Tocantins e Araguaia.

Este estuário possui largura considerável, que chega a atingir 1 km na cabeceira e 50 km na desembocadura conforme Gregório e Mendes (2009).

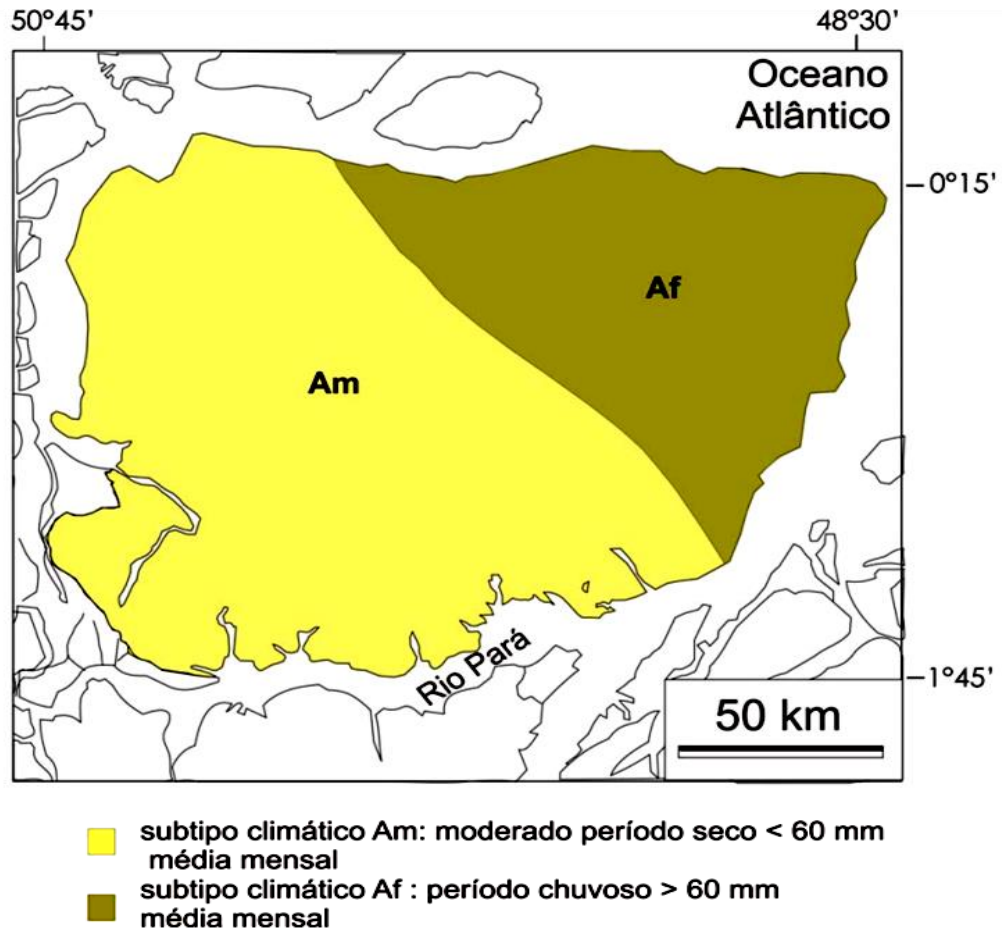
Essa área encontra-se dividida em duas porções, como afirma Mantelli e Rossetti (2009), a primeira está inserida na Plataforma do Pará (PP) e a segunda a Baía do Marajó (Figura 2).



**Figura 2:** Imagem da região, em destaque a Ilha do Marajó dividida em: Plataforma do Pará (PP) e Bacia do Marajó (BM), Adaptado de Souza e Rossetti (2011).

## 2.2 CLIMA

As temperaturas médias anuais para a região da ilha do Marajó são de aproximadamente 27°C, com máxima de 35°C e mínima de 20°C (LIMA e KOBAYASHI, 1988). Seguindo a classificação climática de Köppen, descrita por Miranda (2010) o clima possui duas unidades climáticas, a primeira classificada como (Af), que indica clima tropical úmido de floresta, com pluviosidade de no mínimo 60 mm nos meses de julho á novembro, meses com menor precipitação. A segunda unidade, é classificada como (Am), o que indica clima tropical úmido de monção (Figura 3).



**Figura 3:** Mapa climático da região, de acordo com Köppen (Miranda, 2010, modificado de Lima et al. 2005, p 29).

Segundo o IDESP (INSTITUTO DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO-SOCIAL DO PARÁ) (1974), a precipitação média anual da ilha do Marajó está em torno de 2.680 mm. Os valores extremos chegam à máxima anual de 3.337,6 mm, com máxima mensal de 424,5 mm e máxima diária de 180 mm (MARTINS, 2010, p. 30-31).

### 2.3 HIDRODINÂMICA DA REGIÃO

Segundo Martins e Mendes, (2011), na parte leste do rio Pará no trecho em que compreende o porto de Vila do Conde, a hidrodinâmica é predominantemente alta, em particular no canal do rio Pará.

Para Corrêa (2005) a área em questão apresenta uma hidrodinâmica dominada pelas correntes de marés e fluviais e em parte por ventos. A partir do diagrama de Pejrup, o mesmo autor classifica a parte leste da Baía do Marajó com hidrodinâmica alta, o que caracteriza um acréscimo de energia na margem esquerda

para direita, onde 90 a 100% do percentual de areia é depositada em condições de hidrodinâmica alta.

Corrêa (2005) afirma que a velocidade das correntes do rio Pará nas proximidades da baía do Marajó alcança cerca de 250 cm/s. Segundo Planave (2005) nessa área a corrente é invertida cerca de uma hora após a baixa-mar ou preamar, com um tempo aproximado de 30 min. de corrente sem intensidade significativa antes da ocorrência de sua inversão.

Quanto às marés, Piuci (1978) afirma que as mesmas influenciam na drenagem na baía do Marajó e em toda sua extensão e pelos rios que a delimitam. A rede fluvial da área é completada por inúmeros igarapés e pequenos furos, o que acaba por atribuir a região um aspecto afogadiço, e durante os refluxos de mares esse aspecto intensifica-se.

Segundo Martins (2007) a maré do rio Pará nas proximidades da Vila do Conde é classificada como semidiurna, com duas preamares e duas baixa mares semelhantes a cada dia lunar (24h 50 min.). A maré na região em questão é dependente da vazão fluvial do rio Pará.

Para Gregório e Mendes (2009) a propagação de maré, segue por vários quilômetros em direção à baía das Bocas, o que caracteriza uma zona de transição estuarina.

Com relação às ondas com altura aproximada de 0,85 m predominantes no rio Pará, Planave (2005) mostra que são decorrentes dos ventos.

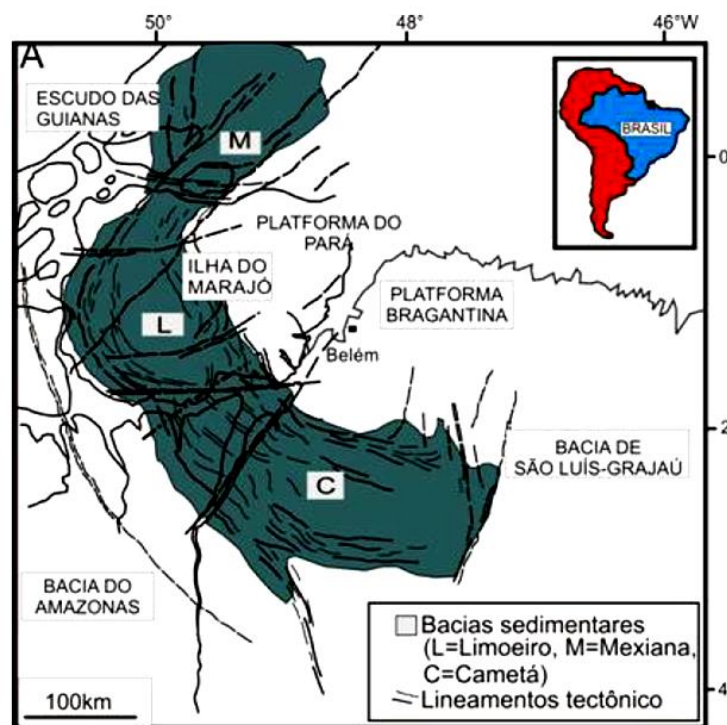
## 2.4 GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA

Segundo Rossetti, (2006), que o rio Pará está inserido na Plataforma do Pará sendo esta região tectonicamente estável entre as bacias sedimentares. A plataforma do Pará que engloba a parte leste da ilha do Marajó, apesar de ser uma área de extrema importância para implementação de projetos portuários e hidrovias é uma região pouco explorada.



Galvão (1991) denomina a Bacia do Marajó como Sistema Rifte do Marajó. A mesma limita-se ao Sul pela Bacia do Amazonas, Bacia de São Luiz-Grajaú a leste e as Plataformas do Pará e Bragantina a nordeste.

Segundo Nascimento (2012) a geologia de superfície desta região é constituída predominantemente por sedimentos do Neógeno (Grupo Barreiras) e Quaternário. A bacia do Marajó é formada de noroeste para sudeste pelas sub-bacias de Mexiana, limoeiro e Cameté (Figura 4).



**Figura 4:** Principais bacias sedimentares e lineamentos tectônicos presentes na região estudada (Miranda, 2010 apud Costa et al, 2012).

Para Costa et al. (2002) o pacote sedimentar foi depositado desde o período Eocretáceo até o período Recente, atingindo espessura de até 11 km, sua divisão é classificada nas sequências Rife e Pós-Rife. A Bacia do Marajó possui depocentros contidos por falhas principalmente nas direções NW-SE.

Segundo Boulhosa (2007) a exterioridade paisagística da área é modelada de acordo com o ciclo de marés. Dependendo da energia que estas possuem a cobertura aluvionar pode ser transportada e assim constituir regiões de várzeas.

O contato geológico entre os grupos Barreiras e sedimentos Pós-Barreiras com a planície de maré arenosa, principalmente a margem direita do rio Pará acaba por caracterizar um sub-ambiente dinâmico, que ocasiona um transporte de

sedimentos que provoca uma contínua erosão das rochas destes grupos, é o que afirma (MARTINS e MENDES 2011).

De acordo com Miranda (2010); Bulhosa e Martins (2007) geomorfologia da Ilha do Marajó, mostra duas unidades morfoestruturais, formadas por Planalto rebaixado da Amazônia e Planície amazônica. O Planalto rebaixado da Amazônia abrange regiões de terra firme, já a Planície Amazônica é composta por Planície Aluvial, “Praias” aluviais e Canais Fluviais.

Martins e Mendes (2011) falam que as feições geomorfológicas fluviais além de estarem relacionadas à forçantes hidrodinâmicos, elas também explicam a distribuição e a predominância de classes texturais e afloramentos do Grupo Barreiras. Essa distribuição sedimentológica de fundo apresenta estreita relação com a morfologia da área.

Sobre a morfologia de fundo do estuário do rio Pará, Corrêa (2005) afirma que os canais com direção SSW/NNE, interpostos por bancos de areia podem ou não permanecer expostos durante toda a maré baixa.

## 2.5 SEDIMENTOLOGIA

O diâmetro médio dos sedimentos e a profundidade variam transversalmente à margem. Áreas com granulometria grossa ocorrem predominantemente em regiões distantes das margens em condições de alta energia hidrodinâmica (MARTINS e MENDES, 2011). Segundo Souza (2006) nesses locais as correntes podem atingir até 1,24 m/s.

De acordo com Corrêa (2005) o rio Pará, ao longo de seu curso, possui diferenças marcantes na dinâmica sedimentar, devido à ação modeladora de correntes de maré e fluviais. No estuário ocorre uma larga interação, principalmente entre as correntes fluviais, correntes de maré e o regime de ondas, tratando-se assim, de um ambiente altamente dinâmico e de energia mista (GREGÓRIO e MENDES, 2009).

A diminuição do tamanho dos sedimentos, de oeste à leste no canal do rio Pará nas proximidades de Vila do Conde, é controlada pela morfologia, descarga fluvial, circulação estuarina e correntes de maré. Estes fatos associados são os

responsáveis pelo transporte, redistribuição e deposição dos sedimentos adjacentes ao estuário da Baía do Marajó (CORRÊA, 2005). Segundo Martins e Mendes (2011) a margem direita do rio Pará é dominada por sedimentos arenosos, o que implica uma hidrodinâmica alta e muito alta.

## 2.5 ESTUÁRIOS

Os estuários são encontrados no mundo todo em todas as latitudes correspondendo a um ambiente costeiro em conexão com o oceano, podendo ser subdividido em zonas distintas, com limites dinâmicos variando sazonalmente de acordo com a intensidade e variabilidade dos diferentes agentes: descarga hídrica, regime e amplitude de marés, ventos, circulação da região costeira adjacente (MIRANDA e CASTRO FLILHO, 1996).

Segundo Miranda et al. (2002), estuários são ambientes de transição entre o continente e o oceano, onde ocorre o encontro das águas dos rios com águas do mar, e a conseqüente diluição da água salgada.

A definição mais clássica é a de que —estuário é um corpo de água costeiro semifechado, com livre ligação ao oceano aberto, no interior do qual a água do mar é mensuravelmente diluída pela água doce oriunda da drenagem continental (PRITCHARD, 1955; CAMERON e PRITCHARD, 1963) (Figura 5).

Segundo Darlymple *et al.* (1992) os estuários podem ser subdivididos em dois tipos, dominados por ondas e dominados por marés. Ambas os tipos apresentam fontes de sedimentos marinhos e fluviais, porém ocorrem unicamente por progradação em costas recortadas.

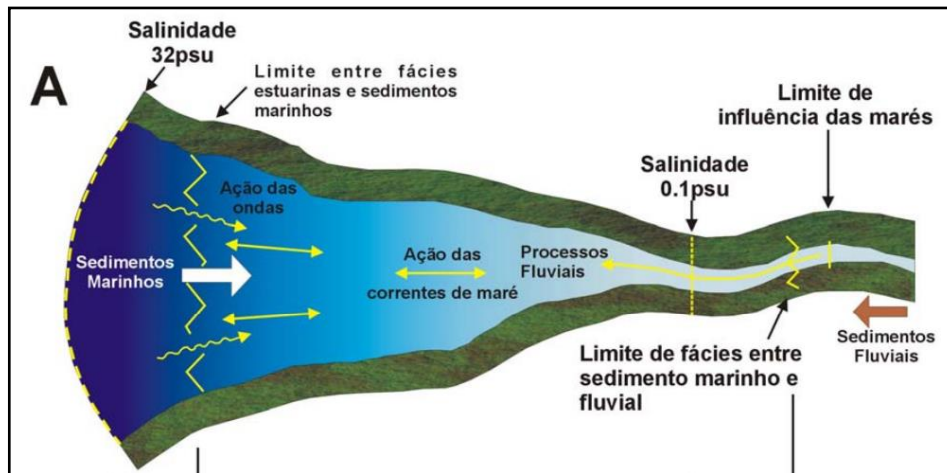


Figura 5: Representação esquemática de um estuário e seus processos atuantes (adaptado de FRAZÃO, 1998).

Quanto à classificação, o estuário pode ser analisado sob o aspecto geomorfológico (Pritchard, 1952), sob os aspectos da estratificação salina (Stommel, 1953); (Pritchard, 1955); (Wright, 1970) e por regimes de circulação e descargas fluviais (IPPEN e HALERMAN, 1961; MOLLER, 1996).

O rio Pará, é um estuário de domínio fluvial e sob influência intensa de maré dinâmica (MARTINS, 2010).

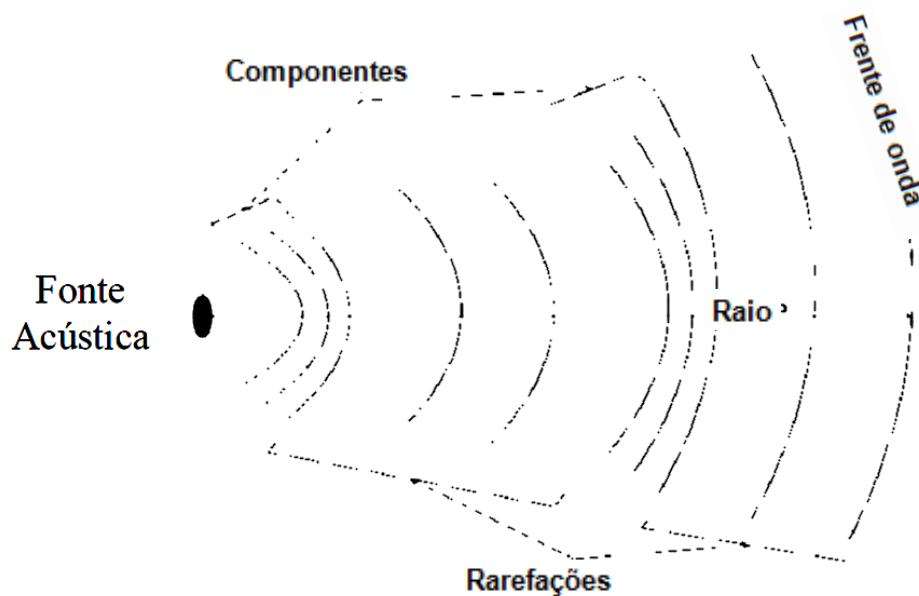
### 3 PROPAGAÇÃO DE ONDAS ACÚSTICAS

Gomes (2010), ao discorrer sobre onda acústica também conhecida como sonora, afirma que essa é uma forma de energia mecânica, a mesma se propaga com movimentação das partículas em um meio elástico, dessa forma não é capaz de transportar matéria, apenas energia cinética e potencial.

Segundo Sheriff e Geldart (1995), a velocidade de propagação será constante e na mesma direção, quando os meios de propagação dessas ondas forem homogêneos, em contra partida serão heterogêneos, quando ocorrer à variação de velocidade na mesma direção. Em meios isotrópicos, suas propriedades serão iguais independente da direção propagada e anisotrópicos quando essas propriedades físicas variarem. Essas variações de velocidade de ondas sísmicas podem ser constatadas na mesma direção em que são medidas.

Gomes (2010) mostra que a direção de propagação da onda é o vetor normal á frente, que ocorre de forma esférica (tridimensional), e é composta por:

Frentes de onda que são esferas de energia que a partir da fonte expandem-se ao longo do tempo; raios, linhas perpendiculares às frentes de ondas e regiões de compressão e rarefação, que oscila em direção a suas extremas (Figura 6).



**Figura 6:** Propagação de uma onda longitudinal (GOMES, 2010).

À medida que ocorre a propagação da onda, esta pode sofrer atenuação por duas formas: dispersão e absorção.

A dispersão possui como característica o decaimento de energia de acordo com a distância que será percorrida pela onda, desse modo a energia é distribuída na frente de onda, e esta se espalha radialmente numa área sempre maior, ou seja, “a amplitude do pulso sísmico na frente de onda decresce à medida que ela se espalha”. (GOMES, 2009, p. 33).

Como relação à absorção o mesmo autor afirma que partindo do pré suposto que o subsolo seja um meio elástico imperfeito, as perdas serão causadas pela absorção de energia das partículas do meio. O comportamento inelástico do meio provocará a transformação da energia absorvida em uma forma de calor que será dissipada. O meio funciona como um filtro sobre a fonte sísmica, dessa forma as frequências mais altas serão absorvidas seletivamente antes das frequências mais baixas. Quanto menor for a frequência menor será a absorção.

Gomes (2009) afirma que dependendo da frequência utilizada pelos equipamentos de sísmica rasa, as rugosidades das superfícies ou das interfaces do meio tornam as propriedades físicas relevantes, pois contribuem na análise do espalhamento do sinal acústico. Em alguns casos podem ocorrer a difração, que será a chegada da onda numa interface ou obstáculo. Em um leito rugoso está a superfície propagará a onda em várias dimensões. O resultado dessa propagação são ondas que diminuem rapidamente, em relação à distância do ponto onde ocorre a difração.

### 3.1 TIPOS DE ONDAS

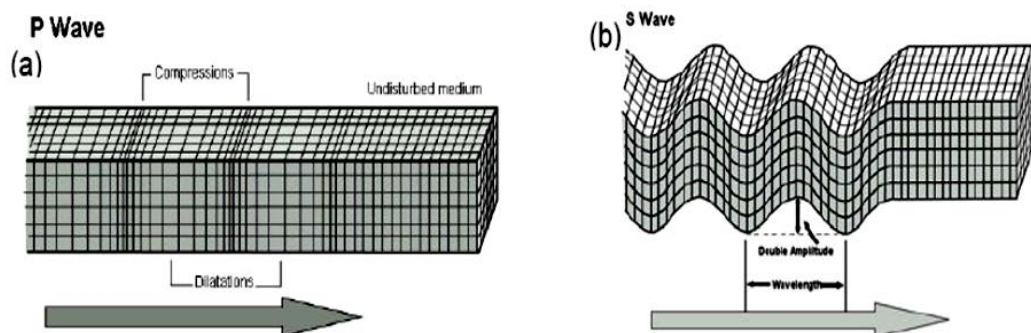
Dourado (2001) descreve ondas sísmicas como sendo ondas mecânicas quando propagadas pela superfície ou no interior da Terra. Essas ondas podem ser classificadas como ondas de corpo ou ondas de superfície.

#### 3.1.1 Ondas de corpo

As ondas de corpo se propagam pelo volume de um meio, as mesmas podem ser de dois tipos: “ondas P, também conhecidas como ondas longitudinais, primárias ou compressionais; e ondas S, também conhecidas como ondas transversais, secundárias ou de cisalhamento” (BARBOSA, 2012, p.20).

Para Gomes (2010), as ondas P possuem velocidade de propagação maior que as ondas S (inferior ao dobro daquela), e diferencia-se para meio líquido, seco e saturado. Diferentemente das ondas S que se propagam apenas em corpos sólidos, uma vez que os fluidos (gases e líquidos) não suportam forças de cisalhamento.

Segundo Barbosa (2012), quando as ondas P se propagam, as partículas oscilam na mesma direção de propagação da onda, ao contrário das ondas S, em que as partículas têm uma oscilação perpendicular à direção de propagação, sendo classificada como SH (partículas vibrando na horizontal) e SV (partículas vibrando na vertical) (Figura 7).



**Figura 7:** Propagação de ondas de corpo: ondas P e ondas S (adaptado de GOMES, 2010).

Schön (1996) afirma que dependendo do meio de propagação das ondas a velocidade é definida de acordo com as seguintes constantes elásticas: módulo de Young ( $E$ ), módulo de Poisson ( $\nu$ ), módulo de rigidez ( $\mu$ ), e módulo de compressão ( $k$ ). Estas constantes variam de acordo com o material e relacionam a quantidade de deformação sofrida por um material em função da força exercida sobre ele. A

variação dessas constantes corre de acordo com o material de forma que a quantidade de deformação sofrida por um material está em função da força exercida sobre ele. As equações que definem a velocidade de propagação das ondas P e S são descritas das seguintes formas:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

Onde:

(k) é o módulo de compressão;

( $\mu$ ) é módulo de rigidez;

( $\rho$ ) é a densidade.

Para Ayres Neto (2001) velocidade de propagação das ondas acústicas na água ocorre em torno de 1500 m/s. fatores como pressão e temperatura não são determinantes, já a salinidade possui maior influencia sobre a velocidade de propagação da onda.

### 3.1.2 Ondas de superfície

Sheriff e Geldart (1995) descrevem as ondas de superfície ou de interface como ondas sísmicas que se propagam abaixo da superfície do meio, sem que haja a perda de energia para o meio. Desse modo a amplitude decresce exponencialmente com a profundidade que limita a propagação a uma camada superficial, que equivale comprimento de onda, aproximadamente. A propagação dessas acontece na superfície, com velocidades mais baixas que as ondas de corpo, apresentando baixa frequência; longa duração e grande amplitude.

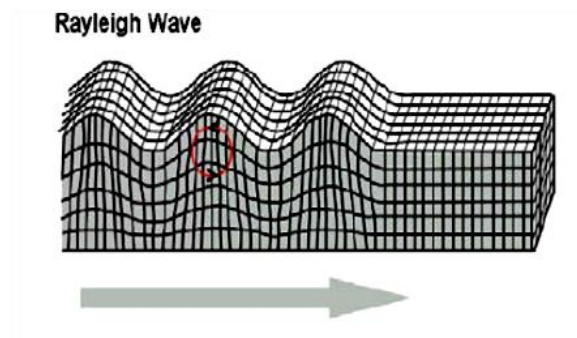
Segundo Shearer (1999) as ondas de superfície ficam confinadas entre interfaces de meios que possuem contraste de propriedades elásticas, principalmente quando próximas à superfície terrestre. As mesmas podem ser classificadas como ondas *Rayleigh* e ondas *Love*:

As ondas *Rayleigh* são uma composição de ondas P com SV. A diferença de fase dessas duas ondas ocorre com o movimento de partícula elíptico retrógrado



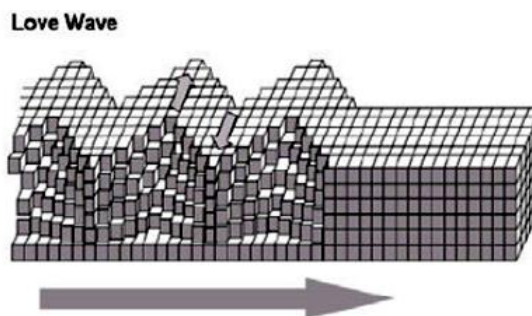
em um plano vertical em relação à superfície, onde a amplitude diminui com a profundidade.

As ondas *Rayleigh* são transversais e mais lentas que as ondas de corpo. São Resultado da interferência de ondas P e S provocando vibração no sentido contrário à propagação da onda, (GOMES, 2010, p. 28) (Figura 8).



**Figura 8:** Propagação de ondas de superfície: ondas de Rayleigh (adaptado de GOMES, 2010).

Barbosa (2012) afirma que a onda superficial *Love*, é uma composição de ondas SH e existe somente em um meio com uma camada de baixa velocidade de propagação, onde as ondas S sobrepõe uma camada com alta velocidade. Assim as partículas se movimentam perpendicularmente à direção de propagação e paralelamente à superfície (Figura 9).



**Figura 9:** Propagação de ondas de superfície: ondas de Rayleigh (adaptado de Gomes, 2010).

Segundo Gomes (2010) as ondas *Love* produzem cisalhamento horizontal no meio de propagação, onde sua energia é confinada em camadas superiores por ocorrer reflexão interna total. São relativamente mais rápidas que as ondas *Rayleigh*, e resultam da interferência de duas ondas S.

Nos meios estratificados, as ondas de superfície se propagam em diferentes frequências e velocidades. “Esse fenômeno, depende da estrutura física do meio

pelo qual as ondas se propagam, é conhecido como dispersão” (BARBOSA, 2012, p. 21).

#### **4 SÍSMICA RASA OU DE ALTA RESOLUÇÃO**

Para Ayres Neto (2001) as medidas de propriedades física do planeta terra são objetos de estudo da geofísica, essas medidas podem ser feitas através de diversos métodos geofísicos. Esses métodos estão relacionados às propriedades físicas como, velocidade de propagação de ondas P e S.

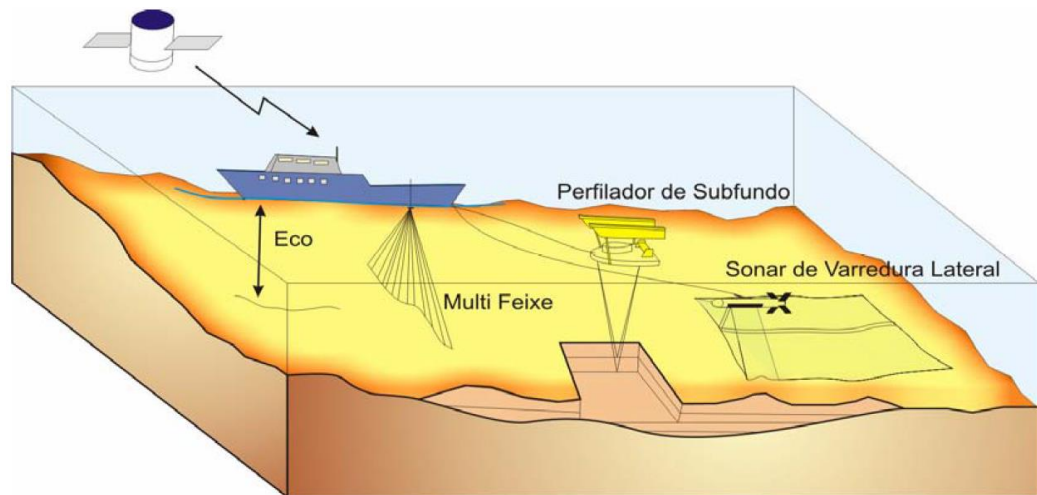
Segundo Souza (2006), entende-se por métodos sísmicos aqueles que manipulam uma fonte de sinais acústicos. São vários os métodos sísmicos disponíveis e a diferenciação entre eles se faz basicamente pela frequência e amplitudes dos sinais acústicos.

Para Gomes (2009), tanto a sísmica convencional quanto a sísmica rasa empregam os mesmos princípios de reflexão sísmica, porém utilizam diferentes sistemas de aquisição de dados, fontes acústicas, espectros de frequência emitidos, receptores, sistemas de processamento e/ou forma de apresentação de dados.

Estes princípios são aplicados diretamente para compreensão dos fenômenos referentes à propagação das ondas na água e nos estratos subjacentes, na investigação de áreas submersas (URICK, 1983).

Para Ayres Neto (2001) na geofísica, as ferramentas primordiais para o estudo de áreas submersas baseiam-se na propagação de ondas acústicas. Assim sendo, a sísmica funciona, partindo do princípio de emissão, transmissão e reflexão de ondas acústicas entre dois ou mais meios físicos de propriedades elásticas diferentes como: coluna d'água; camadas sedimentares; entre outros.

Segundo Souza (2006) os levantamentos de sísmica rasa se utilizam de sinais acústicos com espectros de maior frequência que a sísmica convencional. O ecobatímetro; o multifeixe; o sonar de varredura lateral e o Perfilador sísmico contínuo são equipamentos que se diferenciam pela frequência e potencia de emissão dos sinais (Figura 10).



**Figura 10:** Equipamentos de sísmica rasa: ecobatímetro, o multifeixe, o sonar de varredura lateral e o Perfilador sísmico contínuo.

“O sinal é refletido sempre que o sinal sísmico encontra um material com impedância acústica diferente daquele onde está se propagando” (Ayres Neto, 2001, p. 246).

Sharma (1997) afirma que a amplitude do sinal refletido é função de interação entre diversos fatores. Sendo possível uma simplificação para ângulos que possuem incidência normal à superfície refletora. Assim sendo o coeficiente de reflexão ( $R$ ), é a razão entre a amplitude do sinal refletido e a amplitude da onda incidente, é expressa á seguir:

$$R_c = \frac{A_r}{A_i} = \frac{(\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1)}{(\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1)}$$

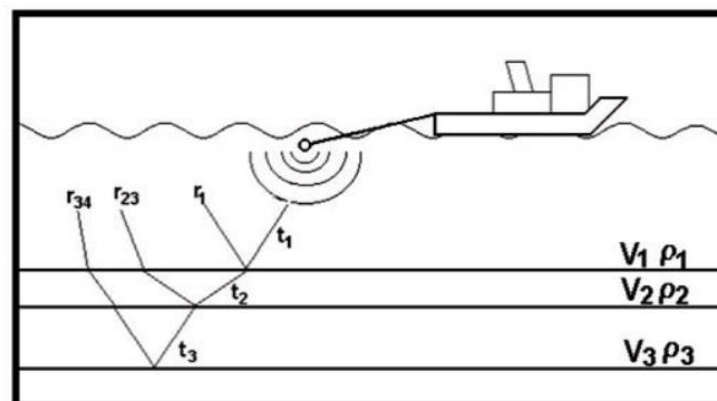
“Portanto, o coeficiente de reflexão depende do contraste de impedância acústica (produto da velocidade pela densidade), entre dois meios físicos” (AYRES NETO, 200, p.246).

Segundo Gomes (2009), o produto da sísmica rasa é um dado com grande precisão e resolução, obtido por fontes acústicas que não produzem danos ou restrições ambientais. Geralmente, os dados são visualizados e interpretados em tempo real sem a necessidade de complexos processamentos, possibilitando que decisões sejam tomadas durante a aquisição de dados.

#### 4.1 IMPEDÂNCIA

Para Gomes (2010) a impedância acústica de um meio de propagação é a resistência que este oferece à passagem da onda sonora, em função da velocidade de propagação do som num meio e da densidade deste meio.

Segundo Ayres Neto (2001) a impedância acústica é definida como o produto entre as velocidades do som e a densidade de um determinado meio. O coeficiente de reflexão é função da diferença de impedância acústica entre dois meios (água e sedimentos). Quanto maior for esta diferença, maior será a quantidade de energia refletida. Um sedimento mais compacto, menos poroso e com teor de água menor, será mais denso e refletirá uma quantidade maior de energia. Afloramentos rochosos também apresentam alta refletividade acústica. Sedimentos mais porosos e saturados, com densidade pouco maior que a água serão pouco reflexivos (Figura 11).



**Figura 11:** Transmissão e reflexão do sinal sísmico de acordo com a variação de impedância (AYRES NETO, 2001).

Para Souza (2006) quando o sinal acústico atinge uma superfície, certa quantidade de energia é refletida, isso ocorre devido à função direta do contraste de impedância existente entre dois meios. Dessa forma a superfície que desenha o contato entre dois meios acústicos distintos, e que numa seção sísmica é representada por uma linha contínua denomina-se de refletor sísmico ou simplesmente refletor.

Segundo Gomes (2010) o contraste de impedância acústica entre meios distintos é a razão entre a amplitude da onda refletida pela incidente. Quanto maior o contraste de impedância acústica maior a proporção de energia refletida e melhor

demarcação do fenômeno de reflexão das ondas nas interfaces entre meios com variação de densidade e velocidade de propagação. Se não houver contrastes de impedância, toda energia será transmitida.

#### 4.2 PROPRIEDADES ACÚSTICAS DE SEDIMENTOS

Para Souza (2006) as fontes acústicas emitem ondas que iram se propagar através da água e de estratos sedimentares subjacentes, com velocidades que são alteradas devido às características físicas dos meios geológicos atravessados pelo sinal.

“A velocidade de propagação nos sedimentos depende de constantes como: módulo de compressão e rigidez” (AYRES NETO, 2001, p. 242). Os fatores que controlam estes parâmetros em sedimentos são: porosidade, pressão de confinamento, grau de saturação e temperatura, (WOODS, 1991).

Segundo Ayres Neto (1998) quando se trata de sedimentos, os mesmos encontram-se misturados à água, podem também se apresentar em meio a grãos minerais, ar e gás. Logo, a propagação de ondas nestes meios será dependente do conjunto de todas as propriedades elásticas nos referidos meios.

Para Tao et al. (1995) o modo de compressão do fluido intersticial dos sedimentos, interfere na propagação de ondas P. Fato este observado quando se compara a velocidade de propagação em um sedimento saturado com água e outro, com o mesmo conteúdo de sólidos, mas contendo gás. Sendo assim os sedimentos inconsolidados são materiais com mais de uma fase (sólida e líquida). Portanto, como afirma Ayres Neto (2001) suas propriedades elásticas medidas são um valor resultante das propriedades elásticas de seus componentes, relativo à sua presença e volume. Portanto, estes fatores variam localmente em maior escala, controlando assim a impedância dos sedimentos.

### 4.3 ECOCARÁTER

Junior et al, (2009) consideram o termo fácies acústicas; ou ecofácies ou ainda ecocaráteres por definição como sendo o conjunto de características físicas do eco refletido, consistir no resultado da interação entre o fundo marinho e o pulso da energia utilizada na fonte acústica de alta resolução. A ocorrência e distribuição de padrões sonográficos e de ecocaráteres sísmicos de alta frequência apresentam relação estreita com a distribuição das características sedimentares do ambiente estudado.

Segundo Souza (2006) o tipo de eco recebido, ou seja, intensidade e a forma serão de extrema importância para a caracterização geológica da subsuperfície, sendo esse instrumento imprescindível para a elaboração de estudos coesos nos processos ambientais sedimentares em áreas submersas.

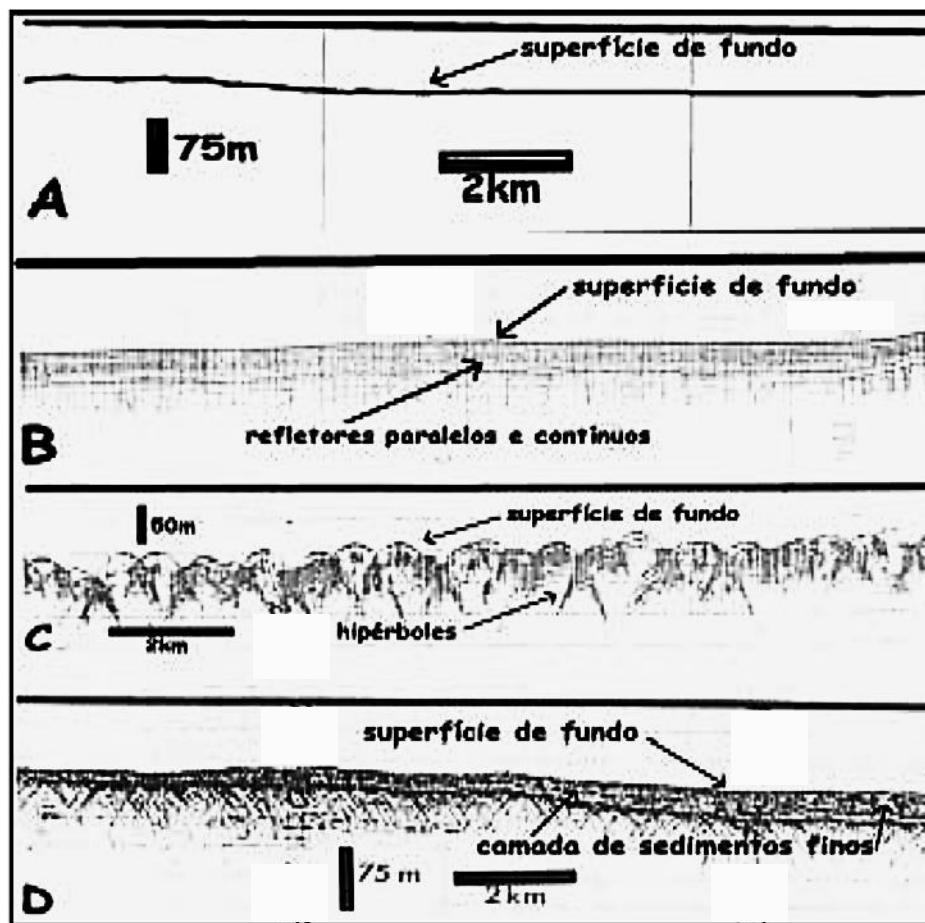
Junior et al, (2009) descrevem o retorno do eco como sendo produzido pelo contraste de impedância acústica entre os meios, o que será relacionado diretamente ao tipo de propriedades de material de fundo, as camadas sedimentares em subsuperfície, ou seja, coeficiente de reflexão, espessura das camadas, interferência entre as camadas, reflexões internas múltiplas, dentre outros e a morfologia do fundo, tais como: difrações, extensão das camadas, variação lateral no espaçamento das camadas, etc.

Dessa forma para se identificar e mapear as características das respostas do substrato frente aos sinais acústicos e os tipos de ecos refletidos é uma base importante para a interpretação de processos deposicionais e erosivos dos ambientes aquosos (DAMUTH, 1978; LEE et al. 2002).

Para Flood (1980) são vários os aspectos que devem ser levados em consideração quando se analisa o sinal acústico que retorna ao eco. Este sinal varia com a profundidade da coluna d' água na área investigada, com a amplitude do sinal e comprimento de onda do sinal acústico emitido pelo transdutor e, assim, para cada área de estudo deve ser feita uma modelagem prévia, estabelecendo-se um padrão de correlação entre a morfologia sedimentar da superfície de fundo com os possíveis padrões do eco.

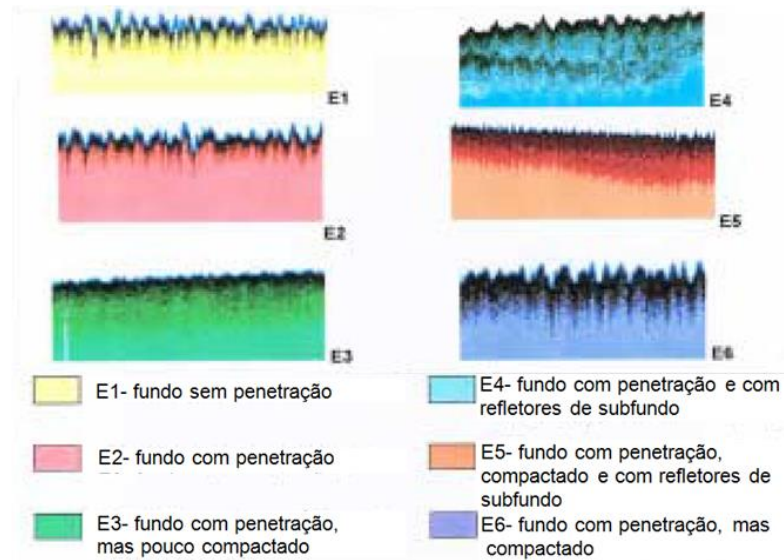
Dessa forma para Junior et al, (2009) a correlação entre os padrões apresentados pelos dados geofísicos e a distribuição sedimentar permite selecionar padrões sonográficos e eco-caráteres sísmicos que retratam sedimentos e processos sedimentares de características semelhantes.

Para Souza (2006) um conjunto de características do sinal de retorno ao eco constitui o caráter do eco. Para a determinação do tipo de caráter do eco, observa-se, no registro obtido, a linha que identifica a superfície de fundo. Sobre esta linha, analisam-se: sua espessura, sua rugosidade, sua continuidade, presença de hipérboles de difração, de refletores em subsuperfície, sua duplicidade. Cada tipo distinto de tipo de eco correlaciona-se com um tipo distinto de superfície de fundo, que de forma direta ou indireta está relacionado com os processos sedimentares atuantes (Figura 12).



**Figura 12:** Exemplos de caráter do eco: a) eco contínuo, homogêneo, superfície de fundo definida, sem refletores subjacentes, com sedimentos consolidados, pouca penetração do sinal; b) eco contínuo, homogêneo, com refletores subjacentes; c) eco contínuo com linha irregular, presença de hipérboles, típico de areias acidentadas e profundas; d) eco com linha de superfície espessa, presença de hipérboles (DAMUTH e HAYES, 1977).

Rocha (2003) desenvolveu estudo utilizando sistema acústico de 24 kHz (*pinger*) na Baía de Santos (estado de São Paulo) e identificou nos registros do eco, seis padrões de fundo que representam seis distintas respostas da superfície de fundo, ao sinal acústico emitido (Figura 13).



**Figura 13:** Tipos de eco identificados na Baía de Santos (ROCHA, 2003).

Assim, uma simples correlação direta entre caracteres de ecos obtidos em áreas distintas pode não fornecer resultados satisfatórios. Neste caso, uma normalização dos dados obtidos se faz necessária (SOUZA, 2006).



## 5 DINÂMICA SEDIMENTAR

Sobre a dinâmica sedimentar, Strasser (2008) afirma que o escoamento em rios e canais fluviais vai manifestar-se com diversas propriedades, o que causará influência nos processos fluviais, principalmente no que se refere a morfodinâmica dos escoamentos da água.

Nas palavras do autor “água que flui pelos cursos carrega consigo um conjunto de partículas sólidas e/ou sedimentos, resultantes da meteorização na área de drenagem da bacia e dos processos atuantes sobre os contornos da calha fluvial”.

Strasser (2008) afirma ainda que as variáveis, parâmetros e fatores mais relevantes em um curso d'água, tendem a interagir de diferentes formas esse conjunto de fatores podem provocar os processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos, dando lugar a diversos padrões morfológicos.

Para Cheel (2005), a modelagem de um determinado fundo em uma topografia que varia de milímetros a vários metros é ocasionada devido ao escoamento da água. Este escoamento pode acontecer com força suficiente para mover as partículas sobre um fundo formado por sedimentos não coesivos, sendo a geometria da topografia de fundo governada pela interação do fluido com o sedimento.

Martins (2010) descreve que as formas de fundo são primariamente estruturas sedimentares, formadas no tempo de deposição dos sedimentos as quais refletem algumas características do ambiente deposicional.

Para Fernandes (2010, p. 94) “É importante ressaltar que diversos fatores irão afetar o transporte de sedimentos, como correntes, características do grão e forma de transporte utilizada”.

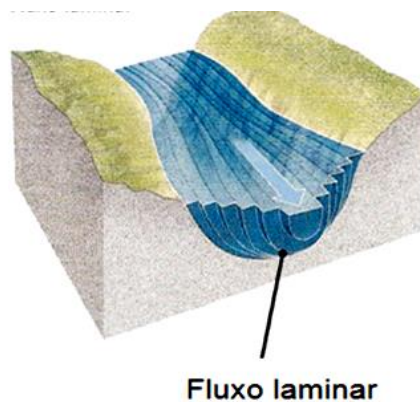
Martins (2010) diz que os tipos de sedimentos e os fluxos determinam as formas de fundo do ambiente. Essas formas são preservadas em camadas sedimentares que se diferenciam tanto mineralogicamente quanto texturalmente, logo serão esses diferentes mecanismos que farão com que essas camadas sejam depositadas.

## 5.1 TIPOS DE FLUXOS

Raudkivi (1998) acentua uma característica específica dos escoamentos aluviais, estes se manifestam nas mudanças morfológicas do leito. Dessa forma quando as forças hidrodinâmicas que atuam sobre o leito são suficientemente fortes para mover as partículas de sedimento, perturbações são identificadas na superfície do leito. Podendo essas ser visualizadas como ondas, que refletem o resultado dos processos aleatórios de erosão e sedimentação dos grãos de sedimento.

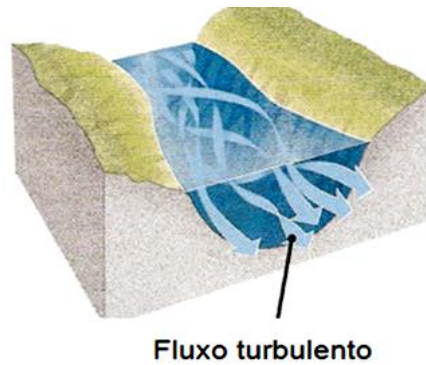
A água de rios, grandes e pequenos, move-se de acordo com características básicas e leis fundamentais da dinâmica de fluidos. Existem dois tipos de escoamento de fluidos: Fluxo laminar e turbulento (PRESS, 2006).

Suguo (2006) diz que o fluxo laminar é o tipo de movimento mais simples, são linhas de correntes retas, onde não há mistura ou cruzamento de camadas. Neste tipo de escoamento, as linhas de fluxo fluem paralelamente umas sobre as outras, não havendo assim a mistura entre as camadas (Figura 14).



**Figura 14:** Fluxo laminar, com linhas de correntes paralelas sem mistura. (Modificado de PRESS, 2006).

Para Press (2006), o fluxo turbulento possui movimento mais complexo, onde as linhas de fluxo misturam-se e podem formar espirais e turbilhões. As águas que se movem rapidamente num rio mostram tipicamente esse padrão (Figura 15). Os rios podem conter fluxo turbulento em seu centro e fluxo laminar ao longo de suas laterais, pois locais onde a profundidade é pequena, a velocidade torna-se menor e locais onde os valores de velocidades do fluxo são máximos as partículas do fluido possuem maior agitação.



**Figura 15:** Fluxo turbulento com linhas de correntes que se cruzam, (Modificado de Press, 2006).

## 5.2 EROSÃO E TRANSPORTE

Para Suguio (2006) os sedimentos que forem produzidos em uma bacia hidrográfica chegam a um curso de água com diversas granulometrias, e passarão por processo de transporte que ocorrerá de acordo com as características do escoamento como: velocidade, profundidade do escoamento, declividade da linha de água dentre outros.

O processo do transporte de sedimentos é bastante complexo (BAGNOLD, 1960; VAN RIJN, 1993; BENNET e BEST, 1995; MAZUMDER, 2000, p. 35) e ocorre em diversas modalidades como rolamento e deslizamento no leito, pelos saltos longitudinais (saltação) e suspensão contínua e/ou intermitente no fluxo.

Segundo Einstein (1950), o transporte de sedimentos através de fundos planos acontece com intenso contato, com cargas em saltação e suspensão. Próximo ao fundo, a concentração de sedimentos transportada é particularmente alta. Para Martins (2010, p. 93) “Desde um ponto de vista prático, considera-se que o transporte de sedimentos do leito é realizado em apenas duas modalidades: por arrasto ou em suspensão”.

Os fluxos laminares da água podem levantar e carregar somente as partículas menores, mais leves, do tamanho de argila. Os fluxos turbulentos, dependendo de suas velocidades, podem mover partículas que variam desde o tamanho de argila até o seixo e calhau (PRESS, 2006).

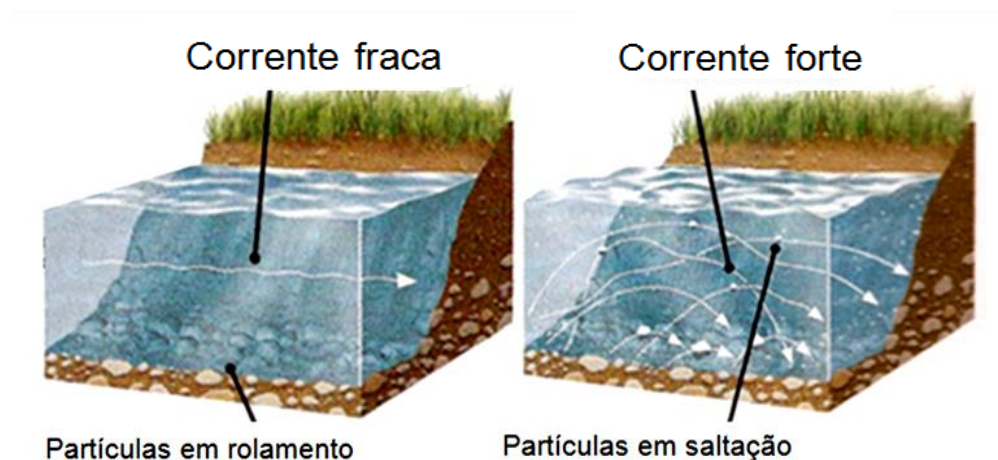
Raudkivi (1967) e Van Rijn (1984a) afirmam as partículas de sedimento que se movem longitudinalmente no curso de água através de pequenos saltos, rolando

ou deslizando, estão em contato quase que contínuo com o leito, por outro lado a carga em suspensão pode ser descritas como aquelas partículas que permanecem suspensão no escoamento.

Sobre o transporte por arraste, Van Rijn (1993) explica que “ocorre quando o valor da tensão de cisalhamento no leito supera o valor crítico de inclinação ao movimento, a partir daí”. Assim sendo as partículas começam a rolar e a deslizar em contínuo contato com o leito. Para valores crescentes da velocidade de cisalhamento no fundo as partículas se moverão ao longo do leito, através de saltos aproximadamente regulares, denominado como saltação.

Conforme a turbulência levanta as partículas do leito do rio, o fluxo carrega-as para jusante, sendo que a turbulência também faz as grandes partículas deslizarem ao longo do leito. Logo a carga de suspensão do rio incluirá todo o material suspenso no fluxo, sendo que isso poderá ser temporário ou permanente (Figura 16).

Portanto, “a capacidade de erosão das águas depende da velocidade e turbulência, do volume e das partículas por elas transportadas em suspensão, saltação e rolamento” (GUERRA e CUNHA 2008 p. 231).



**Figura 16:** Corrente fraca com transporte de partículas por rolamento e corrente forte com transporte de partículas por saltação (Modificado de PRESS, 2006).

### 5.3 DEPOSIÇÃO A PARTIR DA SUSPENSÃO

A capacidade que um rio tem de carregar sedimentos depende de um equilíbrio entre a turbulência, que levanta as partículas para cima, e a força da gravidade, que concorre com ela, ao fazer com que as partículas se depositem, abandonando a corrente e tornando-se parte do leito. A velocidade com que partículas de vários pesos, em suspensão na corrente, depositam-se até o fundo é chamada de velocidade de decantação. Pequenos grãos de silte e argila são facilmente levantados pela corrente e decantam lentamente, de modo que eles tendem a permanecer em suspensão (PRESS, 2006).

Martins (2010, p. 93) afirma que “em ambiente fluvial, a deposição das partículas ocorre quando há diminuição da velocidade de corrente os grãos de areia num fluxo movem-se tipicamente por saltação na superfície do leito da corrente”.

Conforme Leinz e Viktor (2003), um rio com determinado valor de corrente, possui a capacidade de manter em suspensão partículas sólidas, isto acontece devido à velocidade e ao grau de turbulência que este possui. Sendo assim, quanto maior a velocidade das águas de um rio, maior será sua capacidade de manter e transportar partículas em suspensão.

### 5.4 FORMAS DE LEITO

Com relação às formas de leito, tem-se a seguinte definição as formas de fundo são geradas a partir do transporte de sedimentos como uma forma de equacionar a energia do escoamento, mas também estão diretamente influenciadas pelas características turbulentas do escoamento” (JACKSON, 1976; YALIN, 1977; McLEAN e WOLFE, 1993; BENNETT e BEST, 1995; SECHET e LE GUENNEC, 1999).

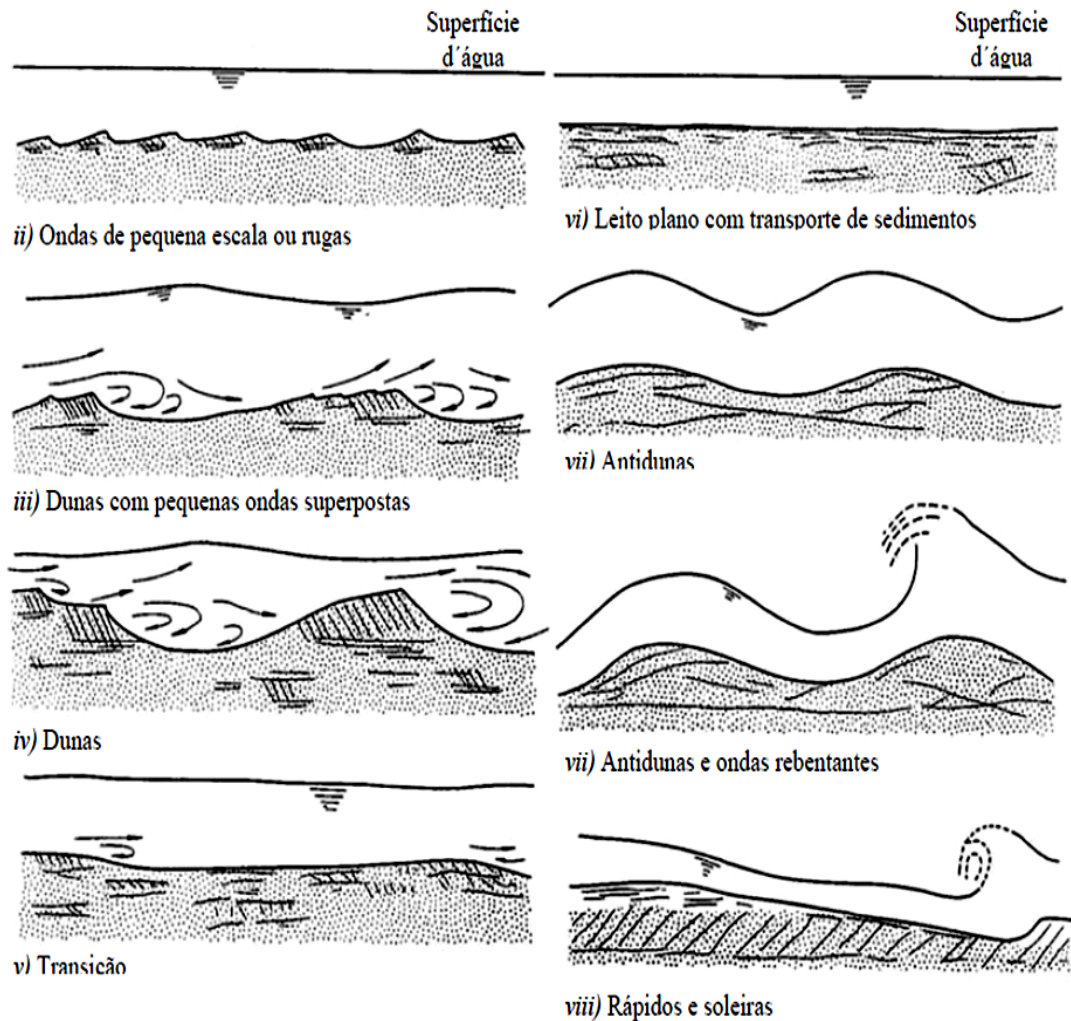
Garde e Albertson (1959) dizem que quando as características do escoamento, do fluido e/ou do sedimento são modificadas, as características naturais do leito e da superfície livre conseqüentemente também serão modificadas, o que acarretará rugosidades com diferentes elementos na superfície do leito, denominadas formas de fundo.

O fluxo e o tipo de sedimento presente no ambiente determinam as formas preservadas no fundo. As formas de fundo ficam então, preservadas em camadas sedimentares que se diferenciam devido a ação de diferentes mecanismos (MARTINS, 2010). Quando os grãos de areia depositados num leito de rio são transportados por saltação, eles tendem a formar dunas e ondulações com estratificação cruzada (PRESS, 2006).

As dunas são as formas de fundo observadas com maior frequência nos escoamentos aluviais, sendo as que constituem a morfologia fluvial de maior relevância, devido a resistência que oferece ao escoamento e pelo mecanismo de transporte de sedimentos que representam (EINSTEIN, 1950; ROUSE, 1950; ENGELUND e HANSEN, 1967).

Richardson et al. (1961) e Simons e Richardson (1962) foram pioneiros em sugerir o uso de um diagrama com uma sequência lógica para as configurações do leito, e propuseram que uma modificação crescente na potência da corrente ( $UT$ ) traz implícito um ajustamento nas demais variáveis do sistema, sejam elas a velocidade, a profundidade, e fundamentalmente, as morfologias do leito (Figura 17). Nesta figura, observam-se as diferentes configurações de fundo, representando, cada uma delas, um incremento na taxa de transporte de sedimentos na sequência:

- Leito plano sem transporte de sedimentos,
- Ondas de pequena escala ou rugas
- Dunas com pequenas ondas superpostas
- Dunas
- Transição
- Rápidos e soleiras



**Figura 17:** Configurações de leito proposta por Richardson et al. (1961).

Martins (2004) descreve o Leito plano, como sendo o leito sem transporte de sedimentos, refere-se à superfície do leito sem qualquer configuração. Para Strasser (2008, p. 103) “As ondas de pequenas escala (com alturas menores do que  $\sim 0,05$  m), (ondulações) ou rugas (*ripples*) apresentam perfil longitudinal triangular com declividade suave em direção a montante e íngreme a jusante”.

Strasser (2008) diz que as dunas são formas de fundo maiores que as rugas, e que as mesmas se encontram fora de fase em relação à superfície de água e, sendo que para baixas velocidades, podem apresentar rugas ou pequenas dunas que se sobrepõem na sua face de montante. Pode-se salientar ainda que o perfil longitudinal das dunas também é aproximadamente triangular, com a face de montante estendida e uma face de jusante abrupta, que provoca o descolamento do escoamento. O autor diz ainda que: “A transição consiste em uma configuração que

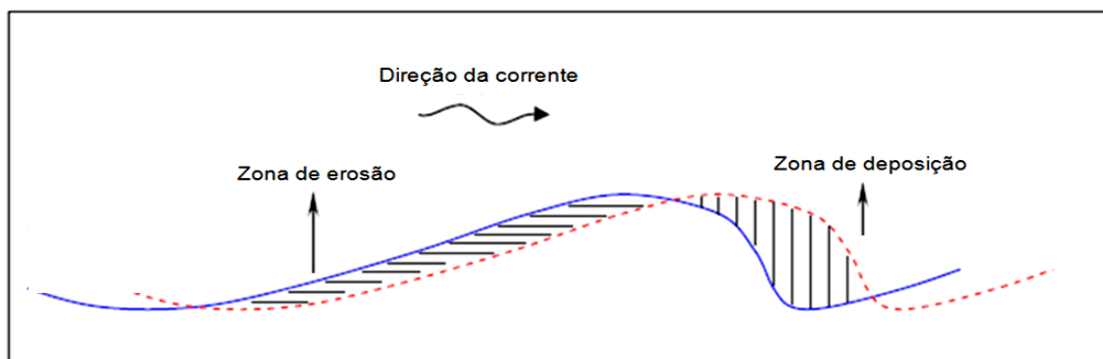
possui, alternadamente, condições de dunas e de fundo plano com transporte de sedimentos, que se caracteriza pela elevada taxa de sedimentos em suspensão”.

Sobre as antidunas, Martins (2004) afirma que elas compõem um conjunto de formas com perfil assimétrico e que suas formas individuais movimentando-se em direção oposta ao fluxo. Ocorrendo de uma forma geral em canais com declividade elevada, e alta carga sedimentar de leito. Logo a movimentação da água é muito intensa que o fluxo turbulento, com valores de *Froude*  $> 1$ .

Segundo Carey (1985), quando existem dunas no leito, o transporte de arrasto na região do cavado é nulo (ou quase), o que aumenta o transporte progressivamente ao longo da face de montante da duna até o valor máximo na crista.

O conceito clássico do movimento dos sedimentos no leito de uma corrente considera que o deslocamento dos grãos de sedimento ocorre desde a face de montante da duna, através de mecanismos de erosão, para a face de jusante onde atuam mecanismos de sedimentação, possibilitando assim o movimento dessa duna no sentido do escoamento (VANONI e BROOKS, 1958; SIMONS et al, 1965).

Para Strasser (2008, p.103) “neste processo, o sedimento é transportado como carga de fundo até a crista da duna e posteriormente depositado em camadas na face de jusante da duna” (Figura 18).



**Figura 18:** Esquema do movimento de dunas (adaptado de STRASSER, 2008).

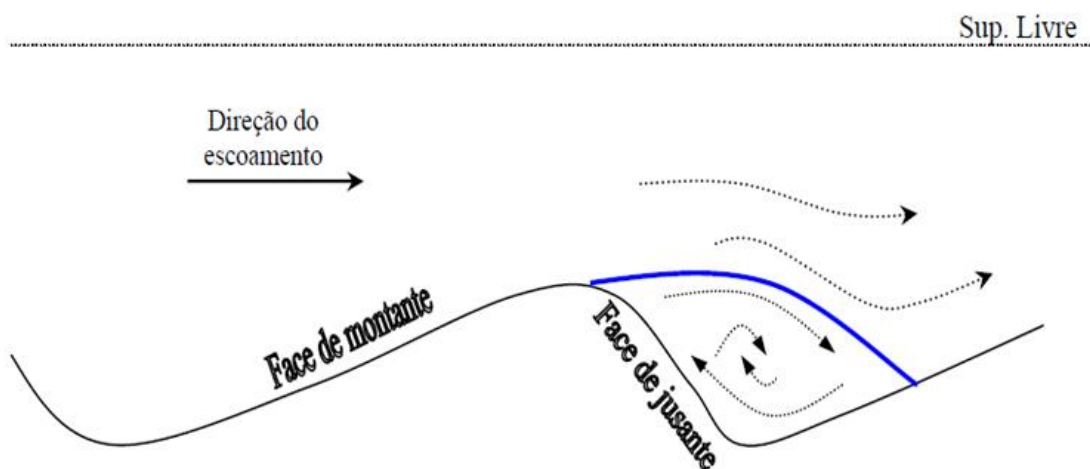


Segundo Press (2006) à medida que acontece a movimentação de areia por saltação, eles são erodidos da face montante e depositados na face jusante. Devido a esse transporte contínuo de partículas, ocorre a migração de dunas. A velocidade dessa migração é inferior ao do movimento individual dos grãos e que por sua vez é inferior ao da corrente.

As dunas constituem uma das formas de fundo de maior relevância, tanto pela resistência que oferece ao escoamento quanto pelo mecanismo de transporte de sedimentos que representam. Em geral, apresentam um padrão periódico e se encontram fora de fase em relação à superfície de água (RAUDKIVI, 1966; ENGELUND e HANSEN, 1967).

Para Strasser (2008), as dunas podem aumentar ou diminuir o seu comprimento e altura, em função das variações na capacidade de transporte de sedimentos no leito da corrente. O transporte de sedimentos diretamente vinculado a essas morfologias é relativamente baixo devido a que o movimento dos grãos de sedimento ocorre principalmente em contato com o leito, o que implica maior atrito, porém ganha maior relevância devido a sua relação com as variações morfológicas do leito.

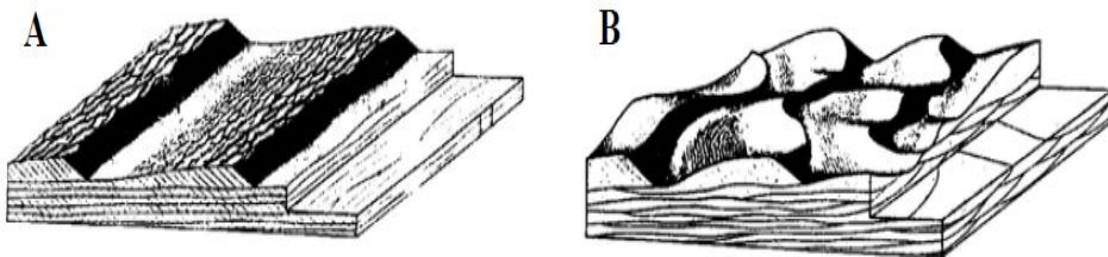
ASCE Task Committee (1966) e Ashley (1990) “As dunas são caracterizadas por apresentar uma declividade suave na face de montante, ligeiramente convexa na direção do fluido, e possui uma face de jusante inclinada” (Figura 19).



**Figura 19:** Representação de uma duna (adaptado de STRASSER, 2008).

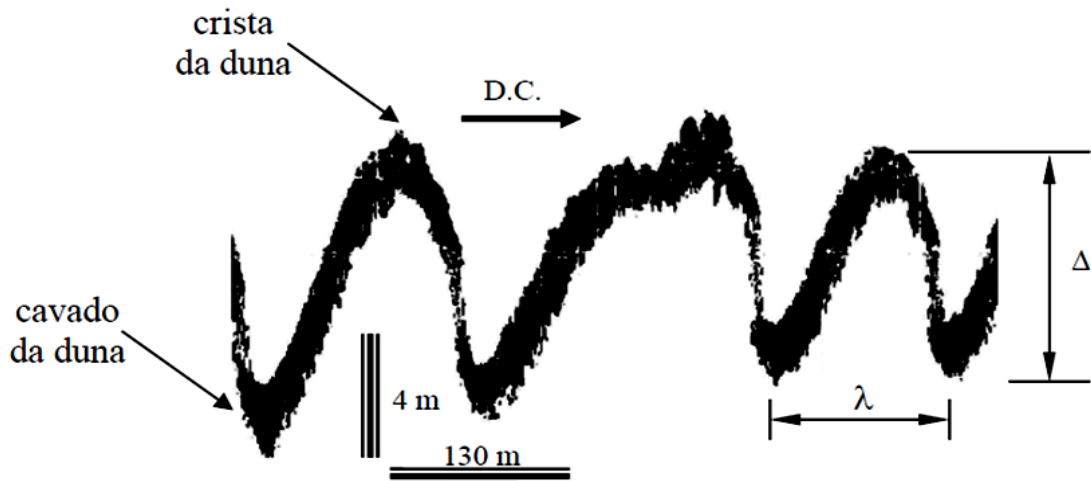
Segundo Strasser (2008) a morfologia das dunas apresenta forte correlação com as características hidráulico-sedimentológica, do curso de água. As dunas associadas a ambientes de elevada energia (elevadas velocidades) apresentam uma configuração tipicamente tridimensional (3-D). Por outro lado, podem também apresentar um padrão bidimensional (2-D) em escoamentos com velocidades menores.

A Figura 20 A, corresponde a pequenas rugas e dunas com desenho bidimensional expostas na margem do rio, enquanto que a Figura 20 B mostra um campo de dunas com um desenho tridimensional em um banco de areia exposto. Isso demonstra que as velocidades que atuam sob o banco de areia no centro do rio são maiores do que as velocidades que atuam na margem.



**Figura 20:** Configuração de dunas (A) bidimensional (B) tridimensional segundo Ashley (1990).

Para Strasser (2008) a morfologia do leito em escoamentos aluviais normalmente apresenta contornos irregulares. No entanto, quando da presença de formas de fundo do tipo dunas, certas características ou padrões comuns podem ser reconhecidos. As feições mais importantes avaliadas são a altura ( $\Delta$ ), o comprimento ( $\lambda$ ) e a esbeltez ( $\Delta/\lambda$ ) de uma duna, para determinação do transporte de sedimentos através do movimento das dunas, também será considerado o volume da duna ( $V$ ) (Figura 21).



**Figura 21:** Nomenclatura adotada para definição de altura ( $\Delta$ ) e o comprimento ( $\lambda$ ) de dunas (STRASSER, 2008).

Segundo Suguio (2006) as formas das marcas onduladas e das dunas, bem como suas velocidades de migração, mudam à medida que a velocidade da corrente aumenta. À medida que aumenta a velocidade de corrente, poderá ser atingido um valor no qual o transporte do material do leito dará origem às macrondulações (subaquáticas). Estas possuem comprimentos de onda que variam de 60 cm a vários metros. As macrondulações aumentam de comprimento de onda com a profundidade e, além disso, o comprimento de onda e a forma são também uma função da granulação do material do leito.

Press (2006) afirma que quando a velocidade da corrente é baixa, poucos grãos estão saltando, e o leito arenoso da corrente é plano. Com um pequeno aumento da velocidade, o número de grãos saltando cresce. Então, um leito ondulado se forma, e as marcas onduladas migram a jusante. À medida que a velocidade aumenta ainda mais, as marcas onduladas e as dunas têm estrutura interna do tipo estratificação cruzada e, à medida que a corrente flui sobre elas com velocidades cada vez maiores, as ondulações se formam sobre elas. Essas ondulações tendem a galgar os dorsos das dunas porque migram mais rapidamente que elas.

As formas de leito sob-regime inferior são mais ou menos independentes das profundidades da água, depois de atingida uma profundidade crítica, Suguio (2006). Porém, as formas de leito ligadas ao regime de fluxo superior são fortemente controladas pelas profundidades de água.

## 5.5 CLASSIFICAÇÃO DE DUNAS

Ashley (1990) classifica feições de grande escala, associando ao tamanho e a forma dessas feições a processos hidrodinâmicos. Para tanto, este autor estabelece uma hierarquia onde descreve a morfologia de feições de acordo com sua importância.

- Primeira ordem – comprimento de onda, altura e dimensionalidade: 2D ou 3D;
- Segunda ordem – tamanho e orientação das feições superpostas e tipo de sedimento constituinte;
- Terceira ordem – ângulo das feições e simetria e características do trem de onda.

Com base nessas ordens, Paolo e Mahiques (2008) classificaram feições submersas de acordo com o tamanho e simetria que estas possuem.

O padrão A representa feições submersas 2D pequenas, neste grupo estão inseridas as dunas que possuem comprimento de onda entre 0,6-5 m e altura entre 0,25-1,00 m.

O padrão B representa feições submersas médias, neste grupo estão inseridas dunas com comprimento de onda entre 5-12 m e altura entre 0,50-1,60 m.

O padrão C representa feições 2D grandes e muito grandes, neste grupo estão inseridas dunas com comprimento de onda maior que 40 m e altura maior que 1,25 m.

Estes grupos de dunas podem ser:

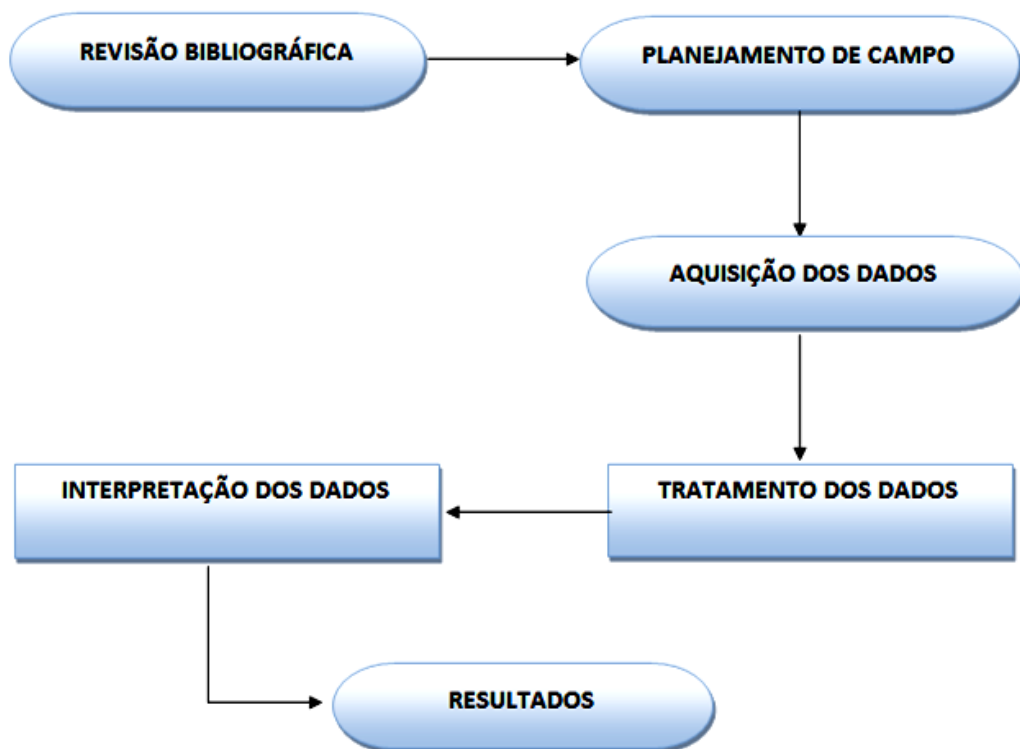
Simétricos e;

Assimétricos.

Com base nestes padrões, torna-se possível classificar as feições submersas encontradas de acordo com as dimensões e simetria que estas possam eventualmente possuir.

## 6 METODOLOGIA

O presente trabalho foi elaborado em seis etapas fundamentais e consecutivas (Figura 22): (1) levantamento de informações e de dados já existentes a respeito do rio Pará e sobre o método empregado (sísmica rasa); (2) planejamento de coleta de dados da área de interesse, assim como o planejamento da malha de perfilagem sísmica; (3) aquisição dos dados que constituiu as atividades de campo: instalação, calibração e adaptação dos equipamentos na embarcação como também o registro dos dados; (4) tratamento dos dados para melhoramento de imagens por meio de filtros disponíveis pelo software ReflexWin 6.0; (5) interpretação de dados, extração de informações de subfundo por meio de perfis sísmicos tratados; (6) resultados: como identificação de feições geomorfológicas existentes nos perfis, aplicabilidade do software ReflexWin 6.0 no mapeamento dessas feições, correlação de dados hidrodinâmicos e sedimentológicos.



**Figura 22:** Fluxograma das etapas desenvolvidas na presente dissertação.

## 6.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

O trabalho iniciou-se pela revisão bibliográfica, compreendendo os estudos e análise de dados existentes sobre a região, Geomorfologia, Geologia, Neotectônica, Hidrodinâmica, Morfodinâmica, Sísmica rasa, entre outros temas relevantes.

## 6.2 EQUIPAMENTOS

### Amostrador do tipo Van Veen

O Van Veen é um amostrador de fundo do tipo superficial e pontual. Alguns modelos possuem 40 quilos e capacidade de 30 - 40 litros. Este equipamento é capaz de coletar amostras de areia, lama e cascalho. Segundo Ayres Neto (2000), este equipamento é constituído por duas conchas articuladas por uma dobradiça por meio de barras, presa a um cabo ligado à embarcação. As conchas se mantêm abertas por um sistema de trava, que é acionado que o equipamento entra em contato com fundo (Figura 23).



**Figura 23:** Amostrador de fundo do tipo Van Veen travado e destravado, com capacidade de 20 litros. Utilizado para coleta de amostras de sedimentos do assoalho marinho.

### Sistema de perfilagem

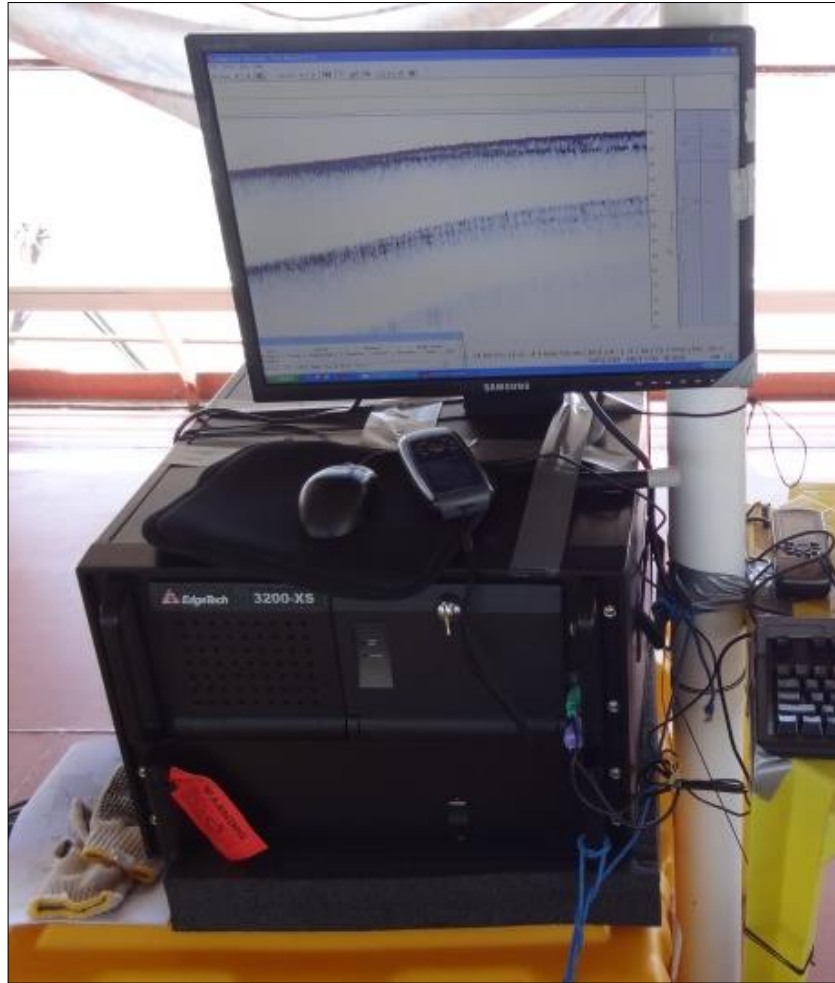
O Sub-Bottom profiler SB - 0512 da marca *Edgetech* é um Perfilador de subfundo do tipo *X-Star*, que fornece imagens de subfundo a partir de dados acústico (Gomes, 2009). Adquire sinais digitais normais e reflexões de incidência na faixa de 0,5-12 kHz de frequência (Figura 24).

Segundo Monteiro (2006, p.37) esse sistema “utiliza a tecnologia *chirp*, que fornece perfis de alta resolução dos materiais de subfundo e camadas em profundidades com penetração de até 100 m abaixo do fundo do mar ou superfície do fundo do rio”.



**Figura 24:** Veículo hidrodinâmico (Towfish) Sub-Bottom profiler SB-0512 produzido pela Edge Tech antes do funcionamento.

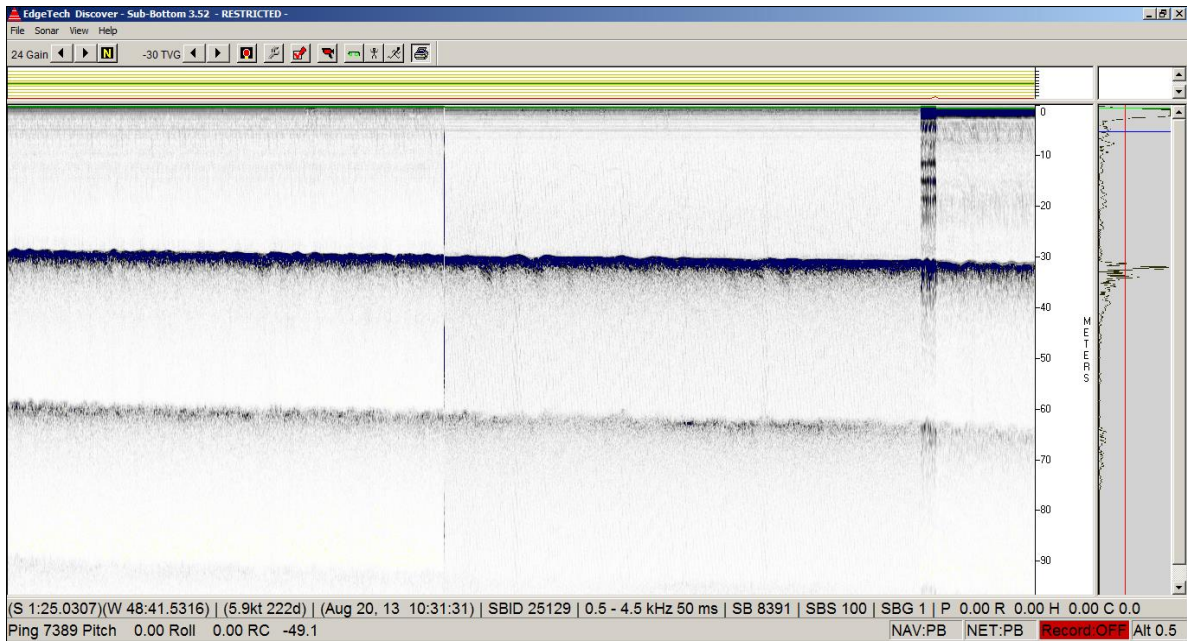
Gomes (2009) afirma que a imagem adquirida pelo SB - 0512 é apresentada e armazenada no computador que executa o *software* padrão Jstar do Edge Tecnologia. O sistema de aquisição é composto por uma plataforma com computador e amplificador (*Topside Processor*) possui também um veículo hidrodinâmico (*Towfish*), responsável pelo mapeamento de subfundo, inclui também um monitor LCD, um teclado e uma placa mouse (Figura 25).



**Figura 25:** Plataforma de visualização do sistema de perfilagem *Sub-Bottom profiler* SB-0512 (computador, monitor e amplificador) durante a aquisição.

O sistema de perfilagem do *Sub-Bottom profiler* SB-0512 (plataforma com computador, amplificador e veículo hidrodinâmico) é utilizado unicamente para aquisição, visualização e pré-processamento dos dados. Neste sistema, está incluído o *software Discovery 3.52*, fornecido pelo fabricante, que admite a visualização em tempo real dos dados (Figura 26). Portanto, permite a modificação de ganho, TVG, escolha de frequência, entre outros (GOMES, 2009). Este programa é executado no sistema operacional Microsoft Windows XP. Os dados da aquisição foram armazenados em tempo real no disco rígido do computador/processador e foram também arquivados em DVD.



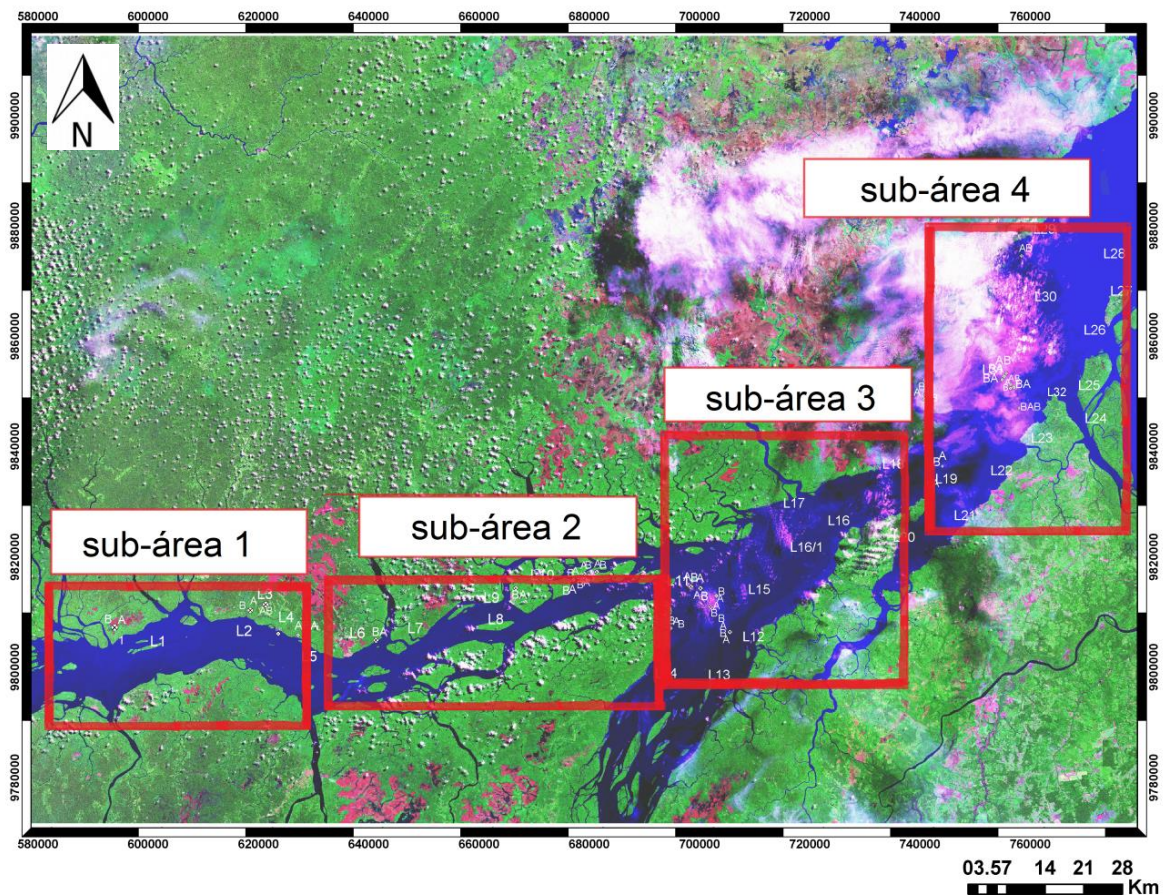


**Figura 26:** Imagem adquirida do software Discovery SB 3,52, durante a aquisição de dados.

### 6.3 COLETAS DE CAMPO

Foi realizada a escolha da área e elaborado o planejamento logístico (alimentação, marcação da rota do N/M e as linhas sísmicas) (Figuras 5 e 6). A coleta de dados foi realizada no período de 18 à 24/08/2013.

Os perfis foram definidos respeitando as características morfológicas do rio Pará como: largura do canal nos diferentes trechos, batimetria e geomorfologia, com base nas cartas náuticas 304, 305 e 306 disponibilizadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN). A região foi sub-dividida em quatro sub-áreas de perfilagem como para melhor gerenciamento da região (Figura 27).

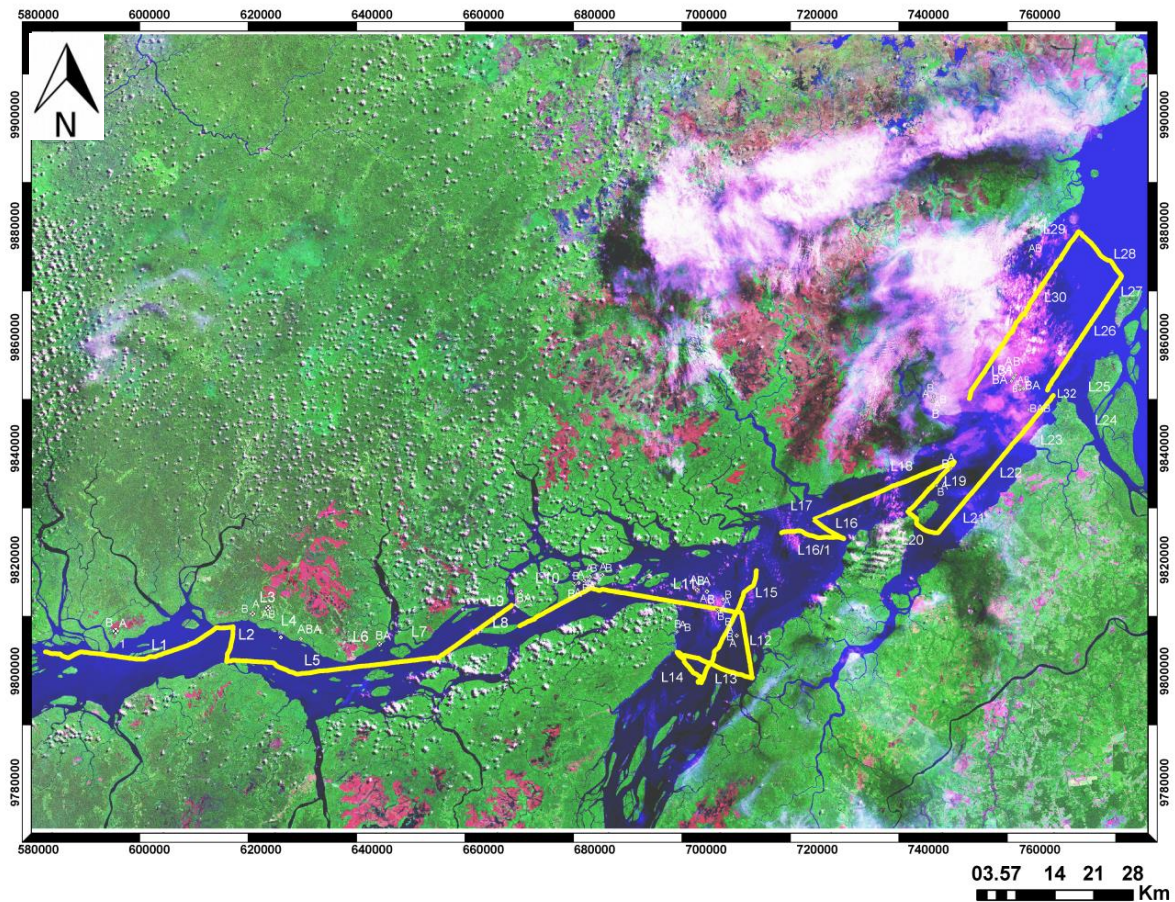


**Figura 27:** Imagem de satélite da região dividida em 4 sub-áreas de perfilagem sísmica, para melhor gerenciamento da área em questão.

Em canais com largura entre 15 km à 20 km, optou-se por dois perfis sísmicos paralelos ao eixo do canal, a uma distância aproximada de 5 km da costa. O espaçamento entre as linhas da sub-área 4, foi de aproximadamente 10 km. No entanto, percebeu-se que os perfis traçados no canal do rio compromete a penetração do sinal acústico. Após a sub-área 4, as linhas de sísmica foram deslocadas bem próximo às margens, onde foram encontradas morfologias mais representativas e maior penetração.

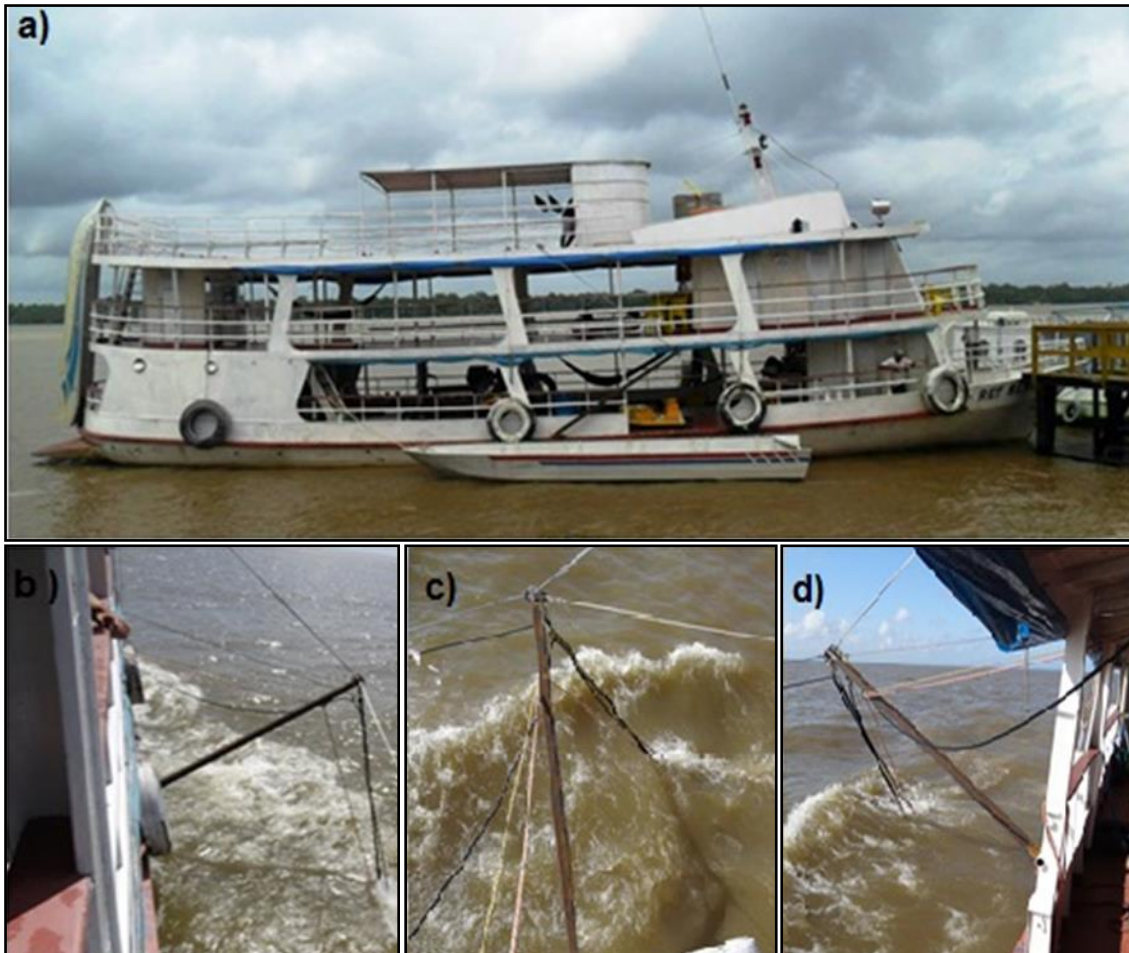
Na sub-área 3 foram traçados perfis na foz do rio Tocantins; paralelos e transversais ao canal do rio Pará (Figura 28).

Nas sub-áreas 1 e 2, onde o canal do rio Pará tem 10 km de largura, as linhas foram desenhadas de acordo com a morfologia do canal, com linhas traçadas de uma margem a outra, transversais e paralelas. Esses perfis totalizaram cerca de 400 km de perfilagem (Figura 28).



**Figura 28:** Imagem de satélite da área, com o traçado de perfis sísmicos.

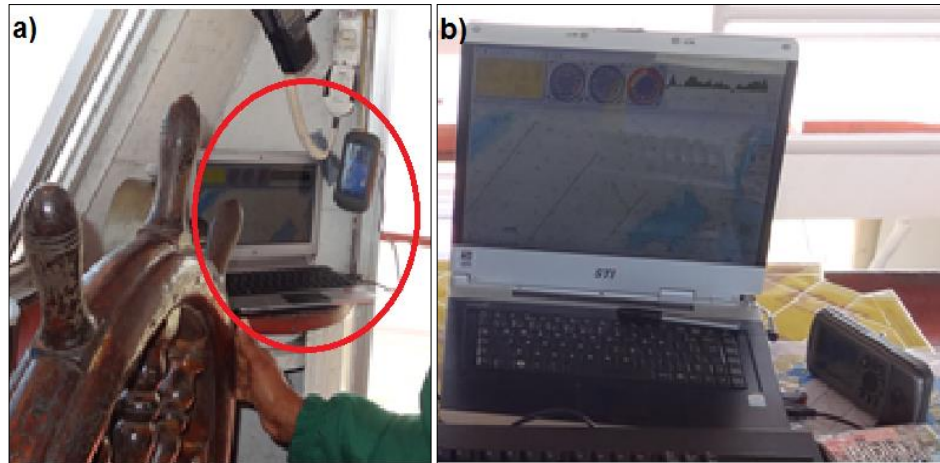
O levantamento foi realizado em 6 dias com o uso do Perfilador acústico Sub-Bottom, operando a uma velocidade em torno de 6 nós. A aquisição dos dados sísmicos foi realizada mediante o uso da embarcação N/M (navio-motor) Rey Benedito, que tem 22 m de comprimento e 1 m de calado. Não foi utilizado o flutuador para o *Sub-Bottom*, portanto, tendo sido rebocado a aproximadamente 1 m abaixo da superfície da água, com auxílio de guindaste acoplado a bordo da embarcação a uma distância aproximada de 3 m do casco (lateral embarcação) (Figura 29).



**Figura 29:** a) Embarcação N/M Rey Benedito e lancha de alumínio de 8 m; b) Guindaste com o Sub-Bottom visto da popa para proa; c) Guindaste com o Sub-bottom visto de cima; d) Guindaste com o Sub-Bottom visto da proa para popa.

A velocidade da embarcação, a trajetória e a posição da embarcação foram monitorada em tempo real com auxílio de um GPS portátil Garmin GPSMAP 76CSx acoplado a um computador portátil, mostrando a rota do campo na carta náutica para melhor visualização e auxílio do piloto durante a navegação.

As linhas foram plotadas na carta náutica mediante ao uso do *software* ArcGis 9.2. Um segundo computador portátil com um GPS portátil Garmin GPSMAP 76CSx foi destinado para marcar as linhas sísmicas traçadas pelo *Sub-Bottom* durante o seu funcionamento (Figura 30).



**Figura 30:** a) computador com GPS portátil Garmin GPSMAP 76CSx para auxílio da navegação. B) computador com GPS portátil Garmin GPSMAP 76CSx para marcação das linhas sísmicas do Sub-Bottom.

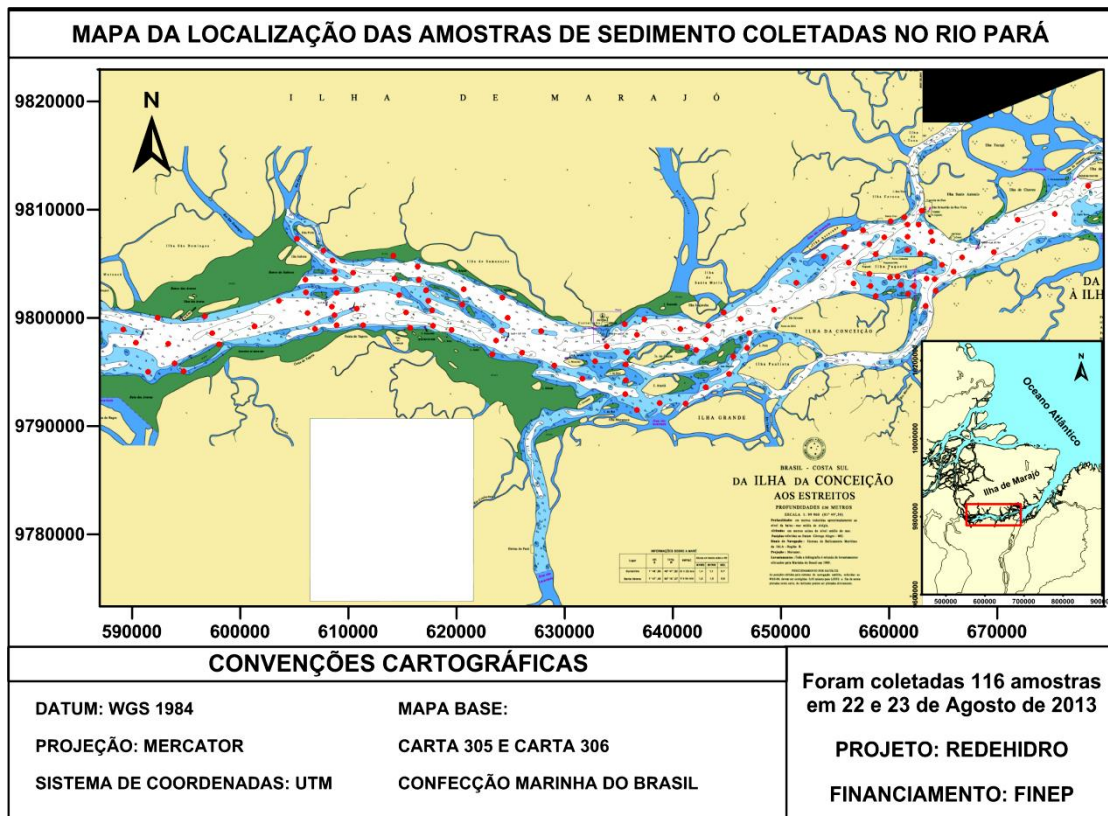
As rotas traçadas pelo *Sub-bottom* e embarcação, foram armazenadas em tempo real por meio do programa GPS Track Maker (Figura 31). Este programa recebe as coordenadas fornecidas pelo GPS portátil Garmin GPSMAP 76CSx e fornece os pontos para a imagem cartográfica, proporcionando a marcação exata da posição do *Sub-Bottom*.



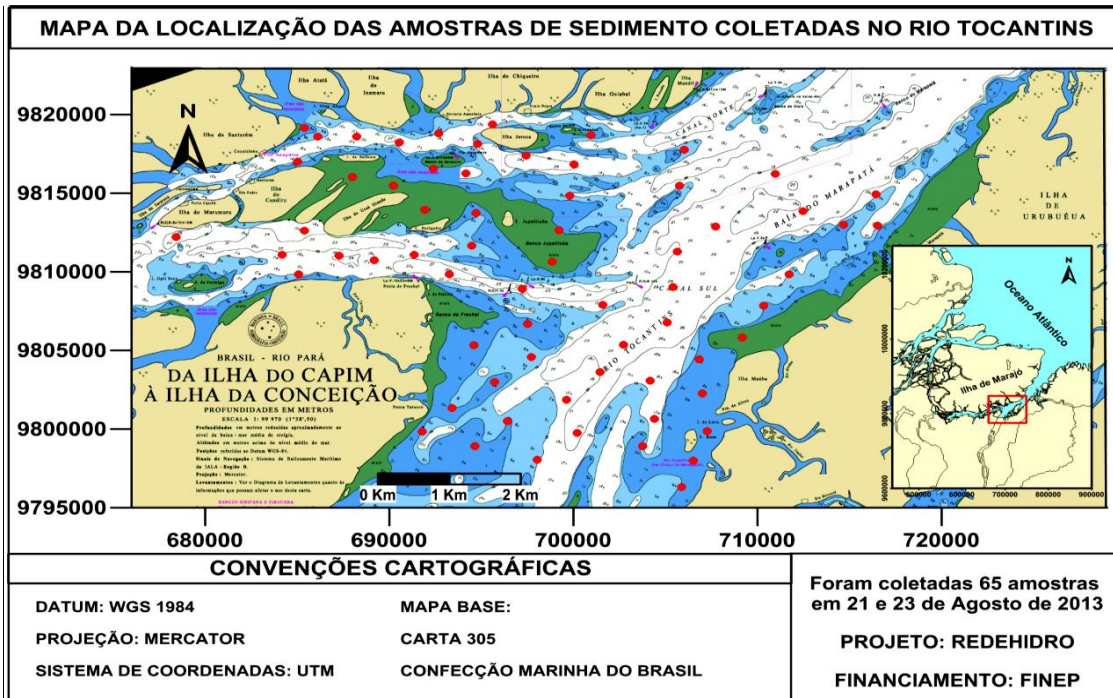
**Figura 31:** Ambiente do programa GPS Track Maker, programa utilizado para o armazenamento da rota traçada pelo Sub-Bottom.

### Coleta de amostras de sedimentos

As amostras de sedimentos foram recolhidas mediante ao uso do amostrador do tipo Van Veen de aço inox, ao longo dos perfis de sísmica e de feições de fundo. Foram coletadas 116 amostras no rio Pará e 65 na foz do rio Tocantins, num total de 181 amostras de sedimentos (Figura 32) e (Figura 33).

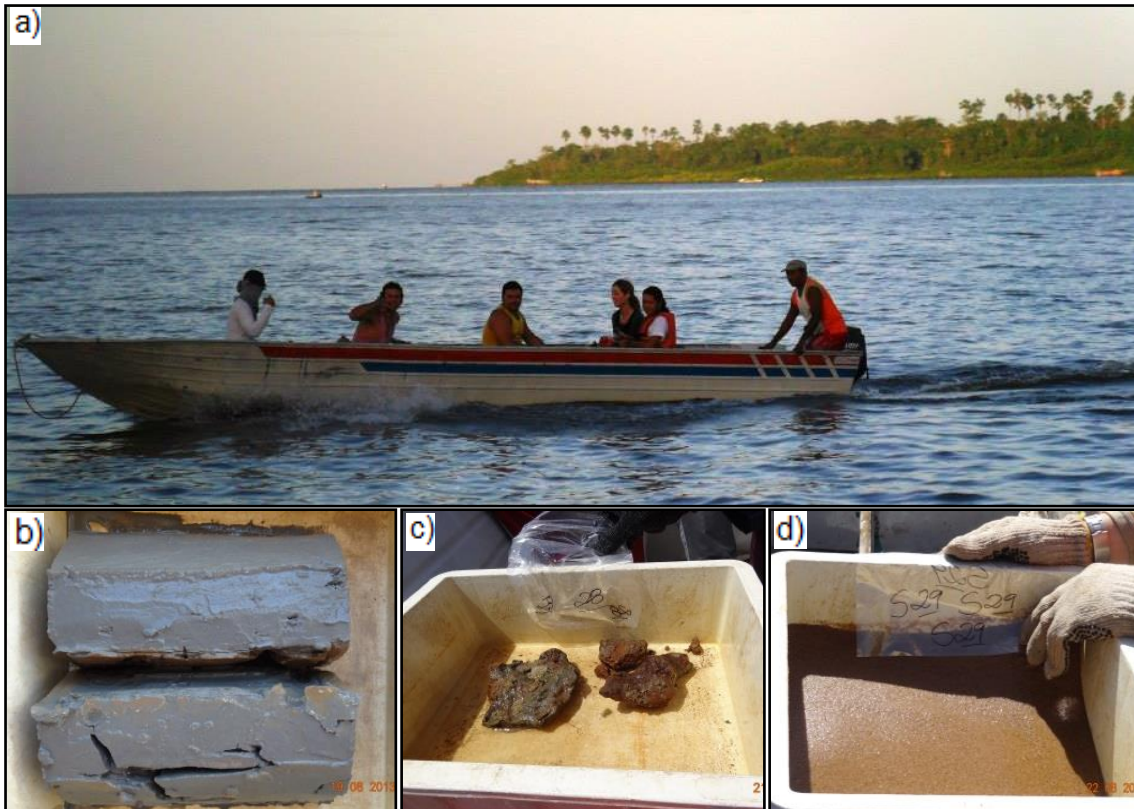


**Figura 32:** Mapa com os pontos de coleta de sedimentos no rio Pará.



**Figura 33:** Mapa com os pontos de coleta de sedimentos no rio Pará e foz do rio Tocantins.

Os sedimentos foram coletados principalmente à bordo de uma lancha de alumínio de 8 m de comprimento com um motor de popa de 40 hp (Figura 34). Partes dessas amostras foram também coletadas à bordo do N/M Rey Benedito. Estas amostras foram submetidas a análise macroscópica e foram devidamente identificadas.



**Figura 34:** a) Equipe de coleta de sedimentos a bordo da lancha de alumínio; b) Amostra coletada identificada como sedimento lamoso; c) Amostra coletada e identificada como cascalho; d) Amostra coletada e identificada como sedimento arenoso.

#### 6.4 PROCESSAMENTO DOS DADOS

O processamento dos dados realizado mediante ao uso do *software ReflexWin 6.0*. Segundo Gomes (2010) este programa possui aplicação teórica-prática da parametrização das sequências de processos, que conta com etapas básicas de um processamento sísmico e processos suplementares que podem melhorar o desempenho do processamento.

Gomes (2010) diz que apesar do dado de sísmica rasa apresentar alta resolução em alguns casos, torna-se impraticável a sua visualização devido à grande quantidade de ruídos, sendo necessário algum tipo de tratamento pré-aquisição.

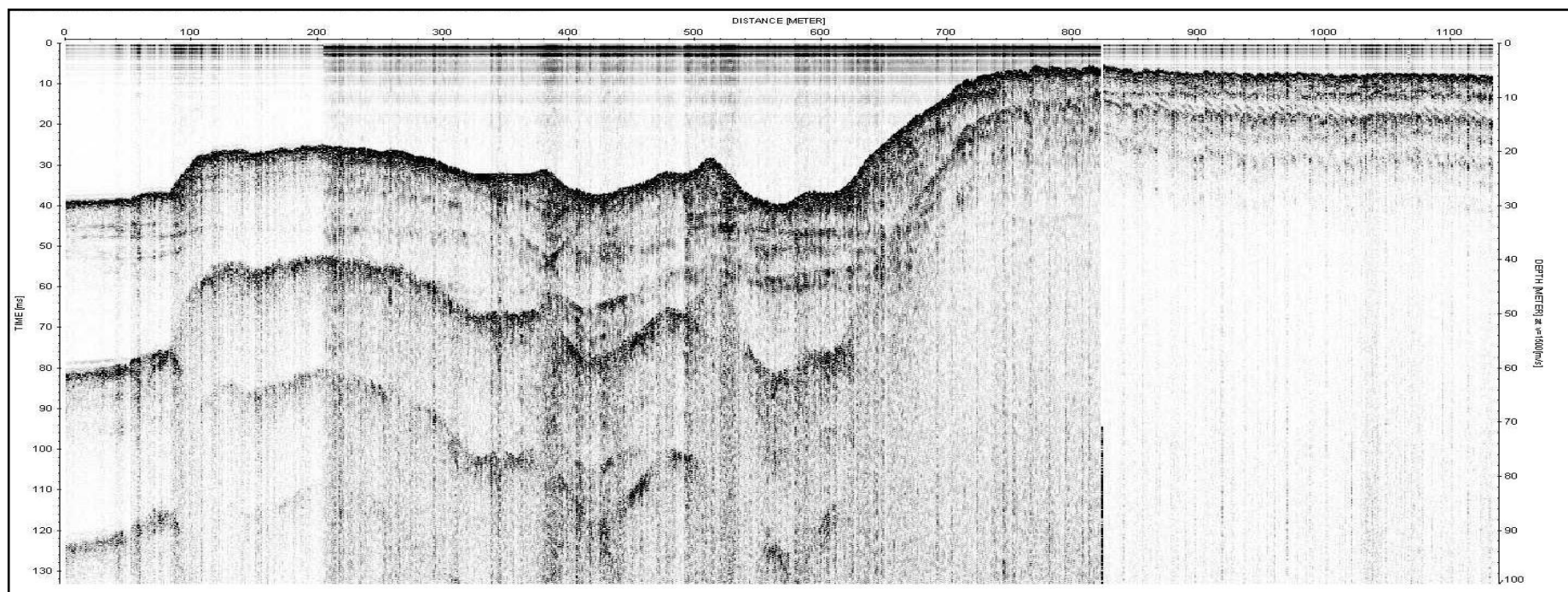
Os dados brutos possuem respostas e ruídos de aquisição que derivam das relações entre as propriedades do método e o ambiente de aplicação (interação das altas frequências com o meio atravessado, ruídos da embarcação e do uso de flutuadores para o equipamento, não compensação das ondas na superfície,



atenuação com a profundidade e com o tipo de material, registro de chegada múltipla de sinal, dentre outros).

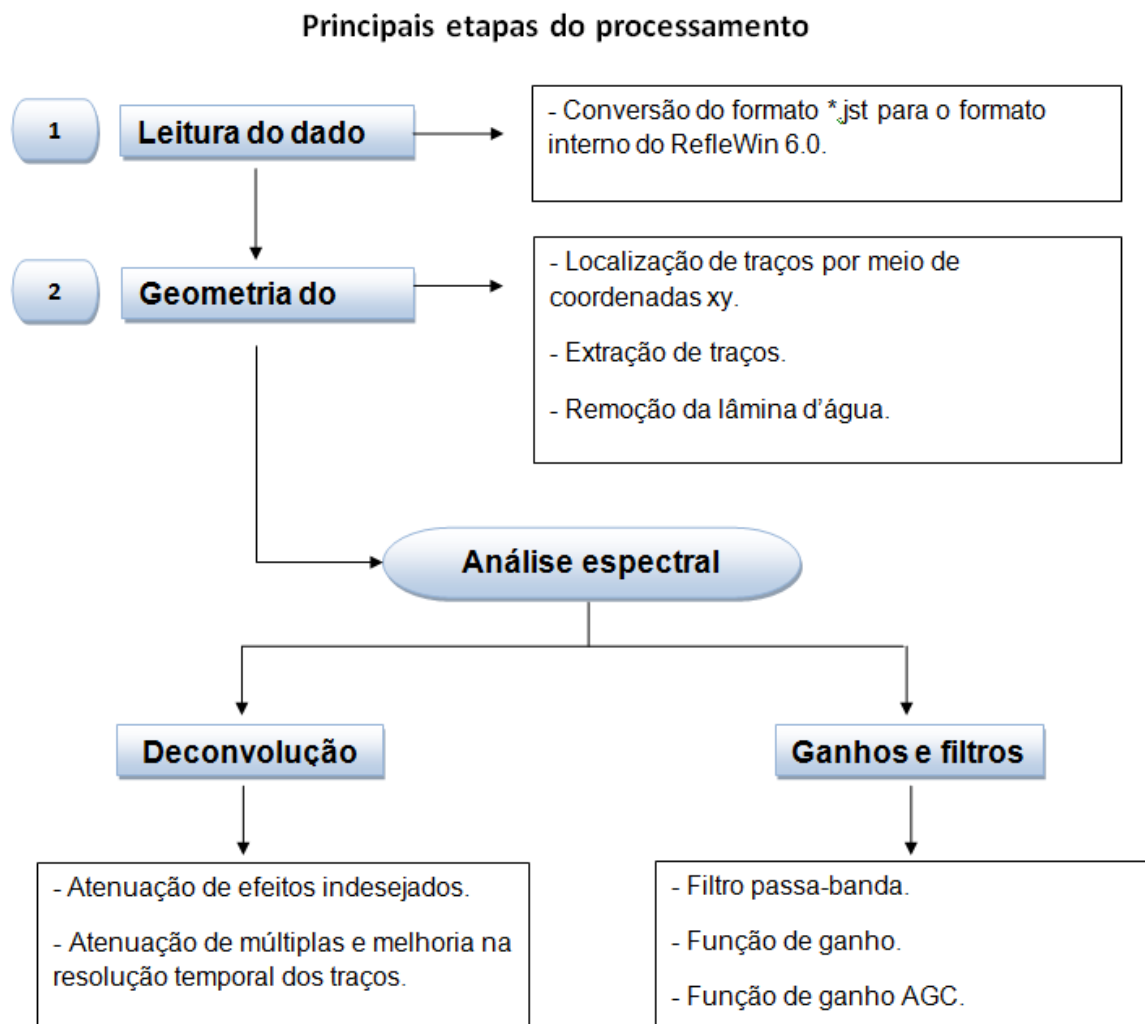
Para Gomes (2010) o programa ReflexWin 6.0 possui módulos interativos, úteis para o processamento e interpretação de dados de sísmica 2D (e GPR), em particular o 2D-Data-analysis, esse módulo pode suportar diversos padrões de gravações de dados, inclusive o formato de aquisição (\*.jsf) do programa *Discovery SB* da EdgeTech.

Para demonstração da aplicabilidade do programa *ReflexWin 6.0* para os perfis sísmicos, utilizou-se a linha sísmica L25 com cerca de 1134 m e 2115 traços (Figura 35).



**Figura 35:** Perfil sísmico L25 bruto, utilizado para testes e demonstrações.

O processamento dos perfis sísmicos acontece em 4 etapas de acordo com as características específicas de cada perfil de sísmica rasa (Figura 36).



**Figura 36:** Fluxograma de processamento com as principais etapas e operações do processamento dos dados sísmicos (adaptado de GOMES 2010, p. 58).

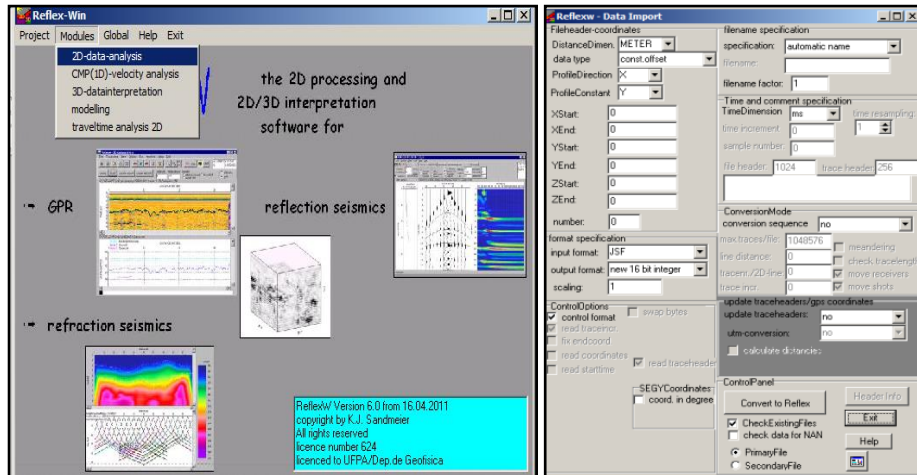
## 6.5 PROCESSAMENTO EM AMBIENTE REFLEXWIN 6.0

### 6.5.1 Leitura dos dados

Gomes (2010) descreve o processo de adquirir dados com o perfilador de sub-fundo *Sub-Bottom profiler*, da seguinte forma. Os dados são armazenados com um formato interno do *Discover* em uma variação do formato SEG-Y, dessa forma os dados brutos (\*.jsf) ao entrar no ambiente *ReflexWin* são convertidos para o formato interno do programa, assim as linhas sísmicas são carregadas por meio da ferramenta *2D-Data-Analysis* do programa *ReflexWin* 6.0.

Gomes (2010) mostra o caminho que se deve percorrer para que se consiga importar e converter os dados sísmicos no *ReflexWin* (Figura 36). Deve-se primeiramente iniciar o programa; na janela principal, cria-se um diretório onde os

dados serão armazenados: Project>Projectdirectory. No mesmo menu, em: Modules>2D-Data-Analysis encontra-se a área de trabalho do programa, na opção *Data Import*, na figura circulado em vermelho. Pode-se efetuar a conversão dos dados do formato \*.jsf para o formato interno por meio da janela *Data* (Figura 37).



**Figura 37:** Interface do programa ReflexWin 6.0, mostrando as principais janelas para importar e converter o formato dos dados brutos ao formato interno do ReflexWin.

Segundo Borges (2007), após a importação dos dados, é possível fazer a primeira visualização. A opção *Plot>options* permite a manipulação do dado sem gerar outro dado processado (Figura 38).

Essa opção permite que os parâmetros de aquisição sejam modificados, como: tamanho do perfil, amostra por traços, janela temporal, espaçamento entre traços entre outros.

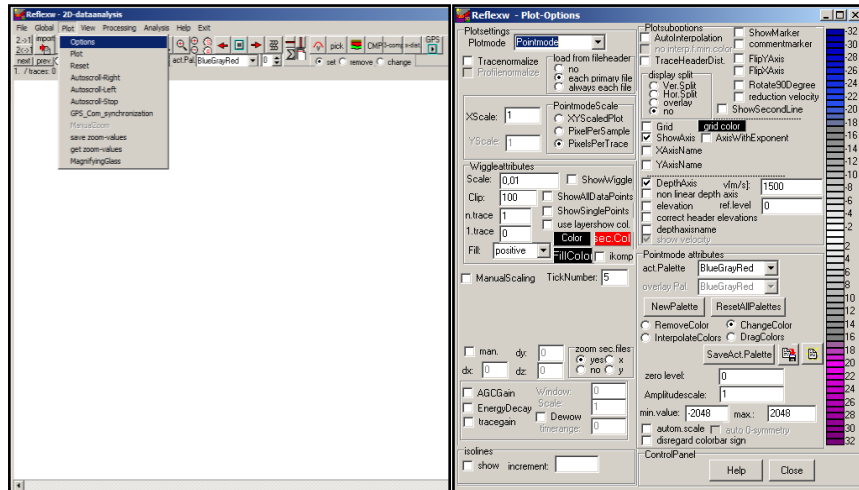
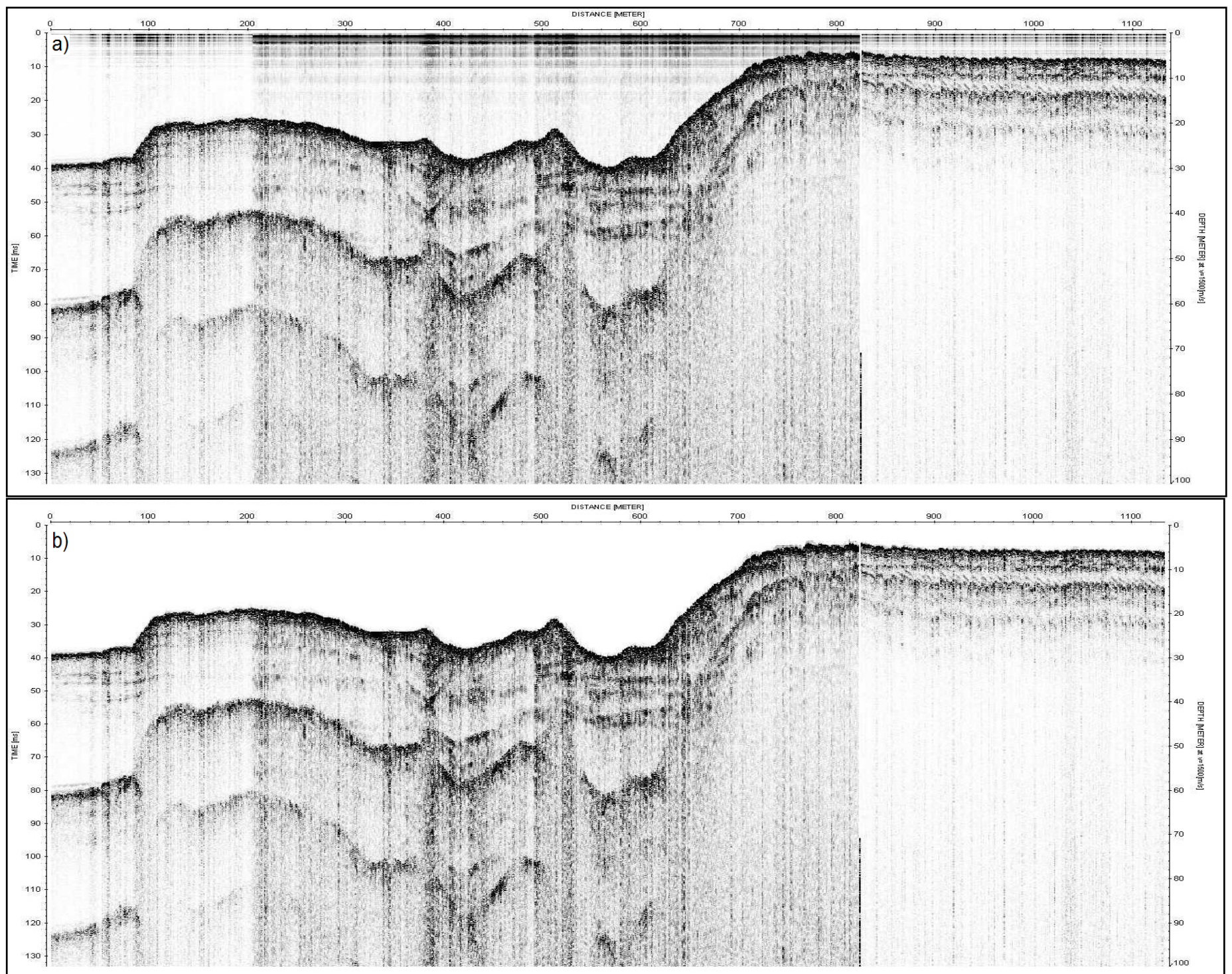


Figura 38: Opções de visualização do dado em ambiente ReflexWin.

### 6.5.2 Geometria do dado

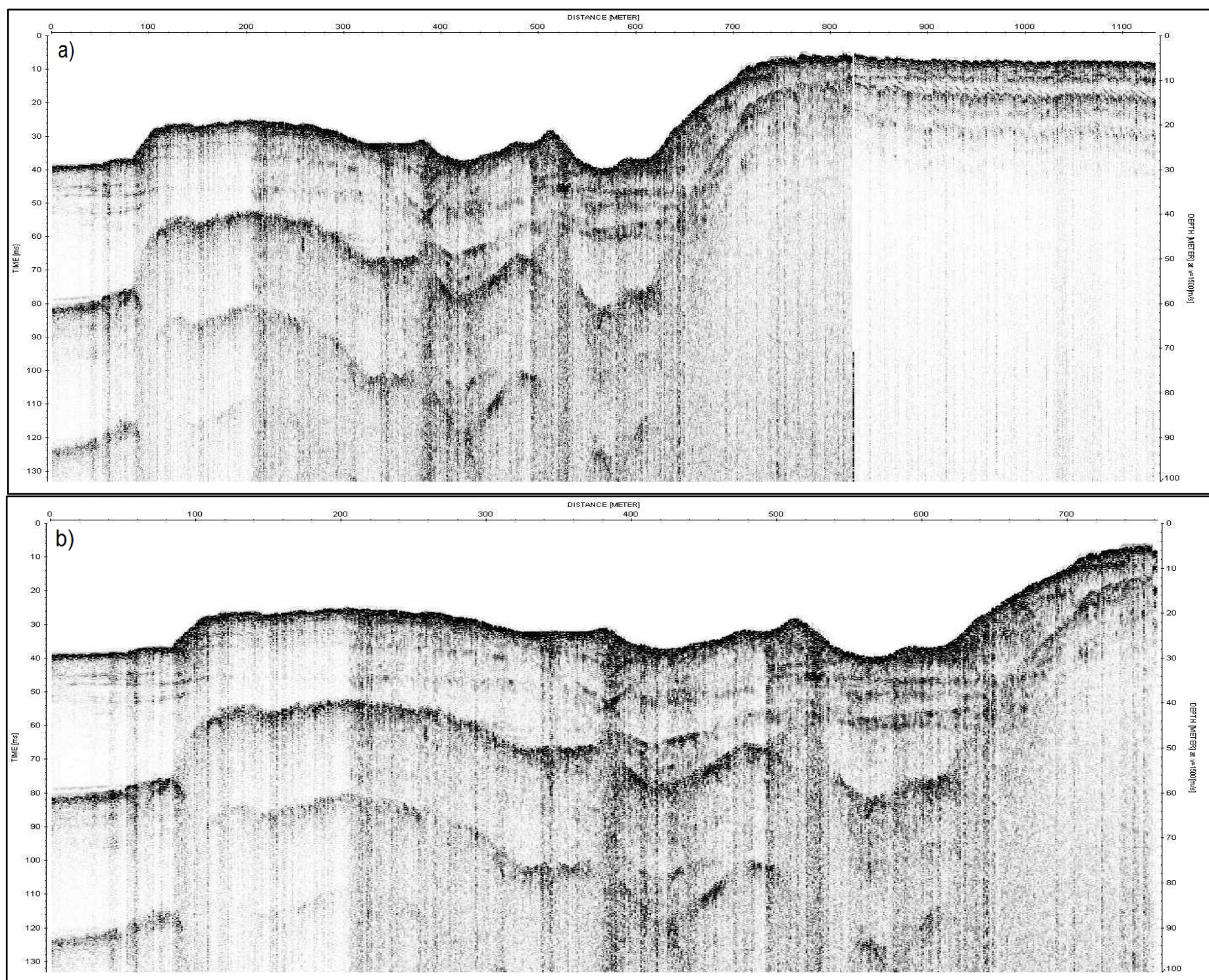
Gomes (2010) diz que a remoção da lâmina d'água, através do *muting* (menu:Processing>StaticCorreition/muting), será útil para otimização de tempo e para a precisão de todo processamento e também para a minimização da saturação visual. Sendo essencial para a elaboração desse trabalho à remoção da lamina d'água, pois os objetivos deste se concentra em analisar fenômenos em superfície de fundo e não na lamina d'água (Figura 39).



**Figura 39:** a) Perfil bruto com a lâmina d'água; b) Perfil sem lâmina d'água realizado por meio da opção (Processing>StaticCorreition/muting).

Em alguns casos em que um perfil sísmico continha grande quantidade de traços, extraiu-se parte da seção sísmica e utilizou-se para testes, pois assim, reduziu-se o tempo “gasto” durante o processamento (GOMES, 2010). Para isso, retira-se parte da seção sísmica para testes por meio de cortes, o trecho que se quer retirar (*Processing>Edit traces/Tracesranges>Remove*) (Figura 40).

Neste caso, retirou se do perfil uma seção a ser analisada, pois em perfis longos, torna-se necessário máquinas de processamento potentes.



**Figura 40:** a) Perfil sem lâmina d'água e em b) Retirada de um trecho da seção sísmica.

### 6.5.3 Ganhos e filtros

O "Div. Compensation" equaliza o dado em função do tempo (eixo x) e serve para realizar a compensação/recuperação da perda de energia por divergência geométrica, onde se aplica um fator de escala de ganho sobre a curva média de decaimento de amplitude baseada em todos os traços (GOMES, 2010) (Figura 41).

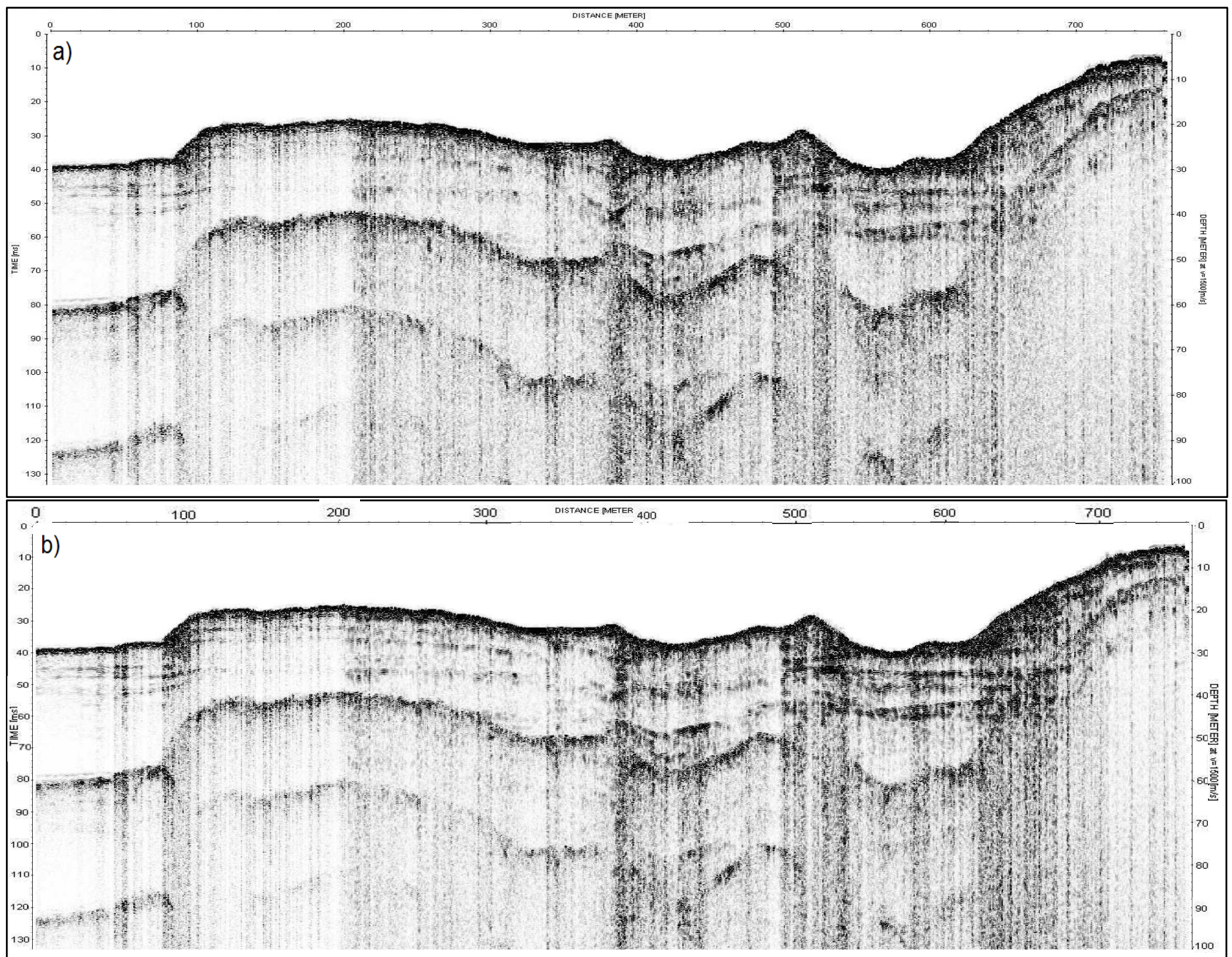
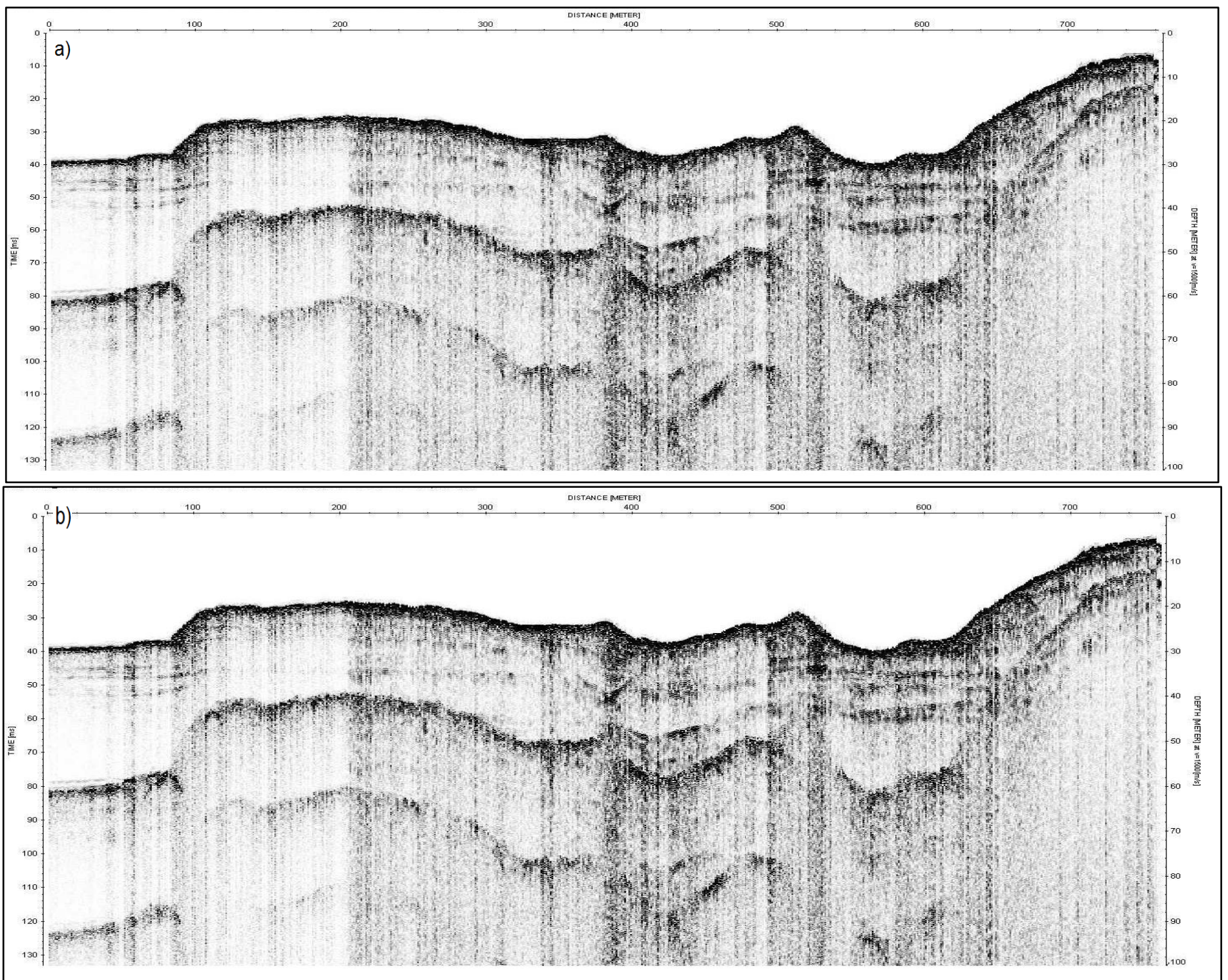


Figura 41: a) Perfil sem lâmina d'água e em b) Aplicação do filtro Averte xy-filte, realce de baixas frequências e melhor visualização de refletores horizontais.

#### 6.5.4 Deconvolução

Segundo Gomes (2010) a deconvolução é uma correção determinística (filtro inverso). Para Gadallah (1994, p. 39). “Este processo permite atenuar o principal efeito indesejados como: reflexões múltiplas e ruídos; e melhorando a resolução temporal dos traços” (Figura 42).

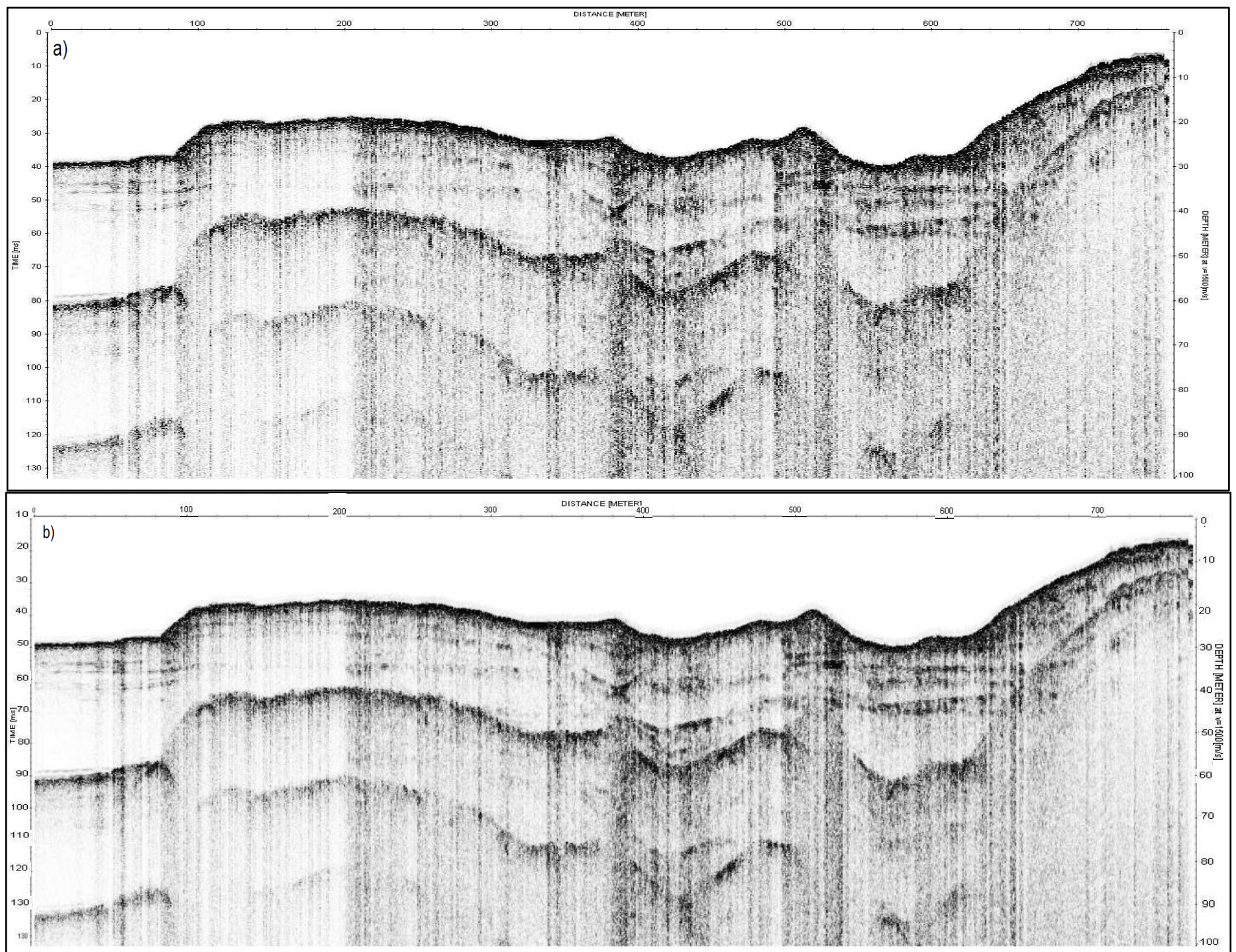




**Figura 42:** a) Perfil sem lâmina d'água e em b) Utilização do filtro 1D-Filer>Deconvolution, que promove a atenuação de múltiplas e ruídos.

### 6.5.5 Filtragem temporal D1

Segundo Furtado (2009), esta ferramenta permite realçar estruturas investigadas e remover ruídos. Este filtro remove as componentes de baixa frequência do sinal causadas pela indução eletromagnética e atua efetuando a média entre valores de cada traço independentemente (Figura 43).



**Figura 43:** a) Perfil sem lâmina d'água e em b) utilização do filtro 1D-Subtract-mean>Dewow, remoção de ruídos e componentes de baixa frequência do sinal.

## 6.6 DADOS DE CORRENTES

Os dados de velocidades das correntes foram adquiridos junto ao Laboratório de Oceanografia Física (LOF), do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (UFPA), com base em dados de hidrodinâmica modelados em malha flexível utilizados por Borba (2014). Estes dados foram calculados durante um ciclo de maré de sizígia com período de aproximadamente 12 h 20 min., para o dia 14 de agosto de 2014. O programa utilizado para gerar o modelo consiste no D-Flow FM, este é um pacote de simulação hidrodinâmica em 1D-2D-3D, utilizado para simular a valores de correntes do Estuário Amazônico.

## **7 RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **7.1 CARACTERIZAÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE ECOCARÁTERES**

A partir da análise dos dados sísmicos da área, as respostas acústicas dos substratos foram selecionadas e classificadas em quatro categorias de eco-caráter (A, B, C e D). Os padrões de ecos foram divididos de acordo com: as características dos sinais emitidos, propriedades dos sedimentos, irregularidade do leito e a presença/ausência de sub-refletores.

Nos 400 km de linhas sísmicas foram identificados os padrões de ecos que se mostraram predominantes nos perfis, e estes totalizaram quinze tipos distribuídos ao longo de dezenove perfis sísmicos.

#### **GRUPO A**

Os ecos distribuídos na categoria A apresentam características similares em relação às poucas irregularidades do leito e a ausência de refletores sub-superficiais (refletores que se encontram abaixo do refletor primário ou leito). Os perfis do grupo A1 possuem profundidade média de 30 m e nítida e definida visualização da superfície do leito. O refletor primário (leito) possui espessura de aproximadamente 2 m e abaixo do fundo apresentam reflexões múltiplas e relativa penetração do sinal acústico. A tabela 1 mostra os padrões de eco e suas respectivas características distintivas.

#### **ECO TIPO A1**

Mostra um padrão quase homogêneo em relação à morfologia, este tipo de eco possui um leito contínuo e moderada penetração do sinal acústico, este padrão está presente principalmente ao longo de linhas da sub-área 4 (Figura 28).

#### **ECO TIPO A2**

Este tipo característico de eco mostra descontinuidades no leito, ou seja, interrupções, porém após a interrupção o leito se prolonga normalmente. A penetração do sinal acústico neste tipo de eco é de intensidade moderada. Este padrão de eco foi observado principalmente na sub-área 3 (Figura 28).

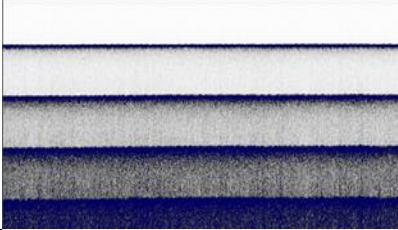
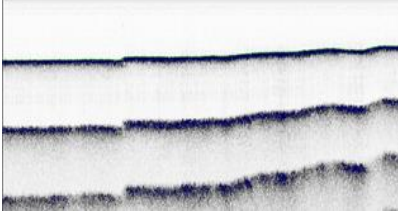
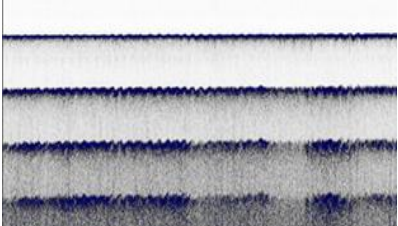
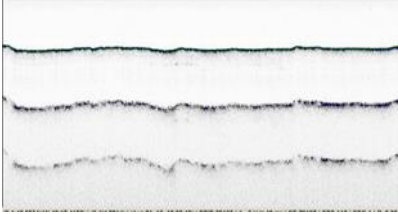
### ECO TIPO A3

Este eco tem como distinção um padrão de pequenas ondulações no leito inferiores a 30 cm que ao longo do perfil se mantém quase constante, neste tipo de leito a penetração do sinal acústico acontece com moderada intensidade.

### ECO TIPO A4

Possui menor nitidez se comparada aos ecos A1, A2 e A3. O sinal acústico atenua em função da profundidade juntamente com as reflexões múltiplas, este tipo de leito possui baixa penetração do sinal acústico.

**Tabela 1:** Mostra os tipos de eco em leito pouco irregular sem refletores sub-superficiais.

TIPO DE ECO	MODELO DO ECO	CARACTERISTICA DO ECO
A 1		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Leito contínuo quase homogêneo</li> </ul>
A 2		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Leito descontínuo</li> </ul>
A 3		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Leito com um padrão de pequenas ondulações</li> </ul>
A 4		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Presença de múltiplas atenuadas</li> <li>• Leito com geometria fina</li> </ul>

## GRUPO B

Os ecos que constituem o grupo B, têm como características comuns a pouca irregularidade do leito e a presença de refletores sub-superficiais. O leito encontra-se a uma profundidade média de 30 m. O refletor primário possui espessura de 1 m a 2 m, tem nítida visualização e definição com um leito contínuo, abaixo dessa camada encontram-se sub-refletores e reflexões múltiplas, além de locais com pouca penetração do sinal acústico (Tabela 2).

### ECO TIPO B1

Este eco possui pontos altamente reflexivos e pontos com baixa penetração do sinal acústico. Abaixo da sub-fundo encontram-se sub-refletores próximos à superfície do leito e fortes reflexões múltiplas com interrupções devido a pontos de alta refletividade.

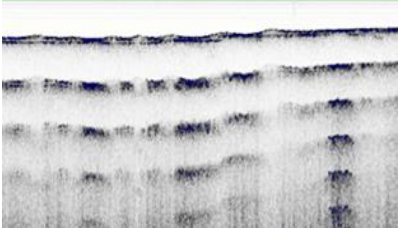
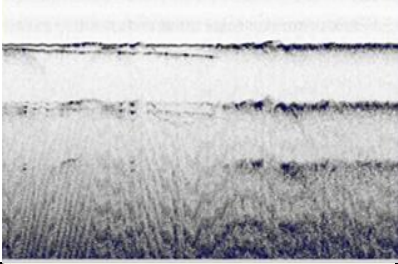
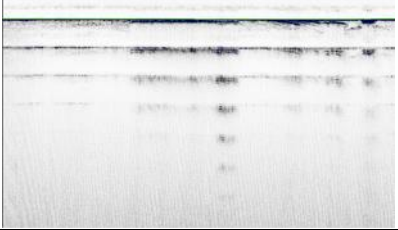
### ECO TIPO B2

O leito apresenta área com geometria fina e em seguida, apresenta área com geometria grossa, possui também, áreas altamente reflexivas e abaixo da sub-fundo encontram-se sub-refletores paralelos a sub-fundo com certo grau de continuidade. Neste tipo de eco, as múltiplas apresentam-se bastante atenuadas nas áreas de alta refletividade.

### ECO TIPO B3

Este padrão de eco apresenta leito quase homogêneo em subsuperfície com reflexões múltiplas atenuadas e sub-refletores irregulares próximos à superfície do leito, o sinal acústico acontece com baixa penetração do sinal acústico.

**Tabela 2:** Mostra leitões pouco irregular com refletões sub-superficiais.

<b>TIPO DE ECO</b>	<b>MODELO DO ECO</b>	<b>CARACTERÍSTICAS DO ECO</b>
<b>B 1</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Presença de múltiplas interrompidas</li> <li>• Pontos altamente reflexivos</li> </ul>
<b>B 2</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Áreas altamente reflexivas</li> <li>• Áreas com geometria fina</li> </ul>
<b>B 3</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Leito com geometria fina</li> <li>• Presença de múltiplas atenuadas</li> <li>• Presença de refletões irregulares</li> </ul>

## **GRUPO C**

Os padrões de ecos que formam o grupo C possuem como critérios comuns: leitões bastante irregulares com boa visualização/definição sem a presença de refletões sub-superficiais. Este grupo de eco apresenta ainda, reflexões múltiplas e pouca ou nenhuma penetração do sinal acústico (Tabela 3).

### **ECO TIPO C1**

Este tipo de eco tem como característica principal leito com hipérboles irregulares de pequenas dimensões este aspecto hiperbólico é peculiar a areias acidentadas. Este evento acontece devido ao fenômeno de difração.

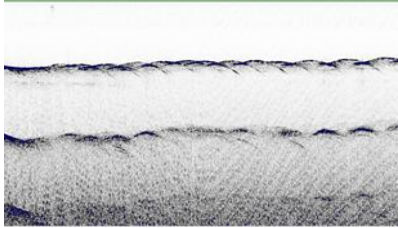
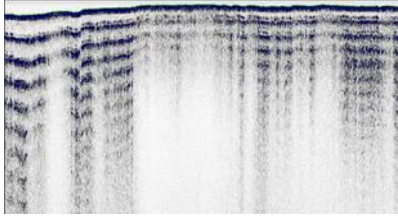
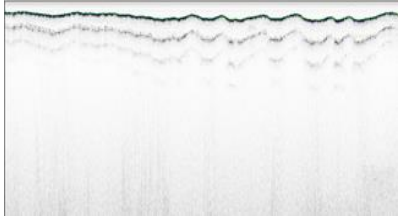
### **ECO TIPO C2**

O leito encontra-se a uma profundidade aproximada de 9 m. Este tipo de eco apresenta fortes e repetitivas múltiplas, sem refletões de sub-fundo.

### ECO TIPO C3

O eco C3 apresenta leito irregular/ondulado a aproximadamente 15 m de profundidade com poucas múltiplas atenuadas e sem a presença de refletores de sub-fundo. Leito altamente reflexivo ou nenhuma penetração de sinal acústico.

**Tabela 3:** Eco de leito irregular sem refletores sub-superficiais.

TIPO DE ECO	MODELO DO ECO	DESCRIÇÃO DO ECO
C 1		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Leito com pequenas hipérboles</li> </ul>
C 2		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Profundidade inferior a 10m</li> <li>• Fortes e repetitivas múltiplas</li> </ul>
C 3		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Leito irregular/ondulado</li> <li>• Presença de múltiplas</li> </ul>

### GRUPO D

Os ecos distribuídos na categoria D apresentam irregularidades do leito e a presença de refletores sub-superficiais. O leito irregular encontra-se a uma profundidade de 30 m aproximadamente exceto pelo eco D4. Possui nítida visualização. O refletor primário possui espessura média de 2 m. Abaixo do sub-fundo encontram-se refletores horizontais, reflexões múltiplas e moderada penetração do sinal acústico.



### ECO TIPO D1

Eco onde a superfície do leito encontra-se com grandes ondulações e abaixo da sub-fundo encontram-se refletores horizontais de sub-fundo com certo grau de continuidade, este tipo de leito permite boa penetração do sinal acústico.

### ECO TIPO D2

O eco D2 apresenta na superfície do leito ondulações e logo a baixo destas encontram-se refletores com formas irregulares e horizontalizados. A penetração do sinal acústico acontece de forma moderada.

### ECO TIPO D3

Este tipo de eco tem como característica o leito irregular com pequenas ondulações e logo abaixo (em sub-fundo) refletores horizontais e contínuos. A penetração do sinal acústico neste tipo de eco também acontece de forma moderada.

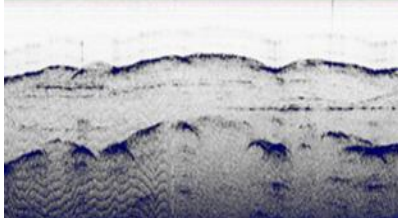
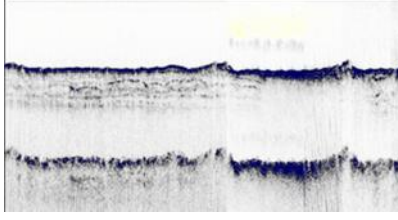
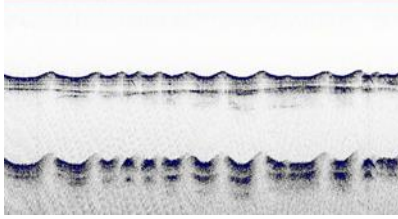
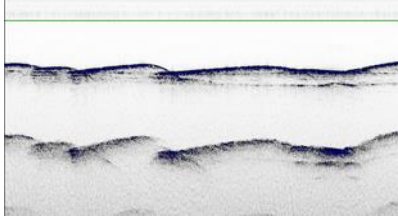
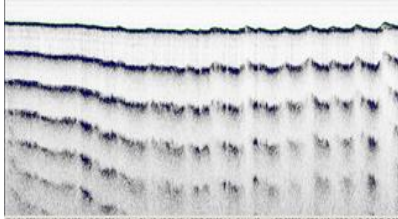
### ECO TIPO D4

Este tipo de leito irregular/ondulado diferencia-se do leito tipo D3, pois o eco tipo D4 possui ondulações relativamente maiores das encontradas em D3. A penetração do sinal acústico acontece de forma moderada.

### ECO TIPO D5

O leito encontra-se a uma profundidade aproximada de 15 m. Em sub-fundo encontram-se fortes e repetitivas reflexões múltiplas. A penetração do sinal acústico neste tipo de leito acontece com baixa intensidade.

**Tabela 4:** Eco de leito irregular com refletores de sub-fundo.

TIPO DE ECO	MODELO DO ECO	DESCRIÇÃO DO ECO
D 1		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Leito irregular com grandes ondulações</li> </ul>
D 2		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Presença de refletores irregulares</li> </ul>
D 3		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Leito irregular com pequenas ondulações</li> </ul>
D 4		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Leito irregular ondulado</li> </ul>
D 5		<ul style="list-style-type: none"> <li>• Leito a uma profundidade de 15 m,</li> <li>• Presença de fortes e repetitivas múltiplas</li> </ul>

Através da aquisição sísmica realizada no rio Pará e foz do rio Tocantins foi possível analisar e realizar a distribuição geral dos perfis sísmicos em função das características particulares de cada eco (Tabela 5).

Esta caracterização e distribuição de ecos permite maior visualização das respostas sísmicas encontrada na região objeto de estudo. Estas respostas são condicionadas por alguns fatores, entre estes está o tipo de substrato encontrado durante a aquisição.





Devido a grande extensão da área de estudo, e conseqüentemente as características específicas de cada localidade o padrão de eco também apresentou distinção.

A sub-área 1 mostra o padrão de eco D2, com refletores de sub-fundo evidentes durante a perfilagem acústica, enquanto que o tipo de eco A1, obtido na sub-área 4, não permite a visualização de possíveis refletores de sub-fundo.

As categorias de ecos A e B são predominantes nos perfis sísmicos obtidos na região, em contrapartida, a categoria C e D são menos frequentes (Tabela 5). Especialmente o tipo C1 caracterizado pela presença de hipérboles de difração, este padrão de eco também foi encontrado por Damuth e Hayes (1977) em estudos na margem continental leste do Brasil e por Magrani (2011) em estudos realizados no Arquipélago das Shetland (Sul na Antártica). Este evento acontece apenas em dois perfis, L18 e L8. O eco D1 também se apresenta apenas em dois perfis L26 e L31, este eco trata-se de respostas acústicas advindas de grandes depósitos de sedimentos. Os ecos A3, C2 e A4 também foram identificados no Canal da Bertioga em Santos/SP por Félix (2012).

## 7.2 MORFOLOGIAS DE SUB-SUPERFÍCIE

Foram identificados diferentes padrões de ondulações e feições de fundo no leito do rio Pará e foz do rio Tocantins.

### SUB-ÁREA 1

A sub-área 1, Baía das Bocas é uma região com diversos canais que deságuam no rio Pará. O leito desta sub-área é constituído principalmente de sedimentos finos (lamosos), devido as correntes de pequenas intensidades, inferiores a 0,62 m/s calculadas durante um ciclo de maré de sizígia (Figura 44).

A seção sísmica L1-1 possui 600 m de comprimento e profundidade variável. O leito irregular com apenas uma variação na topografia. Esta área está sob influência de correntes com velocidades em torno de 0,25 m/s. Esta seção mostra o leito constituído de lama.

A seção sísmica L1-2 possui 500 m de comprimento e profundidade de 12 m. O leito se apresenta aproximadamente plano com um corpo sedimentar de 3 metros de altura e 78 m de comprimento. Esta área está sob influência de correntes de intensidades calculadas em torno de 0,40 m/s. A seção em questão apresenta a predominância de leito com sedimentos lamosos.

A seção sísmica L3, possui 600 m e o leito é aproximadamente plano. O perfil apresenta pontos com maior penetração e torna-se possível a visualização de sub-refletores. A intensidade das correntes nesta linha é de 0,62 m/s.

Nesta sub-área não foi observada a formação de dunas, pois a intensidade das correntes não são suficientemente intensa para a formação destas feições, além do mais, a profundidade destas seções são inferiores a 15 m.

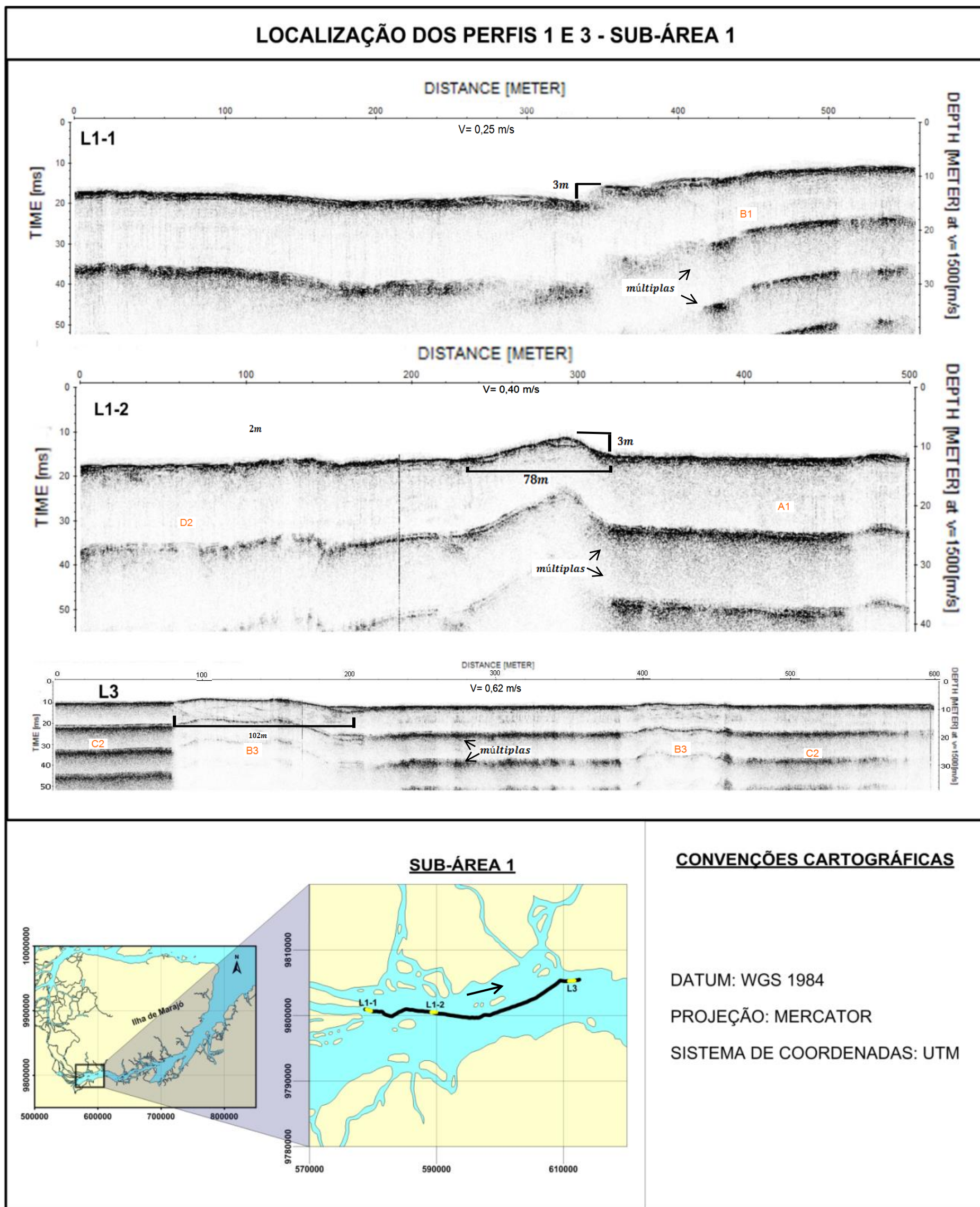


Figura 44: Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L1-1, L1-2, L3), com a dimensão dos corpos sedimentares e os tipos de ecos (B1, D2, A1, C2 e B3).

## SUB-ÁREA 2

A sub-área 2 refere-se ao trecho onde acontece o encontro do rio Canaticu com o rio Pará, neste perímetro ocorrem diversas ilhas e feições morfológicas. Os valores de velocidade de corrente ao longo dos perfis inseridos nesta sub-área, variam de 0,88 m/s a 1,30 m/s. O tipo de sedimento que compõe o leito nesse seguimento é predominantemente constituído por areias.

A seção L6-1 apresenta um leito com características planas, com pontos em que ocorrem depósitos de sedimentos. Os sedimentos mostram uma composição do leito lamoso. Nesta seção, as correntes de maré atingem cerca de 0,90 m/s.

A seção L6-2 apresenta leito com maior reflexão das ondas acústicas que indica a composição do leito com sedimentos mais grosseiros. Os sedimentos identificam a composição do leito como sendo formado por areias, sendo transportados por correntes com velocidades de 1,25 m/s.

Em L7-1 verifica-se a presença de um banco de areia de 580 m de comprimento com dunas sobrepostas de comprimento de onda de 40 m, o leito encontra-se a uma profundidade de 26 m. Esta seção acontece na região de desembocadura do rio Canaticu o que se pressupõe que o mesmo contribui com carga sedimentar e hídrica para a formação dessas formas de fundo. Os valores de corrente nesta seção são os maiores observados na sub-área 2, em torno de 1,30 m/s.

Na seção L7-2 ocorrem dunas simétricas com cerca de 4 m de altura e 80 m de comprimento de onda e profundidade em torno de 26 m. os sedimentos coletados nesta seção, confirmam a composição do leito como sendo formada por areias. Estas estão sob regime de correntes com velocidade de 1,01 m/s.

A seção L7-3 apresenta um canal de 90 m de comprimento e 4 m de altura em uma barra arenosa possivelmente sob erosão. Esta barra ocorre entre dunas de 4m de altura e 45 de comprimento de onda, onde o leito é formado por areias. Os valores de correntes calculados para esta seção são de aproximadamente 0,98 m/s.

A seção L7-4 apresenta dunas com 4 m de altura e comprimentos de ondas que variam de 90 m a 110 m, onde os sedimentos coletados são caracterizados

como areias. Estes sedimentos estão sob ação de correntes com velocidades de 1,00 m/s.

A seção L7-5 apresenta dunas com alturas de 2 m a 7 m de altura e comprimento de onda de 140 m a 290 m. Estas feições são formadas por areias sob influência de correntes com velocidades de 1,11 m/s.

Na sub-área 2 observa-se que locais onde ocorrem o estreitamento do canal são encontrados maiores velocidades de correntes, maiores profundidades e conseqüentemente a formação de dunas maiores (Figuras 45, 46 e 47). (Figura 45) mostra os tipos de sedimentos nos fundos.



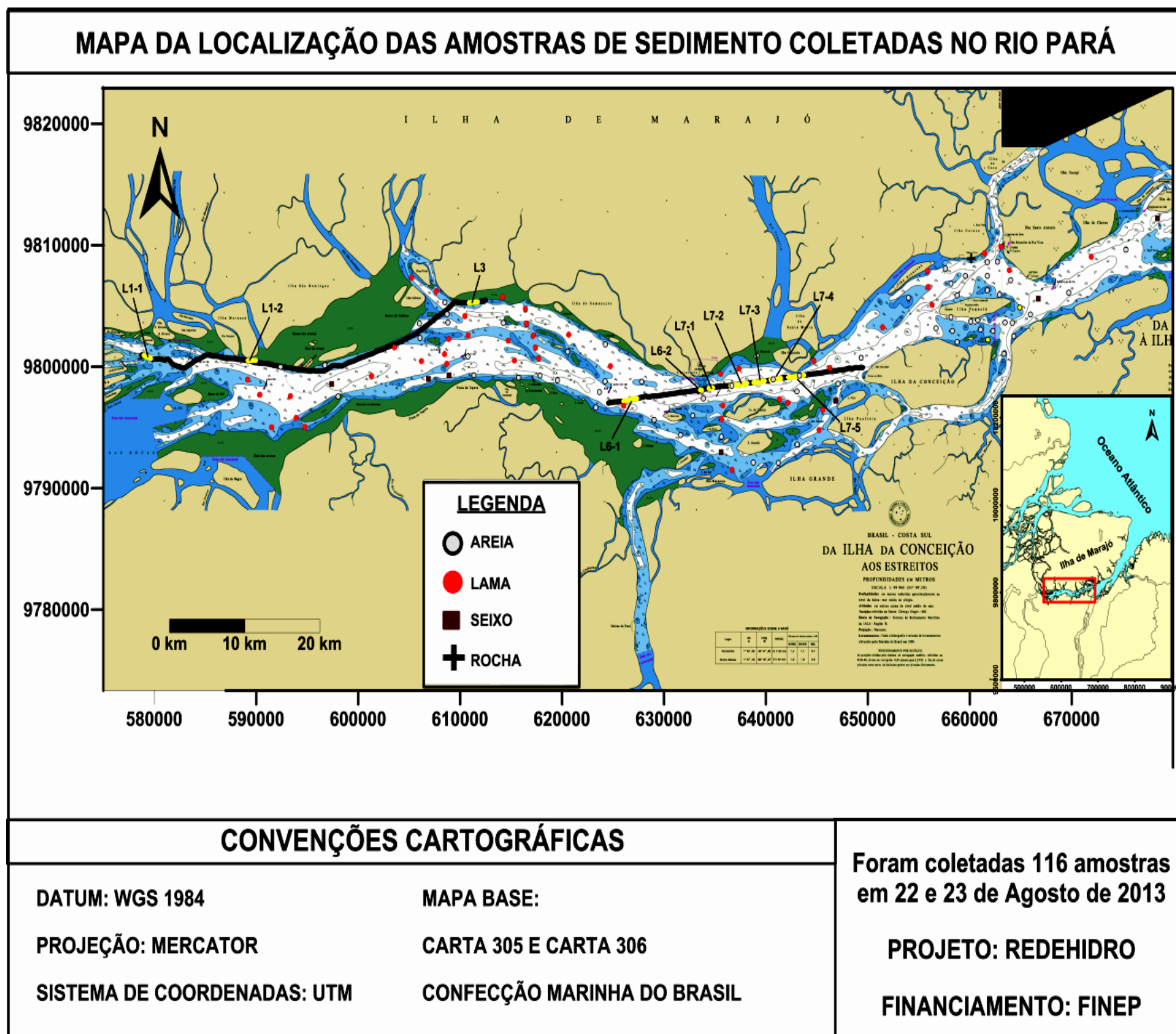
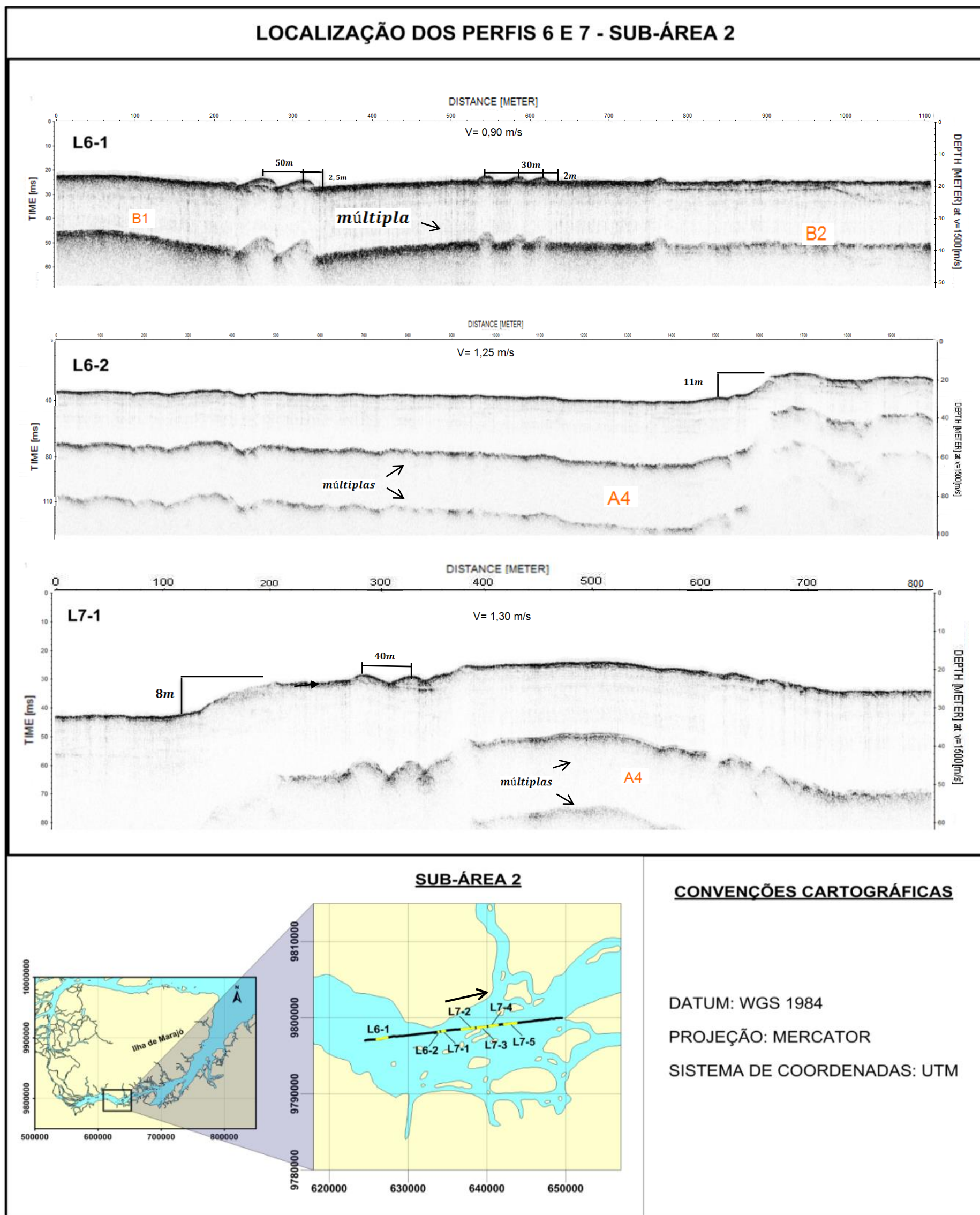
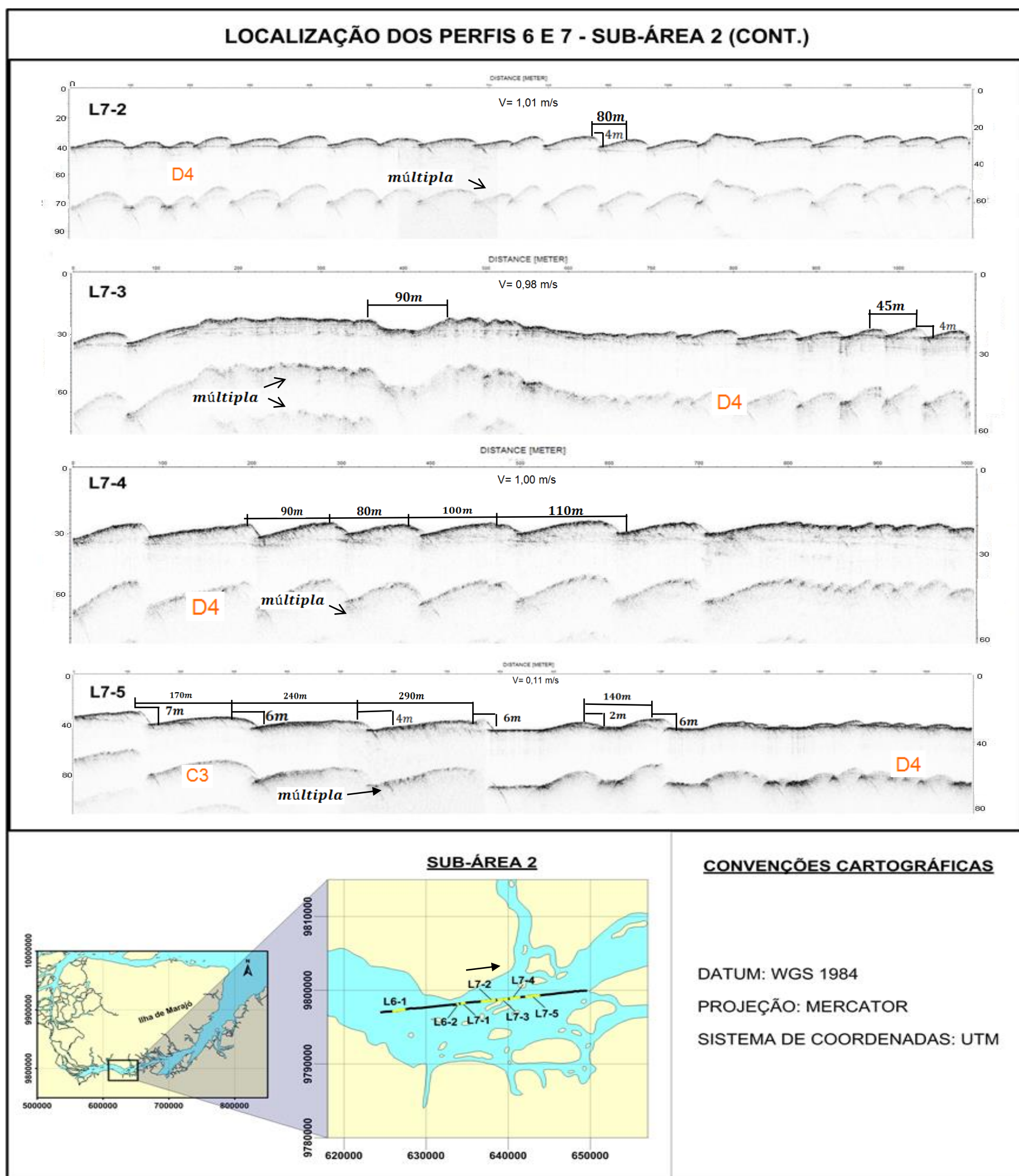


Figura 45: Seções dos perfis sísmicos L1, L3, L6 e L7 e tipo de sedimento nas sub-áreas 1 e 2.



**Figura 46:** Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L6-1, L6-2, L7-1), com dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (B2 e A4).



**Figura 47:** Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L7-2, L7-3, L7-4 e L7-5), com dimensão dos corpos sedimentares e os tipos de ecos (B1, D2, A1, C2 e B3).

### SUB-ÁREA 3

A sub-área 3 corresponde ao trecho onde o rio Tocantins encontra o rio Pará. O valor máximo de velocidade das correntes é de 1,23 m/s.

A seção L15-1 possui zonas de dunas com comprimentos de onda de 70 m a 120 m e alturas que variam de 5 m a 10 m, estas dunas possuem características assimétricas modeladas por correntes com velocidades de 1,21 m/s. Os sedimentos coletados nessa área mostram o leito formado por areias.

Na seção L15-2 encontram-se dunas com comprimentos de onda que variam de 130 m a 140 m. Nesse trecho encontram-se também dunas com pequenas ondas superpostas formadas por correntes com velocidades de 1,23 m/s. Os sedimentos que compõem o leito são constituídos por areias.

A seção L15-3 mostra o leito em profundidade superior a 20 m, onde ocorrem dunas formadas por areias que variam de 40 m a 70 m de comprimento de onda. Nesta seção também é encontrado um terraço com 8 m de altura, próximo ao canal sul do rio Pará. As correntes possuem velocidades de 1,15 m/s.

A seção L15-4 possui profundidade mínima de 6 m, onde há prolongação de uma barra arenosa, onde acontecem ondulações que atingem no máximo 2 m de altura e comprimento de onda de 50 m. Esta seção está sob influência de correntes com velocidade de 1,16 m/s.

Esta área está sujeita a uma hidrodinâmica considerável com base nos padrões morfológicos observados nessa sub-área. Os sedimentos coletados comprovam a composição do leito como sendo formado por areias. A morfologia das feições com maior representatividade são apresentadas nas seções L15-1, L15-2 e L15-3, possivelmente devido a maior influência hídrica e sedimentar do rio Pará sobre estas seções (Figuras 48 e 49). A (Figura 48) mostra os sedimentos coletados junto à estas seções sísmicas.

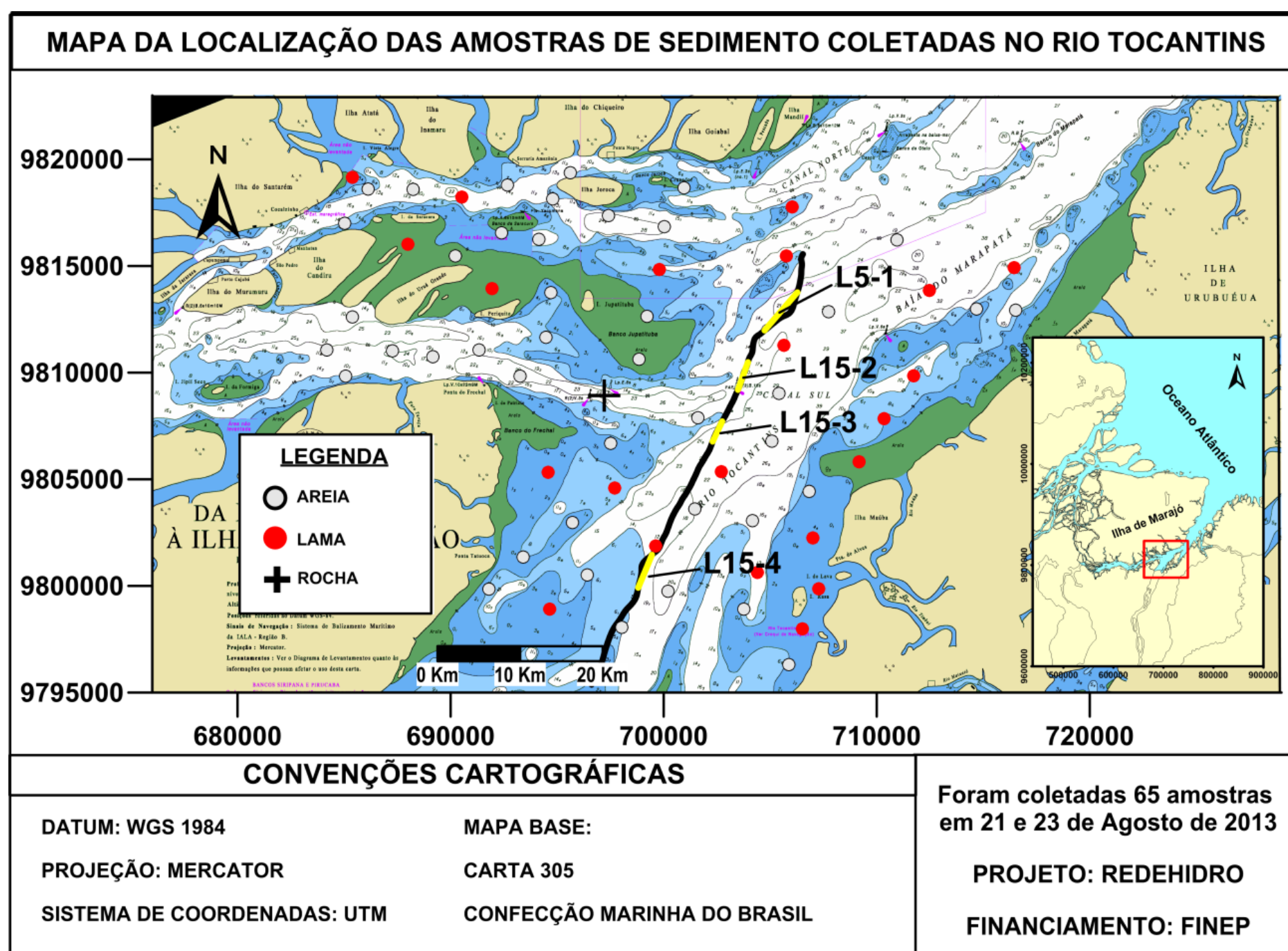
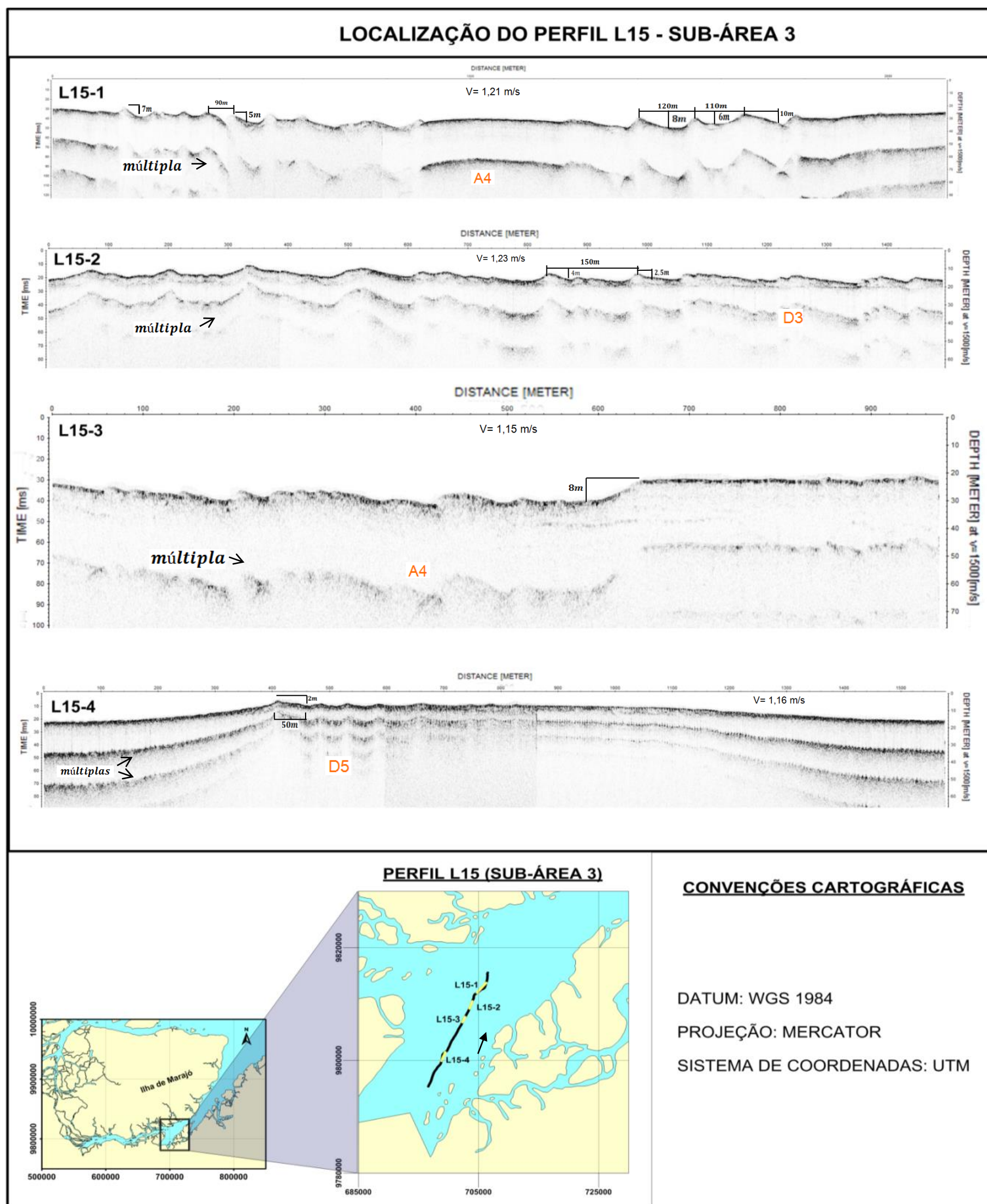


Figura 48: Foz do rio Tocantins com os pontos de sedimentos coletados e identificados ao longo do perfil sísmico L15 e próximo a este.



**Figura 49:** Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L15-1, L15-2, L15-3 e L15-4), e dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (A4, D3 e D5).

O perfil sísmico onde estão inseridas as seções de L18-1 a L18-6, trata-se de um perfil paralelo ao canal do rio Pará na zona de influência do rio Tocantins e no trecho referente à ilha do Palheta.

Na seção L18-1 não há morfologias representativas, apenas o leito aproximadamente plano e pouco inclinado, com profundidade máxima de 30 m. As correntes nesta seção possuem velocidade de 1,31 m/s que sugere uma zona de transporte de areia.

A seção L18-2 mostra isolados depósitos de areia com altura máxima de 10 m e mínima de 2,5 m. Estes depósitos acontecem a uma profundidade de 60 m com velocidades de correntes intensas de 1,50 m/s.

A seção L18-3 representa um ambiente de transição com pequenas ondulações que alcançam 4 m de altura e 100 m de comprimento de onda. Esta seção possui profundidade de 50 m com velocidade de corrente de 1,53 m/s. Para este valor de corrente e o tipo de feição formada a cobertura do leito provavelmente é constituída de areias.

Na seção L18-4 ocorrem dunas simétricas com altura máxima de 6 m e comprimento de onda máximo de 100 m. O leito ocorre a uma profundidade de 42 m e sua constituição provavelmente será areia, visto que as correntes nesta seção acontecem com velocidades de 1,51 m/s.

A seção L18-5 possui dunas que com 2,5m a 8m de altura e de 2,75 m a 12 m de comprimento de onda, essas dunas acontecem a uma profundidade de 50 m. O valor de corrente dessa é de 1,63 m/s.

A seção L18-6 mostra o leito suavemente inclinado onde a profundidade varia de 62 m a 30 m. O leito caracteriza-se com dunas de areias com alturas de 1m a 2 m e comprimento de onda de 90 m. A intensidade das correntes nesta seção é de 1,53 m/s (Figuras 50 e 51).

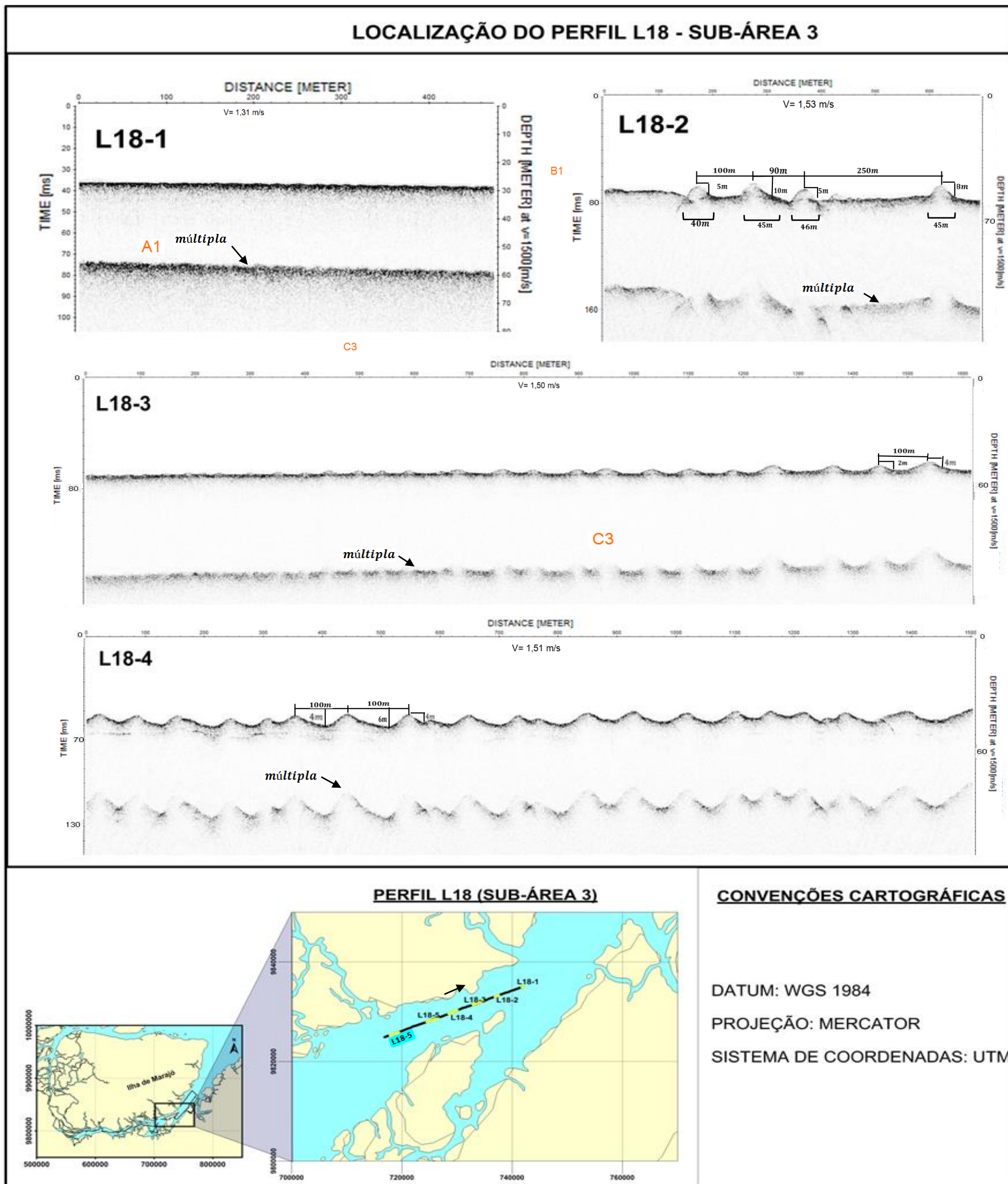
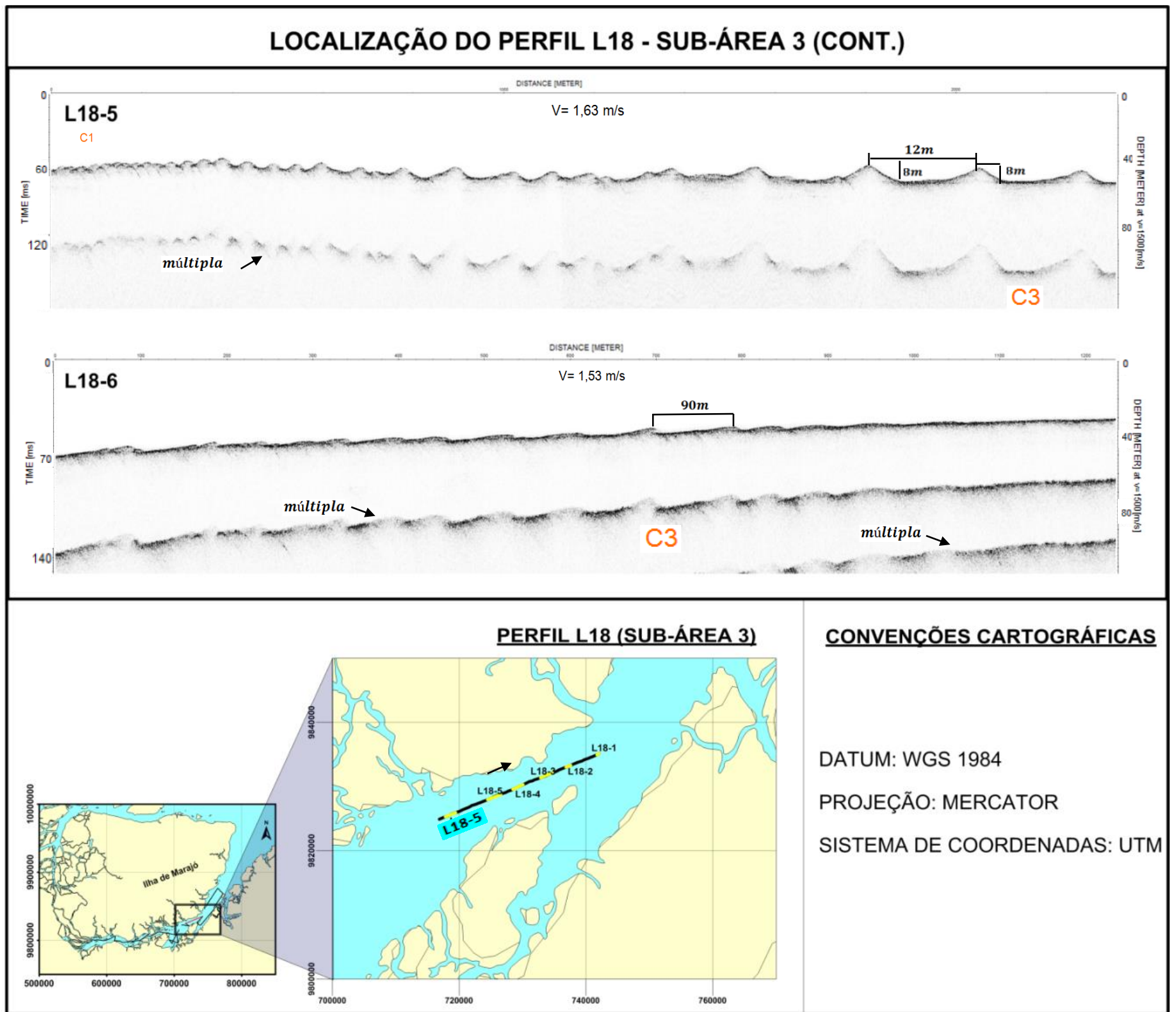


Figura 50: Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L18-1, L18-2, L18-3 e L18-4), com a dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (A1, B1 e C3).



**Figura 51:** Perfis sísmicos com localização apresentados em forma de seções (L18-1, L18-2, L18-3 e L18-4), com a dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (A1, B1 e C3).



#### **SUB-ÁREA 4**

A seção L26 caracteriza-se com um leito altamente irregular. Neste trecho, estão presentes bancos de areias com até 180 m. Este tipo de leito apresenta profundidades de até 50 m onde as correntes possuem velocidades de 1,21 m/s. Esse padrão morfológico ocorre somente em frente ao perímetro que corresponde ao canal do Canapijó, nos trechos anteriores e posteriores a este canal, o leito possui características planas com um padrão quase homogêneo e pouco irregular.

Esta seção indica que o canal contribui de maneira considerável na deposição de sedimentos, e na formação de feições morfológicas com dimensões de dezenas a centenas de metros. Ainda, é possível concluir que a taxa de sedimentos depositados pelo canal do Canapijó é maior que a competência do rio Pará na remobilização e erosão deste trecho.

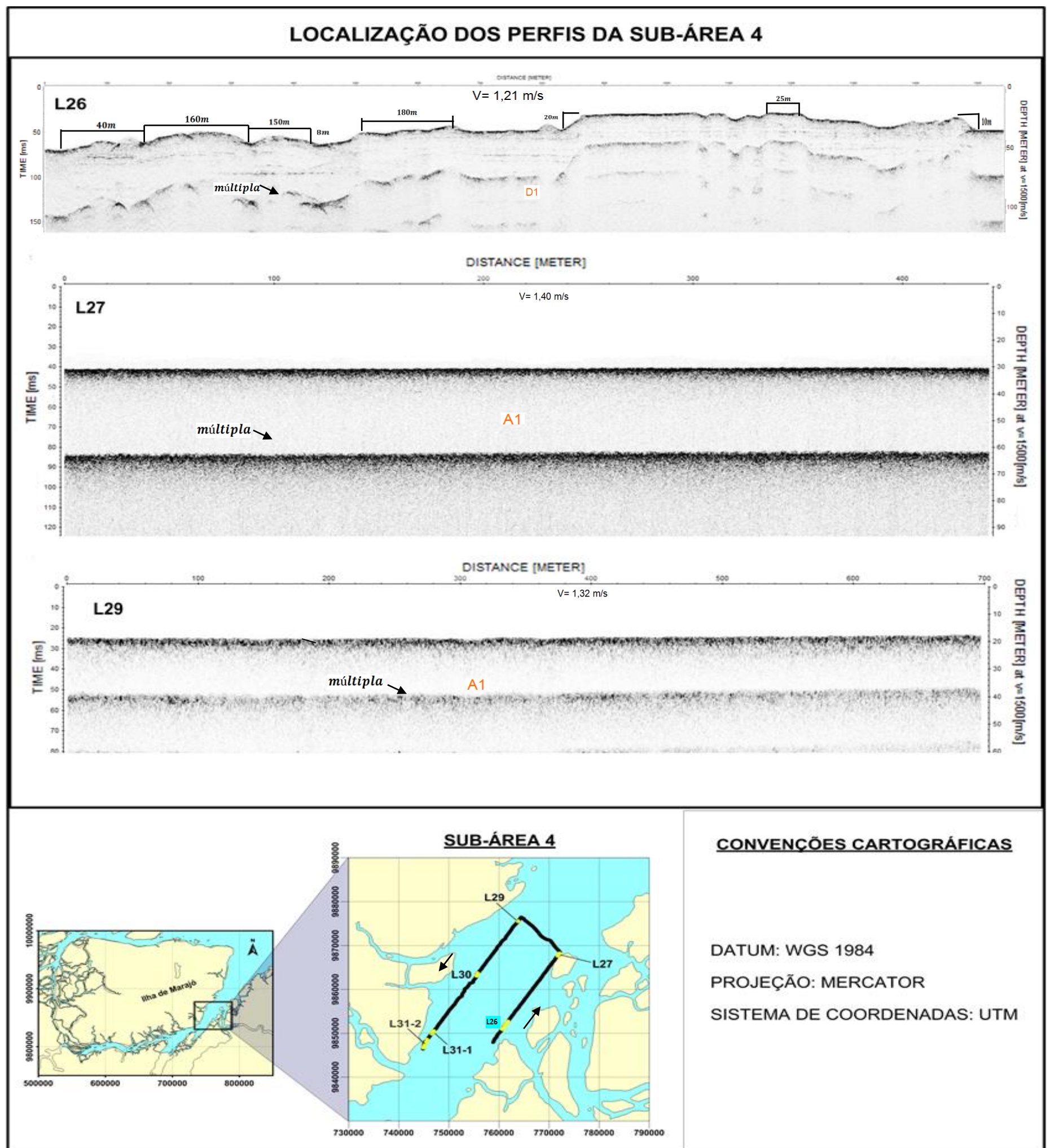
Na seção L27 encontra-se o leito plano, sem grandes morfologias. Esta seção acontece à margem direita do rio Pará em frente à ilha de Cutijuba. Para esta seção, os valores de velocidade das correntes são de 1,40 m/s.

Na seção L29 encontra-se também leito com características planas. Esta seção está próximo à margem esquerda do rio Pará, onde sofre influência de correntes com velocidades de 1,32 m/s.

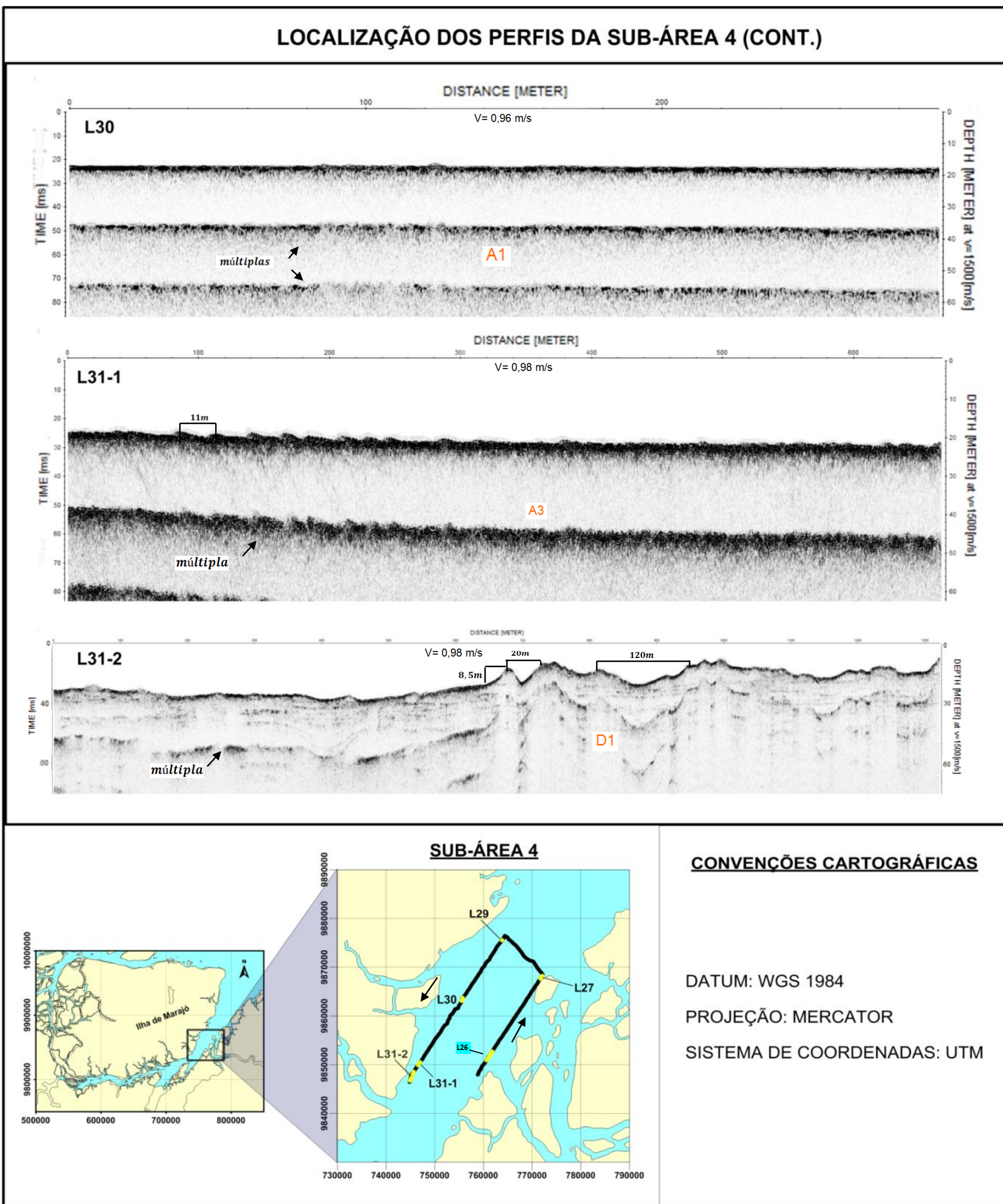
A seção L30 também está inserida próximo à margem esquerda do rio Pará onde a velocidade das correntes são de 0,96 m/s, nesta seção não são observadas grandes feições, apenas o leito aproximadamente plano.

No entanto, a seção L31-1 apresenta ondulações com comprimento de onda de até 11 m com no máximo 2 m de altura. As correntes nesta seção possuem intensidades de 0,98 m/s.

A seção L31-2 assim como a seção do L26, está relacionada em grande parte com a proximidade de canais. A seção L30-2 possui proximidade ao canal do rio Marajó-açu e supõe-se que esta feição se prolonga até o término da área de influencia deste rio. A velocidade das correntes nesta seção é de 0,98 m/s (Figuras 52 e 53).



**Figura 52:** Perfis sísmicos com localização e apresentados em forma de seções (L26, L27 e L29), com dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (A1 e D1).



**Figura 53:** Perfis sísmicos com localização e apresentados em forma de seções (L30, L31-1 e L31-2), com dimensão dos corpos sedimentares e tipos de ecos (C1 e C3).

Em termos gerais, o sistema estuarino é controlado principalmente pela oscilação de maré e descarga fluvial, esses agentes podem provocar a variação de direção da cobertura sedimentar do leito devido a mudanças no sentido do fluxo da maré. O rio Pará é um ambiente fluvioestuarino que tem a sua hidrodinâmica e conseqüentemente a morfologia de fundo influenciada pela maré, bastante intensa (regime de mesomaré). Assim há uma dificuldade em aferir, a partir dos dados de intensidades de correntes, se a morfologia das dunas é influenciada pela intensidade dessas correntes.

Ao longo do estuário, o comportamento da morfologia de fundo apresenta grandes distinções. Em direção ao interior do estuário a uma diminuição na profundidade no canal principal provavelmente devido ao aporte sedimentar de canais secundários e menor influência das correntes de maré.

As zonas de menores profundidades encontram-se na porção interna do estuário, estas áreas estão sujeitas a valores de correntes menores com diversos canais secundários que desembocam no canal principal sua carga sedimentar e hídrica. Essa porção mais interna do estuário (sub-área 1) de leito composto principalmente por sedimentos lamosos, pequenas profundidades e velocidades de correntes diminutas, apresenta apenas em superfície do leito feições morfológicas como desníveis e áreas de depósito de sedimentos.

#### As sub-áreas 2 e 3

As ocorrência de bancos de areias e dunas compõem principalmente a cobertura sedimentar da porção média do estuário correspondentes as sub-áreas 2 e 3, são as que apresentam feições de maior representatividade, provavelmente devido ao estreitamento do canal, maiores valores de corrente juntamente com maiores profundidades e conseqüentemente grãos de sedimentos maiores. Segundo Ashley (1990), formas de fundo de grandes dimensões estão presentes em ambientes arenosos onde as profundidades são superiores a 1m, com sedimentos maiores que 0,015 mm e velocidades médias de correntes maiores que 0,4 m/s.

A sub-área 4 apresenta em sua maioria, leito com característica planas, exceto por apresentar próximo a canais, grandes depósitos de sedimentos. Neste

trecho, as margens direita e esquerda não apresentam significativa distinção morfológica.

Ao longo dos perfis não há relação de proporcionalidade entre as velocidades de correntes e ocorrência de feições. Além disso, morfologias de grandes dimensões estão associados com a proximidade de canais. Na margem direita (Figura 52), em frente ao canal do Canapijó, ocorre sedimentação natural. Desta forma, a intensa contribuição de material sólido proveniente deste canal tende a preencher parte do canal principal gerando assim um acúmulo de sedimentos na desembocadura do canal do Canapijó. Na seção L7-2, ocorrem dunas de 80 m de comprimento de onda e 4 m de altura com correntes de 1,01 m/s. Em L27, as correntes possuem velocidades de 1,40 m/s, no entanto, não se observa nesta seção a formação de dunas. Diferentemente do que ocorre em L31-1, as correntes possuem intensidades de 0,98 m/s onde acontecem dunas de 11 m de comprimento de onda e até 2 m de altura.

Com base na classificação de dunas utilizada por Paolo e Mahiques (2008), todos os perfis que possuem dunas são classificadas como padrão C onde possuem comprimento de onda maior que 40 m e altura maior que 1,25 m, exceto nas seções L18-5 onde as dunas possuem 12 m de comprimento de onda e 8 m de altura e na seção L6-1 onde as dunas possuem 30 m de comprimento de onda e 2 m de altura, estas não se enquadram no padrão B, pois nesta classificação admitem-se dunas com comprimento de onda entre 5-12 m e altura entre 0,50-1,60 m.

Segundo a classificação quanto à simetria de dunas, apenas o perfil L15 inserido na foz do rio Tocantins ocorrem dunas assimétricas. Dunas com comprimento médio de aproximadamente 160 m e alturas de 2m a 12 m também foram observadas no rio Amazonas (STRASSER, 2002).

A face sedimentar dominante, composta de areia copeia a maior parte da área de estudo. Em termos gerais o leito do estuário em sua porção média é caracterizado por dunas grandes e muito grandes. A ampla variedade de formas reflete as várias condições hidrodinâmicas, assim como o tipo de sedimentos. A maioria das dunas registradas nesta região revelaram fortes simetrias que indicam a predominância de correntes unidirecionais.

Mudanças na morfologia das formas de leito devido ao tipo de sedimento são revelados pelas intensidades de tons claros e escuros. Tons mais escuros indicam sedimentos mais consolidados e intensidade de tons mais claros são constituídos de sedimentos finos observados nos tipos de ecocaráteres obtidos na região. Devido à predominância de sedimentos arenosos, comprometeu a penetração do sinal em algumas áreas.

As amostras de sedimentos coletadas do leito do rio Pará, mostrou a predominância de sedimentos arenosos principalmente ao longo dos canais. Areias mais grossas ocorrem principalmente na porção mais próxima a foz do rio Pará com leitos sem grandes morfologias e sob ação mais intensa das correntes de maré.

No decorrer das últimas décadas, o estudo intensivo das feições sedimentares de fundo nos diferentes ambientes aquosos e continentais, promoveram um aumento considerável do conhecimento e compreensão dos tipos e escalas da morfologia sedimentar, principalmente em áreas onde as correntes de fundo são fortes e persistentes (FLOOD, 1983).

## 8 CONCLUSÃO

A integração de dados geofísicos, sedimentológicos e hidrodinâmicos da área de estudo contribuíram para delimitar áreas com características morfológicas distintas, como leito aproximadamente plano, barras arenosas, dunas e fundo irregular, devido à dinâmica complexa do rio Pará e foz do rio Tocantins.

A utilização de dados adquiridos com o *Sub-Bottom profiler* SB-0512 e o processamento no software *ReflexWin* 6.0 possibilitou o conhecimento das formas de fundo em mesoescala e macroescala, assim como as dimensões e geometrias que estas formas submersas apresentam ao longo da região estudada.

Através da análise dos dados sísmicos, foi possível identificar quinze tipos de ecos e relacionar os tipos de sinais recebidos (eco) com o tipo de substratos encontrado.

A partir desta classificação, as categorias de ecos predominam nos perfis sísmicos obtidos na região, são os que apresentam poucas irregularidades e relativa penetração do sinal. A distinção de ecocaráteres ao longo do estuário do rio Pará, permitiu o conhecimento das respostas acústicas e morfológicas deste estuário, dados estes até então inexistentes na região de estudo.

Em contrapartida, os tipos de ecos menos frequentes são os que apresentam leitos bastante irregulares e pouca ou nenhuma penetração do sinal acústico. Especialmente o tipo C1 caracterizado pela presença de hipérboles de difração e o tipo D1 que trata de respostas acústicas advindas de grandes depósitos de sedimentos, encontradas apenas em dois perfis.

O tipo de eco, os sedimentos e os valores de correntes neste contexto mostraram-se importantes para o estudo da morfologia. As formas de fundo de maior expressão foram identificadas no trecho, onde o rio Canaticu deságua no rio Pará onde a largura do canal principal diminui de 8 km para 4 km em profundidade superior a 20 m. Nessa área ocorrem diversas ilhas e feições morfológicas onde os valores máximos de velocidade de corrente ao longo dos perfis inseridos nesta região são de 1,30 m/s. O tipo de sedimento que compõe o leito nesse seguimento é predominantemente constituído por areias. As formas de fundo predominante nessa área são dunas muito grandes com comprimento de onda de até 290 m com alturas de 6 m.

As dunas com 12 m de comprimento de onda e 8 m de altura e as com 30 m de comprimento de onda e 2 m de altura, não se enquadram na classificação descrita na literatura. Estas dunas não coincidiram com os padrões descritos em modelos teóricos e experimentais já existentes.

Na sub-área 4 encontram-se grandes depósitos de sedimentos próximo a canais, os quais possivelmente contribuem com aporte sedimentar.

A partir desse estudo concluiu-se que as morfologias encontradas não são proporcionais aos valores obtidos de correntes, ou seja, a intensidade das correntes não é fator preponderante sobre a formação destas feições. Desta forma é importante considerar os seguintes fatores: estreitamento do canal; valores de corrente; tipos de sedimentos; profundidades do canal e a proximidade a canais tributários.

Assim sendo, este trabalho abre caminhos para futuras investigações como: a resistência que estas dunas causam ao escoamento, aspecto não abordado neste trabalho, mas de grande importância para modelagem hidrodinâmica.

Outro fator importante a ser fomentado é a forma com que o leito desta região se configura e as dimensões que estes corpos submersos podem alcançar e possivelmente afetar a navegação em alguns trechos do rio Pará.

Apesar da dificuldade na obtenção de informações e limitações no levantamento de informações, os resultados obtidos possibilitam uma soma de conhecimentos agregados a essa região e gerando a possibilidade de aprimoramento dessas informações por meio de novos levantamentos no futuro.



## REFERÊNCIAS

- AB'SABER A. N: Paisagens de exceção: *o litoral e o pantanal matogrossense: patrimônios básicos*. São Paulo, Ateliê editorial, 2006, 184p.
- ABREU, J. G. N., 2010. *Sedimentologia, sismoestratigrafia e evolução da plataforma continental interna na área sob influência dos rios Itajaí-Aço e Camboriú, Litoral Centro-Norte de Santa Catarina*. Tese de doutorado - Instituto de Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 2010, 124. P.
- AYRES NETO, A. 2000. *Uso da sísmica de reflexão de alta resolução e da sonografia na exploração mineral submarina*. Revista Brasileira de Geofísica, V. 18, 241-256p.
- AYRES NETO, A., FALCÃO, L. C. e AMARAL P. T. 2009. Caracterização de Ecofácies na margem continental norte brasileira – estado do conhecimento. Revista Brasileira de Geofísica (2009) 27 (Supl. 1): 97 – 106.
- ASHLEY, G. *Classification of large- scale subaqueous bedforms: a new look at na old problem*. Journal of Sedimentary Petrology. V. 60, 1990, p. 160-172.
- BARBOSA, E. E. M. 2012. *Investigação sísmica na planície costeira de Bertioga (SP)*. Dissertação. Instituto de astronomia, geofísica e ciências atmosféricas. Universidade de São Paulo. 108 p.
- BARROS, Carolina Silva: ANÁLISE REGIONAL E AMBIENTAL: *Dinâmica sedimentar e hidrológica na confluência do rio Ivaí com o rio Paraná, município de Icaraíma- PR*. Trabalho de dissertação (mestrado) apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes Departamento de Geografia Maringá, PR. 2006, 51. p.
- BELL, R.; GREEN, M.; HUME, T.; GORMAN, R. (2000). *Whats regulates sedimentation in estuaries?*. Journal of water e Atmosphere 8 (4):13-16.
- BERNER, S; CASTAING, P e LERICOLAS, G. *Morphology, internal structure, and reversal of asymmetry of large subtidal dunes in the entrance of the Gironde (France)*. Journal of Sedimentary Petrology. v, 63, 1993, p. 780-793.
- BORGES, W. R. *Caracterização geofísica de alvos rasos com aplicação no planejamento urbano e meio ambiente: estudo sobre o sítio controlado do IAG/USP*. Tese (Doutorado em Geofísica) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007, 260. P.

- BOULHOSA, M.B.M. 2007. *Morfologia, sedimentologia e índices de sensibilidade ambiental ao derramamento de óleo na região portuária de Vila do Conde-Barcarena-PA*. Relatório do programa de Capacitação Institucional-PCI/MPEG. 53p.
- CHEEL, R. J. Introduction to clastic sedimentology. *Department of Earth Sciences. Notes for a University level. Brock University*. 2009 p. 205.
- CORRÊA, I. S. *Aplicação do diagrama de Pejrup na interpretação da sedimentação e da dinâmica do estuário da Baía de Marajó-PA*. Pesquisas em Geociências, Porto Alegre, v.32, n.2 p.109-118, 2005.
- DAMUTH, J. E e D.E. Hayes. 1977. *Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes*. Mar. Geol., 24(2):73-95.
- *Echo character of the Norwegian- Greenland Sea: relationship to Quaternary sedimentation*. Marine Geology. V.28 (1-2), 1978, p. 1-36.
- *Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments*. Marine Geology. V. 18 (2), p.17-45.
- DIAS, K. A. *Estudos das texturas sedimentares da superfície de fundo oceânico da baía de todos os santos*. Trabalho de conclusão de curso - Instituto de Geociências- Universidade Federal da Bahia. Salvador. 2003, 45. PP.
- DOURADO, J. C. *Sísmica de Reflexão 3*. 2007. Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/DIDATICOS/DOURADO/10reflex%C3%A3o3.pdf>. Acesso em: 25 Mar. 2011.
- FERNANDES, R. D: *Formação e Evolução dos Bancos de Areia da Foz do Rio Amazonas. Rio de Janeiro: UFRJ/COPPE, 2010*. Tese de doutorado 113 p.
- FERNANDO S. P; MAHIQUES, Michel M. *Utilização de Métodos Acústicos em Estudos de Dinâmica Costeira: Exemplo na Desembocadura Lagunar de Cananéia*. Revista Brasileira de Geofísica (RBGF), v. 26 Jun/2008, p. 211-225.
- FLOOD, R.D. 1980. *Deep-sea sedimentary morphology: Modelling and interpretation of echosounding profiles*. Mar. Geol., 38(1-3):77-92.

- GALVÃO, M.V.G. *Evolução termodinâmica da Bacia do Marajó, Estado do Pará, Brasil*. Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de ouro Preto. 1991, 193. pp.
- GARCES, Lucas Nogueira; ALVARES, Guilherme A costa: *Hidrologia*. 2ª ed. São Paulo; Edgard Blücher, 1988. 291.pp.
- Geomorfologia: Exercícios , técnicas e aplicações/ Coordenação, Sandra Baptista da Cunha e Antônio José Teixeira Guerra. 2ª ed. Rio de Janeiro; Bertrand Brasil, 2002, 343. p.
- Geomorfologia: Uma atualização de base e conceitos/* Coordenação, Antonio José Teixeira Guerra e Sandra Baptista da Cunha. 8ª ed. Rio de Janeiro; Bertrand Brasil, 2008, 472.pp.
- GOMES. M. P. *Aquisição, processamento e análise de dados de sísmica de alta resolução na plataforma continental norte do rio grande do norte: vale inciso do rio Açu*. Dissertação de mestrado. Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal-RN. 2009, 95. Pp.
- GREGÓRIO, A. M. S. e MENDES, A. C. *Batimetria e sedimentologia da Baía de Guajará, Belém, Estado do Pará. Amazônia: Ci e Densenv*, Belém. V.5, n.9, jul./dez. 2009.
- INSTITUTO DO DESENVOLVIMENTO ECONOMIC-SOCIAL DO PARÁ (IDESP), *Estudos integrados da Ilha do Marajó*. Belém, 1974, 333 pp.
- JUNIOR, P. V.; BASTOS, A. C.; PIZZIN, B. F.; GAVA, R. D.; QUARESMA, V. S.; Silva, C. G. *Sonar de Varredura Lateral e Sísmica de Alta Resolução Aplicados no Estudo de Ecofácies na Baía de Vitória – ES*. Revista Brasileira de Geofísica, 27(3): 411-425. 2009.
- LEE, S.H; et al: *echo characters of the South Korea Plateau, East sea: styles of mass movement and semint gravity flow*. *Marine Geology*, v. 184, p. 227-247.
- LEINZ, Viktor; AMARAL, Sérgio. E. *Geologia Geral*. 14ª ed. São Paulo; Nacional, 2003, 399. pp
- LIMA.W.N.; KOBAYASHI. *Sobre o quimismo predominante nas águas do sistema flúvio-estuarino de Barcarena, Pará*. *Goechimica Brasiliensis*, v. 2, n.1. 1988, p. 53-71

- LOBO, F. J; et al. *Influence of Estuarine Morphology on Bedload sediment Transport Patterns: an example from the Gardiana estuary (SE Portugal)*. Publicações da associação Portuguesa de Geomorfólogos. v. 1, 2002, p. 97-98.
- MACEDO, H. C., FIGUEREDO, A. G. J. e MACHADO, J. C. *Propriedades acústicas (velocidade de propagação e coeficiente de atenuação) de sedimentos marinhos coletados nas proximidades da ilha do Cabo Frio, RJ*. Revista Brasileira de Geofísica, v. 27, n. 2. 2009, p. 195-204.
- MANTELLI, L. R. e ROSSETTI, D. F. *Significado tectônico de lineamentos de drenagem no sudoeste da ilha do Marajó* - Revista Brasileira de Geociências (2009) 39(1): 42-54.
- MARTINS, Débora Pinto: *Dinâmica das formas de leito e transporte de carga de fundo no Alto Rio Paraná*. Trabalho de dissertação (mestrado) apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá. PR: (s.n.), 2004, 67.p.
- MARTINS, S. E. M. *Geomorfologia e sedimentológica dos depósitos sedimentares recentes da porção superior do estuário do rio Pará (baía de Marajó, Amazônia)*. – Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2010. Dissertação de mestrado 123. P
- MARTINS, S. E. M. e MENDES, A. C. *Caracterização de depósitos sedimentares recentes da porção superior da Baía de Marajó (margem leste do estuário do rio Pará, Amazônia)*. Pesquisas em Geociências, v. 38, n. 2: 168-180 maio/ago. 2011.
- MIRANDA LB, CASTRO BM e KJERFVE B. 2002. *Princípios de oceanografia física de estuários*. EDUSP, São Paulo. 417. pp.
- MITCHUM RM, VAIL PR e SANGREE JB. 1977. *Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences*. In: PAYTON CE (Ed.). *Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, v. 26. 1977, p. 117–133.
- MONTEIRO, P. G., 2010. *Métodos Geofísicos Aplicados à Localização de Depósitos de Granulados Biodetríticos e Paleocanais no litoral da Paraíba, Brasil*. Dissertação (Mestrado em Geofísica Aplicada) – Instituto de Geociências – Universidade Federal de Brasília, Brasília, 2010. 92 pp.
- NASCIMENTO, M.S: *Minerais pesados das formações Ipixuna e Barreiras, região de Ipixuna, leste da sub-bacia de Cameté – NE do Pará*. Belém. Dissertação em

Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. 2002, 86 p.

PAOLO, Fernando S; MAHIQUES, Michel M: *Utilização de Métodos Acústicos em Estudos de Dinâmica Costeira: Exemplo na Desembocadura Lagunar de Cananéia*. 25 p.

PRESS, F. et. al. *Para entender a Terra*; tradução Rualdo Menegat, et. al. – 4, ed. – Porto alegre: Boockman, 2006. 170 p.

ROLA, F. L., Processamento de dados de sísmica rasa na região do delta do rio Paraíba do sul, rj niterói. Trabalho de conclusão de curso (TCC) apresentado ao curso de graduação em geofísica da Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências Departamento de Geofísica e Geologia Marinha – LAGEMAR, Janeiro de 2014. 25p.

SHARMA: *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge University press. 1997, 475. pp.

SHEARER, P. M: *Introduction to Seismology*. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 260 pp.

SHÖN, J. H. *Physical properties of rocks. Fundamentals and principles of petrophysics. Handbook of geophysical Exploration. Section I, seismic exploration*, V.18. pergamon press. 1996, 583. pp.

SIMÕES, I. C. V. P. *Aplicação da batimetria multifeixe para definição da morfologia detalhada do fundo marinho ao largo da Laguna de Araruama e Arraial do Cabo*. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) Instituto de Geociências - Universidade Federal Fluminense. Niterói, 2007, 99 pp.

SOUZA, F. E. S. *Evolução morfodinâmica da região de influência estuarina do rio Curimataú/RJ, com ênfase nas Alterações do Ambiente Deposicional de Manguezal e a Integração de Geodados em SIG*. Tese de doutorado (Doutorado em Geodinâmica) - centro de ciências exatas e da terra. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004, 144 pp.

-----2006. *Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas*. Tese (Doutorado Oceanografia Química e Geológica) - Instituto Oceanográfico - Universidade Federal de São Paulo. São Paulo, 2006, 263 pp.

- 2008. *A investigação de áreas submersas rasas. Boletim Sociedade Brasileira de Geofísica. Geofísica e Geologia marinha Número 2.* Artigo técnico, 11. pp.
- Strasser. Maximiliano André: *Dunas fluviais no rio Solimões-Amazonas- Dinâmica e transporte de sedimentos.* Trabalho de dissertação (mestrado) apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade do Federal do Rio de Janeiro, COPPE. Rio de Janeiro, RJ: 2008, 148 p.
- SUGUIO, K. *Rochas Sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica.* São Paulo, SP: Ed. Edgard Blücher, 1980. 500 p.
- TABOSA, W. F., 2006. *Morfologia e sedimentologia da plataforma continental brasileira adjacente a são bento do norte e caçara do norte – RN/NE-BRASIL.* Tese (Doutorado Geodinâmica e Geofísica) - Centro de ciências exatas e da terra - Universidade Federal Do Rio Grande Do Norte. Natal. 2006, 105 pp.
- TAO, G; KING, S; NABI-BIDHEDI, M: *Ultrasonic wave propagation in dry and brine-saturated sandstones as function of effective stress: laboratory measurement and modeling.* Geophysical prospecting, vol. 43. 199, p. 299-327
- TORRES, F. T. P; NETO, R. M.; MENEZES, S. O. *Introdução à Geomorfologia.* (Coleção textos básicos de Geografia). São Paulo, SP; Ed. Cenagage Learning, 2012. 332. pp.
- URICK, R.J. 1983. *Principles of underwater sound.* New York, McGraw-Hill Book Company, 423. pp.
- WANG, Y. *Sea- Level Changes, Human Impacts and Coastal Responses in China.* Journal of Coastal Research, n.14, v. 1. 1998, p 31-36.
- WEWETZER, SFK; DUCK, RW; McMANUS, J. *Sidescan Sonar mapping of bedforms in the middle Tay Estuary, Scotland. International Journal of Remote sensing.* V, 20, 1999, p. 511-522.
- WOODS, R.D. et al., *Soil properties for shear wave propagation.* In hoven, j.m. (eds), shear wave in marine sediments. 1991, p. 29-39.