



ESTUDO DAS CAMADAS DE LAMA FLUIDA EM PORTOS E CANAIS DE NAVEGAÇÃO

Juliane Castro Carneiro

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Engenharia Oceânica.

Orientadores: Marcos Nicolás Gallo
Susana Beatriz Vinzón

Rio de Janeiro
Outubro de 2018

ESTUDO DAS CAMADAS DE LAMA FLUIDA EM PORTOS E CANAIS DE
NAVEGAÇÃO

Juliane Castro Carneiro

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ
COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM CIÊNCIAS EM
ENGENHARIA OCEÂNICA.

Examinada por:

Prof. Marcos Nicolás Gallo, D. Sc.

Profa. Susana Beatriz Vinzón, D. Sc.

Prof. Luiz Gallisa Guimarães, D. Sc

Prof. Alberto Garcia de Figueiredo Jr, Ph. D.

Profa. Josefa Varela Guerra, Ph. D.

Prof. Eduardo Marone, D.Sc.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL
OUTUBRO DE 2018

Carneiro, Juliane Castro

Estudo das Camadas de Lama Fluida em Portos e Canais de Navegação/ Juliane Castro Carneiro. – Rio de Janeiro: UFRJ/ COPPE, 2018.

XV, 145 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Marcos Nicolás Galo

Susana Beatriz Vinzón

Tese (doutorado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Oceânica, 2018.

Referências Bibliográficas: p. 69-81.

1. Lama Fluida. 2. Navegação. 3. Sedimentos Coesivos.
I. Gallo, Marcos Nicolás *et al.* II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Oceânica. III. Título.

“Estou convencido que metade do que separa os empreendedores bem-sucedidos de todo o resto é a pura perseverança. Cada sonho que você deixa para trás, é um pedaço do futuro que deixa de existir.”

Steve Jobs

“Alma e Lama não têm as mesmas letras à toa”.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela minha vida, saúde, sabedoria, garra, luta, sendo o guia para todos os momentos.

Ao meu ídolo, meu avô João Alberto Castro (*in memorium*), meus avós Fermina e João (*in memorium*) e à Mi (*in memorium*).

À toda minha família, principalmente meus pais Elisa e Julio e minha vó Thereza, minha base, meu tudo. Meus primos Paula, André, Hiram e Felipe por serem sempre tão presentes. Ao Rafael pela paciência e incentivo nessa fase tão atribulada de um término de doutorado.

Ao meu orientador Prof. Dr. Marcos Nicolás Gallo e minha coorientadora Profa. Dra. Susana Beatriz Vinzón. À banca examinadora deste trabalho Prof. Dr. Eduardo Marone, Prof. Dr. Luiz Gallisa Guimarães, Prof. Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Jr e Profa. Dra. Josefa Varela Guerra, pela disponibilidade e contribuições sempre valiosas. À CAPES e FAPERJ Doutorado nota 10 pelas bolsas de estudo tão essenciais durante o desenvolvimento do trabalho.

À Universidade Federal do Rio de Janeiro, à COPPE, à Área de Engenharia Costeira e Oceanográfica, todos os professores e em especial ao Laboratório de Dinâmica de Sedimentos Coesivos (LDSC) por proporcionar toda estrutura física, financeira e principalmente humana na figura de meus colegas e amigos de trabalho que tanto fazem parte desse trabalho. À Cristina, Mara e Marise por serem sempre dispostas a ajudar na parte burocrática com um sorriso no rosto.

Em um momento difícil da minha vida, quando tive um acidente sério durante o doutorado, vocês do LDSC, além da família e amigos, me permitiram não desistir, não desanimar e não perder minha essência, muito obrigada por hoje fazerem parte da minha família. A todos meus parceiros de trabalho nesses anos de doutorado, tive a felicidade de me envolver muito mais do que com meu doutorado, fiz dupla, trio, paper aqui, resumo ali, congresso lá, o que me fez muito mais que uma doutoranda, mas parte de uma equipe de trabalho. Aos meus orientados e pupilos pela confiança e troca mútua de experiências. Aos meus amigos e amigas do Rio de Janeiro e essa cidade que tanto gosto por me proporcionar um lar, momentos valiosos, que fizeram meu doutorado melhor, mais leve e à minha roommate Daiane Faller por toda parceria, troca de experiência, amizade, conversas científicas e de vida.

À Universidade Federal do Paraná e Centro de Estudos do Mar pela minha formação até chegar ao doutorado e à Universidade Federal Fluminense e o Programa de Dinâmica dos Oceanos e da Terra por todas as matérias que lá finalizei durante o doutorado e que contribuiu muito para minha formação. Ao Instituto de

Pesquisas Tecnológicas (IPT), Empresa Salt pelo equipamento acústico e ajuda no campo em Santos, Universidade de la Republica (IMFIA) pelos dados do Uruguai, empresa Acquaplan pela experiência de campo em Itajaí, Universidade Federal de Rio Grande pela experiência de campo na Lagoa dos Patos, ao Laboratório de Ultra-Som (LUS) do Programa de Engenharia Biomédica da COPPE – UFRJ pelos ensaios das características acústicas das amostras, Anna Dix do congresso Ports (COPRI-ASCE) por incentivar a publicação do primeiro paper desse doutorado. Ao IntercoH 2017 e Ocean Dynamics por motivar a submissão de outros papers durante o doutorado.

À Fundação CERTI na figura do Centro de Economia Verde (CEV) e à Iniciativa BIG2050 pelos 10 meses de trabalho, que me fez crescer e evoluir como profissional e me apresentou um mundo todo de novas informações das quais me identifiquei e só acrescentou em minha vida. Aos meus colegas de trabalho pela sempre calorosa recepção nas idas à Florianópolis, pelas risadas, chimarrão compartilhado, incentivo, aprendizados e troca de experiências mesmo distantes fisicamente.

Finalmente, um agradecimento geral a todos os amigos (que sou abençoada em ter pessoas tão especiais em meu caminho) e as pessoas que fazem ou fizeram parte da minha vida, as que ajudaram, as que criticaram, as que participaram ativamente e as que apesar de longe, torciam por mim. A todos vocês que ajudaram na minha formação e caráter, muito obrigada.

Resumo da Tese apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Ciências (D.Sc.).

ESTUDO DAS CAMADAS DE LAMA FLUIDA EM PORTOS E CANAIS DE NAVEGAÇÃO

Juliane Castro Carneiro

Outubro/2018

Orientadores: Marcos Nicolás Gallo

Susana Beatriz Vinzón

Programa: Engenharia Oceânica

Muitos portos e canais de navegação ao redor do mundo apresentam assoreamento e presença de lama fluida, que podem causar reduções na profundidade náutica. Neste contexto, a existência de camadas de lama fluida torna a definição da localização do fundo ambígua porque a localização das interfaces entre a água, a lama fluida e a lama consolidada é dinâmica e, muitas vezes, os sinais dos equipamentos tradicionais, como os ecobatímetros de dupla frequência, tornam-se ruidosos e difíceis de identificar estas interfaces. Esta pesquisa apresenta uma abordagem integrada do estudo das camadas lamosas em diferentes regiões portuárias e em condições controladas em uma coluna em laboratório. Medições *in situ* foram obtidas com equipamentos acústicos, sísmico e perfis de densidade, junto com amostragem para caracterização da granulometria e reológica do material. Quanto à detecção das camadas de lama através de medições com ecobatímetro, o retorno de alta frequência (HF) é associado à interface água - lama (lutoclina), e o retorno de baixa frequência (LF) é um sinal mais instável, porém correlacionado às mudanças de gradientes e similares aos valores de densidades críticas identificadas pela transição reológica medida em laboratório. Com relação à medição das camadas, especificamente para o Porto de Santos, os testes reológicos revelaram um aumento na rigidez inicial das amostras na região interna do estuário. A combinação dos perfis de densidade com os dados reológicos permitiu estimar um potencial aumento de calado em 1,5 m, dependendo da localização, critério de profundidade náutica e condição da maré. Espera-se que a combinação de técnicas de detecção e medição permitam o desenvolvimento de ferramentas para navegação em lama fluida, com potencial aumento do calado, visando uma navegação segura.

Abstract of Thesis presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Science (D.Sc.).

STUDY OF FLUID MUD LAYERS IN PORTS AND NAVIGATION CHANNELS

Juliane Castro Carneiro

October/2018

Advisors: Marcos Nicolás Gallo

Susana Beatriz Vinzón

Department: Oceanic Engineering

Many ports and navigation channels around the world suffer from silting and the presence of fluid mud layers and this continuous mud deposition can cause reductions in nautical depth. In this context, the existence of fluid mud layers makes the definition of the bottom location ambiguous because the location of interfaces between water, fluid mud and consolidated mud is dynamic and difficult to identify. The present work presents an integrated approach to the study of the fluid mud layers in different port regions and under controlled conditions in a laboratory column. *In situ* measurements were obtained with acoustic equipment, seismic, density profiles and sampling to characterize the grain size and rheology of the material. The study of the fluid mud is dependent on the rheological characteristics of the sediments, which showed the need to calibrate the methodology individually for each site to be studied. Regarding the detection of mud layers by means of echo-sounder measurements, high frequency return (HF) is associated with the water-mud interface (lutocline), and low frequency return (LF) is a more unstable signal, but correlated with changes in gradients and similar to the values of critical densities identified by the rheological transition measured in the laboratory. Regarding the measurement of the layers, specifically for the Port of Santos, the rheological tests revealed an increase in the yield stress of the samples in the internal region of the estuary. The combination of density profiles and rheological data allowed estimating a potential draft increase of 1.5 m, depending on the location, nautical depth criterion and tide condition. It is expected that the combination of detection and measurement techniques will allow the development of tools for navigation in fluid mud, with potential increase in draft for port areas for safe navigation.

SUMÁRIO

1. CAPÍTULO I.....	1
1.1. INTRODUÇÃO GERAL	1
1.2. OBJETIVOS	4
1.2.1. Objetivos específicos	4
1.3. HIPÓTESES.....	4
1.4. MOTIVAÇÃO.....	5
1.5. ESTRUTURA DA TESE	5
1.6. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	6
1.6.1. Lama Fluida	6
1.6.2. Processos físicos Lama Fluida.....	8
1.6.3. Portos e Sedimentos Coesivos	11
1.6.4. Propriedades Acústicas dos Sedimentos Coesivos e Detecção de Lama Fluida.....	12
1.6.5. Medições de Densidade e Reologia - Profundidade Náutica.....	19
CAPÍTULO II – Detecção de Cama das de Lama Fluida utilizando Diapasão, Ecobatímetro de Dupla Frequência e Chirp	23
2.1. Introdução	23
2.2. Materiais e Métodos	25
2.2.1. Medições laboratoriais na coluna de sedimentação	25
2.2.2. Características das amostras de lama e medições de campo.....	26
2.3. Resultados e Discussão	31
2.3.1. Coluna de sedimentação	31
2.3.2. Propriedades acústicas do material.....	38
2.3.3. Dados de campo	40
2.4. Conclusões	48
3. CAPÍTULO III - Medição de Camadas de Lama Fluida e suas Propriedades Reológicas em Portos.....	50
3.1. Introdução	50
3.2. Materiais e Métodos	52
3.2.1. Lama fluida e potencial aumento de calado (Carneiro <i>et al.</i> , 2017).....	52
3.2.2. Reologia x Diapasão (<i>Densitune</i>) (Fonseca <i>et al.</i> , 2018)	53
3.3. Resultados e Discussão	54
3.3.1. Lama fluida e potencial aumento de calado (Carneiro <i>et al.</i> , 2017).....	54
3.3.2. Reologia x Diapasão (<i>Densitune</i>) (Fonseca <i>et al.</i> , 2018)	61

3.4. Conclusões	65
4. CAPÍTULO V	67
4.1. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	67
5. REFERÊNCIAS BIBLIORÁFICAS.....	69
6. ANEXOS.....	82
DETECTION OF FLUID MUD LAYERS USING TUNING FORK, DUAL FREQUENCY ECHO-SOUNDER AND SEISMIC MEASUREMENTS.....	82
Juliane Castro Carneiro ^{1*} , Marcos N. Gallo ¹ and Susana B. Vinzon ¹	82
ACKNOWLEDGMENTS	114

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Características da suspensão de sedimentos finos, o fundo e a lama fluida entre a lutoclina e a superfície do leito (MEHTA et al., 2014).	8
Figura 2 - Mudanças na espessura da lama fluida: (a) assentamento de lama, compressão e formação de leito; (b) aumento da camada de lama fluida e diluição sob a camada limite inferior; (c) compressão de lama fluida e sua diminuição da espessura; d) Escavar o fundo resultado da erosão, redução da turbulência na lama fluida e sua densificação como resultado da compressão (MEHTA et al., 2014).	10
Figura 3 - Desempenho da fonte acústica modelo GeoPulse Pinger 3,5 kHz, da Geoacoustics: penetração esperada (em azul) e a variabilidade possível (em vermelho) para a relação penetração do sinal acústico x tipo de fundo (SOUZA, 2006).	15
Figura 4 - Registro obtido no canal de Santos (SP) com emprego do perfilador de fonte sísmica Chirp de 2-8 kHz (SOUZA, 2006, 2008).	15
Figura 5 – Registro de campo obtido com o ecobatímetro de dupla frequência (38/200 kHz). A) perfil obtido com a frequência de 38 kHz ilustrando a penetração do sinal de menor frequência na tênue camada de sedimentos finos. B) perfil obtido com a frequência de 200 kHz mostrando a superfície plana de fundo, sem evidência de penetração do sinal na coluna de sedimentos. Registro cedido pela Kongberg-Simrad a SOUZA (2006).	17
Figura 6 – O conceito de fundo náutico, que foi desenvolvido no limite de densidade de $1,2 \text{ t/m}^3$. Diagrama de NEDERLOF (1978) adaptado por KIRICHEK et al. (2018).	20
Figura 7 - Classificação do comportamento reológico de diferentes tipos de suspensões (KAWATRA et al., 1996; FERREIRA et al., 2005).	21
Figura 8 - Desenho esquemático da coluna de sedimentação (lado esquerdo). No lado direito estão representados o ecobatímetro de dupla frequência (primeiro a medir), as amostras foram coletadas e em seguida foi feita a medição com o diapasão <i>Densitune</i> (terceira medição).	26
Figura 9 - Mapa da América do Sul, indicando os importantes portos e canais de navegação com sedimentos coesivos onde foram realizadas as medições, sendo (1) Canal Norte do Amazonas, (2) Porto de Santos e (3) Itajaí (localizadas duas áreas “1” e “2”), sendo estes três no Brasil e (4) Montevideú, no Uruguai.	29
Figura 10 - Perfil de densidade e registro do ecobatímetro medido em 08 de maio, O ecograma da frequência de 200 kHz registra o topo da lutoclina em ~ 2.7 m (linha	

vermelha tracejada). O ecograma de 33 kHz registra as duas frequências, porém o retorno acústico (linha azul tracejada) é interpretado na parte inferior (4m).....	32
Figura 11 - Perfil de densidade e ecograma medido no dia 04 de junho. Observa-se o gradiente na lutoclina e o fundo consolidando e que ambos os registros (retorno e ecograma em vermelho) em ambas as frequências mostraram a profundidade da nova lutoclina formada.	33
Figura 12 - Perfil de densidade e registro do ecograma medido em 31 de junho - antes das 10 horas. É possível observar o gradiente na lutoclina e o fundo consolidando e que ambos os registros (retorno e ecograma) em ambas as frequências aparecem na lutoclina.	34
Figura 13 – No perfil das 14 hs (rosa), uma lutoclina é formada a uma profundidade de 2 m (registrada pela alta frequência) a uma densidade de ~ 1030 kg/m ³ , com uma mudança suave no gradiente, um sinal aparecendo no ecograma na mesma profundidade, mas o retorno dado é a profundidade de 2,8 m em baixa frequência com um maior gradiente na densidade. O perfil de densidade e gradiente das 10 hs está em verde para acompanhar o que está acontecendo ao longo do tempo.	35
Figura 14 - No perfil das 16 hs (laranja), a suspensão continua a sedimentar, com interface superior localizada entre 2,4 e 2,8 m com gradativo aumento do gradiente de densidade, com 1060 kg/m ³ na profundidade do registro do ecograma em alta frequência (linha vermelha tracejada). O ecograma de baixa frequência está gravando essa interface, mas é transparente na interpretação do retorno acústico, mantendo o sinal na posição da lutoclina mais consolidada, em ~ 2,8 m (linha azul tracejada). Os perfis de densidade e gradiente das 10 hs e 14 hs estão em verde e rosa respectivamente para acompanhar o que está acontecendo ao longo do tempo.	36
Figura 15 – Velocidade de propagação e frequências medidas nas amostras de Santos, Itajaí e Canal Norte do Amazonas em diferentes densidades, indicadas na figura.	39
Figura 16 – Atenuação e frequências medidas nas amostras de Santos, Itajaí e Canal Norte do Amazonas em diferentes densidades, indicadas na figura.	40
Figura 17 - Regressão entre a baixa frequência (LF-28, 33 kHz) por ecobatímetro e a profundidade medida por refletores de chirp (2-8, 3,5 kHz) no Porto de Santos no Brasil e Porto de Montevideú no Uruguai. IC é o intervalo de confiança que neste caso foi usado de 95%.	41
Figura 18 - Seção transversal do canal de navegação obtido com o ecobatímetro de dupla frequência. Os retornos de 200 kHz em vermelho, 28 kHz em azul e amarelo e <i>Densitone</i> em preto. Em cinza está marcada a lutoclina identificada com o densímetro (L1). O refletor de chirp 1 (azul claro) coincide com o refletor de baixa frequência 1	

(LF1) e o segundo refletor está em verde. O painel inferior é um zoom do painel superior para que as medições possam ser observadas em detalhes.	42
Figura 19 - Perfis do densímetro, marcando a alta frequência (HF, linha vermelha), baixa frequência (LF, linha azul) e o gradiente calculado pela variação da densidade em função da profundidade para perfis de Santos, Itajaí e Canal Norte do Amazonas. Importante destacar que Itajaí apresentou dois perfis característicos (chamados de Itajaí 1 e 2), sendo que Itajaí 1 na figura apresenta um perfil mais raso que os demais, com até 5.5 m.	44
Figura 20 - Regressão entre o refletor de alta frequência (200-210 kHz) do ecobatímetro e profundidade da lutoclina (aumento na concentração de sedimentos no topo da camada de lama fluida) encontrado nos perfis de densidade obtidos pelo diapasão em todos os locais (Santos, Canal Norte do Amazonas, Itajaí no Brasil e Montevideo no Uruguai). IC é o intervalo de confiança que neste caso foi utilizado de 95%.	45
Figura 21 – Densidades que são refletidas pela alta e baixa frequência em Santos, Itajaí e Amazonas Canal Norte. Importante destacar que Itajaí principalmente na Baixa Frequência apresenta duas populações, Itajaí 1 (em rosa) com menores densidades (~1170 kg/m ³) e Itajaí 2 (em vermelho escuro) com maiores densidades refletidas (~1350 kg/m ³).	46
Figura 22 – Raiz quadrada do erro médio para as densidades associadas a baixa frequência refletidas. Os menores valores de erro são associadas às densidades que a baixa frequência reflete, sendo Santos em 1250 kg/m ³ , Itajaí em 1300 kg/m ³ e Canal Norte do Amazonas entre 1350 e 1400 kg/m ³	47
Figura 23 - Seções batimétricas do canal de Santos obtidas durante 2013 com um ecobatímetro padrão, onde é possível observar um comportamento regular na área arenosa externa (por exemplo, transecto 5 km) e registros anômalos na porção interna do estuário lamoso (por exemplo, transecto 22 km). Neste último local, as zonas livres de reflexão (<i>reflection free zone</i>) nos perfis de Chirp indicaram a presença de lama. .	55
Figura 24 - Perfis de densidade obtidos em três pontos (a, b, c) em quatro transectos ao longo do canal de Santos, com espessura de camadas de lama fluida variando de poucos centímetros a quase um metro. O eixo x é a densidade em kg/m ³ e o eixo y é a distância acima do fundo em metros. Os círculos mostram gráficos de tamanho do grão para cada amostra em locais centrais (pontos (b)).	56
Figura 25 - Perfis de densidade no ponto 22km (a) registrado durante 8 horas, ao longo do ciclo de maré. Datum vertical é o menor nível de água observado (06/02/2014). Dados de intensidade e direção das correntes estão indicadas na Figura 27.	56

Figura 26 - Intensidade e direção das correntes, nível de água e altura da lutoclina no ponto 22 km (a), medido pelo perfilador de corrente (Aquadopp) e pelo densímetro, ao longo do ciclo de maré.....	58
Figura 27 - Curvas de escoamento para a amostra 24km (b) em cinco diferentes densidades (símbolos diferentes) para os protocolos LDSC (linha sólida) e Adaptados de Claeys (linha tracejada).	59
Figura 28 - Tensão limite de escoamento de Bingham versus densidade para as três amostras testadas (24km - asterisco, 22km - círculos e 21km - quadrados). Ajustes de tendência exponencial, cujas equações são apresentadas na legenda. Barras de erro horizontais calculadas como erro padrão de uma série de densidades possíveis calculadas com variações aleatórias em torno da densidade de referência são mostradas na figura.	60
Figura 29 - Perfis de densidade obtidos com o software do equipamento (preto) e com o procedimento proposto em Fonseca <i>et al</i> , 2018 (vermelho) para dois perfis diferentes no Porto de Santos (Brasil).	62
Figura 30 - Domínios de calibração (frequência x amplitude x densidade) para amostras testadas. A - Porto de Santos (até 1355 kg/m ³), B - Porto do Rio Grande (até 1383 kg/m ³), C - Porto de Itajaí (até 1472 kg/m ³) e D - Barra Sul da Amazônia (até para 1512 kg/m ³). Barra de cores indica a densidade (Fonseca <i>et al</i> , 2018).....	63
Figura 31 – Tensão limite de escoamento de Bingham versus densidade para as amostras de lama fluida do Porto de Santos (verde), Porto do Rio Grande (vermelho), Porto de Itajaí (azul) e Barra Sul do Amazonas (marrom) (Fonseca <i>et al</i> , 2018).....	64

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1- Resumo das principais características dos portos e canais de navegação.	30
Tabela 2 - Resumo das principais características dos experimentos na coluna de sedimentação.	37

1. CAPÍTULO I

1.1. INTRODUÇÃO GERAL

Diversas regiões costeiras e estuarinas apresentam substratos caracterizados pela presença de sedimentos coesivos, sendo aqui referidos como lama (JIANG e ZHAO, 1989; DE WITT, 1995; MCANALLY *et al.*, 2007; ELGAR e RAUBENHEIMER, 2008). Estes sedimentos coesivos são composições de sedimentos finos, matéria orgânica (MO), água e gases cujo comportamento varia no tempo e espaço, sendo governados pela disponibilidade de sedimentos, condições meteorológicas e hidrodinâmicas e atividade biológica (WINTERWERP e VAN KESTEREN, 2004).

Estas regiões lamosas podem apresentar uma camada de alta densidade acima do fundo consolidado, a qual pode alcançar centímetros a metros de espessura em condições promovidas pela hidrodinâmica local, chamada de lama fluida (WURPTS e TORN, 2005).

Os sedimentos coesivos têm sido estudados a partir de estudos de campo e experimentos laboratoriais. Durante as últimas décadas, a acumulação de sedimentos coesivos floculados e a formação de depósitos de lama fracamente consolidados, incluindo lama fluida, ganharam maior atenção. Apesar dos extensos esforços de pesquisa, os processos que governam a formação e dinâmica da lama fluida estão longe de serem plenamente compreendidos (BECKER, 2011).

A presença de altas concentrações próximas ao leito modifica a cinemática do fluido, alterando a circulação, reduzindo o atrito e modificando a propagação de ondas (BEARDSLEY *et al.*, 1995). A ação de ondas, correntes e a passagem de navios podem manter estes sedimentos finos em suspensão, sendo esta camada responsável pelo principal mecanismo de transporte de sedimentos coesivos em áreas costeiras e estuarinas (FAAS, 1985). As questões referentes à compreensão da interação dos depósitos lamosos com a hidrodinâmica costeira sugerem um conhecimento integrado entre ambas, uma vez que os sedimentos se comportam de maneira singular sob cada regime hidrodinâmico específico (LEÃO, 2013).

Devido a seu acesso e por serem áreas protegidas, estuários são amplamente explorados pelo setor portuário, com o estabelecimento de portos com frequente ocorrência de lama fluida em canais de navegação. Assim, o mapeamento e a caracterização desses sedimentos são cada vez mais importantes, pois podem afetar a navegação, concentrar poluentes, além de influenciar no processo de eutrofização (MCANALLY *et al.*, 2007).

Um elemento vital dos serviços portuários é garantir a passagem de navios para as instalações. Este serviço implica custos de manutenção significativos que aumentam exponencialmente quando os canais de acesso mais profundos devem ser mantidos, além da necessidade de manter com segurança vias navegáveis da maneira mais eficiente.

O PIANC (*World Association for Waterborne Transport Infrastructure*) sugere a utilização do conceito de fundo náutico, definido como "o nível em que as características físicas do fundo alcançam um limite crítico para além do qual o contato com a quilha de um navio causa danos ou efeitos inaceitáveis na capacidade de controle e na manobrabilidade" (PIANC, 2014). Este limite crítico está associado com alterações nas propriedades reológicas da lama e é geralmente chamado de transição reológica (VAN CRAENENBROECK *et al.*, 1991). Embora possam ser realizados ensaios reológicos adequados em laboratório, ainda é difícil gerar perfis reológicos in situ. Assim, estas propriedades são geralmente correlacionadas com propriedades mais facilmente mensuráveis, como por exemplo, a densidade.

Estudos sobre manobrabilidade de navios e modelos empíricos mostram que a lama fluida não representa obstáculo para a navegação quando a sua massa específica é igual ou inferior a 1200 kg/m^3 (BANDEIRA *et al.*, 2006).

A partir do conhecimento mais detalhado da morfologia do fundo, vários portos já discutem sobre a navegação em lama fluida, por exemplo, Rotterdam (Holanda), Bangkok (Tailândia), Suriname (Suriname), Tianjing Xingang (China), Yangtze (China), Liang Yungang (China) (XU e YUAN, 2003). Como exemplos brasileiros, temos os portos de Paranaguá (SILVA, 2003) e Itajaí (SCHETTINI, 2002). O entendimento desta camada pode aumentar também a eficiência de dragagem (posicionamento do tubo de dragagem sobre o material mais denso), como também diminuir os impactos ambientais relacionados às atividades portuárias (FERREIRA, 2013).

Outros estudos como testes com modelos reduzidos e com navios para o porto de Zeebrugge (Bélgica) mostraram que é possível a navegação nesta camada de lama, considerando a determinação da Folga Abaixo da Quilha de segurança (VAN CRAENENBROECK e VANTORRE, 1992; DELEFORTRIE *et al.*, 2005; DELEFORTRIE e VANTORRE, 2016). Este conceito é válido quando o material de sedimentação consiste em lama fluida. Em princípio, as lamas fluidas têm características de resistência tão baixas que não causam problemas para a navegação e mesmo negativas sob a deflexão da quilha podem ser aceitas (PIANC, 1997; FONTEIN e VAN DER WAL, 2006).

A questão da navegabilidade em lama fluida pode ser agravada pelo fato da lama, na sua forma não consolidada e estado fluido altamente dinâmico, geralmente não ser detectada por ecobatímetros convencionais instalados em navios comerciais. Esse fato enfatiza a necessidade de maiores investigações sobre a questão da lama fluida, e seus métodos de detecção (SCHROTTKE *et al.*, 2006). O aumento acentuado na concentração de sedimentos no topo da camada de lama fluida, conhecida como lutoclina, pode retornar um fundo falso para sistemas de sonar (MCANALLY *et al.*, 2016), fazendo a determinação da profundidade ambígua e altamente variável.

Existem estudos com equipamentos acústicos e sísmicos, como os ecobatímetros de dupla frequência para detecção de lama (SHI *et al.*, 1999; MADSON e SOMMERFIELD, 2003; SCHETTINI *et al.*, 2010). No entanto, esses métodos indiretos não determinam a navegabilidade dos depósitos lamosos nem a natureza desse depósito (se fluido, se consolidado, por exemplo) e, conseqüentemente, devem ser acoplados com observações *in situ* através de métodos diretos e amostragens para testes laboratoriais (CARNEIRO *et al.*, 2017).

As principais diferenças nos sinais dos equipamentos que devem ser considerados em fundos não consolidados são: (a) velocidade de propagação do sinal; (b) controle de sensibilidade do ecobatímetro; (c) retorno do sinal acústico em múltiplas camadas de sedimentos, atenuação do sinal (quando a energia acústica atinge a parte superior da uma camada de material, parte da energia incidente é refletida e uma parte continua e atinge a próxima camada. Na próxima interface, parte da energia é refletida sendo que energia incidente se torna menor a cada transição devido à reflexão, atenuação e dispersão) (USACE, 2002).

Espera-se que a combinação de técnicas de detecção e medição permita o desenvolvimento de ferramentas para navegação em lama fluida, com potencial incremento do calado, além de definir densidades críticas para as áreas portuárias com valores de resistência aos movimentos seguros à navegação.

Assim, a determinação da localização e entendimento do processo de formação de lama fluida é fundamental para a intervenção e gestão de ambientes em que ocorrem, bem como para a manutenção da profundidade de navegação e cálculo do volume a ser dragado (QUARESMA *et al.*, 2011). Desta maneira, estudos de detecção de lama fluida e caracterização de sedimentos podem colaborar para estudos de dragagem, navegabilidade, além da hidrodinâmica e geomorfologia de cada local.

1.2. OBJETIVOS

O objetivo do trabalho é contribuir para a caracterização de camadas lamosas com a intercomparação de medições a partir de métodos remotos como acústicos e sísmicos (ecobatímetro de dupla frequência e chirp) e métodos intrusivos obtidos por diapasão (densitune). Para tanto, são utilizados dados de campo em portos e canais de navegação e um conjunto de testes laboratoriais para discutir acerca do nível de fundo náutico.

1.2.1. Objetivos específicos

1) Verificar, através de medições *in situ* e testes laboratoriais, se os métodos acústicos e sísmicos (ecobatímetro de dupla frequência e chirp) podem detectar as camadas de lama fluida, gradientes e densidades características, a partir da comparação com dados de perfil de densidades obtidos com diapasão (densitune).

2) Analisar as espessuras das camadas de lama fluida e profundidades das lutoclinas, através de medições *in situ* considerando a variabilidade espacial e temporal da estrutura vertical de densidade dos depósitos.

3) Dar subsídios a definição da profundidade náutica através da combinação de medições *in situ* de densidade (com diapasão) e testes de laboratório (reômetro).

1.3. HIPÓTESES

As hipóteses investigadas foram:

1) Se a diferença entre as profundidades dos refletores de alta e baixa frequência do ecobatímetro está associada às espessuras das camadas de lama fluida e às interfaces água – lama fluida e lama fluida – lama consolidada, então é possível utilizar o conceito de profundidade náutica a partir de medições acústicas e de campo (densidade) obtidas simultaneamente.

2) Se as propriedades dos sedimentos de cada porto e canal navegável são variáveis então a definição da profundidade náutica, densidades críticas e a abordagem nas regiões estudadas (Santos, Itajaí, Barra Norte do Amazonas e Montevideo) precisa ser avaliada individualmente para cada região.

1.4. MOTIVAÇÃO

A pesquisa pode ser utilizada como suporte de gestão ambiental, futuras dragagens, além da utilização do conceito de fundo náutico e trabalhar com a natureza (“*Working with Nature*”), abordando a segurança na navegação, como também, em posteriores empreendimentos nos portos e canais navegáveis.

O estudo proposto pretende caracterizar a detecção e caracterização de sedimentos coesivos em portos e canais navegáveis. Desta forma, contribuir para a navegabilidade e tomadas de decisões com relação a dragagens de aprofundamento e manutenção.

A comparação das respostas dos equipamentos acústicos (ecobatímetro de dupla frequência, chirp), equipamentos de medição *in situ* (*Densitune*) e os testes laboratoriais, por exemplo, as propriedades reológicas e calibradas em diferentes equipamentos (*Densitune* e Reômetro) poderão trazer informações importantes acerca de estudos relacionados à lama fluida, o que pode facilitar trabalhos de construção, manutenção de portos de forma a serem avaliados, planejados e otimizados.

1.5. ESTRUTURA DA TESE

- Capítulo I

Este capítulo apresenta uma introdução geral, os objetivos e hipóteses principais da tese, motivação e fundamentação teórica abordando os seguintes tópicos: lama fluida, processos físicos da lama fluida, portos e sedimentos coesivos, detecção de lama fluida e estudos acústicos, além da medição de densidade e reologia com a abordagem da profundidade náutica.

- Capítulo II – Detecção de Camadas de Lama Fluida utilizando Diapasão, Ecobatímetro de Dupla Frequência e Chirp

É feita uma avaliação da detecção de lama fluida por métodos acústicos e sísmicos (ecobatímetro de dupla frequência e chirp) em importantes portos e canais de navegação com presença de sedimentos coesivos (Porto de Santos, Porto de Itajaí, Barra Norte do Amazonas localizados no Brasil e Porto de Montevideo no Uruguai) comparando com métodos diretos como a densidade por diapasão (*Densitune*), medidos simultaneamente, observando os principais resultados na comparação destes equipamentos nestes locais. Além disso, são feitos testes em laboratório para conhecer as propriedades acústicas de amostras disponíveis e testes em coluna de

sedimentação avaliando a resposta de ecobatímetro de dupla frequência e densímetro em ambiente controlado.

- Capítulo III – Medição de Camadas de Lama Fluida e suas Propriedades Reológicas em Portos

Utilizando o Porto de Santos como área de estudo, este capítulo fornece informações da lama fluida pela combinação de medições de densidade *in situ* e testes de reologia em laboratório, que visam definir um potencial aumento de calado baseado nas camadas de lama fluida. O capítulo aborda a variabilidade espacial e temporal com resultados e diferenças nas propriedades da lama dentro do porto, mostrando a importância de pesquisas extensas, em vez de medições em áreas limitadas e pontuais, visando contribuir para o estabelecimento de níveis de fundo náutico quando as camadas de lama fluida estão presentes.

Também vai abordar a relação densímetro x reômetro, onde amostras de lama de diferentes regiões do Brasil foram utilizadas e uma curva de calibração associada ao sinal de amplitude do densímetro e tensão de escoamento das amostras foi obtida, visando a avaliação reológica, mesmo se um reômetro não estiver disponível.

- Capítulo IV

O capítulo IV resume os principais resultados da tese, apresenta conclusões gerais e recomendações para estudos futuros relacionados à presença e medição de camadas de lama fluida em portos e canais de navegação.

- Capítulo V

São listadas as referências bibliográficas.

- Capítulo VI

São inseridos em anexo os artigos científicos sendo dois já publicados e um submetido.

1.6. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1.6.1. Lama Fluida

Na literatura, existem diversas definições de lama fluida. Uma delas de Mcanally *et al.* (2007) diz que é “uma alta concentração de sedimentos finos na qual a

sedimentação é substancialmente impedida pela proximidade dos grãos de sedimentos com flocos, além disso, não formou uma matriz interligada com laços fortes o suficiente para eliminar o potencial de mobilidade”. Seus limites estão nas densidades entre 1080 e 1200 Kg/m³.

Dyer (1986) diz que lama fluida é “a suspensão de sedimentos coesivos em uma concentração dentro ou próxima do ponto de gel, da ordem de 10¹ a 10² g/l”. Já Wurpts e Torn (2005) considera “uma suspensão altamente concentrada de sedimentos finos coesivos, com baixa densidade que possui uma leve tendência a consolidação”. Essa suspensão pode apresentar espessura variando de decímetros até vários metros, sendo formada por meio da deposição ou da liquefação do fundo lamoso, que representa um dos estágios iniciais do processo de consolidação e formação de fundos coesivos (WINTERWERP e VAN KESTEREN, 2004).

A lama fluida geralmente está associada a uma lutoclina (fortes gradientes de concentração de sedimentos em suspensão) sendo normalmente relacionada a um rápido processo de sedimentação em áreas com grande suprimento de sedimentos finos e períodos de baixa turbulência (MCANALLY et al., 2007). Além disso, a densidade é um importante parâmetro para avaliação das camadas de lama fluida porque está diretamente relacionada com a Concentração de Sedimentos em Suspensão (CSS).

Os sedimentos coesivos na água são transportados por correntes turbulentas, já em períodos de baixas correntes, por exemplo, durante a estofa em correntes de maré, as partículas se acumulam no fundo. Desta forma, a lama fluida, então, se forma onde há um fornecimento adequado de material em suspensão (WURPTS e TORN, 2005).

Em comparação, a água é caracterizada como um fluido newtoniano, enquanto que a lama fluida sendo um fluido não-newtoniano, é regulada por uma reologia onde o comportamento do fluxo depende do estado de cisalhamento e pode ser descrito como viscoelástico para uma tensão inicial (*yield stress*) (WURPTS e TORN, 2005). A formação de lama fluida ocorre por uma combinação da sedimentação e floculação de material coesivo suspenso e a fluidização de depósitos de lama por ondas. Além disso, a erosão da lama consolidada enriquece a carga suspensa coesiva no sistema de água (WURPTS, e TORN 2005).

Becker (2011) ao estudar um amplo conjunto de dados do estuário do Weser e analisando sobre a dinâmica da lama fluida sugeriu que as camadas de lama fluida são influenciadas pela morfologia local e a estofa da maré induz uma retroalimentação positiva de concentrações crescentes e um aumento do amortecimento da turbulência,

o que inevitavelmente leva à formação de depósitos de lama estuarina resistente à erosão.

Dependendo das circunstâncias locais, tais como força e assimetria de maré, vazão dos rios, os estuários podem ser bem misturados, parcialmente misturados e estratificados. No entanto, a estratificação de densidade não é induzida apenas pela salinidade ou gradientes de temperatura, mas também por lutoclinas formadas por altas concentrações de material em suspensão (WOLANSKI *et al.*, 1992; EISMA, 1993; SCHROTTKE *et al.*, 2006).

Segundo Schrottke *et al.* (2006), a distribuição espacial e variabilidade temporal de zonas de máximas turbidez (ZMTs) estão ligadas à amplitude da corrente, a ciclicidade sizígia-quadratura, o volume de descarga dos rios e as flutuações do nível da água induzidas pelo vento. Como consequência, os locais de acumulação e erosão de sedimentos finos podem ser deslocados por distâncias consideráveis, ao longo do ciclo de maré (ABRIL *et al.*, 2000; GRABEMANN e KRAUSE, 2001; UNCLES *et al.*, 2006). Desta forma, todos esses processos podem ter um impacto direto na distribuição sedimentar em um estuário.

1.6.2. Processos físicos Lama Fluida

Sendo a lama fluida um estado transitório de lama móvel tipicamente em camadas entre uma suspensão relativamente diluída e o sedimento mais denso (Figura 1), esta camada, cuja espessura está relacionada com a localização do fundo náutico, é caracterizada por diferentes densidades de partículas (MEHTA *et al.*, 2014).

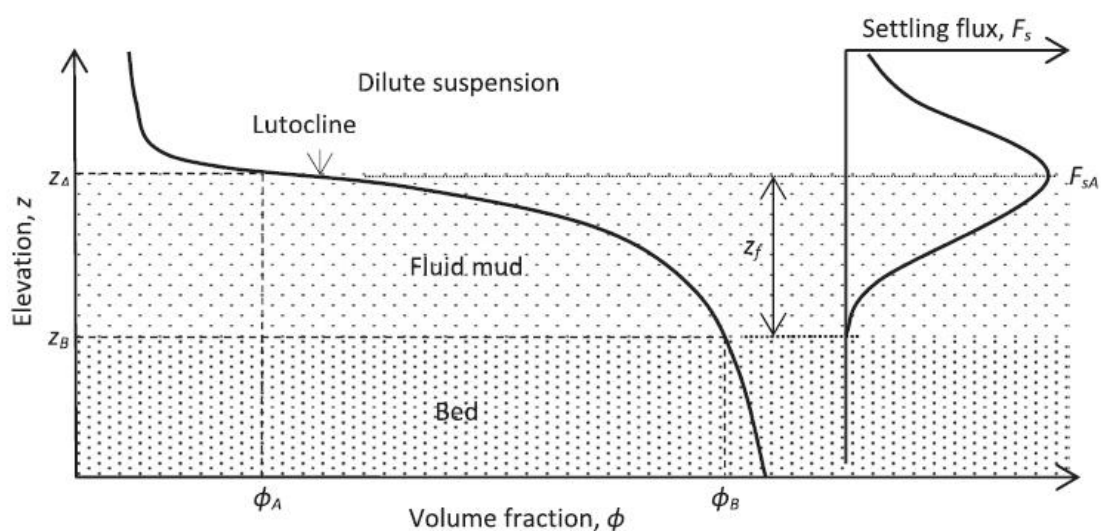


Figura 1 - Características da suspensão de sedimentos finos, o fundo e a lama fluida entre a lutocline e a superfície do leito (MEHTA *et al.*, 2014).

Vanoni (2006) e Hall (2014) ressaltam que a formação da lama fluida ocorre principalmente por meio de dois processos separados, a sedimentação e a liquefação. A velocidade de sedimentação de uma única partícula esférica é utilizada pela lei de Stokes, onde é dependente da viscosidade, massas específicas do fluido e das partículas, o diâmetro da partícula e a gravidade. Esta equação (1) é válida para números de Reynolds $<0,1$ (VANONI, 2006). Também é válida apenas para uma partícula de forma esférica, hipoteticamente, já que naturalmente não são.

$$w = \frac{gd^2}{18\nu_w} \left(\frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \right) \quad (1)$$

Onde w = velocidade de sedimentação

g = aceleração gravitacional ($9,8 \text{ m/s}^2$)

d = diâmetro da partícula esférica (m)

γ_s = peso específico da partícula do sedimento ($2,65$)

γ = peso específico do fluido (1 para água)

ν_w = viscosidade cinemática da água ($1 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$)

Os sedimentos finos demonstram propriedades coesivas significativas que se tornam mais evidentes à medida que diminuiu o tamanho das partículas (MEHTA e MCANALLY, 2009). As partículas finas podem se aderir umas às outras e formar flocos ou agregados maiores. Como o floco aumenta o tamanho, a velocidade de sedimentação também aumenta, sendo que à medida que o tamanho continua a aumentar, água pode ser incorporada aos espaços entre os grãos, diminuindo a massa específica global do floco (GARCIA, 2006).

A lama fluida também pode ser formada por meio da liquefação causada por ondas. Como as ondas passam pelo leito, o aumento da pressão da onda pode aumentar a pressão dos poros no leito e superar a resistência de escoamento (EAGLESON e DEAN, 1966). Este aumento de pressão sobre um leito coeso pode exceder o limite de elasticidade aparente do fundo ao longo do tempo (VAN KESSEL e KRANENBURG, 1998).

Esses são os principais mecanismos de como a lama fluida pode se formar devido a reduzida velocidade de sedimentação na maior concentração de sedimentos, bem como a partir do aumento da pressão devida às ondas. Uma vez que a lama é formada, o próximo processo físico de interesse é o transporte.

Segundo Hall (2014), o início do movimento de lama fluida pode ocorrer através de dois processos distintos. O primeiro é a gravidade induzindo o fluxo em uma declividade acentuada e o segundo é induzido por cisalhamento. Ambos os

processos precisam superar a força e resistência da lama antes que o fluxo comece a ocorrer.

A deposição é definida como a taxa de incorporação (adesão) dos sedimentos ao fundo do corpo d'água. No entanto, muitas partículas ou flocos não suportam as tensões de cisalhamento no fundo e se mantêm em suspensão. Já a consolidação (ou adensamento) define os processos de estabilização e deformação dos sedimentos de acordo com os espaçamentos intersticiais e forças de ligação entre as partículas que compõem os sedimentos (PARTHENIADES, 1984).

A erosão superficial corresponde ao processo de remoção de partículas individuais ou pequenos agregados do leito resultante de forças hidrodinâmicas de arrasto (HUANG *et al.*, 2006). Sedimentos coesivos sofrem erosão quando a tensão de cisalhamento aplicada pela ação das correntes/ondas for superior à tensão crítica para a erosão, cujo valor depende das características do material de fundo, dos processos deposicionais, e do modo de consolidação ao qual o sedimento foi submetido. A tensão de cisalhamento em excesso é necessária para iniciar ou manter a camada de lama fluida (MEHTA E SRINIVAS, 1993; TEETER e JOHNSON, 2005).

De acordo com Mehta *et al.* (2014), quando o fluido é lama e o fluxo é alto o suficiente, o efeito de gravidade e a ressuspensão de sedimentos como resultado de turbulência e cisalhamento pode dar origem a quatro processos (Figura 2), sendo eles: a) assentamento de lama, compressão e formação de leito; b) aumento da camada de lama fluida e diluição sob a camada limite inferior; c) compressão de lama fluida e sua diminuição da espessura; d) fundo resultado da erosão, redução da turbulência na lama fluida e sua densificação como resultado da compressão.

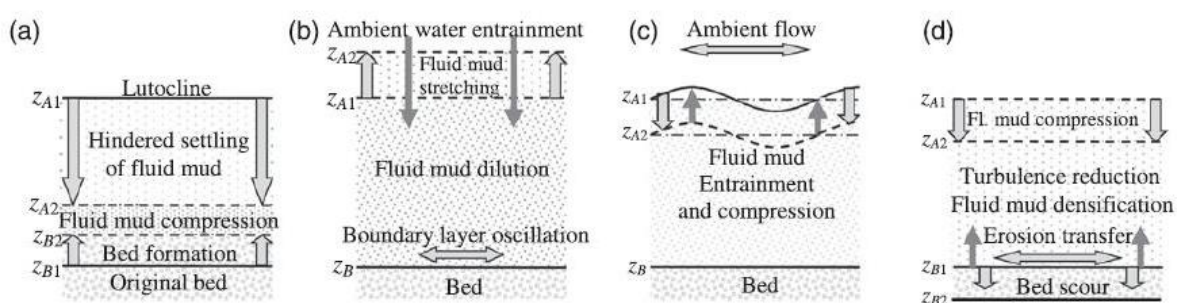


Figura 2 - Mudanças na espessura da lama fluida: (a) assentamento de lama, compressão e formação de leito; (b) aumento da camada de lama fluida e diluição sob a camada limite inferior; (c) compressão de lama fluida e sua diminuição da espessura; d) Escavar o fundo resultado da erosão, redução da turbulência na lama fluida e sua densificação como resultado da compressão (MEHTA *et al.*, 2014).

1.6.3. Portos e Sedimentos Coesivos

A lama fluida ocorre em muitos lugares ao redor do mundo sendo que nos Estados Unidos, por exemplo, inclui San Francisco, CA; Gulfport, MS; Mobile, AL; e Savannah, GA (HALL, 2014). Em alguns portos já se pratica a navegação em lama fluida a partir da determinação de uma densidade crítica (ρ_c). Consequentemente, dependendo do tipo de sedimento de fundo, a densidade da lama que pode ser considerada navegável pode variar para cada tipo de porto. O limite é definido em alguns lugares, por razões práticas, como sendo uma densidade crítica da lama fluida, já que é o parâmetro que pode ser medido de maneira contínua, o que é indispensável em termos de navegação (DELEFORTRIE, 2007).

No porto de Zeebrugge, na Bélgica, o fundo é coberto com uma camada de lama com características físicas (densidade, viscosidade, tensão limite de escoamento ou rigidez inicial), aumentando gradualmente com a profundidade. As medições *in situ* na década de 80 mostraram que a transição corresponde a uma densidade de 1150 kg/m³ ou superior; sendo então esta densidade selecionada como o limite crítico.

Alguns outros portos já navegam em lama fluida com densidades críticas de navegação, por exemplo: Rotterdam na Holanda (1200 kg/m³), Bangkok na Tailândia (1200 kg/m³), Yangtse na China (1250 kg/m³), Bordeaux na França (1200 kg/m³), entre outros.

É possível citar também alguns portos da Alemanha, por exemplo, em Emden onde análises de sondas que abrangem um período de dois anos, mostraram um volume médio de lama fluida de aproximadamente 662.000 m³. No porto de Bremerhaven, a análise de sondas que abrangem um período de quatro anos (2001/2004) mostrou um volume médio da camada de lama fluida em aproximadamente 116.000 m³ no porto. Este, assim como o Porto de Emden, tem uma camada estável que variou apenas 20% durante o período de investigação (NASNER *et al.*, 2007).

Kruiver *et al.* (2012) realizaram um estudo com um questionário com diversos atores interessados na otimização da navegação nos portos da Holanda. Os objetivos do questionário foram determinar uma melhor definição de navegabilidade para as vias navegáveis com fundos fluidos, falcitar a discussão sobre o assunto, avaliar necessidades e melhorias. A maioria indicou que a densidade, a viscosidade e a espessura da lama são os principais parâmetros, além de taxa de cisalhamento, tamanho dos grãos, limites de Atterberg, temperatura, parâmetros biológicos, tixotropia, limite reológico e ondas internas.

No Brasil, são diversos os trabalhos que relatam a presença de lama fluida nos mais variados estados.

No Cassino e Lagoa dos Patos (Rio Grande do Sul), Vinzon *et al.* (2009) abordaram sobre a formação dos bancos de lama na região próxima à desembocadura da Laguna dos Patos, evidenciando que a taxa de suprimento de sedimentos finos para a plataforma interna é primordialmente governada por variações das forçantes atmosféricas, que exercem importante ação sobre as oscilações no nível médio do mar, as quais têm relação direta com a vazão do estuário para a plataforma continental. Trabalhos mais recentes como Leão (2013) e Marroig (2015) caracterizaram depósitos de lama fluida ao longo da região do Porto de Rio Grande.

No Amazonas, trabalhos como Vinzon e Mehta (2001), Gabioux *et al.* (2005) destacaram que a presença das camadas de lama fluida na Plataforma Amazônica tem consequências importantes sobre a hidrodinâmica, evidenciando o papel da redução do atrito devido à presença destes depósitos junto ao fundo, que diminuem a dissipação de energia, promovendo então um aumento das amplitudes de maré ao longo da costa. Vilela (2011) investigou a influência da hidrodinâmica sobre os processos de acumulação de sedimentos finos no estuário do rio Amazonas utilizando dados de campo e modelagem numérica. Leão (2013) e Silva (2015) analisaram a variação das características da camada de lama fluida correlacionando com o regime hidrodinâmico (magnitude e direção das correntes de maré), através de perfis de densidade, salinidade, temperatura e concentração de sedimentos em suspensão.

Quaresma *et al.* (2011) demonstraram a aplicação de métodos acústicos de investigação geofísica na identificação da ocorrência de lama fluida no Porto de Tubarão em Vitória (Espírito Santo). Os autores ressaltaram a importância de resultados combinados com as mais variadas frequências e fontes sísmicas (como o chirp, por exemplo) contribuiriam para o mapeamento completo tanto da distribuição espacial quanto da espessura dos pacotes de lama fluida.

Schettini *et al.* (2010) estudaram a presença de depósitos de lama fluida no Rio Tijucas (Santa Catarina), sul do Brasil, enquanto que Ferreira (2013) verificou a ocorrência de lama fluida no Porto de Santos (São Paulo).

1.6.4. Propriedades Acústicas dos Sedimentos Coesivos e Detecção de Lama Fluida

Urlick (1975) menciona que a propagação da onda sonora é o deslocamento de energia mecânica na forma de energia cinética das partículas em movimento, e energia potencial oriunda da tensão aplicada a um meio elástico. A intensidade da

onda é um parâmetro que pode ser definido como sendo a quantidade de energia por segundo que flui através de uma unidade de área, orientada perpendicularmente à direção de propagação da onda.

Para melhor compreender como ocorre a propagação de ondas acústicas em sedimentos marinhos, e para avaliar o tipo de informação que pode ser obtida em termos geológicos, geofísicos e ambientais, é imprescindível conhecer os princípios que controlam esta propagação (AYRES NETO, 1998).

Muitos autores têm demonstrado que a propagação de ondas compressoriais em materiais porosos é basicamente controlada pela compressibilidade do fluido intersticial (BROWN e KORRINGA, 1975; HAMILTON e BACHMAN, 1982; FREUND, 1992; LE RAVELEC e GÉGUEN, 1996; AYRES NETO, 1998). Portanto, pode-se afirmar que os fatores geológicos que controlam a velocidade de onda (P) em sedimentos marinhos são porosidade, densidade e a pressão de confinamento. Em geral, existe uma tendência de aumento da “ V_p ”, com a diminuição da porosidade e um aumento da densidade (AYRES NETO, 1998).

A propagação, e conseqüentemente a atenuação, de ondas em sedimentos marinhos é influenciada por uma série de fatores. No entanto, aqueles considerados mais significativos são: o movimento relativo entre a estrutura mineral e o fluido intersticial, e a fricção entre os grãos que compõem o material (BEST e MCCANN, 1995; AYRES NETO e THEILEN, 2001). Em sedimentos coesivos ricos em siltes e argilas, Hamilton (1972) cita que a força de coesão existente nos contatos interpartículas é o fator predominante na absorção da onda sonora.

De acordo com Hamilton (1980) e Stoll (1980), para sedimentos finos, o modo de propagação e a velocidade da onda acústica são dominados pelo módulo de compressão das partículas sólidas e do conteúdo líquido que compõe o pacote de sedimentos. As estruturas das partículas finas e do fluido, quando estimulados por uma onda, se movem quase que em fase, não existindo diferença na velocidade que cause uma dissipação viscosa. Como resultado, a atenuação em sedimentos finos e homogêneos é baixa quando comparada a sedimentos não coesivos. A densidade dos sedimentos de fundo é função basicamente da mineralogia, da porosidade e do teor de água. Estes fatores variam localmente em maior escala, controlando, portanto, de maneira mais intensa a impedância dos sedimentos.

Com relação à capacidade de detecção da espessura das camadas de sedimentos inconsolidados e lamas fluidas, exige-se comumente a obtenção de dados com alta resolução, alta precisão e com completa cobertura, de forma que seja evidenciada toda e qualquer característica relevante ou significativa do ambiente estudado (SOUZA, 2006).

O processo de consolidação dos sedimentos coesivos pode ser descrito por um perfil vertical com variação de densidade do meio, por esta razão, a aplicação de métodos acústicos de investigação vem sendo utilizada para o mapeamento da variação espacial e de espessura deste depósito (FONTEIN e VAN DER WAL, 2006; BASTOS *et al.*, 2009; HOLLAND *et al.*, 2009; SCHETTINI *et al.*, 2010; QUARESMA *et al.*, 2011). É preciso levar em consideração qual a profundidade que é desejável a penetração na superfície de fundo e o material que o sinal acústico emitido terá que atravessar.

Souza (2006; 2011) explica que se os objetivos são dados referentes à espessura de finas camadas (métricas a decimétricas) de sedimentos finos inconsolidados (lamas ou no máximo areias finas) ou ainda a determinação da espessura das camadas sedimentares visando cálculos de cubagem de material para dragagem, por exemplo, dados oriundos apenas de superfície de fundo não atendem às necessidades do projeto. Penetrar através de uma coluna de sedimentos lamosos de espessuras métricas (1, 2, 5 ou 15 m) envolve métodos distintos daqueles necessários para atingir as mesmas profundidades através de uma coluna de sedimentos arenosos.

Então, se o objetivo da investigação é a determinação de espessuras de estratos de sedimentos lamosos essencialmente argilosos, saturados e moles, que ocorrem em ambientes de deposição de águas calmas, como bacias oceânicas, enseadas protegidas, baías, canais portuários, reservatórios ou em lagoas artificiais de decantação, bons resultados podem ser obtidos com equipamentos geofísicos que utilizam fontes acústicas com espectros de frequências entre 10 e 40 kHz. Nestas condições, até mesmo ecobatímetros de dupla frequência, podem fornecer dados com resolução e penetração satisfatórios (SOUZA, 2006).

Souza (2006; 2008; 2011) discute sobre os diferentes equipamentos e frequências para responder os objetivos do trabalho e como cada frequência penetra em cada tipo de sedimento (granulometria), o que é importante para identificar a espessura das camadas. Por exemplo, em Souza (2011), o autor exemplifica limites de penetração de uma fonte acústica do tipo 3,5 kHz (Figura 3) com o intuito de observar a diminuição do desempenho desta fonte com o aumento da granulometria dos componentes da coluna sedimentar, informando que é um bom método para medição de espessuras em sedimentos inconsolidados, mas não funciona tão bem para sedimentos com granulometria maior.

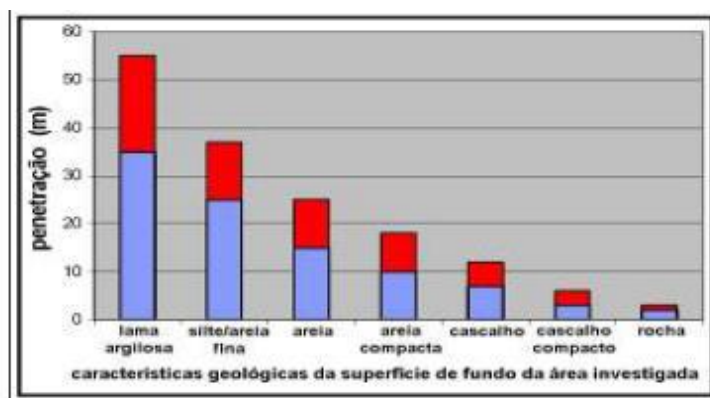


Figura 3 - Desempenho da fonte acústica modelo GeoPulse Pinger 3,5 kHz, da Geoacoustics: penetração esperada (em azul) e a variabilidade possível (em vermelho) para a relação penetração do sinal acústico x tipo de fundo (SOUZA, 2006).

Souza (2011) observa também que por outro lado, fontes acústicas com estas características têm grande aplicação na investigação de ambientes submersos cobertos por sedimentos finos, tendo em vista o alto poder de resolução. O autor ilustra um registro obtido com o emprego de fonte acústica do tipo Chirp, mostrando a importância do uso desta fonte na identificação da espessura das camadas superficiais de sedimentos finos (Figura 4).

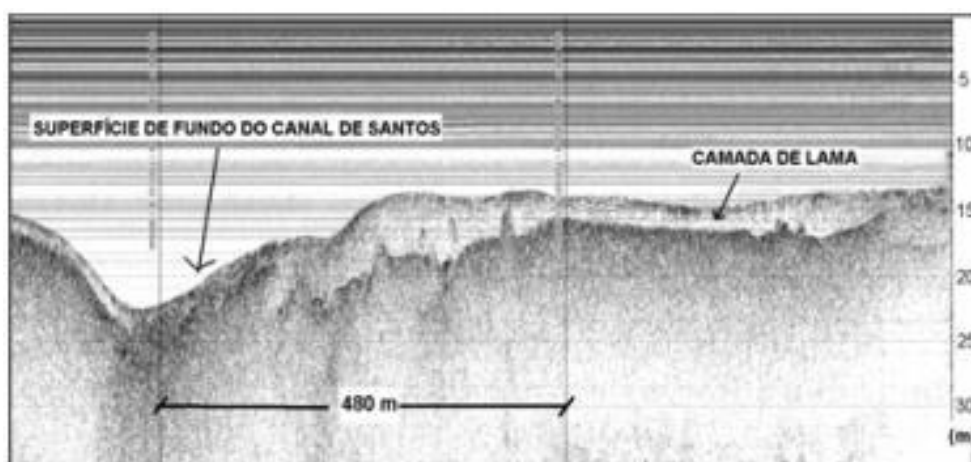


Figura 4 - Registro obtido no canal de Santos (SP) com emprego do perfilador de fonte sísmica Chirp de 2-8 kHz (SOUZA, 2006, 2008).

Quaresma *et al.* (2011) discutem sobre o uso de eco sondas e ecobatímetros, explicam que em regiões portuárias o método acústico é extensamente aplicado para a determinação de riscos à navegação e dragagem e, por essa razão, levantamentos batimétricos e sísmicos são atividades comuns nesta área. Os autores explicam que os pulsos de alta frequência emitidos pela maioria das eco sondas

refletem quando ocorre acúmulo de material na coluna de água. Já as transmissões de baixa frequência, embora capazes de penetrar este material de baixa densidade, são submetidas a alterações no pulso refletido. No caso de ecobatímetros de feixe simples, os sistemas mais usados na aquisição de dados batimétricos operam com frequências entre 33 e 200 kHz. Porém, explicam que a análise detalhada da espessura das camadas sedimentares é geralmente obtida a partir de levantamentos sísmicos de alta resolução que operam com fontes como Boomer, Chirp e Sparker (frequências entre 0,5 e 25 kHz) (QUARESMA *et al.*, 2011).

O ecobatímetro de dupla frequência é comumente utilizado em estudos com materiais inconsolidados e lama fluida. Souza (2006) discute que sistemas de dupla frequência são relativamente comuns. Além dos sinais com frequências da ordem de 200 kHz, que identificam com grande precisão a espessura da coluna d'água e a topografia de fundo, transdutores de menores frequências (geralmente entre 25 e 50 kHz) atuam simultaneamente, proporcionando “certa penetração” no substrato. Termo este utilizado para tentar deixar claro que, mesmo neste caso, emitindo espectros de frequências menores, é limitada a penetração dos sinais, principalmente devido à baixa potência destes tipos de fontes acústicas. Por meio destes sistemas de dupla frequência, pode-se tão somente penetrar nas camadas de sedimentos finos e inconsolidados.

O estado de lama fluida pode apresentar características acústicas distintas tanto em ecobatímetros como em perfiladores sísmicos. Estas características acústicas são importantes para o gerenciamento das atividades portuárias, principalmente a determinação da profundidade náutica e do volume a ser dragado (QUARESMA *et al.*, 2011). A aplicação de sistemas de ecobatimetria e sísmica rasa podem gerar respostas distintas no que diz respeito à reflexão e o mapeamento de fundos com lama fluida. A tendência do pulso de ecobatímetros de mais alta frequência é a de refletir o topo de camadas de lama fluida, enquanto que nos ecobatímetros de mais baixa frequência, o sinal acústico tende a penetrar (PIANC, 1997).

Souza (2006) utiliza um exemplo didático sobre os refletores e as frequências (Figura 5). Na figura, o perfil oriundo do transdutor de 38 kHz detecta e lê a profundidade de um refletor principal a 14,79 m num ponto do perfil. Neste mesmo ponto, o transdutor de 200 kHz identifica um refletor principal a uma profundidade de 12,50 m. A diferença de 2,29 m entre as medidas detectadas pelos transdutores, para a espessura da coluna d'água em um mesmo ponto, representa justamente a espessura da coluna de sedimentos inconsolidados (provavelmente lamas) que cobre uma superfície mais dura.

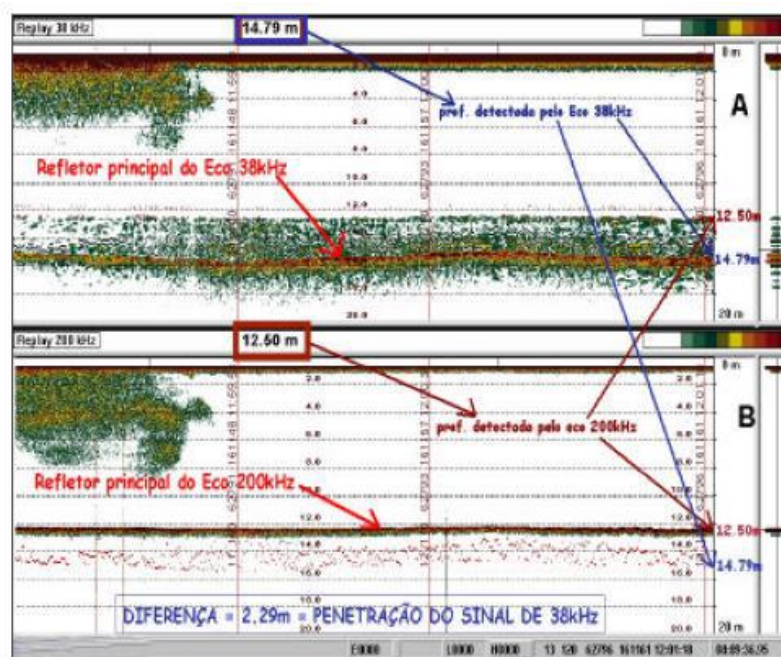


Figura 5 – Registro de campo obtido com o ecobatímetro de dupla frequência (38/200 kHz). A) perfil obtido com a frequência de 38 kHz ilustrando a penetração do sinal de menor frequência na tênue camada de sedimentos finos. B) perfil obtido com a frequência de 200 kHz mostrando a superfície plana de fundo, sem evidência de penetração do sinal na coluna de sedimentos. Registro cedido pela Kongberg-Simrad a SOUZA (2006).

Souza (2006) discute que no caso da utilização de sistemas de aquisição digital de dados empregando-se transdutores que emitem frequências inferiores a 50 kHz, a real superfície de fundo pode não ser detectada, pois sinais acústicos com estas frequências, não raramente, atravessam as camadas lamosas, levando a erros que comprometem os produtos finais destes levantamentos (mapas batimétricos). Por outro lado, ao se utilizarem fontes acústicas de altas frequências (p. ex. 200 kHz), o sinal emitido poderá refletir ao encontrar pequenas variações de densidade na coluna de sedimentos, identificando o ponto ou a superfície refletora, como o fundo, o que também pode não ser a realidade. Nestes casos, o dado digital registrado também não é totalmente confiável, já que os modernos equipamentos não têm autonomia para decidir se a informação registrada é oriunda do topo, da base ou mesmo de um ponto intermediário na coluna sedimentar.

Schrottke *et al.* (2006) aborda que ecossondas de feixe único com diferentes frequências têm sido utilizadas para monitorar profundidades náuticas. Ainda assim, os resultados não são suficientes considerando correlações entre refletores e qual tipo

de lama está refletindo devido às características da concentração de sedimentos em suspensão que podem tornar os sinais ruidosos (LIEBETRUTH e EISBFELDT, 2003).

Quaresma *et al.* (2011) realizaram um estudo no Porto de Tubarão com dados de ecobatímetro para detecção de lama fluida. A presença deste depósito foi confirmada pela análise dos registros batimétricos de sísmica rasa, que exibiram um padrão característico relacionado à presença de lama fluida. Como os sedimentos constituintes da lama fluida apresentam-se em suspensão e em processo de consolidação, a impedância acústica destas suspensões é muito baixa, gerando um padrão claro, descrito sísmicamente como transparente (*reflection free zone*). Os autores concluem que esse tipo de registro permite a definição da espessura do pacote sedimentar podendo ainda indicar qualitativamente a densidade e o estado de consolidação do sedimento. Os autores observam que no registro do ecobatímetro que operou na frequência de 200 kHz acompanha a superfície do fundo marinho, enquanto que a frequência de 33 kHz penetra abaixo deste refletor, mostrando a ocorrência de lama fluida.

Desta forma, a frequência de 200 kHz permite a visualização do contraste de impedância acústica entre a água e a superfície da lama fluida, indicando a superfície de mudança de densidade entre a água e a lama, que corresponde ao topo da camada de lama fluida. A frequência de 33 kHz penetra na lama e mostra o contraste de impedância acústica (QUARESMA *et al.*, 2011).

Como demonstrado por Quaresma *et al.* (2000) e Quaresma *et al.* (2011), o fato de a lama fluida ser um pacote lamoso não necessariamente possibilitará a penetração total do sinal acústico. O que irá controlar o tipo de registro é o estado de consolidação que o depósito apresenta.

Becker *et al.* (2013) conseguiram detectar a lutoclina por um equipamento SES Innomar. No trabalho os autores conseguiram detectar diferentes formas de lutoclinas ao longo do ciclo de maré.

Souza (2011) também ressalta a importância do uso simultâneo de distintas fontes acústicas. O uso de uma ou de outra fonte acústica isoladamente, pode, em algumas situações, não oferecer o resultado desejado. Estudos de acústica com equipamentos em diversas frequências, com aquisição simultânea permite a correlação dos resultados com proposta espaço-temporal. Trabalhos assim permitem a sobreposição dos padrões com as características do fundo. Também para determinar qual equipamento e frequência usar, é importante definir o objetivo e a prioridade do projeto.

Outros fatores devem ser observados em estudos de ondas acústicas e a capacidade de detecção de espessuras de camadas. Na interpretação de registros

acústicos normalmente são consideradas a frequência utilizada e as densidades do depósito sedimentar sondado, contudo, outras questões podem ser abordadas para aprimorar o processamento e interpretação dos dados acústicos. A hidrodinâmica, por exemplo, pode alterar as características do depósito e da dinâmica de sedimentos, processos de floculação e de transporte de sedimentos, bem como as condições físico-químicas da coluna d'água (material particulado em suspensão e salinidade). Todos esses processos podem de alguma forma interferir na resposta e conseqüentemente nos registros dos levantamentos de campo com métodos acústicos (SOUZA, 2006).

1.6.5. Medições de Densidade e Reologia - Profundidade Náutica

O assoreamento crescente de bacias portuárias, canais de acesso do porto e partes de canais de transporte leva a um aumento do nível de exigências de manutenção e, como consequência, a custos mais elevados. Porto e Teixeira (2002) avaliam os impactos e efeitos ambientais diretos ou indiretos das obras de dragagem no meio e ressaltam, dentre outras, a alteração das condições hidráulicas e sedimentológicas do escoamento (LIMPENNY *et al.*, 2002), com possível alteração dos padrões de circulação e mistura da água, salinidade e turbidez. Outra questão é a determinação da profundidade náutica, através da qual a presença da lama fluida precisa ser considerada. Conseqüentemente, uma camada de lama fluida quase estacionária pode ser navegável apesar de uma elevada concentração de sólidos se o navio supera seu limite de resistência (WURPTS e TORN, 2005).

Com base nestas condições, alguns portos foram substituindo o termo "fundo" para o conceito de fundo náutico (PIANC 2014), como citado anteriormente. Esta definição permite contabilizar parte da camada de lama fluida na profundidade disponível. De acordo com Kirichek *et al.* (2018), em experimentos no Porto de Rotterdam, em Bangkok e ao longo da costa do Suriname, verificou-se que densidades até 1200 kg/m³ tem uma influência tolerável na capacidade de manobra do navio e o conceito de profundidade náutica foi definida em conformidade (Figura 6).

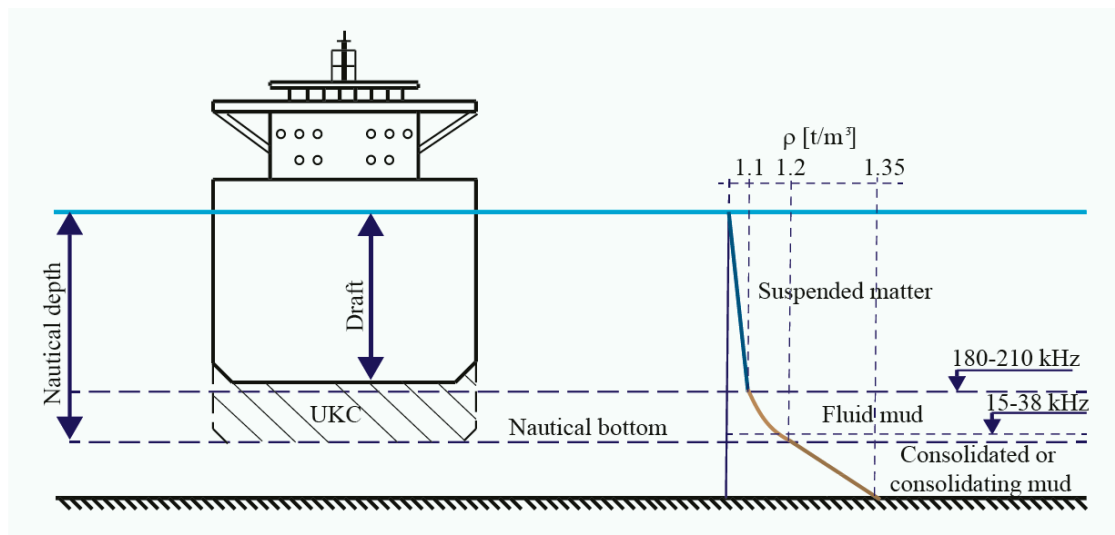


Figura 6 – O conceito de fundo náutico, que foi desenvolvido no limite de densidade de $1,2 \text{ t/m}^3$. Diagrama de NEDERLOF (1978) adaptado por KIRICHEK *et al.* (2018).

Para estabelecer o fundo náutico, este limite crítico é geralmente associado a uma transição reológica no comportamento da lama. No entanto, as propriedades reológicas são difíceis de avaliar *in situ* e assim, outras propriedades, como a densidade, é utilizada para esta finalidade. Valores habituais para a densidade crítica (densidade associados para o nível inferior náutico) ficam entre 1100 e 1300 kg/m^3 (MCNALLY *et al.*, 2016). No entanto, como a reologia da lama não depende apenas da densidade, mas também de muitas outras propriedades do sedimento (tamanho de partícula e mineralogia, teor de matéria orgânica, presença de contaminantes, salinidade, etc), testes laboratoriais devem ser realizados para correlacionar densidade e reologia.

Assim, uma melhor avaliação do comportamento da lama é possível a partir de sua análise reológica. Com a reometria, é possível conhecer o comportamento pseudoplástico dos sedimentos coesivos (GREISER *et al.*, 2002). Isso significa que a lama se comporta como um fluido ao invés de um material sólido quando é forçada a se mover, e a viscosidade da lama fluida diminui substancialmente com o aumento do estresse de cisalhamento (GREISER *et al.*, 2002; FERREIRA, 2013).

Ao contrário dos fluidos newtonianos, os fluidos não-newtonianos não apresentam uma relação linear entre a tensão de cisalhamento e a taxa de cisalhamento, isto é, os valores da viscosidade mudarão com a variação nos valores da taxa de cisalhamento (Figura 7). Esses valores de viscosidade são considerados como viscosidade aparente, podendo aumentar ou diminuir, de acordo com as características de cada fluido (FERREIRA *et al.*, 2005).

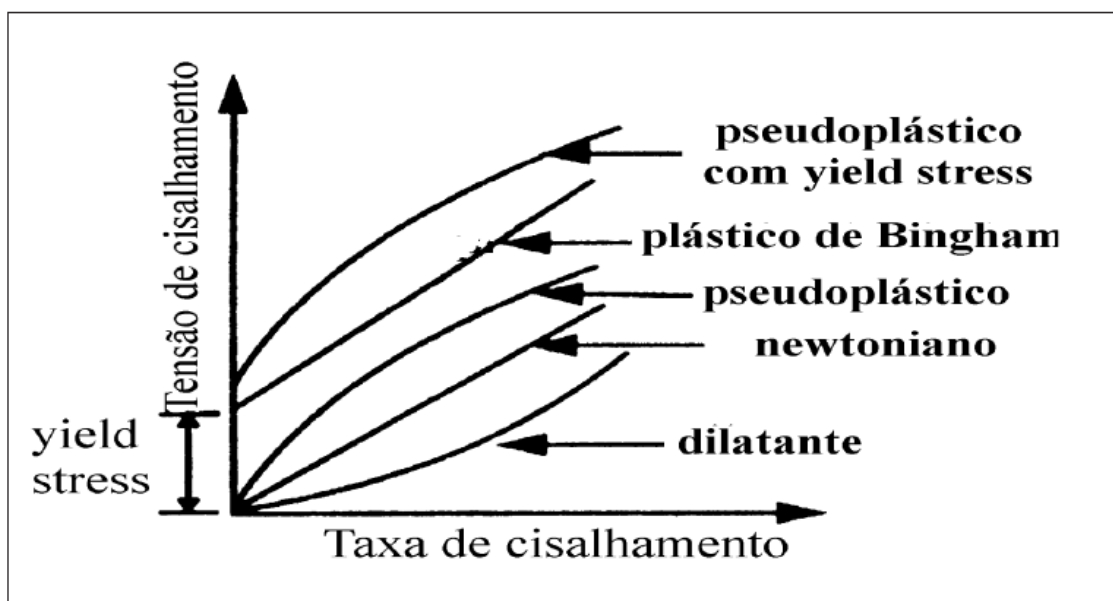


Figura 7 - Classificação do comportamento reológico de diferentes tipos de suspensões (KAWATRA *et al.*, 1996; FERREIRA *et al.*, 2005).

De acordo com Druyts e Brabers (2012), a viscosidade é um parâmetro complexo quando se fala de lama, por causa da tixotropia (a uma tensão constante de cisalhamento, as mudanças na viscosidade da lama ao longo do tempo), a viscosidade também muda com a velocidade de deformação e também é sensível ao teor de areia presente ao longo do tempo e por localização. A transição reológica se associa a profundidade do leito onde se observa um rápido aumento da tensão inicial e da resistência da lama fluida.

Devido a suas características, a lama fluida não apresenta comportamento condizente com a lei de Newton (fluido clássico) e nem com a lei de Hooke (mecânica dos solos clássicos) (MCANALLY, *et al.*, 2007); devido às altas concentrações, apresenta propriedades reológicas não newtonianas. Enquanto fluidos newtonianos apresentam viscosidade bem definida, fluidos não newtonianos possuem viscosidade variando com a velocidade. Seu comportamento pode ser descrito por diferentes modelos (p.ex.: Herschel/Bulkley, Bingham) (WURPTS e TORN, 2005), dependendo das condições hidrodinâmicas e das características da lama (MCANALLY *et al.*, 2007; FERREIRA, 2013).

De acordo com PIANC (2014), em geral, a tensão limite de escoamento ou (*yield stress*) aumenta com a densidade: uma maior fração de material sólido levará a um comportamento mais parecido com Bingham. Para a transição entre areia e partículas de lama definidas a 63 μm , para uma fração menor de areia, as

propriedades reológicas aumentam muito mais rapidamente com a densidade e a presença de material orgânico tem um efeito de fluidização significativo.

Também se pode fazer uma distinção entre lama fluida e plástica definida como: “a lama fluida com baixa fração de sólidos (baixa densidade) sendo uma suspensão similar à água (também chamada de água preta – *black water*), com viscosidade e tensão limite de escoamento (*yield stress*) que não são necessariamente dependentes da densidade; e a lama plástica com maior fração de sólidos (maior densidade), com propriedades reológicas não newtonianas que dependem da densidade. Além de comportamento viscoso, esse tipo de lama tem um comportamento elástico comparável ao solo, sendo esta combinação conhecida como “visco-elasticidade”. Essa mudança no comportamento estrutural é chamada de mudança reológica ou transição reológica (PIANC, 2014).

Em outras palavras, em termos da determinação de uma profundidade náutica para navegação, temos que considerar os parâmetros relacionados à resistência da lama ao movimento do navio, ou seja, efeitos sobre a sua manobrabilidade (WURPTS e TORN, 2005). Para a manobrabilidade, a profundidade náutica é localizada na transição reológica do sedimento, onde ocorre uma mudança brusca na relação entre a tensão limite de escoamento (*yield stress*) e a viscosidade (DELEFORTRIE, 2007). Greiser *et al.* (2002) afirmam que a tensão limite de escoamento ou rigidez inicial deve ser o parâmetro utilizado para determinação da profundidade náutica. Na mesma linha de pensamento, Wurpts e Torn (2005) comenta que este parâmetro é essencial para distinguir lama navegável de não navegável, já que está diretamente relacionado à resistência da lama contra o movimento do navio. Por exemplo, para o porto de Emden definiu-se que sedimentos com limite de escoamento menor que 100 N/m² são navegáveis.

O uso da profundidade náutica pode ser utilizado para reduzir a frequência das dragagens e o volume do material dragado nos portos e canais onde a lama fluida está presente em quantidades substanciais (MACNALLY *et al.*, 2016).

CAPÍTULO II – Detecção de Cama das de Lama Fluida utilizando Diapasão, Ecobatímetro de Dupla Frequência e Chirp

O capítulo tem o objetivo de avaliar a detecção de lama fluida por métodos remotos, acústicos e sísmicos (ecobatímetro de dupla frequência e chirp), e comparar com métodos intrusivos como medição da densidade por diapasão (*Densitune*), medidos simultaneamente, observando os principais resultados na comparação destes equipamentos.

Também para avaliar a resposta do ecobatímetro de dupla frequência na lama, foram realizados experimentos em ambiente controlado em uma grande coluna de sedimentação com água e lama do Porto de Itajaí, juntamente com o perfilador de densidade e amostras coletadas para cálculo da densidade.

O capítulo foi submetido em um artigo científico (em anexo) para a revista científica *Ocean Dynamics INTERCOH Topical Collection 2018*, intitulado “*Detection of Fluid Mud Layers using Tuning Fork, Dual frequency echo-sounder and Seismic Measurements*” de autoria de Juliane Castro Carneiro, Marcos Nicolás Gallo, Susana Beatriz Vinzón.

2.1. Introdução

Muitos portos sofrem com assoreamento e presença de camadas de lama fluida. De acordo com McAnally *et al.* (2007; 2016), sendo lama fluida uma suspensão aquosa de alta concentração de sedimentos finos, que não formou uma matriz interconectada de ligações fortes o suficiente para eliminar o potencial de mobilidade, parte dessas camadas podem ser contabilizadas para profundidade disponível para navegação.

Nesse contexto, PIANC (1997) define o conceito de profundidade náutica como sendo “o nível em que as características físicas do fundo atingem um limite crítico além do qual o contato com a quilha do navio causa danos ou efeitos inaceitáveis na controlabilidade e manobrabilidade”. Esta profundidade é geralmente definida por um nível físico de uma certa densidade dentro da camada de lama fluida (VAN CRAENENBROECK *et. al*, 1998) e fornece abordagens viáveis para reduzir substancialmente os custos de dragagem nas vias navegáveis costeiras (PIANC, 2008). Como as características físicas da lama variam, a densidade crítica usada para determinar a profundidade náutica é específica de cada local.

Os ecobatímetros, a tecnologia mais freqüente utilizada para medir a profundidade, produzem múltiplos fundos falsos quando a lutoclina (aumento na concentração de sedimentos no topo da camada de lama fluida) está presente, o que torna a determinação da profundidade ambígua e altamente variável (QUARESMA *et al.*, 2000. COLLIER e BROWN, 2005; MCANALLY *et al.*, 2016; CARNEIRO *et al.*, 2017; KIRICHEK *et al.*, 2018). De acordo com o USACE (2002) e Schrottke *et al.* (2006), quando a camada de sedimentos não está bem consolidada, há dificuldade na medição de retorno acústico.

De acordo com Welp e Tubman (2017), as medições acústicas estão geralmente associadas a gradientes nos perfis de densidade. Segundo alguns autores (THORNE *et al.*, 1991; ADMIRAAL e GARCIA, 2000, THORNE e HANES, 2002), métodos acústicos e sísmicos são promissores para usar em sedimentos coesivos. No entanto, uma desvantagem é que as medições indiretas não determinam as características dos depósitos.

Segundo Buchanan (2005), um exemplo típico de medir a densidade *in situ* é o diapásio (Densitune). O princípio de funcionamento do densímetro é que as características do material (densidade e viscosidade) do meio no qual ele está imerso é responsável pela freqüência de vibração do garfo vibratório (ALLWRIGHT, 2002). Para cada sedimento, obtém-se uma razão de freqüência, amplitude e densidade, devido às características reológicas que cada sedimento apresenta e, em vista dessas peculiaridades, uma calibração deve ser realizada no laboratório para o pós-processamento dos dados (GROPOSO *et al.*, 2014; CARNEIRO *et al.*, 2017).

Em alguns portos como Rotterdam e Bourdeaux, por exemplo, um valor de densidade da lama tem sido usado para definir uma profundidade dentro da lama fluida através da qual os navios podem navegar com segurança. A rigidez inicial, que é uma medida da força de ruptura da resistência da lama fluida ao movimento contra o casco do navio, é um parâmetro importante a ser considerado na definição da profundidade náutica. No entanto, não existe nenhum método semelhante ao de dados reológicos e de densidade envolvendo dados acústicos, e desta forma, a definição de fundo náutico com base em uma propriedade reológica deve se basear em medições intrusivas e pontuais (USACE *et al.*, 2005).

Desta forma, o objetivo do trabalho é contribuir com a intercomparação para a caracterização de camadas lamosas a partir de métodos remotos como acústicos e sísmicos (ecobatímetro de dupla freqüência e chirp) e métodos intrusivos obtidos por diapásio (densitune). Para tanto, são utilizados dados de campo em portos e canais de navegação e um conjunto de testes laboratoriais.

2.2. Materiais e Métodos

2.2.1. Medições laboratoriais na coluna de sedimentação

Para avaliar a resposta do ecobatímetro de dupla frequência na lama juntamente com o perfilador de densidade (*Densitune*) e amostras diretas de densidade do material, foram realizados experimentos em ambiente controlado em uma grande coluna de sedimentação com água e lama do Porto de Itajaí. A coluna de sedimentação tem 4,3 m de altura e 0,38 m de diâmetro, com 10 torneiras para extração de amostras, espaçadas de 20 cm por 20 cm na parte inferior da coluna como mostrado esquematicamente na Figura 8.

O material lamoso, previamente homogeneizado em uma coluna de sedimentação de 1,20 m de altura, foi bombeado para dentro da coluna. Após o preenchimento, o material foi homogeneizado, provocando uma recirculação utilizando a mesma bomba submersível, a fim de criar uma condição inicial de uma suspensão lamosa homogênea ao longo de toda a coluna.

Após a homogeneização do material, avaliou-se a alteração do sinal acústico durante a sedimentação da lama. Para isso, a profundidade da lama na coluna foi monitorada utilizando os ecobatímetros de dupla frequência: (a) Echotrac DF 3200 MKIII 210kHz (HF)/33kHz (LF), disponível de 8 de maio a 13 de junho e (b) Kongsberg O EA400SP 200kHz (HF)/ 50kHz(LF), disponível apenas em 31 de julho.

A sedimentação do material também foi acompanhada por medições de densidade regulares através de alíquotas coletadas em diferentes profundidades pelas torneiras. As amostras foram cuidadosamente retiradas com uma seringa. Posteriormente, a densidade de cada amostra foi avaliada comparando os pesos úmido e seco (antes e depois da secagem das amostras a 100 °C por 24 h), assumindo que as densidades de água e as partículas minerais fossem 1.000 e 2.650 (quartzo) kg/m³, respectivamente.

Com o objetivo de detectar a profundidade onde o retorno acústico ocorre em comparação com os dados do densímetro, além de visualizar o perfil de densidade também foram calculados o perfil vertical do gradiente (d_{ρ}/d_z) a cada 10 cm.

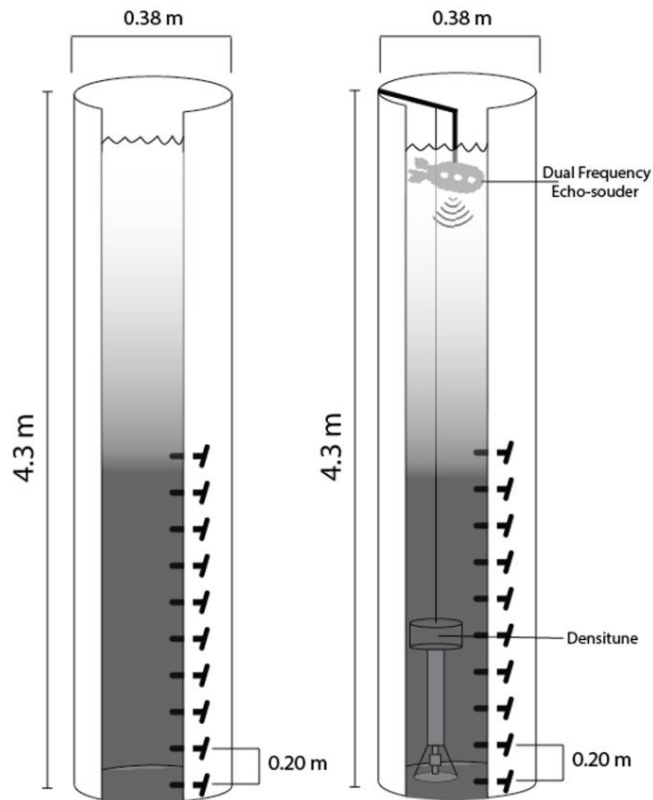


Figura 8 - Desenho esquemático da coluna de sedimentação (lado esquerdo). No lado direito estão representados o ecobatímetro de dupla frequência (primeiro a medir), as amostras foram coletadas e em seguida foi feita a medição com o diapasão *Densitune* (terceira medição).

2.2.2. Características das amostras de lama e medições de campo

Foram utilizados dados de quatro portos e canais de navegação com sedimentos coesivos: Barra Norte no Amazonas, Porto de Santos, Itajaí (todos no Brasil) e Montevideú (no Uruguai) (Figura 9).

Para determinar as características dos depósitos lamosos, foram coletadas amostras. A granulometria foi determinada por espalhamento a laser com um Mastersizer 2000 (Malvern, Reino Unido). Os testes reológicos foram realizados usando um reômetro Rheolab-QC (Anton Paar GmbH, Graz, Áustria) com vane de 22 mm de diâmetro (ST22-4V -40) seguindo o protocolo de Carneiro *et al.* (2017) com a amostra cisalhada usando um tempo crescente na rampa logarítmica variando de 10 s (a 40 s^{-1}) a 180 s (a $0,01 \text{ s}^{-1}$). Posteriormente, foram feitas curvas de rigidez inicial de Bingham versus densidade e foi adotado o critério utilizado no Porto de Emden (Alemanha), a partir de 100 Pa como referência, foram definidas densidades críticas para os locais estudados.

Com o objetivo de caracterizar as propriedades acústicas dos sedimentos, cinco amostras disponíveis foram usadas para medir a velocidade de propagação e a atenuação. As amostras são: 1) Santos com densidade de 1200 kg/m³; 2) Santos com densidade de 1300 kg/m³; 3) Canal Norte do Amazonas com densidade 1300 kg/m³; 4) Itajaí com densidade 1250 kg/m³ e 5) Itajaí com densidade 1300 kg/m³. As frequências de 1 MHz e 2,25 MHz foram utilizadas para todas as amostras e 3,5 MHz para Santos e Amazonas (1300 kg/m³).

As medições foram realizadas no Laboratório de Ultra-Som (LUS) do Programa de Engenharia Biomédica da COPPE – UFRJ. O modelo teórico de propagação de ultrassom em sedimentos marinhos é baseado nos princípios da acústica geométrica, que pressupõe a propagação de ondas como um raio de modo direto. Para os testes foi utilizada a metodologia proposta por Macedo *et al.* (2009) e os equipamentos utilizados foram um gerador de pulsos ultrassônicos e placa de geração (Matec, modelo SR-9000, Hopkinton, MA, EUA); um osciloscópio digital (Tektronix, modelo TK-2220, Beaverton, OR, EUA) e um par de transdutores de ultrassom de contato (Panametrics-NDT, modelo V-133 RM, Waltham, MA, EUA).

Os dados obtidos pelo sistema foram o tempo decorrido durante a propagação do pulso entre o transdutor e o receptor do transdutor, utilizado no cálculo da velocidade, expresso em (m/s); e a amplitude no domínio do tempo. A velocidade de propagação do pulso acústico no sedimento é calculada de acordo com a equação (2) a seguir:

$$C_{sed} = \left(\frac{1}{C_{\text{água}}} - \frac{\Delta T}{L} \right)^{-1} \quad (2)$$

sendo a velocidade de propagação na água ($C_{\text{água}}$) considerada 1493,4 m/s, ΔT o tempo medido e L a distância entre os transdutores.

A atenuação foi obtida conforme a equação (3) calculando a razão das amplitudes dos sinais propagados na água e no sedimento ($A_{\text{água}}$ e A_{sed}), aplicando o método de substituição de acordo com He e Zeng (2001), sendo D o diâmetro do cano de pvc utilizado para colocar as amostras no momento da medição, de acordo com a equação:

$$att_{ab}(f) = \frac{20}{D} \log \frac{A_{\text{água}}(f)}{A_{\text{sed}}(f)} \quad (3)$$

No Amazonas (norte do Brasil), o principal tráfego marítimo ocorre principalmente na parte norte do rio, conhecido como Canal Norte ou Barra Norte, sendo considerado crítico para a navegação devido à migração de bancos arenosos, presença de macro marés e profundidades limitadas na área lamosa. Foram medidos vinte e seis perfis de densitometria com informações do ecobatímetro de alta frequência 210 kHz (Syquest Bathy 500DF), sendo que dentre eles, dez com informações nas duas frequências 28 kHz/210 kHz. Os dados foram coletados no canal de navegação principal, seguindo um transecto perpendicular à costa (VINZÓN e GALLO, 2016).

O Porto de Santos (sudeste do Brasil) é um dos maiores da América Latina, com frequentes dragagens e presença de lama fluida. Trinta perfis foram selecionados no canal para densitometria e medições acústicas com um sistema de batimetria de dupla frequência AIRMAR 28/200 kHz, ambos gerenciados por uma unidade de controle ECHOTRAC CV200, da Odom Hydrographic Systems. Foi utilizado também um chirp Meridata (2-8 kHz), utilizando o pacote Meridata MDCS® (Marine Data Collection Software).

O Porto de Itajaí é o principal porto do estado de Santa Catarina (sul do Brasil) e o segundo maior do Brasil em termos de movimentação de contêineres. Neste porto, foram realizadas quarenta e seis perfis densimétricos e com ecobatímetro de dupla frequência de 24/200 kHz (CVM Echotrack).

O Porto de Montevideú, localizado no Rio de La Plata, é um dos portos importantes da América do Sul e desempenha um papel essencial na economia do Uruguai. Neste porto, um chirp de 3,5 kHz (Knudsen 3200) e um ecobatímetro de dupla frequência 33/200 kHz foram utilizados em quatorze perfis densimétricos (PEDOCCHI *et al.*, 2012).

As medições de densidade in situ foram realizadas utilizando o diapasão Densitone (Stema Systems) com as mesmas configurações em todos os locais. A calibração dos dados de densidade foi realizada a partir de cada amostra local de sedimento coletada durante as campanhas.

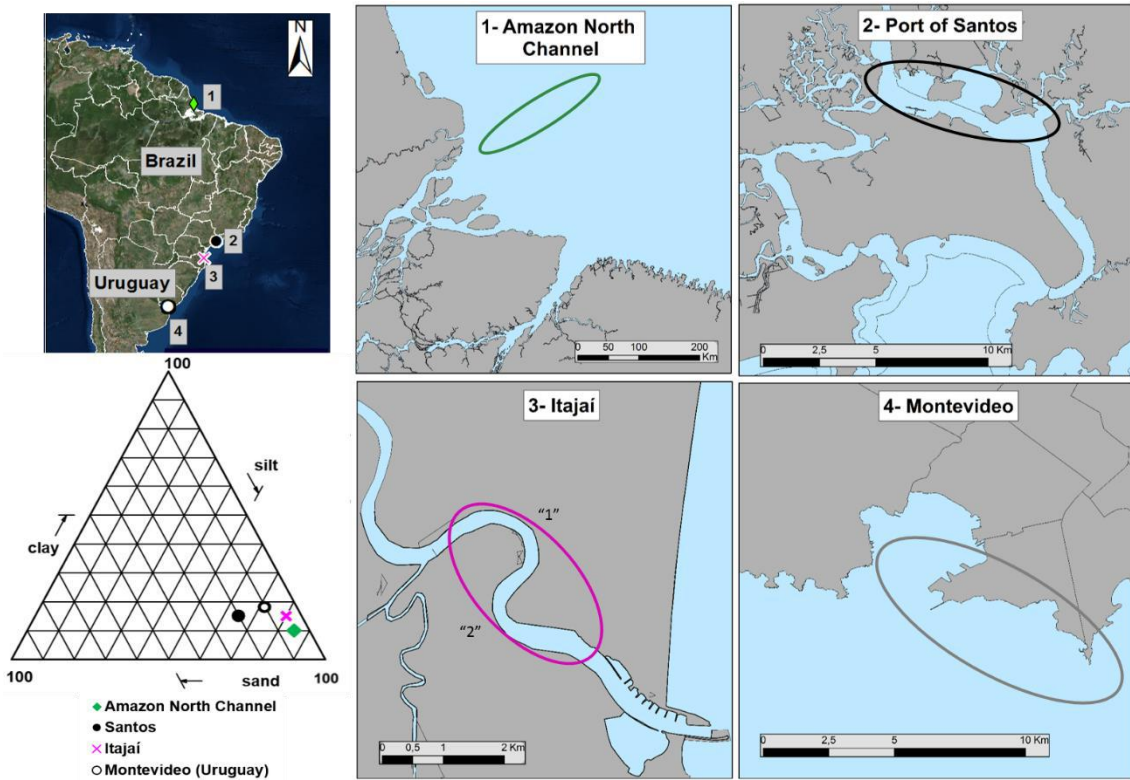


Figura 9 - Mapa da América do Sul, indicando os importantes portos e canais de navegação com sedimentos coesivos onde foram realizadas as medições, sendo (1) Canal Norte do Amazonas, (2) Porto de Santos e (3) Itajaí (localizadas duas áreas “1” e “2”), sendo estes três no Brasil e (4) Montevidéu, no Uruguai.

Cada porto e canal de navegação apresenta suas particularidades em relação ao regime hidrodinâmico ao qual está submetido, tamanho de grão do material, profundidade máxima e transição reológica medida em laboratório. A Tabela 1 apresenta um resumo das principais características das regiões. É possível observar que, por exemplo, Santos e Canal Norte do Amazonas apresenta as maiores profundidades enquanto Itajaí e Montevideo, as menores. O Canal Norte do Amazonas apresenta maior densidade na transição reológica e Montevideo, no Uruguai, as maiores porcentagens de argila.

Tabela 1- Resumo das principais características dos portos e canais de navegação.

Características gerais/ Locais	Canal Norte do Amazonas	Santos	Itajaí	Montevideo (Uruguai)
Granulometria	85% silte 10% argila 5% areia	65% silte 15% argila e 20% areia	80% silte 15% argila 5% areia	72% silte 18% argila 10% areia (Muniz <i>et al.</i> , 2004)
Profundidade máxima dos perfis	16,6 m	17,3 m	11 m	13 m
Características hidrodinâmicas	Macromaré de até 4 m na desembocadura resultando em grandes planícies de maré que fazem fronteira com o canal (Gallo e Vinzón, 2005).	A amplitude das marés é de até 1,5 m e o estuário pode ser caracterizado como parcialmente estratificado (Harari e Camargo, 2003).	A maré é mista semi-diurna com média de 0,8 m. (Nichols e Biggs, 1985).	As correntes são controladas por micromarés e tempestades (Santoro <i>et al.</i> , 2013)
Densidade da lama associada a 100 Pa na curva reológica	1400 kg/m ³	1250 kg/m ³	1300 kg/m ³	1245 kg/m ³ (Pedocchi <i>et al.</i> 2012)

Para o processamento dos dados batimétricos e sísmicos, foram utilizados o software MDCS para visualização e Meridata Finland MDPS para tratamento e interpretação. Em cada registro, filtros digitais (passa alta e baixa) foram aplicados, e as escalas de ganho e vertical de cada perfil foram configuradas individualmente. A precisão da profundidade é aproximadamente: Baixa Frequência (LF) = 5 cm +/- 0,1% de profundidade e a Alta Frequência (HF) = 1 cm +/- 0,1% de profundidade.

Com os dados obtidos em campo, identificou-se a profundidade da primeira lutoclina (Profundidade L1) onde ocorre o primeiro refletor acústico (de alta frequência Profundidade HF) e o aumento súbito da concentração de sedimentos em suspensão no perfil do densímetro. Já o primeiro refletor acústico da baixa frequência do ecobatímetro foi denominado Profundidade LF1.

Para analisar as profundidades refletidas pelo ecobatímetro de baixa frequência (LF1) e as profundidades obtidas pelo diapasão para determinadas densidades (variando entre 1100 kg/m³ e 1400 kg/m³), as profundidades foram corrigidas com as obtidas pela alta frequência (HF) e pela lutoclina (L1), mudando a referência, conforme equações 4 e 5.

$$\text{Espessura}_{\text{LF1}} = \text{Profundidade}_{\text{LF1}} - \text{Profundidade}_{\text{HF}} \quad (4)$$

$$\text{Espessura}_{\text{Densidade}} = \text{Profundidade}_{\text{Densidade}} - \text{Profundidade}_{\text{L1}} \quad (5)$$

Posteriormente, foi calculado na equação 6, a Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE), sendo a raiz 5uadrada média envolvendo a diferença entre a profundidade obtida pelo ecobatímetro de baixa frequência (corrigido pelo de alta frequência) e a profundidade de cada densidade (corrigida pela profundidade da lutoclina).

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\text{Espessura}_{\text{LF1}} - \text{Espessura}_{\text{Densidade}})^2} \quad (6)$$

2.3. Resultados e Discussão

2.3.1. Coluna de sedimentação

Em laboratório, foram realizados testes que permitiram a observação, sob condições controladas, da resposta dos equipamentos na presença de camadas de lama formadas por deposição e ressuspensão (simulando as condições naturais e também observadas durante as operações de dragagem). Nos experimentos foram utilizados sedimentos do canal de navegação do Porto de Itajaí. Em média, a amostra apresenta 5% de areia, 82% de silte e 14% de argila, com diâmetro médio de 8 micrômetros.

Foram feitos perfis de densidade com o diapasão e, a partir dos dados, foram calculados os gradientes da densidade em razão da profundidade (dp/dz). Nos ecogramas obtidos com o ecobatímetro, foram marcados os refletores de alta e baixa frequências. Na parte superior dos ecogramas, é possível notar interferência entre 0 m e 0,8 m. Porém, ao longo da coluna d'água essa interferência não é encontrada, sendo possível observar os refletores no fundo da coluna de sedimentação e nos gradientes de densidade associados às mudanças na consolidação da lama.

O material, previamente homogeneizado em um tubo de 1,20 m, foi colocado dia 27 de abril para simular uma camada de lama fluida de aproximadamente 1,5 m acima do fundo com densidade entre 1100 e 1200 kg/m³. Posteriormente, o material foi homogeneizado, ocasionando uma recirculação utilizando a mesma bomba submersa, a fim de criar uma condição inicial homogênea em toda a coluna. Foram realizados três cenários para os testes, sendo Sedimentação (A) e dois cenários de adição de material (B) e (C).

Aproximadamente dez dias depois (08 de Maio) da colocação do material, foi verificado o cenário de sedimentação. Nesta ocasião, verificou-se a formação de uma interface com densidade de 1140 kg/m³ a uma profundidade de 2,7 m (Figura 10) com um gradiente de 500 kg/m³/m. As amostras das torneiras apresentaram densidades semelhantes às medidas pelo diapasão ao longo do perfil. O ecograma registrou as duas frequências, porém o retorno acústico da baixa frequência foi interpretado na parte inferior da coluna de sedimentação (4 m).

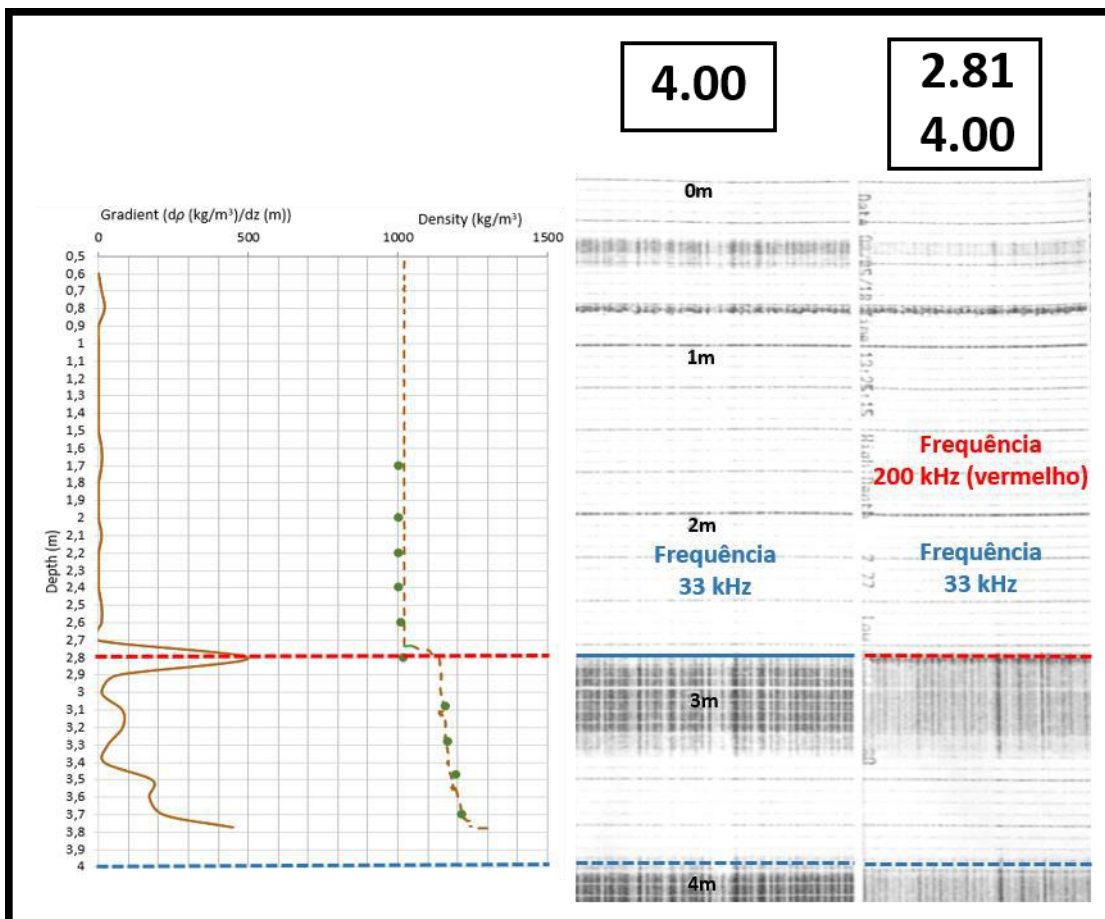


Figura 10 - Perfil de densidade e registro do ecobatímetro medido em 08 de maio, O ecograma da frequência de 200 kHz registra o topo da lutoclina em ~ 2.7 m (linha

vermelha tracejada). O ecograma de 33 kHz registra as duas frequências, porém o retorno acústico (linha azul tracejada) é interpretado na parte inferior (4m).

Posteriormente, foi realizada uma nova colocação de material, com procedimento semelhante ao anterior. Aproximadamente um mês depois (4 de junho), observou-se que ambos os registros (retorno e ecograma), em ambas as frequências, mostraram a profundidade da nova lutoclina formada. O material continuou consolidado, alcançando um valor superficial de cerca de 1170 kg/m^3 . Quando o gradiente é calculado, o valor de $700 \text{ kg/m}^3/\text{m}$ pode ser observado na lutoclina, sendo que no fundo o material continua consolidando (Figura 11). As amostras de densidade permaneceram similares àquelas medidas no diapasão.

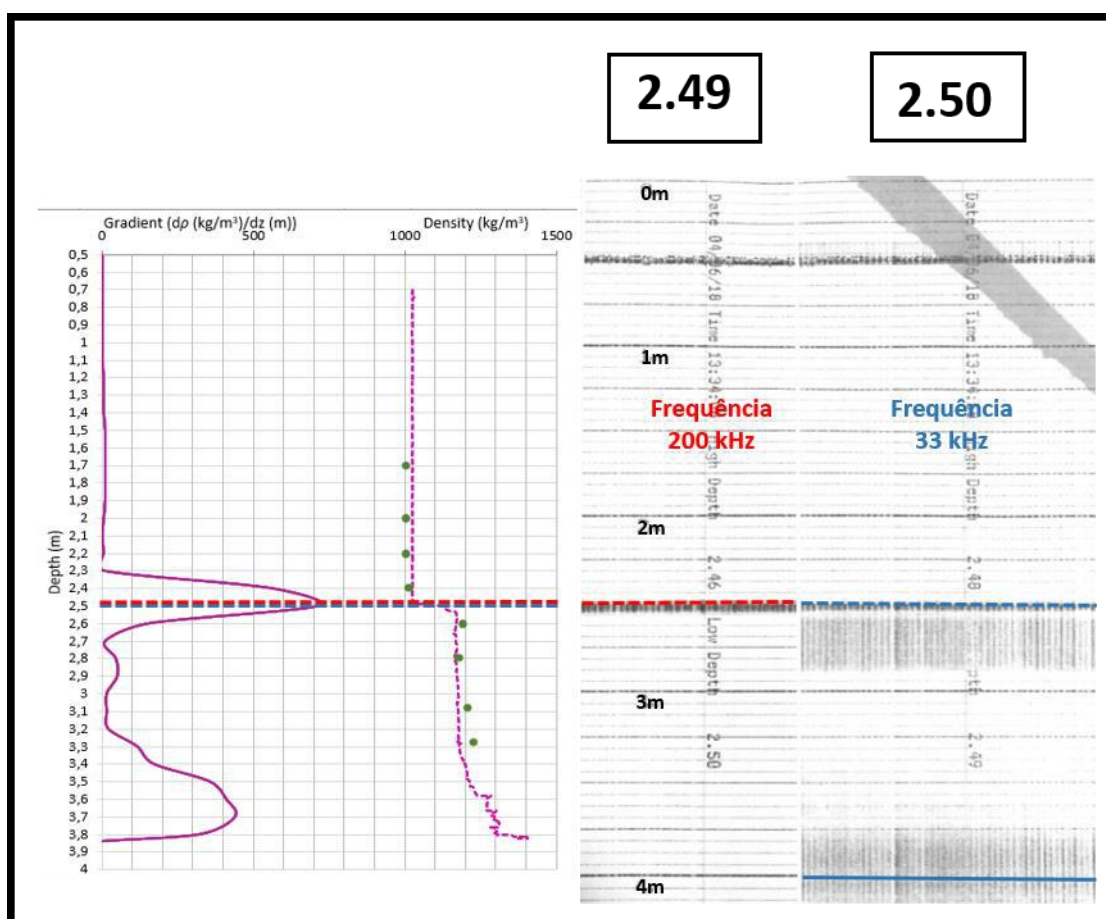


Figura 11 - Perfil de densidade e ecograma medido no dia 04 de junho. Observa-se o gradiente na lutoclina e o fundo consolidando e que ambos os registros (retorno e ecograma em vermelho) em ambas as frequências mostraram a profundidade da nova lutoclina formada.

Na sequência (31 de julho às 10 horas), uma suspensão diluída foi adicionada para simular o efeito da dragagem, ou a presença de uma suspensão no topo de camadas de lama mais consolidadas. Nesta ocasião, verificou-se que o material colocado na fase inicial do experimento foi mais consolidado, atingindo densidades de 1200 a 1300 kg/m³ com gradiente acima de 700 kg/m³/m na lutoclina formada. As duas frequências registram o topo dessa lutoclina em aproximadamente 2,80 de profundidade (linhas tracejadas) e, nos ecogramas, um segundo refletor inferior, em densidades acima de 1300 kg/m³, é observado em ambas as frequências (linhas contínuas) (Figura 12).

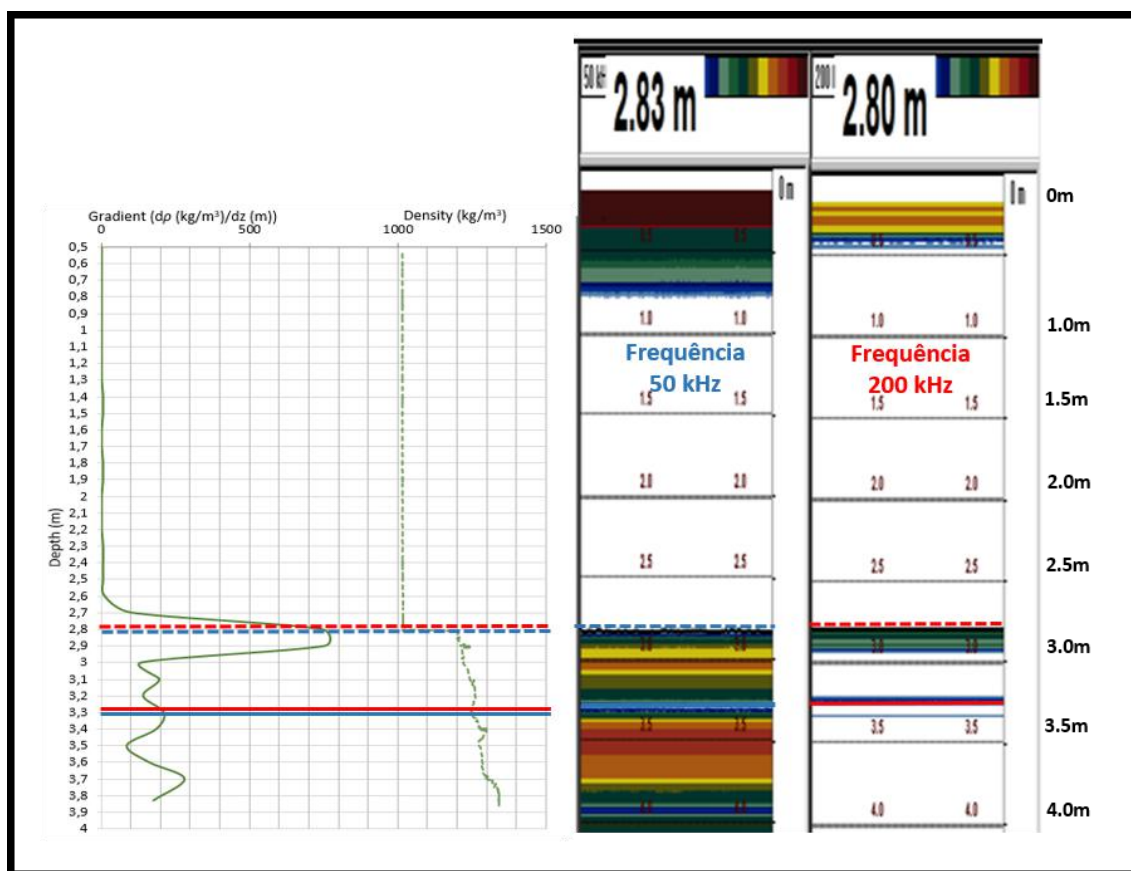


Figura 12 - Perfil de densidade e registro do ecograma medido em 31 de junho - antes das 10 horas. É possível observar o gradiente na lutoclina e o fundo consolidando e que ambos os registros (retorno e ecograma) em ambas as frequências aparecem na lutoclina.

Depois de quatro horas (às 14 horas), uma lutoclina é formada a uma profundidade de 2 m (Figura 13) com gradiente menor que 100 kg/m³/m, gravada pelo ecograma de alta frequência. O ecograma de baixa frequência mostra essa lutoclina de baixa densidade (cerca de 1030 kg/m³), também observada no gráfico de

gradiente, mas a interpretação do retorno acústico registra a lutoclina formada anteriormente, em aproximadamente 2,8 m, com gradiente acima de $800 \text{ kg/m}^3/\text{m}$.

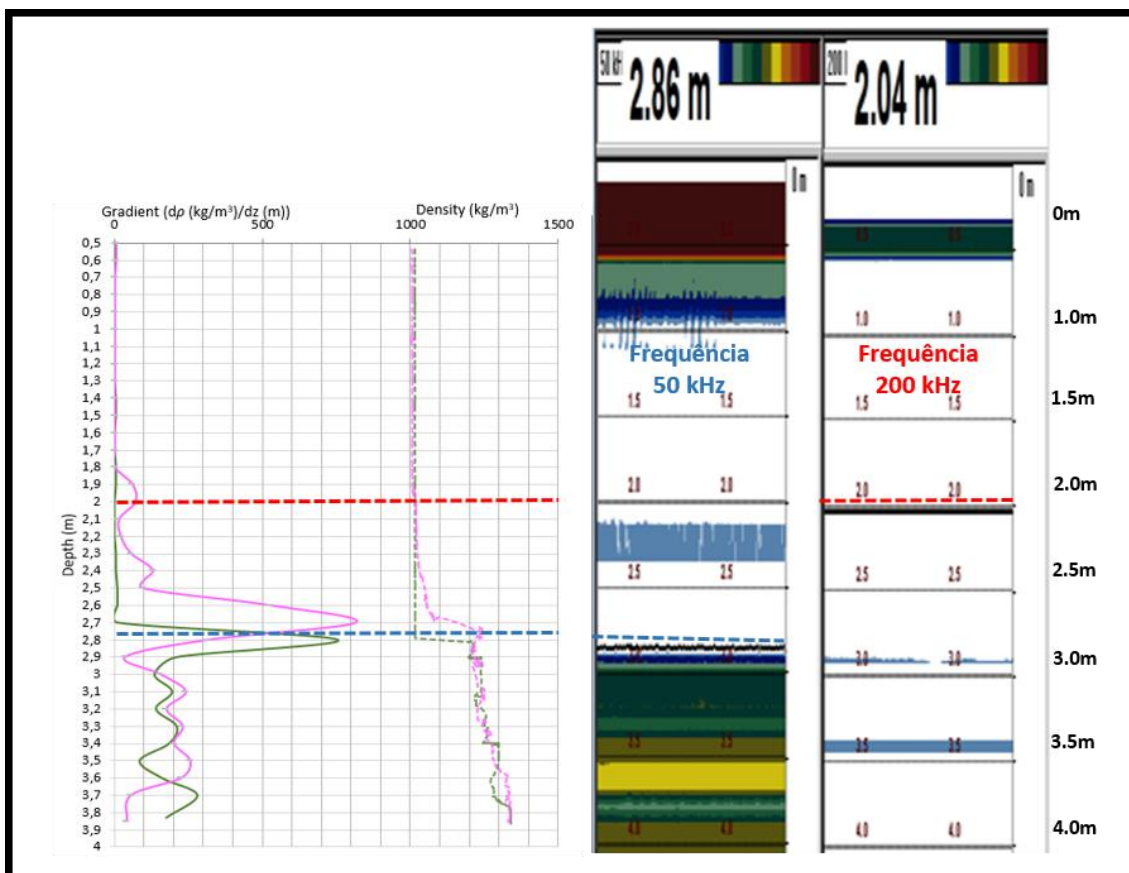


Figura 13 – No perfil das 14 hs (rosa), uma lutoclina é formada a uma profundidade de 2 m (registrada pela alta frequência) a uma densidade de $\sim 1030 \text{ kg/m}^3$, com uma mudança suave no gradiente, um sinal aparecendo no ecograma na mesma profundidade, mas o retorno dado é a profundidade de 2,8 m em baixa frequência com um maior gradiente na densidade. O perfil de densidade e gradiente das 10 hs está em verde para acompanhar o que está acontecendo ao longo do tempo.

Duas horas depois (às 16 horas), a suspensão continua a sedimentar, com uma interface superior entre 2,3 e 2,7 m com aumento gradual da densidade, sendo 1060 kg/m^3 na profundidade do ecobatímetro de alta frequência com gradiente de $200 \text{ kg/m}^3/\text{m}$. O ecograma de baixa frequência está gravando essa interface, mas é transparente na interpretação do retorno acústico, mantendo o sinal na posição da lutoclina mais consolidada com densidade de 1200 kg/m^3 que apresenta um gradiente mais pronunciado de aproximadamente $600 \text{ kg/m}^3/\text{m}$, na profundidade 2,8 m (Figura 14).

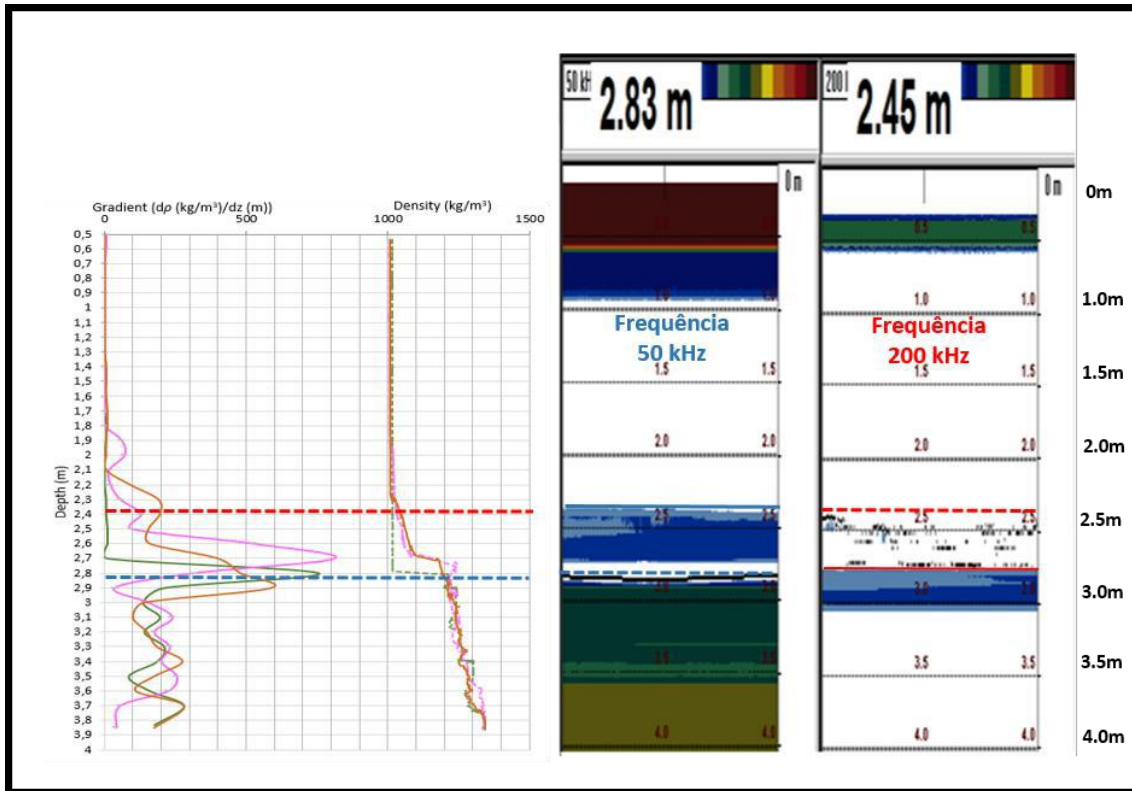


Figura 14 - No perfil das 16 hs (laranja), a suspensão continua a sedimentar, com interface superior localizada entre 2,4 e 2,8 m com gradativo aumento do gradiente de densidade, com 1060 kg/m^3 na profundidade do registro do ecograma em alta frequência (linha vermelha tracejada). O ecograma de baixa frequência está gravando essa interface, mas é transparente na interpretação do retorno acústico, mantendo o sinal na posição da lutoclina mais consolidada, em $\sim 2,8 \text{ m}$ (linha azul tracejada). Os perfis de densidade e gradiente das 10 hs e 14 hs estão em verde e rosa respectivamente para acompanhar o que está acontecendo ao longo do tempo.

A Tabela 2 resume as principais características dos experimentos como explicado acima.

Tabela 2 - Resumo das principais características dos experimentos na coluna de sedimentação.

Cenários	Data	HF	Densidade retorno HF	LF	Densidade retorno LF	Lutoclina	Densidade Lutoclina
A	27 Abril 12h35min	2.4 m	~1100 kg/m ³	4.0 m	Fundo da Coluna	2.7 m	~1100 kg/m ³
	08 Maio 13h10min	2.7 m	~1140 kg/m ³	4.0 m	Fundo da Coluna	2.7 m	~1140 kg/m ³
Colocação de lama ~ 1150 kg/m³							
B	04 Junho 11h	2.48 m	~ 1170 kg/m ³	2.5 m	~ 1170 kg/m ³	2.5 m	1174 kg/m ³
	31 Julho 10h	2.80 m	~1200 kg/m ³	2.83 m	~1200 kg/m ³	2.78 m	~1200 kg/m ³
Suspensão Diluída							
C	31 Julho 14h	2.04 m	~1030 kg/m ³	2.86 m	~1220 kg/m ³	2 m 2.8 m	~1030 kg/m ³ ~1220 kg/m ³
	31 Julho 16h	2.45 m	~1060 kg/m ³	2.83 m	~1200 kg/m ³	2.4 m 2.8 m	~1060 kg/m ³ ~1200 kg/m ³

Nos experimentos de laboratório, os registros da camada de lama fluida com o ecobatímetro de dupla frequência mostraram que a baixa frequência apresenta um sinal instável. Quando ocorrem gradientes em baixas densidades (>1170 kg/m³), em certos momentos a baixa frequência detecta e algumas vez não detecta. O valor limiar de gradiente geralmente está associado a gradiente de 500 kg/m³/m.

Nos primeiros experimentos, a densidade da camada inferior da lama estava abaixo de 1170 kg/m³ com gradientes inferiores a de 500 kg/m³/m. Em várias ocasiões, essas camadas de lama fluida foram transparentes para baixa frequência. No experimento quando as camadas inferiores estavam em densidades superiores a 1170 kg/m³ e gradientes superiores a 500 kg/m³/m, a baixa frequência registrou a presença dessas camadas, ou seja, com maiores densidades e gradientes a baixa frequência detectou consistentemente. O ecograma de baixa frequência também mostrou a presença de camadas superiores em densidades mais baixas, mas o registro de

retorno acústico nem sempre interpretou a posição dessas interfaces como a profundidade.

Outro fator importante a ser considerado é que o perfil abaixo da lutoclina continua consolidando e outros gradientes são observados como na Figura 12, onde se pode encontrar no ecograma um segundo refletor em densidades acima de 1300 kg/m³, em ambas as frequências.

Já a alta frequência registrou a posição das camadas superiores formadas, seja por ressuspensão ou adição de material diluído, embora essas camadas possam ser descritas como uma suspensão diluída, uma vez que apresentavam densidades tão baixas quanto 1030 kg/m³ ou seja, a alta frequência registra o primeiro gradiente de densidade encontrado no perfil de densidade, mesmo quando as densidades e gradientes tem valores mais são baixos.

2.3.2. Propriedades acústicas do material

Com relação às propriedades acústicas das amostras de lama, foi possível observar que as maiores velocidades de propagação estão nas amostras com maiores densidades e com as maiores frequências testadas. Santos apresenta as maiores velocidades de propagação, chegando a aproximadamente 1525 m/s com a densidade de 1300 kg/m³ e que pode estar associado ao fato de ser o local com maior porcentagem de areia, chegando a 20%. As amostras de Itajaí e Canal Norte do Amazonas com densidade de 1300 kg/m³ apresentaram velocidades similares entre si e menores que Santos, em torno de 1465 m/s a 1 MHz medido (Figura 15).

Estes resultados estão de acordo com aqueles obtidos por outros autores como Gorgas *et al.* (2002) e Macedo *et al.* (2009), que em seus experimentos, constataram que as maiores velocidades foram observados para os sedimentos mais grossos, enquanto que os menores valores estão ligados aos sedimentos mais finos.

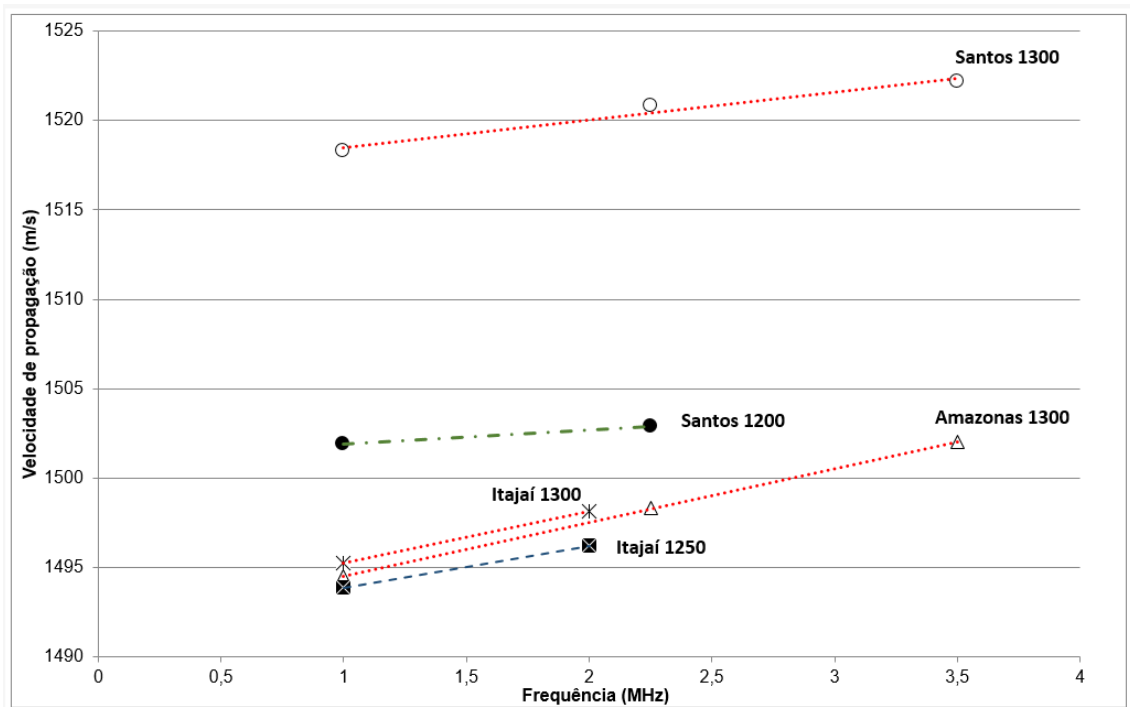


Figura 15 – Velocidade de propagação e frequências medidas nas amostras de Santos, Itajaí e Canal Norte do Amazonas em diferentes densidades, indicadas na figura.

A atenuação acústica em sedimentos coesivos pode estar relacionada à concentração de sedimentos e viscosidade, também à penetração. A atenuação é maior no Amazonas seguido de Itajaí e Santos (Figura 16). Desta forma, o Canal Norte do Amazonas apresenta maior atenuação, então menor penetração do sinal acústico do ecobatímetro.

Também há a tendência de quanto maior a frequência testada, maiores os valores de atenuação para todas as amostras testadas, sendo o maior valor encontrado no Amazonas Canal Norte na frequência de 3.5 kHz.

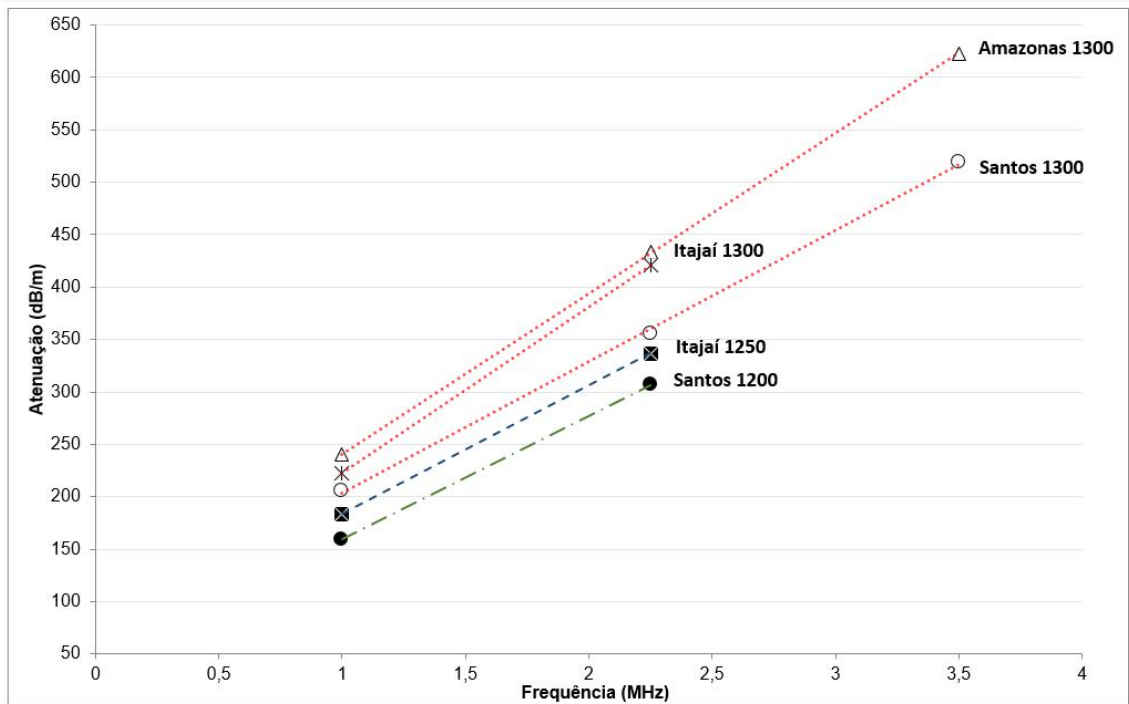


Figura 16 – Atenuação e frequências medidas nas amostras de Santos, Itajaí e Canal Norte do Amazonas em diferentes densidades, indicadas na figura.

2.3.3. Dados de campo

Primeiramente, com o intuito de verificar o uso do ecobatímetro de dupla frequência (comumente utilizado para mapeamento de lama fluida) com relação à sísmica de alta resolução (chirp), os resultados desses dois equipamentos foram comparados. A sísmica de alta resolução se concentra na aquisição do sinal de retorno de uma frequência que possui características de penetração de sedimentos (baixa frequência) e de tal forma que cada retorno por *ping* seja comparável. Quando comparado o refletor de baixa frequência e o refletor chirp, esses mostraram uma diferença maior para os dados do Uruguai do que em Santos (Figura 17). O Uruguai apresentou áreas onde o chirp teve maior penetração. Já em Santos, o refletor da baixa frequência coincide com refletor do chirp, o que leva a acreditar que, em geral, o ecobatímetro forneceu dados com resolução e penetração satisfatórios como já observado por Souza (2006), sendo então esse equipamento escolhido para as correlações com os perfis densimétricos.

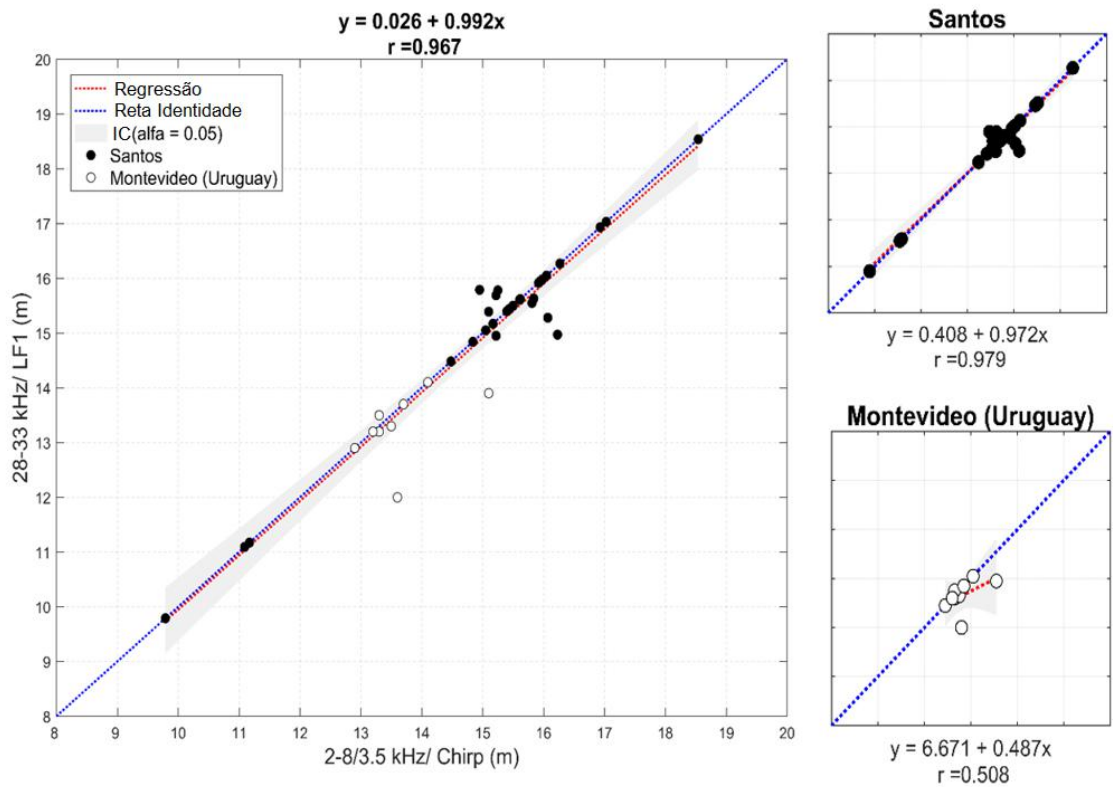


Figura 17 - Regressão entre a baixa frequência (LF-28, 33 kHz) por ecobatímetro e a profundidade medida por refletores de chirp (2-8, 3,5 kHz) no Porto de Santos no Brasil e Porto de Montevideú no Uruguai. IC é o intervalo de confiança que neste caso foi usado de 95%.

Na Figura 18, os perfis do densímetro são plotados sobre os dados obtidos pelo ecobatímetro de alta frequência e pelos refletores de baixa frequência e chirp. Este é um exemplo no Porto de Santos e é possível observar a alta correlação entre o ecobatímetro de alta frequência (HF) e profundidade da lutoclina (L1). A profundidade da lutoclina (L1) foi determinada a partir do gradiente de densidade pela profundidade ($d\rho/dz$) como apresentado no experimento da coluna de sedimentação.

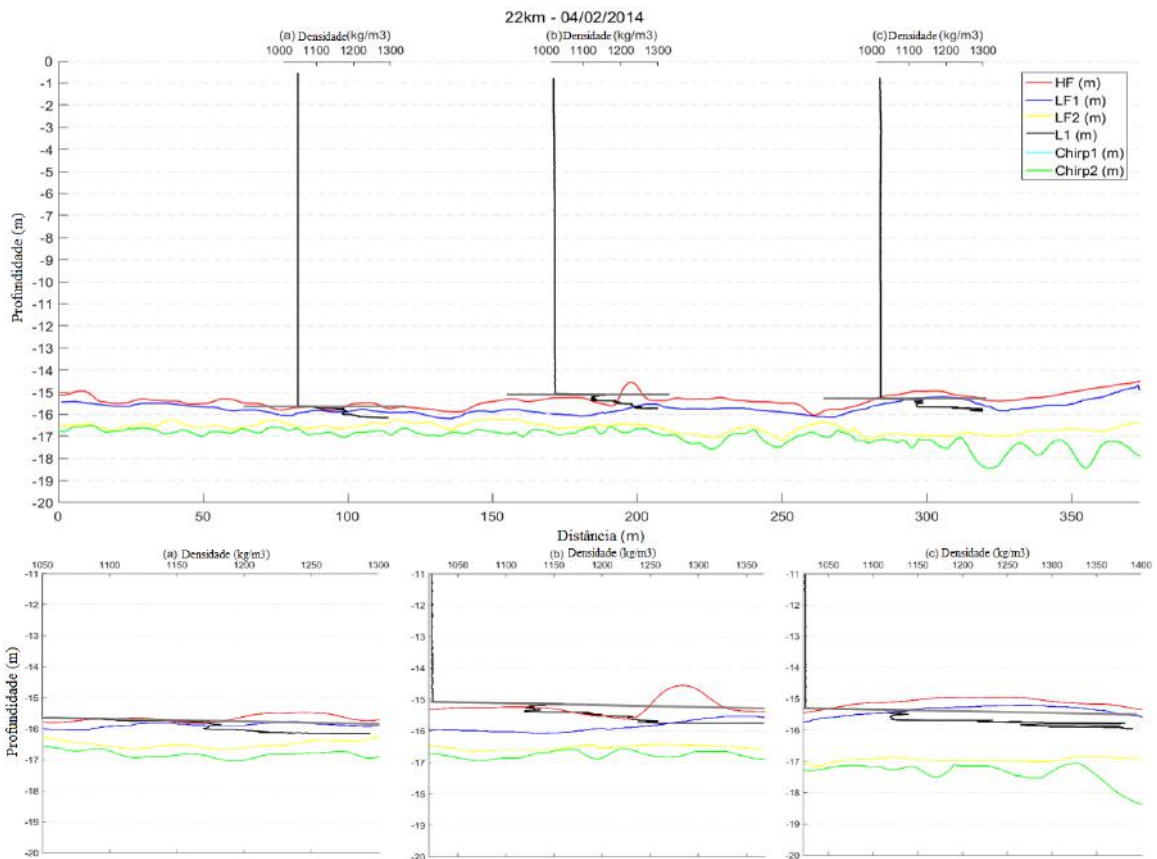


Figura 18 - Seção transversal do canal de navegação obtido com o ecobatímetro de dupla frequência. Os retornos de 200 kHz em vermelho, 28 kHz em azul e amarelo e *Densitune* em preto. Em cinza está marcada a lutocline identificada com o densímetro (L1). O refletor de chirp 1 (azul claro) coincide com o refletor de baixa frequência 1 (LF1) e o segundo refletor está em verde. O painel inferior é um zoom do painel superior para que as medições possam ser observadas em detalhes.

Na Figura 19 são apresentados os perfis de densidade obtidos pelo densímetro, a alta frequência em vermelho (HF), baixa frequência em azul (LF1) obtidos pelo ecobatímetro de dupla frequência e o gradiente calculado pela variação da densidade em função da profundidade para perfis medidos em Santos, Itajaí e Canal Norte do Amazonas.

Nos perfis de densidade de Santos, é possível observar um segundo gradiente, coincidindo com retorno da baixa frequência com densidade de aproximadamente 1250 kg/m^3 . Em geral, a espessura da camada de lama fluida está em torno de 5% da profundidade.

No caso de Itajaí, foi possível observar dois perfis principais característicos para as amostras. Um para os perfis localizados na área mais interna do estuário

(chamado de Itajaí 1) e um para os perfis localizados mais na margem sul do estuário (chamado de Itajaí 2). O perfil característico de Itajaí 1, é possível verificar dois gradientes, um refletido pela alta frequência e um refletido com a baixa frequência com densidades próximas de 1170 kg/m^3 , assim como observado no experimento na coluna de sedimentação. Os perfis de densidade de Itajaí 1 apresentam espessuras da camada de lama maiores que Itajaí 2, com o máximo de 13% da profundidade.

Já os perfis de densidade de Itajaí 2 apresentam um gradiente único, então o retorno do ecobatímetro de baixa frequência está localizado no final do pacote lamoso com densidades de aproximadamente 1350 kg/m^3 . Em geral, esses perfis apresenta, espessuras em torno de 5% da profundidade.

Os perfis do Canal Norte do Amazonas apresentam o retorno acústico da baixa frequência muito próximo ao de alta frequência. Esse fato pode ocorrer devido às menores espessuras encontradas pelo densímetro, densidades mais altas e ausência de outros gradientes além da lutoclina. Em geral, as espessuras da camada de lama fluida apresentam entre 3% e 4% da profundidade. Além disso, com os testes de atenuação, foi possível observar que o Amazonas tem menor penetração do sinal do ecobatímetro.

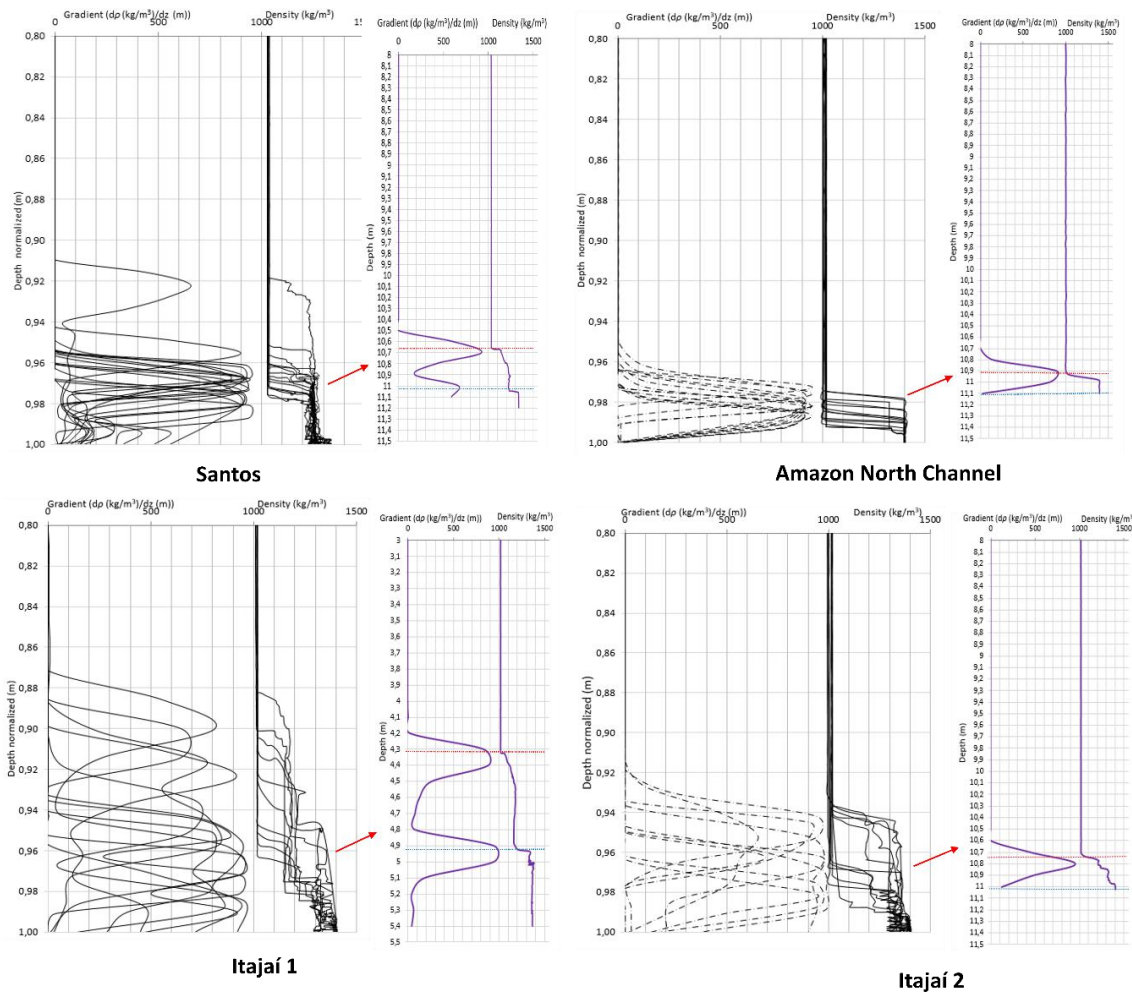


Figura 19 - Perfis do densímetro, marcando a alta frequência (HF, linha vermelha), baixa frequência (LF, linha azul) e o gradiente calculado pela variação da densidade em função da profundidade para perfis de Santos, Itajaí e Canal Norte do Amazonas. Importante destacar que Itajaí apresentou dois perfis característicos (chamados de Itajaí 1 e 2), sendo que Itajaí 1 na figura apresenta um perfil mais raso que os demais, com até 5.5 m.

A correlação entre a alta frequência (HF) e a profundidade da lutoclina (L1) é de 0,99. Significa que a alta frequência reflete quando atinge um aumento significativo de concentração ou densidade de sedimentos em suspensão aqui denominada L1. Esse efeito ocorre porque os ecobatímetros detectam gradientes de densidade, como ocorre nas interfaces entre água e lama fluida. Os dados de Santos e Itajaí apresentaram as melhores correlações entre essas duas variáveis (Figura 20).

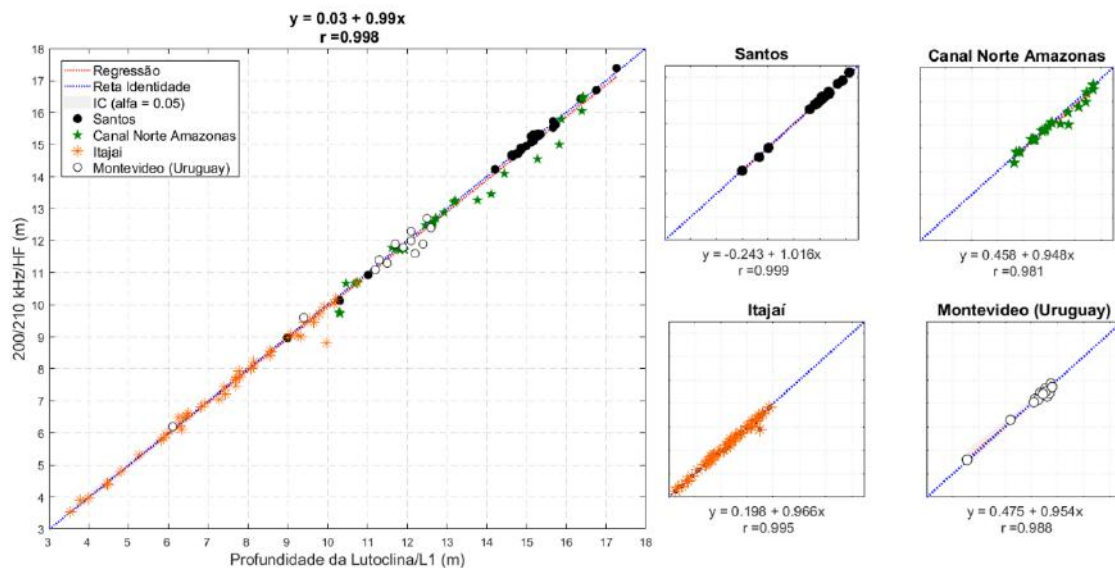


Figura 20 - Regressão entre o refletor de alta frequência (200-210 kHz) do ecobatímetro e profundidade da lutoclina (aumento na concentração de sedimentos no topo da camada de lama fluida) encontrado nos perfis de densidade obtidos pelo diapasão em todos os locais (Santos, Canal Norte do Amazonas, Itajaí no Brasil e Montevideo no Uruguai). IC é o intervalo de confiança que neste caso foi utilizado de 95%.

Especialmente em áreas com tipos de fundo lamoso, é importante avaliar frequências altas e baixas. O amortecimento do sinal pelas partículas de sedimentos na coluna de água, as propriedades dos sedimentos e a espessura da camada influenciam a intensidade do sinal de retorno.

Baseado nos experimentos da coluna de sedimentação e nestas observações dos dados de campo, foram também verificadas as densidades que a alta e baixa frequência refletem, para ver se a densidade interfere no retorno do equipamento ou se o gradiente é o fator determinante.

É possível observar uma tendência de que, em Santos, a densidade que a alta frequência refletiu foi, em média, 1046 kg/m³, no Canal Norte do Amazonas foi 1136 kg/m³ e 1021 kg/m³ em Itajaí (Figura 21). Estas densidades são similares às observadas nas lutoclinas ou gradientes identificados na interface água - lama fluida principalmente em Santos e Canal Norte do Amazonas. Em Itajaí, é importante destacar que a alta frequência em diversos casos reflete uma densidade baixa, ou seja, uma suspensão diluída (em geral próximas de 1030 kg/m³), similar ao ocorrido na coluna de sedimentação em laboratório.

Na Figura 22, observamos também que os maiores erros nos três locais estão associados às menores densidades, já que nessas densidades estão as menores

espessuras. Itajaí apresenta uma faixa entre 1170 kg/m³ e 1280 kg/m³ com valores similares de erro, por apresentar dois perfis característicos de densidade refletida pela baixa frequência, conforme demonstrado também nas Figuras 19 e 21. Santos tem menores erros entre 1250 kg/m³ e 1280 kg/m³, já o Amazonas fica evidente o erro com valores bem menores em densidades mais altas.

Na nuvem de pontos, é possível observar que apesar da média de densidade refletida pela baixa frequência em Itajaí ser em torno de 1327 kg/m³, as amostras variam em um intervalo de 1170 kg/m³ a 1400 kg/m³. É possível observar duas principais populações como já comentado na Figura 19, uma que a baixa frequência reflete densidades próximas de 1170 kg/m³ e outra que a baixa frequência reflete densidades maiores (próximas de 1350 kg/m³).

O refletor de baixa frequência em Santos e Canal Norte do Amazonas refletem densidades com uma nuvem de pontos mais concentrada próxima da média, que seria 1245 kg/m³ e 1402 kg/m³, respectivamente. Os dados de Montevideo (Uruguai) não foram apresentados porque não estavam disponíveis.

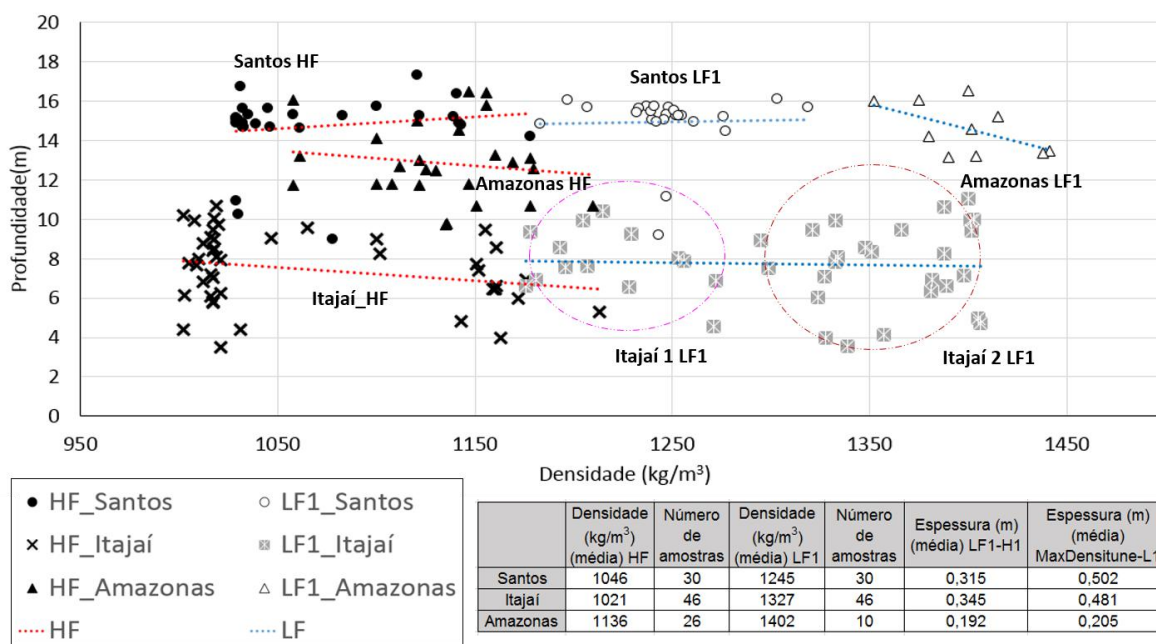


Figura 21 – Densidades que são refletidas pela alta e baixa frequência em Santos, Itajaí e Amazonas Canal Norte. Importante destacar que Itajaí principalmente na Baixa Frequência apresenta duas populações, Itajaí 1 (em rosa) com menores densidades (~1170 kg/m³) e Itajaí 2 (em vermelho escuro) com maiores densidades refletidas (~1350 kg/m³).

Ao avaliar as baixas frequências e densidades com os dados do diapasão, entende-se que o primeiro refletor da baixa frequência (LF1) não reflete o fundo como

a penetração máxima do diapasão, que pode indicar que: (1) os refletores não encontram necessariamente a interface lama fluida e lama consolidada, (2) o diapasão não tem penetração suficiente até o fundo, (3) pode estar associado a uma interface de profundidade dragada, por exemplo (4) a penetração depende das características do sedimento do fundo.

A energia acústica de alta frequência reflete a parte superior de uma camada de lama fluida, e a baixa frequência registra uma camada inferior se essa interface de camada tiver uma refletividade acústica maior que a superior. “Em outras palavras, os ecobatímetros de alta frequência (200 kHz e superiores) podem refletir a interface água/água lamosa (a lutoclina) e (dado que as configurações de transmissão e sensibilidade são comparáveis) os ecobatímetros de frequência mais baixa podem refletir um gradiente de densidade mais profundos na camada de lama fluida” (WELP e TUBMAN, 2017). Em geral, as baixas frequências do ecobatímetro estão registrando o retorno acústico em densidades similares às obtidas pela transição reológica em laboratório, sendo em torno de 1250 kg/m^3 no Porto de Santos, 1300 kg/m^3 em Itajaí e 1400 kg/m^3 no Canal Norte do Amazonas. Essa informação é possível observar na Figura 22, onde os menores valores de erro são associados à reflexão da baixa frequência para cada lugar.

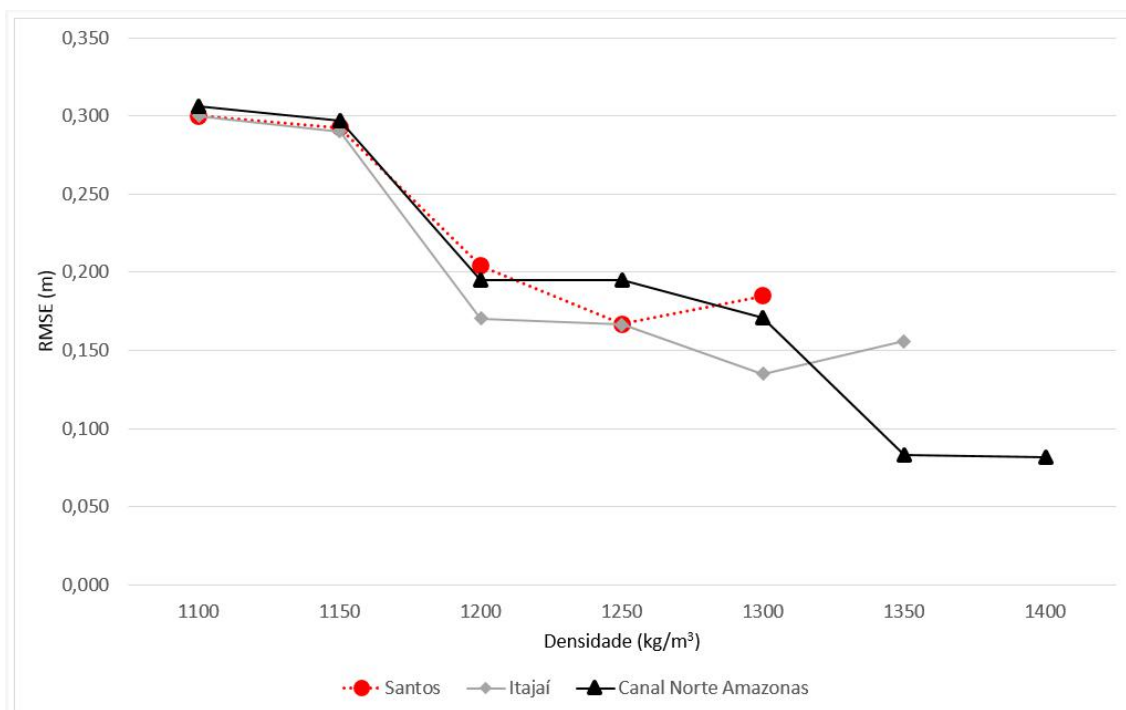


Figura 22 – Raiz quadrada do erro médio para as densidades associadas a baixa frequência refletidas. Os menores valores de erro são associadas às densidades que a

baixa frequência reflete, sendo Santos em 1250 kg/m^3 , Itajaí em 1300 kg/m^3 e Canal Norte do Amazonas entre 1350 e 1400 kg/m^3 .

2.4. Conclusões

O retorno de cada frequência está associado a um gradiente de densidade e é diferente para cada região. O retorno de alta frequência está associado à interface água-lama (lutoclina), e o retorno de baixa frequência é um sinal muito mais instável. Nesse contexto, a separação entre os retornos HF e LF está associada à presença de mudanças graduais na densidade. Esta é uma indicação de que o retorno de LF vem de áreas mais profundas da camada de lama fluida com densidades e resistências semelhantes as encontradas em laboratório.

Nos experimentos da coluna de sedimentação, os registros da camada de lama fluida com o ecobatímetro de dupla frequência mostraram que a baixa frequência registra principalmente as camadas mais profundas e mais consolidadas. O ecograma é altamente recomendado para uma melhor interpretação do sinal de retorno, tanto de baixa quanto de alta frequência. As densidades refletidas pelas baixas e altas frequências tiveram semelhanças aos dados de campo encontrados em Itajaí, então é recomendável que experimentos como esse sejam feitos para todos os lugares (também Santos e Canal Norte do Amazonas), para verificar o comportamento mais específico em campo.

A espessura da camada de lama fluida nos portos e canais de navegação pode variar de acordo com as condições hidrodinâmicas e sedimentológicas. Além disso, o refletor de baixa frequência teve menores erros nas densidades similares às encontradas na transição reológica associadas a 100 Pa na relação rigidez inicial e densidades (*flow curve*). O Canal Norte do Amazonas apresenta maior atenuação, menor espessura da camada de lama fluida, lutoclina com variação densidade mais abrupta e maior valor de transição reológica (1400 kg/m^3). Por outro lado, Itajaí e Santos apresentam maiores espessuras de camada de lama fluida e também que podem ser utilizadas para navegação no conceito de fundo náutico.

Itajaí ainda apresentou dois perfis característicos para as reflexões de alta e baixa frequência. Alta frequência em diversas ocasiões refletiu suspensões diluídas (similares às verificadas no experimento da coluna de sedimentação ($\sim 1030 \text{ kg/m}^3$) e a baixa frequência refletiu duas populações principais de densidades, uma 1170 kg/m^3 e outra a 1300 kg/m^3 , associadas às localizações das amostras no estuário, reforçando que são necessárias campanhas extensivas mesmo em áreas pequenas.

Os resultados deste estudo mostram que, embora as características das camadas de lama fluida variem de acordo com a localização, os gradientes de densidade associados à alta frequência podem ser considerados como uma boa metodologia para encontrar a interface água e lama fluida. Já a baixa frequência mostrou-se como um sinal mais instável. Quando comparadas às densidades, a baixa frequência apresentou menores erros em densidades semelhantes às encontradas na transição reológica em laboratório, mas pode estar associada a um segundo gradiente de densidade encontrado nos perfis como Santos e Itajaí 1 ou no final da camada de lama fluida registrada pelo diapasão, como Canal Norte do Amazonas e Itajaí 2.

Medições acústicas podem ser uma boa ferramenta para o conceito de fundo náutico por ter vantagens como maior cobertura; no entanto, também é necessária uma combinação com diferentes metodologias, reologia e outras propriedades. A combinação de informações (densidade) com resultados de perfis acústicos, variáveis de navios, treinamento de pilotos pode melhorar significativamente a determinação do “fundo náutico”. Espera-se que a combinação de técnicas de detecção e medição, bem como outras informações, permita posteriormente o desenvolvimento de ferramentas para navegação em lama fluida, com potencial aumento de calado, e para definir densidades críticas para áreas portuárias.

3. CAPÍTULO III - Medição de Camadas de Lama Fluida e suas Propriedades Reológicas em Portos

Esse capítulo fornece informações da lama fluida pela combinação de medições de densidade *in situ* e testes de laboratório, que visam definir um potencial aumento de calado baseado nas camadas de lama fluida, usando o Porto de Santos como área de localização. Essa abordagem foi publicada em um artigo científico (em anexo) na revista científica *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, v. 143(4), p. 1-6, 2017, intitulado: “*Strategies for Measuring Fluid Mud Layers and Their Rheological Properties in Ports*”, de Juliane Castro Carneiro, Diego Luiz Fonseca, Susana Beatriz Vinzón e Marcos Nicolás Gallo.

Também vai abordar a relação densímetro x reômetro, onde amostras de lama de diferentes regiões do Brasil foram utilizadas e uma curva de calibração única associada ao sinal de amplitude do densímetro e tensão de escoamento das amostras foi obtida, visando a avaliação reológica, mesmo se um reômetro não estiver disponível. Essa relação está em um artigo científico (em anexo) que foi publicado na revista científica *Ocean Dynamics INTERCOH Topical Collection 2017*, intitulado “*Assessing rheological properties of fluid mud samples through tuning fork data*” da autoria de Diego Luiz Fonseca, Patrícia Cunha Marroig, Juliane Castro Carneiro, Marcos Nicolás Gallo e Susana Beatriz Vinzón.

3.1. Introdução

Portos com deposição de sedimentos finos podem ter uma camada de alta densidade acima do fundo consolidado, cuja dinâmica é principalmente imposta pela maré e pelas ondas. A deposição contínua de lama pode ser uma ameaça à navegação e causar reduções consideráveis na profundidade náutica (WOLANSKI *et al.*, 1992).

Embora estudos tenham utilizado equipamentos acústicos e sísmicos, tais como ecobatímetro de dupla frequência (SHI *et al.*, 1999; MADSON e SOMMERFIELD 2003; SCHETTINI *et al.* 2010), esses métodos indiretos não determinam a navegabilidade dos depósitos lamosos. Como consequência, estes métodos devem ser associados a observações *in situ* através de métodos diretos e amostragem para testes laboratoriais. Com conhecimento mais detalhado da morfologia do fundo e de suas propriedades, a lama fluida é levada em conta para a navegação em muitos portos (por exemplo, Roterdã, Holanda; Bangcoc, Tailândia; Yangtze, China;

Zeebrugge, Bélgica; São Francisco; e Bordeaux, França). Neste contexto, o Porto de Santos no Estado de São Paulo (sudeste do Brasil) é o maior no hemisfério sul com mais de 13 km de cais e manuseio de mais de 110 milhões de toneladas por ano (ALFREDINI *et al.* 2015). Este porto está localizado em um sistema estuarino de lagoas que contém uma quantidade significativa de lama fluida. A amplitude das marés é da ordem de até 1,5 m e pode ser caracterizado como parcialmente estratificado (HARARI e CAMARGO, 2003).

A gestão da lama está geralmente associada a operações de dragagem contínuas e dispendiosas (BRUENS 2003, FONTEIN e BYRD, 2007). Milhões de toneladas de sedimentos são dragados todos os anos para manter condições seguras de navegação (WURPTS e TORN, 2005). Portanto, o gerenciamento de lama em portos e canais de acesso é geralmente associado a operações de dragagens contínuas (FONTEIN e BYRD, 2007).

Sendo o fundo náutico o limite em que as características físicas do fundo não causam danos no controle ou manobrabilidade do navio, este limite crítico está associado a mudanças na estrutura reológica e propriedades da lama e é tipicamente referido como o transição reológica da lama (VAN CRAENENBROECK *et al.*, 1991).

Embora testes reológicos adequados possam ser realizados em laboratório, é difícil gerar perfis reológicos *in situ*. Portanto, estas propriedades são geralmente correlacionadas com propriedades mais facilmente medidas (por exemplo, densidade) (CARNEIRO *et al.*, 2017). Os dados reológicos de laboratório dependem dos métodos de teste, análise e modelos reológicos aplicados, o que pode afetar consideravelmente os resultados (PANG e RUIBO, 2015).

Um dos instrumentos para a determinação da densidade *in situ* é a sonda de densidade de diapasão vibratório (densímetro). O diapasão vibra e mede a frequência e a amplitude (MCANALLY *et al.*, 2007), permitindo o cálculo das propriedades da lama após a calibração (FONSECA *et al.*, 2016). A relação entre os valores de frequência, amplitude e densidade não é única, e depende da elasticidade e viscosidade da lama e também do seu estado de deformação (GROPOSO *et al.*, 2014). No entanto, uma vez que a calibração é realizada com uma amostra representativa local, a viscosidade e a elasticidade tornam-se apenas funções da densidade da lama.

Utilizando amostras de lama de diversos locais do Brasil, com diferentes comportamentos reológicos, Fonseca *et al.* (2018) teve como objetivo determinar as propriedades reológicas da lama utilizando a calibração de densidade do diapasão.

Já o trabalho Carneiro *et al.* (2017) teve como objetivo fornecer informações na lama fluida através de uma combinação de medições *in situ* de densidade e testes

de laboratório, que visam definir um potencial aumento de calado baseado nas camadas de lama fluida, utilizando o Porto de Santos como objeto de estudo. Aborda a variabilidade espacial e temporal da lama fluida estuarino e grandes diferenças nas propriedades da lama dentro do porto, mostrando a importância de pesquisas extensas, em vez de medições em áreas limitadas. Visa contribuir para o estabelecimento de um nível náutico quando as camadas de lama fluida estão presentes.

3.2. Materiais e Métodos

3.2.1. Lama fluida e potencial aumento de calado (Carneiro *et al.*, 2017)

A partir da batimetria disponível realizada em 2010-2013 ao longo do canal de navegação, 25 transectos foram escolhidos e nomeados de acordo com a sua distância da desembocadura do estuário. Esses dados foram coletados com perfis acústicos e os de densidade foram medidos em quatro transectos: 24km, 22km, 21km e 18km. Para as medidas acústicas nesta ocasião, utilizou-se um ecobatímetro - 200 kHz e um Chirp - 2/8 kHz. Para os perfis de densidade, foi empregado um dispositivo DensiTune®, da Stema Survey Services, realizando três perfis em cada transecto: (a) na margem esquerda, (b) no meio do canal e (c) na margem direita.

No ponto 22km (a), também foram realizados perfis de densidade durante 8 horas, a cada hora, para observar a variabilidade das camadas de lama fluida induzida pela maré. Neste local, uma amostra de sedimento foi coletada para a calibração do densímetro. Além disso, um perfilador de corrente acústica (Aquadopp, NORTEK) estava fundeado nas proximidades.

Amostras de sedimento foram coletadas nos transectos de 24km, 22km, 21km e 18km para testes laboratoriais: a granulometria foi determinada pelo espalhamento a laser com Malvern Mastersizer 2000 e para os testes reológicos foi utilizando um reômetro Rheolab-QC Anton Paar com vane de 22 mm de diâmetro (ST22-4V-40). Para os testes reológicos, a amostra do transecto 18 km foi descartada devido ao seu alto teor de areia.

Os testes reológicos seguiram uma modificação do protocolo proposto por Claeys *et al.* (2015) (chamado de Protocolo de Claeys Adaptado) e um desenvolvido (chamado Protocolo LDSC). Ambos os protocolos foram controlados por taxa de

cisalhamento (SRC), com 14 taxas de cisalhamento decrescentes, variando de 40 a $0,01 \text{ s}^{-1}$, e um pré-cisalhamento, para obter uma condição inicial de referência.

Poucas mudanças foram feitas no protocolo proposto por Claeys *et al.* (2015), sendo os testes realizados com um estágio de pré-cisalhamento de 15 segundos a 1000 s^{-1} antes de cada taxa de cisalhamento testada. Após o pré-cisalhamento, as amostras foram cisalhadas durante 100 segundos a uma taxa constante, com medições a cada segundo. Após os ensaios, as curvas de escoamento (*flow curve*) foram construídas considerando as tensões de cisalhamento de equilíbrio médio e a taxa de cisalhamento imposta.

No protocolo LDSC, o mesmo pré-cisalhamento é empregado, mas apenas no início do teste da amostra. Em seguida, a amostra foi cisalhada usando uma rampa logarítmica de tempo crescente variando de 10 (a 40 s^{-1}) a 180 segundos (a $0,01 \text{ s}^{-1}$). Desta forma, o tempo total de teste é reduzido, porém mais tempo é gasto em velocidades mais baixas visando atingir a condição de equilíbrio, quando comparado com o protocolo anterior.

Cada amostra foi testada para seis diferentes densidades, de 1100 a 1300 kg/m^3 , obtidas por diluição. A densidade de cada amostra foi avaliada comparando os pesos úmido e seco (antes e após a secagem das amostras a $100 \text{ }^\circ\text{C}$ por 24h), considerando densidades da água e das partículas (quartzo) como 1000 e 2650 kg/m^3 , respectivamente. Os erros foram estimados considerando variações aleatórias de densidades entre 1000 a 1030 (água) e 2000 a 2700 (sedimentos) kg/m^3 com precisão de balança de $\pm 0,01\text{g}$.

3.2.2. Reologia x Diapásão (*Densitune*) (Fonseca *et al.*, 2018)

Os testes foram feitos com amostras do Canal Sul do Amazonas, Santos, Itajaí e Rio Grande. Cada amostra foi testada no reômetro em diversas densidades obtidas por diluição, na faixa máxima de 1550 kg/m^3 a 1110 kg/m^3 . O modelo proposto por Groposo *et al.* (2014) foi aplicado, usando um instrumento DensiTune®, da STEMA Systems.

Cada medição gerou um cluster de frequência e amplitude medido pelo densímetro, que foi ajustado para linhas de tendência lineares aplicando o método dos mínimos quadrados. Todas as linhas de regressão obtidas para um determinado local foram interpoladas usando o Matlab®, criando um domínio de Frequência x Amplitude x Densidade. Os mesmos clusters de frequência e amplitude também foram usados

como dados de entrada para o processo de calibração padrão do DensiTune® (usando seu próprio software).

Após testar a exatidão da abordagem proposta, a borda viscosa de cada domínio calibrado (apenas valores de amplitude e densidade) foi comparada com os dados reológicos. A relação entre a amplitude viscosa e a tensão limite de escoamento de Bingham foi, portanto, calibrada empregando os resultados para todas as quatro amostras de diferentes regiões testadas. Em seguida, calculou-se a curva tensão de escoamento em função da densidade para cada amostra através desta curva de calibração e comparou-se com os resultados obtidos com o reômetro.

3.3. Resultados e Discussão

3.3.1. Lama fluida e potencial aumento de calado (Carneiro *et al.*, 2017)

A região mais externa do Porto de Santos é predominantemente arenosa e um padrão regular de assoreamento pode ser observado nos registros batimétricos, como mostra a (Figura 23) para os levantamentos realizados em 2013, por exemplo. Na parte interna do porto, o fundo lamoso é observado e os levantamentos de batimetria mostram comportamento anômalo. As zonas livres de reflexão nos perfis de Chirp nesta área indicaram a presença de camadas de lama.

No entanto, os sinais Chirp não foram claros o suficiente para concluir se essas camadas representam a espessura da camada de lama fluida. Além disso, como as propriedades dessas camadas lamosas permanecem desconhecidas nesse tipo de medição, seria difícil estabelecer um fundo náutico apenas com esses dados acústicos.

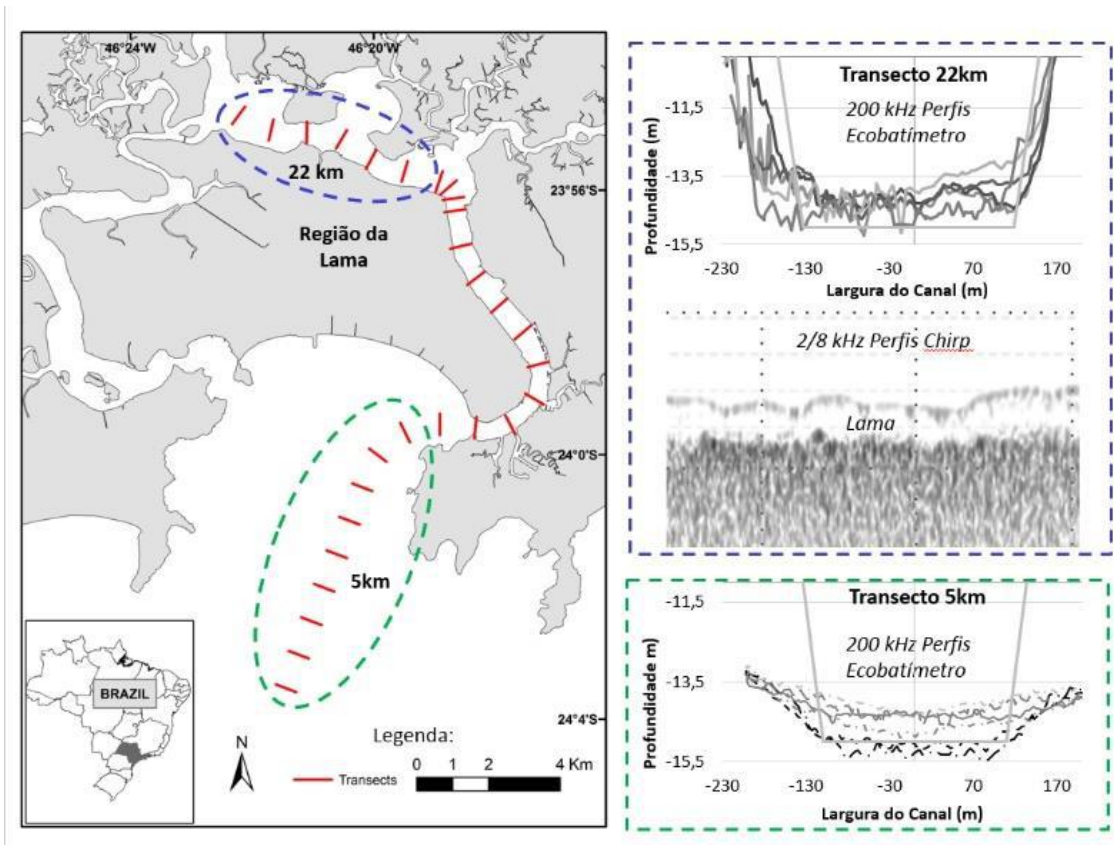


Figura 23 - Seções batimétricas do canal de Santos obtidas durante 2013 com um ecobatímetro padrão, onde é possível observar um comportamento regular na área arenosa externa (por exemplo, transecto 5 km) e registros anômalos na porção interna do estuário lamoso (por exemplo, transecto 22 km). Neste último local, as zonas livres de reflexão (*reflection free zone*) nos perfis de Chirp indicaram a presença de lama.

A Figura 24 mostra os perfis de densidade obtidos em três pontos (a, b e c) em quatro transectos ao longo do canal de Santos. A espessura das camadas de lama fluida variou de 20 a 80 cm, a partir do transecto de 18 km em direção ao transecto de 24 km, enquanto o teor de areia diminuiu de 30% para 15%, respectivamente. No ponto 22km (a), os perfis de densidade registrados ao longo do ciclo de maré indicaram diferenças na profundidade da lutoclina de até 1 m ao longo das 8 horas de levantamento, como mostrado na Figura 25. Portanto, tanto a variabilidade espacial quanto a temporal das camadas de lama fluida foi observada.

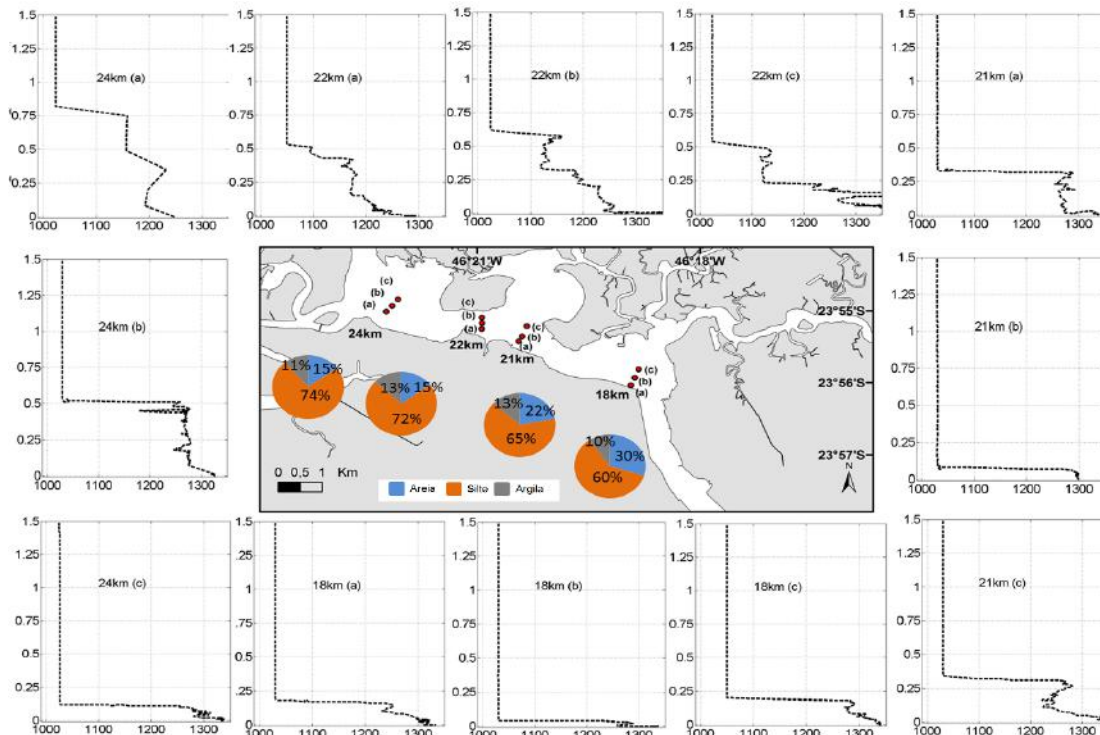


Figura 24 - Perfis de densidade obtidos em três pontos (a, b, c) em quatro transectos ao longo do canal de Santos, com espessura de camadas de lama fluida variando de poucos centímetros a quase um metro. O eixo x é a densidade em kg/m^3 e o eixo y é a distância acima do fundo em metros. Os círculos mostram gráficos de tamanho do grão para cada amostra em locais centrais (pontos (b)).

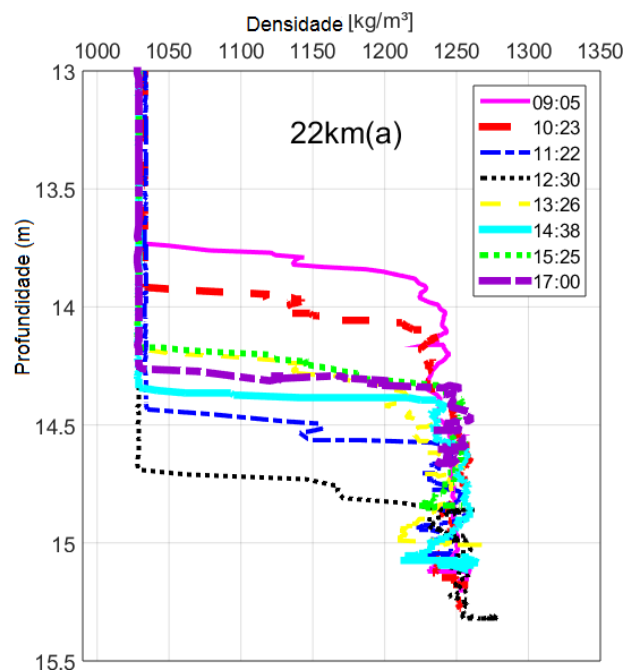


Figura 25 - Perfis de densidade no ponto 22km (a) registrado durante 8 horas, ao longo do ciclo de maré. Datum vertical é o menor nível de água observado

(06/02/2014). Dados de intensidade e direção das correntes estão indicadas na Figura 27.

As variações na altura da lutoclina observada no ponto (a) podem estar relacionadas com a dinâmica das correntes no estuário. As espessuras das camadas de lama fluida mudariam devido à condição da maré, dependendo da tensão no fundo induzida pelas correntes. Segundo Teisson *et al.* (1993), durante a fase de deposição, flocos ou partículas individuais se depositam no fundo e formam novas camadas, que podem se concentrar e se consolidar. A rigidez da lama aumenta progressivamente e a sua erodibilidade diminui. Assim, durante um ciclo de maré, a tensão inicial de escoamento (*yield stress*) dos sedimentos de fundo seria geralmente maior na estufa de maré, tendendo a diminuir com a enchente ou vazante.

Na Figura 26, é possível observar o perfil das correntes (intensidade e direção) mudando progressivamente de vazante para enchente, com maiores correntes próximas ao fundo na maré enchente. Na primeira medida de densidade durante a maré vazante, foi observada a maior altura da lutoclina (profundidade mínima). Isso pode estar relacionado a correntes mais altas próximas ao fundo, pouco antes do início da medição das correntes. Então, um período de transição levou à deposição, quando a altura da lutoclina diminuiu progressivamente, atingindo a altura mínima (profundidade máxima) na estufa da maré baixa. Depois de mudar para a maré enchente, a altura da lutoclina aumentou novamente, atingindo uma espessura máxima da camada de cerca de 80 cm.

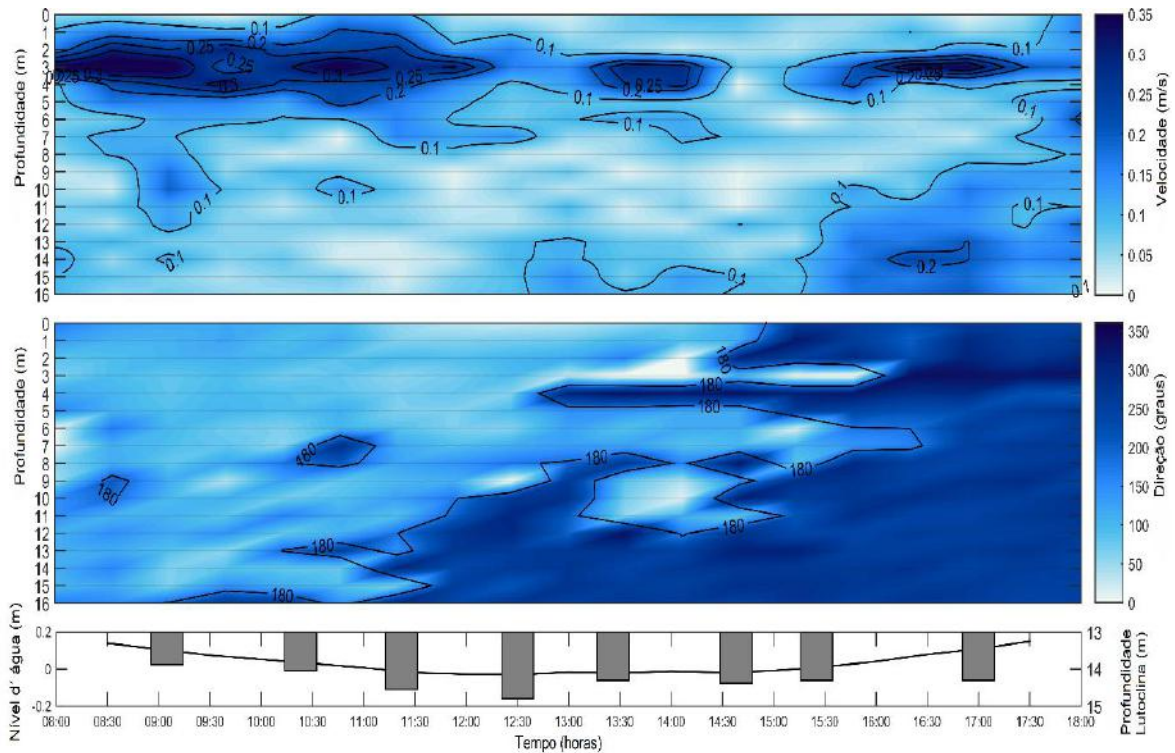


Figura 26 - Intensidade e direção das correntes, nível de água e altura da lutoclina no ponto 22 km (a), medido pelo perfilador de corrente (Aquadopp) e pelo densímetro, ao longo do ciclo de maré.

Quanto às propriedades reológicas, todas as amostras apresentaram um comportamento não newtoniano de adelgaçamento e as curvas de escoamento (*flow curve*) foram agrupadas de acordo com a densidade da lama, como previamente encontrado na literatura (BARNES, 2000; MESHKATI *et al.*, 2015; PANG e RUIBO, 2015). Os dois protocolos avaliados são mostrados na Figura 27, onde as curvas de escoamento são plotadas para cinco densidades diferentes da amostra 24km (b).

Para altas taxas de cisalhamento ($> 1 \text{ s}^{-1}$), diferenças mínimas entre os protocolos foram observadas. Abaixo da taxa de cisalhamento de 1 s^{-1} e em densidades mais baixas, as diferenças entre eles se tornaram mais pronunciadas e isso pode estar relacionado ao tempo para alcançar uma tensão de cisalhamento de equilíbrio no Protocolo de Claeys Adaptado. De fato, o intervalo de 100 segundos não foi suficiente para observar um platô nos gráficos de tensão de cisalhamento versus tempo para essas velocidades e densidades mais baixas. Embora a presença de um pré-cisalhamento antes de cada mudança de velocidade tenha encurtado o tempo para o equilíbrio (MARCHESINI *et al.*, 2015), não pareceu ser eficaz neste caso.

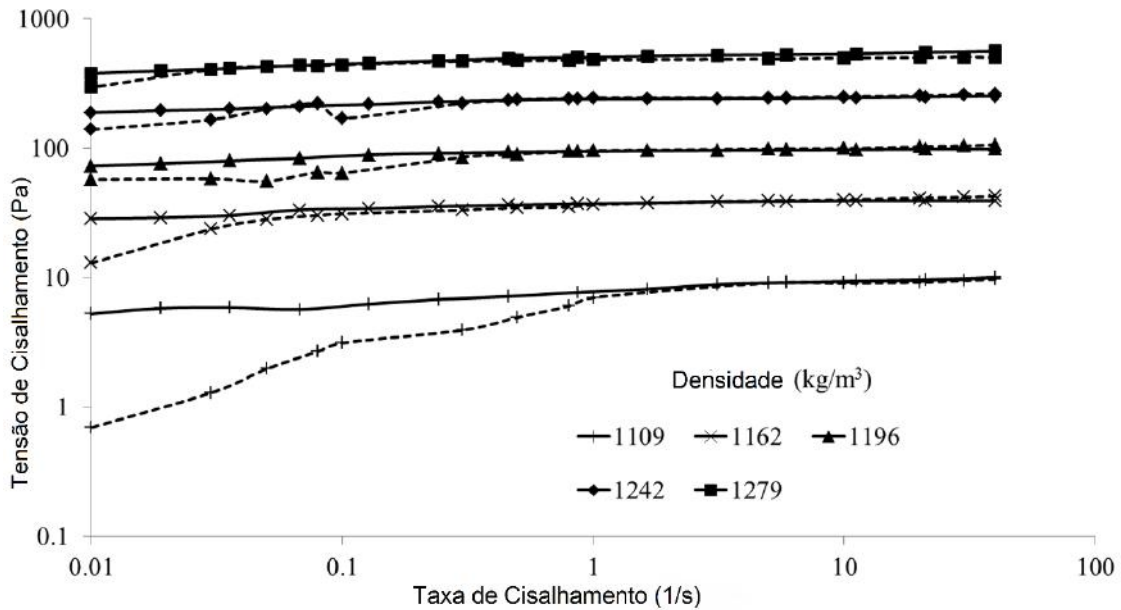


Figura 27 - Curvas de escoamento para a amostra 24km (b) em cinco diferentes densidades (símbolos diferentes) para os protocolos LDSC (linha sólida) e Adaptados de Claeys (linha tracejada).

Entretanto, aplicando o conhecido modelo de Bingham, usado para altas taxas de cisalhamento (BARNES, 2000; MCANNALY *et al.*, 2007), os valores de tensão de escoamento considerando apenas os pontos de cisalhamento $> 1 \text{ s}^{-1}$ são similares para ambos os protocolos. A Figura 28 mostra as curvas de tensão de cisalhamento versus curvas de densidade de Bingham para as três amostras testadas com o Protocolo LDSC. Como pode ser observado, as linhas de tendência exponencial ajustam bem os dados. A amostra 24km (b) apresentou os maiores valores de tensão limite de escoamento, enquanto as diferenças entre as outras amostras foram menores, especialmente abaixo de 1.200 kg/m^3 . Para 1100 kg/m^3 , todas as amostras exibiram resultados semelhantes, uma vez que os efeitos das partículas tendem a ser menos pronunciados (BARNES, 2000).

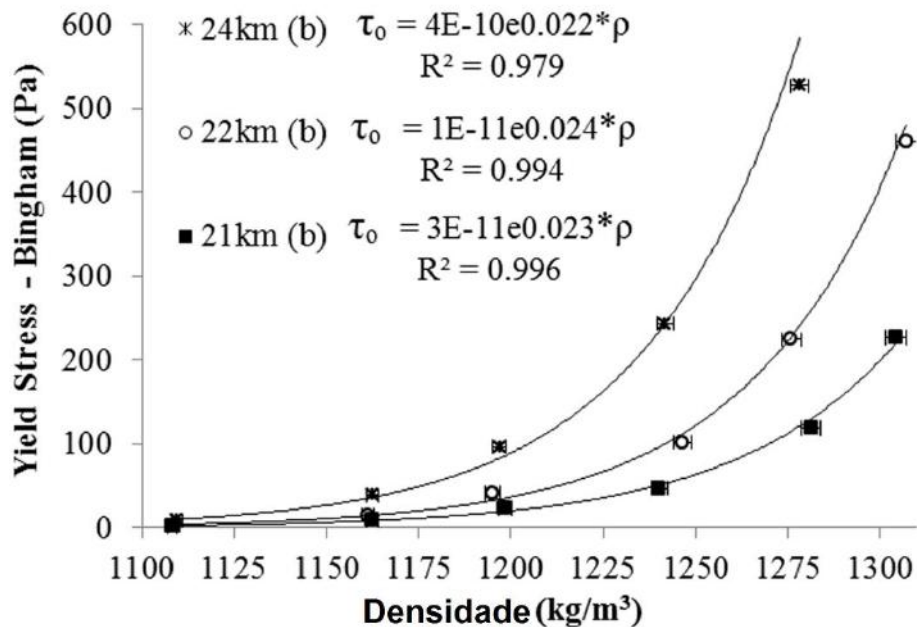


Figura 28 - Tensão limite de escoamento de Bingham versus densidade para as três amostras testadas (24km - asterisco, 22km - círculos e 21km - quadrados). Ajustes de tendência exponencial, cujas equações são apresentadas na legenda. Barras de erro horizontais calculadas como erro padrão de uma série de densidades possíveis calculadas com variações aleatórias em torno da densidade de referência são mostradas na figura.

Meshkati *et al.* (2015) analisaram a lama do porto de Zeebrugge e encontraram resultados semelhantes, com tensões limite de escoamento de Bingham comparáveis para amostras abaixo de 1.200 kg/m³. No entanto, houve um aumento na tensão limite de escoamento em torno de 1.200 kg/m³, o que foi observado para as amostras de Santos apenas em 1225 kg/m³ (amostra 24 km (b)) ou mesmo próximo de 1300 kg/m³ (21 km (b)). Esse mesmo comportamento para a lama de Zeebrugge também foi afirmado por Van Craenenbroeck *et al.* (1991), cujos valores de tensão limite de escoamento para amostras de baixo teor de areia aumentaram abruptamente após 1150 kg/m³, como observado para a amostra de 24 km (b). Pang e Ruibo (2015) plotaram a tensão limite de escoamento de Bingham versus densidade para várias amostras de portos chineses. Embora suas medidas também tenham seguido uma tendência exponencial, foram observadas diferenças consideráveis na tensão de escoamento. Por exemplo, para 1300 kg/m³, o material de Santos apresentou valores 10 vezes maiores.

A densidade que marca a transição de um aumento suave para um aumento abrupto na tensão limite de escoamento versus curva de densidade (transição

reológica) é geralmente escolhida como o valor crítico (PIANC, 2014). Nesta abordagem, valores em torno de 1200 kg/m^3 poderiam estar associados às amostras 22 km (b) e 21 km (b), enquanto um valor abaixo deste nível seria mais indicado para a amostra 24 km (b). Nessas densidades críticas, não há camada de lama potencialmente disponível para navegação nos transectos 24 km e 21 km, mas uma camada com 50 cm de espessura ainda pode ser usada para aumentar a profundidade no transecto 22 km (considerando a espessura da camada de lama descrita na Figura 24).

Entretanto, em alguns outros casos, um valor particular de uma propriedade reológica (geralmente a tensão limite de escoamento) é usado para definir os limites navegáveis da lama fluida. Por exemplo, no Porto de Emden, na Alemanha, o valor correspondente de 100 Pa é definida como a profundidade navegável (WURPTS e TORN, 2005). Adotando 100 Pa como referência navegável no caso do Porto de Santos, as densidades críticas variam de 1200 (24 km (b)) a 1275 kg/m^3 (21 km (b)). Considerando este critério, nas medidas apresentadas, camadas potencialmente navegáveis com 25 cm de espessura para transectos de 24 km e 21 km e 60 cm de espessura no 22 km poderiam ser consideradas, como mostra a Figura 24. Além disso, embora os testes reológicos da amostra 22 km (a) não tenham sido feitos, ainda assim, se apresentar o mesmo comportamento reológico da amostra 22 km (b), uma camada de lama fluida de até 1,5 m de espessura poderia ser usada para navegação (Figura 25).

3.3.2. Reologia x Diapásão (*Densitune*) (Fonseca *et al.*, 2018)

Os resultados do método proposto no Matlab e do software do instrumento foram muito similares (Figura 29), sendo que o software do instrumento permite sete amostras para calibração. Uma vantagem da abordagem proposta é que não há restrição ao número de densidades empregadas na calibração. Isso significa que mais densidades podem ser avaliadas na faixa necessária, melhorando a interpolação no domínio (frequência x amplitude x densidade) e, assim, os resultados. Além disso, a abordagem proposta é menos dependente do usuário, pois as linhas de regressão para cada cluster de amplitude de frequência são definidas pela rotina de método de mínimos quadrados e a borda do domínio de calibração é automaticamente definida. Ele reduz as diferenças entre os conjuntos de calibragem emitidos por diferentes operadores quando comparado ao processo com o software do equipamento, que precisa que essas configurações sejam definidas manualmente. Além disso, o método gera um arquivo de calibração, no qual os dados referentes à frequência e amplitude

de cada densidade podem ser coletados e utilizados para outros fins, como a avaliação reológica de lama fluida.

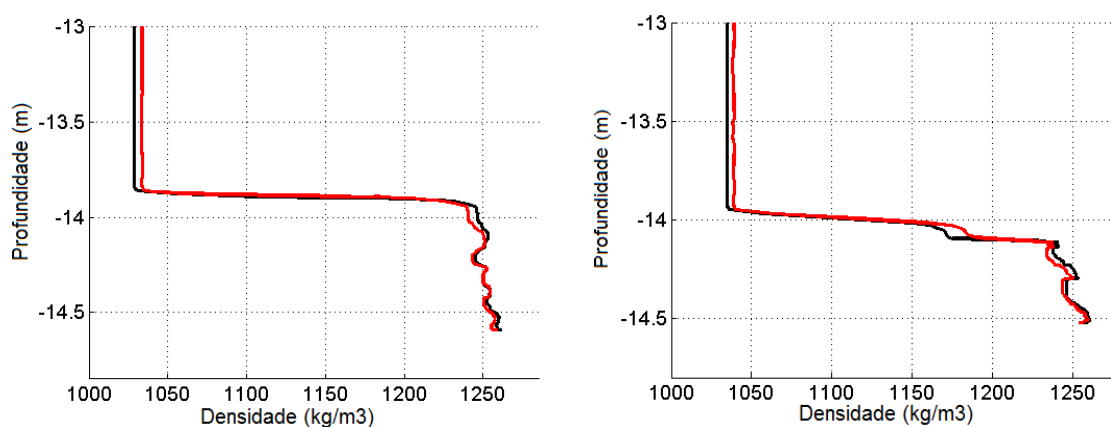


Figura 29 - Perfis de densidade obtidos com o software do equipamento (preto) e com o procedimento proposto em Fonseca *et al*, 2018 (vermelho) para dois perfis diferentes no Porto de Santos (Brasil).

Uma vez validada a precisão na rotina de previsão de densidade, a forma dos domínios de calibração de diferentes amostras de lama foi comparada. A Figura 30 apresenta os domínios obtidos com o procedimento de calibração de densidade proposto para amostras de lama fluida dos quatro locais estudados. A lama de Santos e Rio Grande era tão difíceis de misturar depois de 1350 kg/m^3 que os testes não puderam ser realizados muito além desse valor, enquanto valores em torno de 1500 kg/m^3 poderiam ser testados para as amostras de Itajaí e Amazônia.

A forma geral dos domínios é semelhante à esperada para uma suspensão viscoelástica (GROPOSO *et al.*, 2014). Quanto mais altas as densidades (parte inferior do domínio), mais a suspensão de lama fluida se desvia mais de um comportamento viscoso puro e a faixa de dados possíveis de frequência e amplitude levando a uma mesma densidade se torna mais ampla (BARNES 2000; GROPOSO *et al.*, 2014). Além disso, há uma tendência de aumento exponencial das propriedades reológicas com a densidade da lama fluida (GRANBOULAN *et al.*, 1989; VAN CRAENENBROECK *et al.* 1991; PANG e RUIBO, 2015). Assim, à medida que o sinal de amplitude diminui para aumentar as viscosidades (GROPOSO *et al.*, 2014), espera-se que as maiores densidades estejam na parte inferior do domínio.

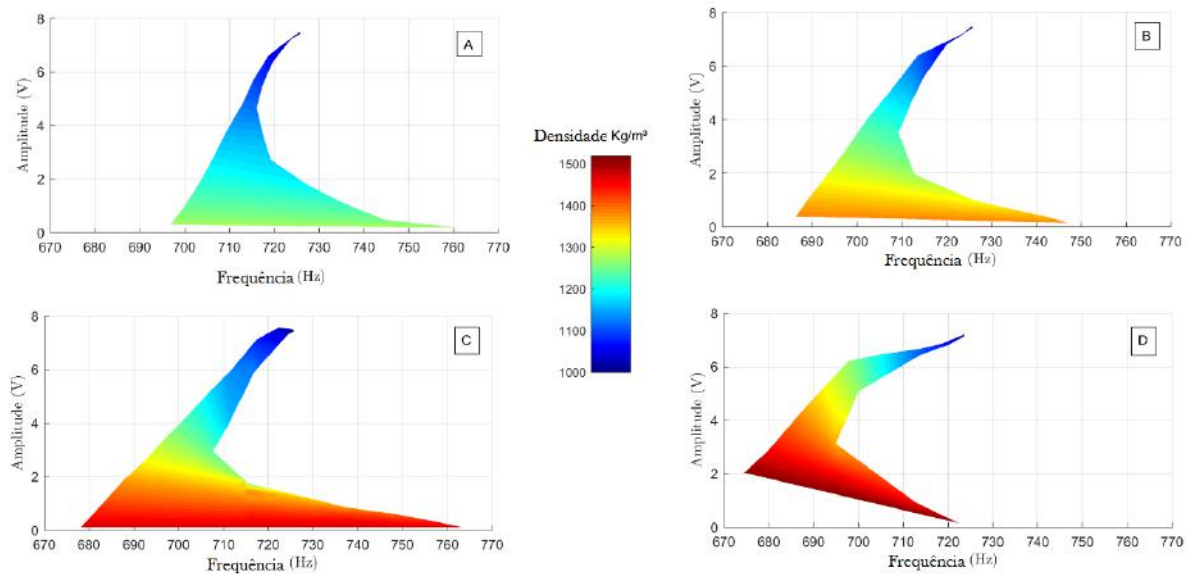


Figura 30 - Domínios de calibração (frequência x amplitude x densidade) para amostras testadas. A - Porto de Santos (até 1355 kg/m³), B - Porto do Rio Grande (até 1383 kg/m³), C - Porto de Itajaí (até 1472 kg/m³) e D - Barra Sul da Amazônia (até para 1512 kg/m³). Barra de cores indica a densidade (Fonseca *et al*, 2018).

As formas dos domínios são bastante diferentes, sugerindo uma grande distinção entre as propriedades reológicas de cada uma das amostras. Por exemplo, o domínio do Amazonas apresenta uma forma fina para baixas densidades, enquanto o domínio de Santos é muito mais amplo. Além disso, a parte superior do domínio do Amazonas também é menos íngreme ao longo de uma considerável faixa de densidade de 1000 (ponto superior direito do domínio) até 1200 kg/m³. Isso sugere que a lama do Amazonas se comporta mais como água (baixa viscosidade e tensão de escoamento) em toda essa faixa de densidade. Fontein e Byrd (2007) também identificaram um comportamento mais fluido com menor rigidez inicial para lama de Guyane-Guyana, sedimentos finos de origem amazônica, quando comparados a amostras de portos europeus.

Além disso, pode-se observar que os domínios das amostras de Santos e Rio Grande cobrem uma gama mais ampla de amplitudes viscosas para um intervalo reduzido de densidades: de 7,5 até quase zero e até um Volt, respectivamente, ambos até 1350 kg/m³. A amostra de Itajaí cobre uma faixa semelhante de amplitudes viscosas, incluindo densidades em torno de 1500 kg/m³, enquanto este último valor de densidade está relacionado a um mínimo de 2V para o domínio do Amazonas. Portanto, pode-se esperar um aumento mais acentuado das propriedades reológicas com a densidade para amostras de Santos do que Rio Grande, que por sua vez será mais íngreme que Itajaí e, finalmente, do que as amostras do Amazonas.

A Figura 31 apresenta a tensão limite de escoamento de Bingham versus curvas de densidade avaliadas obtidas com o reômetro para estas quatro localizações. De fato, essas curvas concordam com as observações baseadas apenas na forma dos domínios.

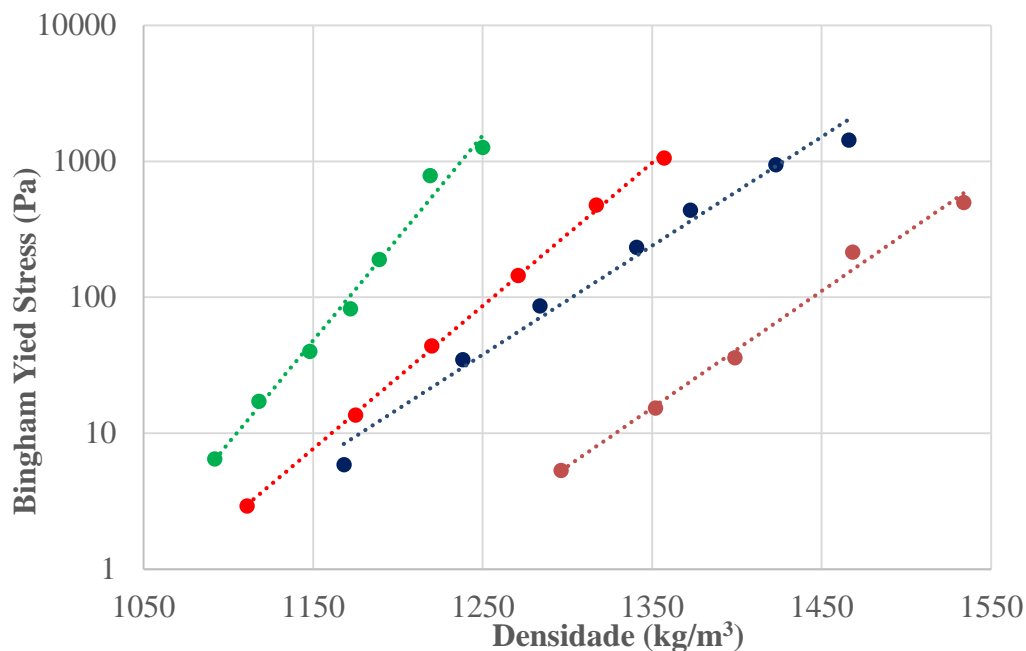


Figura 31 – Tensão limite de escoamento de Bingham versus densidade para as amostras de lama fluida do Porto de Santos (verde), Porto do Rio Grande (vermelho), Porto de Itajaí (azul) e Barra Sul do Amazonas (marrom) (Fonseca *et al*, 2018).

A amostra do Amazonas apresenta tensões limite de escoamentos baixas, mais de uma ordem de grandeza abaixo de Itajaí e mais de duas ordens de magnitude abaixo de Santos. Carneiro *et al.* (2017) também observaram alta tensão limite de escoamento de Bingham, acima de 300 Pa a 1250 kg/m³, para lama fluida coletada no Porto de Santos. Fontein e Byrd (2007) apresentaram curvas de escoamento versus densidade de Bingham para diferentes portos. Usando a densidade de 1200 kg/m³ como referência, a tensão de escoamento obtida para as amostras de Santos é similar àquelas para a lama do Porto de Groningen, enquanto Rio Grande para a Filadélfia, Itajaí para Bremem e Amazonas Barra Sul para a lama da Guiana. No entanto, deve-se ressaltar que os valores absolutos podem variar dependendo do protocolo e do método reológico aplicado (PANG e RUIBO, 2015).

3.4. Conclusões

A combinação de estratégias de medição, tais como métodos acústicos, densidade e testes laboratoriais, como granulometria e propriedades reológicas, é mais adequada para navegação considerando a abordagem de fundo náutico, ao invés de usar apenas métodos acústicos. Considerando soluções já utilizadas nos maiores portos do mundo, estudos sobre a lama fluida podem levar a reduções de dragagem.

As medições ao longo do estuário do Porto de Santos mostraram uma variabilidade espacial, com o aumento da espessura das camadas de lama fluida em direção às partes internas do porto, seguido por um decréscimo no teor de areia. Medições em um local durante um ciclo de maré exibiram variabilidade temporal da espessura da camada de lama. Diferenças de até um metro foram observadas ao longo de 8 horas de maré de vazante para a enchente, com espessura mínima na estofa.

Análises reológicas foram feitas para avaliar a navegabilidade da lama fluida. As propriedades da lama foram heterogêneas em um alcance de 3 km, indicando que mais testes são necessários para uma caracterização abrangente. De acordo com o comportamento da amostra 24km (b), uma densidade crítica abaixo de 1200 kg/m^3 deve ser adotada. Por outro lado, valores ainda maiores poderiam ser utilizados, como para a amostra 21km (b). Dependendo da região, condições de maré e critérios de profundidade náutica, isso significaria camadas potencialmente navegáveis variando de poucos centímetros a 140 cm.

Com relação ao artigo Fonseca *et al.* (2018), o uso da curva de calibração proposta pode diminuir consideravelmente o número de testes reológicos de laboratório, reduzindo não apenas os custos, mas também o tempo necessário para investigações de fundo náutico. Existe uma relação entre a reologia e os domínios de calibração do densímetro, o que permite uma avaliação reológica rápida, mesmo que o reômetro não esteja disponível. O método proposto para a modelagem de densidade, com a possibilidade de mais densidades de calibração (número ilimitado), resulta em uma metodologia mais precisa, prática e confiável. Além disso, como o método é baseado em código, ele é menos dependente do usuário e permite reunir os dados para outras análises.

Desta forma, o método proposto por Fonseca *et al.* (2018) facilita a adoção do conceito de fundo náutico e pode ser utilizado em outros portos e canais de navegação com presença de fundos lamosos. Ele encurta os procedimentos e

padroniza a avaliação reológica das amostras de lama, diminuindo os erros atrelados às utilizações de diferentes protocolos e modelos reológicos.

Metodologias similares aos dois artigos (CARNEIRO *et al.*, 2017 e FONSECA *et al.*, 2018) podem ser usadas na análise e identificação de áreas com lama fluida para gerenciamento de sedimentos e na assistência ao planejamento e eficiência de atividades de dragagem. No entanto, é importante que o critério para o fundo náutico considere não apenas a reologia, mas também parâmetros relacionados ao fundo e ao navio, condições ambientais e portuárias e treinamento dos pilotos.

4. CAPÍTULO V

4.1. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerando os capítulos apresentados e as abordagens utilizadas, é possível enumerar algumas considerações:

1) A espessura da camada de lama fluida em portos e canais de navegação pode variar de acordo com as condições hidrodinâmicas e sedimentológicas.

2) Quanto à detecção das camadas de lama fluida, pode-se afirmar que:

A partir da comparação entre levantamentos batimétricos de baixas frequências e medidas de densidades específicas, foi possível concluir que a densidade específica de referência varia de acordo com o local.

Já nos experimentos em laboratório, os registros das camadas lamosas com os ecobatímetros de dupla frequência mostraram que a baixa frequência registra principalmente as camadas inferiores, mais consolidadas.

A alta frequência reflete, em geral, a lutoclina tanto nos dados obtidos em campo quanto nos experimentos em laboratório e nos diferentes lugares. A alta frequência em laboratório registrou a posição das camadas superiores formadas, seja por ressuspensão ou por adição de material diluído, ainda que essas camadas possam ser descritas como uma suspensão diluída, já que apresentaram densidades tão baixas como 1030 kg/m^3 .

A interpretação e visualização dos ecogramas são recomendados para interpretar quando há interferência no sinal por suspensões, como o caso em um momento de dragagem.

3) Quanto à medição das camadas de lama fluida, pode-se afirmar que:

Medições acústicas podem ser uma boa ferramenta para o conceito de fundo náutico por ter vantagens como maior cobertura; no entanto, também é necessária uma combinação com diferentes metodologias, além de reologia e outras propriedades.

A baixa frequência mostrou-se como um sinal mais instável. Quando comparadas às densidades, a baixa frequência apresentou menores erros em densidades semelhantes às encontradas na transição reológica em laboratório, mas pode estar associada a um segundo gradiente de densidade encontrado nos perfis como Santos e Itajaí 1 ou no final da camada de lama fluida registrada pelo diapasão, como Canal Norte do Amazonas e Itajaí 2.

A definição de profundidade náutica é, no entanto, extremamente ampla, pois as características do leito são variáveis. Desta forma, os resultados obtidos para um porto não são aplicáveis em outro e a adoção direta de critérios utilizados em outros portos não é possível, porém metodologias similares podem ser adotadas.

A definição do fundo náutico baseada somente na densidade da lama também apresenta suas limitações. Devido às características variáveis dos sedimentos disponíveis em diferentes localizações, não é possível estabelecer um valor universal de densidade para o fundo náutico. Além disto, o padrão de transporte sedimentar pode ser alterado conforme fatores sazonais, interferindo nas características do fundo e podendo alterar a densidade crítica como já alertado por PIANC, 2014.

4) Com relação ao estudo de caso realizado no Porto de Santos, de acordo com o comportamento da amostra 24km (b), uma densidade crítica abaixo de 1200 kg/m^3 deveria ser adotada para a definição da profundidade náutica. Por outro lado, valores ainda maiores poderiam ser utilizados, como para a amostra 21km (b). Dependendo da região, condições de maré e critérios de profundidade náutica, isso significaria camadas potencialmente navegáveis variando de poucos centímetros a 140 cm.

No dia 13 de julho de 2018, foi noticiado que o calado operacional do Porto de Santos foi ampliado em 30 centímetros. Isto significa que, em condições normais, embarcações com até 13,8 metros de casco abaixo da linha d'água poderão trafegar no cais santista. Com isso, a Companhia Docas do Estado de São Paulo (Codesp) estima um aumento de 10% nas operações do complexo, que renderão US\$ 435 milhões, o equivalente a R\$ 1,6 bilhão, ao ano. De acordo com a autoridade portuária, a alteração foi possível por dois fatores principais: serviço de dragagem e a tecnologia que vem sendo usada para o monitoramento, com estudos de lama fluida.

5) Notícias de 2018 mostram a importância econômica de estudos extensivos em portos com sedimentos coesivos devido aos aspectos econômicos e operacionais. Os resultados podem vir a contribuir para futuros estudos no que diz respeito à navegação na região da lama fluida e na implementação do modelo de transporte de sedimentos, visando compreender os processos responsáveis pela acumulação de sedimentos finos em portos e canais navegáveis.

5. REFERÊNCIAS BIBLIORÁFICAS

ABRIL, G.; RIOU, S. A.; ETCHEBER, H.; FRANKIGNOULLE, M.; DEWIT, R.; MIDDELBURG, J. J. 2000. Transient, tidal time-scale, nitrogen transformations in an estuarine turbidity maximum-fluid mud system (the Gironde, south-west France). *Estuarine Coastal and Shelf Science* 50:703 – 715.

ADMIRAAL, D. e GARCIA, M. H. 2000. Laboratory Measurements of Suspended Sediment Concentration Using an Acoustic Concentration Profiler (ACP), *Experiments in Fluids*, Vol. 28, 116- 127.

ALFREDINI, P.; ARASAKI, E. 2015. The impacts of sea level rise in Santos Harbour (Brazil) for next decades. *Proc.*, 36th IAHR World Congress, The Hague, The Netherlands, 1-12.

ALLWRIGHT, D. 2002. The vibrating tuning fork fluid density tool. Study Group Rep., Smith Institute, London.

AYRES, A. e THEILEN, F. 2001. Preliminary laboratory investigations into attenuation of compressional and shear waves on near-surface marine sediments. *Geophysical Prospecting*, European Association of Geoscientists & Engineers. Vol. 49, p. 120 – 127.

AYRES NETO, A. 1998. Relationships between physical properties and sedimentological parameters of near surface marine sediments and their applicability in the solution of engineering and environmental problems. Kiel, 1998. Tese de Doutorado -Erlangung des Doktorgrades der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel. 125 p.

BANDEIRA, J. V.; SALIM, L. H.; AUN, P. E. 2006. O uso de técnicas nucleares na otimização das operações de dragagem e nos estudos de seus impactos ambientais físicos. In: II Seminário e Workshop em Engenharia Oceânica, pp. 119–133, Rio Grande.

BARNES, H. A. 2000. *A Handbook of Elementary Rheology*. University of Wales - Institute of Non-Newtonian Fluid Mechanics, Aberystwyth, UK.

BASTOS, A.; LOUREIRO, D. V.; PAIXÃO, S. P. 2009. Utilização de métodos geofísicos para mapeamento de lama fluida no porto de Tubarão, Vitória (ES-Brasil). 1th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, August 24-28.

BEARDSLEY, R. C.; CANDELA, J.; LIMEBURNER, R. 1995. The M2 Tide on the Amazon Shelf. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, n. 100, n. C2 (Feb), pp. 2283-2319.

BECKER, M. 2011. *Suspended Sediment Transport and Fluid Mud Dynamics in Tidal Estuaries*. Dissertação de doutoramento em Ciências, Departamento de Geociências da Universidade de Bremen, Alemanha.

BECKER, M.; SCHROTTKE, K.; BARTHOLOMÄ, A.; ERNSTSEN, V. B.; WINTER, C.; HEBBELN, D. 2013. Formation and entrainment of fluid mud layers in troughs of subtidal dunes in an estuarine turbidity zone. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 118, 2175-2187, doi:10.1002/jgrc.20153.

BEST, A I.; McCANN C. 1995. Seismic attenuation and pore-fluid viscosity in clay-rich reservoir sandstones. *Geophysics, Society of Exploration Geophysicists*. Vol. 60, n° 5, p. 1386 – 1397.

BROWN, R. J. S.; KORRINGA, J. 1975. On the dependence of the elastic properties of a porous rock on the compressibility of the pore fluid. *Geophysics, Society of Exploration Geophysicists*. Vol. 40, n° 4, p. 608 – 616.

BRUENS, A. W. 2003. *Entrainment mud suspensions*. Delft Univ. of Technology, Delft, Netherlands.

BUCHANAN, L. 2005. Difficulties of Surveying in Fluid Mud, The effects of bathymetry of suspended sediments in the water column. *Hydro-International*, Volume 9, Number 6.

CARNEIRO, J. C.; FONSECA, D. L.; VINZÓN, S. B.; GALLO, M. N. 2017. Strategies for Measuring Fluid Mud Layers and Their Rheological Properties in Ports. *Journal of*

Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, ASCE, 143, 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000396.

CLAEYS, S. 2006. Evaluation and combination of techniques used to determine the nautical bottom: a call for rheology based instruments, in: (2006). Evolutions in hydrography, 6th - 9th November 2006, Provincial House Antwerp, Belgium: Proceedings of the 15th International Congress of the International Federation of Hydrographic Societies. Special Publication of the Hydrographic Society, 55: pp. 141-144.

CLAYES, S.; STAELENS, P.; VANLEDE, J.; HEREDIA, M.; VAN HOESTENBERGHE, T.; VAN OYEN T.; TOORMAN, E. 2015. A rheological lab measurement protocol for cohesive sediment. Proc., 13th International Conference on Cohesive Sediments, Leuven, Belgium, 20-21.

COLLIER J. S. e BROWN, C. J. 2005. Correlation of sidescan backscatter with grain size distribution of surficial seabed sediments. Marine Geology, 214: 431–449.

DE WITT, P. J 1995. Liquefaction of cohesive sediments caused by waves. Delft Studies in Integrated Water Management 6, Delft University Press.

DELEFORTRIE, G.; VANTORRE, M.; LAFORCE, E. 2005. Revision of the nautical bottom concept in Zeebrugge based on the manoeuvrability of deep-drafted container shipsll, In: Csiti, A. (ed.) Dredging: the extremes: CEDA dredging days. Rotterdam, the Netherlands, 2005

DELEFORTRIE, G. 2007. Manoeuvreergedrag van containerschepen in slibrijke vaarwateren. PhD Thesis. Universiteit Gent: Gent. ISBN 978-90-8578-146-2. XVI.

DELEFORTRIE, G. e VANTORRE, M. 2016. Ship manoeuvring behaviour in muddy navigation areas: state of the art, in: Uliczka, K. et al. (Ed.) Proceedings of the 4th International Conference on Ship Manoeuvring in Shallow and Confined Water with Special Focus on Ship Bottom Interaction, Hamburg, Germany, 23 to 25 May 2016 (4th MASHCON). pp. 26-36

DRUYTS, M.; BRABERS, P. 2012. Nautical depth sounding - The rheocable survey methodll. In: International Hydrographic Review, n. 7, pp. 43-61.

DYER, K. R. 1986. Coastal and Estuarine Sediment Transport. A Wiley – Interscience Publication. Institute of Oceanographic Sciences. Bidston, UK. 342p.

EAGLESON, P. S. e DEAN, R. G. 1966. Small Amplitude Wave Theory, in: A. T. Ippen (Ed.), Estuary and Coastline Hydrodynamics, McGraw- Hill, Inc., New York. pp. 1-92.

EISMA, D. 1993. Suspended matter in the aquatic environment. Springer, Berlin Heidelberg New York

FAAS, R. W. 1985. Time and density-dependent properties of fluid mud suspensions, NE Brazilian continental shelf, Geo-Marine Letters, v. 4, pp. 147–152.

FERREIRA, E. E.; BRANDÃO, P. R. G.; KLEIN, B.; PERES, A. E. C. 2005. Reologia de suspensões minerais: uma revisão. REM: R. Esc. Minas, Ouro Preto, 58(1): 83-87, jan. mar.

FERREIRA, T. R. S. F. 2013. Ocorrência de lama fluida no Porto de Santos. Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

FONSECA, D.L.; CARNEIRO, J.C.,; MARROIG, P.; PEDOCCHI, F.; TORRES VIEIRA, F.; VINZON, S.B. 2016. Nautical Bottom Approach using Densimetry, IX PIANC-COPEDEC, Rio de Janeiro, Brazil

FONSECA, D.; MARROIG, P.; CARNEIRO, J. C.; GALLO, M.; VINZON, S. 2018. Assessing rheological properties of fluid mud samples through tuning fork data. Ocean Dynamics. v. 1, p. 1-7.

FONTEIN, W. F. e BYRD, R.W. 2007. The Nautical Depth Approach, a Review for Implementation. Proc., WODCON XVIII Annual Dredging Seminar, Lake Buena Vista, USA.

FONTEIN, W e VAN DER VAL, J. 2006. Assessing nautical depth efficiently: in terms of rheological characteristics, in: Evolutions in hydrography, 6th - 9th November 2006, Provincial House Antwerp, Belgium: Proceedings.

FREUND, D. 1992. Ultrasonic compressional and shear velocities in dry clastic rocks as a function of porosity, clay content, and confining pressure. *Geophysics, Society of Exploration Geophysicists*. Vol. 108, p. 125- 135.

GABIOUX, M.; VINZON, S.; PAIVA, A. M. 2005. Tidal propagation over fluid mud layers in the Amazon Shelf, *Continental Shelf Research*, v. 25 (1), pp. 113-125.

GALLO, M. N. e VINZON, S. B. 2005. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary, *Ocean Dynamics*, 55, 441–448, doi:10.1007/s10236-005-0003-8.

GARCIA, M. H. 2006. (Ed.)^(Eds.) *Sedimentation Engineering: Processes, Measurements, Modeling, and Practice (ASCE 110)*, ASCE, Reston, VA.

GORGAS, T. J.; WILKENS, R. H.; FU, S. S.; FRAZER, L. N.; RICHARDSON, M. D.; BRIGGS, K. B.; LEE, H. 2002. In situ acoustic and laboratory ultrasonic sound speed and attenuation measured in heterogeneous soft seabed sediments: Eel River shelf, California. *Marine Geology*, V. 182, P. 103 – 119.

GRABEMANN, I. e KRAUSE, G. 2001. On different time scales of suspended matter dynamics in the Weser Estuary. *Estuaries* 24(5):688 – 698.

GRANBOULAN, J.; FERAL, A.; VILLEROT, M.; JOUANNEAU, J. M. 1989. Study of the sedimentological and rheological properties of fluid mud in the fluvio-estuarine system of the Gironde estuary. *Ocean Shorel. Manage.*, 12(1), 23–46.

GREISER, N.; GAMNITZER, R.; RUPP, J. 2002. Pseudoplasticity of Cohesive Sediments: Causes and Innovative Techniques for Pre-Dredging Surveys. In: *Proceedings of the CEDA Dredging Days*, pp. 27-33, Casablanca, Morocco, pp. 27-33.

GROPOSO, V; MOSQUERA, R. L.; PEDOCCHI, F., et al. 2014. Mud density prospection using a tuning fork. *J Waterw Port, Coastal, Ocean Eng* 141:. doi: DOI:10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000289.

HALL, C. L. 2014. A model of fluid mud transport. Dissertation submitted to the Faculty of Mississippi State University for the Degree of Doctor of Philosophy in Civil and Environmental Engineering in the Department of Civil and Environmental Engineering Mississippi State, Mississippi

HAMILTON, E. L. 1972. Compressional-wave attenuation in marine sediments. *Geophysics, Society of Exploration Geophysicists*, v. 37, p. 620–646.

HAMILTON, E. L. 1980. Geoacoustic modeling of the sea floor. *J. Acoust. Soc. Am.* , v. 68, p. 1313–1336.

HAMILTON, E. L.; BACHMAN, R. T. 1982. Sound velocity and related properties of marine sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, v. 72, p. 1891–1904.

HARARI, J. e CAMARGO, R. 2003. Numerical simulation of the tidal propagation in the coastal region of Santos (Brazil, 24_S 46_W)II, *Continental Shelf Research*, v. 23, pp. 1597–1613.

HE, P.; ZENG, J. 2001. Acoustic dispersion and attenuation measurement using both transmitted and reflected pulses. *Ultrasonics, Elsevier Scientific Publishing Company*, v. 39, p. 27 – 32.

HOLLAND, T. K.; VINZON, S. B.; CALLIARI L. J. 2009. A field study of coastal dynamics on a muddy coast offshore of Cassino beach, Brazil. *Continental Shelf Research* 29: 503–514.

HUANG, J.; HILLDALE, R. C.; GREIMANN, B. P. 2006. Cohesive Sediment Transport In: *Erosion and Sedimentation Manual*, U.S. Bureau of Reclamation.

JIANG, L. e ZHAO, Z. 1989. Viscous damping of solitary waves over fluid-mud seabeds. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, v. 115, n. 3 (May), pp. 345–363.

KAWATRA, S. K. e BAKSHI, A. K. 1996. On-line measurement of viscosity and determination of flow types for mineral suspensions. *International Journal of Mineral Processing*. v. 47, p.275-283.

KIRICHEK, A.; CHASSAGNE, C.; WINTERWERP, H.; VELLINGA. T. 2018. How Navigable are Fluid Mud Layers? *Terra Et Aqua*. 151. Summer 2018.

KRUIVER, P.; VERMOOTEN, S.; RUTTEN, G. 2012. Enquête: De bevaarbare waterdiepte bij slibbodems. DELTARES report 1205981-004 (In Dutch).

LE RAVALEC, M.; GUÉGUEN, Y. 1996. High- and low-frequency elastic moduli for a saturated porous/cracked rock- Differential self-consistent and poroelastic theories. *Geophysics*, v. 61, n. 4, p. 1080 – 1094.

LEÃO, T. F. 2013. Características de depósitos de lama sobre diferentes regimes hidrodinâmicos. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

LIEBETRUTH, F. e EIBFELDT, F. P. 2003. Grundlagen für die Sicherheit und Leichtigkeit des Schiffsverkehrs — Untersuchungen zur nautischen Sohle. *Mitteilungsblatt Bundesanstalt für Wasserbau* 86:77 – 82.

LIMPENNY, D. S.; BOYD, S. E.; MEADOWS, W. J.; REES, H. L.; HEWER, A. J. 2002. The utility of sidescan sonar techniques in the assessment of anthropogenic disturbance at aggregate extraction sites. 2002. ICES CM 04. 20 pp.

MACEDO, H. C.; JUNIOR FIGUEIREDO, A. G.; MACHADO, J. C. 2009. Propriedades acústicas (velocidade de propagação e coeficiente de atenuação) de sedimentos coletados nas proximidades da Ilha de Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol 27 (2).

MADSON, J. e SOMMERFIELD, C. K. 2003. Application of sidescan sonar, sub bottom profiling and echo sounding techniques to study sediment deposition and erosion in estuaries: results from the lower Delaware River and upper Delaware Bay. Proc., US Hydro Conference, Mississippi, United States, 24-27.

MARCHESINI, F. H. ; NACCACHE, M. F. ; ABDU, A. ; ALICKE, A. A. ; MENDES, P. R. S. 2015. Rheological Characterization of Yield-stress Materials: Flow Pattern and Apparent Wall Slip”. *Appl. Rheol.*, 25. DOI: 10.3933/ApplRheol-25-53883.

MARROIG, P. C. 2015. Transporte de lama fluida no complexo estuarino de Rio Grande – RS. Dissertação de M.Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ Brasil. 140 p.

MCANALLY, W.; TEETER, A., SCHOELLHAMER, D., FRIEDRICH, C., HAMILTON, D., HAYTER, E., SHRESTHA, P., RODRIGUEZ, H., SHEREMET, A., KIRBY, R. and ASCE Task Committee on Management of Fluid Mud . 2007. Management of Fluid Mud in Estuaries, Bays, and Lakes. II: Measurement, Modeling, and Management. *J. Hydraul. Eng.*, 10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:1(23), 23-38.

MCANALLY, W.; KIRBY, R.; HODGE, S.; WELP, T.; GREISER, N.; SHRESTHA, P.; MCGOWAN, D.; TURNIPSEED, P. 2016. Nautical Depth for U.S. Navigable Waterways: A Review. *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000301, 04015014.

MEHTA, A. J. e SRINIVAS, R. 1993. Observations on the entrainment of fluid mud by shear flow. In *Nearshore and Estuarine Cohesive Sediment Transport, Coastal and Estuarine Studies*, Vol. 42(Mehta, A. J., ed.), pp. 224-246. AGU, Washington.

MEHTA, A. J. e MCANALLY, W. H. 2009. Fine-Grained Sediment Transport, in: M. H. Garcia (Ed.), *Sedimentation Engineering—Processes, Measurements, Modeling, and Practice (ASCE Manual 110)*, American Society of Civil Engineers, Reston, VA. pp. 253-307.

MEHTA, A. J.; SAMSAMI, F.; KHARE, Y. P., et al., 2014. Fluid Mud Properties in Nautical Depth Estimation. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, v.140, n.2, pp.210-222. Mehta, A. J.; Samsami, F.; Khare, Y. P., and Sahin, C. 2014. Fluid mud properties in nautical depth estimation. *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000228, 210–222.

MESHKATI, M. E.; CLAEYS, S.; VAN HOESTENBERGHE, T.; STAELENS, P.; VAN OYEN, T.; VANLEDE, J. AND DE SUTTER, R. 2015. The effect of different physico-chemical parameters on the rheological behavior of consolidating mud. *Proc.*, 13th International Conference on Cohesive Sediments, Leuven, Belgium, 193-194.

MUNIZ, P.; DANULAT, E.; YANNICELLI, B.; GARCIA-ALONSO, J.; MEDINAE, G., BÍCEGO, M., 2004. Assessment of contamination by heavy metals and petroleum hydrocarbons in sediments of Montevideo Harbour (Uruguay). *Environment International*, 29, 1019–1028.

NASNER, H.; PIEPER, R.; TORN, P.; UND KUHLENKAMPF, H. 2007. Properties of Fluid Mud and Prevention of Sedimentation, Proceedings of WODCON XVIII, Orlando.

NEDERLOF, L. 1978. Varen boven slib” in het Rotterdamse haven- en rivieren-gebied. Gemeentewerken Rotterdam.98.21-R7332.

NICHOLS, M. M. e BIGGS, R. B. 1985. Estuaries. In: R.A. Davis Jr. (Editor), Coastal Sedimentary Environments. Springer, New York, pp.77-187.

PANG, Q. e RUIBO, Z. 2015. Factors affecting the rheological characteristics of mud. Proc., 13th International Conference on Cohesive Sediments, Leuven, Belgium, 195-197.

PARTHENIADES, E. 1984. A fundamental Framework for Cohesive Sediment Dynamics. Estuarine Cohesive Sediment Dynamics, in: Mehta, A. J. (ed.) Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies n.14, Springer-Verlag, pp. 219-250.

PEDOCCHI, F.; GROPOSO, V.; MOSQUERA, R.; PIEDRA-CUEVA, I. 2012. Estudio de la profundidad náutica del puerto de montevideo. Report, IMFIA - Facultad de Ingeniería - Universidad de la República. 20, 29, 30, 31, 252.

PIANC. 1997. Approach Channels: A Guide for Design. Report of Working Group No. 30 of the Permanent Technical Committee II, Supplement to Bulletin No. 9. Brussels: General Secretariat of the Permanent International Association of Navigation Congresses. 24 p.

PIANC. 2014. Harbour Approach Channels - Design Guidelines. PIANC REPORT N 121.

PORTO, M. M. e TEIXEIRA, S. G. 2002. Portos e o desenvolvimento. São Paulo: Lex Editora, 2002.

QUARESMA, V. S; DIAS, G. T. M.; BAPTISTA NETO, J. A. 2000. Caracterizao da ocorrência de padrões de sonar de varredura lateral e smica de alta frequência (3,5 e 7,0 kHz) na porão sul da Baía de Guanabara – RJ. Revista Brasileira de Geofísica, 18(2): 201–214.

QUARESMA, V.; BASTOS, A. C.; LOUREIRO D. V.; PAIXÃO, S. 2011. Utilização de métodos geofísicos para mapeamento de lama fluida no porto de Tubarão, Vitória (ES-Brasil). *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol. 29(3).

SANTORO, P; FOSSATI, M.; PIEDRA-CUEVA, I. 2013. Characterization of Circulation Patterns in Montevideo Bay (Uruguay). *Journal of Coastal Research: Volume 29, Issue 4*: pp. 819 – 835.

SCHETTINI, C. A. F. 2002. Caracterização física do Estuário do Rio Itajaí-açu, SC. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 7(1): 123-142.

SCHETTINI, C. A. F.; ALMEIDA, D. C. A.; SIEGLE, E.; ALENCAR, A. C. B. 2010. A snapshot of suspended sediment and fluid mud occurrence in a mixed energy embayment, Tijucas Bay, Brazil. *Geo-Marine Letters*, 30: 47–62.

SCHROTTKE, K.; BECKER, M.; BARTHOLOMA, A.; FLEMMING, B. W., HEBBELN D. 2006. Fluid mud dynamics in the Weser estuary turbidity zone tracked by high-resolution side-scan sonar and parametric sub-bottom profiler. *Geo-Marine Letters*, 26: 185–198.

SHI, Z.; REN, I. F; HAMILTON, I. J. 1999. Acoustic profiling of fine suspension concentration in the Changjiang Estuary. *Estuaries*, 22, 3A, 648-656.

SILVA, A C. 2003. Contornos Batimétricos e Lamas Fluídicas. Congresso Brasileiro de Cartografia. 190-H04. Disponível em: www.cartografia.org.br

SILVA, I. O. 2015. Dinâmica sedimentar na Barra Norte – Foz do Rio Amazonas. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Engenharia Oceânica, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

SOUZA, L. A. P. 2006. Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas. Tese de Doutorado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 311p.

SOUZA, L. A. P. 2008. A investigação sísmica de áreas submersas rasas: Parte 1 – Fundamentos e Demandas. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 2. p.11-19.

SOUZA, L. A. P. 2011. SBP 3.5, 7,10kHz, Chirp (0.5-2.0kHz), Chirp (2-12kHz), Chirp (10-18 kHz), Boomer (0.5-2 kHz) e Sparker (0.1-1.0kHz): quando decidir por uma ou por outra fonte acústica? 12th International Congress of the Brazilian Geophysical Society.

STOLL, R. D. 1980. Theoretical aspects of sound transmission in sediments. *J. Acoust. Soc. Am.*, v. 68 (5), p. 1341 – 1350.

TEETER, A. M.; JOHNSON, B. H. 2005. Atchafalaya Bar Channel Numerical Hydrodynamic and Fluid/Settled Mud Modeling, Edwards, MS. pp. 273.

TEISSON, C.; OCKENDEN, M.; LEHIR, P. 1993. Cohesive sediment transport processes. *Coastal Engineering*, 21, 129-162.

THORNE, P. D.; VINCENT, C. E.; HARDCASTLE, P. J.; REHMAN, S.; PEARSON, N. 1991. Measuring suspended sediment concentrations using acoustic backscatter devices. *Mar. Geol.* 98, 7– 16. doi:10.1016/0025-3227(91)90031-X.

THORNE, P. D. e HANES, D. M., 2002. A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes, *Continental Shelf Research*, 22, pp. 603–632.

UNCLES, R. J.; STEPHENS, J. A.; LAW, D. J. 2006. Turbidity maximum in the macrotidal, highly turbid Humber Estuary, UK: Floccs, fluid mud, stationary suspensions and tidal bores, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 67(1-2), 30-52.

URICK, R. J. 1975. Principles of underwater sound. Ed. 2, McGraw-Hill Book Company, New York, EUA. 455 p.

USACE (US ARMY CORPS OF ENGINEERS) et al. 2002. Depth measurement over irregular or unconsolidated bottoms, Engineering Manual 1110-2-1003, chapter 21, Department of the Army, Washington DC.

USACE (US ARMY CORPS OF ENGINEERS) et al. 2005. Technical Standard for Water-Table Monitoring of Potential Wetland Sites. Wetlands Regulatory Assistance Program. ERDC TN-WRAP-05-2.

VAN CRAENENBROECK, K.; VANTORRE, M.; DE WOLF, P. 1991. Navigation in muddy areas; Establishing the navigable depth in the port of Zeebrugge II, In: Proceeding of the CEDA-PIANC Conference Accessible Harbors, Amsterdam.

VAN CRAENENBROECK, K. e VANTORRE, M. 1992. Navigation in muddy areas: establishing the navigable depth in the port of Zeebrugge II, In: Terra et Aqua 47: International Journal on Public Works, Ports and Waterways Developments. The Hague, pp. 3-12.

VAN KESSEL T. e KRANENBURG C. 1998. Wave-induced liquefaction and flow of subaqueous mud layers. Coastal Engineering 34:109-127.

VANONI, V. A. 2006. Sediment Transport Mechanics, in: V. A. Vanoni (Ed.), Sedimentation Engineering (ASCE Manual 54), American Society of Civil Engineers, Reston, VA. pp. 11-189.

VILELA, C. P. X. 2011. Influência da Hidrodinâmica Sobre os Processos de Acumulação de Sedimentos Finos no Estuário do Rio Amazonas. Tese (doutorado) UFRJ/ COPPE/ Programa de Engenharia Oceânica.

VINZÓN, S. B. e MEHTA, A. 2001. Boundary layer effects due to suspended sediment in the Amazon River estuary, In: Coastal and Estuarine Fine Sediment Processes, Marine Science Series (3), Elsevier, pp. 359-372.

VINZON, S. B.; WINTERWERP, J. C.; NOGUEIRA, R.; BOER, G. J. 2009. Mud deposit formation on the open coast of the larger Patos Lagoon Cassino Beach system, Continental Shelf Research, (Setembro), pp. 17.

VINZON, S. e GALLO, M. N. 2016. Navigation Channel at Amazon mouth: problems and perspectives. IX PIANC-COPEDEC, Rio de Janeiro, Brazil.

WELP, T. L. e TUBMAN, M. W. 2017. Present practice of using nautical depth to manage navigation channels in the presence of fluid mud. ERDC/TN DOER-D19.

WINTERWERP, J. C. e VAN KESTEREN, W. G. 2004. Introduction to the physics of cohesive sediment in the marine environment. Amsterdam, Elsevier.

WOLANSKI, E.; HUAN, N. N.; DAO, L. T.; NHAN, N. H.; THUY, N. N., 1992. Fine sediment Dynamics in the Mekong River Estuary, Vietnam. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. (43) 565–582.

WOLANSKI E.; GIBBS, R. J.; MAZDA, Y.; METHA, A.; KING B. 1992. The role of turbulence in the settling of mud flocs. *Journal of Coastal Research* 8:35– 46.

WURPTS, R. e TORN, P. 2005. 15 Years Experience with Fluid Mud: Definition of the Nautical Bottom with Rheological Parametersll, *Terra et Aqua*, v. 99, pp. 22-32.

XU, J. e YUAN, J. 2003. Study on the Possibility of Occurrence of Fluid Mud in the Yangtze Deep Waterwayll. *International Conference on Estuaries and Coasts*, China.

6. ANEXOS

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

DETECTION OF FLUID MUD LAYERS USING TUNING FORK, DUAL FREQUENCY ECHO-SOUNDER AND SEISMIC MEASUREMENTS

Juliane Castro Carneiro^{1*}, Marcos N. Gallo¹ and Susana B. Vinzon¹

¹Cohesive Sediments Dynamics Laboratory
Federal University of Rio de Janeiro, CT 203 PO Box 68508 Rio de Janeiro, Brazil

*Corresponding author. Mailing address: Coastal and Oceanographic Engineering Area (PEnO/COPPE), Federal University of Rio de Janeiro, CT 203, P.O. Box 68508, Rio de Janeiro, Brazil. Tel. +55 21 3938-8811, Email address:

julianecastrocarneiro@gmail.com.

ABSTRACT

Many ports and navigation channels around the world suffer from silting and presence of fluid mud layers, which can cause reductions in nautical depth. In this context, the existence of fluid mud layers makes the definition of the bottom ambiguous because the location of interfaces between water, fluid mud and consolidated mud is dynamic. Also, signals of traditional equipment, such as dual frequency echo-sounder, become noisy and difficult to identify. The present paper presents an integrated approach to the study of the fluid mud layers in different port regions of South America and under controlled conditions in a laboratory column. In situ measurements were obtained with acoustic equipment, seismic and density profiles. The laboratory experiment was performed in a

26 sedimentation column of 4.3 m height and using dual frequency echo-sounder and
27 density measurements to monitor sedimentation and resuspension events. Concerning
28 the detection of the mud layers through dual frequency echo-sounder measurements, the
29 high frequency return (HF) is associated with the water - mud interface (lutocline), and
30 the low frequency return (LF) is a more unstable signal. The high frequency recorded
31 the position of the upper layers formed, either by resuspension or the presence of diluted
32 suspension. The depth measured by the low frequency can be related to higher densities
33 and associated to a second density gradient found in the profiles or at the end of the mud
34 layer recorded by the tuning fork. . The interpretation and visualization of the
35 echograms are recommended to interpret when there is interference in the signal by
36 suspensions. It is expected that the combination of detection and measurement
37 techniques will allow the development of tools for navigation in fluid mud, with
38 potential increase in draft, as well as the definition of critical densities for the port and
39 channel areas, for safe navigation.

40

41 Key words: nautical bottom, ports, density, acoustic measurements

42

43 1. INTRODUCTION

44

45 Many ports suffer from silting and presence of fluid mud layers. According
46 McAnally et al. (2007; 2016) being fluid mud an aqueous suspension of high
47 concentration of fine sediments, which did not form an interconnected matrix strong
48 enough to eliminate the potential for mobility, part of these layers can be used for
49 navigation.

50 In these context, PIANC (1997) define a nautical depth concept as “the level
51 where physical characteristics of the bottom reach a critical limit beyond which contact
52 with a ship’s keel causes either damage or unacceptable effects on controllability and
53 manoeuvrability”. This depth is usually defined by a physical level of a certain density
54 within the fluid mud layer (Van Craenenbroeck et. al., 1991) and provides approaches to
55 substantially reduce dredging costs in coastal waterways (PIANC, 2014). As the
56 physical characteristics of mud vary, the critical density used to determine the nautical
57 depth is site specific.

58 Echo-sounders, the most frequent technology used to measure depth, produce
59 multiple false bottoms when lutocline (increased sediment concentration at the top of
60 the fluid mud layer) is present, making the determination of depth ambiguous and
61 highly variable (Quaresma et al., 2000; Collier and Brown, 2005; Mcanally et al., 2016;
62 Carneiro et al., 2017; Kiricheck et al., 2018). According to USACE (2002) and
63 Schrottke et al. (2006), when the sediment layer is not well consolidated, it is difficult to
64 measure acoustic return.

65 According to Welp and Tubman (2017), acoustic measurements are generally
66 associated with gradients in density profiles. Acoustic and seismic methods are
67 promising for use in cohesive sediments (THORNE et al., 1991; ADMIRAAL and
68 GARCIA, 2000, THORNE and HANES, 2002). However, a disadvantage is that
69 indirect measurements do not determine the characteristics of the deposits.

70 According to Buchanan (2005), a typical example of measuring in situ density
71 is the tuning fork (Densitune). The principle of operation of the densimeter is that the
72 characteristics of the material (density and viscosity) of the ambient in which it is
73 immersed is responsible for the frequency of vibration of the vibratory fork (Allwright,
74 2002). For each sediment, a frequency, amplitude and density ratio is obtained, due to

75 the rheological characteristics of each sediment and, in view of these peculiarities, a
76 calibration must be performed in the laboratory for the post-processing of the data
77 (Groposo et. al, 2014; Carneiro et. al, 2017).

78 In some ports such as Rotterdam and Bourdeaux, for example, a mud density
79 value has been used to define a depth within the fluid mud through which vessels can
80 safely navigate. The yield stress, which is a measure of the breaking strength of the fluid
81 mud resistance to movement against the ship, is an important parameter to be
82 considered in the nautical depth definition. However, there is no method similar to that
83 of rheological and density data involving acoustic data, and therefore the nautical
84 bottom definition based on a rheological property must be based on intrusive and
85 punctual measurements (USACE et al., 2005).

86 In this way, the objective of this study is to contribute to the intercomparison
87 for the characterization of mud layers from remote methods, such as acoustic and
88 seismic (dual frequency echo sounder and chirp) and intrusive measurements obtained
89 by tuning fork (densitune). For that, field data are used in ports and navigation channels
90 and a set of laboratory tests.

91

92 2. MATERIAL AND METHODS

93

94 2.1. Sedimentation column

95

96 With the objective to evaluate the response of the dual frequency echo-sounder
97 in the mud with the density profiler (tuning fork) and direct material density samples,
98 experiments were carried out in a controlled environment in a large sedimentation
99 column filled with water and mud (from Port of Itajaí/Brazil). The sedimentation

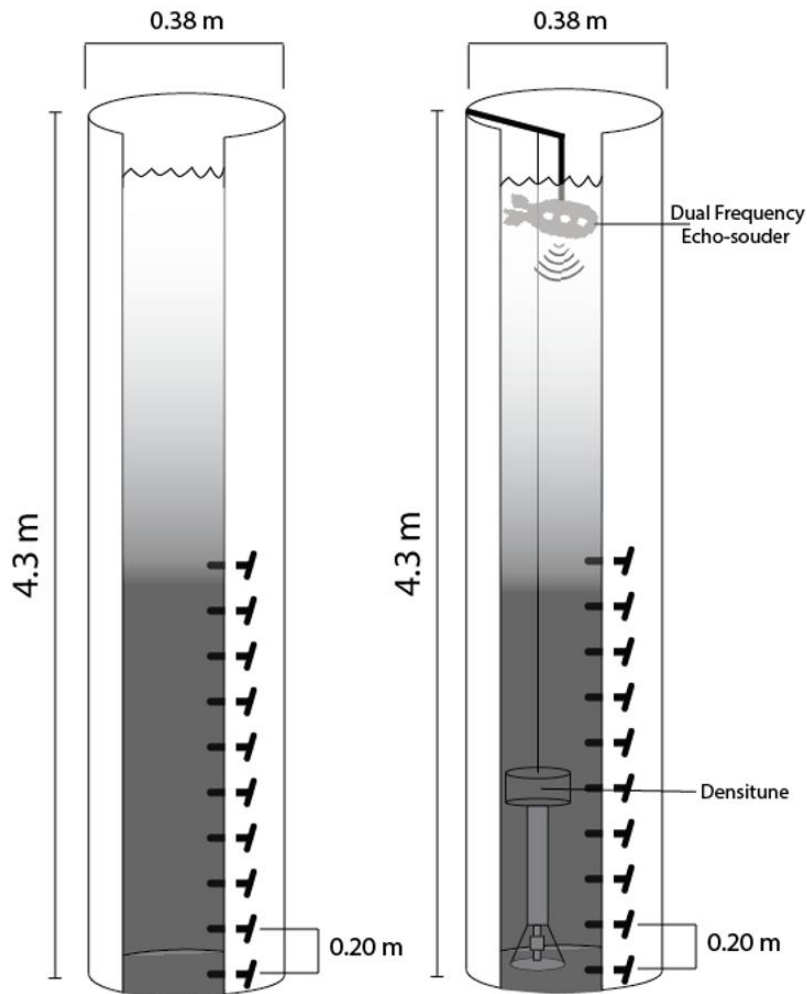
100 column is 4.3 m high and 0.38 m in diameter, with 10 sample taps, spaced 20 cm by 20
101 cm from the bottom of the column as schematically in Figure 1.

102 The mud, previously homogenized in a 1.20 m high tank, was pumped into the
103 column. After filling, the material was homogenized, causing a recirculation using the
104 same submersible pump, in order to create an initial condition of a homogeneous mud
105 suspension throughout the entire column.

106 After homogenization of the material, the alteration of the acoustic signal
107 during the sedimentation of the mud was evaluated. To do so, the depth of the mud in
108 the column was monitored using two (non-simultaneous) dual frequency echo sounders:
109 (a) Echotrac DF 3200 MKIII 210kHz (HF)/33kHz (LF) and (b) Kongsberg EA400SP
110 referred to as ECO50/200kHz.

111 The sedimentation of the material was also accompanied by regular density
112 measurement through aliquots collected at different depths through the taps. The
113 samples were carefully withdrawn with a syringe. Subsequently, the density of each
114 sample was assessed by comparing the wet and dry weights (before and after drying the
115 samples at 100°C for 24 h), assuming the densities of water and the mineral particles to
116 be 1000 and 2650 (quartz) kg/m³, respectively.

117 In order to detect the depth where the acoustic return occurs in comparison
118 with the tuning fork data, in addition to visualizing the density profile, the vertical
119 gradient profile (d_{ρ} / d_z) was also calculated every 10 cm.



120

121 Figure 1- Schematic drawing of the large sedimentation column (left side). On the right
 122 side are represented the dual frequency echo-sounder (first to measure), samples are
 123 subsequently collected from the tap and the Densitune-tuning fork (third measurement).

124

125 2.2. Properties of mud samples and Field Data

126

127 Data from four important ports of South America and navigation channels with
 128 cohesive sediments were used: Port of Montevideo (Uruguay), Amazon North Channel,
 129 Port of Santos and Port of Itajaí (Brazil) (Figure 2).

130

131 Samples were collected to determine the characteristics of the mud. The grain
 size distribution determined by laser scattering with a Mastersizer 2000 (Malvern, U.K.)

132 and rheological tests performed using a Rheolab-QC (Anton Paar GmbH, Graz, Austria)
133 rheometer with a 22-mm-diameter vane spindle (ST22-4V-40) according Carneiro et al.
134 (2017) protocol with the shear sample using increasing time on the logarithmic ramp
135 ranging from 10 s (at 40 s^{-1}) to 180 s (at 0.01 s^{-1}). Then, flow curves (yield stress of
136 Bingham versus density) and the criterion used in the Port of Emden (Germany) was
137 adopted, from 100 Pa as reference, critical densities were defined for the studied sites.

138 In order to obtain acoustic properties of the sediments, five available samples
139 were used to measure propagation velocity and attenuation in laboratory ultrasound
140 tests. The samples are: 1) Santos with density 1200 kg/m^3 ; 2) Santos with density 1300
141 kg/m^3 ; 3) Amazon North Channel with density 1300 kg/m^3 ; 4) Itajaí with density 1250
142 kg/m^3 and 5) Itajaí with density 1300 kg/m^3 . The frequencies 1 MHz and 2.25 MHz
143 were used for all samples and 3.5 MHz for Santos and Amazonas (1300 kg/m^3).

144 The theoretical model of ultrasound propagation in marine sediments is based
145 on the principles of geometric acoustics, which presuppose wave propagation as a direct
146 mode radius. For the tests was used the methodology proposed by Macedo et al. (2009)
147 and the equipment used were an ultrasonic pulse generator and generation board
148 (Matec, model SR-9000, Hopkinton, MA, USA); a digital oscilloscope (Tektronix,
149 model TK-2220, Beaverton, OR, USA) and a pair of contact ultrasound transducers
150 (Panametrics- NDT, model V-133 RM, Waltham, MA , USA).

151 The data obtained by the system were the time during the propagation of the
152 pulse between the transducer and the transducer receiver, used in the velocity
153 calculation, expressed in (m/s); and the amplitude in the time domain. The velocity of
154 propagation of the acoustic pulse in the sediment is calculated according to equation 1
155 below:

156
$$C_{sediment} = \left(\frac{1}{C_{water}} - \frac{\Delta T}{L} \right)^{-1} \quad (1)$$

157

158 being the propagation velocity in water (C_{water}) considered 1493.4 m/s, ΔT the measured
159 time and L the distance between the transducers (0.05 m).

160 The attenuation was obtained according to equation 2 by calculating the ratio
161 of amplitudes of signals propagated in water and sediment (A_{water} and $A_{sediment}$),
162 applying the substitution method according to He and Zeng (2001), where D is the
163 diameter of the tube (0.047 m) used to place samples at the time of measurement,
164 according to the equation:

165
$$att_{db}(f) = \frac{20}{D} \log \frac{A_{water}(f)}{A_{sediment}(f)} \quad (2)$$

166

167 In Amazon (north of Brazil), the main maritime traffic occurs mainly in the
168 northern part of the river, known as the North Channel or North Bar, and is considered
169 critical for navigation due to the migration of sandy banks, presence of macro tides and
170 limited depths in the mud area. Twenty-six density profiles were measured with
171 information from the 210 kHz high frequency echo sounder (Syquest Bathy 500DF),
172 with ten information with two frequencies at 28 kHz/210 kHz. The data were collected
173 in the main navigation channel, following a transect perpendicular to the coast (Vinzón
174 and Gallo, 2016).

175 The Port of Santos (southeast Brazil) is one the largest in Latin America, with
176 frequent dredging and presence of fluid mud layer. Thirty profiles were selected in the
177 channel for tuning fork data and acoustic measurements with an AIRMAR 28/200 kHz
178 dual frequency bathymetry system, both managed by an ECHOTRAC CV200 control
179 unit, from Odom Hydrographic Systems. In this study, a Meridata chirp (2-8 kHz) was

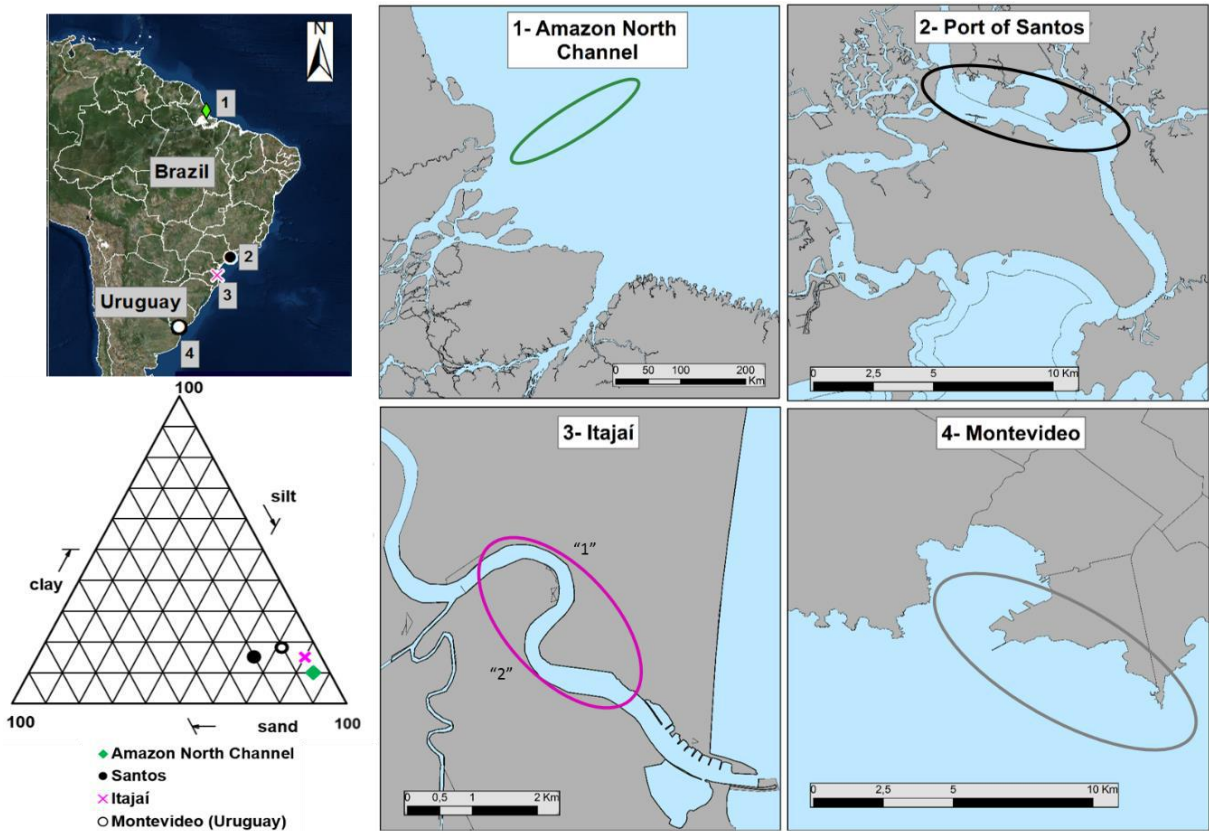
180 used, controlled through the Meridata MDCS® package (Marine Data Collection
181 Software).

182 The Port of Itajaí is the main port of the Santa Catarina State (south Brazil),
183 and the second largest in Brazil in terms of the movement of containers. In this port,
184 forty six measurements were performed using tuning fork and 24/200 kHz (CVM
185 Echotrack) dual frequency echo-sounder.

186 The Port of Montevideo, located in La Plata River, is one of the important ports
187 of South America and plays role in the economy of Uruguay. In this port, a chirp 3.5
188 kHz (Knudsen 3200), a dual frequency echo sounder 33/200 kHz and density were
189 measuring in fourteen samples (Pedocchi et al, 2012).

190 In situ density measurements were performed using tuning fork Densitune
191 (*Stema Systems*) with the same settings in all location. Calibration of density data were
192 performed from each local sediment samples collected during the campaigns.

193 Each port and navigation channel presents its particularities in relation to the
194 hydrodynamic regime to which it is subjected, grain size of the material, maximum
195 depth and the rheological transition measured in the laboratory. In this way, the Table 1
196 presents a summary of the main characteristics of the regions. It is possible to observe
197 that, for example, Santos shows the greater depths while Itajaí the smaller. The Amazon
198 North Channel presents greater density in the rheological transition and Montevideo, in
199 Uruguay, the greater percentages of clay.



200

201 Figure 2 - Map of South America, indicating important ports and navigation channels
 202 with cohesive sediments and the region where the measurements were taken in (1)
 203 Amazon North Channel, (2) Port of Santos and (3) Itajaí (located two areas "1" and
 204 "2"), these being three in Brazil and (4) Montevideo in Uruguay. The triangular diagram
 205 indicates the percentages of silt, clay, and sand in samples from different regions.

206

207

208

209

210

211

212

213

Table 1 - Summary of the main characteristics of the regions

General Characteristics/ Location	Amazon North Channel	Santos	Itajaí	Montevideo (Uruguay)
Grain size	85% silt 10% clay 5% sand (Vinzón and Gallo, 2016)	65% silt 15% clay 20% sand.	80% silt, 15% clay 5% is sand.	72% silt, 18% clay 10% sand (Muniz et al., 2004).
Maximum depth Tuning Fork Data	16.63 m	17.32 m	11.02 m	13 m
Hydrodynamic characteristics	Macro tidal as high as 4 m at the mouth resulting in large tidal flats bordering the channel (Gallo and Vinzón, 2005).	The tidal range up to 1.5 m and can be characterized as partially stratified (Harari and Camargo, 2003).	Local tide is mixed semi-diurnal with a mean range of 0.8 m. (Nichols and Biggs, 1985).	The currents are controlled by microtides and storm surges (Santoro et al., 2013)
Density of mud associated with a 100 Pa in flow curve	1400 kg/m ³	1250 kg/m ³	1300 kg/m ³	1245 kg/m ³ (Pedocchi et al. 2012)

215

216 For the processing of the echo and seismic data, were used MDCS software for
217 visualization and Meridata Finland MDPS for interpretation. In each record, digital
218 filters (high and low pass) were applied, and the gain and vertical scales of each profile
219 were individually configured. The depth accuracy is approximately at Low Frequency
220 (LF) = 5 cm +/- 0.1% depth and at High Frequency (HF) = 1 cm +/- 0.1% depth.

221 With the data obtained in the field, we identified the depth of the first lutocline
 222 (Depth L1) where the first acoustic reflector (high frequency) occurs (Depth HF) and
 223 the sudden increase in the concentration of suspended sediments in the profile of the
 224 tuning fork. Already the first acoustic reflector of the low frequency of the ecobatímetro
 225 was denominated Depth LF1.

226 In order to analyze the depths reflected by the low frequency echo sounder
 227 (LF1) and the depths obtained by the tuning fork for certain densities location (ranging
 228 from 1100 kg/m³ to 1400 kg/m³), the depths were corrected with those obtained by high
 229 frequency (HF) and by lutocline (L1), changing the reference, according to equations 3
 230 and 4.

$$231 \quad \textit{Thickness}_{LF1} = \textit{Depth}_{LF1} - \textit{Depth}_{HF} \quad (3)$$

232

$$233 \quad \textit{Thickness}_{Density} = \textit{Depth}_{Density} - \textit{Depth}_{L1} \quad (4)$$

234

235 Subsequently, the root mean square error (RMSE) was calculated, the mean
 236 square root involving the difference between the depth obtained by the low frequency
 237 echo-sounder (corrected by the high frequency) and the depth of each density (corrected
 238 for the depth of the lutocline depth).

239

$$240 \quad RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\textit{Thickness}_{LF1} - \textit{Thickness}_{Density})^2}$$

241

242

243

244

245

246 3. RESULTS AND DISCUSSION

247

248 3.1. Sedimentation column

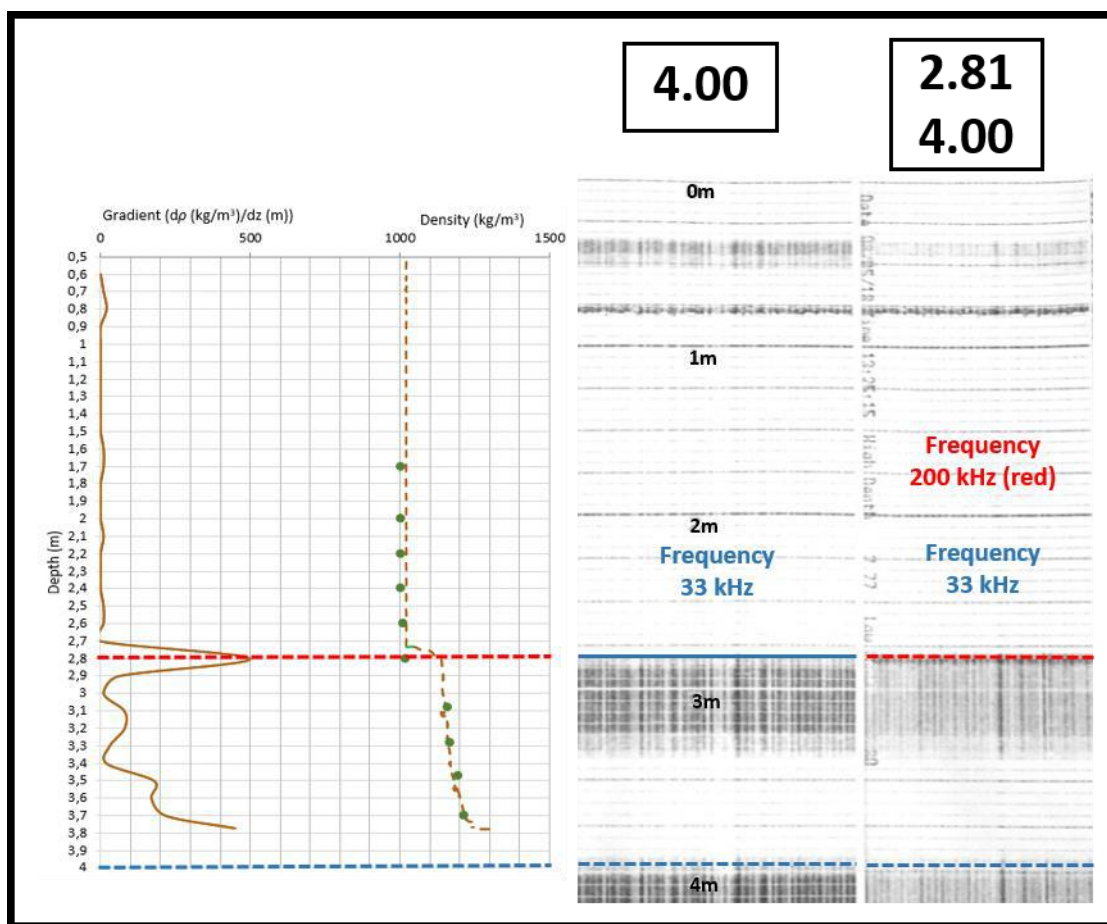
249

250 In laboratory, tests were carried out that allowed the observation, under
251 controlled conditions, of the acoustic response of mud layers formed by deposition and
252 resuspension (simulating the conditions observed during the dredging operations or
253 natural events). In the experiments were used sediments from the navigation channel in
254 the Port of Itajaí. On average, the sample presents 5% sand, 82% silt and 14% clay, with
255 a median diameter of 8 micrometers.

256 Density profiles were made with the tuning fork and, from the data, density
257 gradients based on depth (dp/dz) were calculated. In echograms obtained with the eco-
258 sounder, the high and low frequency reflectors were marked. At the top of the
259 echograms, it is possible to observe interference between 0 m and 0.8 m. However,
260 along the water column this interference is not found, being possible to observe the
261 reflectors at the bottom of the sedimentation column and in the density gradients
262 associated with the changes in the mud consolidation.

263 The material, previously homogenized in a 1.20 m tank, and was placed on the
264 column (on April 27, 2018) to simulate a layer of fluid mud approximately 1.5 m above
265 the bottom, with density between 1100 and 1200 kg/m^3 . Subsequently, the material was
266 homogenized, causing a recirculation using the same submerged pump, in order to
267 create an initial homogeneous condition throughout the column. Three scenarios were
268 performed for the tests, being Sedimentation (A) and two scenarios of Material Addition
269 (B) and (C).

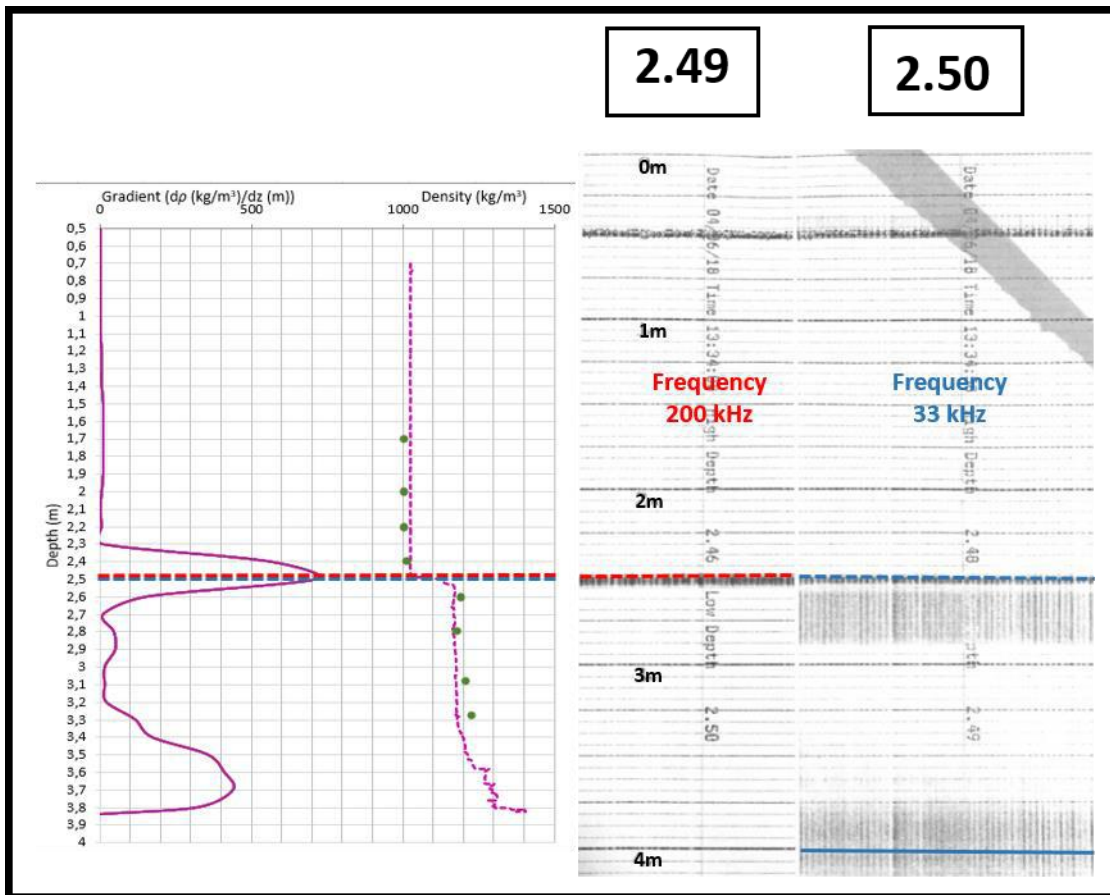
270 Approximately ten days later (May 08) of the placement of the material, the
 271 sedimentation scenario was verified. On this occasion, an interface with density of 1140
 272 kg/m^3 was found at a depth of 2.8 m (Figure 3) with a gradient of $500 \text{ kg/m}^3/\text{m}$. The
 273 samples of the taps presented densities similar to those measured by the tuning fork
 274 along the profile. The echogram recorded the two frequencies, but the low frequency
 275 acoustic return was interpreted in the lower part of the sedimentation column (4 m).
 276



277
 278 Figure 3 - Density profile measured on May 08. The echogram records the lutocline
 279 both frequencies, however the acoustic return is interpreted in the bottom (4 m). The
 280 echogram of the 200 kHz frequency registers the top of lutocline in ~ 2.8 m (dashed red
 281 line). The 33 kHz echogram records the two frequencies, but the acoustic return (dashed
 282 blue line) is interpreted in the bottom (4m).

283

284 Subsequently, a new placement of material was carried out, with a procedure
285 similar to the previous one. Approximately one month later (June 4), it was observed
286 that both records (return and echogram) at both frequencies showed the depth of the
287 new lutocline formed. The material remained consolidated, reaching a surface value of
288 about 1170 kg/m^3 . When the gradient is calculated, the value of $700 \text{ kg/m}^3/\text{m}$ can be
289 observed in lutocline, and in the bottom, the material continues to consolidate (Figure
290 4). The density samples remained similar to those measured in the tuning fork.

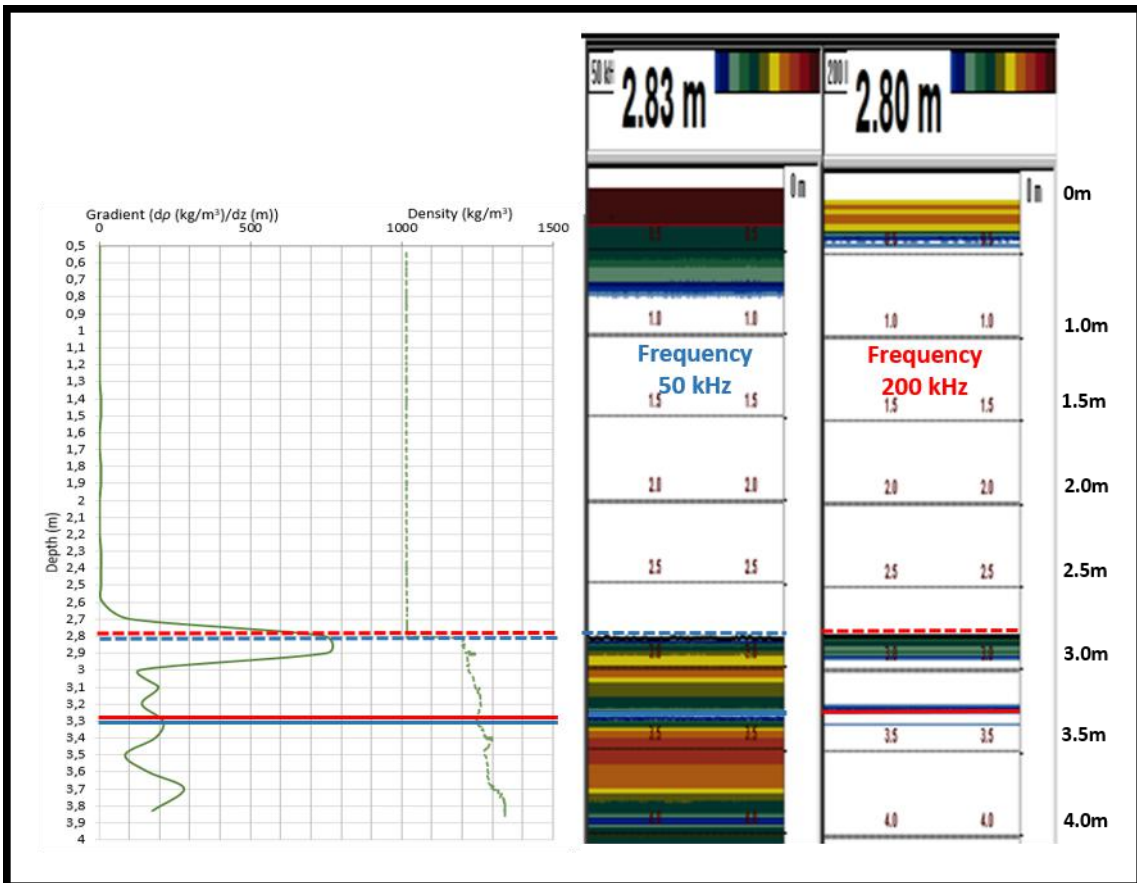


291

292 Figure 4- Density profile and echogram measured on June 04. It is possible to observe
293 the gradient in lutocline and that both records (return and echogram) on both
294 frequencies, showed the depth of the new lutocline formed.

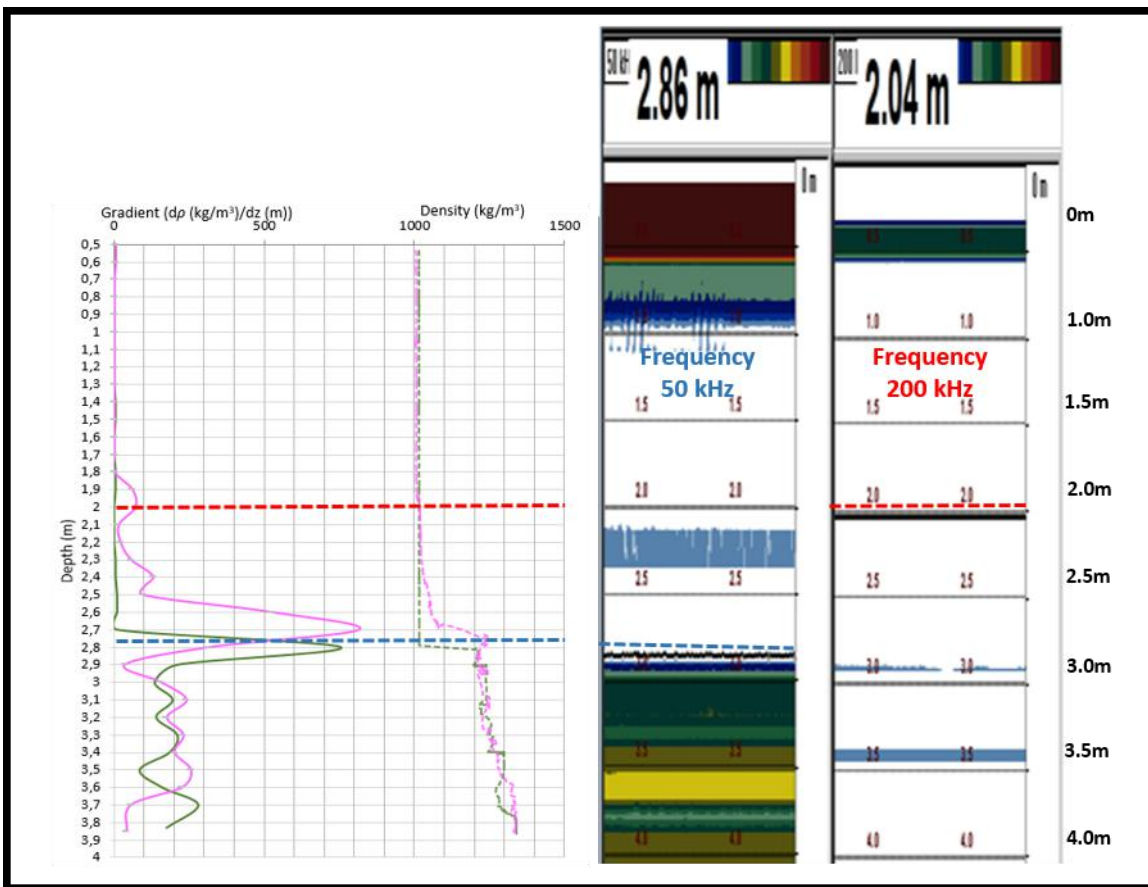
295

296 A month and a half later (July 31 at 10 am), a diluted suspension was added to
 297 simulate the effect of dredging or the presence of a suspension on the top of more
 298 consolidated mud layers. On this occasion, it was verified that the material placed in the
 299 initial phase of the experiment was more consolidated, reaching densities of 1200 to
 300 1300 kg/m³ with gradient above 700 kg/m³/m in the lutocline formed. The two
 301 frequencies record the top of this lutocline at approximately 2.80 in depth (dashed lines)
 302 and, on the echograms, a second lower reflector at densities above 1300 kg/m³ is
 303 observed at both frequencies (solid lines) (Figure 5).
 304



305
 306 Figure 5 - Density profile and record of the echo-sounder echogram measured on June
 307 31 – before 10 am. It is possible to observe the gradient in lutocline and the bottom
 308 consolidating and that both records (return and echogram) on both frequencies.
 309

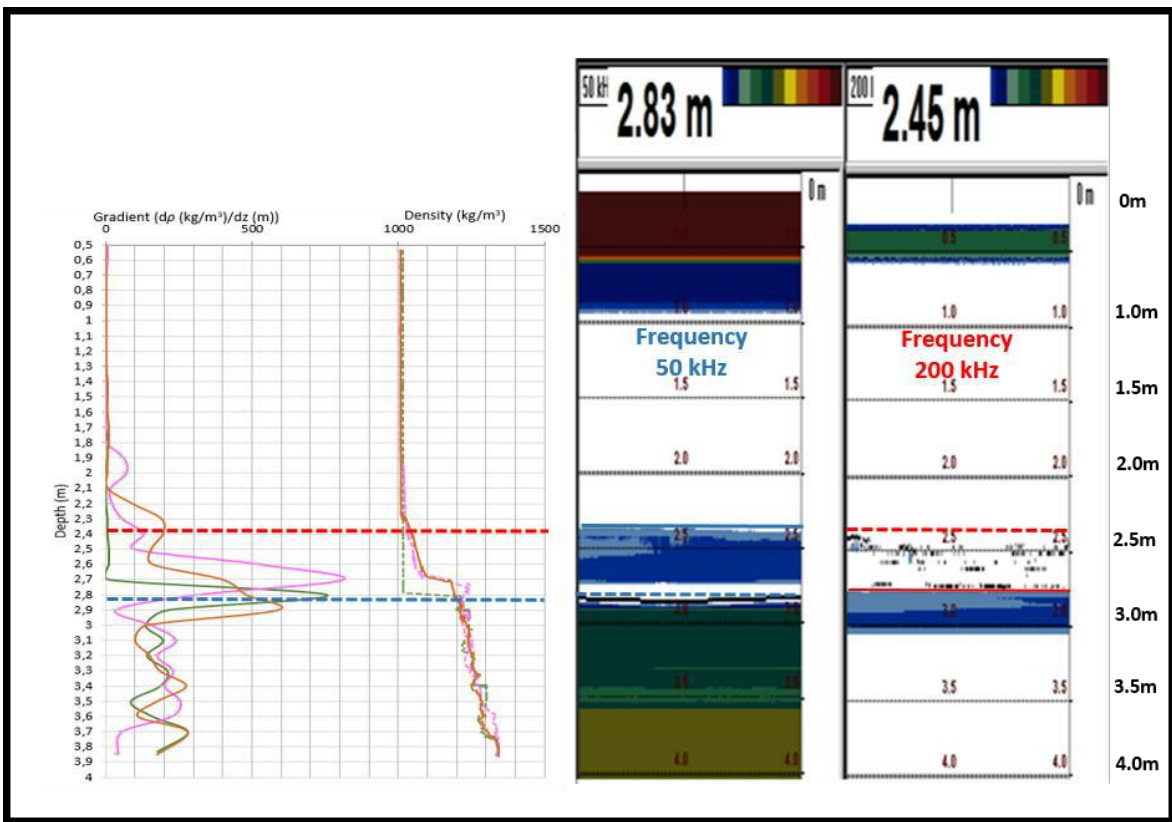
310 After four hours (at 14 hours), a lutocline is formed at a depth of 2 m (Figure
 311 6) with a gradient of less than $100 \text{ kg/m}^3/\text{m}$, recorded by the high frequency echogram.
 312 The low frequency echogram shows this low density lutocline (1030 kg/m^3), also seen
 313 on the gradient chart, but the interpretation of the acoustic return registers the previously
 314 lutocline formed, by approximately 2.8 m, with gradient above $800 \text{ kg/m}^3/\text{m}$.
 315



316
 317 Figure 6 - In the 14 pm profile (pink), a lutocline is formed at a depth of 2 m (recorded
 318 at high frequency) at a density of $\sim 1030 \text{ kg/m}^3$, with a smooth gradient change, a signal
 319 appearing on the echogram at the same depth, but the given return is the depth of 2.8 m
 320 at low frequency with a higher gradient in density. The 10 am gradient and density
 321 profile is in green to keep of what is happening over time.
 322

323 Two hours later (at 4:00 p.m.), the suspension continues to sediment, with an

324 interface between 2.3 and 2.7 m higher with a gradual increase in density, being 1060
 325 kg/m³ at the depth of the high frequency echo-sounder return and 200 kg/m³/m in
 326 gradient. The low frequency echogram is recording this interface but is transparent in
 327 the interpretation of the acoustic return, keeping the signal in the position of the most
 328 consolidated lutocline with a density of 1200 kg/m³ which has a more pronounced
 329 gradient in approximately 600 kg/m³/m, at depth 2.8 m (Figure 7).
 330



331
 332 Figure 7 - In 4 pm profile (orange), the suspension continues to sediment, with a
 333 superior interface located between 2.4 and 2.8 m, a gradual increase of the density
 334 gradient, with 1060 kg/m³ at the depth of the high frequency echogram recording
 335 (dashed red line). The low frequency echogram is recording this interface, but it is
 336 transparent in the interpretation of the acoustic return, keeping the signal at the position
 337 of the most consolidated lutocline at ~ 2.8 m (dashed blue line). The density and

338 gradient profiles from 10 am to 2 pm are in green and pink respectively to keep what is
 339 happening over time.

340 The Table 2 summarizes the main characteristics of the experiments as
 341 explained above.

342 Table 2 - Summary of the main characteristics of experiments in sedimentation column.

Scenarios	Data	HF	Density return HF	LF	Density return LF	Lutocline	Density Lutocline
A	April 27 12h35min	2.4 m	~1100 kg/m ³	4.0 m	Column Bottom	2.7 m	~1100 kg/m ³
	May 08 13h10min	2.7 m	~1140 kg/m ³	4.0 m	Column Bottom	2.7 m	~1140 kg/m ³
Mud placement with density ~ 1150 kg/m ³							
B	June 04 11 am	2.48 m	~ 1170 kg/m ³	2.5 m	~ 1170 kg/m ³	2.5 m	1174 kg/m ³
	July 31 10 am	2.80 m	~1200 kg/m ³	2.83 m	~1200 kg/m ³	2.78 m	~1200 kg/m ³
Diluted Suspension							
C	July 31 14 pm	2.04 m	~1030 kg/m ³	2.86 m	~1220 kg/m ³	2 m 2.8 m	~1030 kg/m ³ ~1220 kg/m ³
	July 31 16 pm	2.45 m	~1060 kg/m ³	2.83 m	~1200 kg/m ³	2.4 m 2.8 m	~1060 kg/m ³ ~1200 kg/m ³

343

344 In the laboratory experiments, the dual frequency echo sounder measurements
 345 showed that the low frequency presents an unstable signal in mud layer. When gradients

346 occur at low densities ($< 1170 \text{ kg/m}^3$), sometimes the low frequency detects this layer.
347 The return in gradient value is generally associated with value of $500 \text{ kg/m}^3/\text{m}$.

348 In the first experiments (May 08, 2018), the density of the lower mud layer was
349 below 1170 kg/m^3 with gradients lower than $500 \text{ kg/m}^3/\text{m}$. On several occasions, these
350 layers of fluid mud were transparent in low frequency return. In the experiment (June
351 04, 2018), when the lower layers were at densities higher than 1170 kg/m^3 and gradients
352 higher than $500 \text{ kg/m}^3/\text{m}$, the low frequency recorded the presence of these layers and
353 with higher densities and gradients at low frequency consistently detected. The low
354 frequency echogram also showed the presence of upper layers at lower densities, but the
355 acoustic return record did not always interpret the position of these interfaces as depth.

356 Another important point to be considered is that the profile below lutocline
357 continues to consolidate and other gradients are observed in Figure 5, where a second
358 reflector at densities above 1300 kg/m^3 at both frequencies can be found on the
359 echogram.

360 The high frequency, however, recorded the position of the upper layers formed,
361 either by resuspension or addition of diluted material, although these layers could be
362 described as a diluted suspension, since they had densities as low as 1030 kg/m^3 , so, the
363 high frequency registers the first density gradient found in the density profile even when
364 the densities and gradients have more low values.

365

366 3.2. Acoustic mud properties

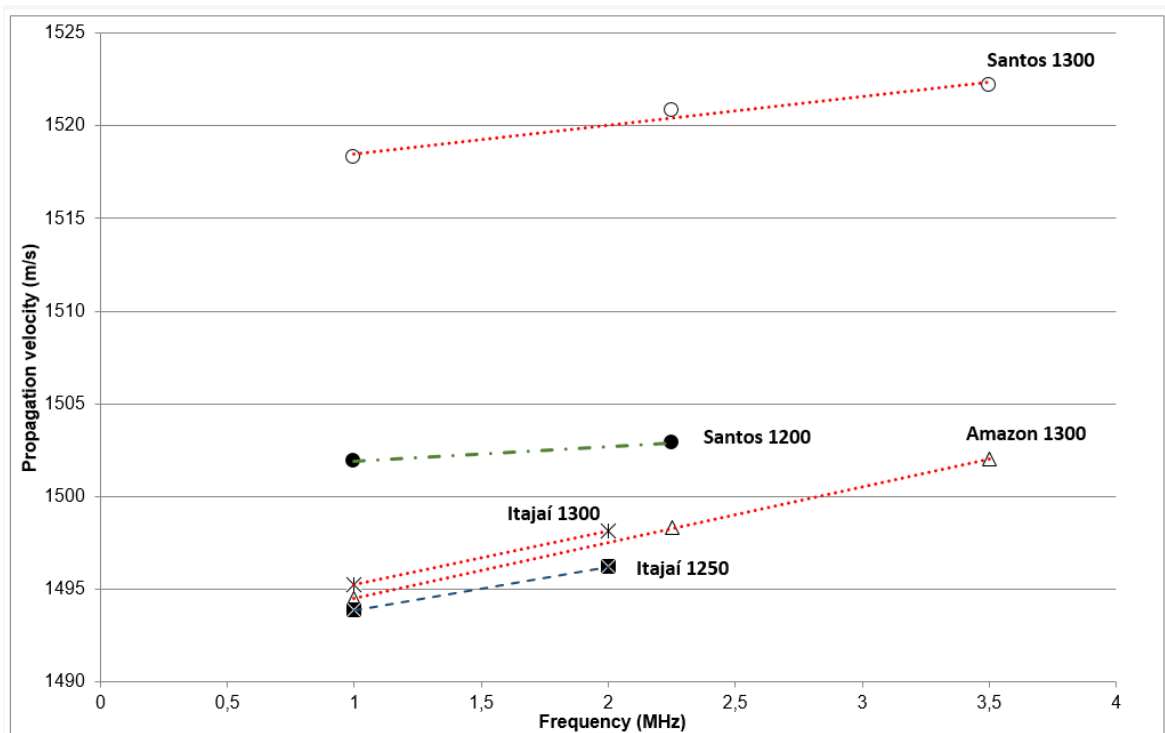
367

368 Regarding to the acoustic properties of the mud samples, the highest
369 propagation velocities are in the samples with the highest densities and with the highest
370 frequencies tested. Santos presents the highest propagation velocity, reaching

371 approximately 1525 m/s with a density of 1300 kg/m³ and that may be associated with
372 being the region with the highest percentage of sand, reaching 20%. The samples from
373 Itajaí and the Amazon North Channel with density of 1300 kg/m³ presented similar
374 velocities and smaller than Santos, around 1465 m/s at 1 MHz measured (Figure 8).

375 These results are in agreement with those obtained by other authors. Gorgas et
376 al. (2002) and Macedo et al. (2009), in their experiments, found that the higher
377 velocities were observed for the coarser sediments, while the lower values were related
378 to the finer sediments.

379



380

381 Figure 8 - Propagation velocity and frequencies measured in samples from Santos, Itajaí
382 and the Amazon North Channel.

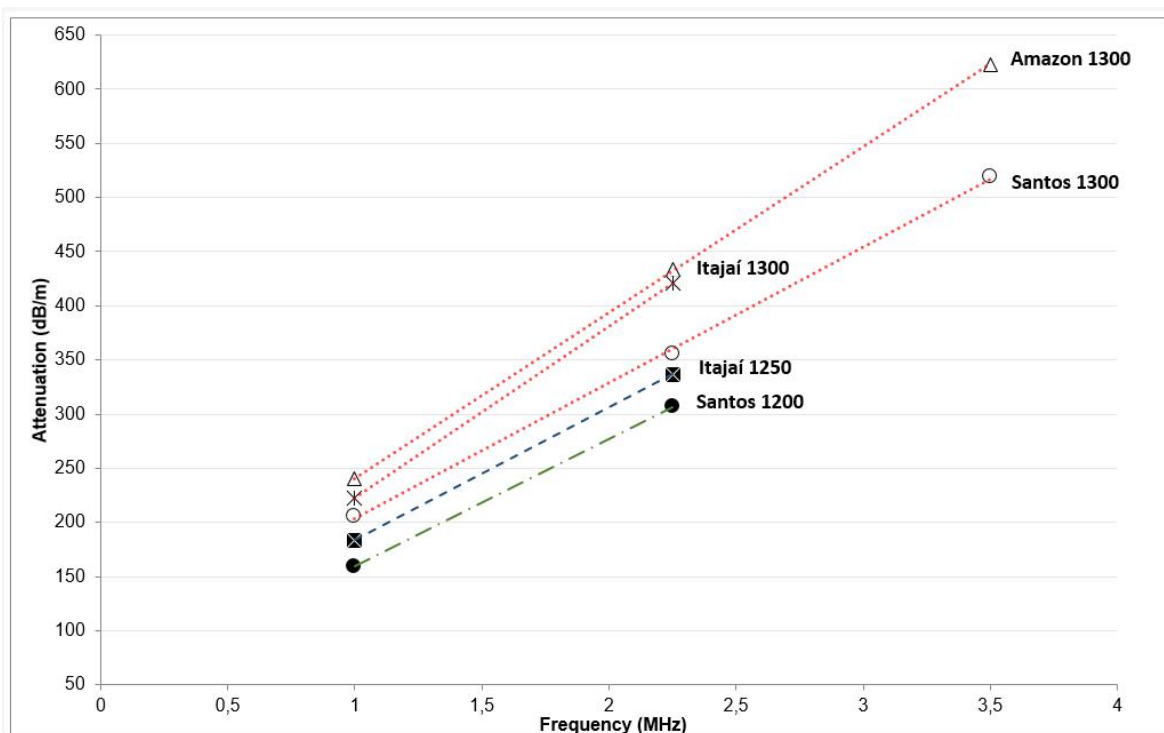
383

384 The acoustic attenuation in cohesive sediments may be related to sediment
385 concentration, viscosity and penetration. The attenuation is greater in Amazon North

386 Channel followed by Itajaí and Santos (Figure 9). Therefore, the Amazon North
387 Channel presents greater attenuation, then less penetration of the echo-sounder return.

388 There is also a tendency of the higher the frequency tested, the higher
389 attenuation values for all the samples tested, being the highest value found in Amazon
390 North Channel in the frequency of 3.5 kHz.

391



392

393 Figure 9 - Attenuation and frequencies measured in samples from Santos, Itajaí and the
394 Amazon North Channel.

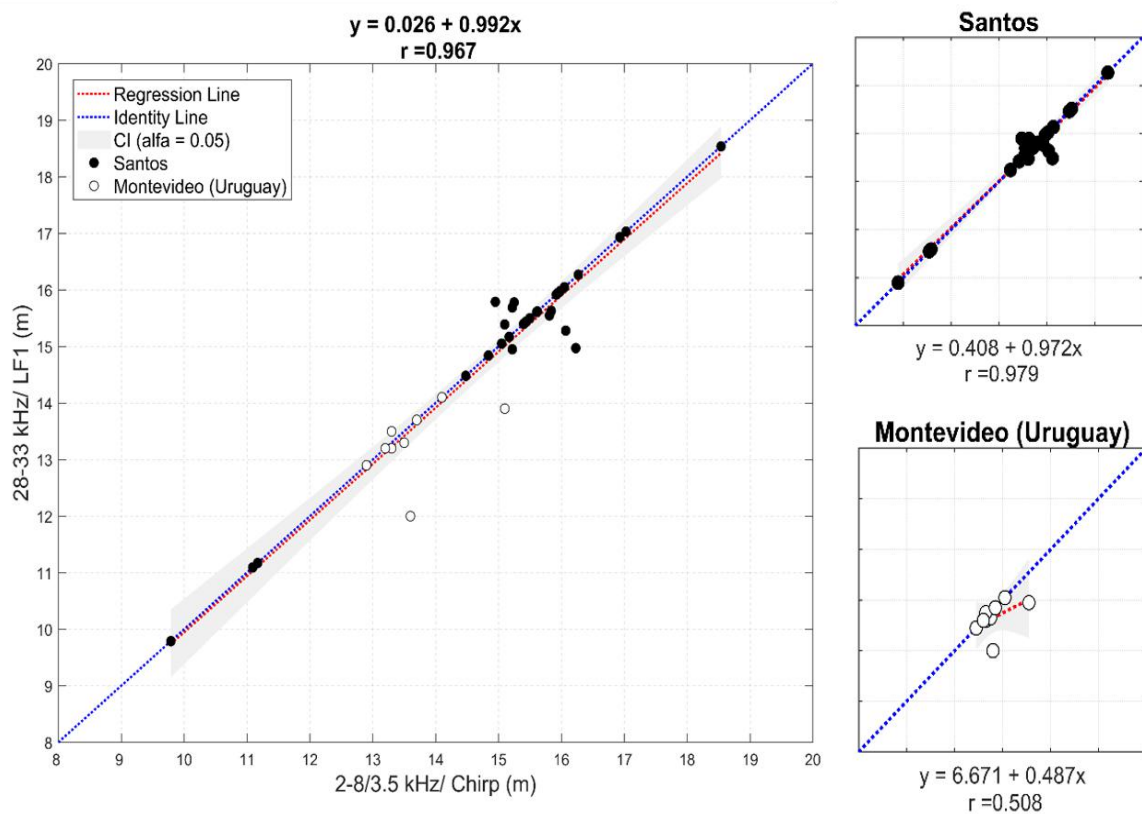
395

396 3.3. Field measurements

397

398 Firstly, in order to verify the use of the dual frequency echo sounder (commonly
399 used for fluid mud mapping) in relation to high resolution seismic (chirp), the results of
400 these two equipments were compared. The high-resolution seismic concentrates on the
401 acquisition of the return signal of a frequency having sediment penetration

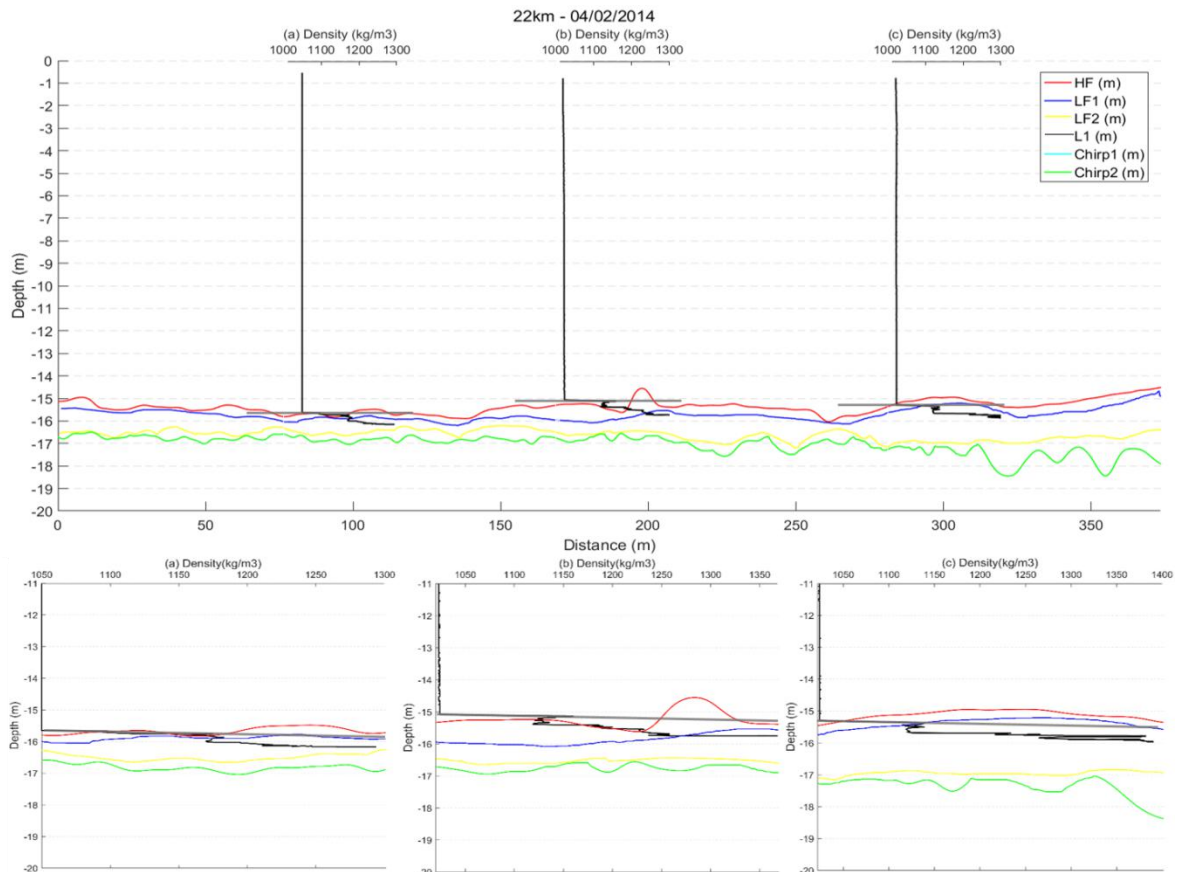
402 characteristics (low frequency) and such that each return per ping is comparable. When
 403 comparing the low frequency reflector and the chirp reflector, these showed a greater
 404 difference for the Uruguay data than in Santos (Figure 10). Uruguay presented areas
 405 where the chirp had greater penetration. In Santos, the low frequency reflector coincides
 406 with the reflector of the chirp, which leads us to believe that, in general, the echo
 407 sounder provided data with satisfactory resolution and penetration, as already observed
 408 by Souza (2006), being this equipment chosen for the correlations with the tuning fork
 409 profiles.



410
 411 Figure 10 - Regression between the low frequency (LF - 28, 33 kHz) and the depth
 412 measured by chirp reflectors (2-8, 3.5 kHz) at the Port of Santos in Brazil and Port of
 413 Montevideo in Uruguay. CI is the confidence interval that in this case was used of 95%
 414 and r is the correlation coefficient.

415

416 In Figure 11, the tuning fork profiles are plotted on the data obtained by the high
 417 and low frequencies echo sounder and chirp reflectors. This is an example in the Port of
 418 Santos and it is possible to observe the high correlation between the high frequency
 419 (HF) and depth of lutocline (L1). The depth of the lutocline (L1) was determined from
 420 the depth density gradient ($d\rho/dz$) as presented in the sedimentation column experiment.



421 Figure 11 - Cross section of the navigation channel obtained with the double frequency
 422 echo sounder. The returns of 200 kHz in red, 28 kHz in blue and yellow, tuning fork in
 423 black. The chirp reflector 1 (light blue) coincides with low frequency reflector 1 and the
 424 second reflector is in green. The bottom panel is a zoom of the top panel so that the
 425 measurements can be observed in detail.
 426

427
 428 Figure 12 shows the density profiles obtained by tuning fork, high frequency in
 429 red (HF), the low frequency in blue (LF1) both obtained by dual frequency echo-

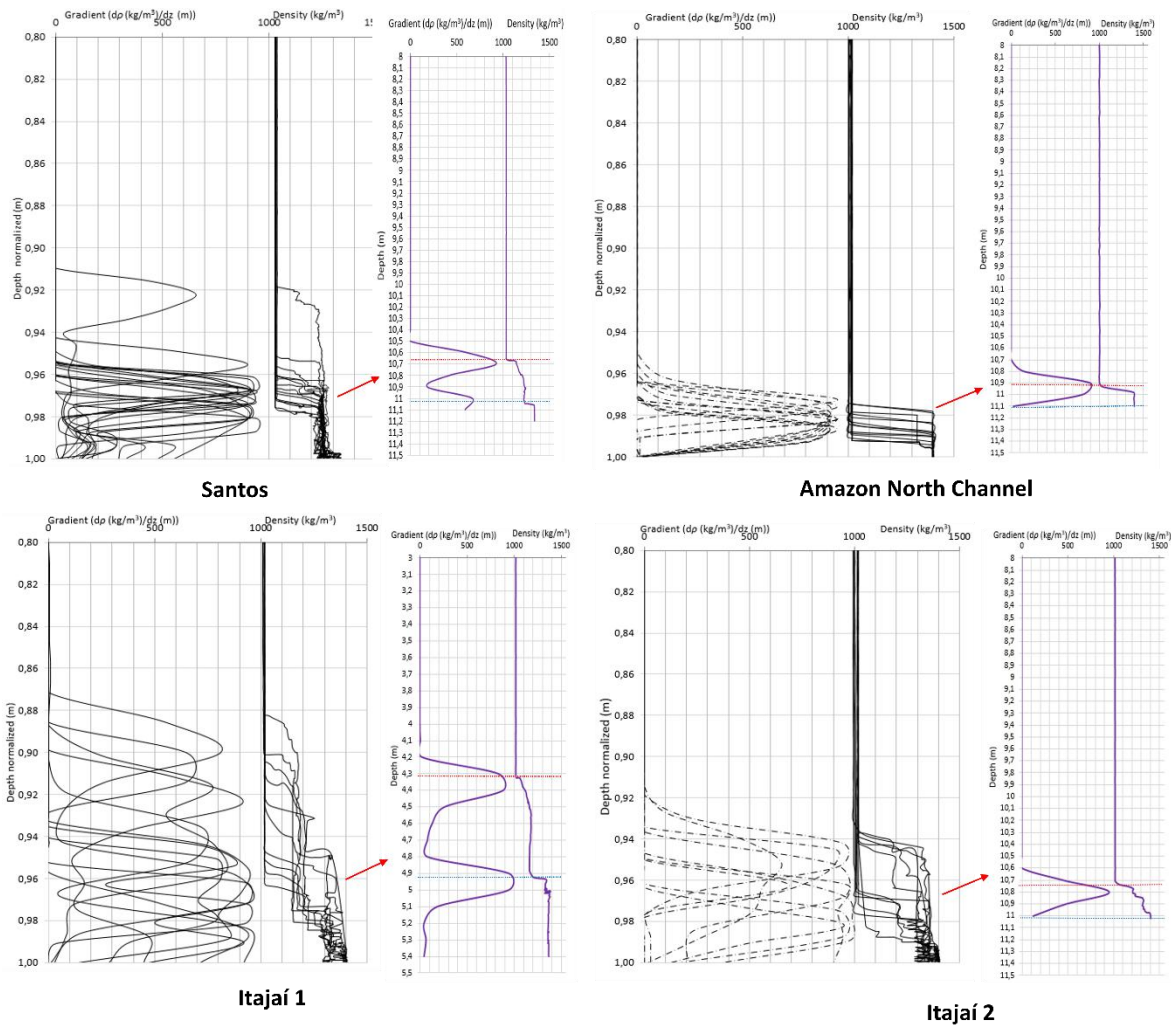
430 sounder and the gradient calculated by the density variation as function of the depth for
431 the measured profiles in Santos, Itajaí and Amazon North Channel. No profile data was
432 available for Montevideo.

433 Santos density profiles have a second gradient, coinciding with low frequency
434 return with a density of approximately 1250 kg/m^3 . In general, the thickness of the mud
435 layer is about 5% of the depth.

436 In Port of Itajaí, it was possible to observe two main characteristic profiles for
437 the samples. One for the profiles located in the inner area of the estuary (called Itajaí 1)
438 and one for the profiles located on the southern margin of the estuary (called Itajaí 2). In
439 Itajaí 1 density profiles, it is possible to verify two gradients, one reflected by the high
440 frequency and one reflected with the low frequency with densities near 1170 kg/m^3 , as
441 observed in the experiment in the sedimentation column. The thickness of Itajaí 1
442 density profiles is greater than Itajaí 2, with a maximum of 13% of the depth.

443 The Itajaí 2 density profiles presents a unique gradient, so the return of the low
444 frequency echo sounder is located at the end of the mud layer measuring by tuning fork,
445 with densities of approximately 1350 kg/m^3 . In general, these profiles have thicknesses
446 around 5% of the depth.

447 The Amazon North Channel density present the acoustic return of the low
448 frequency very close to the high frequency. This fact can occur due to the smaller
449 thicknesses found by the densimeter, higher densities and absence of other gradients
450 besides lutocline. In general, the thicknesses of the fluid mud layer are between 3% and
451 4% of the depth. In addition, with the attenuation tests, it was possible to observe that
452 the Amazon has less penetration of the signal of the echo-sounder.



453

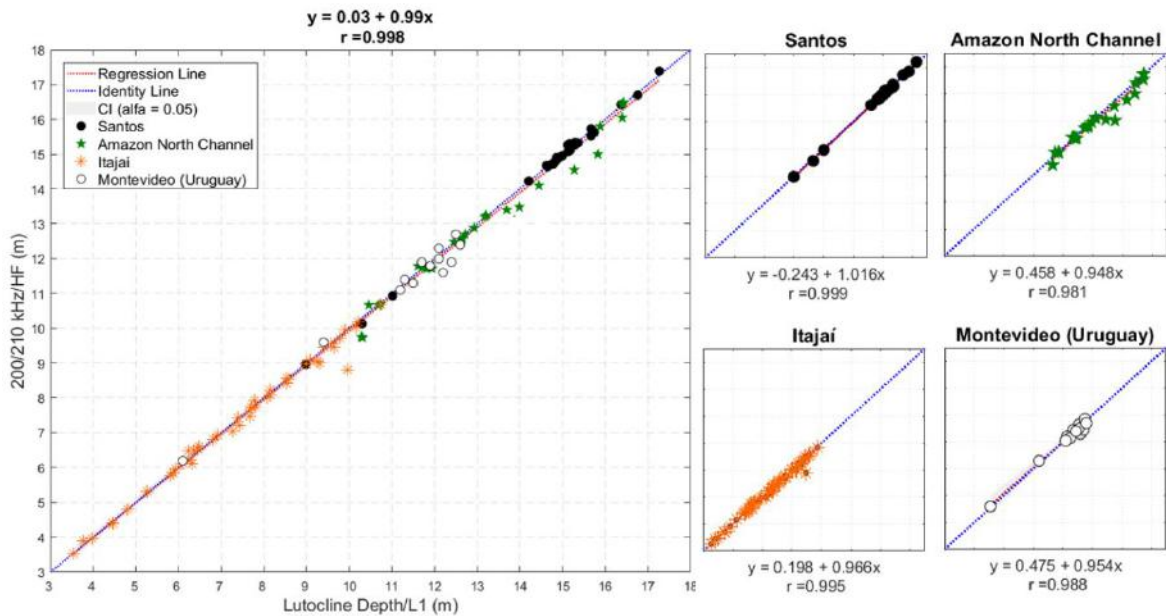
454 Figure 12 - Density profiles, high frequency (HF), low frequency (LF1) and the gradient
 455 calculated by the density variation as a function of depth for Santos, Itajaí and Amazon
 456 North Channel profiles. It is important to note that Itajaí presented two characteristic
 457 profiles (called Itajaí 1 and 2), and Itajaí 1 in the figure shows a shallower profile than
 458 the others, with up to 5.5 m. Depths were normalized for the maximum depth of each
 459 profile.

460

461 The correlation between the high frequency (HF) and the lutocline depth (L1) is
 462 0.99. It means that the high frequency reflects when it reaches a significant increase of
 463 concentration or density of suspended sediments here denominated L1. This effect
 464 occurs because the echo-sounder detect high density gradients, as it happens at the

465 interfaces between water and fluid mud. Santos and Itajaí data presented the best
 466 correlations between these two variables (Figure 13).

467



468

469 Figure 13 - Regression between the high frequency (200-210 kHz) reflector by echo-
 470 sounder lutocline depth (increase in sediment concentration at the top of fluid mud
 471 layer) found in the density profiles obtained by tuning fork in all locations (Santos,
 472 Amazon North Channel, Itajaí in Brazil and Montevideo in Uruguay). CI is the
 473 confidence interval that in this case was used of 95%, r is the correlation coefficient.

474

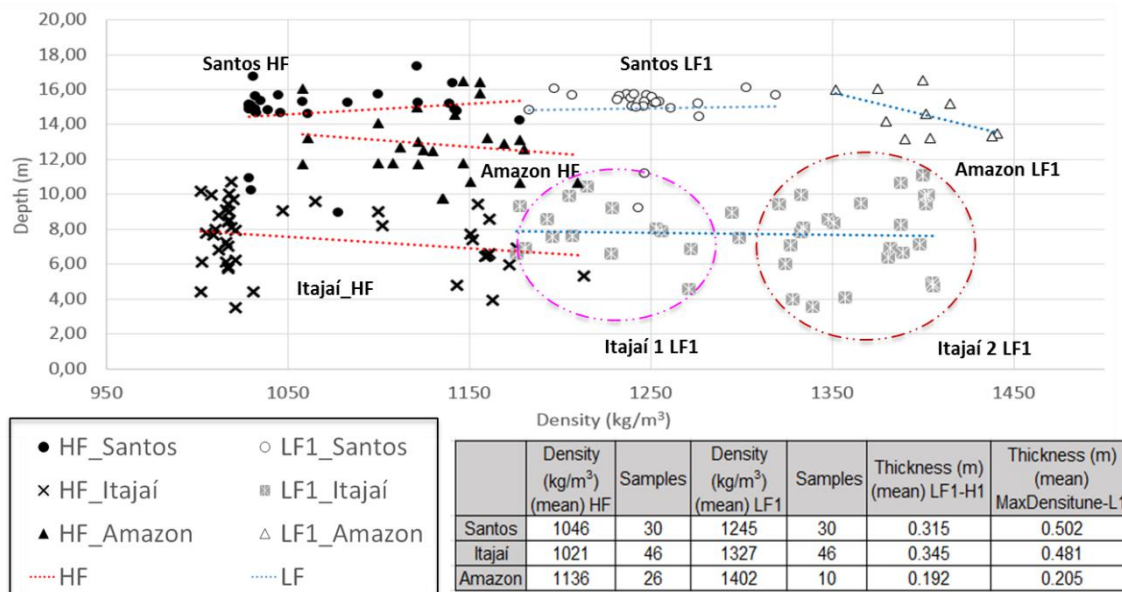
475 Especially in areas with mud bottom, it is important to evaluate high and low
 476 frequencies. The damping of the signal by the sediment particles in the water column,
 477 the sediment properties and the layer thickness influence the intensity of the signal
 478 return. Based on the sedimentation column experiments and these field data
 479 observations, the densities that the high and low frequency reflect are also checked to
 480 see if the density interferes with the return of the equipment or if the gradient is the
 481 determining factor.

482 It is possible to observe that, in Santos, the density that the high frequency
483 reflected was, on average, 1046 kg/m^3 , in Amazon North Channel was 1021 kg/m^3 and
484 1136 kg/m^3 in Itajaí (Figure 14). These densities are similar to those observed in the
485 lutocline or gradients identified at the water-mud interface, mainly in Santos and the
486 Amazon North Channel. In Itajaí, the high frequency in several cases reflects a low
487 density, that is, a diluted suspension (usually close to 1030 kg/m^3), similar to that in the
488 sedimentation column in the laboratory.

489 In Figure 15 are showed the RMSE for the densities associated with low
490 frequency reflected. It is observed that the largest errors in the three regions are
491 associated to the lower densities, since in these densities are the smaller thicknesses.
492 Itajaí presents a range between 1170 kg/m^3 and 1280 kg/m^3 with similar values of error,
493 as it presents two characteristic profiles of density reflected by the low frequency, as
494 shown also in Figures Figure 12 and Figure 14. Santos has smaller errors between 1250
495 kg/m^3 and 1280 kg/m^3 , the Amazon is evident the error with much lower values in
496 higher densities.

497 In the cloud of points, it is possible to observe that although the average density
498 reflected by the low frequency in Itajaí is around 1327 kg/m^3 , the samples vary in a
499 range of 1170 kg/m^3 to 1400 kg/m^3 , and two main populations as already mentioned in
500 Figure Figure 12, one that the low frequency reflects densities near 1170 kg/m^3 and
501 another one that the low frequency reflects higher densities (near 1350 kg/m^3).

502 The low frequency in Santos and Amazon North Channel reflects densities
503 with a cloud of points more concentrated near the average, that would be 1245 kg/m^3
504 and 1402 kg/m^3 , respectively.



505

506 Figure 14 – Depth versus Densities that are reflected by high and low frequency in
 507 Santos, Itajaí and Amazonas Canal Norte. It is important to note that Itajaí, mainly in
 508 Lower Frequency, presents two populations, Itajaí 1 (in pink) with lower densities (~
 509 1170 kg/m³) and Itajaí 2 (dark red) with higher reflected densities (~ 1350 kg/m³).

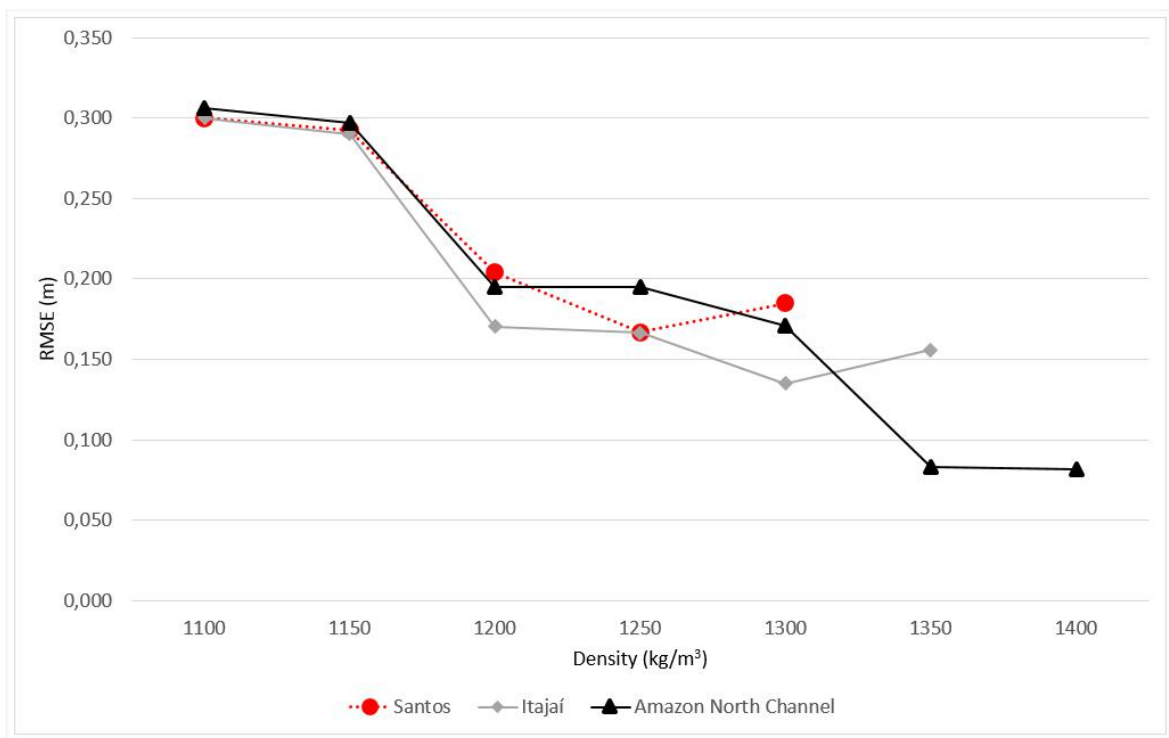
510

511 When evaluating the low frequencies and densities with the tuning fork data, it
 512 is understood that the first low frequency reflector (LF1) does not reflect the bottom as
 513 the maximum penetration of the tuning fork, which may indicate that: (1) the reflectors
 514 do not necessarily are the fluid mud and consolidated mud interface, (2) the tuning fork
 515 does not have enough penetration to the bottom, (3) it may be associated with a dredged
 516 depth interface, for example (4) penetration depends on the characteristics of the bottom
 517 sediment.

518 High frequency reflects the upper part of a fluid mud layer, and the low
 519 frequency registers a lower layer if that layer interface has a higher acoustic reflectivity
 520 than the upper layer. "In other words, high frequency (200 kHz and higher) eco-
 521 sounders can reflect the water/fluid mud (lutocline) and the lower frequency echo-

522 sounders may reflect a deeper density gradient in the fluid mud layer "(Welp and
523 Tubman, 2017). In general, the low frequencies are registering the acoustic return in
524 densities similar to those obtained by the rheological transition in laboratory, being
525 around 1250 kg/m³ in the Port of Santos, 1300 kg/m³ in Itajaí and 1400 kg/m³ in the
526 Amazon North Channel. This information can be observed in Figure 15, where the
527 lowest error values are associated with low frequency reflection for each region.

528



529

530 Figure 15 - Root mean squared error (RMSE) for the densities associated with low
531 frequency reflected. The lowest error values are associated with the low frequency
532 densities, with Santos at 1250 kg/m³, Itajaí at 1300 kg/m³ and Amazon North Channel
533 between 1350 and 1400 kg/m³.

534

535 CONCLUSIONS

536

537 The return of each frequency is associated with a certain density and is
538 different for each region. High frequency return is associated with the water-mud
539 interface (lutocline), and low-frequency return is a much more unstable signal. In this
540 context, the separation between the HF and LF returns is associated with the presence of
541 gradual changes in density. This is an indication that the return of LF comes from areas
542 of the thickness of the layer of fluid mud with densities and resistances similar to found
543 in laboratory.

544 In the sedimentation column experiments, the mud layer records with the dual
545 frequency echo-sounder showed that the low frequency recorded mainly the deepest and
546 most consolidated layers. The echogram is highly recommended for a better
547 interpretation of the return signal, both low and high frequency. The densities reflected
548 by the low and high frequencies had similarities to the field data found in Itajaí, so it is
549 recommended that such experiments be done for all places (also Santos and the Amazon
550 North Channel) to verify the more specific behavior in the field.

551 The thickness of the fluid mud layer in ports and navigation channels may vary
552 according to hydrodynamic and sedimentological conditions. In addition, the low
553 frequency reflector had smaller errors at densities similar to those found in the
554 rheological transition associated with 100 Pa in flow curves. The Amazon North
555 Channel presents greater attenuation, less thickness of fluid mud layer, lutocline with
556 more abrupt density variation and greater value of rheological transition (1400 kg/m³).
557 On the other hand, Itajaí and Santos present greater layer thicknesses of fluid mud and
558 also that can be used for navigation in the nautical bottom concept.

559 Itajaí still presented two characteristic profiles for the high and low frequency
560 reflections. High frequency on several occasions reflected dilute suspensions (similar to
561 those observed in the sedimentation column experiment ($\sim 1030 \text{ kg/m}^3$) and the low
562 frequency reflected two major density populations, 1170 kg/m^3 and another 1300 kg/m^3 ,
563 associated to the locations of the samples in the estuary, emphasizing that extensive
564 campaigns are needed even in small areas.

565 The results of this study show that although the characteristics of the fluid mud
566 layers vary according to location, the density gradients associated with high frequency
567 can be considered as a good methodology to find the water and fluid mud interface.
568 Already the low frequency was shown as a more unstable signal. When compared to
569 densities, the low frequency presented smaller errors at densities similar to those found
570 in the rheological transition in the laboratory, but may be associated with a second
571 density gradient found in the profiles as Santos and Itajaí 1 or at the end of the fluid
572 mud layer recorded by tuning fork, as Amazon North Channel and Itajaí 2.

573 Acoustic measurements can be a good tool for the nautical bottom concept by
574 having advantages such as greater coverage; however, a combination with different
575 methodologies, rheology, and other properties is also required. The combination of
576 information (density) with results of acoustic profiles, vessel variables, pilot training
577 can significantly improve the nautical bottom determination. It is expected that the
578 combination of detection and measurement techniques, as well as other information,
579 will later allow the development of tools for navigation in fluid mud, with potential
580 increase of draft, and to define critical densities for port areas.

581

582 ACKNOWLEDGMENTS

583 The authors thank CAPES — Ciências do Mar (09/2009) for financial support
584 for field work; CAPES and FAPERJ doctorate note 10 for the fellowship for the first
585 author; LDSC/UFRJ (Project POLI 18254) for financial support; Ultrasound Laboratory
586 (LUS) of the Biomedical Engineering Program of COPPE - UFRJ for acoustic mud
587 properties; Francisco Pedocchi and Facultad de Ingeniería, Universidad de la República
588 for Uruguay data and INTERCOH 2017 for motivation and support.

589

590 REFERENCES

591

- 592 Admiraal, D. and Garcia, M. H. 2000. Laboratory Measurements of Suspended
593 Sediment Concentration Using an Acoustic Concentration Profiler (ACP),
594 Experiments in Fluids, Vol. 28, 116- 127.
- 595 Allwright, D. 2002. The vibrating tuning fork fluid density tool. Study Group Rep.,
596 Smith Institute, London.
- 597 Buchanan, L. 2005. Difficulties of Surveying in Fluid Mud, The effects of bathymetry
598 of suspended sediments in the water column. Hydro-International, Volume 9,
599 Number 6.
- 600 Carneiro, J. C.; Fonseca, D. L.; Vinzón, S. B.; Gallo, M. N. 2017. Strategies for
601 Measuring Fluid Mud Layers and Their Rheological Properties in Ports. Journal of
602 Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, ASCE, 143,
603 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000396.
- 604 Collier, J. S. and Brown, C. J. 2005. Correlation of sidescan backscatter with grain size
605 distribution of surficial seabed sediments. Marine Geology, 214: 431–449.

606 Delefortrie, G. 2007. Manoeuvreegedrag van containerschepen in slibrijke
607 vaarwateren. PhD Thesis. Universiteit Gent: Gent. ISBN 978-90-8578-146-2. XVI.

608 Gallo, M. N. and Vinzon, S. B. 2005. Generation of overtides and compound tides in
609 Amazon estuary, *Ocean Dynamics*, 55, 441–448, doi:10.1007/s10236-005-0003-8.

610 Gorgas, T. J.; Wilkens, R. H.; Fu, S. S.; Frazer, L. N.; Richardson, M. D.; Briggs, K.
611 B.; Lee, H. 2002. In situ acoustic and laboratory ultrasonic sound speed and
612 attenuation measured in heterogeneous soft seabed sediments: Eel River shelf,
613 California. *Marine Geology*, v. 182, p. 103 – 119.

614 Groposo, V; Mosquera, R. L.; Pedocchi, F., et al. 2014. Mud density prospection using
615 a tuning fork. *J Waterw Port, Coastal, Ocean Eng* 141:. doi:
616 DOI:10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000289.

617 Harari, J. and Camargo, R. 2003. Numerical simulation of the tidal propagation in the
618 coastal region of Santos (Brazil, 24 S 46 W). *Continental Shelf Research*, v. 23, p.
619 1597-1613.

620 He, P.; Zeng, J. 2001. Acoustic dispersion and attenuation measurement using both
621 transmitted and reflected pulses. *Ultrasonics*, Elsevier Scientific Publishing
622 Company, v. 39, p. 27 – 32.

623 Kirichek, A.; Chassagne, C.; Winterwerp, H.; Vellinga. T. 2018. How Navigable are
624 Fluid Mud Layers? *Terra Et Aqua*. 151. Summer 2018.

625 Macedo, H. C.; Junior Figueiredo, A. G.; Machado, J. C. 2009. Propriedades acústicas
626 (velocidade de propagação e coeficiente de atenuação) de sedimentos coletados nas
627 proximidades da Ilha de Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geofísica*, Vol 27 (2).

628 McAnally, W., et al. 2007. Management of fluid mud in estuaries, bays, and lakes. II:
629 Measurement, modeling, and management. *J. Hydraul. Eng.*, 10.1061/(ASCE)0733-
630 9429(2007)133:1(23), 23–38.

631 McAnally, W., et al. 2016. Nautical depth for U.S. navigable waterways: A review. J.
632 Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng., 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000301,
633 04015014.

634 Muniz, P.; Danulat, E.; Yannicelli, B.; Garcia-Alonso, J.; Medinae, G., and Bícego, M.,
635 2004. Assessment of contamination by heavy metals and petroleum hydrocarbons in
636 sediments of Montevideo Harbour (Uruguay). *Environment International*, 29, 1019–
637 1028.

638 Nichols, M. M. and Biggs, R. B. 1985. Estuaries. In: R.A. Davis Jr. (Editor), *Coastal*
639 *Sedimentary Environments*. Springer, New York, pp.77-187.

640 Pedocchi, F.; Groposo, V.; Mosquera, R.; Piedra-Cueva, I. 2012. Estudio de la
641 profundidad náutica del puerto de Montevideo. Report, IMFIA - Facultad de
642 Ingeniería - Universidad de la República. 20, 29, 30, 31, 252.

643 PIANC. 1997. Approach Channels: A Guide for Design. Report of Working Group No.
644 30 of the Permanent Technical Committee II, Supplement to Bulletin No. 9.
645 Brussels: General Secretariat of the Permanent International Association of
646 Navigation Congresses.

647 PIANC. 2014. Harbour Approach Channels - Design Guidelines. PIANC REPORT N°
648 121.

649 Quaresma, V. S.; Dias, G. T. M.; Baptista Neto, J. A. 2000. Caracterização da ocorrência
650 de padrões de sonar de varredura lateral e sísmica de alta frequência (3,5 e 7,0 kHz)
651 na porção sul da Baía de Guanabara – RJ. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(2):
652 201–214.

653 Santoro, P; Fossati, M.; Piedra-Cueva, I. 2013. Characterization of Circulation Patterns
654 in Montevideo Bay (Uruguay). *Journal of Coastal Research: Volume 29, Issue 4:*
655 pp. 819 – 835.

656 Schrottke, K., Becker, M., Bartholomä, A., Flemming, B. W., and Hebbeln, D. 2006.
657 Fluid mud dynamics in the Weser estuary turbidity zone tracked by high-resolution
658 side-scan sonar and parametric sub-bottom profiler. *Geo-Marine Lett.*, 26(3), 185–
659 198.

660 Souza, L. A. P. 2008. A investigação sísmica de áreas submersas rasas: Parte 1 –
661 Fundamentos e Demandas. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geofísica*, 2. p.11-
662 19.

663 Thorne, P. D., Vincent, C. E., Hardcastle, P. J., Rehman, S., Pearson, N. 1991.
664 Measuring suspended sediment concentrations using acoustic backscatter devices.
665 *Mar. Geol.* 98, 7– 16. doi:10.1016/0025-3227(91)90031-X.

666 Thorne, P. D. and Hanes, D. M., 2002. A review of acoustic measurement of small-
667 scale sediment processes, *Continental Shelf Research*, 22, pp. 603–632.

668 USACE (US Army Corps of Engineers) et al. 2002. Depth measurement over irregular
669 or unconsolidated bottoms, *Engineering Manual 1110-2-1003*, chapter 21,
670 Department of the Army, Washington DC.

671 USACE (US Army Corps of Engineers) et al. 2005. Technical Standard for Water-
672 Table Monitoring of Potential Wetland Sites. *Wetlands Regulatory Assistance*
673 *Program*. ERDC TN-WRAP-05-2.

674 Van Craenenbroeck, K.; Vantorre, M.; De Wolf, P. 1991. Navigation in muddy areas;
675 Establishing the navigable depth in the port of Zeebrugge I, In: *Proceeding of the*
676 *CEDA-PIANC Conference Accessible Harbors*, Amsterdam.

677 Vinzon, S. and Gallo, M. N. 2016. Navigation Channel at Amazon mouth: problems and
678 perspectives. IX PIANC-COPEDEC, Rio de Janeiro, Brazil.

679 Welp, T. L. and Tubman, M. W. 2017. Present practice of using nautical depth to
680 manage navigation channels in the presence of fluid mud. ERDC/TN DOER-D19.

Strategies for Measuring Fluid Mud Layers and Their Rheological Properties in Ports

Juliane Castro Carneiro¹; Diego Luiz Fonseca²; Susana Beatriz Vinzon, F.ASCE³; and Marcos Nicolás Gallo⁴

Abstract: This study addresses the dynamics and navigability of fluid mud by considering the implementation of a nautical-bottom approach using a combination of several measurement techniques. The Port of Santos (Brazil) was used as the study area. In situ measurements were obtained using acoustic equipment, and direct observations were made through density profiles. Sediment sampling was also performed for grain size and rheological testing. The acoustic data indicated the presence of fluid mud in the inner portion of the canal. In this region, high spatial variability was found, where the fluid mud layer thickness ranged from a few centimeters to nearly 1 m, depending on the sand content. In addition, differences of up to 1 m were observed during the tidal cycle. The rheological tests revealed an increase in the yield stress toward the inner portions of the port. Coupling the density profiles with the rheological data allowed the estimation of a potential draft increase of up to nearly 1.5 m, depending on the location, nautical depth criterion, and tide condition. DOI: [10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000396](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000396).

© 2017 American Society of Civil Engineers.

Author keywords: Nautical bottom; Rheology; Density.

Introduction

Ports with deposition of fine sediments can have a high-density layer above the consolidated bottom, the dynamics of which are principally imposed by the tide and waves. According to McAnally et al. (2007), fluid mud is “a high concentration aqueous suspension of fine-grained sediment in which settling is substantially hindered by the proximity of sediment grains and flocs, but which has not formed an interconnected matrix of bonds strong enough to eliminate the potential for mobility.”

Continuous mud deposition can be a threat to navigation and can cause considerable reductions in nautical depth (Wolanski et al. 1992). Therefore, mud management in ports and access channels is usually associated with continuous dredging operations (Fontein and Byrd 2007).

Generally, in its unconsolidated and highly dynamic state, fluid mud cannot be detected adequately by conventional echosounders (Schrottko et al. 2006). The sharp increase in sediment concentration

at the top of the fluid mud layer, known as lutocline, can return a false bottom to sonar systems. Acoustic fathometers, the dominant technology for waterway depth measurement, yield multiple false-bottom echoes when fluid mud lutocline is present (McAnally et al. 2016), which makes water depth determination ambiguous and highly variable.

In the presence of fluid mud bottoms, the World Association for Waterborne Transport Infrastructure (PIANC) suggests the use of the nautical-bottom concept, which is stated as “the level where physical characteristics of the bottom reach a critical limit beyond which contact with a ship’s keel causes either damage or unacceptable effects on controllability and manoeuvrability” (McBride 2014). This critical limit is associated with changes in the rheological properties of the mud and is typically referred to as the *rheological transition of the mud* (Van Craenenbroeck et al. 1991). Although suitable rheological tests can be performed in the laboratory, it is difficult to generate rheological profiles in situ. Therefore, these properties are usually correlated with more easily measured properties (e.g., density).

Although studies have used acoustic and seismic equipment, such as dual-frequency echosounders (Shi et al. 1999; Madson and Sommerfield 2003; Schettini et al. 2010), these indirect methods do not determine the navigability of the muddy deposits. As a consequence, these methods must be coupled with in situ observations through direct methods and sampling for laboratory tests. With more detailed knowledge of the bottom morphology and its properties, fluid mud is taken into account for navigation in many ports (e.g., Rotterdam, The Netherlands; Bangkok, Thailand; Yangtze, China; Zeebrugge, Belgium; San Francisco; and Bordeaux, France).

The Port of Santos in São Paulo State (southeast Brazil) is the largest in the Southern Hemisphere with more than 13 km of quays and handling more than 110 million tons per year (Alfredini et al. 2015). This port is located in a lagoon estuarine system that contains a significant amount of fluid mud. The tidal range is on the order of up to 1.5 m and can be characterized as partially stratified (Harari and Camargo 2003).

Using the Port of Santos as the study area, this work provides information on fluid mud through a combination of in situ, acoustic, and direct density measurements as well as laboratory tests, which

¹Doctoral Student, Cohesive Sediments Dynamics Laboratory (LDSC), Coastal and Oceanographic Engineering Area (PEO/COPPE), Federal Univ. of Rio de Janeiro, CT 203, P.O. Box 68508, Rio de Janeiro, Brazil (corresponding author). E-mail: julianecastrocarneiro@gmail.com

²Assistant Professor, Cohesive Sediments Dynamics Laboratory (LDSC), Coastal and Oceanographic Engineering Area (PEO/COPPE), Federal Univ. of Rio de Janeiro, CT 203, P.O. Box 68508, Rio de Janeiro, Brazil. E-mail: diegolui@poli.ufrj.br

³Associate Professor, Cohesive Sediments Dynamics Laboratory (LDSC), Coastal and Oceanographic Engineering Area (PEO/COPPE), Federal Univ. of Rio de Janeiro, CT 203, P.O. Box 68508, Rio de Janeiro, Brazil. E-mail: susanavinzon@gmail.com

⁴Associate Professor, Cohesive Sediments Dynamics Laboratory (LDSC), Coastal and Oceanographic Engineering Area (PEO/COPPE), Federal Univ. of Rio de Janeiro, CT 203, P.O. Box 68508, Rio de Janeiro, Brazil. E-mail: marcosgallo@oceanica.ufrj.br

Note. This manuscript was submitted on October 27, 2016; approved on December 29, 2016; published online on March 10, 2017. Discussion period open until August 10, 2017; separate discussions must be submitted for individual papers. This paper is part of the *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, © ASCE, ISSN0733-950X.

are aimed at defining a potential draft increase based on the fluid mud layers. This paper addresses the spatial and temporal variability of estuarine fluid mud and large differences in the physical properties of the mud within the port, showing the importance of extensive surveys rather than measurements in limited areas. This study aims to contribute to the establishment of nautical background levels when layers of fluid mud are present.

Materials and Methods

From the available bathymetry performed in 2010–2013 along the navigation channel, 25 transects were chosen and named according to their distance from the mouth. These data were gathered with acoustic and density profiles measured in four transects, 24, 22, 21, and 18 km. An echosounder (200 kHz) and a chirp (2/8 kHz) were used for the acoustic measurements. A DensiTune device (Stema Survey Services, Geldermalsen, The Netherlands) was used for density profiles, in which the following three profiles were obtained at each transect: (a) at the left bank, (b) in the middle of the channel, and (c) at the right bank.

At the 22-km point (a), density profiles were also obtained every hour for 8 h to observe the variability of fluid mud layers induced

by the tide. Thus, a sediment sample was collected for the densimeter calibration at this location. In addition, an acoustic current profiler (Aquadopp, NORTEK, Rud, Norway) was moored nearby.

Sediment samples were also collected at 24-, 22-, 21-, and 18-km transects for laboratory testing: grain-size distribution determined by laser scattering with a Mastersizer 2000 (Malvern, U.K.) and rheological tests performed using a Rheolab-QC (Anton Paar GmbH, Graz, Austria) rheometer with a 22-mm-diameter vane spindle (ST22-4V-40). For the latter set of measurements, the sample from the 18-km transect was discarded because of its high sand content.

The rheological tests followed a modification of the protocol proposed by Claeys et al. (2015) (adapted Claeys protocol) and one developed by the authors (LDSC protocol). Both protocols were shear-rate controlled (SRC), with 14 decreasing shear rates ranging from 40 to 0.01 s^{-1} and a preshear step to obtain a reference initial condition.

Few changes were made to the protocol proposed by Claeys et al. (2015), which was focused on the dynamic yield stress determination. Tests were performed with a 15-s preshear stage at 1,000 s^{-1} before every tested shear rate. After the preshear step, samples were sheared for 100 s at a constant shear rate with measurements taken every second. After the tests, the flow curves were built considering the average equilibrium shear stresses and the imposed shear rate.

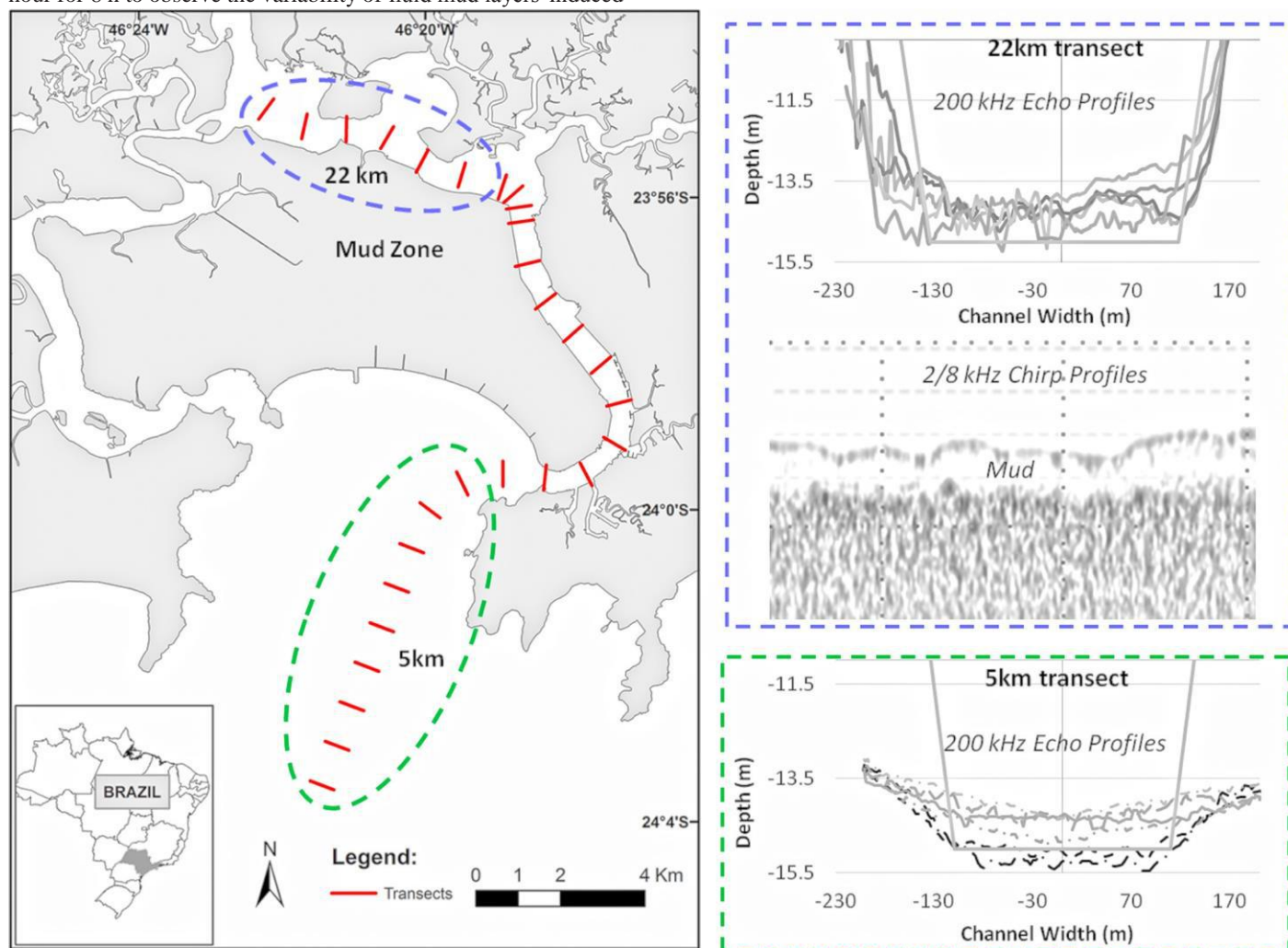


Fig. 1. Bathymetric sections of Santos channel obtained during 2013 with a standard echosounder in which it is possible to observe regular behavior in the outer sandy area (i.e., 5-km transect) and anomalous records in the muddy inner portion of the estuary (i.e., 22-km transect) (Note: At the 22-km transect, reflection-free zones in the chirp profiles indicate the presence of mud)

In the LDSC protocol, the same preshear step was followed but only at the beginning of the sample test. Then, the sample was sheared using an increasing time logarithmic ramp ranging from 10 s (at 40 s^{-1}) to 180 s (at 0.01 s^{-1}). Compared to the adapted Claeys protocol, this method reduces the total test time but increases the time spent at lower speeds in an attempt to reach the equilibrium condition.

Each sample was tested at six different densities ranging from 1,100 to 1,300 kg/m^3 , which were obtained through dilution. The density of each sample was assessed by comparing the wet and dry weights (before and after drying the samples at 100°C for 24 h), assuming the densities of water and the mineral particles to be 1,000 and 2,650 (quartz) kg/m^3 , respectively. Errors were estimated by considering random variations of densities between 1,000 and 1,030 (water) and 2,000 and 2,700 (sediment) kg/m^3 and a balance precision of 60.01 g.

Results and Discussion

The outer channel in the Port of Santos is mainly sandy, and a regular pattern of silting was observed in the bathymetry records (Fig. 1)

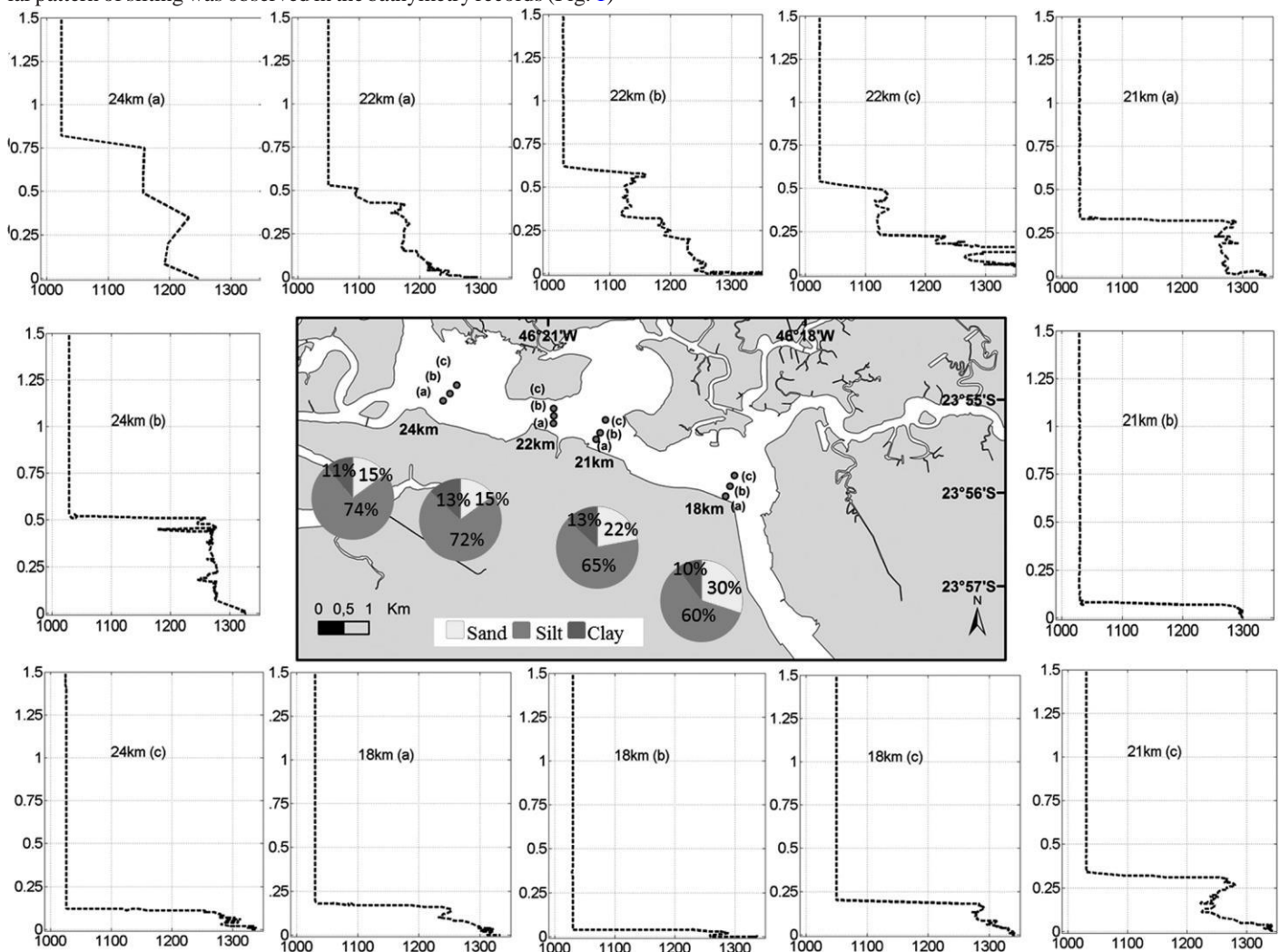


Fig. 2. Density profiles obtained at three points (a, b, and c) in four transects along the Santos channel, in which the fluid mud layer thickness ranges from a few centimeters to nearly 1 m {Note: The x-axis is density (in kilograms per meter cubed), and the y-axis is distance above the bottom (in meters); circles show grain-size charts for each sample at the central locations [(b) points]}

for the surveys performed in 2013 as an example. In the inner part of the port, a muddy bottom was observed and the bathymetry surveys showed anomalous behavior. The reflection-free zones in the chirp profiles in this area further indicated the presence of mud layers.

However, the chirp signals were not clear enough to conclude whether these layers represent only fluid mud thickness. Moreover, as the properties of these muddy layers remained unknown with this type of measurement, it would be difficult to establish a nautical-bottom background with only these acoustic data.

Fig. 2 shows the density profiles obtained at three points (a, b, and c) in four transects along the Santos channel. The fluid mud layer thickness varied from 20 to 80 cm from the 18-km transect toward the 24-km transect, whereas the sand content decreased from 30 to 15%. At Point 22 km (a), the density profiles recorded along the tidal cycle indicate differences in the lutocline height up to 1 m during the 8 h of surveying (Fig. 3). Therefore, both spatial and temporal variability of the fluid mud layers were observed.

Lutocline was identified as a sharp step structure in the density profiles. The variations in the lutocline height observed at Point 22 km (a) may be related to the dynamics of the current in the estuary, as also described by Mehta et al. (2014). The thickness of fluid

mud layers would change as a result of the tide condition, depending on the stress at the bottom induced by the currents. According to Teisson et al. (1993), during the deposition phase, flakes or individual particles settle at the bottom and form new layers, which can concentrate and consolidate. The rigidity of the mud progressively increases and its erodibility decreases. Thus, during a tidal cycle, the yield stress of bottom sediments would typically be higher in slack water, which tends to decrease with flood or ebb tide.

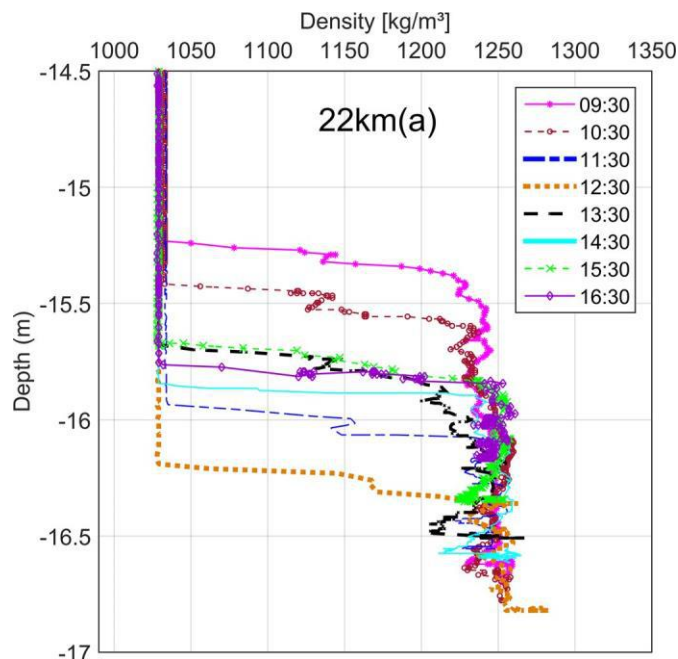


Fig. 3. Density profiles at Point (a) at the 22-km transect recorded over 8 h along the tidal cycle; the vertical datum is the lower water level observed (February 6, 2014)

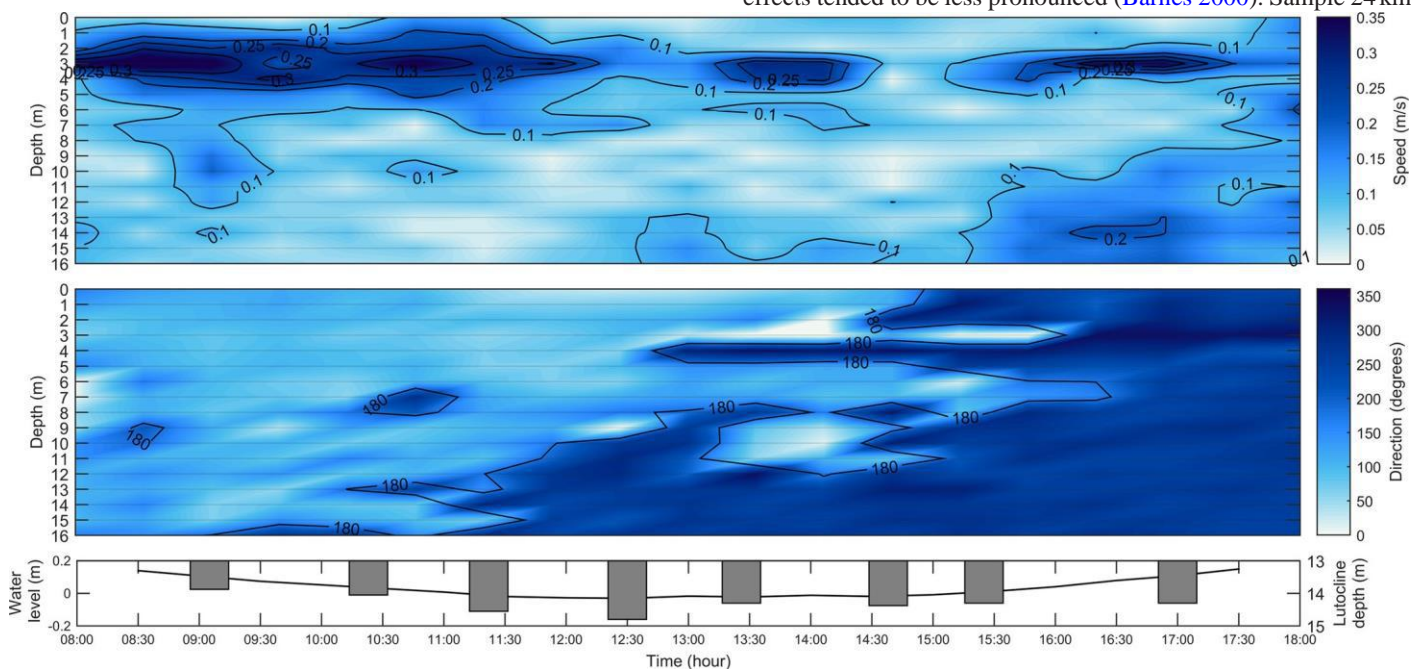


Fig. 4. Intensity and direction of the flow velocity, water level, and lutocline height at 22 km (a), measured by the current profiler (Aquadopp) and the densimeter, along the tidal cycle

In Fig. 4, the currents profile (intensity and direction) was observed to change progressively from ebb to flood, where the larger currents are near the bottom in flood tide. In the first density measurement during ebb tide, the highest lutocline (minimum depth) was identified. This observation may be related to the higher currents near the bottom just before the beginning of the currents measurement. Then, a transition period led to deposition, where the lutocline height progressively decreased, reaching the minimum height (maximum depth) at slack low water. After changing to flood tide, the lutocline height increased again, reaching a maximum layer thickness of approximately 80 cm.

Concerning the rheological properties, all samples showed a non-Newtonian shear-thinning behavior and flow curves were grouped according to mud density, as previously found in the literature (Barnes 2000; Meshkati et al. 2015; Pang and Ruibo 2015). The two assessed protocols are shown in Fig. 5, where flow curves are plotted for five different densities of Sample 24 km (b).

For high shear rates ($> 1 \text{ s}^{-1}$), minimal differences between the protocols were observed. Below a shear rate of 1 s^{-1} and at lower densities, the differences between the protocols became more pronounced, which may be related to the time required to reach an equilibrium shear stress in the adapted Claeys protocol. Indeed, the 100-s interval was not enough for observing a plateau on the shear stress versus time graphs for these lower speeds and densities. Although the addition of a preshear step before each speed change should have shortened the time for equilibrium (Marchesini et al. 2015), this approach seemed to be ineffective in this case.

However, after applying the well-known Bingham model, which is used for high shear rates (Barnes 2000; McAnnally et al. 2007; Mehta et al. 2014; Meshkati et al. 2015), the yield stress values considering only the points at shear rates greater than 1 s^{-1} were similar for both protocols. Fig. 6 shows the Bingham yield stress versus density curves for the three (b) samples tested with the LDSC protocol. As observed, the data fit well to the exponential trend lines. For $1,100 \text{ kg/m}^3$, all samples exhibited similar results in that the particle effects tended to be less pronounced (Barnes 2000). Sample 24 km

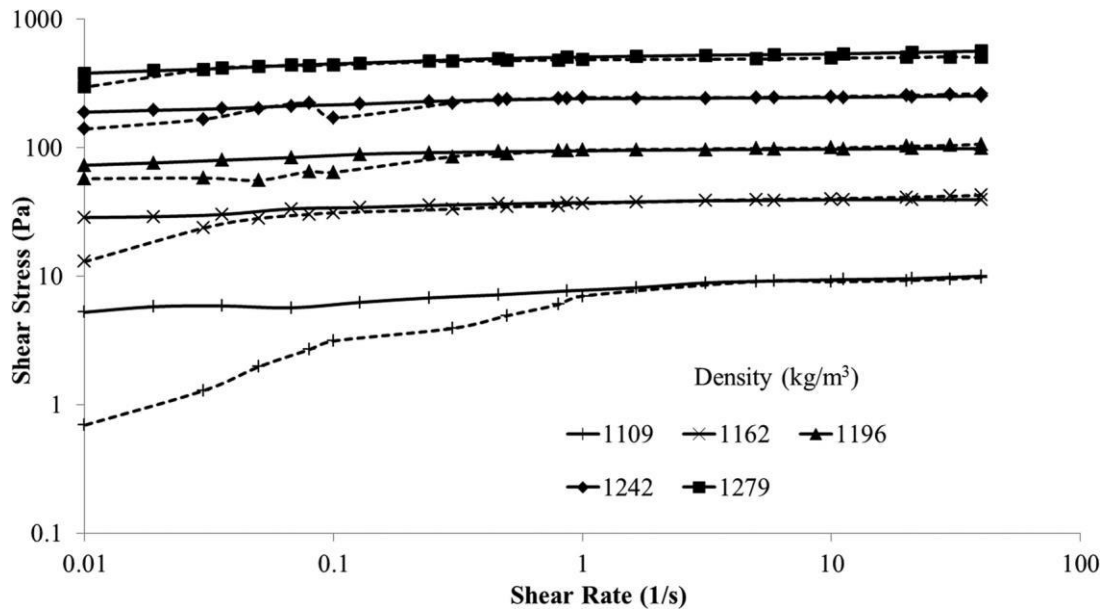


Fig. 5. Flow curves for Sample 24 km (b) at five different densities (symbols) for LDSC (solid line) and adapted Claeys (dashed line) protocols

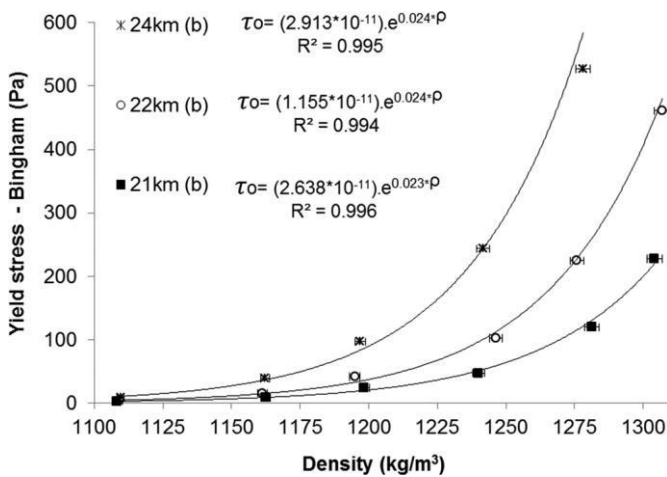


Fig. 6. Bingham yield stress versus density for the three (b) tested samples (Note: Equations for the exponential trend adjustments are shown; horizontal error bars were calculated as the standard error of a series of possible densities using random variations around the reference density)

(b) presented the highest yield stress values, whereas the differences between the other samples were smaller, especially for those less than 1,200 kg/m³.

Meshkati et al. (2015) analyzed mud from the Port of Zeebrugge and found similar results with comparable Bingham yield stresses for samples less than 1,200 kg/m³. Nevertheless, there was a significant increase in the yield stress at approximately 1,200 kg/m³, which was observed for the Santos samples only at 1,225 kg/m³ [Sample 24 km (b)] or even close to 1,300 kg/m³ [Sample 21 km (b)]. This same behavior for Zeebrugge mud was also reported by Van Craenenbroeck et al. (1991), whose yield stress values for low sand content samples increased abruptly at 1,150 kg/m³, as observed for Sample 24 km (b). Pang and Ruibo (2015) plotted Bingham yield stress versus density for several samples from Chinese ports. Although their measurements also followed an

exponential trend, considerable differences in the yield stress were observed. For example, for 1,300 kg/m³, the Santos material showed yield stresses greater than 10 times higher.

The results of some studies indicated that the presence of sand induces a reduction of the yield stress (Granboulan et al. 1989; Van Craenenbroeck et al. 1991; Wurpts and Torn 2005). Sample 21 km (b) (with 22% sand content) seems to have followed this pattern. However, Samples 24 km (b) and 22 km (b) presented similar grain-size distributions but differences in the yield stress values (approximately 60%).

The density that marks the transition from a smooth to an abrupt increase in the yield stress versus density curve (rheological transition) is usually chosen as the critical value (McBride 2014). In this approach, values at approximately 1,200 kg/m³ would be associated with Samples 22 km (b) and 21 km (b), whereas a lesser value would be more indicative for Sample 24 km (b). At these critical densities, there is no mud layer potentially available for navigation at Transects 24 km and 21 km, but a layer 50 cm thick could still be used for depth increase at Transect 22 km (considering the fluid mud layer thicknesses depicted in Fig. 3).

However, in some other cases, a particular value for a rheological property (typically the yield stress) is used to define the fluid mud navigable limits. For example, at the Port of Emden in Germany, the 100 Pa yield stress mud layer is defined as the navigable depth (Wurpts and Torn 2005). Adopting 100 Pa as the navigable reference in the case of Port of Santos, critical densities would vary from 1,200 [24 km (b)] to 1,275 kg/m³ [21 km (b)]. Considering this criterion, in the presented measurements, potentially navigable layers 25 cm thick for Transects 24 km and 21 km and 60 cm thick for Transect 22 km could be envisioned, as shown in Fig. 3. Moreover, although rheological tests on Sample 22 km (a) have not been performed, if it exhibits the same rheological behavior as Sample 22 km (b), a fluid mud layer up to 1.5 m thick could be envisaged for navigation (Fig. 4).

Conclusions

The results of this study show that a combination of measurement strategies, such as acoustic methods, density and laboratory tests,

including grain size and rheological properties, is more suitable for navigation considering the nautical-bottom approach rather than the use of only acoustic methods. Considering solutions already used in the largest ports in the world, studies on fluid mud might lead to dredging reductions and draft increases.

Measurements along the estuary in the Port of Santos showed spatial variability with increasing fluid mud layer thickness toward the inner parts of the port along with decreasing sand content. Measurements in one location during a tidal cycle exhibited temporal variability of the mud layer thickness. Differences of up to 1 meter were observed over 8 h from ebb to flood phase with a minimum thickness at slack low water.

Rheological analyses were performed to assess the fluid mud navigability. The mud properties were heterogeneous even at a reach of 3 km, indicating that more tests are needed for comprehensive characterization, including the densimeter-calibration procedure using more than one sample.

According to the behavior of Sample 24 km (b), a critical density less than 1,200 kg/m³ should be adopted. However, greater values could be used, if results for Samples 22 km (b) and 21 km (b) are considered. Depending on the region, tide conditions and nautical depth criterion, potentially navigable layers ranging from a few centimeters to 140 cm could be adopted.

A similar methodology can be used in the analysis and identification of areas with fluid mud for management of sediments and for assisting with the planning and efficiency of dredging activities. Nevertheless, it is important that the criteria for the nautical bottom consider not only rheology but also bottom and ship-related parameters, environmental and port conditions, and pilot training.

Acknowledgments

The authors thank CAPES—Ciências do Mar (09/2009) for financial support for field work; FAPERJ doctorate note 10 for the fellowship for the first author; LDSC/UFRJ (Project POLI 18254) for financial support; the SALT company and IPT for acoustic equipment; CNPq support granted to the third author; the PORTS 2016 Conference Organization and COPRI/ASCE for motivation and support; and Anna Dix for advisory help.

References

- Alfredini, P., Arasaki, E., and Pezzoli, A. (2015). "The impacts of sea level rise in Santos Harbour (Brazil) for next decades." *Proc., 36th IAHR World Congress*, A. Mynett, ed., International Association for Hydro-Environment Engineering and Research, Madrid, Spain, 1–12.
- Barnes, H. A. (2000). *A handbook of elementary rheology*, Univ. of Wales—Institute of Non-Newtonian Fluid Mechanics, Aberystwyth, U. K.
- Claeys, S., Staelens, P., Vanlede, J., Heredia, M., Van Hoestenbergh, T., Van Oyen T., and Toorman, E. (2015). "A rheological lab measurement protocol for cohesive sediment." *Proc., 13th Int. Conf. on Cohesive Sediments*, E. Toorman, T. Mertens, M. Fettweis, and J. Vanlede, eds., Flanders Marine Institute, Oostende, Belgium, 20–21.
- Fontein, W. F., and Byrd, R. W. (2007). "The nautical depth approach, a review for implementation." *Proc., WODCON XVIII Annual Dredging Seminar*.
- Granboulan, J., Feral, A., Villerot, M., and Jouanneau, J. M. (1989). "Study of the sedimentological and rheological properties of fluid mud in the fluvio-estuarine system of the Gironde estuary." *Ocean Shorel. Manage.*, 12(1), 23–46.
- Harari, J., and Camargo, R. (2003). "Numerical simulation of the tidal propagation in the coastal region of Santos (Brazil, 24_S 46_W)." *Cont. Shelf Res.*, 23, 1597–1613.
- Madson, J., and Sommerfield, C. K. (2003). "Application of sidescan sonar, sub bottom profiling and echo sounding techniques to study sediment deposition and erosion in estuaries: Results from the lower Delaware River and upper Delaware Bay." *Proc., US Hydro Conf.*, 24–27.
- Marchesini, F. H., Naccache, M. F., Abdu, A., Alicke, A. A., and Mendes, P. R. S. (2015). "Rheological characterization of yield-stress materials: Flow pattern and apparent wall slip." *Appl. Rheol.*, 25.
- McAnally, W. et al. (2007). "Management of fluid mud in estuaries, bays, and lakes. II: Measurement, modeling, and management." *J. Hydraul. Eng.*, 10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:1(23), 23–38.
- McAnally, W., et al. (2016). "Nautical depth for U.S. navigable waterways: A review." *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000301, 04015014.
- McBride, M. et al. (2014). "Harbour approach channels—Design guidelines." *PIANC Report No. 121*. World Association for Waterborne Transport Infrastructure, Brussels, Belgium.
- Mehta, A. J., Samsami, F., Khare, Y. P., and Sahin, C. (2014). "Fluid mud properties in nautical depth estimation." *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Eng.*, 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000228, 210–222.
- Meshkati, M. E., Claeys, S., Van Hoestenbergh, T., Staelens, P., Van Oyen, T., Vanlede, J., and De Sutter, R. (2015). "The effect of different physico-chemical parameters on the rheological behavior of consolidating mud." *Proc., 13th Int. Conf. on Cohesive Sediments*, E. Toorman, T. Mertens, M. Fettweis, and J. Vanlede, eds., Flanders Marine Institute, Oostende, Belgium, 193–194.
- Pang, Q., and Ruijbo, Z. (2015). "Factors affecting the rheological characteristics of mud." *Proc., 13th Int. Conf. on Cohesive Sediments*, E. Toorman, T. Mertens, M. Fettweis, and J. Vanlede, eds., Flanders Marine Institute, Oostende, Belgium, 195–197.
- Schettini, C. A. F., Almeida, D. C., Siegle, E., and Alencar, A. C. B. (2010). "A snapshot of suspended sediment and fluid mud occurrence in a mixed-energy embayment, Tijucas Bay, Brazil." *Geo-Mar Lett.*, 30(1), 47–62.
- Schrotke, K., Becker, M., Bartholomä, A., Flemming, B. W., and Hebbeln, D. (2006). "Fluid mud dynamics in the Weser estuary turbidity zone tracked by high-resolution side-scan sonar and parametric sub-bottom profiler." *Geo-Marine Lett.*, 26(3), 185–198.
- Shi, Z., Ren, I. F., and Hamilton, I. J. (1999). "Acoustic profiling of fine suspension concentration in the Changjiang estuary." *Estuaries*, 22(3), 648–656.
- Teisson, C., Ockenden, M., LeHir, P., Kranenburg, C., and Hamm, L. (1993). "Cohesive sediment transport processes." *Coastal Eng.*, 21(1–3), 129–162.
- Van Craenenbroeck, K., Vantorre, M., and De Wolf, P. (1991). "Navigation in muddy areas—Establishing the navigable depth in the Port of Zeebrugge." *Proc., CEDA-PIANC Conf.*
- Wolanski, E., Gibbs, R. J., Mazda, Y., Metha, A., and King, B. (1992). "The role of turbulence in the settling of mud flocs." *J. Coastal Res.*, 8(1), 35–46.
- Wurpts, R., and Torn, P. (2005). "15 years experience with fluid mud: Definition of the nautical bottom with rheological parameters." *Terra et Aqua*, 99(Jun), 22–32.



Assessing rheological properties of fluid mud samples through tuning fork data

Diego Luiz Fonseca¹ · Patrícia Cunha Marroig¹ · Juliane Castro Carneiro¹ · Marcos Nicolás Gallo¹ · Susana Beatriz Vinzón¹

Received: 29 May 2018 / Accepted: 27 September 2018
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2018

Abstract

At the nautical bottom approach, part of the fluid mud layers can be included in the available depth if they present favorable rheology. As it is difficult to perform in situ rheological profiles, the most adopted procedure is to correlate these properties with other easier measurable ones, typically density. One technique for assessing in situ density profiles is the use of a tuning fork density probe. Density is calculated through frequency and amplitude signals, based in a specific algorithm from the employed device. This method requires a calibration, using local sediment at several densities, as it is conditioned by the rheology of the mud. In order to link the rheological properties of the fluid mud to the response of the tuning fork, first, an algorithm for density calculation was proposed and compared to the standard equipment software. Then, mud samples from different regions in Brazil were employed and a single curve associating the densitometer amplitude signal and the yield stress of the samples was obtained. The proposed approach enables a quick rheological assessment without laboratory rheological tests. It simplifies the steps of the protocol for establishing the critical limit once applying the nautical bottom concept, and it can be replied to other ports and navigation channels.

Keywords Nautical bottom · Fluid mud · Rheology · In situ density · Tuning fork

1 Introduction

Several ports around the world are facing problems due to excessive fine sediments siltation, leading to reductions in navigable depth and the occurrence of muddy bottoms. Mud management is generally associated with continuous and expensive dredging operations (Bruens 2003; Fontein and Byrd 2007). Millions of tons of sediment are dredged every year from ports to maintain safe navigation conditions (Wurpts and Torn 2005).

However, part of those fine sediments can be classified as fluid mud, a suspension of fine-grained sediment with concentrations usually ranging from tens to hundreds of grams per liter, without the formation of a matrix of flocs strong enough to eliminate the potential for mobility (McAnally et al. 2007a). Based on these conditions, the World Association for Waterborne Transport Infrastructure (PIANC) suggests the use of the nautical bottom concept, defined as “the level at which the physical characteristics of the bottom reach a critical limit beyond which contact with the ship’s keel causes damage or unacceptable effects on controllability and maneuverability” (McBride et al. 2014). This definition enables to account part of the fluid mud layers in the available depth (McAnally et al. 2015). Adopting nautical bottom criteria allows for an improvement in dredging methods reducing the cost of maintenance of muddy navigation channels. For Emden Harbor, Wurpts and Torn (2005) reported a 90% reduction in the costs related to mud management.

The critical limit where the nautical bottom is defined is in fact associated with changes in the rheological properties of the mud (Van Craenenbroeck et al. 1991; Teeter 1992), for example, the plastic yield strength for a viscoelastic mud (Mehta et al. 2014). However, as rheological properties are difficult to

This article is part of the Topical Collection on the *14th International Conference on Cohesive Sediment Transport in Montevideo, Uruguay 13–17 November 2017*

Responsible Editor: Francisco Pedocchi

✉ Diego Luiz Fonseca
diegoluz@poli.ufjf.br

¹ Cohesive Sediments Dynamics Laboratory (LDSC), Coastal and Oceanographic Engineering Area (POLI/COPPE), Federal University of Rio de Janeiro, CT203, Rio de Janeiro P.O. Box 68508, Brazil

evaluate in situ (McBride et al. 2014), other properties, e.g., density, are used for this purpose and a laboratory correlation is later performed (Carneiro et al. 2017). Usual values for critical density, associated to the nautical bottom level, stay between 1100 and 1300 kg/m³ (McAnally et al. 2015).

Nevertheless, laboratory rheological data depend on the methods of test, analysis and rheological models applied, which can considerably affect the results (Pang and Zhang 2015). Efforts have been conducted in order to establish a standard protocol for rheological tests for nautical bottom purposes (Claeys et al. 2015), but there is not yet a general agreement on the best choice.

Implementing the nautical bottom concept requires a multi-step and integrated approach and it usually considers acoustic surveys, in situ density profile measurements, mud sampling, laboratory tests, and also pilots training and maneuverability tests (McBride et al. 2014; Carneiro et al. 2017).

One of the instruments employed for in situ density determination is the tuning fork density probe (densitometer). This technique is easy to use, safe, e.g., compared to nuclear based methods (Fontein and Byrd 2007), and it allows a direct assessment of the interface water/mud. The probe has a depth sensor and a tuning fork on its far end, which is forced to vibrate, measuring frequency and amplitude (McAnally et al. 2007b). From these data, the density of the fluid in contact with the fork can be calculated. A calibration is required for the correct calculation of the mud density, as the relationship between the instrument frequency and amplitude data and density depends on the elasticity and viscosity of the mud, and, also, on its strain state (Groposo et al. 2014). The shape of the calibration domain, a surface plot-linking instrument frequency and amplitude data to mud densities, is then conditioned by the rheology of the mud.

This work aims to establish a method to assess the yield stress of mud samples directly from the tuning fork density calibration process, reducing the need of further rheological laboratory tests. To accomplish this, a method for calibrating the density measurements with the tuning fork is proposed, from where a general relationship of the yield stress with the response of the tuning fork can be established. The proposed procedure envisages shortening the whole process for establishing the critical limit for applying the nautical bottom concept.

2 Materials and methods

2.1 Samples and rheological measurements

All the tests were performed with mud samples collected at three Brazilian ports (Santos, Itajaí, and Rio Grande) and on the Amazon south navigation channel, whose locations are depicted in Fig. 1. The Port of Santos in the southeast of

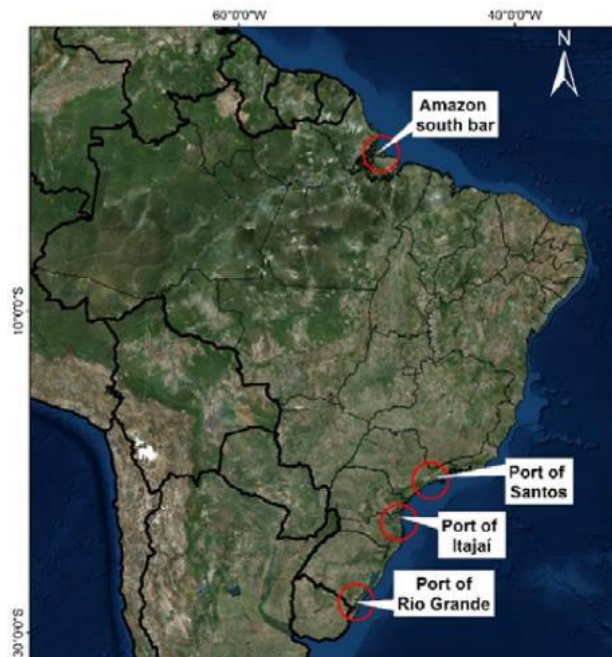


Fig. 1 Map of Brazil, indicating the location of tested mud samples

Brazil, the largest in South America, has frequent dredging and presence of fluid mud layers (Carneiro et al. 2017). The Port of Itajaí in the south of Brazil is also an important container port (Cabral and Ramos 2014). Several spots with mud layers ranging from 0.5 up to 3 m thick were identified, mainly in the turning basin (Benevides et al. 2011). The Port of Rio Grande also in south of Brazil is considered the second most important national port in terms of productivity (Cabral and Ramos 2014). In addition to the muddy banks observed in the region nearby the port, anthropogenic modifications, such as dredging activities and breakwaters reconfiguration, have increased the deposition of fine sediments along the access channel (Silva et al. 2015). The Amazon channel is an important navigation route for the north of Brazil. According to Kineke et al. (1996), fluid mud (generally 1–2 m thick) was found near the river mouth on the inner- and middle-shelf, in the region of the bottom salinity front.

Rheological properties were obtained using a Rheolab-QC (Anton Paar GmbH, Graz, Austria) rheometer with a 22-mm-diameter vane spindle (ST22-4V-40). Each sample was tested at several densities obtained through dilution with distilled water, in the range of 1550 to 1100 kg/m³. The mud densities were calculated through differences between wet and dry weight of an aliquot of about 20 g, dried at 100 °C for 24 h. Densities of water and mineral particles were considered as 1000 and 2650 kg/m³, respectively.

The rheological tests followed an adaptation of the protocol proposed by Claeys et al. (2015). A pre-shear step (1000 s⁻¹ for 15 s) was followed by an applied rotation speed, and the time trajectory to reach an equilibrium shear stress was

recorded. These previous steps were repeated for nine different decreasing rotations, from 120 to 5 s⁻¹, considering a shear rate correction (Toorman 1994).

The equilibrium shear stresses and shear rates were used to build the equilibrium flow curve of the sample at a given density. Data was hence adjusted to the Bingham model, applying the least square method. The values of Bingham yield stresses and densities for each sample were fit to exponential trendlines.

2.2 Tuning fork measurements

The tuning fork of the densitometer was considered a damped harmonic oscillator and mud assumed a viscoelastic media (Wurpts and Torn 2005) with a predominantly viscous response for large deformations and an elastic one for small stresses. The tine is forced to vibrate at a given frequency that leads to a particular phase shift between the input and output signals applied and received by piezoelectric elements (Allwright 2002).

The model proposed by Groproso et al. (2014) was applied, using a *DensiTune*® instrument, from STEMA Systems. According to this model, the mud density (ρ) depends on the parameters related to the tuning fork (M_o , B_o , K_o , V_o , and A_o), on the mud elasticity (k), its strain state (α), and the measured frequency (W_b) (Eq. 1):

$$\rho = \frac{1}{V_o} \left(-M_o + \frac{B_o}{W_b} + \frac{K_o + \alpha \cdot A_o \cdot k}{W_b^2} \right) \quad (1)$$

M_o represents the mass of the tine, B_o is the tine dumping coefficient, K_o its elastic coefficient, and A_o and V_o are the representative area and volume of the tine, respectively. Further details on the parameters can be found in Groproso et al. (2014). Equation 1 depends on several unknown parameters, but it can be simplified for Newtonian fluids. When a purely viscous behavior is assumed, α is equal to zero and for a given measured frequency by the equipment, density would be a function of only three parameters of the tine (M_o/V_o ; B_o/V_o ; K_o/V_o). For the estimation of these three parameters, a set of Newtonian fluids was employed (as indicated in Table 1). Densities of these fluids were calculated using volumetric flasks and a precision balance. The tine parameters were estimated applying the least square method and comparing the calculated densities with the frequency values issued from tuning fork measurements with the set of Newtonian fluids.

Mud sub-samples (of the four locations) were prepared by dilution and used to perform the calibration of the tuning fork. The instrument was immersed in a bucket containing the sub-samples, as depicted in Fig. 2. As recommended by the manufacturer for the calibration process, the equipment did not touch either the walls or the bottom of the bucket, and it was

Table 1 Newtonian Fluids employed for estimation of the parameters related to the tine

Newtonian fluid	Density (kg/m ³)
Mineral oil	889.2
Vegetal oil	916.1
Glycerin - impure	971.3
Salty water 1	1026.8
Salty water 2	1056.6
Diluted pure glycerin	1157.3
Pure glycerin	1250.6

kept still for few seconds and then moved in a slow circular way for the same amount of time (STEMA 2007).

Each tested density generated a cluster of frequency and amplitude measured by the tuning fork, which was adjusted to a linear trendline, applying the least square method. All regression lines obtained for the different densities of the sample were interpolated using Matlab®, creating a calibration domain of frequency × amplitude × density. The left side of this calibration domain, or “viscous border,” corresponds to the viscous behavior. It is obtained for each density at the crossing of the frequency-amplitude line with the frequency calculated from Eq. 1 setting $\alpha = 0$. Due to the difficulties in extrapolating the experimental data towards a purely elastic response (Groproso et al. 2014), the elastic boarder (right side of the calibration domain) was set as the rightmost point of each cluster.

The calibration domain was applied for editing in situ density profiles obtained with the tuning fork. However, for low densities (< 1050 kg/m³), the fluid was considered to be Newtonian and the density was estimated applying Eq. 1 for $\alpha = 0$. The calibration domain was applied only for correcting measured densities greater than 1050 kg/m³. For illustrating the validity of Eq. 1 and the aforementioned procedure, the resulting density profiles were compared to the ones using the instrument software *DensiTune*®.

The viscous border of each sample represented by pairs of viscous amplitudes and densities was finally compared to the Bingham yield stresses.

3 Results and discussion

3.1 Density calibration using Eq. 1

The tine parameters in Eq. 1 were estimated using the vibrating frequencies of the densitometer for the set of fluids described in Table 1. The values thus obtained were as follows: $M_o/V_o \approx 2.26 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$; $B_o/V_o \approx 8.30 \times 10^4 \text{ kg/sm}^3$; $K_o/V_o \approx 6.74 \times 10^{10} \text{ kg/s}^2$, leading to an average error in density less than 3 kg/m³. These results were at the same order of magnitude than the obtained by Groproso et al. (2014), for a

Fig. 2 Tuning fork calibration process. Left: detail of the tuning fork; center: densitometer immersed in the sample; right: sampling for density verification



different tuning fork device. The validity of the proposed procedure can be measured, for example, comparing it with the standard calibration of the instrument software. Later in this paper, this comparison is shown graphically (Fig. 6). The procedure used here to create the calibration domain is not restricted in the number of samples (the software provided by the manufacturer allows up to seven samples). It may be convenient to use more densities in the required range, improving the interpolation of the calibration domain (frequency \times amplitude \times density). Also, the proposed method is not user dependent, as the regression lines for each frequency-amplitude cluster are defined by the least square method within the routine and the edge of the calibration domain is also automatically calculated

(Eq. 1). Different from the software from the instrument manufacturer, there are not settings to be manually defined.

The final goal of the proposed procedure, however, is to obtain an editable calibration domain frequency \times amplitude \times density, that can be gathered with other rheological parameters, as will be seen in the next section.

3.2 Bingham yield stress and response of the tuning fork

Figure 3 presents the calibration domains obtained with the proposed method for mud samples from the four studied locations. The mud from Santos and Rio Grande could only be

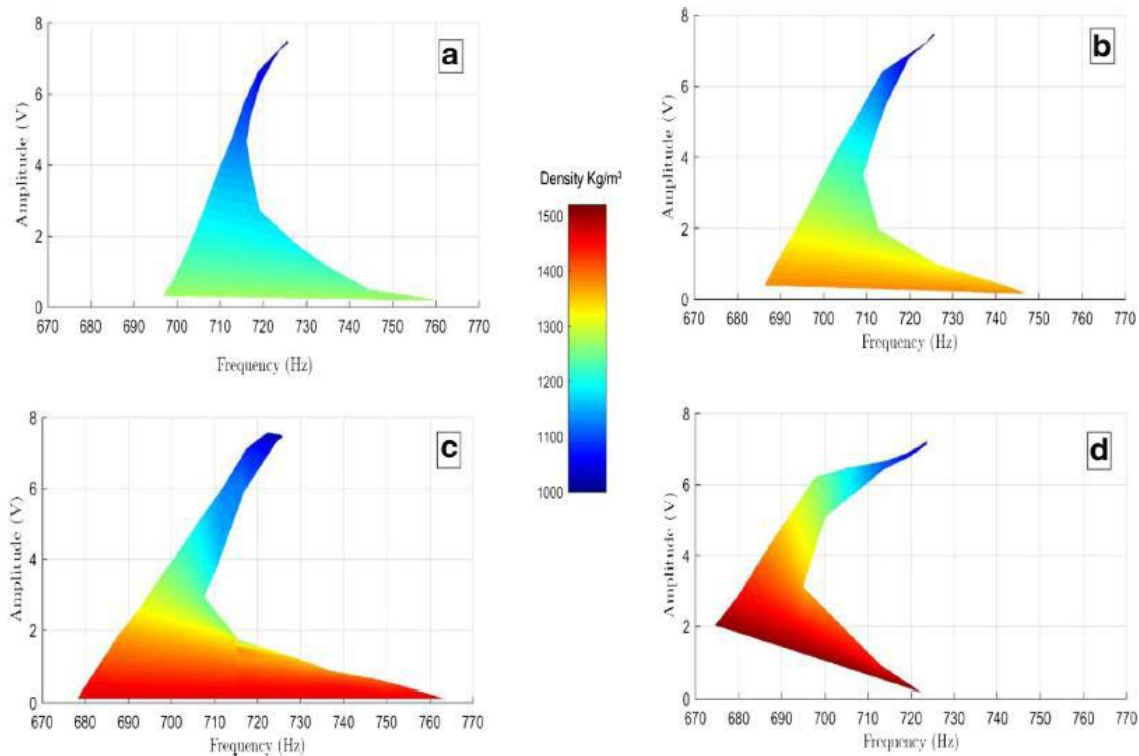


Fig. 3 Calibration domains (frequency \times amplitude \times density) for tested mud samples. The color bar indicates the density: **a** - Port of Santos (densities tested up to 1276 kg/m³), **b** - Port of Rio Grande (densities

tested up to 1383 kg/m³), **c** - Port of Itajai (densities tested up to 1472 kg/m³), and **d** - Amazon South Channel (densities tested up to 1512 kg/m³)

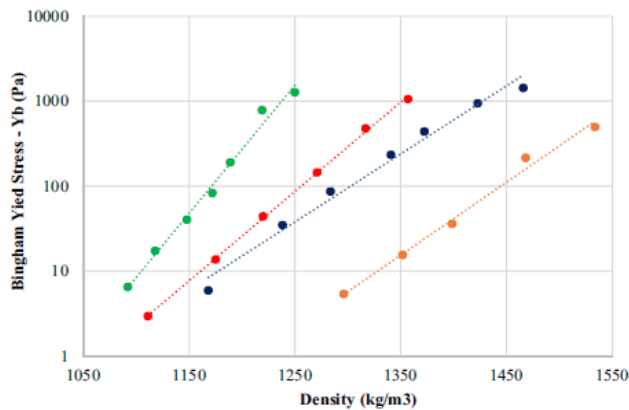


Fig. 4 Bingham yield stress versus density for the mud samples from Port of Santos (green), Port of Rio Grande (red), Port of Itajaí (blue) and Amazon South Channel (orange)

stirred up to densities of 1276 and 1383 kg/m³, respectively, limit densities of these tests. On the other hand, mud samples from Amazon and Itajaí were tested up to densities around 1500 kg/m³.

At the upper part of the calibration domain, where the low densities are, the range of possible frequency and amplitude values corresponding to the same density is reduced, as the material is a very low concentrate suspension, which tends to a Newtonian behavior (Barnes 2000). For a Newtonian fluid, the measurements would collapse to a single point, as density would only depend on the frequency (Eq. 1 for $\alpha = 0$). At the bottom part of the calibration domain (higher densities) more the mud deviates from the Newtonian behavior, more the range of possible frequency and amplitude values corresponding to the same density gets wider (Barnes 2000; Groposo et al. 2014).

The shapes of the four calibration domains, depicted in Fig. 3, are clearly different, suggesting a large difference between the rheological properties of the samples. The Amazon calibration domain presents a thin shape for densities lower than 1300 kg/m³, whereas Santos calibration domain is much wider at the same range of densities. This behavior suggests a low viscosity and yield stress material for Amazon samples. Fontein and Byrd (2007) also identified a more fluid behavior with lower yield stress for mud from Guyana (fine sediments

from Amazon origin), when compared to samples from European ports.

In the calibration domain, the viscous amplitudes can be identified, associated to the viscous frequencies, which are calculated applying Eq. 1 for $\alpha = 0$ for each given density. The viscous amplitudes and frequencies are related with larger strains and purely viscous response of the mud (Groposo et al. 2014). The viscous amplitudes correspond to the left border of the calibration domain.

The viscous amplitude range from Santos calibration domain towards Amazon calibration domain is covered for an increasing range of densities. Considering the viscous amplitude at a given density for the four tested locations, Santos presents the lowest values, followed by Rio Grande, then Itajaí and finally Amazon.

Figure 4 presents Bingham yield stress, obtained with the rheometer according to the procedure described in 2.1, versus density for the four analyzed samples. As expected, all data follow an exponential trend of increasing yield stress with density (Granboulan et al. 1989; Van Craenenbroeck et al. 1991; Pang and Zhang 2015). The results follow the behavior shown by the calibration domain of the tuning fork. The Amazon sample presents noticeable low yield stresses, more than one order of magnitude lower than Itajaí and two orders of magnitude lower than Santos. Carneiro et al. (2017) also observed high Bingham yield stresses, above 300 Pa at 1250 kg/m³, for mud collected at the Port of Santos. According to Fontein and Byrd (2007), where Bingham yield stress is shown as a function of density for different ports, the mud from Port of Santos looks similar to the one from Port of Groningen, while Rio Grande compares to Port of Philadelphia, Itajaí to port of Bremen and Amazon south channel to Guyana mud. However, it should be noted that Bingham yield stress values can vary depending on the applied method of analysis (Pang and Zhang 2015).

Comparing the viscous amplitude in the calibration domain, shown in Fig. 3, and the Bingham yield stress obtained in the rheometer, shown in Fig. 4, it can be seen that the viscous amplitude decreases for increasing strength of the mud (Groposo et al. 2014), while the Bingham yield stress increases for increasing density of the mud. Table 2 shows the density corresponding to viscous amplitudes of 2, 4, and

Table 2 Densities and Bingham yield stresses associated to different viscous amplitudes for the four tested samples

Viscous amplitude	Parameter	Port of Santos	Port of Rio Grande	Port of Itajaí	Amazon South Channel
2 V	Density (kg/m ³)	1206	1308	1360	1512
	Bingham yield stress (Pa)	334	350	299	379
4 V	Density (kg/m ³)	1144	1221	1239	1390
	Bingham yield stress (Pa)	39	43	32	34
6 V	Density (kg/m ³)	< 1085	< 1132	< 1138	< 1293
	Bingham yield stress (Pa)	< 5	< 5	< 5	< 5

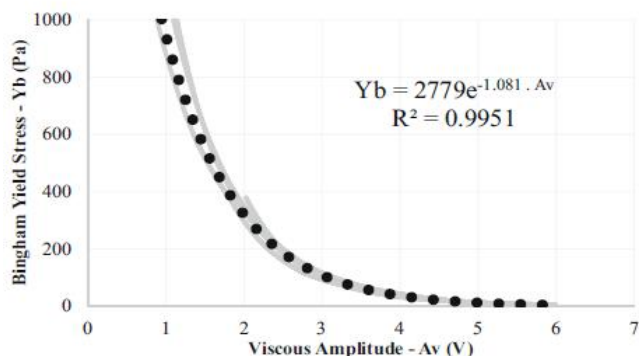


Fig. 5 Bingham yield stress versus viscous amplitude using the results obtained for the four tested samples (gray lines)

6 V, obtained from Fig. 3, and for this density, the corresponding Bingham yield stress, obtained from Fig. 4.

Once the viscous amplitude is related to the rheology of the sample (Groposo et al. 2014), the relation between rheology and density depends on the location (i.e., sample composition), as shown in Table 2. This behavior is in accordance with previous studies (Granboulan et al. 1989; Van Craenenbroeck et al. 1991; Papenmeier et al. 2013) and to the rheological tests indicated in Fig. 4. On the other hand, comparable Bingham yield stresses were obtained for similar viscous amplitudes, falling in a single line when plotted together. Figure 5 shows the relationship between Bingham yield stress and viscous amplitude, obtained for the four tested samples.

An exponential trend is observed, which does not depend on the sample composition and, potentially, could be applied to other locations. The relationship indicates Bingham yield stresses as a function of viscous amplitude, which enables to predict this rheological property directly from the tuning fork density calibration process, decreasing the amount of laboratory tests. Considering the lack of a standardized protocol for

rheological mud tests (Claeys et al. 2015), this relationship may also help to standardize the rheological data issued from different tests, enabling to establish a base for a better comparison. The relationship in Fig. 5 is based on the Bingham yield stress obtained with a bench rheometer, following the settings and the test protocol aforementioned in Section 2.1.

The proposed relationship is limited between viscous amplitudes ranging from 1 to 6 V, due to difficulties in the yield stress measurements. For viscous amplitudes lower than 1 V, the mud becomes too hard to be stirred, and it usually exceeds the maximum torque than can be applied by the rheometer. Moreover, at this level of viscous amplitude (< 1 V), it is difficult to fill the measurement cup of the rheometer with the sample, avoiding empty spaces. Those very low amplitudes would result in Bingham yield stresses larger than 1000 Pa, which is not of interest for navigation purposes (Wurpts and Torn 2005). On the other hand, viscous amplitudes larger than 6 V are associated to yield stresses lower than 5 Pa, also having difficulties to be accurately measured with the vane spindle and rheometer employed. Very low yield stresses would be also of minor interest for navigation (Wurpts and Torn 2005).

Once the relationship between viscous amplitude and Bingham yield stress is known, curves similar of those depicted in Fig. 4 can be obtained directly from the calibration procedure of the tuning fork. Thus, calibrated in situ density profiles can be converted to Bingham yield stress profiles, without further rheological tests.

Figure 6 illustrates the utility of the procedure proposed here, where the in situ profile of a rheological property can be obtained, in this case the Bingham yield stress, using only the tuning fork and its calibration domain, a procedure currently followed for each new site where density profiles are measured.

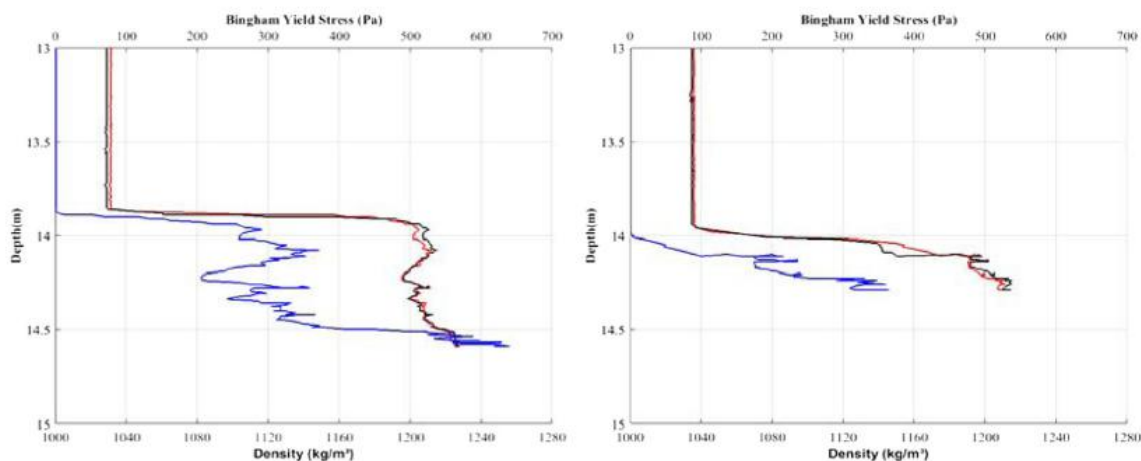


Fig. 6 Density profiles obtained with the software provided by the instrument manufacturer (black lines), with the procedure proposed in this paper (red lines) and Bingham yield stress profiles (blue lines) for two measurements employing the tuning fork in the Port of Santos

(Brazil). The viscous amplitude, corresponding to each density in the profile, was converted to Bingham Yield stresses using the relationship shown in Fig. 5

4 Conclusions

There is a clear relationship between rheology and the tuning fork calibration domain. The calibration domain results from the relationship between the frequency and amplitude measured by the instrument to density values. In order to use this information for further applications, as suggested here, a calibration procedure was proposed. This calibration procedure allows an unlimited number of samples, and it is less user dependent, as it is based in a computational routine.

A relationship between the Bingham yield stress and the viscous amplitude of the tuning fork was established, based on four mud samples with quite significant different physical characteristics. Other rheological properties (for instance based in other rheological models) or other protocols could have been used, but similar results would be expected, in the sense of a unique relationship between the rheology and the tuning fork response. Hence, once this relationship is established (rheological property and viscous amplitude of the tuning fork), it can be further used without need of laboratory rheological tests, reducing time and costs.

In this way, the proposed method may facilitate the adoption of the nautical bottom concept based in rheological properties, obtained directly from the tuning fork calibration procedure, even if a rheometer is not available. As the rheological tests can be made at once and all the tuning fork calibration is automatized, errors tied to the use of different protocols and rheological models are minimized, increasing the comparability of the results.

Funding information The study receives financial support from the following Brazilian Research Agencies: CAPES (scholarship of second author, FAPERJ (scholarship of third author) and CNPQ (grant PQ 310297/2015-0 for the last author).

References

- Allwright D (2002) The vibrating tuning fork fluid density tool. Study Group Report, Smith Institute, London.
- Barnes HA (2000) A handbook of elementary rheology. University of Wales - Institute of Non-Newtonian Fluid Mechanics, Aberystwyth
- Benevides DCA, Dias FJS, Alfredini P, Gomes GH (2011) Mapping and estimative of fluid mud layers thickness at Itajai-Açu river port area, seeking improvements to navigation of deep-drafted vessels. In: 12th international congress of the Brazilian geophysical society. SBGF, Rio de Janeiro, Brazil, pp 1289–1294
- Bruens AW (2003) Entrainment mud suspensions. Delft Univ. of Technology, Delft
- Cabral AMR, Ramos F d S (2014) Cluster analysis of the competitiveness of container ports in Brazil. *Transp Res A Policy Pract* 69:423–431. <https://doi.org/10.1016/j.tra.2014.09.005>
- Cameiro JC, Fonseca DL, Vinzon SB, Gallo MN (2017) Strategies for measuring fluid mud layers and their rheological properties in ports. *J Waterw Port Coast Ocean Eng* 143:04017008. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000396](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000396)
- Claeys S, Staelens P, Vanlede J et al (2015) A rheological lab measurement protocol for cohesive sediment. In: INTERCOH2015: 13th International Conference on Cohesive Sediment Transport Processes. 7–11 September 2015. Leuven, Belgium
- Fontein WF, Byrd RW (2007) The nautical depth approach, a review for implementation. In: WODCON XVIII ANNUAL DREDGING SEMINAR. WEDA
- Granboulan J, Feral A, Villerot M, Jouanneau JM (1989) Study of the sedimentological and rheological properties of fluid mud in the fluvio-estuarine system of the Gironde estuary. *Ocean Shores Manag* 12:23–46. [https://doi.org/10.1016/0951-8312\(89\)90041-6](https://doi.org/10.1016/0951-8312(89)90041-6)
- Groposo V, Mosquera RL, Pedocchi F, Vinzón SB, Gallo M (2014) Mud density prospection using a tuning fork. *J Waterw Port Coast Ocean Eng* 141:04014047. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000289](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000289)
- Kineke GC, Stemberg RW, Trowbridge JH, Geyer WR (1996) Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf. *Cont Shelf Res* 16:667–696. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(95\)00050-X](https://doi.org/10.1016/0278-4343(95)00050-X)
- McAnally WH, Friedrichs C, Hamilton D et al (2007a) Management of Fluid mud in estuaries, bays, and lakes. I: Present State of Understanding on Character and Behavior. *J Hydraul Eng* 133:9–22. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2007\)133:1\(9\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:1(9))
- McAnally WH, Teeter A, Schoellhamer D et al (2007b) Management of Fluid mud in estuaries, bays, and lakes. II: measurement, modeling, and management. *J Hydraul Eng* 133:9–22. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2007\)133:1\(9\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2007)133:1(9))
- McAnally WH, Kirby R, Hodge SH et al (2015) Nautical depth for U.S. navigable waterways: a review. *J Waterw Port Coast Ocean Eng* 142:04015014. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000301](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000301)
- McBride M, Boll M, Briggs M et al (2014) Harbour approach channels - Design guidelines. PIANC Report No. 121. Bruxelles, Belgium
- Mehta AJ, Samsami F, Khare YP, Sahin C (2014) Fluid mud properties in nautical depth estimation. *J Waterw Port Coast Ocean Eng* 140:210–222. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000228](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000228)
- Pang Q, Zhang R (2015) Factors affecting the rheological characteristics of mud. In: INTERCOH2015: 13th international conference on cohesive sediment transport processes, 7–11 September. Leuven, Belgium
- Papenmeier S, Schrottke K, Bartholomae A, Flemming BW (2013) Sedimentological and rheological properties of the water-solid bed Interface in the Weser and ems estuaries, North Sea, Germany: implications for fluid mud classification. *J Coast Res* 29:797–808. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00144.1>
- Silva PD, Lisboa PV, Fernandes EH (2015) Changes on the fine sediment dynamics after the port of Rio Grande expansion. *Adv Geosci* 39: 123–127. <https://doi.org/10.5194/adgeo-39-123-2015>
- STEMA (2007) DensiTune® User's Manual - Version 4.2. STEMA Survey Services. The Netherlands.
- Teeter A (1992) The viscous characteristics of channel-bottom muds. U.S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station. Dredging Research Program. Technical note DRP-2-04
- Toorman EA (1994) An analytical solution for the velocity and shear rate distribution of non-ideal Bingham fluids in a concentric cylinder viscometer. *Rheol Acta* 33:193–202
- Van Craenenbroeck K, Vantorre M, De Wolf P (1991) Navigation in muddy areas: establishing the navigable depth in the Port of Zeebrugge. In: CEDA-PIANC Conference (incorporating CEDA Dredging Days), 13–14 November: Accessible Harbours. Amsterdam
- Wurpts RW, Tom P (2005) 15 years experience with fluid mud: definition of the nautical bottom with rheological parameters. *Terra Aqua* 22–32