



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO DE CIÊNCIAS FÍSICAS E MATEMÁTICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

GIULIANA MARIA DIONISIO

**MORFOMETRIA DOS DEPÓSITOS DE TRANSPORTE DE MASSA
NEOGÊNICOS DO TALUDE CONTINENTAL DO ALTO DE CABO
FRIO, REGIÃO FRONTEIRIÇA DAS BACIAS DE SANTOS E CAMPOS**

FLORIANÓPOLIS

2022

Giuliana Maria Dionisio

**MORFOMETRIA DOS DEPÓSITOS DE TRANSPORTE DE MASSA NEOGÊNICOS
DO TALUDE CONTINENTAL DO ALTO DE CABO FRIO, REGIÃO
FRONTEIRIÇA DAS BACIAS DE SANTOS E CAMPOS**

Documento para dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos para obtenção do Grau de Mestre em Oceanografia.

Orientador: Prof. Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein.

Coorientador: Prof. Dr. Arthur Antônio Machado

Florianópolis

2022

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC

Dionisio, Giuliana Maria

Morfometria dos depósitos de transporte de massa neogênicos do talude continental do Alto de Cabo Frio, região fronteira das bacias de Santos e Campos / Giuliana Maria Dionisio ; orientador, Antonio Henrique da Fontoura Klein , coorientador, Arthur Antônio Machado, 2022.

45 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Florianópolis, 2022.

Inclui referências.

1. Oceanografia. 2. Transporte de Massa Submarino. 3. Morfometria dos Depósitos. 4. Alto de Cabo Frio. I. da Fontoura Klein , Antonio Henrique. II. Machado, Arthur Antônio. III. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia. IV. Título.

Giuliana Maria Dionisio

**Morfometria dos depósitos de transporte de massa neogênicos do talude continental do
Alto de Cabo Frio, região fronteiriça das bacias de Santos e Campos**

O presente trabalho em nível de mestrado foi avaliado e aprovado por banca examinadora
composta pelos seguintes membros:

Prof. Dr. Jarbas Bonetti Filho
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Dr. Carolina Holz Boffo
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Certificamos que esta é a versão original e final do trabalho de conclusão que foi julgado
adequado para obtenção do título de mestre em Oceanografia.

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

Prof. Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein
Orientador(a)

Florianópolis

2022

AGRADECIMENTOS

Agradeço à CAPES e a FAPESC pelo auxílio em forma de bolsa, que recebi através do Programa de Pós-Graduação em Oceanografia (PPGOceano).

Agradeço à ANP por disponibilizar os dados públicos utilizados para o desenvolvimento desta pesquisa.

Agradecer à Petrobras pelo apoio em minha participação no projeto Monitoramento Sismo-Oceanográfico ('Monitoramento Sismológico e Oceanográfico de um Segmento na Margem Sudeste do Brasil: Norte da Bacia de Santos ao Sul da Bacia do Espírito Santo', processo: 2015/00515-6).

Agradeço todo suporte ofertado por meu orientador e mentores Antonio Henrique da Fontoura Klein, Arthur Antonio Machado e Bruna Pandolpho. E ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, especialmente a Josiele Maria de Souza, pelo auxílio ao longo de todo o mestrado.

Por fim, à minha psicóloga, Carolina, por todo crescimento que tenho feito.

RESUMO

Os transportes de massa ocorrem a partir da ruptura da estabilidade de grandes pacotes sedimentares que se movem talude continental abaixo resultando em extensos depósitos sobre a bacia sedimentar. Estudos envolvendo os transportes de massa submarinos despertam o interesse da indústria petrolífera devido ao grande potencial desses fenômenos de gerar danos materiais e conseqüentemente econômicos. Apesar da relevância global dessa temática e dos esforços para compreender os processos de instabilidade/ruptura e o papel dos depósitos de transporte de massa (MTDs), ainda existem lacunas nos estudos da margem continental brasileira. A fim de contribuir para os avanços nesse tema, esse estudo buscou melhor compreender como os transportes de massa submarinos são expressos e distribuídos. Para este estudo foram escolhidas áreas com transportes de massa no talude continental previamente descritas na literatura por meio de registros sísmicos e/ou batimétricos na região do Alto de Cabo Frio, região fronteira das bacias de Santos e Campos, a fim de caracterizar e melhor compreender seus padrões internos e externos e distribuição dentro das duas bacias. A fim de alcançar estes objetivos foi realizada uma análise sismoestratigráfica, que permitiu identificar os transportes de massa submarinos a partir dos padrões de sismofácies, e que foram então caracterizados morfometricamente a partir das medidas de comprimento, espessura máxima e profundidade abaixo do fundo marinho. Foram identificados três MTDs na região fronteira das bacias de Santos e Campos: MTD 1 e MTD 2 – único evento e MTC -múltiplos eventos. Dispostos do talude continental até o platô de São Paulo, nas profundidades de 1.500 m a 2.000 m, os depósitos transporte de massa podem ter sido gerados por reatividade dos diápiros e pela sismicidade durante o Neogeno.

Palavras-chave: Transporte de Massa Submarino. Morfometria dos Depósitos. Bacia de Santos. Bacia de Campos.

ABSTRACT

Mass transports occur from the disruption of the stability of large sedimentary packages that move down the continental slope resulting in extensive deposits over the sedimentary basin. Studies involving submarine mass transport arouse the interest of the oil industry due to the great potential of these phenomena to generate material and consequently economic damages. Despite the global relevance of this theme and the efforts to understand the instability/rupture processes and the role of mass transport deposits (MTDs), there are still gaps in the studies of the Brazilian continental margin. In order to contribute to advances in this topic, this study sought to better understand how submarine mass transport is expressed and distributed. For this study, areas with mass transport on the continental slope previously described in the literature were chosen through seismic and/or bathymetric records in the Cabo Frio High, bordering the Santos and Campos basins, in order to characterize and better understand their internal and external patterns and distribution within the two basins. In order to achieve these objectives, a seismostratigraphic analysis was carried out, which allowed the identification of submarine mass transports from the seismofacies patterns, which were then morphometrically characterized from the measurements of length, maximum thickness, and depth below the seafloor. Three MTDs were identified in the border region of the Santos and Campos basins: MTD 1 and MTD 2 – single event and MTC – multiple events. Disposed of the continental slope to the São Paulo plateau, at depths of 1500 m to 2000 m, the mass transport deposits may have been generated by diapirs reactivity and seismicity during the Neogene.

Keywords: Mass Transport Deposits. Deposit Morphometry. Santos Basin. Campos Basin.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1-1 Representação esquemática dos diferentes domínios do movimento de massa submarino. (Fonte: Modificado de Carlotto; Rodrigues 2009)..... 14
- Figura 1-2 Esquema de seção transversal correspondendo aos diversos processos de transportes de massa em ambiente marinho (Fonte: Traduzido de Le Bouteiller, 2018). Observe que há desde movimento muito lento, o rastejo (cm/ano), há movimento muito rápido, a queda (m/s), onde os grãos de sedimento se movem totalmente independentemente um do outro. Os processos tendem a ser um modelo ideal, onde apresentam espectro contínuo e intergradacional, ou seja, podem evoluir ao longo do talude por ação da gravidade e tendem a aumentar o grau de desagregação do material que está sendo movimentado. Contudo, em uma condição real no talude, nem todo deslizamento evolui oriundo de um rastejo, ou, nem todo escorregamento evolui oriundo de um deslizamento..... 18
- Figure 2-1 Regional map of Cabo Frio High with the limits of the MTDs, superimposed on the shaded relief map of the bathymetry (background map from the Leplac project, provided by Alberto Torres and Artur Aryes), showing the location of interpreted seismic lines. The study area is located approximately 200 km from the coast. The three MTDs studied here are positioned between the upper continental slope and the São Paulo Plateau. .25
- Figure 2-2 Seismic section (location in figure 2-1) with Cosine of Phase attribute (A). The attribute highlights the terminations of the reflectors around the chaotic deposit, improving the interpretation of the horizons, as well as the lower and upper limits, (H1 and H2) (B)....28
- Figure 2-3 Three seismic sections are located in different sectors in the study region (location figure 2-2). Note the identification of a single deposit – section A which is separated by the contourite drift in the southwest region of the study area, as we proceed to the northeast region on the slope sections B and C, there are more deposits.29
- Figure 2-4 Regional characterization of the border area of the Santos Basin with the Campos Basin. The MTDs are arranged in the green shaded area that extends from the continental slope to the São Paulo Plateau. Emphasizing that the interpretation of salt diapirs and faults were considered only those associated with deposits, being by interruption or modification of the external architecture..... 31

LISTA DE TABELA

Table 1. Table of morphometric parameters and internal pattern of mass transport deposits.27

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ANP Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis

MTD *Mass Transport Deposit*

MTC *Mass Transport Complex*

LOC Laboratório de Oceanografia Costeira

TWTT *Two-way travel time*

UFSC Universidade Federal de Santa Catarina

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
1.1	TRANSPORTE DE MASSA SUBMARINO	12
1.1.1	Estágios do Transporte de Massa Submarino	14
1.1.1.1	<i>Mecanismo da ruptura do talude e Fatores desencadeadores</i>	14
1.1.1.2	<i>Processos de Transporte de Massa</i>	17
1.1.1.3	<i>Deposição do transporte em massa</i>	20
1.2	OBJETIVOS.....	21
1.2.1	Objetivo geral	21
1.2.2	Objetivos específicos	21
1.2.3	Formato da dissertação	21
2	MORPHOMETRY OF NEOGENE MASS TRANSPORT DEPOSITS OF THE CONTINENTAL SLOPES OF CABO FRIO HIGH, FRONTIER REGION OF SANTOS AND CAMPOS BASINS	22
2.1	ABSTRACT	23
2.2	INTRODUCTION.....	24
2.3	STUDY AREA.....	24
2.4	DATA AND METHODS	26
2.5	RESULTS.....	27
2.5.1	Seismic Architecture	27
2.5.2	MTDs Distribution and Morphometric Parameters	27
2.5.2.1	MTD 1	28
2.5.2.2	MTD 2	30
2.5.2.3	MTC	30
2.5.3	Regional Characterization	30
2.6	DISCUSSION	32
2.6.1	Seismic Architecture and Deposit Characteristics	32
2.6.2	Possible triggers of the Mass Transport Deposit	33

2.7	CONCLUSION	33
2.8	ACKNOWLEDGMENTS.....	34
	REFERENCES	35
3	CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONTRIBUIÇÕES CIENTÍFICAS.....	38
4	TRABALHOS FUTUROS.....	38
	REFERÊNCIAS	39
	ANEXO A – SCHEMATIC ILLUSTRATION OF MORPHOMETRIC PARAMETERS.....	41
	APÊNDICE A - RESUMO DE TRABALHO APRESENTADO.....	42
	APPENDIX B – WORKFLOW	44

1 INTRODUÇÃO

Os transportes de massa ocorrem tanto em talude subaéreos como em subaquáticos, sendo instáveis, por causa dos sedimentos depositados sobre eles estarem sujeitos a forças gravitacionais que conduzem a massa ao longo da superfície inclinada. Apesar de serem menos estudados quando comparado aos deslizamentos terrestres, os transportes de massa em ambiente marinho também são importantes em termos sociais, econômicos e ecológicos (CLARE et al., 2018).

Nas últimas décadas houve um incremento em pesquisas científicas sobre a temática dos transportes de massa submarinos, para a compreensão dos mecanismos de ruptura e dos riscos envolvidos, alavancadas principalmente pelo crescimento das indústrias de exploração de óleo e gás, de recursos minerais marinhos, e junto a melhorias em tecnologias de aquisição de dados *offshore* (resolução e precisão) (BORGES et al., 2014).

Os transportes de massa submarinos são agentes transportadores de sedimentos e carbono orgânico de regiões rasas para o mar profundo (HILTON et al., 2008), pois ocorrem a partir de grandes pacotes sedimentares que se movem talude continental abaixo após a ruptura da estabilidade sedimentar, resultando em extensos depósitos. Essa modificação drástica da paisagem e do ecossistema pode afetar comunidades biológicas que habitam a região e ser mecanismos de dispersão de espécies (OKEY, 1997), e representam um risco para infraestruturas marinhas e vida humana (VANNESTE et al., 2014).

Mesmo em pequena escala, os transportes de massa podem danificar plataformas de petróleo e destruir instalações no fundo do mar (por exemplo, cabos de comunicação e tubulações) (VANNESTE et al., 2014) como no caso na margem da Argélia no Mediterrâneo Ocidental em 1954, cujo terremoto com magnitude 6,7 na escala Richter induziu uma grande corrente de turbidez a qual rompeu diversos cabos de comunicação submarinos (El-ROBRINI et al., 1985). Causam também degradação das áreas costeiras adjacentes devido a tsunamis oriundos de grandes volumes mobilizados pelos transportes de massa submarinos (TAPPIN et al., 2001) ou mortes, como no caso conhecido na costa norte da Papua Nova Guiné em 1998, depois que um tsunami de 15 metros de altura atingiu a costa. A catástrofe foi consequência de um terremoto com magnitude de 7,1 na escala Richter que ocasionou um deslizamento de massa submarino, o qual, por sua vez, resultou em um tsunami (TAPPIN et al., 2001).

É evidente a importância da compreensão dos transportes de massa, uma vez que são fontes potenciais a gerar danos (VANNESTE et al., 2014). Um dos maiores desafios de estudos sobre transportes de massa submarinos é a sua natureza, em mar aberto e longe da costa, o que

dificulta aquisição dos dados bem como a falta de informação consistente, por vezes, de baixa resolução (CLARE et al., 2018).

Até o momento, no Brasil há lacunas para compreender como os transportes de massa submarinos são expressos em dados sísmicos, sendo estas: “Como reconhecê-los e discriminá-los?” Uma vez que os dados sísmicos fornecem uma informação mais ampla sobre o objeto, especialmente sua parte interna; “Como responde a geometria e o padrão de reflexão interna?” De maneira a poder medir, de forma padronizada, os diversos parâmetros morfométricos (área, volume, comprimento, largura, espessura) dos transportes de massa presentes no talude continental, domínio fisiográfico marinho de maior ocorrência de deslizamentos (LEE et al., 2007).

Apresentadas essas questões, o propósito do estudo é realizar comparações consistentes entre os transportes de massa em regiões de talude continental em distintas áreas das bacias sedimentares do norte de Santos e sul de Campos. A morfometria permite examinar transportes de massa submarinos usando dados sísmicos, corroborando com o entendimento das feições deposicionais associadas aos possíveis gatilhos de deslizamento.

1.1 TRANSPORTE DE MASSA SUBMARINO

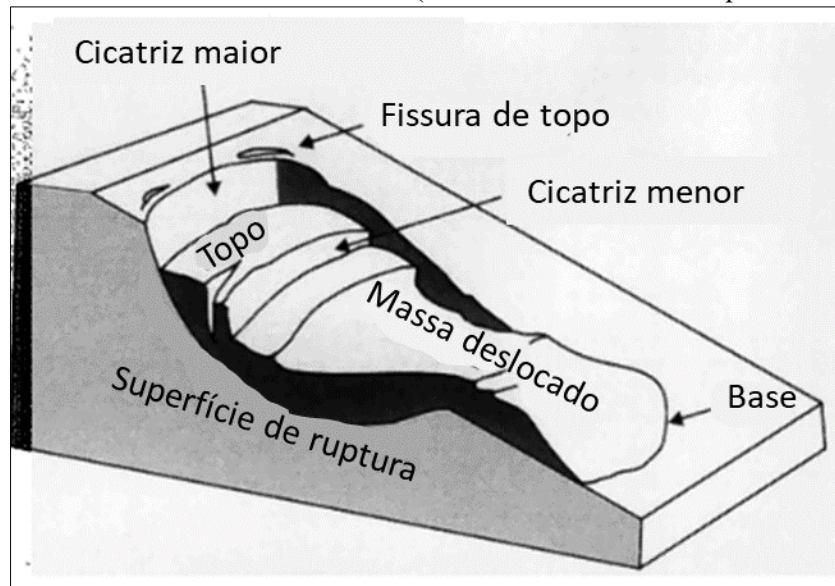
No ambiente marinho o movimento de massa ocorre a partir da ruptura do pacote sedimentar, onde a massa (sedimentos + fluido) inicia seu movimento talude abaixo, resultando em depósitos com fácies sísmicas de padrões de reflexão do tipo caóticos ou *hummocky* (HAMPTON et al., 1996). Esse é o principal agente de transferência de sedimentos do talude continental para bacias oceânicas profundas, promovendo depósitos enormes, com volumes registrados chegando a 20.000 km³ (HAMPTON et al., 1996; MASSON et al., 2006).

Ocorrem em margens continentais passivas e ativas e, em taludes com declividade menores e maiores que 10 graus, contudo, não se distribuem uniformemente ao redor dos oceanos do mundo (HAMPTON et al., 1996; MCADOO et al., 2000).

Os autores Hampton et al. (1996) estudaram sobre o movimento de massa em ambiente marinho e designaram cinco diferentes tipos de ambientes propícios para sua ocorrência: fiordes, deltas ativos de rios, ilhas oceânicas vulcânicas, cânions submarinos e talude continental. De acordo com o ambiente, os depósitos de movimento de massa sofrem interação de diversos fatores que atuam conjuntamente, com escalas de tempos e intensidades distintas (BORGES et al., 2014).

Transportes de massa podem ser identificados através da sismica de reflexão por meio de suas geometrias, fácies sísmicas e padrão caótico, sendo as principais: superfície de ruptura e massa deslocada. E secundárias: cicatriz maior, fissura de topo, cicatriz menor, topo e base (HAMPTON et al., 1996) (Figura 1-1).

Figura 1-1 Características da geometria do movimento de massa submarino. Este esquema não simboliza todos os tipos de movimento de massa submarino (Fonte: Traduzido de Hampton et al. 1996).



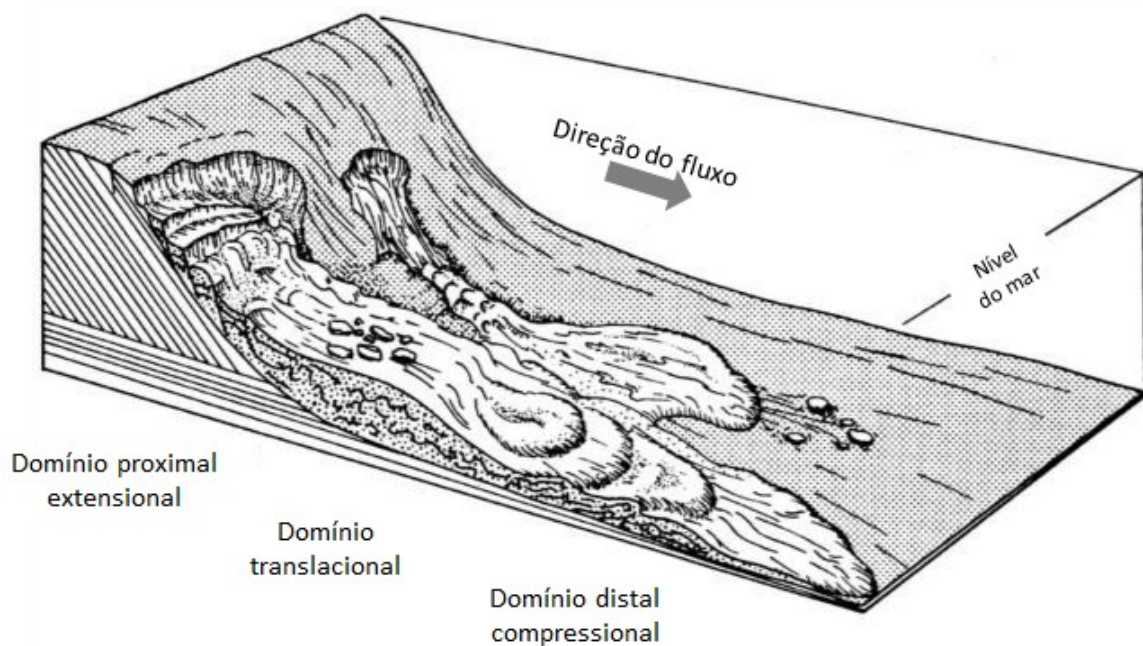
Sendo que:

1. Superfície de ruptura - onde ocorreu a ruptura e o movimento descendente é originado;
2. Massa descolada - material que percorreu o talude e alcançando a elevação continental. Pode permanecer intacto ou parcialmente deformado, pode se dividir em blocos distintos ou produz um fluxo;
3. Cicatriz maior - cicatriz principal, localizada no topo da ruptura;
4. Fissura de topo - pequenos relevos negativos;
5. Cicatriz menor - pode existir dentro da massa deslocada;
6. Topo - topo do movimento;
7. Base - base do movimento.

Outros autores, como Stow et al. (1996) e Bull et al. (2009) descrevem os transportes de massa submarinos com base na distribuição das estruturas de deformação interna e os classificam em domínios distintos: domínio proximal, domínio translacional e domínio distal

(Figura 1-2). O domínio proximal na região do topo do movimento possui menor espessura e predominam deformações extensionais (falhas listricas). O domínio translacional representa a maior parte do movimento de massa, situado entre o domínio proximal e o domínio distal com elementos de blocos coerentes sem deformação. A região distal do movimento possui maior desorganização interna e maiores espessuras, sendo constituído por deformações compressoriais.

Figura 1-2 Representação esquemática dos diferentes domínios do movimento de massa submarino. (Fonte: Modificado de Carlotto; Rodrigues 2009).



1.1.1 Estágios do Transporte de Massa Submarino

Existem três estágios associados aos transportes de massa submarino: a) estágio relacionado ao mecanismo da ruptura do talude e aos fatores desencadeadores; b) estágio do movimento/transporte de massa e c) estágio de deposição da massa (HAMPTON et al., 1996; POSAMENTIER; MARTINSEN, 2011; LE BOUTEILLER, 2018).

1.1.1.1 Mecanismo da ruptura do talude e Fatores desencadeadores

O movimento de massa submarino acontece quando as tensões (gravidade) atuantes no sentido talude abaixo (enquanto o fundo marinho não for plano) são maiores do que as forças que atuam para resistir às deformações da massa de sedimento ou de rocha, gerando a ruptura da estabilidade sedimentar (HAMPTON et al., 1996), expressa pelo fator de segurança (F):

$$F = \frac{\text{Forças de resistência}}{\text{Forças gravitacionais}} \quad (1)$$

Para melhor compreender os critérios de ruptura dos materiais devem-se considerar os métodos de análise de estabilidade de taludes. Um dos mais simples é baseado em análises do equilíbrio limite, embasado a partir dos princípios de Mohr-Coulomb (HAMPTON et al., 1996).

Segundo os critérios de ruptura dos materiais de Mohr-Coulomb, haverá ruptura do solo quando em cada ponto ao longo da superfície de ruptura a tensão de cisalhamento iguala a resistência ao cisalhamento (CAPUTO, 1988), expressa por:

$$\mathcal{T} = \mathcal{T}r = c + \sigma' tg\varphi \quad (2)$$

Onde:

$\mathcal{T} = \mathcal{T}r$ – resistência ao cisalhamento;

σ' – tensão vertical efetiva;

c – coesão do solo;

φ – ângulo de atrito interno do solo;

$tg\varphi$ - tangente do ângulo de atrito.

A resistência ao cisalhamento para rochas moles ou sedimentos remete a toda massa que se rompe quando esta resistência é excedida dentro de zonas de ruptura localizadas, compõe-se em duas componentes: o atrito entre as partículas e a coesão, segundo a equação de Mohr-Coulomb (Equação 2).

O atrito interno refere-se ao atrito físico das partículas e do atrito proveniente do entrosamento de suas partículas. Já a coesão, é o efeito da pressão capilar da água contida nos solos e se comporta como se fosse uma pressão externa.

A tensão vertical efetiva (σ'), corresponde à tensão total (σ) menos o efeito da pressão de poros (u), conforme a Equação 3 (TERZAGHI, 1925):

$$\sigma' = (\sigma - u) \quad (3)$$

Considerando as pressões efetivas que mobilizam resistência ao cisalhamento, a equação de Mohr-Coulomb torna-se a escrever (CAPUTO, 1988):

$$\mathcal{T} = \mathcal{T}r = c + (\sigma - u)tg\varphi \quad (4)$$

O critério de ruptura de Mohr-Coulomb indica uma relação linear entre a resistência ao cisalhamento e a tensão efetiva. Como pode ser visto na Equação 3, a tensão efetiva é fortemente impactada pela poropressão, que por sua vez tem um impacto na resistência ao cisalhamento através da Equação 4. Se a tensão efetiva que atua sobre o sedimento for reduzida, por exemplo, pelo aumento de poropressão, ocorre uma redução equivalente na resistência ao cisalhamento (HAMPTON et al., 1996).

O fator chave para ruptura do talude é a poropressão excessiva dentro do sedimento. Um aumento na poropressão leva à diminuição da tensão efetiva vertical no talude, o que, por sua vez, prejudica a resistência ao cisalhamento nos sedimentos e a estabilidade do talude. Se a pressão excessiva dos poros estiver suportando toda a sobrecarga, o talude estará no ponto de falha (TALLING et al., 2014).

Fatores que influenciam a estabilidade do talude continental

Para compreender os mecanismos que envolvem a ruptura no talude, é necessário considerar os gatilhos (fatores desencadeantes) que influenciam a redução à resistência do solo (aumento da poropressão) e os gatilhos que influenciam no aumento de tensões (estresse) no talude (LEE et al., 2007). A desestabilização do pacote sedimentar ocorre por ação de um gatilho ou a combinação de gatilhos. Os gatilhos mais relatados na literatura brasileira são:

Rápida sedimentação

Quando o sedimento se acumula rapidamente, toda a nova carga depositada é carregada por soterramento devido à pressão na água dos poros. Isto devido ao fato que o arcabouço mineral não pode ter sua carga aumentada (tensão efetiva) sem compressão, a água é obrigada a sair para o arcabouço mineral comprimir-se (ALMEIDA, 2015). A resistência ao cisalhamento provavelmente aumenta porque a água será comprimida mesmo se há baixa permeabilidade ou alta compressibilidade, o que levará um tempo necessário para o excesso de poropressão ser drenado. No entanto, a tensão de cisalhamento atuando no talude aumenta mais rapidamente, provocando a ruptura no talude (LEE et al., 2007; TALLING et al., 2014).

Abalos Sísmicos

Em regiões sísmicamente ativas os estremecimentos repentinos são comuns no ambiente marinho, os abalos sísmicos aplicam tensões de cisalhamento que variam ciclicamente movendo os grãos de sedimento. Conforme aumento o número de ciclos, os grãos de sedimentos perdem contato uns dos outros e são suportados pela água dos poros (ALMEIDA, 2015).

Tensões cíclicas induzidas por abalos sísmicos acarretam um rápido desequilíbrio de forças na massa do solo, dessa forma ocorre diminuição das tensões normais bem como, na resistência ao cisalhamento do material e causa rupturas (BORGES et al., 2014).

Erosão

A erosão localizada pela movimentação de fluxos de água ou de sedimentos é comum em canais e cânions submarinos. Quando as superfícies do fundo marinho são rebaixadas, pode diminuir a estabilidade sedimentar pelo aumento da tensão de cisalhamento e em alguns casos, diminuindo a resistência ao cisalhamento (LEE et al., 2007).

Diapirismo

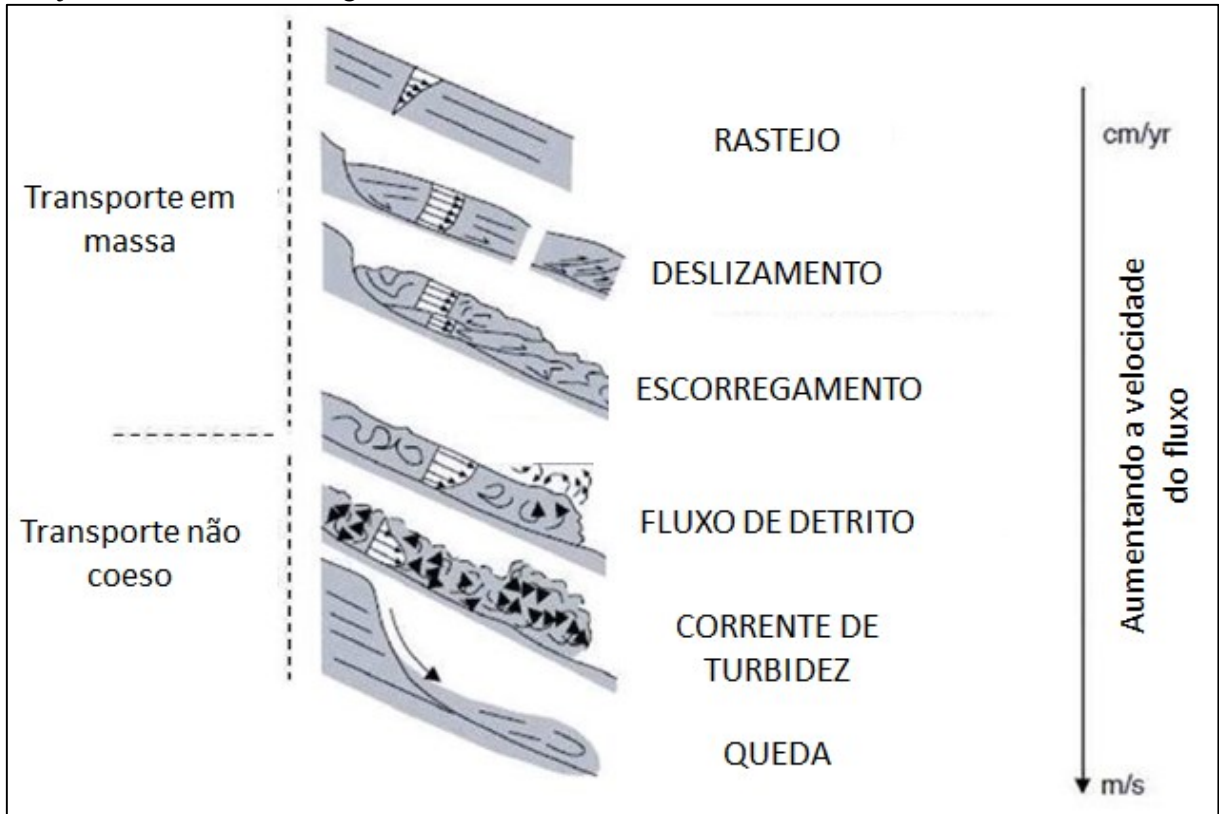
O movimento do sal, ou halocinese, responsável pela deformação vertical da camada original de sal e a formação de estruturas diapíricas, provoca sobrecarga de pressão pela acumulação de sedimentos ocasionando a ruptura (KOWSMANN et al., 2002).

1.1.1.2 Processos de Transporte de Massa

Pós-ruptura do talude, os sedimentos são transportados em massa talude abaixo, resultando em depósitos (HAMPTON et al., 1996; LEE et al., 2007). A dinâmica pós-ruptura de um movimento submarino corresponde ao desenvolvimento de vetores de velocidade na massa deslocada (HAMPTON et al., 1996). Dependendo do estresse ocorrido no ambiente marinho, das propriedades do sedimento e morfologia, a massa deslocada pode percorrer pequenas ou grandes distâncias ao longo da superfície de ruptura.

Diferentes tipos de processos de transporte de massa submarinos podem ser classificados de acordo com o comportamento das propriedades do material e velocidade ao longo do deslocamento no talude, sendo que uma classificação completa foi apresentada por Posamentier e Martinsen (2011). Os autores distinguem os processos pela diminuição da ordem da coesão da massa de sedimentos e aumentando ordem da velocidade do fluxo em: rastejo (*creep*), deslizamento (*slide*), escorregamento (*slump*), fluxos com comportamento plástico (*debris flow*) e fluxos com comportamento fluido (*turbidity current*) e queda (*fall*) (Figura 1-3).

Figura 1-3 Esquema de seção transversal correspondendo aos diversos processos de transportes de massa em ambiente marinho (Fonte: Traduzido de Le Bouteiller, 2018). Observe que há desde movimento muito lento, o rastejo (cm/ano), há movimento muito rápido, a queda (m/s), onde os grãos de sedimento se movem totalmente independentemente um do outro. Os processos tendem a ser um modelo ideal, onde apresentam espectro contínuo e intergradacional, ou seja, podem evoluir ao longo do talude por ação da gravidade e tendem a aumentar o grau de desagregação do material que está sendo movimentado. Contudo, em uma condição real no talude, nem todo deslizamento evolui oriundo de um rastejo, ou, nem todo escorregamento evolui oriundo de um deslizamento.



Rastejo (*Creep*)

Processo extremamente lento, intergranular com contato do grão quase estático, movimentando-se na ordem de poucos milímetros a centímetros por ano, com isso a taxa de deformação no talude é baixa e de difícil identificação, por consequência é pouco estudado quando comparados aos outros processos de movimentação de massa (POSAMENTIER; MARTINSEN, 2011) (Figura 1-3). Consegue deslocar grandes quantidades de sedimentos na superfície e pode preceder outros processos de movimentação no talude como escorregamentos (*slumps*) e deslizamentos (*slides*) (POSAMENTIER; MARTINSEN, 2011) e, considerado assim, indicador de área propensa a falha no talude (CANALS, et al., 2004).

Deslizamento (*Slides*)

O transporte de massa do tipo deslizamento ocorre paralelamente ao longo da superfície de ruptura na forma côncava com pouca ou nenhuma deformação interna

(POSAMENTIER; MARTINSEN, 2011) (Figura 1-3), sendo identificado em registros sísmicos por refletores contínuos de alta amplitude (MOSCARDELLI et al., 2006). A massa deslocada pode deslizar além da superfície original de ruptura até a superfície original do solo marinho, que então se torna uma superfície de separação (HAMPTON et al., 1996).

Há dois tipos de deslizamento, o movimento rotacional em torno de um eixo paralelo à inclinação, denominado de deslizamento rotacional e, o tipo de deslizamento que envolve o movimento em uma superfície plana ou suavemente ondulatória e, é chamado de translacional (VARNES, 1978; LEE et al., 2007).

Escorregamento (*Slump*)

Processo caracterizado por uma deformação interna significativa (Figura 1-3), envolvendo sedimentos argilosos (POSAMENTIER; MARTINSEN, 2011). A massa deslocada é pouco consolidada, o que propicia a geração de dobramentos e rompimento de camadas (D'AVILA et al., 2008). Nos registros geológicos, apresentam refletores de baixa e alta amplitude, geometricamente dispostos como se deformados através tensões compressivas (MOSCARDELLI et al., 2006).

Fluxos

À medida que a massa desintegrada percorre contínua e progressivamente o talude, pode se transformar em fluxo gravitacional (mistura de fluido mais sedimento), devido a diferença da gravidade causada pela densidade entre o fluxo e o meio circundante (D'AVILA et al., 2008). Os fluxos gravitacionais de sedimentos são subdivididos em fluxos de detritos e corrente de turbidez (Figura 1-3).

Os fluxos de detritos transportam os sedimentos heterogêneos devido ao fluido de alta viscosidade, mas o movimento é laminar (POSAMENTIER; MARTINSEN, 2011). A matriz constitui-se de sedimentos finos e pode suportar clastos maiores (LEE et al., 2007) capazes de percorrer declives suaves (1° a 2°) (D'AVILA et al., 2008). Em registros sísmicos, são facilmente identificados por refletores de baixa frequência e padrão interno caótico a semitransparente (MOSCARDELLI et al., 2006).

A corrente de turbidez envolve o fluido turbulento que mantém a dispersão do sedimento em grande parte no fluxo. Morfologicamente é subdividida em: cabeça (fluxo rápido na porção frontal que consegue movimentar grãos maiores e erode a superfície marinha); corpo (fluxo uniforme na porção central) e cauda (fluxo reduzido com grãos menores) (D'AVILA et

al., 2008). Nos registros sísmicos, os depósitos são reconhecidos por múltiplos refletores fortes, paralelos e contínuos, demonstrando turbiditos lamosos e arenosos (ALMEIDA, 2015).

Queda (Fall)

A queda é o processo mais rápido e menos coeso, a massa é separada do talude íngreme ao longo de uma superfície na qual ocorre pouco ou nenhum deslocamento de cisalhamento, e desce principalmente por “queda livre” (VARNES, 1978) (Figura 1-3). O processo é comum na região da cabeça da cicatriz do movimento de massa (CANALS, et al., 2004).

1.1.1.3 Deposição do transporte em massa

Quando a massa deslizante de sedimentos/rochas estabiliza, caracteriza o estágio final do movimento de massa submarino, englobando os processos deposicionais e pós-deposicionais (LE BOUTEILLER, 2018). Os distintos processos de movimento de massa (rastejo, deslizamento, escorregamento, fluxos e quedas) podem coocorrer no mesmo evento ou unidade deposicional (MOSCARDELLI et al., 2006), como também podem sofrer alterações na morfologia interna e externa como consequente evolução posterior do depósito sedimentar.

No processo de deposição da massa, potenciais impactos ocorrem frequentemente, tais como: deposição turbidítica no topo do depósito ou perda de massa devido a uma corrente de turbidez; material depositado desliza novamente, remobilizando o sedimento; compactação do sedimento devido a pós-deposição ou compressão na região frontal do depósito (LE BOUTEILLER, 2018).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

Investigar os depósitos de transporte de massa desenvolvidos durante o período Neogeno no talude continental na região do Alto de Cabo Frio, focando na descrição das feições geomorfológicas e na análise morfométrica, bem como na análise das feições dos depósitos associados, de forma a melhor entender os possíveis gatilhos dos transportes de massa na fronteira das bacias de Campos e Santos.

1.2.2 Objetivos específicos

- Identificar os transportes de massa submarinos;
- Analisar se há padrões nas fácies sísmicas dos depósitos de transporte de massa submarino;
- Analisar os parâmetros morfométricos associados à arquitetura dos transportes de massa submarinos;
- Analisar as características geométricas dos transportes de massas submarinos analisados.

1.2.3 Formato da dissertação

Na próxima seção são apresentados os resultados principais da presente pesquisa. Os resultados estão em forma de artigo, seguindo toda estrutura proposta pela revista *GeoMarine Letters*, o qual foi submetido. Ao final, são apresentadas considerações finais e considerações para futuros trabalhos, as referências utilizadas e apêndices.

**2 MORPHOMETRY OF NEOGENE MASS TRANSPORT DEPOSITS OF THE
CONTINENTAL SLOPES OF CABO FRIO HIGH, FRONTIER REGION OF
SANTOS AND CAMPOS BASINS**

Esta seção é destinada a apresentação do artigo científico desenvolvido e submetido a revista: *GeoMarine Letters*, como parte dos requisitos para a obtenção do grau de mestre em Oceanografia pela Universidade Federal de Santa Catarina.

Florianópolis

2022

Morphometry of Neogene mass transport deposits of the continental slopes of Cabo Frio High, frontier region of Santos and Campos basins

Giuliana Dionisio^{1*}, Bruna Teixeira Pandolpho², Antonio Henrique da Fontoura Klein³, Arthur Antônio Machado⁴.

Affiliations

^{1*}Coastal Oceanography Laboratory, Bloco D, Room D-14, Federal University of Santa Catarina, Florianópolis/SC, Brazil, (giu.mdionisio@gmail.com) – *Corresponding Author*

²GEOMAR Helmholtz-Centre for Ocean Research Kiel, Wischhofstrasse 1-3, 24148 Kiel, Germany, (<https://orcid.org/0000-0001-8246-5175>)

³Coastal Oceanography Laboratory, Bloco D, Room D-14, Federal University of Santa Catarina, Florianópolis/SC, Brazil, (<https://orcid.org/0000-0002-2565-8891>)

⁴Geoscience Institute, Room 318A1, Federal University of Bahia, Salvador, BA, Brazil, (<https://orcid.org/0000-0003-3599-4976>)

2.1 ABSTRACT

This study examines the pattern and dimensions of Mass Transport Deposits (MTDs). Multichannel seismic samples data was used for describing the morphology of MTDs as well as the morphometric architecture and genesis of deposits. The study area is dominated by the strong halokinesis and flow of the Brazil Current and in between the Campos and Santos Basins (SW Atlantic upper slope). Results show that this area present mass transport deposits over single and multiple events (i.e., Mass Transport Complex) deposited since the Neogene and extended throughout an area of nearly 68 km². The majority of the MTDs are characterized by chaotic and/or transparent internal seismic facies, which it is interpret as signs of slumps and debris flow deposits. Also, the combination of morphometric parameters and local geological controls allowed us to recognize the possible triggers. Although it cannot determine the exact triggering mechanisms, these deposits are related to local gravitational instabilities such as seismicity and diapir reactivation.

Keywords: Mass Transport Deposits. Deposit Morphometry. Morphology. Santos Basin. Campos Basin.

2.2 INTRODUCTION

Mass transport deposits (MTDs) are gravity-induced units that can happen over a single event or multiple events, classified as characterized by mass transport complex deposits (MTCs) deposits (Moscardelli et al. 2006; Moscardelli and Wood 2008). They represent an important component of ancient and modern deep-water settings (Mulder 2011). Studies regarding MTDs are important for a better understanding of actual processes and geohazards and economic prospects in sedimentary basins (Locat and Lee 2000; Clare et al. 2018).

MTDs originated at the upper-mid continental slope as well as the flanks steep in deep-water (Posamentier 2004). Several mechanisms can generate MTDs having similar geomorphological characteristics (Moscardelli and Wood 2008). Gravitational instabilities in the upper slope can be triggered by tectonic activity, high sedimentation rates, sea-level fluctuations, and gas hydrate dissolution (Hampton et al. 1996; Posamentier 2004; Posamentier et al. 2011; Mulder 2011). Also, triggering mechanisms can be highly dependent on local gravitational instabilities that can occur over salt diapir flanks, channel-levee complexes, and mid-oceanic ridges (Moscardelli and Wood 2008; Mulder 2011).

In sedimentary basins, the potential triggering mechanisms for mass transport deposits are usually associated with the morphometric parameters associated with their architecture (Moscardelli and Wood 2015). The registered deposits consist of distinct geometric features. The magnitude and distribution of these units evidence an important role, that the mass transport deposits played in the stratigraphic configuration of the Brazilian continental margin.

This paper presents a study about the mass transport deposits developed during the Neogenic period on the continental slope at the Cabo Frio High, focusing on the description of geomorphological features and morphometric analysis, as well as on the analysis of the features of the associated deposits, to better understand the possible triggers of mass transport on the borders of the Campos and Santos basins.

2.3 STUDY AREA

Cabo Frio province is the border between the two most important sedimentary petroleum-producing basins on the southeastern coast of Brazil, the Campos and Santos basins (Figure 2-1) (Mohriak et al. 1995). Together, two basins represent nearly 89% of the oil and natural gas production in Brazil (Souza and Sgarbi 2019). Both sedimentary basins formed due to the breakup of the Gondwana supercontinent into the African and South American tectonic plates (Asmus and Ponte 1975; Castro and Picolini 2015). They reflect the tectonic evolution which is divided into three supersequences: rift, post-rift, and drift, corresponding to three different phases of sedimentation (Ojeda 1982; Moreira et al. 2007). Moreover, their geographic distributions of stratigraphic sequences, structural evolution, magnetism, and salt tectonics are distinct in age and style (Mohriak et al. 1995).

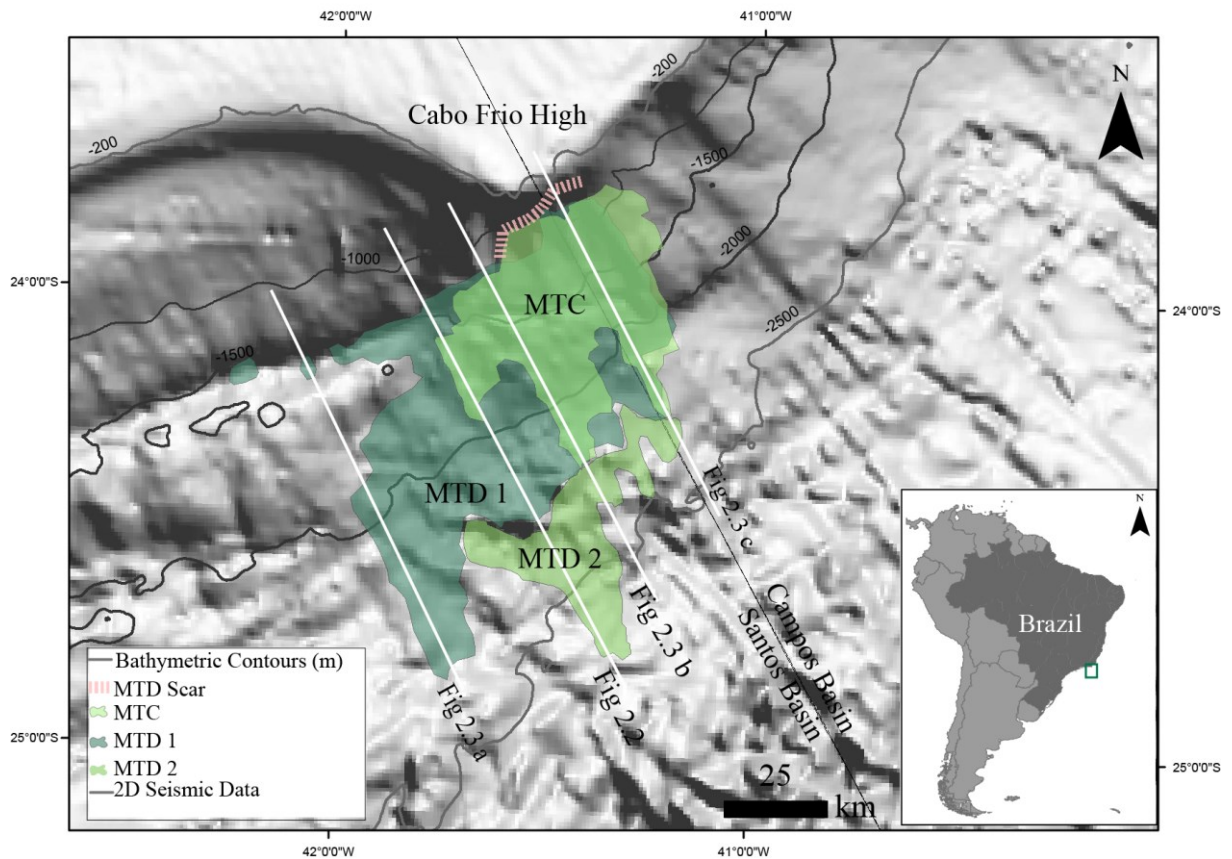


Figure 2-1 Regional map of Cabo Frio High with the limits of the MTDs, superimposed on the shaded relief map of the bathymetry (background map from the Leplac project, provided by Alberto Torres and Artur Aryes), showing the location of interpreted seismic lines. The study area is located approximately 200 km from the coast. The three MTDs studied here are positioned between the upper continental slope and the São Paulo Plateau.

The Cabo Frio High is a structural evidenced through gravimetric data (Mohriak et al. 1987), that represents a crustal thinning resulted from the uplift of the mantle, composed of denser material, under the less dense sediments (Mohriak and Barros 1990). It is inserted in the continental margin region where there is an abrupt change in the coastline from E-W (Santos Basin) to NE-SW (Campos Basin), which is also observed in the bathymetry and the slope ranging from 1.5 to 7.5 degrees (Figueiredo Jr et al. 2004; Schreiner et al. 2007, 2008; Borges et al. 2014).

The study area comprises the continental slope (~500m) and extends below 2500 m deep into the São Paulo Plateau. The seafloor features are associated with depositional and erosion processes, faults, ocean circulation, and salt tectonics. The continental slope has numerous geomorphological features, including submarine canyons, contour channels, salt diapirs, pockmarks, and submarine mass transport (Mohriak 1995; Duarte and Viana 2007; Ashabranner et al. 2012; Almeida and Kowsmann 2014; Mahiques et al. 2017). The passage from the middle slope to the lower slope in the northern

region, approximately 1500 m isobaths, is recorded by the presence of a parallel channel fitted to the Cabo Frio fault zone and marking the internal limit of the region where the salt movement reaches the current seafloor (Duarte and Viana 2007). The contouritic channel or Santos Channel is nearly 100 m deep and 2 km wide, extending over 200 km (Duarte and Viana 2007).

Below 1500 m depth the slope decrease and exhibits a rough topography due to halokinetic processes, with mini basins and elevations, and with an outcrop of diapirs towards the São Paulo Plateau province (Mohriak et al. 1995, 2017).

2.4 DATA AND METHODS

To achieve the proposed objectives, the workflow presented in appendix 4.1 lists the steps of methods necessary to achieve the objectives of this work.

The 2D post-stack seismic data used in this study includes 51 seismic profiles that add up to 2370 km of lines with a spacing of 4 km, ceded by the Brazilian National Agency of Petroleum Natural Gas and Biofuels (ANP) (Figure 2-1). The seismic lines cover the Cabo Frio High, part of the Campos and Santos basins continental shelf and slope, and extend downslope to water depths of up to nearly 2700 m into the São Paulo Plateau.

The seismic attribute cosine phase was applied to the seismic data using OpendTect® software aiming to enhance reflectors' terminations and continuity (Chopra and Marfurt 2007). This allowed for mapping stratigraphic horizons and determining their thickness using a constant velocity of 1600 m.s⁻¹. Additionally, the seismic stratigraphic was used to recognize the seismic facies and geometry of the deposits.

The results of seismic interpretation were incorporated into ArcGis® software, and provided the basis for the morphometric analysis of the mass transport deposits. This study only includes measurements that could be confidently extracted such as area, length, thickness, length, and volume. These are used to describe the geometry and dimension of the MTDs (Annex A) (Moscardelli and Wood 2015; Clare et al. 2018). Calculations were based on studies by Clare et al. 2018.

The thickness of the deposit is calculated by the vertical difference in time between the baseline and the top line of each MTDs. The thickness was later converted to meters using a constant velocity of 1600 m.s⁻¹. For the total length of the deposit, an apparent length value was measured, that is, a length value in a straight line from the beginning to the end of the deposit (Clare et al. 2018). The latter was done, by measuring the 2D seismic.

For the area only the cross-sectional area of the seismic section is considered, as the seismic data is 2D. Thus, the deposit areas are the result of maximum thickness by deposit length (area = maximum thickness x maximum length). Lastly the volume was calculated based on measurements of the mass deposit itself, i.e., a function of the maximum thickness and area (volume = area x 2/3

maximum deposit thickness) (Alves and Cartwright 2009). This approach is often used when the scar is not preserved (Clare et al. 2018).

2.5 RESULTS

In the Cabo Frio High region, two buried Mass Transport Deposits (MTD 1 and MTD 2) and one mass transport complex (MTC) with distinct seismofacies and structural architecture were mapped (Figure 2-1; Figure 2-2). They are indicative of major changes in the descent of the continental slope and interruption of the original stratigraphy. All the deposits are within the Upper-Quaternary Miocene sedimentary record (Duarte and Viana 2007).

2.5.1 Seismic Architecture

The deposits were characterized by internal transparent to chaotic seismic facies (Figure 2-3 a') with visible low to high-frequency amplitude variations in all directions and non-homogenous patterns. The lower boundary of the deposits was marked by strong amplitude reflectors (Figure 2-3 c'). This was here described as the erosive unconformities H1 and H2 (Figure 2-2). H1 is the lower boundary for MTD 1 and MTD 2, while H2 is the lower boundary for the MTC. Also, internal preserved slide blocks are seen locally as parallel reflectors within the chaotic facies (Figure 2-3 b').

2.5.2 MTDs Distribution and Morphometric Parameters

These MTDs are buried beneath 30 m to 50 m of hemiplegic drape. They are found between 1000m depth, with the presence of landslide scars on the continental slope, and 2600 m, where they developed towards the São Paulo Plateau (Figure 2-1).

The buried deposits range from 50 m to 370 m depth from the seafloor surface (Table 1). The average thickness for each deposit is 600 m, 540 m, and 870 m. While the length is 99 km, 36 km, and 57 km, for MTD 1, MTD 2 and MTC, respectively. Other morphometric parameters of the deposits are presented in Table 1.

Table 1. Table of morphometric parameters and internal pattern of mass transport deposits.

MTD	Depth below seafloor (m)	Maximum Thickness (m)	Maximum Length (km)	Area (km ²)	Volume (km ³)	Seismic Facies
MTD 1	370	600	99	59	24	Chaotic – Transparent
MTD 2	50	540	36	19	7	Transparent
MTC	280	870	57	50	29	Chaotic – Transparent

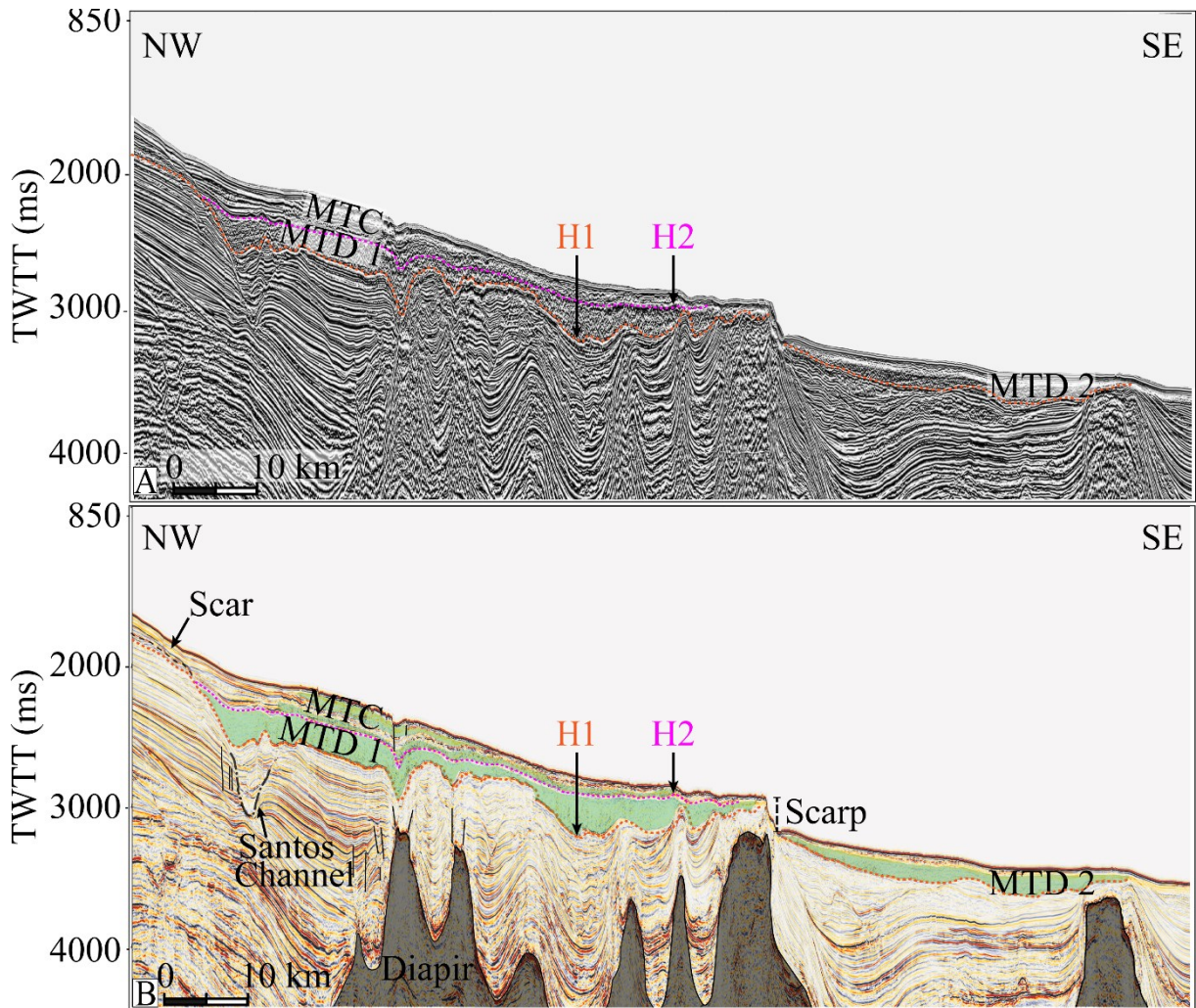


Figure 2-2 Seismic section (location in figure 2-1) with Cosine of Phase attribute (A). The attribute highlights the terminations of the reflectors around the chaotic deposit, improving the interpretation of the horizons, as well as the lower and upper limits, (H1 and H2) (B).

2.5.2.1 MTD 1

Mass Transport Deposit 1 (MTD1) corresponds to an individual deposit with internal transparent to chaotic seismic facies, superimposed on erosive unconformity H1 (Figure 2-2). The deposit has a maximum thickness of approximately 600 m, an area of 59 km², a maximum length of 99 km, and estimate volume of 24 km³ (Table 1, Figure 2-3). In the seismic profile, near 2250 ms (Figure 2-2, Figure 2-3A), it is possible to find the deposit partially filling in the U-shaped contourite channel (Santos Channel). Below the slope, higher depositional features (montforms) are characterized by onlap and downlap terminations separating the MTDs. While, towards the deeper region, the diapirs become evident and it is possible to notice (Figure 2-2 B, Figure 2-3 A and B), that the rise of diapirs uplifted and failed the deposit.

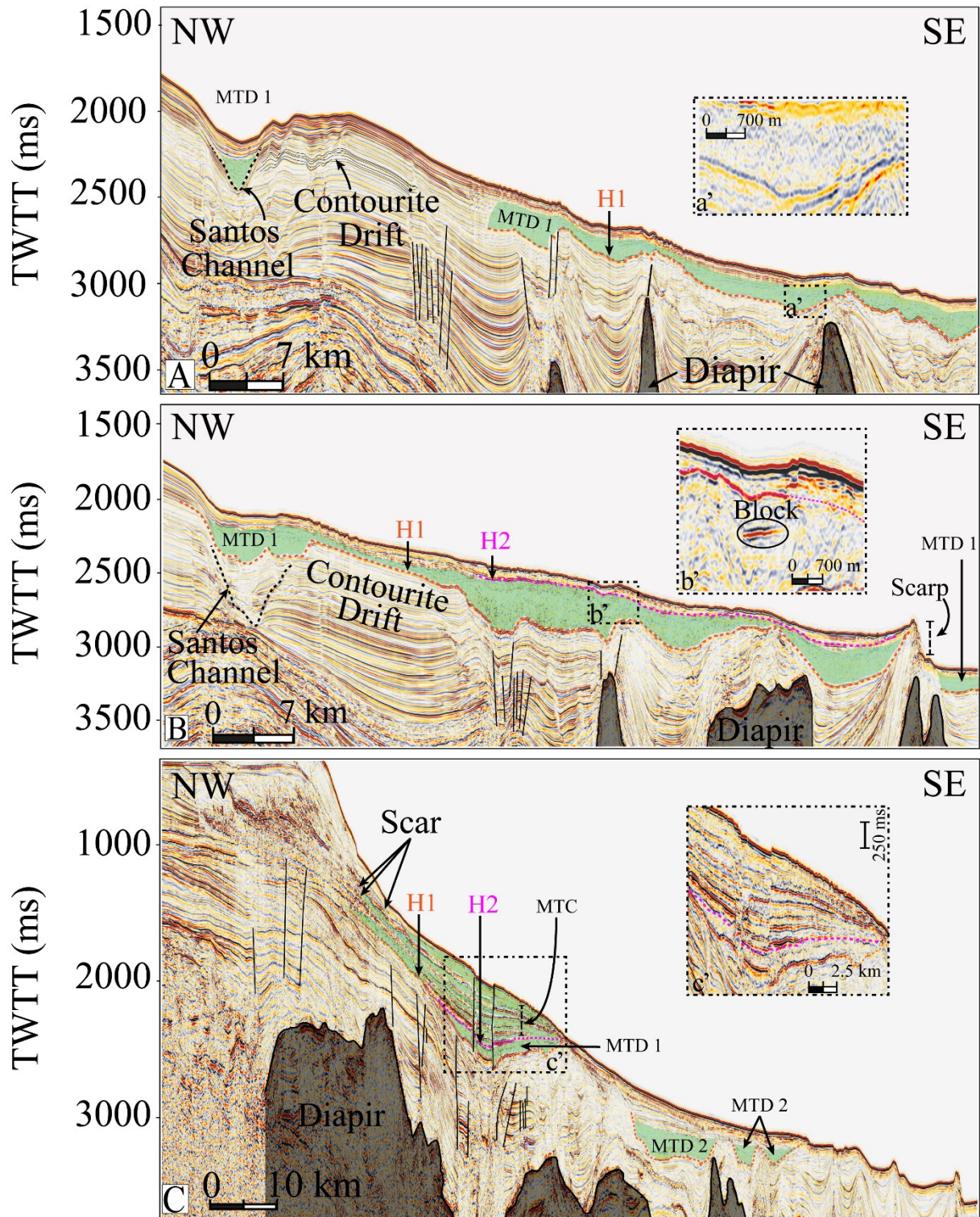


Figure 2-3 Three seismic sections are located in different sectors in the study region (location figure 2-2). Note the identification of a single deposit – section A which is separated by the contourite drift in the southwest region of the study area, as we proceed to the northeast region on the slope sections B and C, there are more deposits.

2.5.2.2 MTD 2

MTD 2 is characterized by internal transparent facies and presents a maximum length of 57 km, an area of 19 km², a maximum thickness of 540 m, and estimate volume of 7 km³ (see Table 1) concentrated in the most distal region of the MTD scars (Figure 2-3). Underneath MTD 2 there is an intense presence of salt diapirs and faults that can be associated with halokinesis in this region (São Paulo Plateau) (Figure 2-3 B and C). On the seafloor, scarps are also seen near MTD 2 deposits and can be also linked to halokinesis in the subsurface. Such pieces of evidence suggest that the diapiric mass lifted the overlying strata, promoting instability, faulting and forming minibasins in which the MTDs were later deposited Figure 2-3 B.

2.5.2.3 MTC

The Mass Transport Complex consists of a vertical succession of multiple slide events stacked on top of the MTD 1 (see Figure 2-2 and Figure 2-3 C). The stacked MTDs are recognized by their transparent to a chaotic seismic character with variable dimensions that average 870 m thick, 50 km², and 29 km³ (see Table 1). The seismic sections showed the presence of erosive surfaces indicating landslide scars that coincides with the highest part (top) of the diapirs (Figure 2-3 C). There is an intense presence of salt diapirs in all areas, which caused normal faults in the sedimentary layers above.

2.5.3 Regional Characterization

The study site presents longitudinal and lateral changes in the depositional patterns of the gravitational deposits and in the related structural controls (Figure 2-4). The shallowest landslide scars mapped are seen in the upper slope zone (~ 1500 ms TWTT) (Figure 2-3 C). The mapped faults coincide with this region and directly affect the MTD 1 and MTC (Figure 2-4). Here the deposits are thinner and with a predominance of chaotic internal facies. The transitional zone of the slope does not present faults, being dominated by salt diapirs. Also, there is a change in the internal pattern of the deposits, despite being thicker, they show a predominance of chaotic to transparent facies and the presence of cohesive blocks.

In general, the seismic lines show cased the presence of diapiric structures throughout the study area. However, there is a higher occurrence in the distal zone of the slip scar (~ 2250 m). Moreover, MTD 2 is delimited by scarps associated with diapirs (see Figure 2-2 and Figure 2-3).

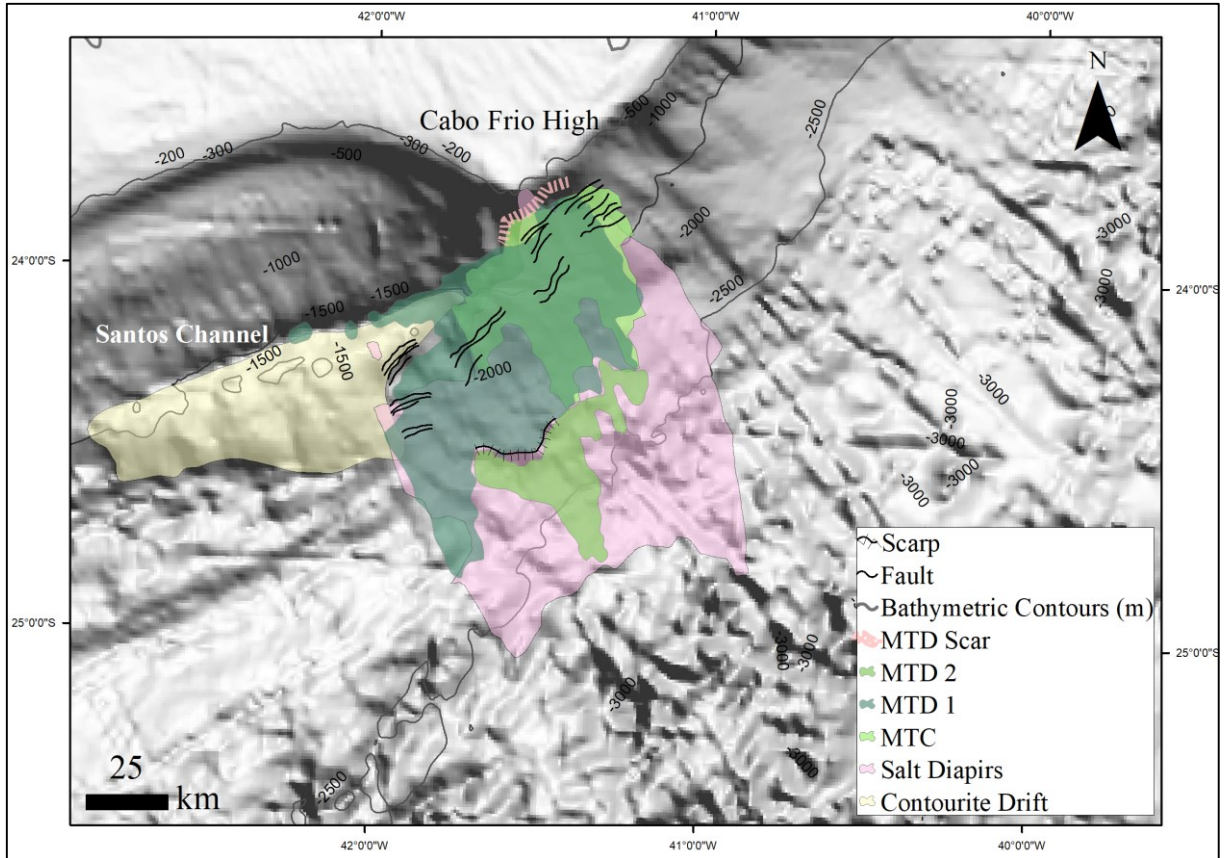


Figure 2-4 Regional characterization of the border area of the Santos Basin with the Campos Basin. The MTDs are arranged in the green shaded area that extends from the continental slope to the São Paulo Plateau. Emphasizing that the interpretation of salt diapirs and faults were considered only those associated with deposits, being by interruption or modification of the external architecture.

Within the southeast of the study area, a contourite channel has been excavated along the 1500 m isobath, exhibiting a depression in the bottom morphology and extensive contourite drift at the base of the channel depression, which forms a barrier to mass transport deposit.

2.6 DISCUSSION

2.6.1 Seismic Architecture and Deposit Characteristics

The two MTDs and stacked deposits (MTC) cover a total sediment volume of $\sim 60 \text{ km}^3$ and an area of $\sim 145 \text{ km}^2$. Near the scar region they are mainly seen as chaotic with, low-to-high reflectors and internal blocks, that have been associated with slumps. On the other hand, towards the São Paulo Plato, distant from the scar region, the deposit is characterized by low-amplitude to transparent reflectors that can be associated with debris-flow (Hampton et al. 1996; Posamentier 2004, 2011; Mulder 2011). The internal distribution of the deposits suggests a transition from slumps to debris flows that is particular in these types of deposits, and can occur in the same event or depositional unit (Dott 1963; Stow et al. 1996; Bull et al. 2009).

Regarding the MTD mapped above the H1 horizon, this condition in combination with the colliding and shearing boundaries of the MTD 1 e MTD 2 suggests that each component failure occurred simultaneously. All the deposits mapped are above sequence 7 described by Duarte and Viana (2007), indicating that the MTDs originated during the last 4 ma during the Pliocene epoch in the Neogene period.

The measured morphometric parameters associated with the architecture of the deposits (area, volume, maximum thickness, length) in the studied area show similar dimensions to the mass transport deposits previously described in the Cabo Frio High region. Ashabranner et al. (2012) identified MTDs ranging from 100 m to 500 m thick, covering $\sim 20 \text{ km}$, and buried within 50-65 m of hemipelagic sediment.

When compared to other deposits mapped on the Brazilian continental margin, the dimensions showed in our study are smaller. For example, the multiple stacked deposits mapped in the Amazon Fan, Pará-Maranhão, and Pelotas basins constitute large megaslide complexes, that can reach thousands of square kilometers in area ($> 315000 \text{ km}^2$) and hundreds of meters in thickness with $\sim 34000 \text{ km}^3$ for individual deposits (Silva et al. 2016; dos Reis et al. 2016).

Based on the results, the deposits mapped in the Cabo Frio High can be classified as detached, whose dimensions are smaller because in some regions they detached from their scar (Moscardelli and Wood 2008), occupy dozens of square kilometers of area ($< 59 \text{ km}^2$) and only kilometers in length (36 – 99 km) (Moscardelli and Wood 2015).

The morphometric parameters associated with the architecture of MTDs allow us to link geological context, deposit geometry, and potential causal mechanisms, as well as to define where the sourcing areas of deposits are located, giving us important insight process and dynamics of different environments (Moscardelli and Wood 2008, 2015; McAdoo et al. 2000).

2.6.2 Possible triggers of the Mass Transport Deposit

Detached mass transport deposits are controlled by localized gravitational instabilities (Moscardelli and Wood 2015), these systems are usually related with slope sedimentation, collapsing salt ridges, thrust core structures, upper slope instabilities, and unstable margins of deep-water mini basins (Moscardelli and Wood 2008).

From the geological controls interpreted in the morphology of the seabed in this area, the possible triggering mechanisms are associated with seismicity, reactivation of diapirs, and oversteeping slope.

The MTD 1 and MTC are positioned in the upper-slope, commonly characterized by slump scars. These depositional systems are usually sourced from those areas, which can indicate triggering by regional events (e.g., earthquakes) (Prior and Coleman 1984; Posamentier 2004). Seismic events have been mapped near Cabo Frio High by the Brazilian Seismographic Network in the last two decades (RSBR, 2022).

From the location of MTD 2 that overlays the most extensive salt deposits in the basin, it is reasonable to point salt reactivation as trigger as already evidenced in the Neogene (Mohriak et al. 1995; Cobbold et al. 2001). The deposit had its genesis from the flanks of salt masses, which were failed by the salt movement (Posamentier et al. 2004; Moscardelli and Wood 2008).

2.7 CONCLUSION

The Cabo Frio High shows a series of processes, most of them associated with slope failure, resulting in two single deposits (MTDs) and several stacked deposits (MTC). The data set contains information regarding the area, volume, length, and thickness of MTDs, which consolidate the idea that local geological controls play an important role in defining the architecture of MTDs.

The sliding surface of the MTDs coincides with the horizon of a 4 ma. From the Neogene to the present, mass transport deposits in the Cabo Frio High have been controlled by the interaction between the halokinesis, gravity tectonics, and slope physiography.

2.8 ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by CAPES (Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel) and FAPESC (Foundation for Research and Innovation of the State of Santa Catarina. Thank the ANP (Brazilian National Agency of Petroleum Natural Gas and Biofuels) for the data provided to support the research. Also, thanks the Petrobras for me participation at Project 'Monitoramento Sismológico e Oceanográfico de um Segmento no Sudeste do Brasil: Norte da Bacia de Santos ao Sul da Bacia do Espírito Santo', process: 2015/00515-6. The author would like to thank professors, Gilmar Bueno and Cleverson Guizan, from Universidade Federal Fluminense and Michel Mahiques, from Universidade de São Paulo for their support in the analysis and discussion of the data.

REFERENCES

- Almeida A G, Kowsmann R O (2014). Geomorfologia Do Talude Continental E Do Platô De São Paulo. In: KOWSMANN, R. O. (Ed.). Geologia e Geomorfologia. 1. ed. Rio de Janeiro: Elsevier Editora Ltda., p. 33–66.
- Alves T M, Cartwright J A (2009). Volume balance of a submarine landslide in the Espírito Santo Basin, offshore Brazil: quantifying seafloor erosion, sediment accumulation and depletion. *Earth and Planetary Science Letters*, 2883, 572–580.
- Ashabraner L B, Tripsanas E K, Shipp R C (2012). Multi-direction flow in a mass-transport deposit, Santos Basin, offshore Brazil, in Mosher, D.C., Shipp, R.C., Moscardelli, L., Chaytor, J.D., Baxter, C.D.P., Lee, H.J., and Urgeles, R., eds., *Submarine Mass Movements and Their Consequences: Dordrecht, Springer, Advances in Natural and Technological Hazards Research*, v. 28, p. 247–255.
- Asmus H E, Ponte F C (1973). The Brazilian marginal basins. In *The South Atlantic* (pp. 87-133). Springer, Boston, MA.
- Borges R G, Lima A C, Kowsmann R O (2014). Áreas propensas a escorregamentos no talude continental. Kowsmann, R.O., editor. *Geologia e Geomorfologia*. Rio de Janeiro: Elsevier. *Habitats*, v. 1, p. 99-136.
- Bull S, Cartwright J, Huus M (2009). A review of kinematic indicators from mass-transport complexes using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, p. 1132-1151.
- Castro R D, Picolini J P (2015). Principais Aspectos da Geologia Regional da Bacia de Campos. In: *Geologia e Geomorfologia*. Campus, p. 1-12.
- Chopra S, Marfurt K J (2007). Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization, seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization. In: *Society of Exploration Geophysicists and European Association of Geoscientists and Engineers*.
- Clare M, Chaytor J, Dabson O et al (2018). A consistent global approach for the morphometric characterization of subaqueous landslides. *Geological Society, London, Special Publications*, [s. l.], p. SP477.15.
- Cobbold P R, MEISLING K R, MOUNT V S (2001). Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, Southeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85, 1925-1944.

Duarte C S L, Viana A R (2007). Santos Drift System: stratigraphic organization and implications for late Cenozoic palaeocirculation in the Santos Basin, SW Atlantic Ocean. Geological Society, London, Special Publications, v. 276, n. 1, p. 171–198.

Dott, R. H. (1963). Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. AAPG Bulletin, 47(1), 104-128.

dos Reis et al (2016). The Chuí megaslide complex: regional-scale submarine landslides on the southern Brazilian margin. In Submarine Mass Movements and their Consequences (pp. 115-123). Springer, Cham.

Figueiredo JR A G, Tessler M G (2004). Topografia e composição do substrato marinho da Região Sudeste-Sul do Brasil, São Paulo. Instituto Oceanográfico, USP. Série Documentos Revizee – Score Sul. p 64.

Locat J, Lee H J (2000). Submarine landslides: advances and challenges. Canadian Geotechnical Journal, v.39, p. 193-212.

Mahiques M M, Schattner U, Lazar M, Sumida P Y G, Souza L A P (2017). An extensive pockmark field on the upper Atlantic margin of Southeast Brazil: spatial analysis and its relationship with salt diapirism. Heliyon, v. 3, n. 2, p. e00257.

McAdoo B G, Pratson L F, Orange D L (2000). Submarine landslide Geomorphology, US continental slope. Marine Geology. v. 169, p. 103-136.

Mohriak W U, Dewey J F (1987). Deep seismic reflectors in the Campos Basin, offshore Brazil. Geophysical Journal International, 89(1), 133-140.

Mohriak W U, Barros A D (1990). Novas evidências de tectonismo Cenozóico na região sudeste do Brasil: o graben de Barra de São João na plataforma de Cabo Frio, RJ. Revista brasileira de Geociências, 20(1-4), 187-196.

Moriak W U et al (1995). Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In: Salt Tectonics: a Global Perspective, Jackson, M. P. A. et al., AAPG Mem. 65, p. 273-304.

Mohriak W U, Torres L C (2017). Levantamentos geofísicos para a delimitação da margem continental brasileira. Revista USP, n. 113, p. 59-80.

Moreira J L P et al (2007). Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 531-549.

Moscardelli L, Wood L, Mann P (2006). Mass-transport complexes, and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. *AAPG Bulletin*, v. 90, n. 7, p. 1059-1088.

Moscardelli L, Wood L (2008). New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad: *Basin Research*, v. 20, p. 73–98.

Moscardelli L, Wood L (2015). Morphometry of mass-transport deposits as a predictive tool. *Geological Society of America Bulletin*. v. 128, p.47–80.

Mulder T (2011). Gravity processes and deposits on continental slope, rise and abyssal plains. In *Developments in Sedimentology* (Vol. 63, pp. 25-148). Elsevier.

Ojeda A H (1982). Structural framework, stratigraphy, and evolution of Brazilian marginal basins. *AAPG Bulletin*, 66, 732-749.

Posamentier H (2004) Stratigraphy and geomorphology of deep-water mass transport complexes based on 3D seismic data. *OffshoreTechnology Conference*, Houston, TX.

Posamentier H W, Martinsen O J (2011). The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. *Mass-transport deposits in deepwater settings*. Tulsa: SEPM, Special Publication, v. 95, p. 7-38.

Prior D B, Coleman J M (1984). Submarine slope instability, in *Slope Instability*: Wiley, p. 419-455.

Schreiner S, Souza M F P, Migliorelli J P R (2007/2008). Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*.16(1): 157-160.

Silva C C et al (2016). Multiple megaslides complexes and their significance for the Miocene stratigraphic evolution of the offshore Amazon Basin. In *Submarine Mass Movements and their Consequences* (pp. 49-60). Springer, Cham.

Souza L S, Sgarbi G N C (2019). Bacia de Santos no Brasil: geologia, exploração e produção de petróleo e gás natural. *Boletim de Geologia*, 41(1), p.175-195.

Stow D A W et al (1996). D. Deep Seas. In: READING, H. G. (Ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., Oxford, p. 395-453.

3 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONTRIBUIÇÕES CIENTÍFICAS

Neste trabalho, linhas sísmicas 2D *post-stack* foram utilizadas para analisar e interpretar os depósitos de transporte de massa no Alto de Cabo Frio. A interpretação dos dados sísmicos públicos permitiu a identificação das dimensões dos depósitos e o entendimento das feições deposicionais associadas aos transportes de massa submarinos. A partir dos resultados deste trabalho pesquisas futuras poderão ser melhor exploradas como: a identificação e quantificação de pré-condicionamento e gatilhos de ruptura do talude, avaliação do perigo geológico marinho que implica em previsões mais precisas de riscos geológicos marinhos e estimativa de investimento de recursos para diferentes regiões, estudos para calibrar modelos numéricos de estabilidade de talude e informar previsões futuras de atividades de transportes de massa submarinos.

4 TRABALHOS FUTUROS

Propõe-se:

- Processamento e interpretação de dados de sísmica 3D, possibilitando uma visão completa dos depósitos com continuidade lateral, extração de dados morfométricos mais detalhados e com menor espaçamento entre os perfis analisados.
- Processamento e mensuração dos dados de batimetria multifeixe, facilitando na visão em planta dos depósitos.
- Amarração dos dados sísmicos a mais poços e na área de estudo, permitindo a validação da sequência encontrada.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, A.G. **Geomorfologia E Sismoestratigrafia De Alta Resolução Dos Complexos De Transporte De Massa E Estabilidade Do Talude Da Região Do Grupo Sudeste De Cânions Da Bacia De Campos, Rj.** 129f. Dissertação de Mestrado-UFF, Rio de Janeiro, 2015.

BORGES, R.G., LIMA, A.C., KOWSMANN, R.O. Áreas propensas a escorregamentos no talude continental. Kowsmann, R.O., editor. *Geologia e Geomorfologia*. Rio de Janeiro: Elsevier. **Habitats**, v. 1, p. 99-136, 2014.

CANALS, M.; LASTRAS, G.; URGELES, R. CASAMOR, J.L. MIENERT, J.; CATTANEO, A.; LOCAT, J. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. **Marine Geology**. 213, p. 0-72, 2004.

CAPUTO, H. P. **Mecânica dos solos e suas aplicações**. Ed 6. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, Editora S.A., p. 112-159, 1988.

CARLOTTO, M. A.; RODRIGUES, L. F. O escorregamento Maricá—anatomia de um depósito de fluxo gravitacional de massa do Mastrichtiano, Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 18, n. 1, p. 51-67, 2009.

CLARE, M; CHAYTOR, J; DABSON, O; GAMBOA, D; GEORGIPOULOU, A; EADY, H; HUNT, J; JACKSON, C; KATZ, O; KRASTEL, S; LEÓN, R; MICALLEF, A; MOERNAUT, J; MORICONI, R; MOSCARDELLI, L; WOOD, L; JOBE, Z. A consistent global approach for the morphometric characterization of subaqueous landslides. **Geological Society**, London, Special Publications, [s. l.], p. SP477.15, 2018.

D'AVILA, R. S. F. et al. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas turbidíticos. In: **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. [s.l: s.n.]. p. 245–301, 2008.

EL-ROBRINI, M.; GENNESSEAU, M; MAUFRET, A. Consequences of El-Asnam earthquakes: Turbidity currents and slumps on the Algerian Margin (Western Mediterranean). *Geo-Marine Letters*, v. 5, p.171-176, 1985.

HAMPTON, M.A.; LEE, H.J.; LOCAT, J. Submarine landslides. **Reviews of Geophysics**. v. 34, p. 33-59, 1996.

HILTON, R. G.; GALY, A.; HOVIUS, N. Riverine particulate organic carbon from an active mountain belt: Importance of landslides. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 22, n. 1, 2008.

KOWSMANN, R.O., MACHADO, L.C.R., VIANA, A.R., ALMEIDA Jr., W., VICALVI, M.A. Controls on Mass-Wasting in Deep Water of the Campos Basin. **Proceedings of the Annual Offshore Technology Conference**. p. 331-341, 2002.

LE BOUTEILLER, P.P. **Identification and characterization of Mass Transport Deposits from seismic data: Application to the Amazon River Mouth basin**. Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Ciências da Terra de Paris da Universidade de Sorbonne, 2018.

LEE, H.J.; LOCAT, J.; DESGAGNS, P.; PARSONS, J. D.; MCADOO, B. G.; ORANGE, D. L.; PUIG, P.; WONG, F.L.; DARTNELL, P. BOULANGER, E. Submarine Mass Movements

on Continental Margins. In: **Continental Margin Sedimentation: From Sediment Transport to Sequence Stratigraphy**. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd., p. 213-274, 2007.

LOCAT, J.; LEE, H.J. Submarine landslides: advances and challenges. **Canadian Geotechnical Journal**, v.39, p. 193-212, 2000.

MASSON, D.G., HARBITZ, C.B., WYNN, R.B., PEDERSEN, G., LØVHOLT, F. Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. **Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**. v. 364, p. 2009-2039, 2006.

MCADOO, B.G.; PRATSON, L.F.; ORANGE, D.L. Submarine landslide Geomorphology, US continental slope. **Marine Geology**. v. 169, p. 103-136, 2000.

MOSCARDELLI, L; WOOD, L; MANN, P. Mass-transport complexes, and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. **AAPG bulletin**, v. 90, n. 7, p. 1059-1088, 2006.

OKEY, T. A. Sediment flushing observations, earthquake slumping, and benthic community changes in Monterey Canyon head. **Continental Shelf Research**, 17 p. 958-978, 1997.

POSAMENTIER, H. W.; MARTINSEN, O. J. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. Mass-transport deposits in deepwater settings. Tulsa: SEPM, Special Publication, v. 95, p. 7-38, 2011.

STOW, D. A. W.; READING, H. G.; COLLINSON, J. D. Deep Seas. In: READING, H. G. (Ed.). **Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy**. Blackwell Science Ltd., Oxford, p. 395-453, 1996.

TALLING, P.J.; CLARE, M. L.; URLAUB, M.; POPE, E.; HUNT, J. E.; WATT, S. F. Large submarine landslides on continental slopes: geohazards, methane release, and climate change. **Oceanography**, v. 27, n. 2, p. 32-45, 2014.

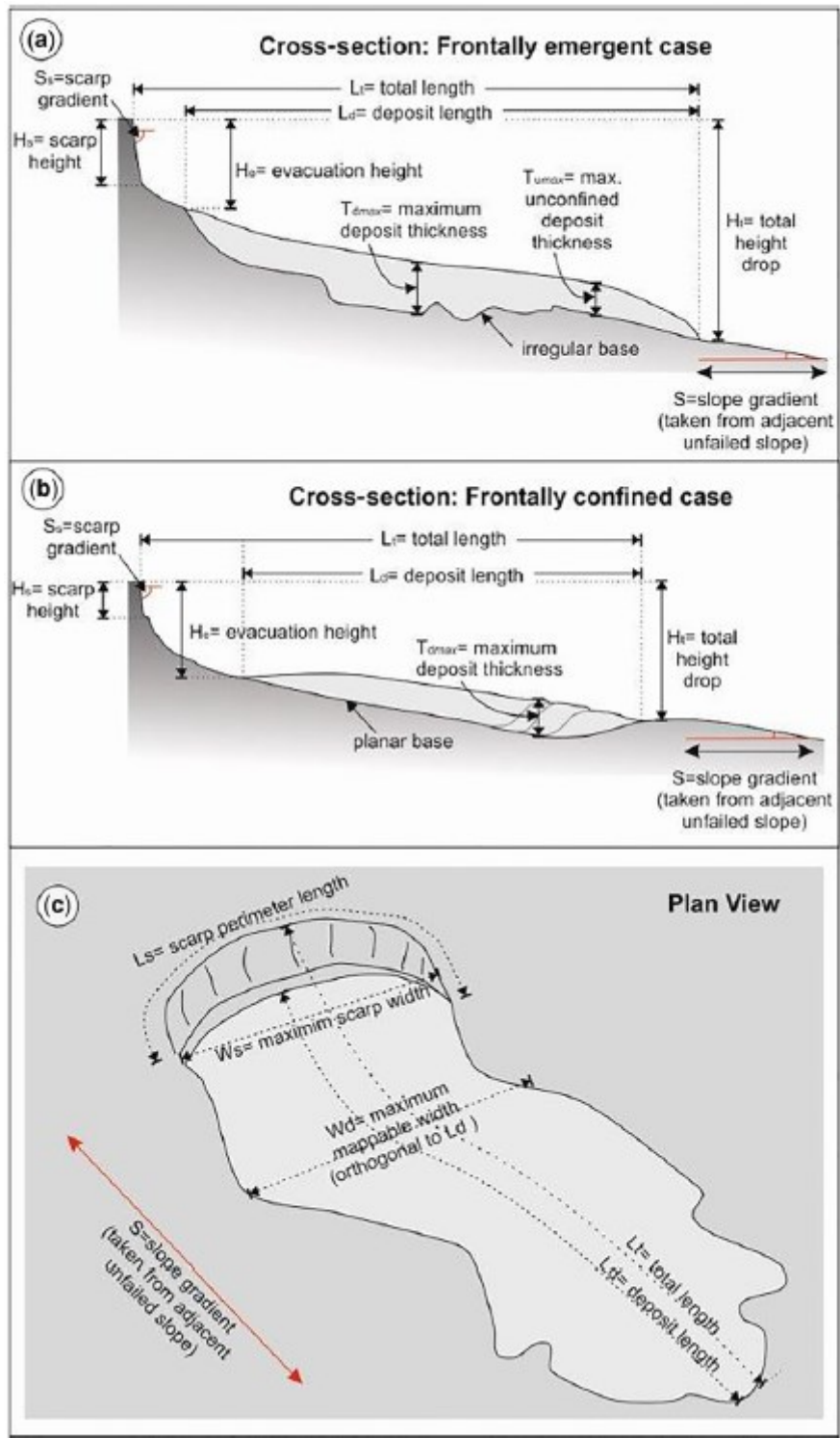
TAPPIN, D.R., WATTS, P., MCMURTRY, G.M., LAFOY, Y., Matsumoto, T. The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July 1998-offshore evidence on the source mechanism. **Marine Geology**, v. 175, p. 1-23, 2001.

TERZAGHI, K. A. R. L. Principles of soil mechanics. **Engineering News-Record**, v. 95, n. 19-27, p. 19-32, 1925.

VANNESTE M.; SULTAN N.; GARZIGLIA S.; FORSBERG, C. F.; L'Heureux J. S. Seafloor instabilities and sediment deformation processes: The need for integrated, multi-disciplinary investigations. **Marine Geology**. v. 352, p. 183-214, 2014.

VARNES, D.J. Slope movement types, and processes, in *Landslides- Analysis and Control*, edited by R.L. Schuster and R.J. Krizek, Transportation Research Board Special Report., **Natl.Res. Council**, Washington, D. C.v. 176, p. 12-33, 1978.

ANEXO A – SCHEMATIC ILLUSTRATION OF MORPHOMETRIC PARAMETERS



APÊNDICE A - RESUMO DE TRABALHO APRESENTADO

Neste tópico é apresentado o resumo aceito em evento.

I. PGGM – WORKSHOP EDIÇÃO AMAZONICA 2020

MORFOMETRIA DOS DEPÓSITOS DE MOVIMENTO DE MASSA NEOGÊNICOS DO TALUDE CONTINENTAL DO ALTO DE CABO FRIO, REGIÃO FRONTEIRIÇA DAS BACIAS DE SANTOS E CAMPOS

DIONISIO, G. M.^{1*}; PANDOLPHO, B. T.¹; MACHADO, A. A.²; KLEIN, A. H. F.¹.

Universidade Federal de Santa Catarina¹ (*Giuliana Maria Dionisio, giu.mdionisio@gmail.com); Universidade Federal da Bahia².

Os movimentos de massa ocorrem a partir da ruptura da estabilidade de grandes pacotes sedimentares que se movem talude continental abaixo resultando em extensos depósitos sobre a bacia sedimentar. Estudos envolvendo os movimentos de massa submarinos despertam o interesse da indústria petrolífera devido ao grande potencial desses fenômenos de gerar danos materiais e conseqüentemente econômicos. Apesar da relevância global dessa temática e dos esforços para compreender os processos de instabilidade/ruptura e o papel dos depósitos de movimento de massa (DMM), ainda existem lacunas nos estudos da margem continental brasileira. A fim de contribuir para os avanços nesse tema, esse estudo buscou melhor compreender como os movimentos de massa submarinos são expressos e distribuídos. Para este estudo foram escolhidas áreas com movimentos de massa no talude continental previamente descritas na literatura por meio de registros sísmicos e/ou batimétricos na região do Alto de Cabo Frio, região fronteira das bacias de Santos e Campos, a fim de caracterizar e melhor compreender seus padrões internos e externos e distribuição dentro das duas bacias. A fim de alcançar estes objetivos foi realizada uma análise sismoestratigráfica, que permitiu identificar os movimentos de massa submarinos a partir dos padrões de sismofácies, e que foram então caracterizados morfometricamente a partir das medidas de comprimento, espessura máxima e profundidade abaixo do fundo marinho. O maior complexo de movimento de massa (CMM) identificado na área de estudo apresenta diversas cicatrizes erosivas e uma sucessão vertical de vários eventos de deslizamento que vai da região norte da Bacia de Santos (BS) e se estende para a região do extremo sul da Bacia de Campos (BC). Disposto do talude continental até o

platô de São Paulo, nas profundidades de 1.500 m a 2.000 m, o complexo de movimento de massa pôde ser dividido em três diferentes domínios ou províncias. Da porção mais ao norte do CMM (sul de BC) para a porção mais ao sul do CMM (norte BS), foi possível notar a transição entre conjuntos de depósitos de movimento de massa empilhados e poucos espessos (domínio A), passando por depósitos caóticos espessos de média amplitude (domínio B), até os depósitos com fácies transparente sobre o platô de São Paulo (domínio C). Morfometricamente os depósitos se encontram entre 18 m e 370 m abaixo do fundo do mar, a espessura máxima variando de 24 m a 230 m, e o comprimento total entre 1.100 m e 17.000 m. Sismoestratigraficamente, os depósitos de movimento de massa apresentaram sismofácies variando, desde fácies caótica à transparente, com algumas ocorrências de refletores mais regulares e de amplitude moderada, o que indicam blocos de materiais coesos. Além disso, refletores de alta amplitude presentes na base dos DMM sugerem a deposição de um lençol hemipelágico anterior ou entre os períodos de instabilidade dos DMM. Por fim, outras feições geológicas também foram identificadas nas seções sísmicas ao longo do grande CMM dentre elas, diápiros de sal, falhas geológicas, canal e *drift* contornítico, revelando mudanças importantes nos padrões laterais de deposição sedimentar e possíveis controles estruturais sobre os depósitos de movimentos de massa submarinos identificados.

Palavras-Chave: Movimento de Massa Submarino. Morfometria dos Depósitos. Bacia de Santos. Bacia de Campos.

APPENDIX B – WORKFLOW