



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CAMPUS TRINDADE  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA

Marcelo Pellicano Falleiros

LIMITES FISIográficos DE UM SISTEMA CONTORNÍTICO NA BACIA DE SANTOS,  
BRASIL

Florianópolis, SC 2023

Marcelo Pellicano Falleiros

LIMITES FISIAGRÁFICOS DE UM SISTEMA CONTORNÍTICO NA BACIA DE SANTOS,  
BRASIL

Projeto de Mestrado submetido ao Programa de Pós-Graduação em Oceanografia da Universidade Federal de Santa Catarina para obtenção do título de mestre em oceanografia.

De acordo,

Orientador: Prof. Dr. Antonio Henrique da Fontoura Klein

Florianópolis

2023

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

Pellicano Falleiros, Marcelo

Limites fisiográficos de um sistema contornítico na bacia de Santos, Brasil / Marcelo Pellicano Falleiros ; orientador, Antonio Henrique da Fontoura Klein, 2023.

72 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de Ciências Físicas e Matemáticas, Programa de Pós-Graduação em Oceanografia, Florianópolis, 2023.

Inclui referências.

1. Oceanografia. 2. Geofísica Marinha. 3. Contornitos. 4. Correntes de Fundo. I. da Fontoura Klein, Antonio Henrique. II. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia. III. Título.

Marcelo Pellicano Falleiros  
**Limites fisiográficos de um sistema contornítico na bacia de Santos, Brasil**

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

Prof. Michel Michaelovitch de Mahiques, Dr.  
Universidade de São Paulo

Prof. Pedro de Souza Pereira, Dr.  
Universidade Federal de Santa Catarina

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.

---

Prof. Paulo Roberto Pagliosa Alves, Dr.  
Coordenador do Programa

---

Prof. Antonio Henrique da Fontoura Klein, Dr.  
Orientador

Florianópolis, 2023.

“Onde houver ódio, que eu leve o amor”

## Resumo

Este trabalho apresenta os limites fisiográficos do canal contornolítico de Santos utilizando métodos geofísicos de sísmica monocanal (fonte do tipo chirp) e batimetria multifeixe. Para tanto, foram identificadas formas de leito e padrões de refletores classificados como ecocaracteres, relacionados à nascente e a desembocadura do canal contornítico. Os refletores de subsuperfície classificados como ecocaracteres foram ondas de sedimentos, pockmarks inativos, pockmarks ativos, canal de Santos e drifte de Santos. No trecho paralelo ao canal de Santos, destacam-se os driftes contorníticos e os canais que desaguam em contornos semicirculares. Observa-se também a sudoeste da seção onde terminam estes canais, dando origem a uma batimetria menos irregular, indício sísmico do limite fisiográfico sudoeste do canal. As seções sísmicas transversais do Canal de Santos destacam padrões de ecocaracter semelhantes que permitem mostrar sua extensão lateral ao longo do talude. Os resultados da batimetria multifeixe na região sudoeste do canal mostram e destacam um padrão de entrada com formas de leito alongadas semelhantes a canais, sulcos e pequenos padrões circulares. Eles estão indicando, inclusive, que a movimentação dos diapiros do sal influencia a região. Por outro lado, na porção nordeste do Canal de Santos, os resultados da batimetria multifeixe destacam sistemas de cânions e movimentos de massa, sugerindo que o Canal de Santos tem sua origem, originada no passado, a partir desses fenômenos.

Palavras Chave: Canal Contornítico de Santos, Formas de Leito, Ecocaráteres, Sísmica, Batimetria Multifeixe.

### **Abstract**

This work presents the physiographic limits of the contouritic channel of Santos using geophysical methods of single-channel seismic (chirp type source) and multibeam bathymetry. For this purpose, bedforms and patterns of reflectors classified as echo-characters were identified, related to the source and outfall of the contouritic channel. The subsurface reflector features classified as echo-characters were sediment waves, inactive pockmarks, active pockmarks, Santos channel, and Santos drift. In the section parallel to the Santos channel, the contouritic drifts and channels that flow into semi-circular contours stand out. It can also be seen to the southwest of the section where these channels end, giving rise to a less irregular bathymetry, a seismic indication of the southwest physiographic limit of the channel. The transversal seismic sections of the Santos Channel highlight similar echo-character patterns that make it possible to show its lateral extension along the slope. The results of multibeam bathymetry in the southwestern region of the channel show and highlight an inlet pattern with elongated channel-like bed shapes, grooves, and small circular patterns. They are indicating even that the movement of salt diapirs influences the region. On the other hand, in the northeast portion of the Santos Channel, the multibeam bathymetry results highlight canyon systems and mass movements, suggesting that the Santos Channel has its source, originated in the past, from these phenomena.

Keywords: Santos Contouritic Channel, Bed Forms, Echo-characters, Seismic, Multibeam Bathymetry.

## Lista de Figuras

- Figura 1: Modelo esquemático da interação entre a corrente de turbidez (gravitacional) e a corrente de contorno (longitudinal). Fontes: (SHANMUGAM (2000); PANDOLPHO, 2019)). 8
- Figura 2: Mapa de amplitude RMS extraído entre U2 e U5, mostrando a coexistência areal de depósitos gravitacionais e processos de correntes de contorno. A corrente de contorno de talude superficial (pBC, Corrente Paleo-Brasil) desenvolve feições lineares na borda da plataforma e erode o topo do talude superior, induzindo fluxos gravitacionais. Sedimentos de borda de plataforma transferidos para baixo por fluxos gravitacionais são parcialmente submetidos à ação de correntes de contorno mais profundas (SOC, Southern Ocean Current) e contornam localmente o Canal de Santos. Fonte: (DUARTE & VIANA, 2007). 12
- Figura 3: Modelo esquemático com a representação morfológica e sedimentar na Bacia de Santos evidenciando o canal de santos e os depósitos contorníticos. Também revela as correntes oceânicas CB – Corrente do Brasil e CCI – Corrente de Contorno Intermediária que atuam sobre a superfície. (Fonte: DIAS, 2016). 15
- Figura 4: Relação entre a mudança dos parâmetros da coluna d'água, a amplitude da onda com a forma do registro do ecocaráter observado, e relaciona com a batimetria tendo como base um número adimensional S. 16
- Figura 5: Aquisição sísmica (A) monocanal e (B) multicanal. O tempo de chegada para cada levantamento é obtido através de  $t(x)$  (Modificado de DONDURUR, 2018). 17
- Figura 6: Mapa Batimétrico da Margem Continental Sul do Brasil (ZEMBRUSCKI, 1979). 19
- Figura 7: Representação esquemática entre a velocidade do fluxo com o tamanho do grão, evidenciando as principais feições de fundo. 22
- Figura 8: Representação esquemática entre a velocidade do fluxo com o tamanho do grão, evidenciando as principais feições de fundo. 23
- Figura 9: Representação esquemática entre a velocidade do fluxo com o tamanho do grão, evidenciando as principais feições de fundo. 24
- Figura 10: Localização da área de estudo com destaque nas principais províncias geomorfológicas como Serra do Mar e as Bacias de Santos e Campos. Fonte: Autor. 25
- Figura 11: Modelo esquemático do padrão das correntes e massas d'águas ao longo da margem sudoeste Brasileira proposto e modificado por Silveira et al., (2015). 29



## Sumário

<b>1. INTRODUÇÃO</b>	10
1.1 CONTORNITOS	12
1.2 EVOLUÇÃO E CONTROLE DOS CONTORNITOS	13
1.3 PROCESSOS OCEÂNICOS – CORRENTES DE FUNDO	16
1.4 ECOCARÁTER	18
1.5 SÍSMICA DE REFLEXÃO	19
1.6 GEOMORFOLOGIA	21
<b>1.6.1 Formas de Leito</b>	23
1.7 BATIMETRIA MULTIFEIXE	25
<b>2. ÁREA DE ESTUDO</b>	28
2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO	28
2.2 CONTEXTO OCEANOGRÁFICO	31
<b>3. OBJETIVOS</b>	33
3.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	33
3.2 PERGUNTAS DE PESQUISA	33
<b>4. ARTIGO – DISCUSSION ABOUT THE PHYSIOGRAPHIC LIMITS OF A CONTOURITIC DEPOSIT IN SANTOS BASIN, BRAZIL.</b>	34
<b>5. CONCLUSÕES</b>	66
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	66

## 1. INTRODUÇÃO

As atividades da indústria de óleo e gás nas Bacias Marginais Brasileiras ocorrem desde a plataforma continental até profundidades abissais. Estas intervenções no ambiente marinho precisam estar em concordância com os processos pretéritos e atuais de aporte sedimentar e com a dinâmica imposta das correntes oceânicas relativo as impressões no fundo marinho. A determinação dos processos transversais ou longitudinais que formaram tais superfícies erosivas e deposicionais, seja predominantemente no talude abaixo, ao longo do talude inferior, tem implicações para a compreensão dos controles na evolução das margens, paleo-oceanografia e estratigrafia de sequência (CAMPBELL; MOSHER, 2010).

O aporte sedimentar nas Bacias ocorre por um processo transversal a margem continental através das correntes de turbidez, um fluxo turbulento, intenso e de curto período. Este processo mantém os sedimentos em suspensão que são depositados ou transportados (KUENEN et al., 1950). Os principais elementos arquiteturais dos sistemas gravitacionais podem ser descritos em: feições erosivas de cânions, canais, depósitos laterais - diques, lobos e depósitos de transição canal-lobo (LINK, et al., 1991).

Por outro lado, os processos longitudinais como as correntes de contorno que ocorrem paralelamente a margem continental são relacionadas a circulação termohalina e geostrófica, ocorrem de maneira permanente com intensidade variável. O registro da ação dessas correntes sobre a superfície de fundo e subsuperfície são conhecidos como contornitos. Eles são definidos como sedimentos depositados ou substancialmente retrabalhados pela ação persistente de correntes de fundo (REBESCO et al., 2014; STOW; et al., 2002). De maneira geral, os depósitos contorníticos apresentam feições como ondas de sedimento, acumulação do tipo driftes, e, internamente por sedimentos bioturbados (STOW; FAUGÈRES, 2008). As ondas de sedimento são definidas como um formas de leito onduladas de larga escala e deposicional que é geralmente sob a influência de uma corrente fluindo próximo do fundo. Estas feições estão relacionadas com a velocidade e taxa de sedimentação, com o registro de suas cristas migrando talude acima (oposto ao fluxo) (WYNN; STOW, 2002).

Os driftes contorníticos são a expressão morfológica em larga escala da deposição dos contornitos (FAUGÈRES; STOW, 2008). Eles têm uma característica comum em algumas partes

das Bacias Oceânicas e são encontrados cobrindo grandes áreas do atual fundo do mar sob os modernos sistemas de corrente de fundo (ESENTIA et al., 2018). São geralmente depósitos predominantemente finos (silte ou argila) caracterizados por feições alongadas, montículos, semi-paralelas à margem continental e de dimensões variáveis (FAUGÈRES; STOW, 2008). Desta forma, devido a seleção granulométrica e organização da deposição dos sedimentos, os depósitos contorníticos revelam uma grande importância na indústria de óleo e gás como potencial reservatório de hidrocarboneto (VIANA, 2008). Os contornitos também envolvem o registro estratigráfico e paleoceanográfico das mudanças na circulação oceânica impressa em depósitos contorníticos que podem ser uma chave para entender melhor a conexão clima-oceano (VIANA, 2008)

As correntes de turbidez e as correntes de contorno geralmente ocorrem de maneira concomitante, basta estarem geograficamente próximas e no mesmo intervalo de tempo. Diversos trabalhos mostram as características e o comportamento destes depósitos mistos (FAUGERES et al, 1999; SANSOM, 2018; PANDOLPHO et al., 2019) (Figura 1). Entretanto, a história geológica da Bacia de Santos revela que, após o soerguimento da Serra do Mar ela se torna faminta de sedimentos e, por este motivo, os depósitos turbidíticos deixam de ocorrer em concomitância com as correntes de contorno que se tornam mais atuantes (DUARTE & VIANA, 2007). Nesse sentido, esse estudo tem a proposta de entender melhor a existência dos limites fisiográficas do depósito contornítico do Canal de Santos como consequência da atuação pretérita e atual dos depósitos de massa e depósitos mistos (turbidez e corrente de fundo), tectônica salina e configuração atual das correntes de fundos.

Portanto, este trabalho apresenta a classificação de ecocaráteres a partir de seções sísmicas monocanal ao longo do limite da quebra da plataforma até o talude inferior e, duas malhas batimétricas como forma de caracterizar os padrões geomorfológicos dos possíveis limites fisiográficos do depósito contornítico do Canal de Santos.

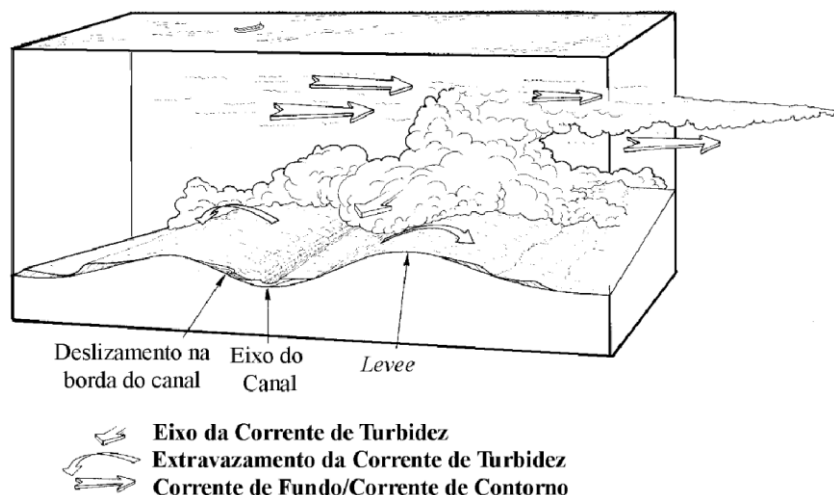


Figura 1: Modelo esquemático da interação entre a corrente de turbidez (gravitacional) e a corrente de contorno (longitudinal). Fonte e Modificado de: (SHANMUGAM (2000); PANDOLPHO, 2019)).

### 1.1 CONTORNITOS

Os contornitos inicialmente foram reconhecidos e descritos quando fotografias do fundo do mar profundo mostraram ondulações de corrente distintas (HEEZEN e HOLISTER, 1964; HOLISTER, 1967). O progresso nas pesquisas se desenvolveu gradativamente, porém, em uma taxa muito mais lenta que as pesquisas já bem fundadas dos turbititos (REBESCO, 2008).

A pesquisa de contornitos se beneficiou de um impulso nos avanços tecnológicos e metodológicos em geofísica, paleoceanografia e oceanografia física que permitiram inúmeras descobertas de driftes contornitos e levaram a estudos cada vez mais detalhados sobre possíveis forças motrizes por trás da formação de contornitos.

Nesse contexto, o alcance das pesquisas relacionadas aos contornitos se expandiu nascendo diversas linhas de pesquisas como: depósitos contorníticos (HERNÁNDEZ-MOLINA et al., 2004; REBESCO e CAMERLENGHI, 2008); correntes de contorno (STOW et al., 2002); correntes de contorno em águas profundas e seus depósitos (SHANMUGAM, 2006); modelo de fácies e as fácies dos contornitos (REBESCO e CAMERLENGHI, 2008); significado econômico e paleoceanográfico dos depósitos contorníticos (VIANA, 2008); ondas de sedimento e formas de leito (WYNN & MASSON, 2008).

As ocorrências dos contornitos na Margem Continental Brasileira são principalmente conhecidas nas Bacias de Santos e Campos. Na Bacia de Santos, destaca-se o trabalho de

DUARTE & VIANA (2007) que analisaram a partir de dados sísmicos 2D e 3D a organização dos depósitos sedimentares e o impacto da paleocirculação do oceano Atlântico em sua construção. Os autores concluíram através da interpretação sísmica, sete sequências sedimentares dominadas pela corrente de fundo fornecendo uma base para restringir melhor os períodos de maior atividade de corrente ao longo do talude inferior. DUTRA (2019) estudou os processos sedimentares que atuaram na evolução deposicional do canal contornítico de Santos a partir de uma análise sismofaciológica do preenchimento do canal ao aplicar atributos sísmicos de Cosseno da Fase e Amplitude RMS. O mapeamento de subsuperfície sugeriu um prolongamento do canal de Santos para nordeste da bacia e conferiu-lhe uma progressiva diminuição da ação da corrente, definida pelo padrão agradacional do canal e diminuição das feições erosivas. MAHIQUES et al. (2022) estudaram um exemplo único morfo-sedimentar de uma contra-corrente fluindo no talude continental e também para explorar a interação entre fluxos de fundo com um conjunto de processos endógenos, como tectônica de sal, fluxos de fluidos e movimentos de massa. Os autores concluem que a dominância das correntes de fundo no padrão de sedimentação recente é favorecida pela carência de sedimentos para dentro da Bacia de Santos.

Por outro lado, na Bacia de Campos, vizinha a Bacia de Santos, destacam-se os trabalhos de VIANA (1998a); VIANA (2007); BULHÕES et al. (2012); PANDOLPHO et al. (2021) que revelam um sistema misto turbidítico-contornítico com alternância dos depósitos dominantes e mostram as evidências no registro sedimentar da interação entre fluxos. Esta diferença da configuração atual dos fluxos transversais e horizontais entre Bacias vizinhas pode ser explicada sobre o fato de que, a Bacia de Campos aporta muito mais sedimentos que a Bacia de Santos, facilitando o surgimento de processos mistos turbidítico-contornítico.

## 1.2 EVOLUÇÃO E CONTROLE DOS CONTORNITOS

A deposição do drifte contornítico é controlada principalmente pela circulação termohalina em águas profundas, o início do drifte e o histórico de crescimento estão intimamente relacionados às mudanças globais no padrão de circulação oceânica profunda (FAUGERES & STOW, 1999). Para muitos driftes existentes nas bacias oceânicas atuais, o desenvolvimento normalmente começa com – e se sobrepõe – a um horizonte erosivo maior e mais ou menos plano, coeso e generalizado por toda a bacia. Este hiato corresponde a um importante evento hidrológico envolvendo o início da circulação ativa de água de fundo na bacia. É então recoberto por depósitos

de drifte contornítico que começam a se acumular após alguma redução na circulação vigorosa (FAUGERES & STOW, 1999).

Uma vez que a água não é mais restrita pela topografia, ela se remodela em uma estrutura mais ampla que se ajusta às forças da gravidade, à rotação da Terra e ao atrito do fundo. A distribuição de sal e calor no oceano profundo está fortemente relacionada a essas correntes densas e às taxas em que elas descem para maiores profundidades e posteriormente se misturam com o fluido ambiente (MUNK E WUNSCH, 1998; WELLS E WETTLAUFER, 2005; WÅHLIN E CENEDESE, 2006; LEGG et al., 2009; AKIMOVA et al., 2011).

Trazendo para um contexto da margem Brasileira, na Bacia de Santos é possível destacar o exemplo do Drifte Contornítico de Santos. O trabalho de DUARTE e VIANA (2007) discutem que o regime de circulação anterior ao drifte teve uma forte circulação de fundo que foi responsável pela construção do Drifte de Santos e do Canal de Santos e foi registrada inicialmente no final do Paleoceno início do Oligoceno. VIANA et al. (2007) identificaram dois regimes de correntes distintos. Em águas profundas, em configuração de menor declividade, os mapas sísmicos registraram a presença de *furrows* de direção SW-NE relacionados as correntes de contorno que fluem NE. Já a tendência de circulação do talude superior foi caracterizada sísmicamente por feições e lineamentos erosivos na borda da plataforma e ao longo do talude. Este período, portanto, precedeu imediatamente a instalação do sistema drifte de Santos.

O Sistema Drifte de Santos resulta da ação de dois principais sistemas atuais. Um, ocorrendo em configurações de águas intermediárias a profundas, fluiu para nordeste. O outro, um regime de corrente de contorno de talude superficial, fluía de Sul para Norte (DUARTE e VIANA, 2007). As correntes mais profundas fluíram em sentido contrário à circulação atual e estão relacionadas com a Corrente do Oceano Antártico (COA) proposta por VIANA et al., (2002a) ter existido na Bacia de Campos como uma corrente relativamente forte de águas médias a profundas ocorrendo desde a transição do último máximo glacial até o início da deglaciação. Essa corrente ocupou todo o Talude Médio até a configuração da Bacia após o recuo de uma lenta Água Intermediária do Atlântico Norte Glacial (AIANG) no final do período glacial. Este sistema de circulação parece ter prevalecido desde o Paleogeno tardio e, embora careça de confirmação isotópica, a evidência sísmica parece corroborar esta hipótese (DUARTE e VIANA, 2007).

Os driftes contorníticos são talvez mais comuns ao longo das margens continentais passivas dos oceanos Atlântico Norte, Atlântico Sudoeste, Antártico e Índico. No entanto, eles também ocorrem em ambientes meso-ocênicos e em margens ativas (REBESCO, 2014). Por esta razão, a configuração tectônica é um fator importante para o controle e configuração dos depósitos contorníticos. Retomando ao exemplo em questão, MAHIQUES et al., (2022) afirmam que a mudança na morfologia do fundo marinho e estratigrafia subsuperficial observada no Sistema Canal e Drifte de Santos, inicialmente definida por DUARTE e VIANA (2007), decorre de um ator profundamente enraizado – a tectônica do sal.

Em direção a margem continental, os Taludes Superior e Médio estão localizados acima do 'Albian Gap' da unidade de sal subsuperficial (Figura 2). O Talude Médio recobre a falha de Cabo Frio e os diápiros a leste. Portanto, MAHIQUES et al., (2022) afirmam que os dados sísmicos suportam uma possível origem composta para o sistema Drifte do Canal de Santos, no qual fatores tectônicos e sedimentares estão envolvidos.

É notório que a evolução e os controles do sistema Drifte do Canal de Santos envolve a origem de um sistema de correntes de fundo atuante sobre um contexto tectônico complexo, embora facilitado pela Falha de Cabo frio, para receber essas correntes e se desenvolver ao longo do tempo.

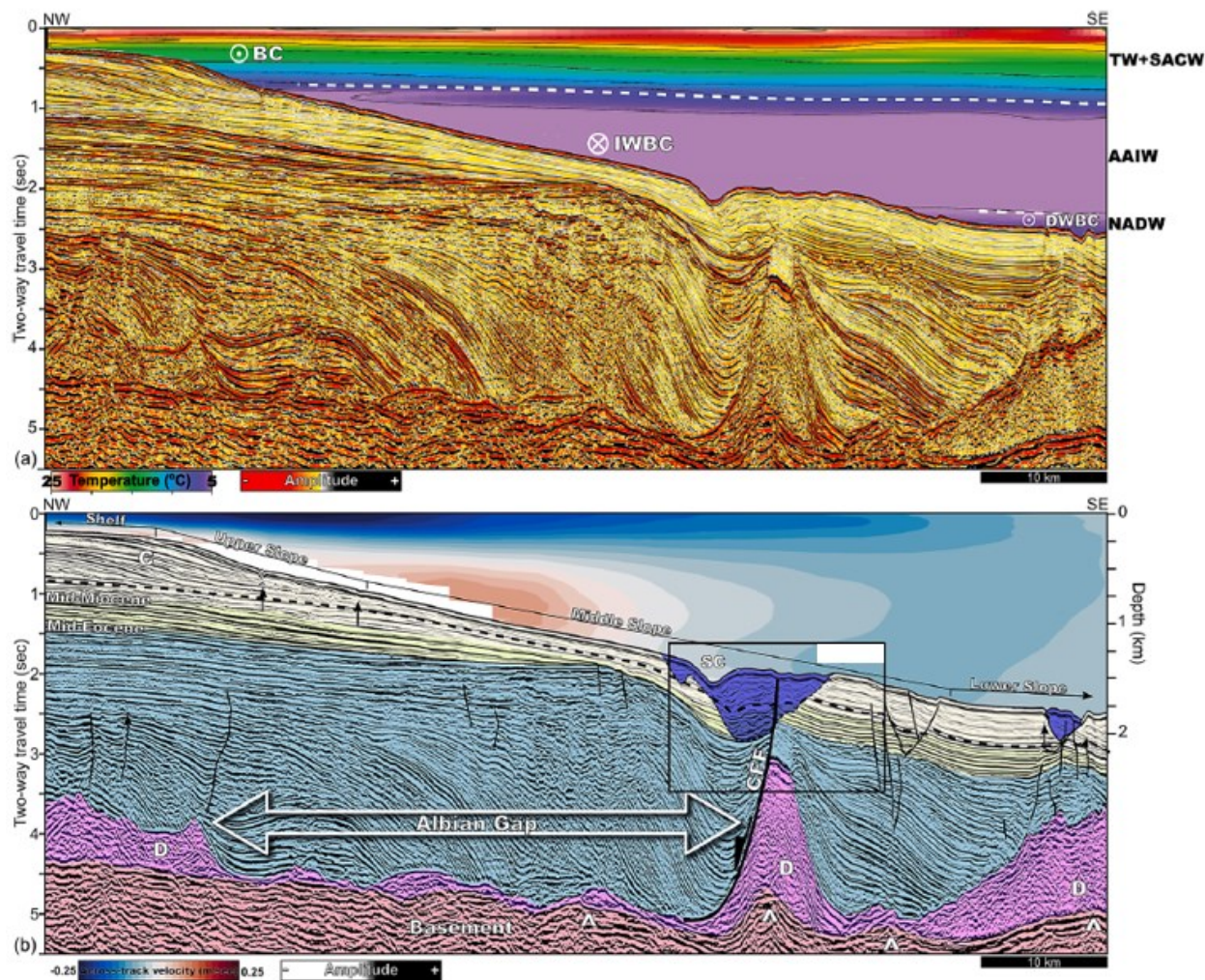


Figura 2: (a) O perfil de reflexão sísmica multicanal migrado no tempo com tendência SE cruzando a margem distal da Bacia de Santos. Os dados são apresentados no atributo amplitude que passou por suavização estrutural. O painel de tempera hidrográfica é apresentado acima dos dados sísmicos mostrando as principais massas de água espessas e correntes, divididas por linhas brancas tracejadas. Corrente BC-Brasil; IWBC-Corrente de Fronteira Ocidental Intermediária; DWBC-Corrente de Fronteira Ocidental Profunda; TW-Água Tropical; ACAS-Água Central do Atlântico Sul; AAIW-Água Intermediária Antártica; NADW-North Atlantic Deep Water. (b) Mesmo perfil sísmico acima, apresentado em preto e branco, sobreposto por interpretação simplificada, após Guerra e Underhill (2012) e Quirk et al. (2012).

### 1.3 PROCESSOS OCEÂNICOS – CORRENTES DE FUNDO

As correntes de fundo referem-se ao fluxo de massa d'água que controla a deposição dos contornos e podem ser afetadas por números distintos de forças atuando em diferentes profundidades na coluna d'água (REBESCO & CAMERLENGHI, 2008). Estas correntes podem ser oriundas do oceano profundo que é formada pelo resfriamento e afundamento das águas superficiais em latitudes elevadas (nos polos), seguido pela circulação termohalina lenta e profunda dessas massas polares de água em todo o oceano (STOW et al., 2002).



O efeito Coriolis constringe as massas de água contra os taludes continentais nas margens ocidentais das bacias, onde se tornam restritas e intensificadas formando distintas subcorrentes de limite ocidental que comumente atingem velocidades de 10-20  $\text{cm s}^{-1}$ . Essas velocidades podem exceder 100  $\text{cm s}^{-1}$  onde o fluxo é particularmente restrito ou a inclinação é especialmente íngreme. Através de passagens estreitas ou portais no fundo do mar, velocidades de fluxo superiores a 200  $\text{cm s}^{-1}$  foram registradas (STOW et al., 2002).

Muitas dessas correntes de fundo, portanto, são uma parte semipermanente do padrão de circulação termohalina e suficientemente competentes em partes para erodir, transportar e depositar sedimentos, especialmente argila, silte e grãos de areia fina e, mais raramente, areias mais grossas e cascalhos (STOW et al., 2002). Na Bacia de Santos, as correntes de fundo foram restringidas contra o talude e migradas para cima (para o Norte) sob a influência do efeito Coriolis e o lugar de sua deposição migrou para o Nordeste, consistente com a direção da corrente (DUARTE; VIANA, 2007) (Figura 3). Os resultados de BILÓ et al., (2014) mostram quatros transectos ao longo da Bacia de Santos com medidas de LADCP mostrando valores máximos de transporte (Sv) e velocidade ( $\text{m.s}^{-1}$ ) de corrente. Destaca-se para a latitude de 26.16°S, que compreende a área de estudo, as velocidades e transportes da CB máximos de 0,59  $\text{m.s}^{-1}$  e transporte de -5,71 Sv e para CCI velocidade de 0,22  $\text{m.s}^{-1}$  e transporte de 4,88 Sv.

Dessa maneira as correntes de contorno atuantes sobre o sistema de Drifte Contornítico de Santos são, segundo MAHIQUES et al., 2022 a Corrente do Brasil (CB) para contorníticos observados sobre a plataforma continental e talude superior e a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) atuando sobre o Canal de Santos entre o Talude Médio e Inferior.

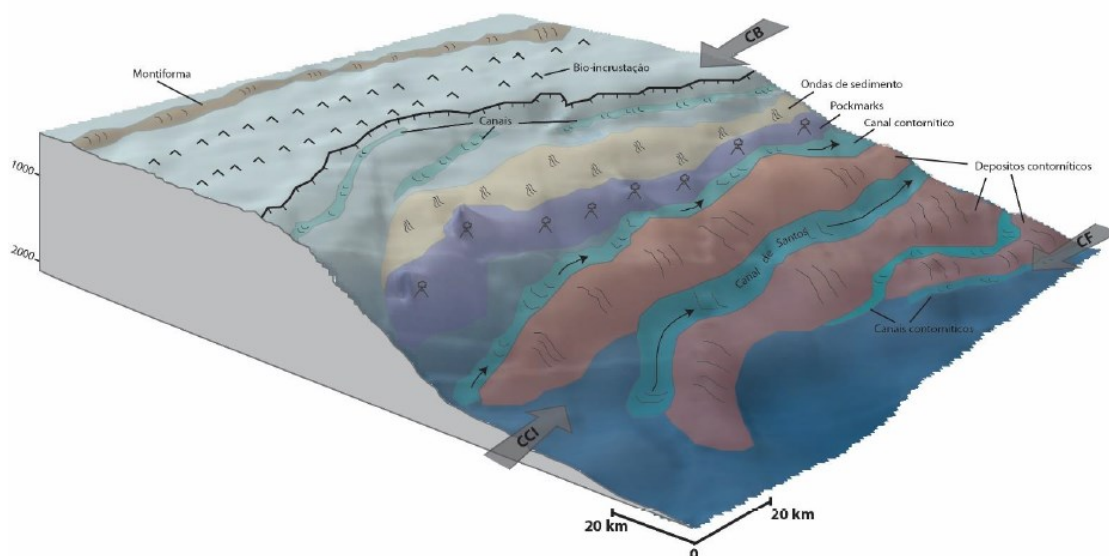


Figura 3: Modelo esquemático com a representação morfológica e sedimentar na Bacia de Santos evidenciando o canal de Santos e os depósitos contorníticos. Também revela as correntes oceânicas CB – Corrente do Brasil e CCI – Corrente de Contorno Intermediária que atuam sobre a superfície. (Fonte: DIAS, 2016).

#### 1.4 ECOCARÁTER

Os ecocaráteres são registros sísmicos adquiridos por uma fonte com frequência de 3.5 kHz e consiste em uma ferramenta relevante para estudar a geologia e geomorfologia marinha, os tipos de sedimento e os processos sedimentares (p. ex. deposicional, erosivo e gravitacional) (A. MAESTRO et. al, 2019). A análise acústica baseada tanto na resposta acústica (ou fácies acústica) do sedimento quanto na morfologia detalhada do fundo do mar foi definida como análise de ecocaráteres (DAMUTH, 1980). A análise de fácies sísmica e a caracterização detalhada da morfologia do fundo do mar são ferramentas importantes para a compreensão de processos sedimentares recentes e atuais (DAMUTH, 1980), particularmente para a identificação de processos de movimento de massa, incluindo deslizamentos, fluxos de detritos/lama e fluxos de turbidez (TAYLOR et al., 2002; ALVES et al., 2003).

Os padrões de ecocaráter são devidos à interação entre o fundo do oceano e o pulso de eco. Os sedimentos afetam o retorno do ecocaráter por seu tipo e estratificação (coeficientes de reflexão, espaçamento entre camadas, interferência entre camadas, reflexões múltiplas internas, etc.), e por sua estrutura e topografia (ecos laterais de reflexão, difração, espalhamento, extensão de camada, variações laterais de camada espaçamento, etc).

FLOOD (1980), mostra em seu trabalho uma importante relação entre os ecocaráteres e a forma senoidal do fundo do mar. O autor descreve que o fundo marinho bidimensional arbitrário cuja profundidade e inclinação são conhecidas pode ser determinada e, mostra uma relação entre a mudança dos parâmetros da coluna d'água, a amplitude da onda com a forma do registro do ecocaráter observado, e relaciona com a batimetria tendo como base um número adimensional S (Figura 4).

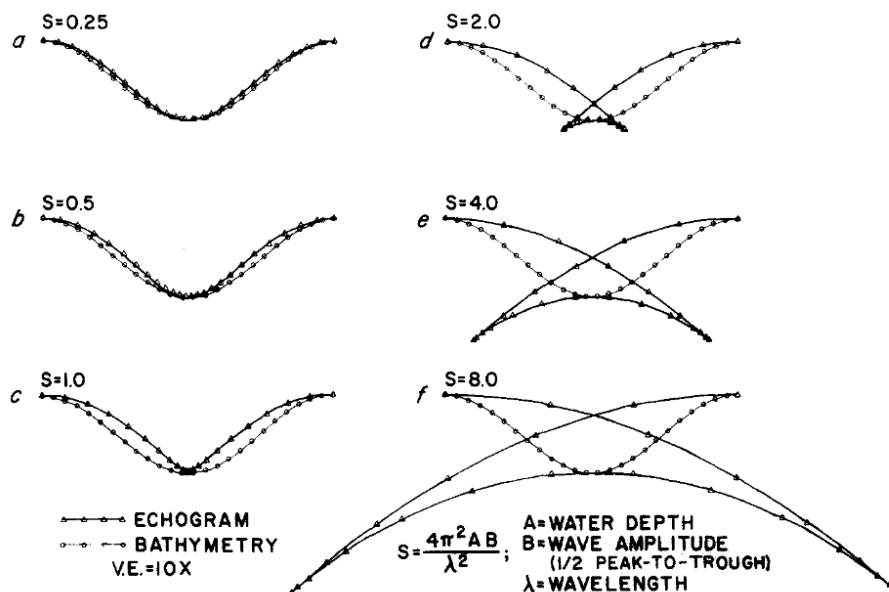


Figura 4: Relação entre a mudança dos parâmetros da coluna d'água, a amplitude da onda com a forma do registro do ecocaráter observado, e relaciona com a batimetria tendo como base um número adimensional S.

### 1.5 SÍSMICA DE REFLEXÃO

Dentre os principais métodos geofísicos, o que mais se enquadra à investigação de regiões submersas (rasas e / ou profundas) são os métodos acústicos que utilizam ondas mecânicas para se propagar nos meios. São amplamente usados na indústria e academia para pesquisar aspectos desde posicionamento submarino a campanhas prospectivas de alvos e tem como base teórica aspectos da acústica submarina. A sísmica então emite ondas no meio e essas ondas são modificadas e transformadas em termo de energia ao propagar pelos diferentes meios e retornar para ser registrada. Há dois grupos distintos na sísmica de reflexão que, se assemelham, mas, possuem diferenças na aquisição, processamento e, de forma geral, nas aplicações e objetivos dos métodos.

A aquisição monocanal geralmente é mais simples em termos operacionais e de processamento e requer apenas um único conjunto de fontes e receptores *streamer* (número de

hidrofonos). O objetivo é normalmente utilizado para obras geotécnicas e estratigrafia rasa. Essa aquisição é realizada como zero de afastamento (zero offset) ou seja, a fonte e o receptor na mesma posição. Entretanto, na prática, existe uma distância segura (offset) com a finalidade de evitar danos aos hidrofones (Figura 5A) quando se utiliza fontes impulsivas como *boomer* e *sparker*. Ao longo de cada tiro, o pulso sísmico é emitido interagindo com diferentes meios (propriedades de impedância acústicas diferentes) e, depois de refletido, é registrado pelos hidrofones e armazenado por registradores. Essas amplitudes são digitalizadas no registrador e plotadas lado a lado para cada tiro constituindo uma seção de zero offset, (DONDURUR, 2018) (Figura 5A).

Por outro lado, a aquisição sísmica multicanal, geralmente voltada para a indústria do petróleo, tem por objetivo investigar estratos geológicos mais profundos e para isso, utiliza instrumentações mais complexas e com diferentes offsets (Figura 5B). Para exemplificar, em alguns levantamentos chega-se a utilizar 192 canais com o total de 4,8km de cabos rebocados. Nesse tipo de aquisição existem grupos específicos de traços, chamados *shot gathers*, que são os dados sísmicos brutos obtidos e, além disso, não é possível obter uma seção sísmica com levantamento sísmico multicanal porque os dados sísmicos requerem passos adicionais para obter uma imagem da estrutura de subsuperfície (DONDURUR, 2018).

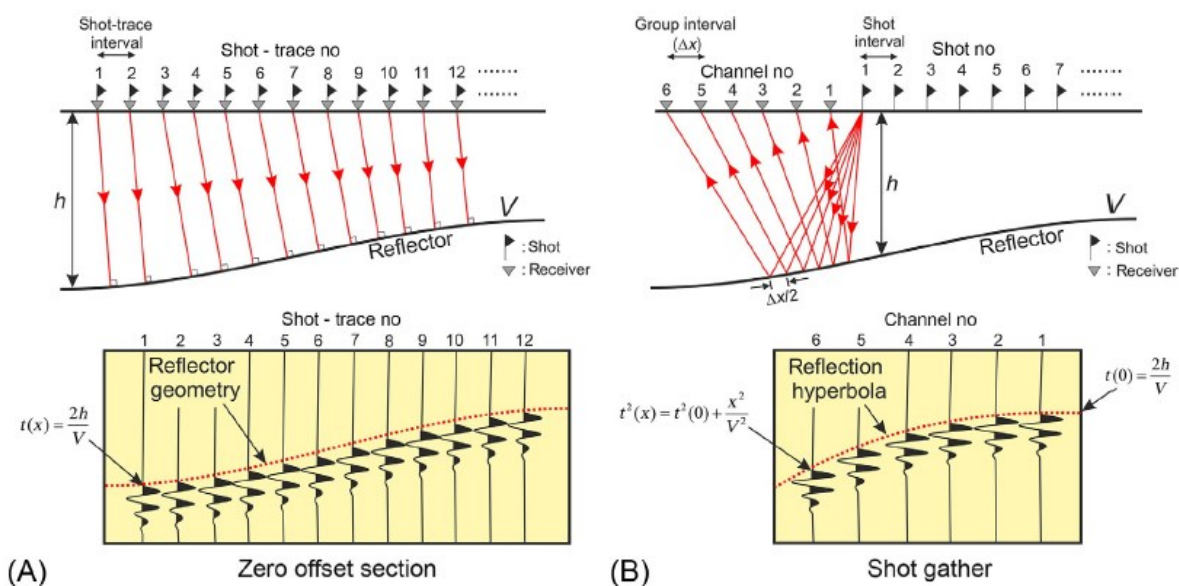


Figura 5: Aquisição sísmica (A) monocanal e (B) multicanal. O tempo de chegada para cada levantamento é obtido através de  $t(x)$  (Modificado de DONDURUR, 2018).

## 1.6 GEOMORFOLOGIA

A definição da palavra geomorfologia significa o estudo (logia do grego) e das formas (morpho -, do grego). O objetivo é descrever e classificar a superfície da Terra para investigar a complexa interação entre forma e processo e desvendar a evolução das formas de relevo e paisagens através do espaço e do tempo. E, se aplica ao oceano que abriga uma enorme variedade de formas que refletem a ação de uma série de processos tectônicos, sedimentares, oceanográficos e biológicos em múltiplas escalas espaço-temporais (MICALLEF et al., 2020).

As bacias marginais brasileiras são locais que abrigam uma riqueza em termos de geomorfologia submarina que dizem respeito a variedade de formas e processos ao longo do espaço-tempo. ZEMBRUSKI (1979) foi o precursor na descrição fisiográfica da Bacia de Santos no qual definiu as principais províncias (Plataforma Continental – PC, Talude Continental – TC e Platô de São Paulo).

A quebra da plataforma atual está situada perto da isóbata de 200 m e é geralmente marcada por uma passagem suave para o talude e, apenas nas partes central e oriental da bacia, o limite da quebra de plataforma é mais acentuado, coincidindo com a plataforma mais íngreme da bacia, com um gradiente médio de 3° (DUARTE & VIANA, 2007). Na altura de Cabo Frio, a linha de costa e o conjunto de curvas batimétricas sofrem notável inflexão, que de norte a sul modifica orientação geral de NE-SW para E-W, com variações na composição da topografia e do relevo (ZEMBRUSCKI, 1979) (Figura 6).

Várias formas de leito deposicional e erosivas são geradas por correntes de fundo (REBESCO et al., 2014). Elas podem ocorrer em uma ampla gama de ambientes de águas profundas, mas são frequentemente encontradas em associação com erosões em grande escala em passagens, canais ou adjacentes a obstáculos no fundo do mar (STOW et al., 2013). ESENTIA et al., (2018) classificam as formas de leito em dois grupos principais: longitudinal e transversal; salientando que nenhuma dessas formas de leito é exclusiva para formação sob a corrente de fundo.

A detecção dessas formas de leito pode ser importante para reconstrução da velocidade de corrente de fundo (STOW et al., 2008) e para avaliação de um risco geológico (onde as formas de leito que são indicativas de velocidades superiores a  $1 \text{ m.s}^{-1}$ , podem danificar a infraestrutura do

fundo do mar, incluindo dutos e cabos de telecomunicações) (REBESCO et al., 2014). A seguir serão apresentadas as principais características das formas de leito longitudinais e transversais.

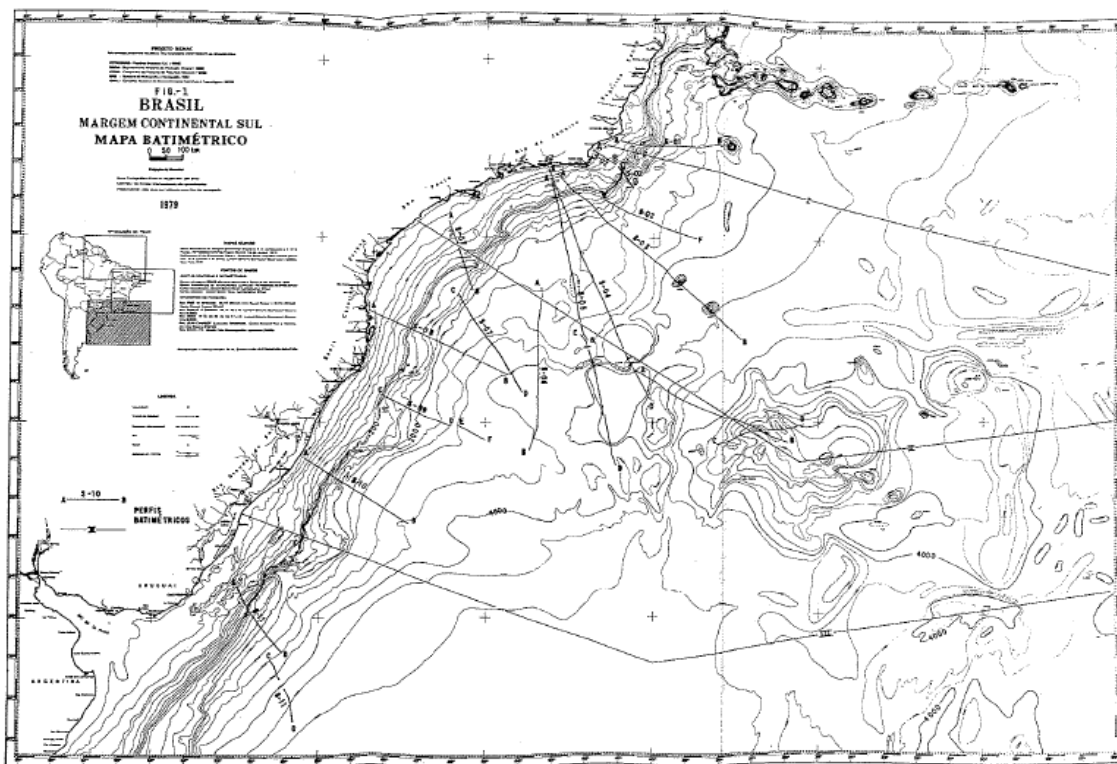


Figura 6: Mapa Batimétrico da Margem Continental Sul do Brasil (ZEMBRUSCKI, 1979).

DUARTE & VIANA (2007) observaram duas feições distintas com tendências SW-NE ao longo das isóbatas identificadas no talude continental. O superior é um canal estreito chamado de Canal de Santos com cerca de 2 km de largura, 100 m de profundidade e situado na transição entre o talude médio para inferior. É uma feição oceânica evidente com pelo menos 200 km de extensão e associada à Falha de Cabo Frio. A outra feição observada talude abaixo é o Canal de São Paulo que é um vale submarino amplo e assimétrico com 15-20 km de largura, 300m de profundidade e, os canais ocorrem paralelos entre si (Figura 6).

Os desenvolvimentos na geomorfologia submarina estão, portanto, intimamente ligados aos desenvolvimentos na geofísica (MICALLEF et al., 2020) e o avanço tecnológico de instrumentações (p. ex ecobatímetros de varredura) permite obter cada vez mais resoluções das impressões atuais dos processos que ocorreram e ocorrem.

### 1.6.1 Formas de Leito

Várias formas de leito deposicional e erosivas são geradas por correntes de fundo (REBESCO et al., 2014). Elas podem ocorrer em uma ampla gama de ambientes de águas profundas, mas são frequentemente encontradas em associação com erosões em grande escala em passagens, canais ou adjacentes a obstáculos no fundo do mar (STOW et al., 2013) (Figura 7). ESENTIA et al., (2018) classificam as formas de leito em dois grupos principais: longitudinal e transversal; salientando que nenhuma dessas formas de leito é exclusiva para formação sob a corrente de fundo.

A detecção dessas formas de leito pode ser importante para reconstrução da velocidade de corrente de fundo (STOW et al., 2008) e para avaliação de um risco geológico (onde as formas de leito que são indicativas de velocidades superiores a  $1 \text{ m.s}^{-1}$ , podem danificar a infraestrutura do fundo do mar, incluindo dutos e cabos de telecomunicações) (REBESCO et al., 2014). A seguir serão apresentadas as principais características das formas de leito longitudinais e transversais (Figura 7).

Uma gama de forma de leitos longitudinais que geralmente apresentam características alongadas e paralelas à direção de fluxo e, que podem ser desenvolvidos em lama, areia e cascalho é descrita por (ESENTIA et al., 2018). Incluem quatro principais tipos:

- *Lineações superficiais* - ocorrem em substratos lamacentos e siltosos em baixa velocidade de fluxo ( $<0,15 \text{ m.s}^{-1}$ ).
- *Marcas de ripas* - são grandes cristas de areia alongadas e montanhosas de até metros de altura, em alguns casos com um padrão mais ou menos anastomosado. Ambos os recursos requerem altas velocidades de fluxo ( $0,5-1,5 \text{ m.s}^{-1}$ ).
- *Pináculo e cauda* - referem-se ao monte deposicional alongado que se forma atrás de um obstáculo no fundo do mar. Ambas as estruturas ocorrem em todas as escalas diferentes, de centímetros a centenas de metros, e em velocidades de fluxo de  $0,1-0,5 \text{ m.s}^{-1}$ .
- *Sulcos* - são formas de leito comuns, espaçadas regularmente, alongadas, sub-paralelas e principalmente erosivas que ocorrem em uma ampla gama de escalas em diferentes tipos de substrato. Se formam em velocidades de fluxo de  $0,5 \text{ m.s}^{-1}$  (sulcos de lama) a  $2 \text{ m.s}^{-1}$  (sulcos de cascalho).

As formas de leito transversais existem em diferentes formas e tamanhos (REBESCO et al., 2014). A menor delas são as ripas, no qual tem comprimento de onda de alguns decímetros, alturas de alguns centímetros e exibem tendências retas, sinuosas e linguóides (STOW, 2005) (Figura 7). As formas de leito larga são as dunas, que podem ser de crista sinuosa e barcanóide em forma de plano (WYNN et al., 2002), e ondas de areia, geralmente mais planas e de crista sinuosa (KUIJPERS et al., 1993). Eles variam de dezenas a centenas de metros em comprimento de onda e de alguns decímetros a alguns metros de altura (REBESCO et al., 2014). As ondas de sedimentos (ou ondas de lama) pertencem a um contínuo de características de corrente inferior que se situam em algum lugar entre ondulações e driftes contorníticos (REBESCO et al., 2014). Eles podem ter comprimentos de onda que variam de 0,5 a 10 km de comprimento, alturas geralmente de até 50 m (ocasionalmente, até 150 m) e cristas de ondas que costumam ser maiores que 10 km (STOW et al., 2013).

As análises de dados sísmicos por (DUARTE & VIANA, 2007) indicam duas tendências de direções de desenvolvimento para o Drifte de Santos sugerindo dois regimes de correntes principais atuando e retrabalhando os sedimentos desde o Paleoceno ao recente. As fácies sísmicas e sedimentares, juntamente com imagens do fundo do mar indicam a existência de atividade permanente nas correntes de fundo (VIANA et al., 2002). A entrada de sedimentos somada a atividade de correntes de fundo atuando no transporte, erosão e deposição desses sedimentos, caracteriza um sistema de drifte contornítico com os registros cronosismoestratigráfico permitindo recompor os padrões climáticos locais e também por observações da forma de fundo que são registros do comportamento e hidrodinâmica atual do sistema drifte.



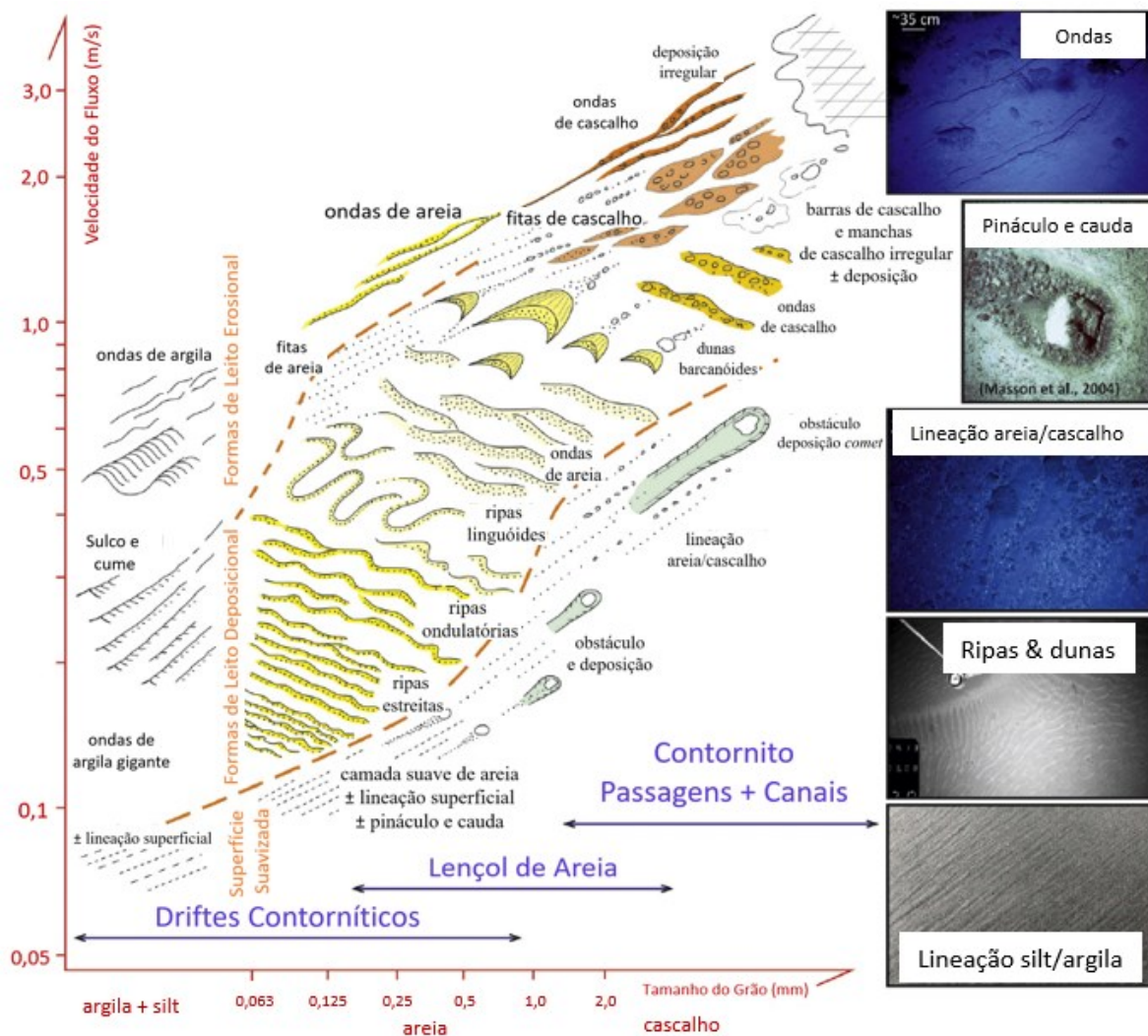


Figura 7: Representação esquemática entre a velocidade do fluxo com o tamanho do grão, evidenciando as principais feições de fundo Modificado de: REBESCO et al. (2014).

### 1.7 BATIMETRIA MULTIFEIXE

Em 1960 foi desenvolvido pela Marinha dos Estados Unidos a tecnologia da batimetria multifeixe para mapeamento em águas profundas (USACE, 2013). Desde então, as embarcações têm progressivamente adotado sistemas multifeixe montados no casco como uma ferramenta padrão e, seu uso, revolucionou a compreensão dos processos do fundo do mar (CLARKE, 2018) e cada vez mais o avanço tecnológico permite o emprego dos sistemas multifeixe em ROV (Veículo Operado Remotamente) e AUV (Veículo Submerso Autônomo) auxiliando nas demandas de engenharia submarina.

Um sonar multifeixe é um instrumento que pode mapear mais de um local no fundo do oceano com um único *ping* e com resolução horizontal mais alta do que os ecobatímetros

monofeixe. Esses pontos registrados pelo equipamento mapeiam uma área contínua de fundo - geralmente uma faixa de pontos em uma direção perpendicular ao caminho da embarcação de pesquisa, esta área é chamada de *swath* (Figura 8) (STREET, 2000). Um único transdutor forma um arranjo em leque de feixes estreitos que resulta em tempo de viagem acústica e medições angulares ao longo de uma faixa que varia com o tipo de sistema e a profundidade do fundo (USACE, 2013).

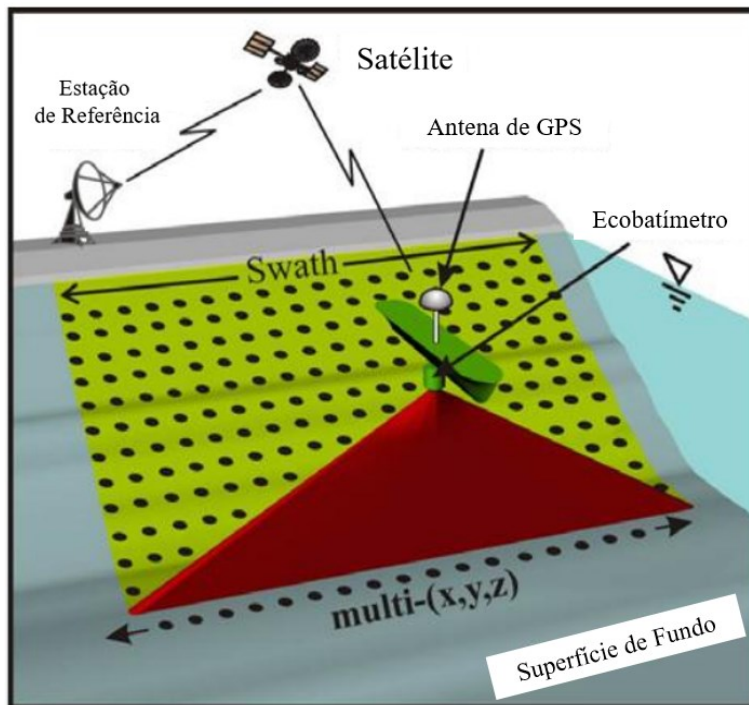


Figura 8: Representação esquemática entre a velocidade do fluxo com o tamanho do grão, evidenciando as principais feições de fundo.

O princípio de medida da profundidade envolve um faixa *swath* lateral do fundo do mar que é iluminada acusticamente e os sinais de eco de retorno são processados em profundidades verticais (USACE, 2013). O multifeixe precisa estimar a faixa de inclinação dentro de cada *footprint* de feixe projetado e, para isso, uma variedade de métodos são empregados dependendo do ângulo do feixe (CLARKE, 2018; USACE, 2013). Os feixes orientados próximos à incidência normal geralmente empregam um método de detecção de amplitude baseado na localização do eco. Isso resulta em uma estimativa de uma profundidade média sobre uma área do tamanho de todo o footprint do feixe (Figura 9). Em ângulos rasos mais baixos, o *footprint* do feixe projetada rapidamente se torna muito grande, resultando em resultados de detecção de amplitude pobres e,

neste caso, os métodos de abertura dividida com base na fase diferencial são preferidos (Figura BM2) (CLARKE, 2018).

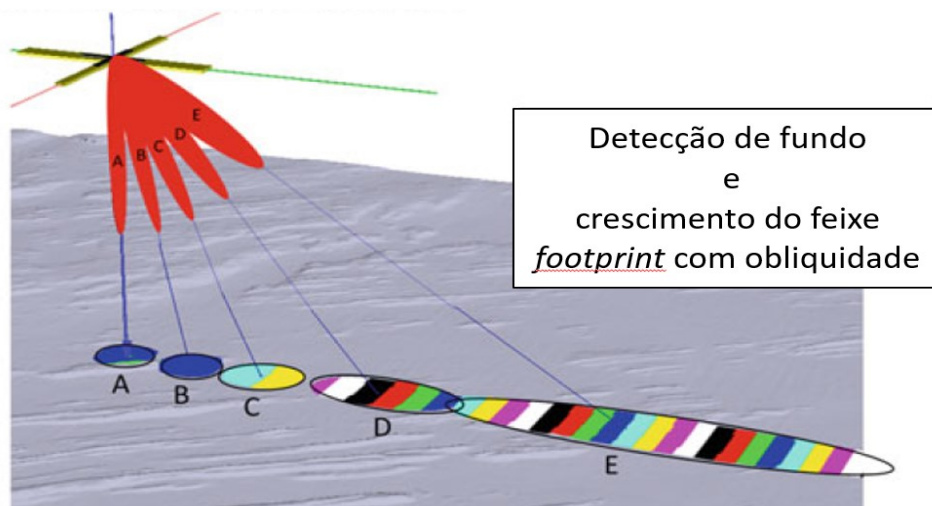


Figura 9: Representação esquemática entre a velocidade do fluxo com o tamanho do grão, evidenciando as principais feições de fundo.

O comprimento máximo *swatch* que um sistema multifeixe pode atingir varia de acordo com a profundidade, ou seja, quanto mais profundo, maior a área alcançável e, quanto menor a profundidade, menor a área mapeada. A faixa total alcançável depende do nível da fonte, do coeficiente de atenuação dependente da frequência, das propriedades de espalhamento do fundo do mar, do comprimento do pulso utilizado e dos níveis de ruído de fundo (CLARKE, 2018). Porém, essas medidas estão sujeitas a fenômenos não previsíveis que levam a incertezas nas medidas de profundidade e devem ser corrigidas.

## 2. ÁREA DE ESTUDO

A Bacia de Santos é uma extensa bacia sedimentar com uma área total 350.000 km<sup>2</sup>, e abrange a região da Serra do Mar a Leste, a Oeste tem como limite externo o Platô de São Paulo, ao Norte, está separada da Bacia de Campos pelo Alto de Cabo Frio e ao Sul limitada pelo Alto de Florianópolis (Figura 10) (GAMBOA & RABINOWITZ, 1981; DUARTE & VIANA, 2007; MAHIQUES et al., 2022). É caracterizada por uma morfologia complexa do fundo do mar (ASHABRANNER et al., 2010). Sua fisiografia atual é consequência de processos de tectônica de sal (falhas extensionais produzidas pelo fluxo do sal) e por aporte de sedimentos e retrabalho dos mesmos através da ação das correntes de fundo (MAHIQUES et al., 2022).

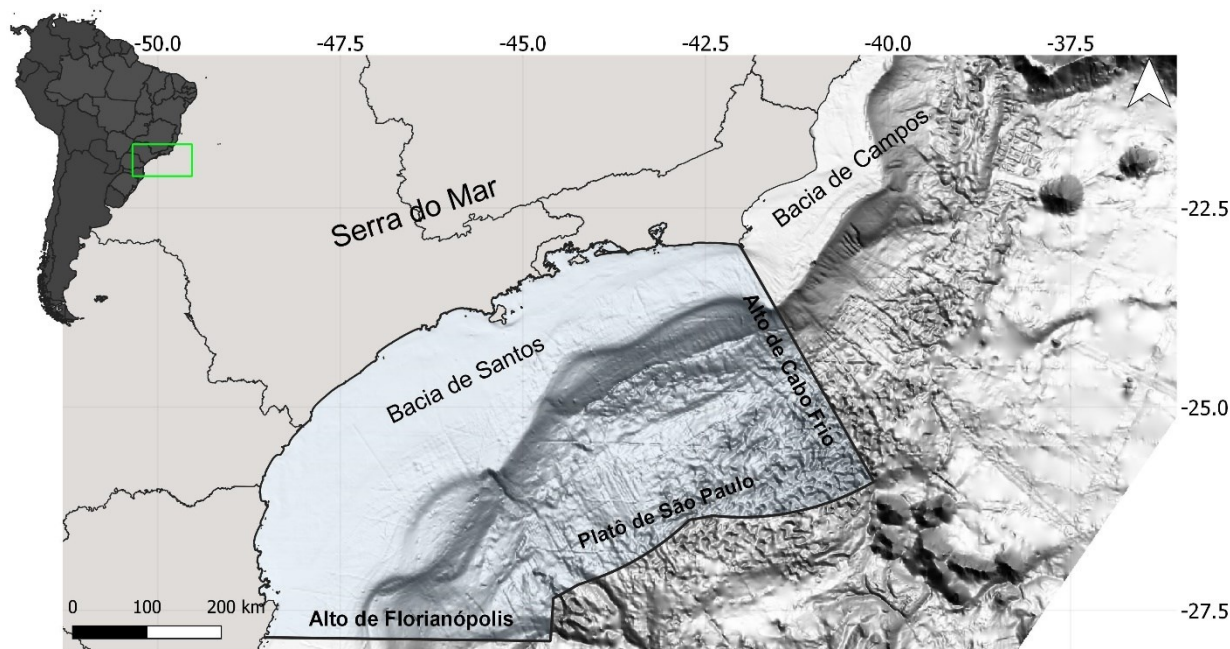


Figura 10: Localização da área de estudo com destaque nas principais províncias geomorfológicas como Serra do Mar e as Bacias de Santos e Campos. Fonte: Autor.

### 2.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

A evolução tectono-estratigráfica da margem oeste brasileira começou com a sedimentação Mesozoica iniciada com a ruptura do oeste de Gondwana no final do Jurássico início do Cretáceo (CAINELLI & MOHRIAK, 1999).

As fases precursoras de subsidência na margem sudeste foram preenchidas por basaltos de inundação tanto na Bacia do Paraná quanto ao longo das bacias marginais protoatlânticas (p.ex,

Bacia de Pelotas, Santos e Campos). Subsequentemente à subsidência e sedimentação as fases correspondem às megasequências continental, transicional e marinha, que são analisadas no contexto de sequência estratigráfica (CAINELLI & MOHRIAK, 1999; MODICA & BRUSH, 2004).

Megasequências, normalmente separadas por inconformidades erosivas, são intrinsicamente relacionadas as principais fases evolutivas (pré rift, rift e margem passiva), no qual afetam a Margem Continental Brasileira durante a separação da Placa Africana. São estabelecidas quatro megasequências: pré-rift, continental, transicional e marinha. A Megasequência Pré-rifte ocorre somente na margem nordeste e foi também subdividida em supersequências Paleozoicas e Jurássicas. A megasequência marinha foi dividida supersequências marinho restrito e aberto (CAINELLI & MOHRIAK, 1999; MODICA & BRUSH, 2004).

A megasequência continental corresponde ao rifte principal causado pelo movimento divergente das placas tectônicas africana e sul-americana no Jurássico Superior/ Cretáceo Inferior. Na Bacia de Santos o rifte é limitado por charneiras com pequenos deslocamentos (CAINELLI & MOHRIAK, 1999; MODICA & BRUSH, 2004; DUARTE & VIANA, 2007).

Nas fases iniciais do syn-rifte as Bacias de Santos e Campos foram ocupadas por basaltos toleíticos. Esse evento vulcânico, datado de 120 a 130 Ma, é equivalente ao tempo da grande extrusão basáltica da Serra Geral na vizinha Bacia do Paraná intracratônica (MIZUSAKI et al., 1988; ZALÁN et al., 1990).

Ainda no Aptiano, os evaporitos das primeiras ingressões marinhas invadiram o alongado Golfo Atlântico Sul, com deposição de halita e anidrita (ASMUS e PONTE, 1973). Movimentos de sal, afetando as rochas subjacentes, criaram uma série de falhas de crescimento listrico nas zonas de evacuação, sub-bacias intra-encostas cercadas por cúpulas de sal perfurantes, paredes de sal e falhas de empurrão (COBBOLD et al., 1995).

A tectônica salina Cenozóica intensiva deformou os depósitos evaporíticos aptianos. O fluxo lateral de sal formou o 'gap albian' na unidade de sal, estendendo-se para a bacia até a falha de Cabo Frio. O fluxo foi acompanhado pela formação de monoclinas cretáceas de rollover sobrepostas acima da área de sal empobrecido do 'Albian Gap' e intenso diapirismo a leste dele,

na bacia mais profunda (MODICA & BRUSH, 2004; GUERRA e UNDERHILL, 2012; MAHIQUES et al., 2022)

Na Bacia de Santos, um estilo peculiar de tectônica salina associada à progradação clástica maciça. Essas cunhas progradantes de sedimentos do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior mostram depocentros que se tornam mais jovens em direção à bacia, como resultado da mobilização do sal pelo carregamento sedimentar, que foi controlado por uma falha antitética (mergulhando em direção à terra) que se desprende na base do sal, resultando em grandes lacunas estratigráficas (MOHRIAK et al., 1995b).

A passagem da Megassequência Transicional evaporítica para a Megassequência Marinha é gradativa, pontuada por pequenas discordâncias sub-regionais. A decadência da anomalia térmica criada durante a fase de estiramento (MCKENZIE, 1978) e o movimento progressivo de afastamento da dorsal meso-oceânica pelo Brasil e África causaram o resfriamento e a contração da litosfera, resultando no aumento da subsidência térmica em direção ao mar.

Por outro lado, na Bacia de Santos, as maiores quantidades de sedimentos fornecidos pelo soerguimento da Serra do Mar ultrapassaram a acomodação espacial criada pela elevação do nível do mar e estabeleceram uma seção progradante geral, depositada principalmente durante o intervalo Campaniano/Maastrichtiano (PEREIRA et al., 1986; PEREIRA e FEIJÓ, 1994).

Eventos de reativação tectônica do Terciário (Oligoceno Inferior) da Serra do Mar levaram a reorganização dos sistemas de drenagem que levaram sedimentos diretamente para Bacia de Santos. Os sistemas de drenagem foram capturados e desviados para a bacia vizinha, a de Campos, e reorganizados como os sistemas costeiros paralelo do rio Paraíba do Sul (MODICA & BRUSH, 2004; REIS et al., 2013). Como consequência, o ambiente da plataforma tornou-se relativamente faminto de insumos clásticos (REIS et al., 2013).

Neste período sucedeu-se a grande transgressão marinha, demarcada como o marco Azul na Bacia de Campos e afogamento da margem Eocênica (GAMBOA et al., 1986). Com a falta de sedimentos para preenchimento da Bacia, a influência das correntes de fundo no retrabalhamento dos sedimentos já depositados se tornou o agente principal da retrabalhamento dos sedimentos contribuindo para construção de novas feições geomorfológicas de fundo (DUARTE & VIANA, 2007).

## 2.2 CONTEXTO OCEANOGRÁFICO

Os oceanos são os principais reguladores do clima na Terra armazenando e transportando calor através de correntes marinhas e a Circulação Oceânica Global (GOC) pode ser compreendida por processos de superfície e profundos onde há uma diferença nos valores de temperatura e salinidade. Elas são divididas entre a circulação dirigida por ventos no qual a fricção atmosférica com a superfície do oceano resulta em fluxos de convergência e divergência e, a circulação termohalina, resultado da diferença de densidade entre as massas d'água. A circulação superficial é dominada por feições de larga escala conhecidas como giros subtropicais que são a resposta do oceano ao cisalhamento dos ventos alísios e dos ventos de oeste.

No Hemisfério Sul (HS) o conjunto de correntes que formam o Giro Subtropical do Atlântico Sul (GSAS) são a Corrente do Brasil (CB), Corrente do Atlântico Sul (CAS), a Corrente da Benguela (CBe) e a Corrente Sul Equatorial (CSE) (SILVEIRA et al., 2000). As correntes envolvidas no GSAS têm papel importante no clima e, enquanto as correntes de contorno oeste transportam águas quentes as altas latitudes, as correntes de contorno leste carregam águas frias para os trópicos. Isso revela que o GSAS busca minimizar as diferenças de temperatura (TALLEY et al., 2011).

A CB é uma Corrente de Contorno Oeste (CCO) que flui a partir de 10°S ao longo da costa brasileira e se encerra no encontro com a Corrente das Malvinas (CM) em 38°S que é conhecida como a Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Em seguida a CAS segue para leste rumo a costa do continente africano. Na bacia do Cabo há uma convergência entre CAS e a CBe onde a última segue transportando águas frias e salinas em direção ao Equador através da CSE que segue em direção noroeste até se bifurcar e para oeste fecha o GSAS (SILVEIRA et al., 2000).

A CB é descrita na literatura como uma corrente fraca relativa à sua análoga no Atlântico Norte, a Corrente do Golfo (CG). Ela é formada pelo empilhamento das massas d'água características do Atlântico Sul. Nos três primeiros quilômetros encontram-se Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA) e Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) (Figura 11) (SILVEIRA et al., 2000).

A AT é formada como consequência da intensa radiação e excesso de evaporação em relação à precipitação. (FILHO et al., 2015) mencionam que a ACAS é formada por afundamento das águas na região de Convergência Sutropical, e subsequente espalhamento ao longo da superfície de densidade adequada a seu ajustamento hidrostático. (STRAMMA, 1999) exhibe a AIA

sendo formada na Convergência Subantártica, espalhando-se em níveis intermediários e fluindo para norte. Por fim, a APAN se apresenta como um fluxo organizado fluindo para o sul ao longo do contorno oeste até cerca de 32°S, onde pelo menos parte da corrente retorna em direção ao Equador (FILHO et al., 2015).

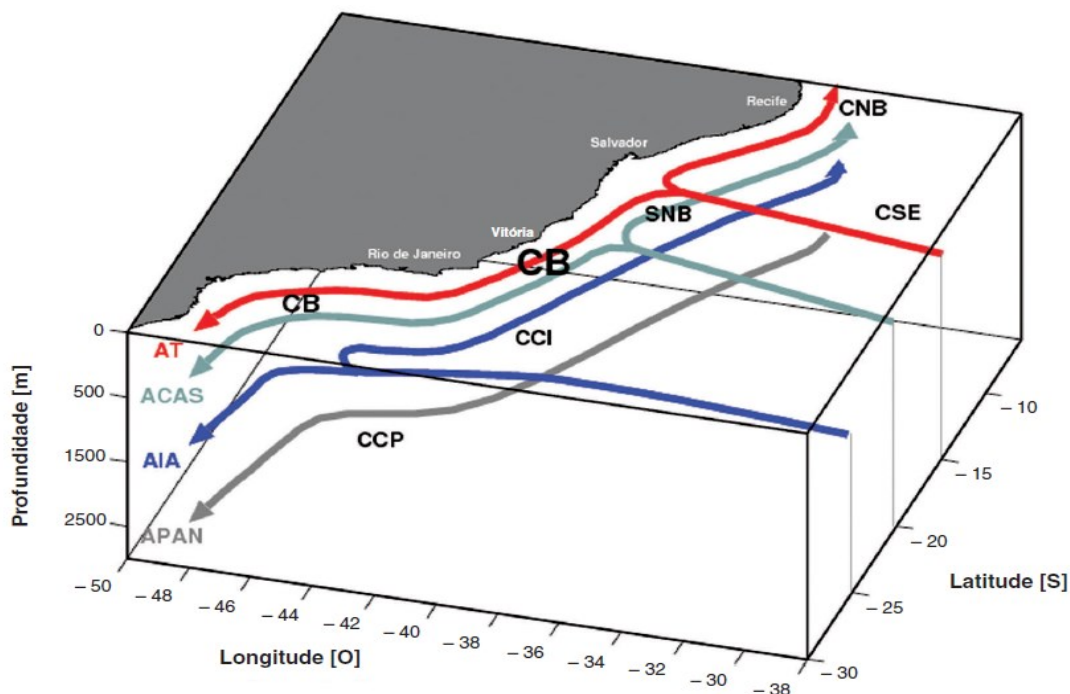


Figura 11: Modelo esquemático do padrão das correntes e massas d'água ao longo da margem sudoeste Brasileira proposto e modificado por Silveira et al., (2015).

O padrão de circulação oceânica para a margem sudoeste brasileira é caracterizado pelo empilhamento de algumas massas d'água como Água Tropical (AT), Água Central do Atlântico Sul (ACAS), Água Intermediária Antártica (AIA), Água Circumpolar Superior (ACS), Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e Água Circumpolar Inferior (ACI) (DIAS, 2016). As águas superficiais são dirigidas para sul através da Corrente do Brasil (CB) que é a Corrente de Contorno Oeste (CCO) associado ao Giro Subtropical do Atlântico Sul (SILVEIRA et al., 2000) (Figura CO01). Por outro lado, a Corrente de Contorno Intermediária (CCI) que se origina na porção sul da Baía de Santos transporta AIA e ACAS em direção norte-nordeste (SILVEIRA et al., 2017). Por fim, abaixo da CCI, entre 1200 e 3500 m, a Corrente de Contorno Profunda (CCP) flui em direção ao polo sul transportando APAN e ACI (SILVEIRA et al., 2017) (Figura 12).



### 3. OBJETIVOS

Analisar e espacializar as principais formas de leito associados ao Depósito Contornítico do Canal de Santos que representem indicativos da sua natureza, controle e evolução a partir de resultados em superfície (mapas batimétricos) e subsuperfície (ecocaráteres) nos possíveis limites fisiográficos do canal.

#### 3.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Classificar e espacializar as impressões atuais das estruturas sedimentares erosivas e/ ou deposicionais nas malhas batimétricas e nos ecocaráteres ao longo de seções perpendiculares ao Canal de Santos;
- Dimensionar as formas de leito observadas nas malhas batimétricas e ao longo das seções sísmicas paralelas e perpendiculares ao Talude;

#### 3.2 PERGUNTAS DE PESQUISA

- Quais são as dimensões das estruturas sedimentares identificadas ao longo do Depósito Contornítico do Canal de Santos?
- Quais controles podem estar associados ao Depósito Contornítico do Canal de Santos observados pelas feições de superfície e subsuperfície?

#### 4. ARTIGO – PHYSIOGRAPHIC LIMITS OF A CONTOURITIC SYSTEM IN SANTOS BASIN, BRAZIL.

<sup>1</sup> Marcelo Pellicano Falleiros, <sup>1</sup> Antonio Henrique da Fontoura Klein, Michel M. Mahiques<sup>2</sup>, Arthur A. Machado<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Coastal Oceanography Laboratory, Bloco D, Room D-14, Federal University of Santa Catarina, Florianópolis/SC, Brazil.

<sup>2</sup> Oceanographic Institute University of São Paulo 05508-120 Praça do Oceanográfico, 191 São Paulo - Brazil.

<sup>3</sup> Geoscience Institute, Room 318A1, Federal University of Bahia, Salvador, BA, Brazil.

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

Florianópolis, SC

2023

## ABSTRACT

This work presents the physiographic limits of the contouritic channel of Santos using geophysical methods of single-channel seismic (chirp type source) and multibeam bathymetry. For this purpose, bedforms and patterns of reflectors classified as echo-characters were identified, related to the source and outfall of the contouritic channel. The subsurface reflector features classified as echo-characters were sediment waves, inactive pockmarks, active pockmarks, Santos channel, and Santos drift. In the section parallel to the Santos channel, the contouritic drifts and channels that flow into semi-circular contours stand out. It can also be seen to the southwest of the section where these channels end, giving rise to a less irregular bathymetry, a seismic indication of the southwest physiographic limit of the channel. The transversal seismic sections of the Santos Channel highlight similar echo-character patterns that make it possible to show its lateral extension along the slope. The results of multibeam bathymetry in the southwestern region of the channel show and highlight an inlet pattern with elongated channel-like bed shapes, grooves, and small circular patterns. They are indicating even that the movement of salt diapirs influences the region. On the other hand, in the northeast portion of the Santos Channel, the multibeam bathymetry results highlight canyon systems and mass movements, suggesting that the Santos Channel has its source, originated in the past, from these phenomena.

Keywords: Santos Contouritic Channel, Bed Forms, Echo-characters, Seismic, Multibeam Bathymetry.

### 1. INTRODUCTION

Ocean circulations operate as essential agents in the sedimentation and construction of continental margins and submarine relief (e.g., Hernández-Molina et al., 2016, 2010, 2009; Rebesco et al., 2014; Thiéblemont et al., 2019). The product of seafloor and bottom water mass interactions is generically known as a contourite (Faugères & Stow, 1993; Rebesco, 2005; Rebesco *et al.*, 2014; Rebesco & Camerlenghi, 2008; Shanmugam, 2017; Stow et al., 2002).

A contouritic system genetically implies the presence of depositional and erosive elements (channels, moats, terraces, and furrows) located at the same level as the current (Hernández-Molina et al., 2008b). Such features, believed to result from the interaction between bottom currents and seabed topography and sediment transport, can persist for millions of years (Faugères

& Stow, 2008; Stow et al., 2013). The interaction friction between a body of water and the continental margin (or other physical barriers) forms distinct paths for the current core of the current (Gruetzner & Uenzelmann-Neben, 2016; Hernández-Molina et al., 2008a). Increased confinement of this main flow can lead to an increase in current velocity, often resulting in the generation of pronounced linear erosion features along the bottom surface (Faugères et al., 1999; Hernández-Molina et al., 2008a; Stow et al., 2013, 2002; Viana & Faugères, 1998).

The distribution variability and intensity of bottom currents (both in time and space) is subject to a combination of factors, such as climate, sea level, and processes driven by the currents, which control the intensity and position (vertical and lateral) of main core of current (Brackenridge et al., 2011; Stow et al., 2008). This variability also depends on the presence of irregularities in the seafloor, which can directly affect the flow velocity (Knutz, 2008; Stow et al., 2002, 2008). The time interval and periodicity with which each factor operates or experiences change will be reflected in the growth and deposition of drift elements. (Faugères et al., 1999; Faugères & Stow, 2008; Stow *et al.*, 2013, 2002; Violante et al., 2010).

Vigorous bottom current paths develop contourite erosion features closely linked to changes in the intensity and direction of major ocean currents; consequently, these elements constitute good paleoceanographic indicators (e.g., Gruetzner & Uenzelmann-Neben, 2016; Pérez et al., 2015; Stow et al., 2013). Thus, information such as direction, velocity, variability, and persistence of paleocurrents can be inferred from the structures preserved in the sedimentary record (Rebesco, 2005; Stow et al., 2009).

Turbidity currents and bottom currents can co-occur if they are geographically close and in the same time interval. Studies show the characteristics and behavior of these mixed deposits (Faugères et al., 1999; Pandolpho et al., 2019). However, the geological history of the Santos Basin reveals that, after the uplift of the Serra do Mar, it becomes starved of sediments, and, for this reason, the mass movements cease to occur concomitantly with the bottom currents that become more active (Duarte & Viana, 2007).

Although there are studies on contourites in the Santos basin (Dias, 2016; Dias, 2019; Duarte & Viana, 2007; Mahiques et al., 2022), a study has not yet been dedicated to discussing the existence of physiographic limits of the Santos contourite channel.

In this sense, this study has the proposal to discuss the existence of physiographic limits of the contouritic deposit of the Santos Channel because of the past performance of mass flow

deposits and mixed deposits (turbidity and bottom current) and the current configuration of bottom streams.

## 2. SANTOS BASIN SETTINGS

The study area covers the northeast sector of the continental shelf to the lower slope (from the 200 m to the 2,200 m isobath) of the Santos Basin adjacent to Cabo Frio High (CFH) (Mohriak et al., 1995) toward São Sebastião Island. The Santos Basin is delimited by two structural features along the southeastern Brazilian margin: the CFH, to the north, separating the Santos Basin from the Campos Basin (Fig. 1), and the Florianópolis High (FH), located to the south, on the border with the Pelotas Basin (Zembruski, 1979). The adjacent continent is marked by the presence of the Serra do Mar. This post-rift feature was uplifted in different phases during the Upper Cretaceous and Cenozoic (Cogné et al., 2011) and by the absence of large rivers (Zembruski, 1979).

The slope of the platform has an average gradient of  $0.55^\circ$ , and the shelf break is located between the 120 and 180 m isobaths (Dias, 2016). The slope morphology is variable. From the shelf break to the 420 m isobath, the slope varies from  $1.2^\circ$  to the south to  $1.5^\circ$  north (Dias, 2016). Mounded and amphitheater-like features formed in response to the meandering action of boundary currents (Duarte & Viana, 2007).

In the northeast portion, the Santos Channel has a width of around 3.5 km, and in the southwest sector, the channel has a greater depth (about 100 m), and the width is reduced to 1.4 km. After the Santos Channel site, the formation of other contour channels is observed by Dias (2016).

The middle slope of the Santos Channel is present at water depths between 1,500 m and 1,700 m (Fig. 1); here, the slope reaches declivities as high as  $3.55^\circ$ , with the values decreasing beyond the limits of the channel.

The complex morphology appears in water depths greater than 2,000 m due to the halokinesis above the São Paulo Plateau, an area marked by saline diapirs and intra-saline basins (Assine et al., 2018; Caldas & Zalán, 2009; Guerra & Underhill, 2012). The modern circulation in the Santos Basin is governed by the Brazil Current System (BCS), involving the southward flow of the Brazil Current (BC), the northward flow of the Intermediate Western Boundary Current

(IWBC), and the southward displacement of the Deep Western Boundary Current (DWPC) (da Silveira et al., 2004, 2000; Stramma & England, 1999).

The BC transports the Tropical Water (TW) and the South Atlantic Central Water (SACW) on the shelf and upper slope. Its main flow, located close to a water depth of 200 m (Lima, 2020), is responsible for the lowest sedimentation rates in the northern region near Alto de Cabo Frio, where the BC meanders control sedimentation (Mahiques et al., 2004). The CB reaches a maximum depth of 450 m (da Silveira et al., 2004; Lima, 2020) and can reach speeds of 0.69 m.s<sup>-1</sup> near Alto de Cabo Frio (23°S) (Lima, 2020). At intermediate levels and below the CB, the IWBC flows in the opposite direction; its core is located between depths of 800 and 1200 m and reaches a maximum velocity greater than 0.30 m.s<sup>-1</sup> (da Silveira et al., 2004). The current carries the Antarctic Intermediate Waters (AAIW) and the Deep Circumpolar Waters (UCDW), the latter resulting from mixtures with the water mass located below, that is, the North Atlantic Deep Waters (NADW) (da Silveira et al., 2004; Stramma & England, 1999).

NADW is transported mainly by the IWBC, occupying depths between 1500 and 3000 m (Stramma & England, 1999). In the distal portions of the study area, Circumpolar Deep Water (UCDW) flows northward beyond the 3500 m isobath along the western limits of the Brazil Basin and the Vema Channel

In this way, the modern physiography of the continental margin reflects the tectonic-sedimentary evolution of the basin, including tectonic processes, structures inherited from the Precambrian rocks of the Brazilian shield, intense halokinesis (Assine et al., 2018; Caldas & Zalán, 2009; Demercian et al., 1993; Guerra & Underhill, 2012), and reworking of sediments by bottom currents (Duarte & Viana, 2007).

### 3. DATABASE AND METHODS

Three types of data were used in the present study. The multibeam bathymetry data were collected in the project OBS 2021 campaign (Seismic-Oceanographic project) and cover two areas at the limits of the Santos Channel (Fig. 1) and the bathymetric grid of the LEPLAC (Survey of the Brazilian Continental Shelf) with a resolution of 900 m (Fig. 1). From this last bathymetry, Fleury (2022) granted the geomorphometric parameter of Bathymetric Position Index (BPI) that quantitatively represents crests and valleys (Rinehart et al., 2004). Single-channel seismic data was used with the chirp source from the two geophysical campaigns - OBS 2019 and 2021 (Seismic-

Oceanographic project) (Fig. 1). (Table 1) shows the respective dates of the campaigns and the distance traveled in km and the data used in work. Both cruises were aboard the Alpha Crucis Vessel from the Oceanographic Institute of the State University of São Paulo (IO/ USP).

A total of 2119 km of geophysical data collected were analyzed, distributed between single channel seismic with the classification of four echo-characters types (sediment waves, pockmarks, Santos Channel and Santos drift) with 26 occurrences and multibeam bathymetry with two covered areas. The acquisition software used was SounderSuite™ for seismic and PDS2000™ for bathymetry. The SonarWiz™ software was used for seismic data, and PDS200™ for processing.

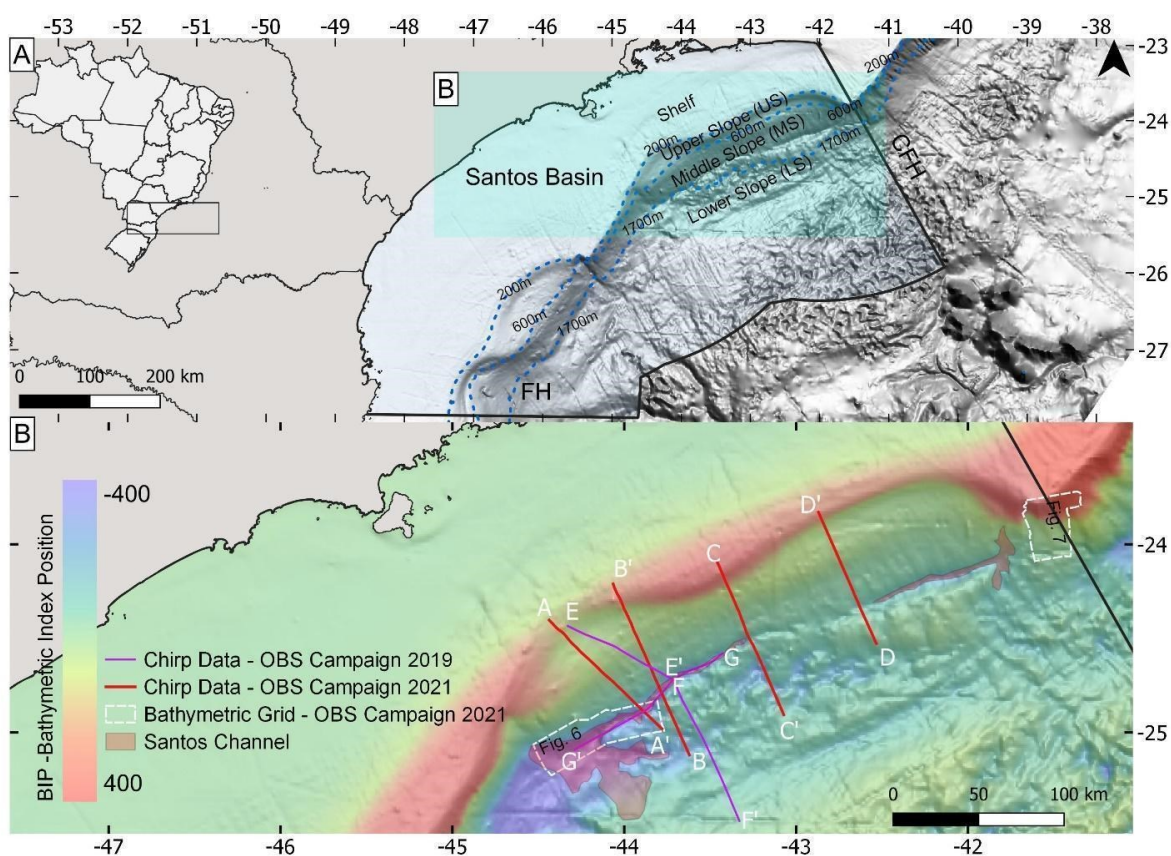


Fig. 1 Northeast portion of the Santos Basin. A) dashed blue refers to the 200, 600, and 1700 m isobaths, according to Mahiques et al. (2022), that separate the areas of the Continental Shelf, Upper Slope, Middle Slope, and Lower Slope - it is on the LEPLAC bathymetry and the Basin it is geographically limited to the northeast by Cabo Frio High (CFH) and to the southwest by Florianópolis High (FH). B) BIP derived from LEPLAC Bathymetry with the respective seismic lines differentiated by campaigns (purple and red colors). The white dotted polygons refer to the northeast and southwest multibeam bathymetry grids. The letters (e.g., A-A') are the spatial orientation in which the lines were obtained.

Table 1: Campaigns with the dates of acquisition of geophysical data and the mileage used for each method, seismic and bathymetry obtained during the OBS 2019 and 2021 cruises of the project entitled: " Project for Seismological and Oceanographic Monitoring of a Track on the Southeast Margin of Brazil: North of the Santos Basin to the South of the Espírito Santo Basin ".

<b>OBS Campaigns</b>	<b>Database</b>
<b>Campaign 1</b> – 24/07 a 06/08 - 2019	i. 266 km Chirp data collected;
<b>Campaign 2</b> –19/11– 06/12 - 2021	i. 1466 km MBES data collected ii. 387 km Chirp data collected

### 3.1 Data Acquisition

The system used to acquire seismic data with the chirp source was the model 3260 from the manufacturer Knudsen<sup>TM</sup> for research in deep waters between 200 to 2100 m. The four available channels and a range of frequencies between 3.5 and 210 KHz were used. The power used was greater than 2kW, and the conical angle of the transducers was approximately 27°. Chirp's data were acquired through the SounderSuite<sup>TM</sup> software from the same manufacturer and, in the interface, the user-controlled gain, power, and vertical range.

The acquisition of data from the multibeam echo sounding system (MBES) was conducted using the SeaBat 8160 model from the manufacturer REASON<sup>TM</sup> with 126 beams, 1.5° transverse aperture, nominal frequency of 50kHz, and coupled to the vessel's hull and performed using the PDS2000<sup>TM</sup> software. The system remains fixed when the transducers are installed on the vessel's hull; the equipment assembly has no angular variation. In this case, using angular values from the patch test (calibration of MBES) from other campaigns and comparing the new angular values obtained before starting the survey is possible. In the case in question, it was decided to use patch test values from past campaigns (Table 2). The resolution of the bathymetric cell was 35 m due to the high depth variation, ranging between 200 and 1800 m.

During the acquisition, some care is taken to ensure the quality of the data, such as controlling the opening of the beams, the depth range, and the gain and certifying the entry of GPS data in the seismic and bathymetry sensors. In the PDS<sup>TM</sup> software, data visualization takes place in real-time; that is, as you navigate, you can visualize the bathymetric grid covered. It is important



to emphasize that the user defines the size of the bathymetric cell; in the case in question, a value of 35 m was used. The data obtained are recorded in .xyz format files in which values of 'x' and 'y' refer to latitude and longitude, respectively, and z refers to height (bathymetry).

### 3.2 Data Processing

The seismic sections were named according to the terminology defined on the board. The seven seismic sections that underwent data processing were named: São Sebastião Island (SSI), Sepetiba (SPTB 1), Sepetiba (SPTB 2), Santos Channel (CS-1), Santos Channel (CS-2), which are perpendicular to the slope and the Santos Channel section which is parallel to the slope.

The seismic sections went through the signal processing step to improve the response of the subsurface reflectors, that is, suppress unwanted effects (noise) and amplify lithological evidence (signal).

The first noise investigated refers to the adverse weather conditions that the survey is subject to, known as swell noise. This random noise has a large amplitude and low frequency (Dondurur, 2018). In SonarWiz<sup>TM</sup>, the application of the swell filter is given from the selection of the period (T) in seconds that can be obtained through the seismic section and wave period during data acquisition.

Filtering in the frequency domain is the process that directly modifies the amplitude spectrum of the seismic data (Dondurur, 2018). The bandpass filter in SonarWiz<sup>TM</sup> allows the user to define a band of frequencies to be maintained (in this case, the signal of interest) and to eliminate high and low bands of frequencies. The bandpass filter suppresses noise from the amplitude spectrum. The seismic record contains noise components with different frequency bands (Dondurur, 2018).

Automatic Gain Control (AGC gain) is one of the most common methods for processing seismic data. Trace by trace is applied using a moving window (Dondurur, 2018). The command window in SonarWiz<sup>TM</sup> allows the user to define the window size with a maximum number of samples and intensity. The result is a scalar factor traversed along the seismic trace within the window, defining a new amplitude value for the trace. To calculate the depth of the reflectors, a standard sound speed value in the water column of 1500 m/s is used. It was necessary to use a vertical exaggeration of 30 times in the seismic sections to represent them better graphically since

they have a large vertical variation. From this, the seismic data is conditioned for the analysis stage of the results, in this case, the echo-characters.

On the other hand, the bathymetry data processing starts by assigning a sound velocity profile along the water column to calculate the distance from the bottom since the equipment records only time intervals of reflections from the bottom. For the calibration of the system patch test, it was decided to use the values of past campaigns for a better representation of the data. It is also necessary to assign tidal information to the bathymetry data, which was not available in this work.

Table 2 Patch test values used for validation of multibeam sensors data.

Patch Test – Values used in Multibeam sensors calibrations		
Pitch	Roll	Heave
1.03	3.38	-1.21

In the bathymetric survey, the anomalous depth values (spurious spots) were mainly caused by the poor performance of the algorithms used by the echo sounder for bottom detection (phase detection, amplitude, Fourier transform, etc.), sidelobe detection, multiple reflections, presence of air bubbles on the face of the set of transducers, due to reflections in the water column and also due to equipment operating simultaneously at the same frequency (Urlick, 1975) causing an adverse effect (Ferreira et al., 2019; Gueriot et al., 2000). The detection, analysis and elimination of these spikes were carried out manually or automatically by the operator who, viewing the data through a graphical interface, supposedly decides with a degree of subjectivity which survey may or may not be considered an abnormal value, as recommended by Ferreira et al. (2019), it was decided to perform it manually.

The last step for generating a Digital Terrain Model (DTM) was to apply the interpolation methods, that is, to group all the specific records in a single grid. The interpolator that generated the DTM was the Triangulated Irregular Network (TIN), a surface model created from a .xyz file (Usace, 2004) that better fit the data used. The two surveyed areas differ in terms of data quality. This fact was to the detriment of applying the patch test (Table 2) in the northeast grid on board

that corrupted this data set. On the other hand, the southwest area did not present problems of this nature, and the patch test (Table 2) was applied in the post-processing step.

The TIN generates a set of non-overlapping adjacent triangles from spaced points with 'x', 'y' 'z' coordinates, seeking to form an optimal set of connected triangles to represent the land surface (Square, 2019). In meters, the value of these triangles' creation interferes with the smoothing and consequent resolution of the DTM. Due to the northeast area presenting problems in the data set, an interpolation value of 500 m was used, which, despite being exaggerated, still maintained the macrostructures. On the other hand, the interpolation value used in the southwest area was equal to the acquisition cell size of 35m. Based on the addition of complementary data from sound velocity profiles to the records, the removal of spurious points, and the application of an adequate interpolation method, a DTM was obtained based on the depth values.

#### 4. RESULTS

The data show background geomorphological features and subsurface acoustic reflectors from the continental shelf, upper slope, middle slope, and lower slope of the northeast portion of the Santos Basin. Data integration indicates four distinct morphological types related to the Santos contouritic system according to their echo-characters: Santos's drift, Santos Channel, pockmarks (active and inactive), and sediment waves.

##### 4.1 Seismic Sections

The seismic section referring to São Sebastião Island (SSI) has a length of 92.34 km and an isobath variation of 210 to 1565 m (Fig. 2A). A total of five main echo-characters (1 to 5) were classified based on the morphology and internal configuration of the reflectors. Echo-character 1, classified as a sediment wave, appears within the upper slope region (Fig. 2A). After a thin and high-intensity reflector, reflectors with wavy shapes and patterns are noted. In the transition between the upper and middle slopes, echo-character 2 is classified as an inactive pockmark with a thick, high-intensity first reflector. This reflector is followed by thin and sinuous reflectors in which its continuity is lost as it reaches depth (Fig. 2A). Echo-character 3 is classified as an active pockmark and differs from the previous echo-character by signal penetration. The reflectors are continuous and channeled (Fig. 2A).

Echo-character 4 is found in the final portion of the middle slope at about 1500 m depth, classified as contouritic drift, and has a topographic feature in the form of a mound. The reflectors follow the topography and are not very thick (Fig. 2A). Finally, echo-character 5 is classified as an elongated channel and is found in the region of the lower slope at a depth of 1800 m. It presents a complex geometry of the reflectors, showing reflectors without continuity and with patterns characteristic of erosion processes (Fig. 2A).

The named Sepetiba seismic section (SPTB-1) has a length of 110.85 km and an isobath range of 165 to 1812 m (Fig. 2B). In total, two main echo-characters (6 and 7) were classified based on the morphology and internal configuration of the reflectors. Echo-character 6 is classified as Santos Channel. It is located on the middle slope and presents a well-excavated channel morphology; small expressions of contouritic drift are observed in the sequence. The internal geometry of the reflectors is of low expression. Still, thin and high-intensity reflectors can be seen in the valley portions of the channel and in the drift (Fig. 2B). Echo-character 7 is classified as a semi-circular contourite and is disposed on the lower slope, in the same way as the previous echo-character, it also reveals a channel pattern, however with better defined and rhythmic reflectors (Fig. 2B).

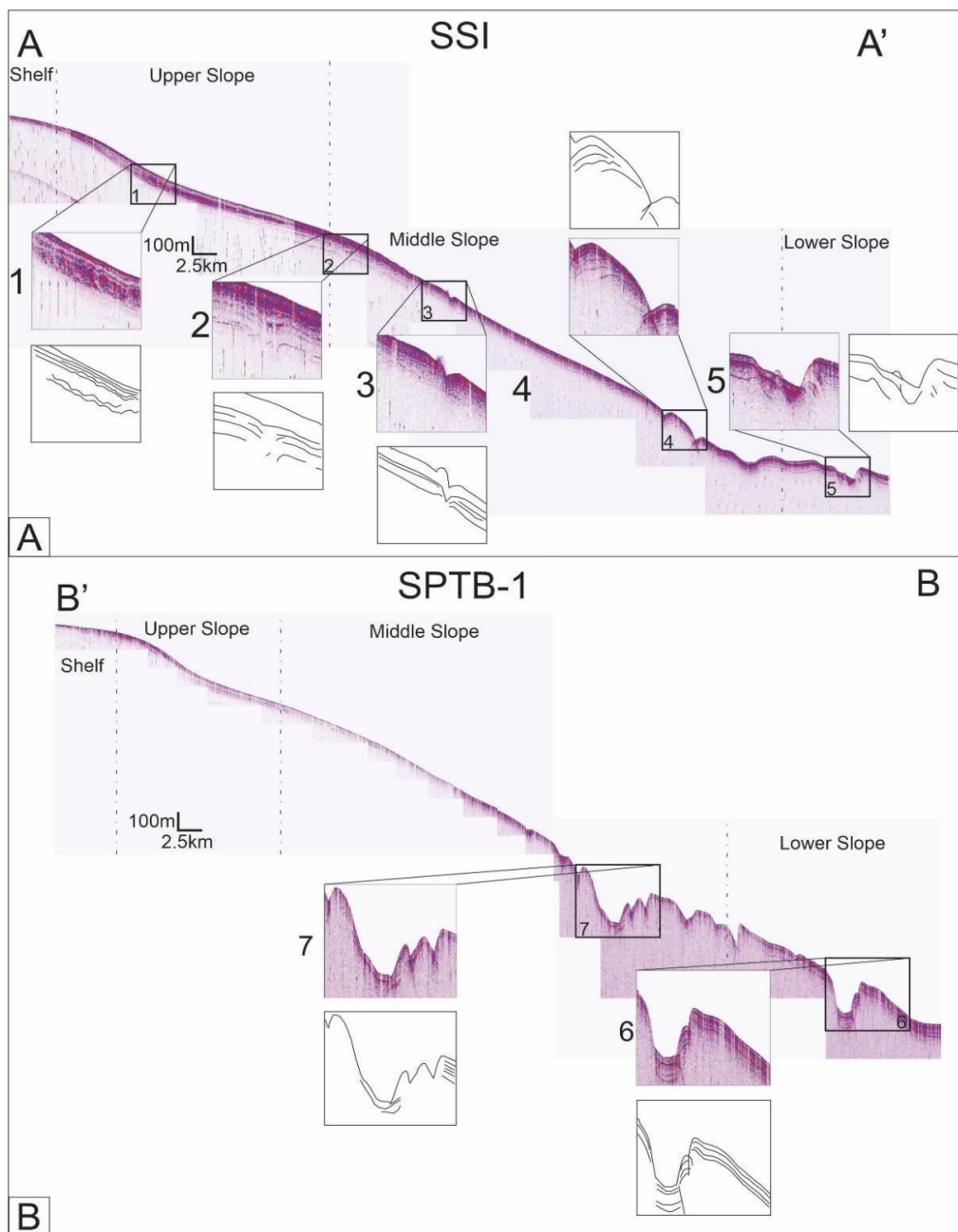


Fig.2 Seismic sections with 30 times vertical exaggeration distinguishing the geomorphological domains from the Continental Shelf to the Lower Slope. A) SSI seismic section (São Sebastião Island) with a total of five echo-characters (1 to 5) mapped. B) Seismic section SPTB-1 (Sepetiba) with a total of two (6 and 7) echo-characters mapped.

The seismic section referring to Sepetiba (SPTB-2) has a length of 98.65 km and an isobath variation of 150 to 1783 m (Fig. 3A). A total of four main echo-characters (8 to 11) were classified based on the morphology, and internal configuration of the reflectors. Echo-character 8 was

classified as a drift due to its mound pattern. However, it is found on the middle slope and exhibits gas exudation (Fig. 3A), which may indicate that it is associated with current deposits (contourites) or carbonate mounds. The internal geometry of the reflectors only occurs, interspersed, in the mound region. Echo-character 9 is classified as Santos Channel and is inserted within the middle slope region. There are high-intensity reflectors interspersed only in the left part of the channel (Fig. 3A). Echo-character 10 is classified as contouritic drift due to its mounded morphology; it is in the lower slope region. It is impossible to observe any internal geometry of the reflectors (Fig. 3A). Finally, echo-character 11 is also classified as a mounded expression of contouritic drift located on the lower slope. Differently from the previous echo-character, this one presents an internal geometry of the reflectors in an intercalated way that follows the topography of the bottom (Fig. 3A).

The Guanabara seismic section (GNB) has a length of 84.83 km and an isobath range of 238 – 1689 m (Fig. 3B). A total of two main (12 and 13) echo-characters were classified based on the morphology and internal configuration of the reflectors. Echo-character 12 is classified as an active pockmark because it exhibits gas exudation. The internal geometry presents reflectors interspersed on the sides and in the center, an absence of reflector followed by the release of gas (Fig. 3B). The mapped echo-character 13 is classified as Santos Channel despite its morphology not showing the shape of an embedded channel (Fig. 3B). It is found on the middle slope, and its internal geometry lacks prominent reflectors.

The area that encompasses the seismic section entitled Santos Channel (CS-1) is located from the upper slope and has an extensive vertical range ranging from 200 – 1600 m (Fig. 4A). Subsurface penetration was variable, and, in some places, it was not possible to observe it, and in regions where the signal penetrated up to approximately 70 m (Fig. 4A). In all, four echo-characters (14 to 17) of greater expressiveness along the CS-1 seismic section were classified.

Echo-character 14 is classified as sediment waves and shows an internal geometry in wavy forms that are often asymmetrical but continuous and have a long horizontal extension of about 30 km with a variable vertical thickness of the package. Still, in approximately 26 m (Fig. 4A). Echo-character 15 is classified as an exhumed or inactive pockmark-type structure due to its sinuous reflector pattern. Note that the reflectors follow the topography of the bottom and that, from a depth of approximately 740 m, they lose their continuity. This feature's horizontal extent in depth is about 9.4 km along the profile (Fig. 4A). The echo-character 16 in evidence refers to a surface

expression of the activity of a pockmark with the presence of gas exudation. In the subsurface, the geometry of the reflectors is parallel planes on the sides. Where gas exudation occurs, it is impossible to notice the signal's reflection, possibly masked. Its horizontal extension is 1.7 km, and the gas exhaust reaches a height of 46 m (Fig. 4A). Finally, in the Middle Slope region, echo-character 17 is an expression of a parallel flat sedimentary deposit that follows the slope of the bottom morphology and shows the sedimentation of the Santos drift. This has a horizontal extension of 21 km and subsurface penetration of up to 60 m (Fig. 4A).

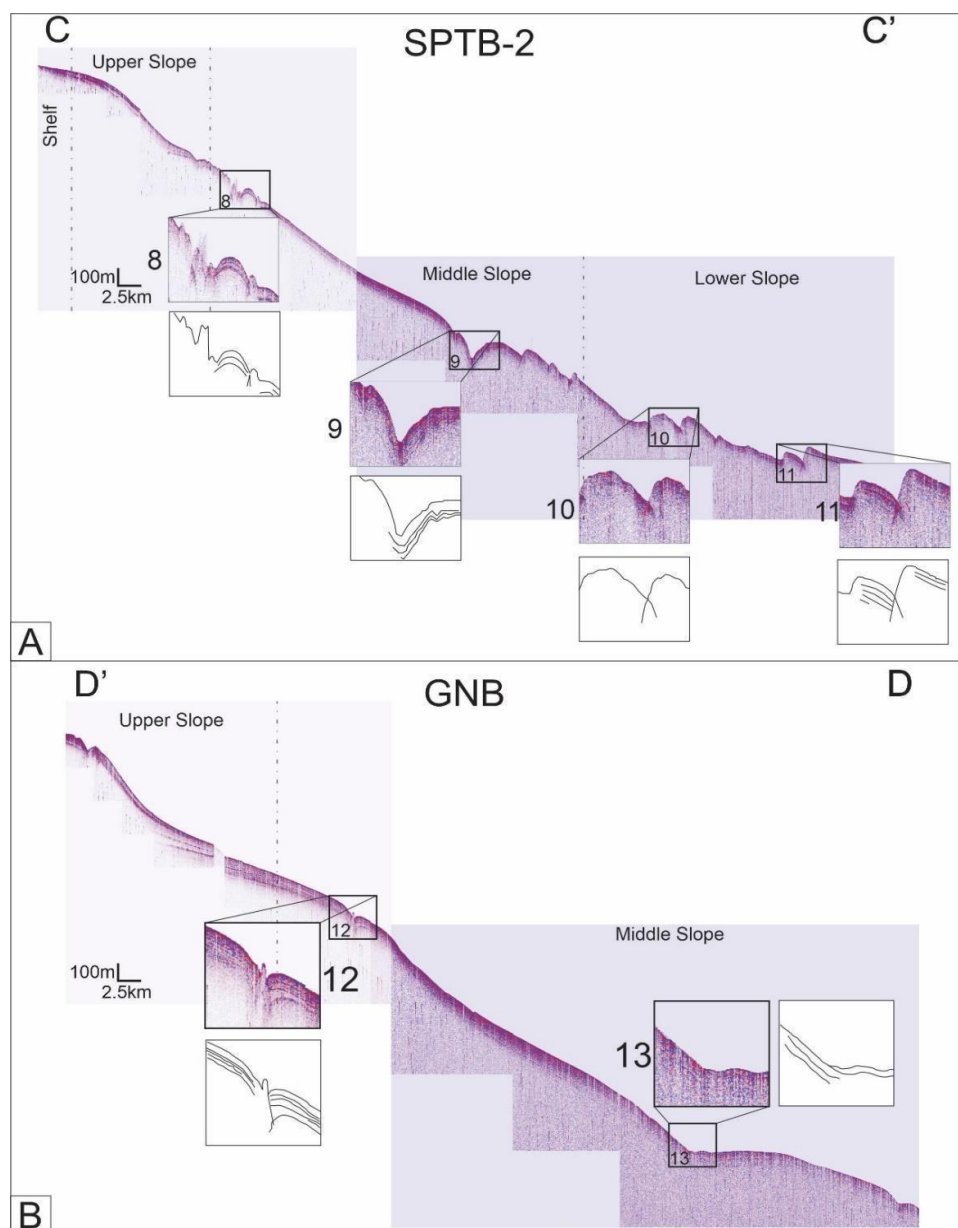


Fig.3 Seismic sections with 30 times vertical exaggeration distinguishing the geomorphological domains from the Continental Shelf to the Lower Slope. A) Seismic section SPTB-2 (Sepetiba) with four mapped echo-characters. B) GNB seismic section (Guanabara) with two mapped echo-characters.

The seismic section referring to the Canal de Santos (CS-2) comprises the 1450 – 2200 m isobaths. It is a place characterized by the influence of salt movements that, in some regions, deform the surface sediments and, in some cases, reach rise out of the bottom surface. The signal penetration was 54 m, and in some cases, such as diapirs, there is an interruption of the wave's internal propagation (Fig. 4B). Four echo-characters (18 to 21) were identified.

Echo-character 18 is described as a channel that occurs at the 1750 – 1860 m isobaths with the presence of evident diffractions and that appears to be embedded in a shallow fault (Fig. 4B). The echo-character 19 is classified as an uplifted salt diapir with no internal reflectors and which contains a mismatch of the internal geometry of the lateral reflectors (Fig. 4B). Echo-character 20, like the previous one, is classified as an elevation caused by a salt diapir with a greater vertical expression, about 100 m. An edge deformation affecting all reflectors is identified (Fig. 4B). Note that, unlike echo-character 19, this echo-character 20 has some reflectors on top of the diapir (Fig. 4B). Finally, echo-character 21 does not seem to show such a significant influence of local diapirism. It reveals a sedimentary deposition in which the reflectors remain arranged according to the bottom topography, suggesting a smoothed deformation (Fig. 4B).

The seismic data refers to the Santos Channel section in the Lower Slope parallel to the slope. The region has a 107 km seismic record (Fig. 5). Five echo-characters (22 to 26) were found along the seismic section. Echo-characters with features such as exposed and filled channels, expressions of the Santos drift as mounds, and a very irregular bottom topography were identified (Fig. 6).

All echo-characters (Fig. 5) were classified as contouritic deposits. However, each one assumes a particularity since they are also located on the southwest limit of the Santos Channel and also because it is the main object of the study (Fig. 5). Echo-character 22 features two exposed channels with heights ranging between 40 and 60 m and a filled channel in a 'w' shape (Fig. 6). Echo-character 23 shows inclined reflectors that suggest that it is one of the edges of a long and shallow channel, as the parallel plane deposition accompanying the background morphology can be seen. The gradient is approximately 60 m (Fig. 5).



Echo-character 24 shows four channels of small expression in a topographic location (Fig. 5), then a vertical slope of 85 m. Internal reflectors are not continuous and, in most cases, follow the surface topography. Echo-character 25 shows a mixture of exposed channels with filled channels, and even with 'shallow' fill, it still indicates a vertical gradient variation of 100 m. The reflectors are interspersed with, and the most expressive is approximately 10 m thick. Finally, echo-character 26 is precisely the interruption, absence of channels, as observed in the other echo-characters, and a significant vertical variation of 150 m (Fig. 5). Like the echo-character 25, it has the same internal arrangement of reflectors. It is interesting to note that echo-character 26 is the subsurface reflection of the southwest boundary of the Santos Channel (Fig. 5).

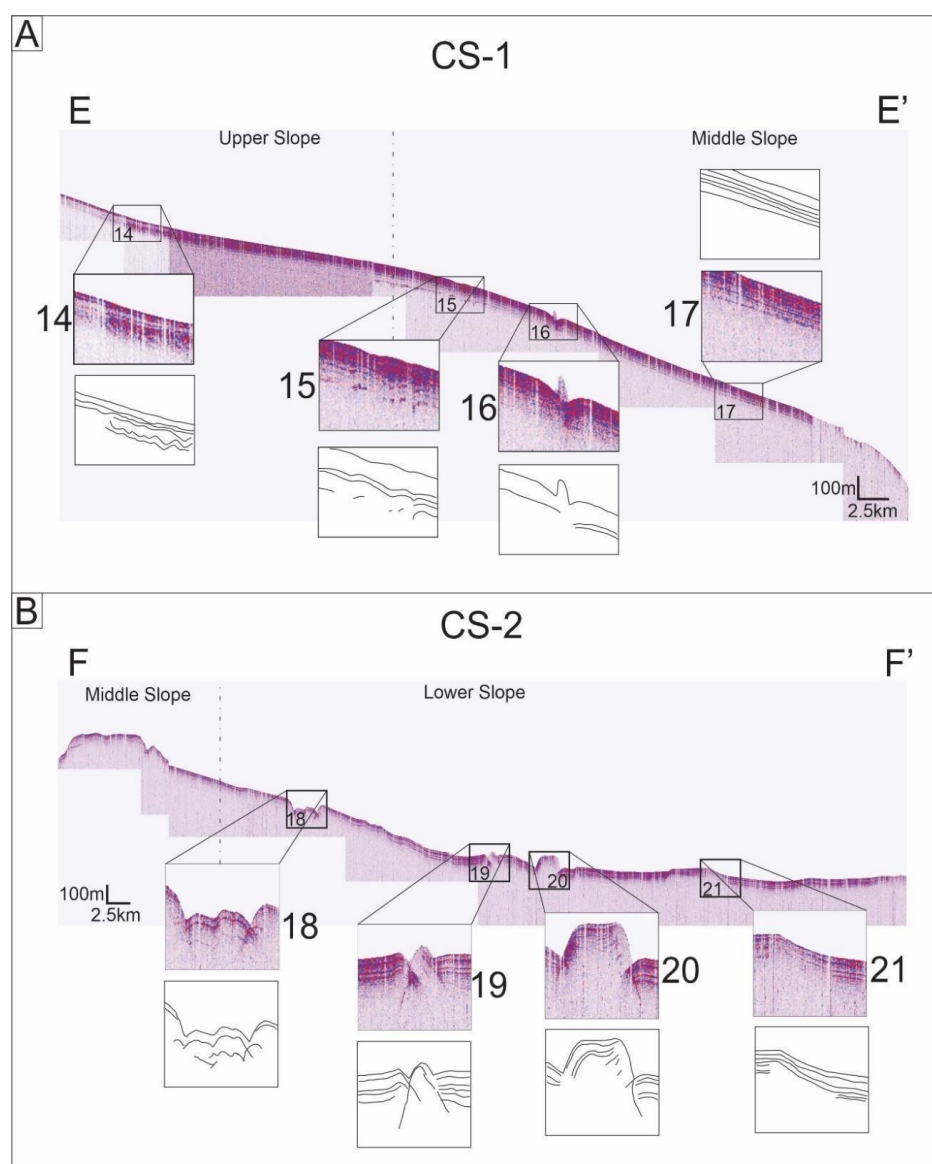


Fig.4 Seismic sections with 30 times vertical exaggeration distinguishing the geomorphological domains from the Upper Slope to the Lower Slope. A) CS-1 seismic section (Santos Channel) with four mapped echo-characters. B) CS-2 seismic section (Santos Channel) with four mapped echo-characters.

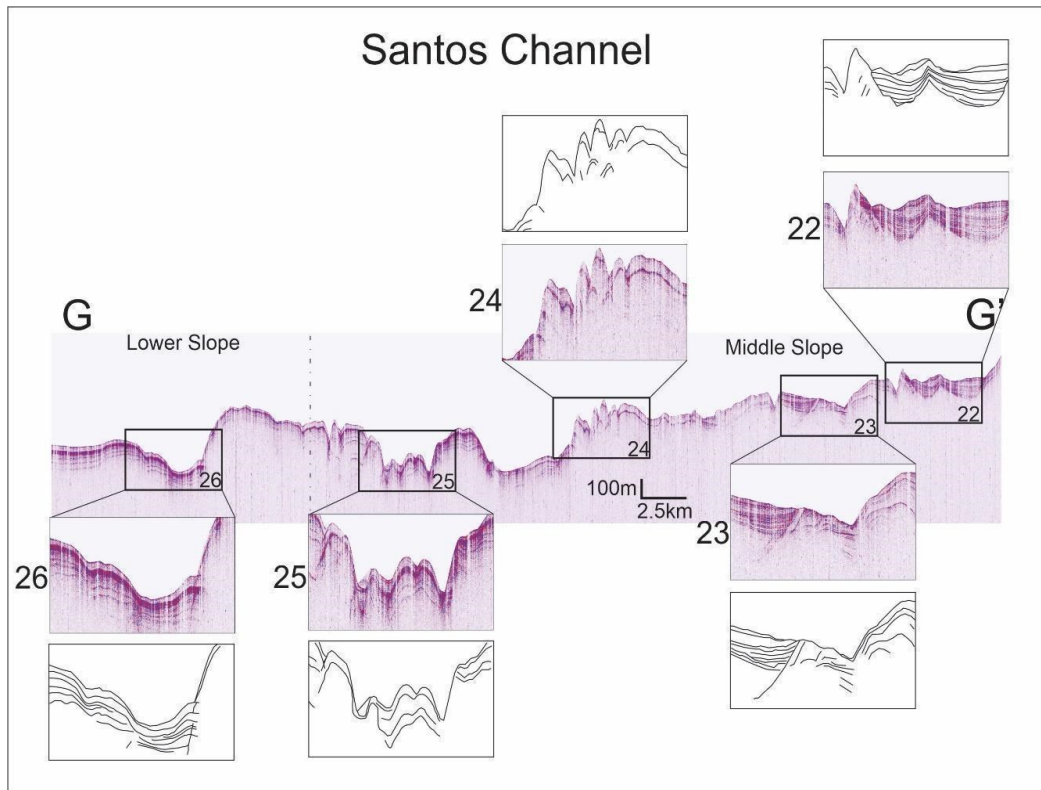


Fig.5 Seismic section with 30 times vertical exaggeration distinguishing the geomorphological domains from the Middle Slope to the Lower Slope. Seismic section with a total of five mapped echo-characters.

#### 4.2 Bathymetric Grids

The bathymetric grids comprise around 2400 km<sup>2</sup> of the mapped area. The southwest portion grid has an area of 948,595 km<sup>2</sup> and a depth variation from 917 m to 1565 m. On the other hand, the northeast portion grid has an area of 1450.612 km<sup>2</sup> with a depth variation between 141 m and 1801 m. Some enlarged clippings of the bathymetric grids are used to enhance and better quantify the dimensions of the highlighted features (Figs 6 and 7).

The bathymetric grid of the southwest section (Fig. 6) covers geomorphological regions of the middle slope to the lower slope showing regions with bathymetric features relative to the physiographic limit of the Santos Channel. It can be noted in the DTM that the Santos Channel behaves in a complex way. In the upper right portion of Fig. 6A, the channel loses continuity,

possibly due to saline activity. In the lower left portion of Fig. 6, the Santos Channel is no longer fitted, well delimited, and funneled and starts to create a region of greater expression.

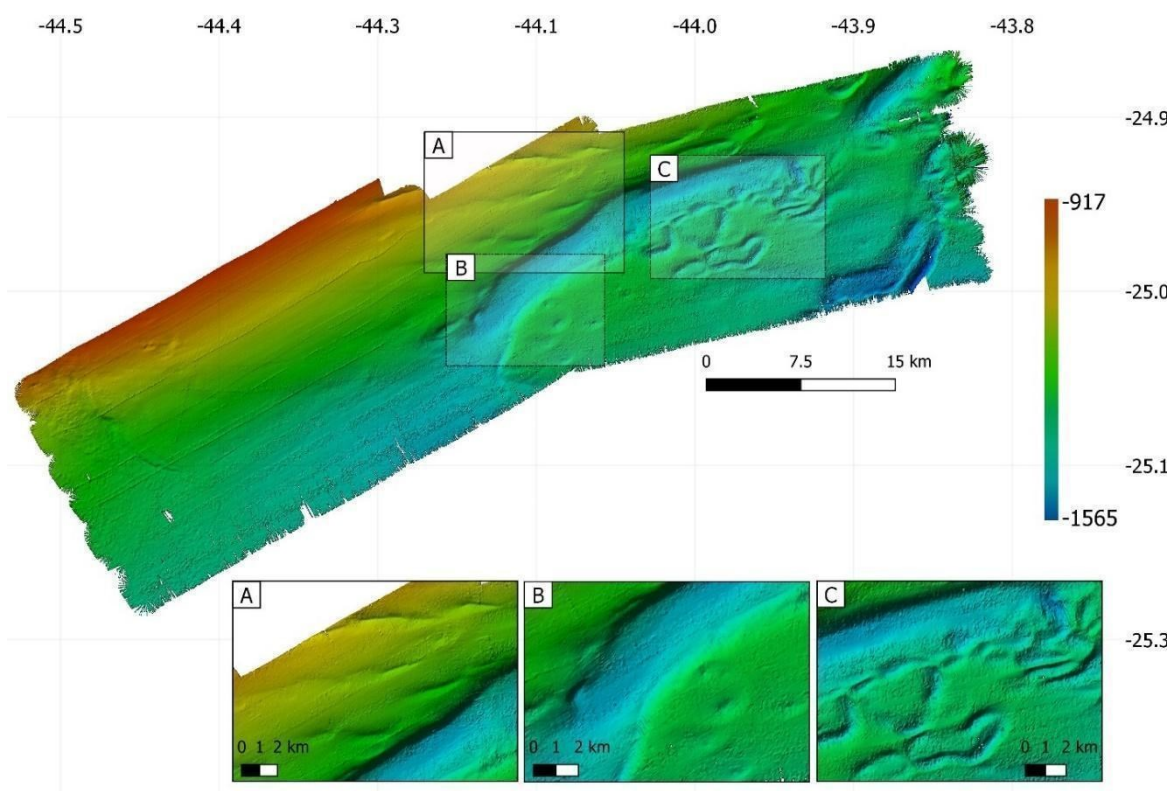


Fig.6 Bathymetric grid of the southwest region of the Santos Channel, highlighting its erosive and tectonic bedforms. A) Groove with NE direction. B) Pockmarks C) Elongated arch-shaped channels.

The geomorphological features of Fig. 6A, classified as grooves that are forms of an eroded seafloor, are inserted within the middle slope and have a NE orientation. At least ten features of this nature are observed in the DTM and have dimensions ranging from 1 to 2 km. On the other hand, Fig. 6B highlights a geomorphological feature that can be classified as a pockmark located on the lower slope. In this analyzed feature, a circular pattern with a radius ranging from 0.3 to 0.6 km and of low occurrence stands out, with only three or four locations close to each other. Finally, Fig. 6C reveals an elongated protuberance resembling an arc-shaped channel, which suggests that they are also features with circular contours. It has approximately 13 features with an SE orientation and 2 to 4 km dimensions.

Fig. 7 reveals in the DTM two main macro-scale physiographic features ranging from upper to lower slopes. Highlighted in Fig. 7A, the first bedform analyzed is a submarine valley

and canyon system. They have an elevation gradient of approximately 600 m and are a geographical (Alto de Cabo Frio) and physiographic (Submarine Canyons System) landmark between the Campos and Santos Basins. On the other hand, Fig. 7B shows some mass movements already understood in the Campos Basin with a dimension of approximately 16 km (Fig. 7B)

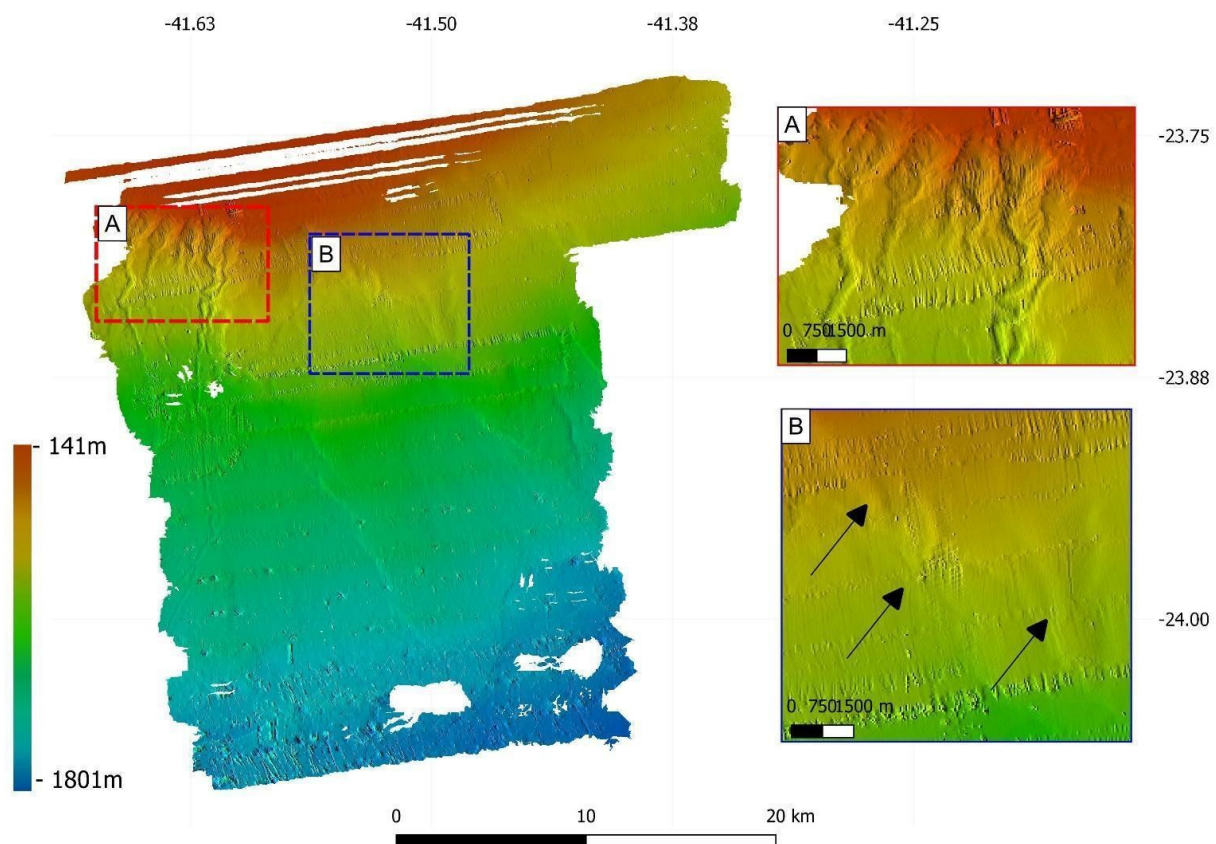


Fig. 7 Bathymetric grid of the northeast region of the Santos Channel highlighting the A) underwater canyons and the B) mass movements highlighted by the arrows.

## 5. DISCUSSION

The current geomorphological configuration of the Santos Channel and its physiographic elements along the shelf break to the lower slope (drift, sediment waves, pockmarks, grooves, mounds, and mass transport elements) reflects the action of bottom currents on the seafloor (Mahiques et al., 2022; Duarte & Viana, 2007; Dias, 2016; Dutra, 2019).

The classification of echo-characters in the outer shelf and upper slope regions did not reveal depositional patterns characteristic of active channels parallel to the slope associated with

erosive surfaces, as revealed by Dias (2016). In this region, Dias (2016) brings evidence from seismic records that there was an intense erosion process by the BC over time. It can be said that the behavior of the BC, after its inflection in the Cabo Frio High region, acts similarly to a “waxing machine” along the Santos Basin (Mahiques et al., 2007).

Still, on the upper slope between the 350 to 550 m isobaths, it is possible to observe in (Table 3) the presence of echo-characters classified as sedimentary waves which, according to Lee et al. (2002); Wynn & Stow (2002), originate from turbiditic currents. Note also (Fig. 8) the lateral extension of this echo-character from the analyzed seismic sections. Dias (2016) argues that the sedimentary package referring to the sediment waves of the Santos Basin region has four packages (echo-characters 1 and 14), the first (from the base) being the interface between the turbidity flow with past units moving on to flow deposits forming the sediment waves. The third unit, without acoustic signal reflection, refers to a hemipelagic sediment package. Finally, the fourth unit is an upper sedimentary sequence with higher signal reflectivity and plane-parallel structures.

The echo-characters classified as pockmarks (Table 3) are found in the middle slope region (600 to 1700 m). They occur in most seismic sections and have a wide lateral extension along the study area (Fig. 8). Some exhibit gas exudation, and others have exhumed pockmark features. This echo-character presents an SW to NE alignment in the azimuth of 50 degrees, leading to believe that the pockmarks follow the main alignments of the Brazilian continental margin, where the gas migration and its outcrop on the surface occurs (Dias, 2016).

In the middle and lower slope, the distribution of the echo-character classified as Santos Channel is well evidenced with patterns of well-excavated channels, but it becomes discontinuous in the central part of the study area. It no longer presents a channel pattern according to the section record GNB (Table 3). Mahiques et al. (2022) state that none of the cores of the IWBC and DWBC currents are on the channel axis. That is because the slope is affected by the deformation of shallow sediments due to halokinesis. The channel is embedded over the Albian gap; these are factors that may have contributed to the allocation of the Santos Channel and its current configuration (Table 3, Fig. 8). The distribution of the Santos drift shows an extensive area that is limited in the central, southwest portion by semi-circular contours, as described (Duarte & Viana, 2007; Mahiques et al., 2022) that the role of salt tectonics in the region is an element that, when found closer to the surface (Fig. 8).

The northeast region of the Santos Channel is a geographic landmark that divides the Santos and Campos basins. The area is known for presenting submarine valleys and canyons and current features of mass movements (Fig. 7) (Moscardelli & Wood 2008; 2015), suggesting a possibility that the Santos Channel started its development from this geological and geomorphological context of past actions of gravitational flows (mass movements and turbiditic channels). The observed data are inconclusive in assessing the current influence of some mass movement on the Santos Channel (Fig. 7). The main authors who mapped and described the complex mass movements in the Alto de Cabo Frio region are Duarte & Viana (2007); Ashhabranner et al. (2012); Almeida & Kowsmann (2014); Dutra (2019); Dionisio (2022).

In the southwestern portion of the Santos Channel (Fig. 6), furrow-like bed forms may show the presence of the IWBC as it is an erosive bottom form. Other features observed in the bathymetric grid are elongated channels. Mahiques et al. (2022) describe it as a feature that includes numerous localized scars of rotational sliding with a SE direction, suggesting that it is a consequence of the action of a salt diapir near the region. This is because there is a gas leak in the lower slope region, as shown in (Table 2, Fig. 2) (Mahiques et al., 2022). Then, it is possible to notice through the LEPLAC bathymetry and in the DTM of the southwest region of the Santos Channel that there is an opening process; that is, the channel that was previously well-fitted and delimited now encompasses and covers a larger area and of greater depth, as if the channel ended in this region (Fig. 6). An analogy for the circumstance would be a river channel flowing into a lake. This is because there are no contouritic drift elements present in this region.

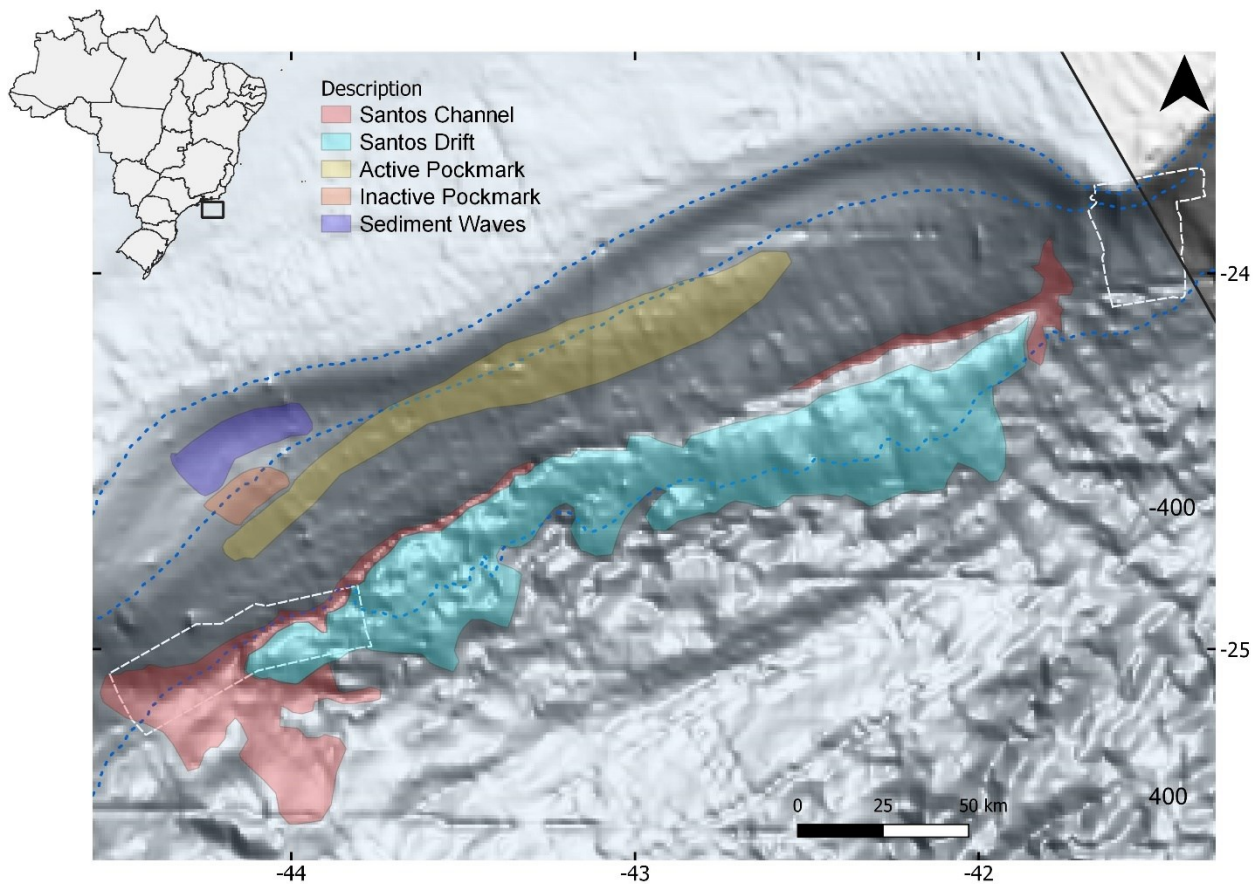
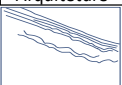
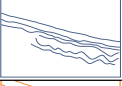






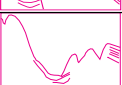
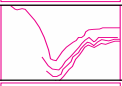
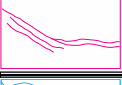




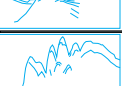

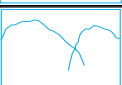




Fig. 7 Interpretive map based on LEPLAC bathymetry and spatial analysis of the distribution of different echo-characters such as Santos Channel (rose color), active pockmarks (yellow color); inactive pockmarks (orange color); sediment waves (dark blue color) and saints drift (light blue color). At the ends of the Canal de Santos, there are bathymetric grids.

Based on shallow seismic data and swath bathymetry, the possible physiographic limits of the Santos Channel were better characterized, revealing that its possible source is depicted in its northeast portion and its outfall in the southwest region (Fig. 5).

Table 3: Classification and description of echo-characters common to seismic sections

Eco-character Classification and Description					
	Eco-character Type	Seismic Sections	Eco Number	Arquiteture	Description
Upper Slope (200-600 m)	Sediment Waves	SSI	1		Sloping surface with parallel plane reflectors. Strong reflection and wavy layer.
		CS-1	14		Sloping surface with parallel plane reflectors. Strong reflection and wavy layer.
Middle Slope (600-1700 m)	Pockmarks	SSI	3		Irregular surface. Parallel plane reflectors. Termination of valley-shaped reflectors. Presence of gas exudation.
		SSI	2		Irregular surface. Smooth parallel reflectors. No continuity in the deeper portions.
		CS-1	16		Irregular surface. Reflectors parallel plane. Termination of valley-shaped reflectors. Presence of gas exudation.
		CS-1	15		Irregular surface. Smooth parallel reflectors without continuity in the deeper portions.
		GNB	12		Irregular surface. Parallel plane reflectors. Reflector termination in the form of a valley. Presence of gas exudation.
	Contourite Channels	SSI	5		Irregular surface. Reflectors truncated and channeled filled and asymmetrical.
		SPTB-1	6		Irregular surface. Reflectors accompany morphology. High interleaving and low intensity.
		SPTB-1	7		Irregular surface. Reflectors accompany morphology. High interleaving and low intensity.
		SPTB-2	9		Irregular surface. Reflectors high intensity and low reflector interleaving.
		GNB	13		Irregular surface. Inconspicuous reflectors, presence of noise.
Lower Slope (1700 m -depper)	Contourite Drift	SSI	4		Irregular surface. Reflectors high intensity and low reflector interleaving.
		SPTB-2	8		Irregular surface. Reflectors high intensity and low reflector interleaving. Moat and gas escaping
		SPTB-2	10		Irregular surface. Reflectors high intensity and low reflector interleaving.
		Santos Channel	22		Irregular surface. Reflectors high intensity and low reflector interleaving. Open and filled channels.
		Santos Channel	23		Irregular surface. Reflectors high intensity and low reflector interleaving. A moat structure and a filled channel.
		Santos Channel	24		Irregular surface. Reflectors high intensity and low reflector interleaving. Opened small channels.
		Santos Channel	25		Irregular surface. Reflectors high intensity and low reflector interleaving. Open and filled channels. Gas shape presence.
		SPTB-2	11		Irregular surface. Reflectors high intensity and low reflector interleaving.



## 6. CONCLUSIONS

This work aimed to map, through the geophysical methods of multibeam bathymetry and single-channel seismic, the physiographic limits of the Santos Channel. The seabed shapes identified by multibeam bathymetry as ridges, elongated channels, and circular patterns result from several processes operating in the southwest portion of the channel, referring to the outfall of the channel. They are the saline movement and accommodation in the subsurface, the variation of sea level over time, and the variation of current intensity over geological time.

On the other hand, there is a variation in Santos Channel depth associated with the fact that the slope of the slope can be an influencing agent of filling or excavation of the channel. Bedforms such as underwater channel and canyon systems and mass movements are observed in the Cabo Frio region.

These mass movement systems are a physiographic boundary of the Santos Channel, suggesting, therefore, to be a possible form of the origin of the Santos Channel. Agents such as salt tectonics, sea level variation, and direction and intensity of active ocean currents are important parts of understanding the scenario and dynamics of the physiographic region of the slope and Santos Channel.

## 7. ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful for funding from Petrobras and the National Agency of Petroleum, Gas and Biofuels (ANP) through Agreement No. 2015/00515-6, which enabled the acquisition of data showed in the manuscript and a master's scholarship. The direction of IO/USP, to the commander and crew of the Alpha Crucis Vessel. Support in the acquisition of data from Michel Franco, Artur Machado, Rodolpho Jasão and Luiz Antonio and in the moments of discussion with Adriano Viana, Michel Mahiques and Isadora Dutra.

## 8. 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.,33–66.

Ashabranner, L.B., Tripsanas, E.K., Shipp, R.C., 2010. 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., Urgeles, R. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, pp. 247–255. [https://doi.org/10.1007/978-90-481-3071-9\\_20](https://doi.org/10.1007/978-90-481-3071-9_20)

Assine, M.L., Corrêa, F.S., Chang, H.K., 2018. Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. *Rev. Bras. Geociências* 38, 111–127.

<https://doi.org/10.25249/03757536>

[2008382s111127](https://doi.org/10.25249/03757536)

Brackenridge, R., Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., 2011. Contourites within a deep-water sequence stratigraphic framework. *Geo-Marine Lett.* 31, 343–360. <https://doi.org/10.1007/s00367-011-0256-9>

Caldas, M.F., Zalán, P.V., 2009. Reconstituição cinemática e tectono-sedimentação associada a domos salinos nas águas profundas da Bacia de Santos, Brasil. *B. Geoc. Petrobrás* 17(2), 227–248.

Campbell, D. C.; Mosher, D. C. In: Mosher, D. C.; Shipp, R. C.; Moscardelli, L.; Chaytor, J. D.; Baxter, C. D. P; Lee, H. J.; Urgeles, R. 2010. Submarine Mass Movements and Their Consequences. *Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Vol 28, Springer Science + Business Media B.V.

Cainelli, C.; Mohriak, W. 1999. Some remarks on the evolution of sedimentary basins. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 206–216.

Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., 2011. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U-Th)/He and fission-track data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 309, 118–130. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.025>

de Castro, S.; Hernández-Molina, F. J.; Rodríguez-Tovar, F. J.; Llave, E.; NG, Z. L.; Nishida, N.; Mena, A. 2020. Contourites and bottom current reworked sands: Bed facies model and implications. *Marine Geology*, v. 428, n. May. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106267>

Dias, R.J.S., 2016. Morfologia e sedimentação na Plataforma Continental Externa e Talude ao largo da Ilha de São Sebastião -SP. Masters dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo, pp. 109. <https://doi.org/10.11606/D.21.2016.tde 05092016-143309>

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. In: Viana, A.R., Rebesco, M. (Eds.), *Economic and Palaeoceanographic Significance of Contourite Deposits*. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 276, pp. 171–198. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.276.01.09>

Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Mar. Geol.* 162, 1–38. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00068-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00068-7)

Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., 1993. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sediment. Geol.* 82, 287–297. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90127-](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90127-)

Q

Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., 2008. Contourite Drifts: Nature, Evolution and Controls, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology* 60, pp. 259–288. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10014-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10014-0)

Gamboa, L.A.P., Ganey, P., Buffler, R.T., 1987. Erosion and Progradation in the Deep Sea: Examples from the Western South Atlantic. In: Bally, A.W. (Ed.), *Atlas of Seismic Stratigraphy*. AAPG Studies in Geology, pp. 237–243.

Gruetzner, J., Uenzelmann-Neben, G., 2016. Contourite drifts as indicators of Cenozoic bottom water intensity in the eastern Agulhas Ridge area, South Atlantic. *Mar. Geol.* 378, 350–360. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.003>

Gueriot, D.; Chèdru, J.; Daniel, S.; Maillard, M. 2000. Patch test: a comprehensive calibration tool for multibeam echosounders. *Oceans Conference Record (IEEE)*, v. 3, p. 1655–1661.

Guerra, M.C.M., Underhill, J.R., 2012. Role of halokinesis in controlling structural styles and sediment dispersal in the Santos Basin, Offshore Brazil. *832 Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 363, 175–206. <https://doi.org/10.1144/SP363.9>

Hernández-Molina, F. J.; Stow, D. A. V. 2008. Continental slope contourites. In: Rebesco, M.; Camerlenghi A (eds). *A. Countourites*. Elsevier, First edition.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., García, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Maestro, A., Díaz del Río, V., León, R., Medialdea, T., Gardner, J., 2006. The contourite depositional system of the Gulf of Cádiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep-sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 53, 1420–1463. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.016>

Hernández-Molina, F.J., Maldonado, A., Stow, D.A.V., 2008b. Abyssal Plain Contourites. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites*. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, *Developments in Sedimentology* 60 pp. 347–378. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10018-8](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10018-8)

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M.A., de Isasi, M., Rebesco, M., Uenzelmann-Neben, G., Neben, S., Marshall, P., 2010. Giant mounded drifts in the

Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. *Mar. Pet. Geol.* 27, 1508–1530. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.04.003>

Hernández-Molina, F.J., Paterlini, M., Somoza, L., Violante, R., Arecco, M.A., de Isasi, M., Rebesco, M., Uenzelmann-Neben, G., Neben, S., Marshall, P., 2010. Giant mounded drifts in the Argentine Continental Margin: Origins, and global implications for the history of thermohaline circulation. *Mar. Pet. Geol.* 27, 1508–1530. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.04.003>

Hernández-Molina, F.J., Soto, M., Piola, A.R., Tomasini, J., Preu, B., Thompson, P., Badalini, G., Creaser, A., Violante, R.A., Morales, E., Paterlini, M., 860 De Santa Ana, H., 2016. A contourite depositional system along the Uruguayan continental margin: Sedimentary, oceanographic and paleoceanographic implications. *Mar. Geol.* 378, 333–349. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.10.008>

Knutz, P.C., 2008. Palaeoceanographic Significance of Contourite Drifts. In: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Contourites*. Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology* 60, pp. 511–535. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10024-3](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10024-3)

Lima, A.P.Y., 2020. Avaliação da circulação superior do Atlântico Sul, baseada em medições diretas e modelos de circulação. Masters dissertation, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, pp. 86.

Mahiques, M.M., Tessler, M.G., Ciotti, A.M., Silveira, I.C.A., Sousa, S.H.M., Figueira, R.C.L., Tassinari, C.C.G., Furtado, V.V., Passos, R.F. 2004. Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. *Cont. Shelf Res.* 24, 1685–1697. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.05.013>

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*, 3 (2). <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2017.e00257>

Mahiques, M. M.; Lobo, F. J.; Schattner, U.; Iópex-Quirós, A.; Rocha, C. B.; Dias, R. J. S.; Montoya-Montes, I.; Vieira, A. C. B. 2022. Geomorphological imprint of opposing ocean bottom

currents, a case study from the southeastern Brazilian Atlantic margin. *Marine Geology*, v. 444, n. December 2021. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106715>

Modica, C.J., Brush, E.R., 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG Bull.* 88, 923–945. <https://doi.org/10.1306/01220403043>

Mohriak, W.U., Macedo, J.M., Castellani, R.T., Rangel, H.D., Barros, A.Z.N., Latgé, M.A.L., Ricci, J.A., Mizusaki, A.M.P., Szatmari, P., Demercian, L.S., Rizzo, J.G., Aires, J.R., 1995. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, 916 S. (Eds.), *Salt Tectonics: A Global Perspective*. AAPG Memoir 65, pp. 273–304.

Moscardelli L, Wood L. 2008. New classification system for mass transport complexes in offshore Trinidad: *Basin Research*, 20(1): 73–98. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00340.x>

Moscardelli L, Wood L. 2015. Morphometry of mass-transport deposits as a predictive tool. *Geological Society of America Bulletin*. 128 (1-2): 47–80. <https://doi.org/10.1130/B31221.1>

Neary, V. S.; Gunawan, B.; Richmond, M.; Durgesh, V.; Polagye, B.; Thomson, J.; Muste, M.; Fontaine, A. 2011. *Field Measurements at River and Tidal Current Sites for Hydrokinetic Energy Development: Best Practices Manual*. OAK Ridge National Laboratory, Environmental Science Division.

Pérez, L.F., Hernández-Molina, F.J., Esteban, F.D., Tassone, A., Piola, A.R., Maldonado, A., Preu, B., Violante, R.A., Lodolo, E., 2015. Erosional and depositional contourite features at the transition between the western Scotia Sea and southern South Atlantic Ocean: links with regional water-mass circulation since the Middle Miocene. *Geo-Mar. Lett.* 35, 271–288. <https://doi.org/10.1007/s00367-015-0406-6>

Pandolpho, B. T.; Klein, A. H. F.; Dutra, I.; Mahiques, M., M.; Viana, R. A.; Bueno, G., V.; Machado, A., A.; Camargo, Y., L.; Hercos, C., M.; Lima, Y.; Filho, A., F., H. F.; Theodoro, C., E. 2021. Seismic recordo f a cyclic turbidite contourite system in the Northern Campos Basin, SE Brazil. *Marine Geology* 434. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106422>

Praça, P. H. Avaliação Comparativa de Métodos e Técnicas Batimétricas na Obtenção das Curvas Cota X Área X Volume de Reservatórios em Usinas Hidrelétricas. Dissertação de Mestrado UnB, 2019.

Rebesco, M., 2005. Contourites. In: Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Oxford, pp. 513–527. <https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00497-4>

Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Mar. Geol.* 352, 111–154. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011>

Rebesco, M.A., Camerlenghi, A., 2008. Contourites, Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, *Developments in Sedimentology* 60, pp. 663.

Rebesco, M.; Stow, D. 2001. Seismic expression of contourites and related deposits: A preface. *Marine Geophysical Research*, v. 22, n. 5–6, p. 303–308.

Reis, A. T.; Maia, R. .M. C.; Silva, C. G.; Rabineau, M.; Guerra, J. V.; Gorini, C.; Ayres, A.; Arantes-Oliveira, R.; Benabdellouahed, M.; Simões, I.; Tardin, R. 2013. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. *Geomorphology*, v. 203, p. 25–45. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.037>

Silveira, I.C.A., Calado, L., Castro, B.M., Cirano, M., Lima, J.A.M., Mascarenhas, A. d. S., 2004. On the baroclinic structure of the Brazil Current-Intermediate Western Boundary Current system at 22°-3°S. *Geophys. Res. Lett.* 31. <https://doi.org/10.1029/2004GL020036>

Silveira, I.C.A., Schmidt, A.C.K., Campos, E.J.D., Godoi, S.S., Ikeda, Y., 2000. A corrente do Brasil ao largo da costa leste brasileira. *Rev. Bras. Oceanogr.* 48, 171–183. <https://doi.org/10.1590/s1413-77392000000200008>

Silveira, I. C. A.; Foloni Neto, H.; Costa, T. P.; schmidt, A. C. K.; pereira, A. F.; de Castro Filho, B. M.; Soutelino, R. G.; Grossmann-Matheson, G. S. 2017. Caracterização Da Oceanografia Física Do Talude Continental E Região Oceânica Da Bacia De Campos. *Meteorologia e Oceanografia*, p. 135–189. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-85-352-6208-7.50011-8>

Shanmugam, G., 2017. Contourites: Physical oceanography, process sedimentology, and petroleum geology. *Pet. Explor. Dev.* 44, 183–216. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(17\)30023-X](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(17)30023-X)

Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2008. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. In: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R (Eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristic*. Geological Society, London, *Memoirs*, pp. 7–20. <https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2002.022.01.02>

Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Bruno, M., García, M., Díaz del Río, V., Somoza, L., Brackenridge, R.E., 2013. The Cadiz Contourite Channel: Sandy contourites, bedforms and dynamic current interaction. *Mar. Geol.* 343, 99–114. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.06.013>

Stow, D. A. V.; Faugères, J. C. Contourite Facies and the Facies Model. 2008. In: Rebesco, M.; Camerlenghi, A. *Countourites*. Elsevier, First edition,. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10013-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10013-9)

Stow, D. A. V. *Sedimentary rocks in the field: a colour guide*. Manson Publishing, London. 2005.

Stow, D. A. V.; Kahler, G.; Reeder, M. 2002. Fossil contourites: type example from an Oligocene palaeo slope system, Cyprus. *Geological Society Memoir*, v. 22, n. 1, p. 443–455.

Thiéblemont, A., Hernández-Molina, F.J., Miramontes, E., Raison, F., Penven, P., 2019. Contourite depositional systems along the Mozambique channel: The interplay between bottom currents and sedimentary processes. *Deep-sea Res. Part I* 147, 79–99. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2019.03.012>

Usace. *Reservoir Sedimentation Surveys*. Enfinger manual no 1110-2- 1003. Washington, D. C., 2013.

Urick, R. I. *Principles of Underwater Acoustics*. Toronto: McGraw-Hill. 1975.



Viana, A.R., Hercos, C.M., Almeida Jr., W., Magalhães, J.L., Andrade, S.B., 2002b. Evidence of bottom current influence on the Neogene to Quaternary sedimentation along the northern Campos Slope, SW Atlantic Margin. In: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C., Viana, A.R. (Eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. Geological Society, London, *Memoirs* 22, pp. 249–259. <https://doi.org/10.1144/gsl.mem.2002.022.01.18>

Viana, A.R., Faugères, J.-C., 1998. Upper slope sand deposits: the example of Campos Basin, a latest Pleistocene-Holocene record of the interaction between alongslope and downslope currents. In: Stoker, M.S., Evans, D., Cramp, A. (Eds.), *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability*. Geological Society, London, *Special 37 Publications* 129, pp. 287–316. <https://1000.doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.129.01.18>

Violante, R.A., Paterlini, C.M., Costa, I.P., Hernández-Molina, F.J., Segovia, L.M., Cavallotto, J.L., Marcolini, S., Bozzano, G., Laprida, C., García Chaporí, N., Bickert, T., Spie, V., 2010. Sismoestratigrafía y evolución geomorfológica del talud continental. *Lat. Am. J. Sedimentol. Basin Anal.* 17, 33–62.

## 5. CONCLUSÕES

O objetivo do trabalho em mapear, através dos métodos geofísicos de batimetria multifeixe e sísmica monocanal, os limites fisiográficos do canal de Santos revelou os possíveis locais de nascente e desembocadura do canal contornítico de Santos. As formas de leito marinho identificadas pela batimetria multifeixe como sulcos, canais alongados e padrões circulares são frutos de diversos processos atuantes na porção sudoeste do canal, referente a desembocadura do canal. São eles, a movimentação e acomodação salina em subsuperfície, a variação do nível do mar ao longo do tempo e a variação da intensidade da corrente ao longo do tempo geológico.

Por outro lado, ao longo do Canal de Santos existe uma variação em sua profundidade associada ao fato da inclinação do talude poder ser um agente influenciador do preenchimento ou escavação do canal. Já na região de cabo frio, observam-se formas de leito como sistemas de canais e cânions submarinos e movimentos de massa. Esses sistemas de movimentos de massa são um limite fisiográfico do canal de Santos. O que sugere, portanto, ser uma possível forma da nascente do canal de Santos. Agentes como a tectônica de sal, variação do nível do mar, direção e intensidade das correntes oceânicas atuantes são partes importante da compreensão do cenário e dinâmica da região fisiográfica do talude e Canal de Santos.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMANTE, C. J.; EAKINS, B. W. Accuracy of interpolated bathymetry in digital elevation models. **Journal of Coastal Research**, v. 76, n. sp1, p. 123–133, 2016.

ASHABRANNER, L. B.; TRIPSANAS, E. K.; SHIPP, R. C. Multi-direction Flow in a Mass-Transport Deposit, Santos Basin, Offshore Brazil. **Submarine Mass Movements and Their Consequences**, v. 28, p. 247–255, 2010.

BILÓ, T. C.; SILVEIRA, I. C. A.; CECCOPIERI, W.; DE CASTRO, B. M.; PIOLA, A. R. Methods for estimating the velocities of the Brazil Current in the pre-salt reservoir area off southeast Brazil (23°S - 26°). **Ocean Dynamics**, v. 64, n. 10, p. 1431-1446, 2014, 2014.

BRENNAN, C. W. Multibeam Calibration : The Patch Test. **R2Sonic LLC Multibeam Training - The Patch Test**, p. 1–10, 2009.

CAMPBELL, D. C.; MOSHER, D. C. In: MOSHER, D. C.; SHIPP, R. C.; MOSCARDELLI, L.; CHAYTOR, J. D.; BAXTER, C. D. P; LEE, H. J.; URGELES, R. **Submarine Mass Movements and Their Consequences**. Advances in Natural and Technological Hazards Research, Vol 28, Springer Science + Business Media B.V. 2010.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. Some remarks on the evolution of sedimentary basins. **Episodes**, v. 22, n. 3, p. 206–216, 1999.

CARVALHO, M. DE S. Investigações sobre um perfilador acústico (ADCP) de faixa-larga. **Tese de Doutorado.**, v. 1, n. 10, p. 9–39, 1999.

CHAKRABORTY, B.; FERNANDES, W. Bathymetric Techniques and Indian Ocean Applications. In: BLONDEL, P. **Bathymetry and Its Applications**. Published by InTech. 2011.

CHRISTOPHER JOSEPH AMANTE. Accuracy of interpolated bathymetric digital elevation models. **B.A., College of the Holy Cross, 2009**, v. 1, p. 105–112, 2009.

CLARKE, J. E. H. Optimal use of multibeam technology in the study of shelf morphodynamics. In: LI, M. Z.; SHERWOOD, C. R.; HILL, P. R. **Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on Continental Shelves – Advances in Technologies, Research and Applications**. Wiley- Blackwell. 2012.

CLARKE, J. E. H. Multibeam Echosounders. In: MICALLEF, A.; KRASTEL S.; SAVINI A.; **Submarine Geomorphology**. Springer Geology, 2018.

DE CASTRO, S.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J.; RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J.; LLAVE, E.; NG, Z. L.; NISHIDA, N.; MENA, A.. Contourites and bottom current reworked sands: Bed facies model and implications. **Marine Geology**, v. 428, n. May, 2020.

DIAS, R. J. S. **Morfologia e sedimentação na Plataforma Continental Externa e Talude ao largo da Ilha de São Sebastião - SP**. 109f. Dissertação de mestrado - USP, São Paulo, 2015.

DONDURUR, D. **Acquisition and Processing of Marine Seismic Data**. Elsevier, 2018.

DUARTE, C. S. L.; VIANA, A. R. Santos Drift System: Stratigraphic organization and implications for late Cenozoic palaeocirculation in the Santos Basin, SW Atlantic Ocean. **Geological Society Special Publication**, v. 276, p. 171–198, 2007.

DUTRA, I. **Evolução deposicional do canal contornítico de Santos, porção norte da Bacia de Santos**. Trabalho de Monografia. Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), 2019.

ESENTIA, I.; STOW, D.; SMILLIE Z. Countourite Drifts and Associate Bedforms. In: Micallef, A.; Krastel S.; Savini A.; **Submarine Geomorphology**. Springer Geology, 2018.

FAUGÈRES, J. C.; STOW, D. A. V.; IMBERT, P.; VIANA, A. Seismic features diagnostic of contourite drifts. **Marine Geology**, v. 162, n. 1, p. 1–38, 1999.

FAUGÈRES, J. C.; STOW, D. A. V. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. **Sedimentary Geology**, v. 82, n. 1–4, p. 287–297, 1993.

FERREIRA, I. O.; SANTOS, A. P.; OLIVEIRA, J. C.; MEDEIROS, N. G.; EMILIANO, P. C. Robust methodology for detection of spikes in multibeam echo sounder data. **Boletim de Ciências Geodesicas**, v. 25, n. 3, p. 0–2, 2019.

FERREIRA, I. O.; RODRIGUES D. D.; NETO, A. A.; MONTEIRO, C. S. Modelo de incerteza para sondadores de feixe simples. **Revista Brasileira de Cartografia**. p. 863–881, 2016.

GAMBOA, L. A. P.; RABINOWITZ, P. D. The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 52, n. 2, p. 410–418, 1981.

GUERLOT, D.; CHÈDRU, J.; DANIEL, S.; MAILLARD, M. Patch test: a comprehensive calibration tool for multibeam echosounders. **Oceans Conference Record (IEEE)**, v. 3, p. 1655–1661, 2000.

HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J.; STOW, D. A. V. Continental slope contourites. In: REBESCO, M.; CAMERLENGHI A (eds). A. **Countourites**. Elsevier, First edition, 2008.

HOY, S.; KISSINGER, K.; INTERNS, O. Multibeam Calibration: Conducting a Patch Test. n. February, p. 2010, 2010.

IHO. C-13: **IHO Manual on Hydrography**. International hydrographic bureau. Mônaco, 2005.

KEAREY, P.; BROOKS, . M.; HILL, I. **An introduction to geophysical of exploration**. 3 ed. [s.l]: John Wiley & Sons, 2002. 130 p.

KEARNS, T. A.; BREMAN, J. Bathymetry: the art and science of seafloor modeling for modern applications. **Ocean Globe**, p. 274, 2010.

KRIVORUCHKO, K. Finite-element analysis of injectable calcium sulfate bone cement augmentation with dynamic hip screw system for the treatment of osteoporotic intertrochanteric fractures. **ArcGIS Geostatistical Analyst**, v. 43, n. 11, p. 1813–1817, 2009.

KUIJPERS, A.; WERNER, F.; RUMOHR, J. Sandwaves and other large-scale bedforms as indicators of non-tidal surge currents in the Skagerrak off Northern Denmark. **Marine Geology**, v. 111, n. 3–4, p. 209–221, 1993.

MAHIQUES, M. M.; LOBO, F. J.; SCHATTNER, U.; LÓPEX-QUIRÓS, A.; ROCHA, C. B.; DIAS, R. J. S.; MONTOYA-MONTES, I.; VIEIRA, A. C. B. Geomorphological imprint of opposing ocean bottom currents, a case study from the southeastern Brazilian Atlantic margin. **Marine Geology**, v. 444, n. December 2021, 2022.

MODICA, C. J.; BRUSH, E. R. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 88, n. 7, p. 923–945, 2004.

MOHRIAK, W.U., MACEDO, J.M., CASTELLANI, R.T., RANGEL, H.D., BARROS, A.Z.N., LATGE, M.A. L., RICCI, J.A., MIZUSAKI, A.M.P., SZATMARI, P., DEMERCIAN, L.S., RIZZO, J.G., AIRES, J. R. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. **Salt Tectonics: A Global Perspective** 65, 273–304. 1995.

MOUSTIER, C. Signal Processing for Swath Bathymetry and Concurrent Seafloor Acoustic Imaging. **Acoustic Signal Processing for Ocean Exploration**, p. 329–354, 1993.

MUELLER, D. S.; WAGNER, C. R. Measuring discharge with acoustic Doppler current profilers from a moving boat. **U. S. Geological Survey Techniques and Methods**, n. December, p. 72, 2009.

NEARY, V. S.; GUNAWAN, B.; RICHMOND, M.; DURGESH, V.; POLAGYE, B.; THOMSON, J.; MUSTE, M.; FONTAINE, A. **Field Measurements at River and Tidal Current Sites for Hydrokinetic Energy Development: Best Practices Manual**. OAK Ridge National Laboratory, Environmental Science Division. 2011.

PARENTE, C.; VALLARIO, A. Interpolation of single beam echo sounder data for 3D bathymetric model. **International Journal of Advanced Computer Science and Applications**, v. 10, n. 10, p. 6–13, 2019.

PAVÃO, C. G.; ROIG, H. L.; MENEZES, P. H. B. J.; FRANÇA, G. S. L. A.; ALVES, R. R. Metodologias de interpolação espacial aplicada a dados de espessura crustal na Bacia do Paraná. **Anais XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, p. 3435–3442, 2011.

PORPILHO, D. **Padrão Morfológico e Sonográfico da Plataforma Continental Interna Adjacente Ao Setor Leste Da Ilha De Santa Catariana**. Dissertação de Mestrado UFSC, 2015.

PRAÇA, P. H. **Avaliação Comparativa de Métodos e Técnicas Batimétricas na Obtenção das Curvas Cota X Área X Volume de Reservatórios em Usinas Hidrelétricas**. Dissertação de Mestrado UnB, 2019.

RASEMANN, S.; SCHMIDT, J.; SCHROTT, L.; DIKAU, R. Geomorphometry in mountain terrain. In: BISHOP, M.P; SHRODER, J.F.(Eds.), **GIS & Mountain Geomorphology**. Springer, Berlin, pp. 101-145, 2004.

REBESCO, M.; HERNÁNDEZ-MOLINA, F. J.; ROOIJ, D. V.; WAHLIN, A. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. **Marine Geology**, v. 352, p. 111–154, 2014a.

REBESCO, M.; CAMERLENGHI, A. **Countourites**. Elsevier, First edition, 2008.

REBESCO, M.; STOW, D. Seismic expression of contourites and related deposits: A preface. **Marine Geophysical Research**, v. 22, n. 5–6, p. 303–308, 2001.

REIS, A. T.; MAIA, R. .M. C.; SILVA, C. G.; RABINEAU, M.; GUERRA, J. V.; GORINI, C.;

AYRES, A.; ARANTES-OLIVEIRA, R.; BENABDELLOUAHED, M.; SIMÕES, I.; TARDIN, R. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. **Geomorphology**, v. 203, p. 25–45, 2013.

RINEHART, R.; WRIGHT, D. J.; LUNDBLAD, E. R.; LARKIN, E. M.; MURPHY, J.; CARY-KOTHERA, L. ArcGIS e. x benthic terrain modeler: Analysis in American Samoa. In: **Proceedings of the 24<sup>th</sup> Annual ESRI User Conference**, San Diego, CA, 2004.

SILVEIRA, I. C. A.; SCHMIDT, A. C. K.; CAMPOS, E. J. D.; GODOI, S. S.; IKEDA, Y. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. **Revista Brasileira de Oceanografia**. 48(2).2000.

SILVEIRA, I. C. A.; FOLONI NETO, H.; COSTA, T. P.; SCHMIDT, A. C. K.; PEREIRA, A. F.; de CASTRO FILHO, B. M.; SOUTELINO, R. G.; GROSSMANN-MATHESON, G. S. Caracterização Da Oceanografia Física Do Talude Continental E Região Oceânica Da Bacia De Campos. **Meteorologia e Oceanografia**, p. 135–189, 2017.

SOUZA, L. A. P. Revisão critica da aplicabilidade dos metodos geofísicos na investigação de areas submersas rasas. **Tese de Doutorado.**, p. 311, 2006.

STOW, D. A. V.; FAUGÈRES, J. C.; HOWE, J. A.; PUDSEY, C. J.; VIANA, A. R. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. **Geological Society Memoir**, v. 22, n. 1, p. 7–20, 2002.

STOW, D. A. V.; HERNÁNDES-MOLINA, F. J.; LLAVE, E.; BRUNO, M.; GARCÍA, M.; DÍAZ DEL RIO, V.; SOMOZA, L.; BRACKENRIDGE, R.E. The Cadiz Contourite Channel: Sandy contourites, bedforms and dynamic current interaction. **Marine Geology**, v. 343, p. 99–114, 2013a.

STOW, D. A. V.; FAUGÈRES, J. C. Contourite Facies and the Facies Model. In: REBESCO, M.; CAMERLENGHI, A. **Countourites**. Elsevier, First edition, 2008.

STOW, D. A. V. Sedimentary rocks in the field: a colour guide. **Manson Publishing, London**. 2005.

STOW, D. A. V.; KAHLER, G.; REEDER, M. Fossil contourites: type example from an Oligocene palaeoslope system, Cyprus. **Geological Society Memoir**, v. 22, n. 1, p. 443–455, 2002.

STREET, W. **Multibeam Sonar Theory of Operations**. East Walpole, MA, 2000.

TELEDYNE. Acoustic Doppler current profiler: Principles of operation. A practical primer. Teledyne RD Instruments, Poway, California. v. P/N 951-60, n. January, p. 56, 2011.

THURNHERR, A. M. Vertical velocity from LADCP data. **2011 IEEE/OES/CWTM 10th Working Conference on Current, Waves and Turbulence Measurement, CWTM 2011**, p. 198–204, 2011.

URICK, R. I. **Principles of Underwater Acoustics**. Toronto: McGraw-Hill. 1975.

USACE. **Reservoir Sedimentation Surveys**. Enfinger manual no 1110-2- 1003. Washington, D. C., 2013.

VIANA, A. R. et al. Evidence of bottom current influence on the Neogene to Quaternary sedimentation along the northern Campos Slope, SW Atlantic Margin. **Geological Society Memoir**, v. 22, n. 1, p. 249–259, 2002.

VISBECK, M. Deep velocity profiling using lowered acoustic Doppler current profilers: Bottom track and inverse solutions. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 19, n. 5, p. 794–807, 2002.

WYNN, R. B.; MASSON, D. G.; BETT, B. J. Hydrodynamic significance of variable ripple morphology across deep-water barchan dunes in the Faroe-Shetland Channel. **Marine Geology**, v. 192, n. 1–3, p. 309–319, 2002.

ZEMBRUSCKI, S.G. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: **Chaves, H.A.F. (Ed.), Geomorfologia da margem continental Brasileira e áreas oceânicas adjacentes**. Petrobrás, Rio de Janeiro, pp. 129–177. 1979