

***Projeto de
Caracterização
Regional da Bacia
de Santos – PCR-BS***

Geologia e Geomorfologia da Bacia de Santos —

*Volume 2
Revisão 00
Dezembro/2022*

ÍNDICE

APRESENTAÇÃO.....	6
I.ARCABOUÇO GEOLOGICO REGIONAL DA BACIA DE SANTOS	10
I.1 Introdução.....	10
I.2 Arcabouço estrutural e Evolução tectônica da Bacia de Santos.....	14
I.3 Arcabouço Estratigráfico.....	22
I.4 Sistema Petrolífero	32
I.5 Zonas de alta pressão e de hidrato de gás.....	35
I.6 Referências.....	41
II.GEOMORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL E DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS NO TALUDE E PLATÔ DE SÃO PAULO NA BACIA DE SANTOS	49
II.1.Introdução.....	49
II.2.Métodos	50
II.3.Resultados.....	54
II.3.1.Morfologia da Plataforma.....	54
II.3.2.Granulometria do sedimento, teor de carbonatos e grau de seleção.....	59
II.4.Conclusões	75
II.5.Referências.....	76
III.FACIOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DO TALUDE CONTINENTAL E PLATÔ DE SÃO PAULO DA BACIA DE SANTOS	79
III.1 Introdução.....	79
III.2 Métodos e dados	81
III.3 Resultados.....	94
III.3.1 Caracterização Fisiográfica Regional	95
III.3.2 Feições Geomórficas de Média e Pequena Escala	104
III.3.3 Caracterização Faciológica.....	123
III.4 Discussão	127
III.5 Conclusão.....	131
III.6. Agradecimentos	133
III.7 Referências.....	134
IV. FEIÇÕES DE INSTABILIDADE DO TALUDE CONTINENTAL E PLATÔ DE SÃO PAULO DA BACIA DE SANTOS	138
IV.1 Introdução	138

IV.2 Métodos e dados	139
IV.3 Resultados	142
IV.3.1 Feições de Instabilidade	142
IV.3.2 Idade dos Eventos de Instabilização	161
IV.5 Considerações Finais	163
IV.6 Referências	165
V.AVALIAÇÃO REGIONAL DE ESTABILIDADE SÍSMICA DO TALUDE CONTINENTAL E PLATÔ DE SÃO PAULO DA BACIA DE SANTOS.....	
V.1 Introdução	169
V.2 Materiais e métodos	169
V.2.1 Campanhas de investigação geológico-geotécnicas.....	169
V.2.2 Avaliação de estabilidade.....	175
V.3 Apresentação e discussão dos resultados	190
V.4 Considerações finais	212
V.5 Referências	214
EQUIPE TÉCNICA	219

APRESENTAÇÃO

O avanço da exploração e produção petrolífera em direção às águas profundas exigiu da indústria do petróleo e dos órgãos ambientais governamentais um esforço para aumentar o conhecimento deste ambiente marinho profundo até então desconhecido, em especial das suas condições meteoceanográficas, geológicas, biológicas e ecológicas. Se por um lado as companhias de petróleo passaram a se preocupar cada vez mais com a segurança das instalações submarinas, grande parte delas hospedadas no solo marinho, os órgãos ambientais ficaram interessados na medição, predição e prevenção dos impactos gerados na ocupação desta nova fronteira.

Os processos geológicos (sedimentação e tectônica), oceanográficos e biológicos atuantes no talude submarino interagem de forma direta e/ou indireta entre si, de forma que a compreensão de tais processos é fundamental para o entendimento do contexto ambiental atual, além de possibilitar predições.

No sentido de contextualizar geologicamente os demais indicadores ambientais do Projeto de Caracterização Regional da Bacia de Santos (PCR-BS), a equipe de geologia da Petrobras, coordenada pela geóloga Cizia Mara Hercos, juntamente com a equipe da Universidade Federal Fluminense (UFF), coordenada pelo Prof. Alberto Figueiredo, conduziram estudos, em escala regional, relacionados à sedimentologia, geomorfologia, faciologia e análise de estabilidade de taludes submarinos da Bacia de Santos, cujos resultados são apresentados neste volume.

O presente volume conta com uma síntese da evolução tectono-estratigráfica-sedimentar da bacia, compilada da literatura científica, desde a abertura do Oceano Atlântico até os dias atuais, apresentada no **capítulo I, ARCABOUÇO GEOLOGICO REGIONAL DA BACIA DE SANTOS.**

O **capítulo II, GEOMORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL E DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS NO TALUDE E PLATÔ DE SÃO PAULO NA BACIA DE SANTOS** apresenta os resultados dos estudos desenvolvidos pela equipe da UFF, que compreendem a sedimentologia e geomorfologia da plataforma continental e a sedimentologia do talude continental, com base nas amostras de sedimentos de fundo

coletadas no escopo do PCR-BS. Para a caracterização da geomorfologia foram utilizados dados de folhas de sondagem da Marinha do Brasil, de cartas náuticas e do Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC). Para o estudo da sedimentologia foram utilizadas as amostras de sedimentos superficiais coletadas no escopo do PCR-BS, e dados históricos complementares que compreendem análises de tamanho de grão e de teor de carbonato de cálcio.

A transferência dos sedimentos das porções mais rasas da bacia (plataforma continental) para as porções mais profundas (talude e sopé continentais) por fluxos gravitacionais de diferentes naturezas, bem como a redistribuição destes sedimentos na direção longitudinal pelas correntes de contorno, foram responsáveis pela construção do talude continental ao longo do tempo, em estreita interação com os processos tectônicos (falhamentos, soerguimentos e subsidências da superfície deposicional, e fenômenos de exsudação associados). Da mesma forma, os processos biológicos contribuíram para a constituição do solo marinho, fornecendo material para o seu arcabouço (por exemplo, conchas e carapaças) e modificando-o através das bioturbações e bioconstruções. O registro desses processos, que se encontra impresso na morfologia e faciologia do fundo marinho atual e pretérito, é apresentado e discutido nos capítulos III e IV. O **capítulo III, FACIOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DO TALUDE CONTINENTAL E PLATÔ DE SÃO PAULO DA BACIA DE SANTOS**, apresenta as feições morfológicas e a constituição sedimentar prevalente do fundo marinho do talude continental e Platô de São Paulo estudadas, principalmente, a partir de atributos da sísmica 3D, que foram integrados e calibrados por amostras de fundo (testemunhos e *box cores*) e perfis geotécnicos *in situ*. O **capítulo IV, FEIÇÕES DE INSTABILIDADE DO TALUDE CONTINENTAL E PLATÔ DE SÃO PAULO DA BACIA DE SANTOS**, apresenta as feições geomorfológicas e sedimentológicas que podem ser associadas à instabilizações do solo marinho do talude e Platô de São Paulo, e discute a datação dos eventos impressos na morfologia do fundo marinho atual, bem como o ambiente tectono-sedimentar de origem desses eventos, comparando-os com o ambiente atual.

O **capítulo V**, AVALIAÇÃO REGIONAL DE ESTABILIDADE SÍSMICA DO TALUDE CONTINENTAL E PLATÔ DE SÃO PAULO DA BACIA DE SANTOS, apresenta a análise de estabilidade de taludes submarinos para a área do talude continental e Platô de São Paulo em um Sistema de Informações Geográficas, com base no método de equilíbrio limite e abordagem de talude infinito. A análise se baseou na premissa de que sismos são o mecanismo disparador predominante para a instabilidade rasa do fundo do mar. Foram estimados fatores de segurança sob carregamentos gravitacional (Fatores estáticos) e sísmico (Fatores pseudo-estáticos) contra a ruptura planar superficial de taludes. Os fatores de segurança foram mapeados para facilitar a identificação, em escala de bacia, de áreas potenciais à ruptura.

A equipe de geologia do PCR-BS agradece à Petrobras pela oportunidade e pela cessão dos dados para a realização dos estudos aqui apresentados, aos coordenadores do projeto Daniel Leite Moreira, Eduardo Hilzendeger Marcon, e à todo comitê gestor do projeto, e aos colegas geólogos/geofísicos da Petrobras (SUB/ES/GEO e CENPES), dedicados ao estudo da geologia marinha, pelo legado do mapeamento minucioso do fundo do mar dos projetos de sísmica 3D compilados neste trabalho e pelas criteriosas descrições e datações dos testemunhos.

Desejamos a todos uma boa leitura!

Arcabouço Geológico Regional da Bacia de Santos

*Capítulo I
Revisão 01
Dezembro/2022*

I. ARCABOUÇO GEOLOGICO REGIONAL DA BACIA DE SANTOS

I.1 Introdução

A Bacia de Santos está localizada no sudeste brasileiro, offshore dos Estados do Paraná, de São Paulo e do Rio de Janeiro, e faz parte de uma série de bacias da margem continental cuja origem está intimamente ligada à evolução do Atlântico Sul, iniciada no Neo-jurássico/Eo-Cretáceo. Possui área de cerca de 352.000 km², levando-se em conta a isóbata de 3000 m, e seus limites são dados, ao sul, pelo Alto de Florianópolis/Dorsal de São Paulo, a oeste pela linha de costa, a leste, pelo limite oriental do Platô de São Paulo e a norte, pelo Alto de Cabo Frio, importante elevação de embasamento, que a separa da Bacia de Campos (Figura I.1).

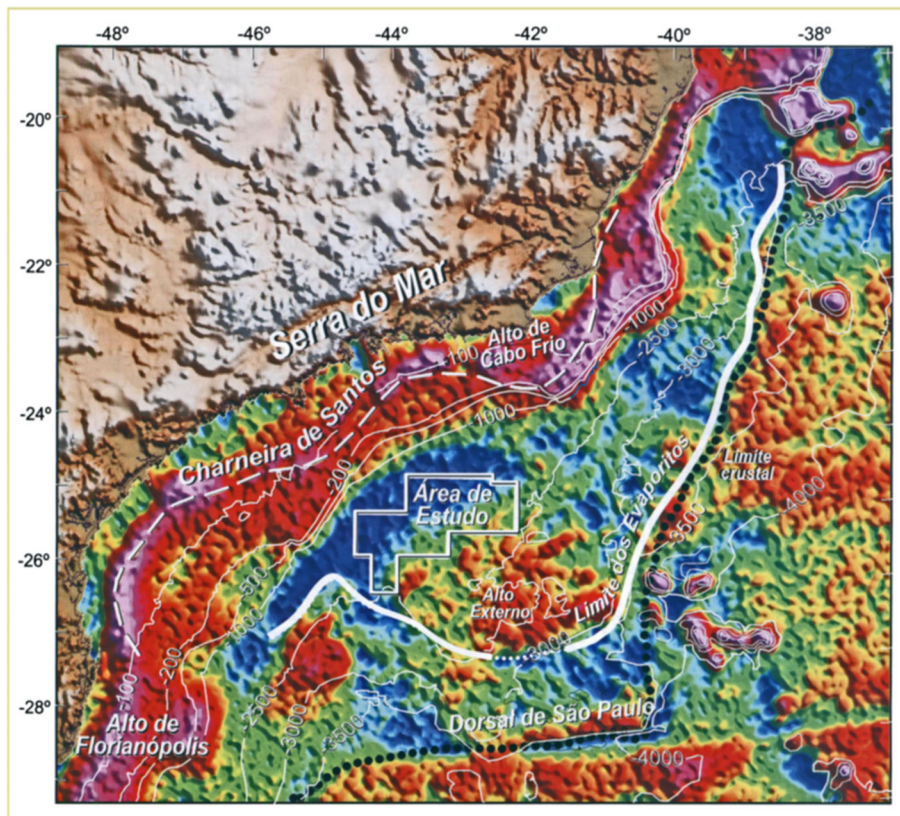


Figura I.1: Principais feições geológicas da Bacia de Santos sobre uma imagem composta com a topografia e valores gravimétricos de ar-livre (Gamboa, et al., 2008). Observar Charneira de Santos, a oeste da qual, não ocorrem sedimentos do Cretáceo.

Ademais das feições supracitadas cabe destacar a feição denominada de charneira de Santos, uma linha côncava que acompanha grosso modo a linha de costa, e que marca o limite para oeste de ocorrência das rochas do Cretáceo. A partir desta em direção ao continente, rochas de idade Oligoceno jazem diretamente sobre o embasamento, que por vezes, se encontra em bloco alto de falha ou erodido formando uma superfície aplainada com mergulho suave para leste, conforme pode ser visto na extremidade esquerda da Figura I.2.

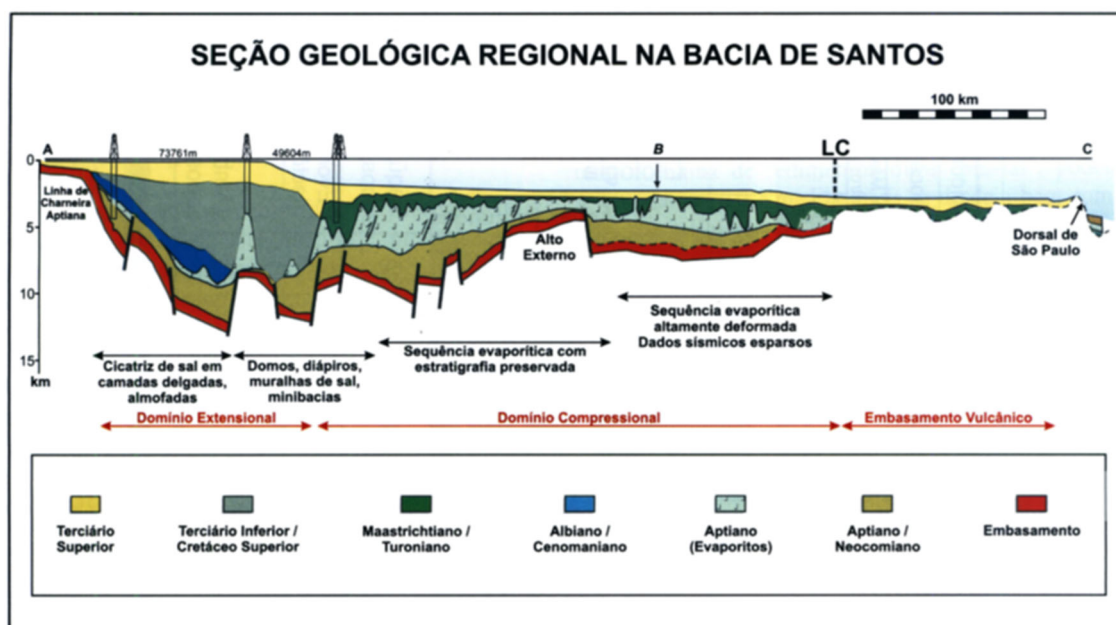


Figura I.2: Seção geológica regional da parte central da Bacia de Santos (Gamboa et al. 2008). Observar linha de charneira de Santos, à esquerda da seção, que marca mudança abrupta de mergulho do embasamento. À oeste da linha de charneira, rochas do Oligoceno, pertencentes à sequência deposicional E-80 ou mais jovens que esta (Figura I - 3), jazem diretamente sobre o embasamento. Sob a região que vai da plataforma até o sopé do talude atuais, encontra-se o depocentro da Bacia de Santos (Gamboa et al., 2008).

Três sequências tectono-estratigráficas limitadas por discordâncias são reconhecidas na Bacia de Santos: Rifte, Pós-Rifte ou transicional e Drifte

(Moreira, *et al.*, 2007) (Figura I.3). De acordo com Gamboa *et al.* (2008), a sequência Rife na Bacia de Santos possui maior abrangência, se estendendo até o topo da sequência K-44 e pode ser subdividida em duas, uma inferior, limitada pelo topo do embasamento e por uma discordância regional, denominada de DIA (Discordância intra-Alagoas), onde são visíveis geometrias divergentes de refletores contra o plano dos falhamentos normais e, uma sequência superior, que engloba as sequências K-46-K48, onde predomina o padrão plano-paralelo de refletores com pequenos crescimentos de seção. Embora ainda presentes, as falhas normais perdem rejeitos à medida em que se aproximam do limite superior da sequência K46-48, ou da discordância da base dos evaporitos, sendo considerada pelo mesmo autor, como representativa da fase Sag da evolução da margem continental (Gamboa, *et al.* 2008). Dehler *et al.* (2016) propõem com base em linhas regionais 2D em profundidade, que a fase rife se prolongue até pelo menos o Eo-Albiano, após a deposição dos evaporitos da Formação Ariri. Os autores se baseiam no fato de que ocorrem expressivos falhamentos coevos à deposição dos sedimentos do pré-sal, que afetam a base e o topo dos evaporitos em diversas regiões da bacia, em especial, a leste do Alto Externo.

A sequência Drifte, caracterizada pela subsidência termal, se inicia com a deposição dos carbonatos da Formação Guarujá, que atestam o estabelecimento condições marinhas, inicialmente rasas, e que se aprofundam com o passar do tempo, até atingir sua maior profundidade no Turoniano. Esta sequência se estende até o recente.

A partir do início da sequência SD K90 (Santoniano/Campaniano) registra-se na Bacia de Santos intensa progradação sedimentar associada ao soerguimento da proto Serra do Mar em sua borda oeste, e que é responsável deformação do pacote evaporítico, causando seu deslocamento em direção às águas mais profundas, em compasso com a formação de importante falha antitética na bacia, a falha de Cabo Frio, cuja evolução condicionou a criação do Gap do Albiano, feição fundamental para a migração de petróleo desde as rochas geradoras do Grupo Guaratiba até os reservatórios situados no pós-sal, em alguns campos e acumulações de petróleo localizados em águas rasas da Bacia de Santos (Figura I.4).

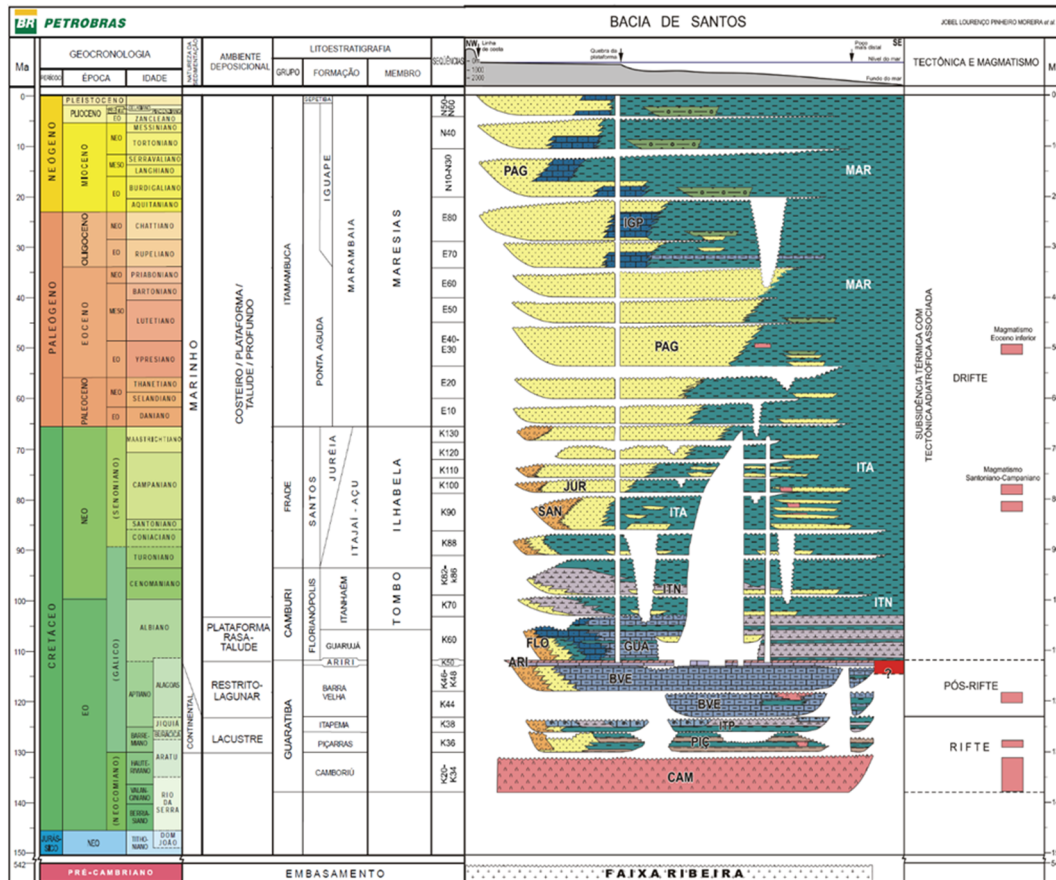


Figura I.3: Carta estratigráfica da Bacia de Santos, figura original de Moreira et al. (2007).

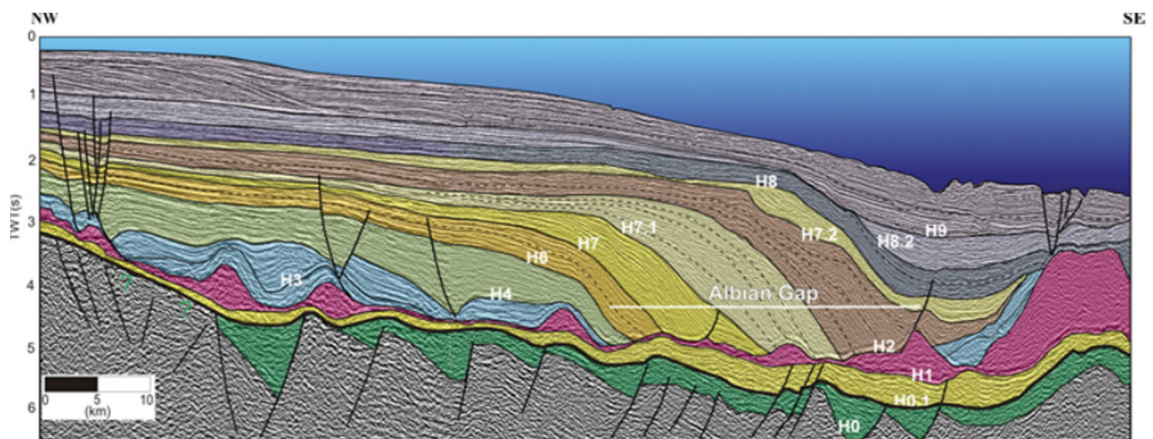


Figura I.4: Seção sísmica em profundidade na região centro-norte da Bacia de Santos mostrando a frente de progradação sedimentar, falha de Cabo Frio (penúltima à direita da seção) e o Gap do Albiano (Chang et al., 2008), região onde estão ausentes rochas do Albiano.

1.2 Arcabouço estrutural e Evolução tectônica da Bacia de Santos

A gênese das rochas que constituem o embasamento da Bacia de Santos se relaciona a uma sucessão de eventos colisionais entre Cratons, que ao final do Brasiliano, formaram o Gondwana, que separado, formou as placas Sul-americana e Africana (Pimentel *et al.*, 2000 e Schmitt *et al.*, 1999 *apud* Heilbron *et al.*, 2004).

Concomitantemente à fragmentação do Gondwana, ocorreu intenso magmatismo de caráter toleítico na região do atual Atlântico central, tanto em terra, dando origem à Formação Serra Geral na Bacia do Paraná, como nas margens das bacias incipientes de Pelotas, Santos e Campos, no que assim ficou denominada de reativação Wealdeniana (Almeida, 1966).

O rifteamento se deu de maneira diacrônica, começou na extremidade sul da África do Sul no final do Triássico tardio/Jurássico inicial (220 – 200 Ma), se propagou ao longo da margem norte da Argentina no Meso-Jurássico (+- 170 Ma), e se expandiu para dentro da margem SE do Brasil até a zona de fratura de Florianópolis Neo-Jurássico / Eo-Cretáceo (+-140 Ma) (Peate, 1997). Na bacia de Campos, as camadas basais da Fm. Lagoa Feia (Estágio local Aratu, Neo-Barremiano +- 123 a 121 Ma) (Guardado *et al.*, 1990) recobrem os basaltos do Eo-Cretáceo que representam a sequência sin-rifte mais antiga (Chang *et al.*, 1992). Desta forma, evidências sugerem que a principal fase de rifteamento em Santos e Campos começou no Hauteriviano/Barremiano, possivelmente após uma fase vulcânica inicial de rifteamento.

Na Bacia de Santos, a tectônica rifte, em sua fase inicial, proporcionou a formação de rombograbens, com múltiplos depocentros, por vezes desconectados, seja por zonas acomodação ou por falhas transversais ao trend geral do embasamento de direção NE/SW. Uma das zonas de transferência mais importantes da Bacia de Santos, denominada de zona de transferência E/W do Rio de Janeiro (Asmus, 1978; Asmus, 1982; Macedo, 1989) é responsável pelo limite meridional desta bacia com a Bacia de Campos.

Muitos autores admitem que as zonas de transferência sejam paralelas à principal direção de extensão atuante durante a fase rifte, logo, em Campos, sugere-se que a extensão se deu na direção perpendicular ao eixo principal do rifteamento, enquanto em Santos, na sua porção central e norte, offshore da região de Cabo Frio, esta foi oblíqua (Meisling *et al.*, 2001). Segundo Meisling (*op. cit.*) as zonas de transferência do rifte se associam às falhas transformantes observadas em crosta oceânica adjacente, sugerindo que as primeiras estejam intimamente ligadas às últimas, condicionando-as.

Em subsuperfície essas zonas são falhas de alto ângulo, como a zona de transferência de Cabo Frio, ilustrada por Mohriak *et al.* (1995), onde são vistos blocos do embasamento com rejeitos normais, ou são falhas transcorrentes, expressas por estruturas em flor, ora positivas, ora negativas.

Limitado na base pela Discordância Pré-Alagoas (DPA), a seção superior ou tardia da Fase Rifte é constituída por carbonatos de origem microbiana e química que compõem a Sequência K-44 (Figura I.3), ainda controlada pela tectônica rúptil da Fase Rifte, onde ainda são expressivos os espessamentos de seções em blocos baixos de falhas reativadas do embasamento.

A partir do limite basal das Sequências K46 e K48, denominada de Discordância Intra-Alagoas, sucedâneas da Sequência K44 na estratigrafia, predomina uma intercalação de depósitos carbonáticos e argilosos magnesianos com geometrias tabulares e distribuição de fácies com maior continuidade lateral, ao menos nas porções internas da Bacia de Santos. A leste do lineamento de Helmut (Dehler *et al.*, 2016), que separa regiões com graus distintos de estiramento e, conseqüentemente, de espessuras crustais, são nítidos falhamentos que controlam a seção pré-sal e mesmo o pacote de evaporitos sobrejacente, levando aos autores a posicionarem o final da fase rifte no Albiano inferior (Dehler *op. cit.*). De acordo com Davison *et al.* (2012), as altas taxas de sedimentação necessárias para acomodar as grandes espessuras de evaporitos constatadas na Bacia de Santos, que na sua parte central chegam a 2500 m, num tempo tão reduzido, estimado em 600.000 anos ou menos (Dias, 1998 e Freitas, 2006), só seriam possíveis caso eles tivessem

sido depositados numa depressão pré-existente, ou numa bacia tectonicamente ativa.

O limite meridional da bacia evaporítica é dado pelo alto vulcânico de Florianópolis, importante feição regional que separa a Bacia de Santos da de Pelotas, e que serviu de barreira, isolando ao norte o golfo, das águas oceânicas francas que havia ao sul (Kumar e Gamboa, 1979; Gamboa e Rabinowitz, 1981; Mohriak, 2001). A Leste os evaporitos terminam bruscamente sobre a extremidade oriental do Platô de São Paulo, e a oeste, o limite é determinado pela linha de Charneira Cretácea (Figura I.1).

Na Bacia de Santos a continuidade das camadas de evaporitos é notável, havendo correlação entre os ciclos identificados em dois poços distantes cerca de 270 km, o primeiro situado em águas rasas, cerca de 80 km ao sul de Ilha Bela, no litoral de São Paulo, e o outro em lâmina d'água de 1967 m, 9 km a SW do campo de Búzios (Gamboa *et al.*, 2008).

Considera-se, portanto, que ao longo do intervalo de tempo em que se deu a deposição dos evaporitos na Bacia de Santos havia um desnível suave entre a borda e o depocentro, permitindo que os carbonatos do Albiano, que os sucederam na Estratigrafia, se depositassem sobre uma superfície quase plana com ligeiro mergulho para SE.

Em termos de domínios halotectônicos a Bacia de Santos é dividida em dois grandes compartimentos denominados de Extensional e Compressional (Gamboa *et al.*, 2008) (Figura I.5). Entretanto, trabalhos recentes baseados em interpretação de sísmica 3D de alta qualidade realizados no Platô de São Paulo (Jackson *et al.*, 2015), demonstraram que no Domínio Compressional predominam diápiros simples e outros ditos complexos, cujas gênese são relacionadas a processos extensionais. Os diápiros simples são formados por anticlinais internos, pertencentes aos estágios de diapirismo reativo e passivo (Vendeville e Jackson, 1992), enquanto os complexos, restritos a uma pequena região do Platô de São Paulo, se caracterizam pela presença de corpos de halita alóctones, oriundos da camada basal dos evaporitos, que adquiriram geometrias complexas a medida em que intrudiram fraturas e falhas nas

camadas superiores de sais estratificados. A remobilização da halita basal para níveis de evaporitos superiores ocorreu devido à maior densidade das camadas de sais estratificados que se acumularam sobre a camada de halita basal, menos densa.

No presente texto, portanto, será adotada a subdivisão dos domínios da tectônica salífera conforme proposto pelos autores acima (Jackson *et al.*, 2015 op. cit.), com uma região denominada de Extensional, onde a gênese das estruturas é inequívoca e, outra, denominada de Domínio de Sal Espessado, onde os processos de formação ainda não foram completamente estabelecidos.

O Domínio Extensional, ocupa uma faixa com largura de 80 a 150 km subparalela à linha de Charneira Cretácea e é caracterizado por isópacas médias de evaporitos da ordem de 320 m, enquanto no Domínio de Sal Espessado, as espessuras que em média são de 2300 m, podem chegar a valores superiores a 6000 m na extremidade leste da bacia, onde as muralhas de sal estão amalgamadas lateralmente.

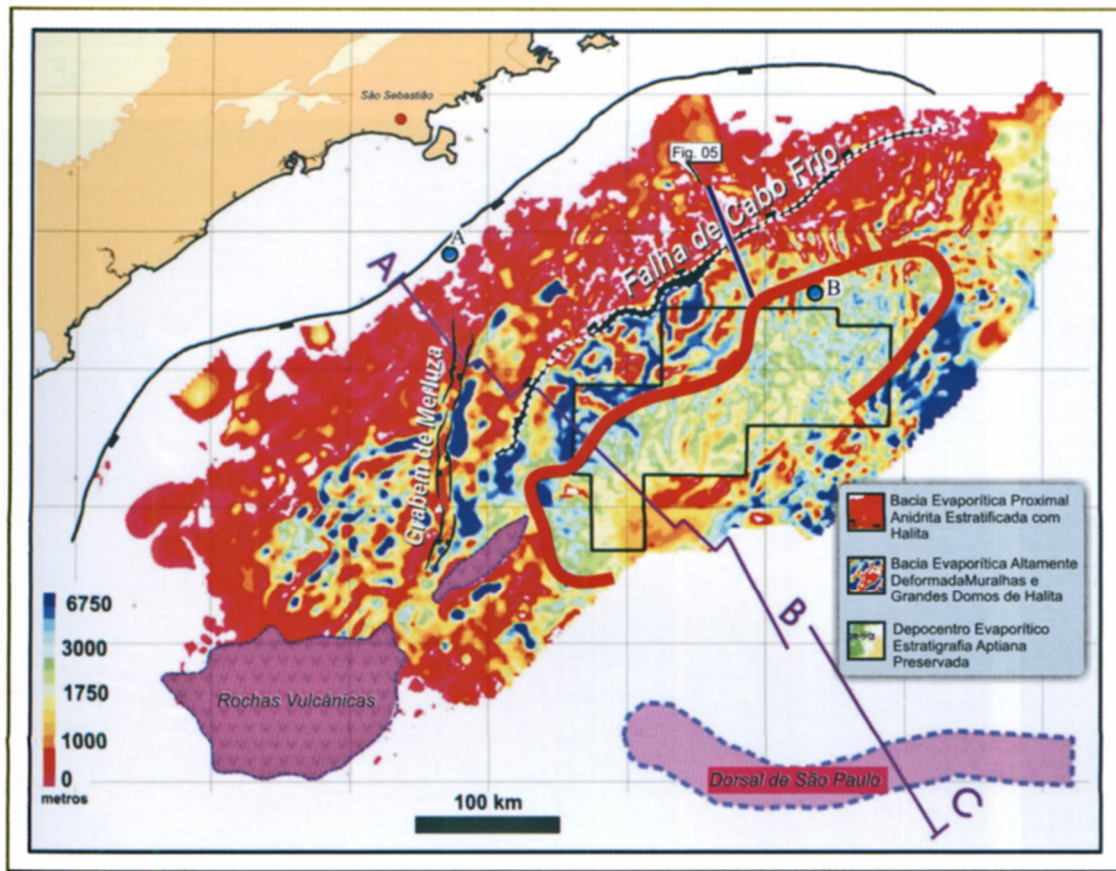


Figura 1.5: Mapa de isópacas dos evaporitos e seus domínios tectônicos (Gamboa et al., 2008).

No Domínio Extensional ocorrem domos e muralhas com amplitudes e dimensões variáveis, cuja gênese pode estar ligada a processos do tipo *thick skinned* (com envolvimento do embasamento) ou aqueles do tipo *thin skinned* (sem envolvimento do embasamento).

Dentre as causas principais dos processos do tipo *thin skinned* destacam-se gradiente de inclinação do topo dos sedimentos ou do fundo do mar Szatmari e Demercian (1993), o deslizamento gravitacional dos sedimentos (Cobbold e Szatmari, 1991; Demercian et al., 1993) e a geometria da base do sal (convexidade x concavidade) (Cobbold e Szatmari, 1991).

Na região proximal do Domínio de Sal Espessado estão presentes mini bacias flanqueadas por muralhas de sal, cujo preenchimento, se deu por

sedimentos finos de idade Albiano e posteriormente por siliciclásticos derivados da cunha progradacional dos sedimentos costeiros da Fm. Jureia, que avançou bacia adentro.

O domínio Extensional na Bacia de Santos, em sua porção sudoeste, pode ser subdividido em dois subdomínios: o primeiro, denominado Proximal e o segundo Distal. No Domínio Extensional Proximal predominam domos com formas circulares e/ou elipsoidais em planta, com pequenas amplitudes, alongados grosso modo na direção nordeste. No Domínio Extensional Distal, situado a sudeste do anterior, ocorrem paredes de sal estreitas que se prolongam por dezenas de quilômetros na direção NE/SW, cuja gênese está ligada à das falhas lítricas normais, que se formaram em resposta ao estiramento da cobertura sedimentar à medida que se intensificou o basculamento da bacia a partir do Turoniano/Campaniano.

Nas regiões central e norte da Bacia de Santos, a passagem do Domínio Extensional para o do Sal Espessado se dá de forma abrupta e coincide com a mudança de mergulho da base do sal, condicionada pela presença do Alto Externo subjacente.

A partir do Eoalbiano inicia-se na bacia a Fase Drifte, ou de margem passiva, caracterizada pelo estabelecimento de condições marinhas francas, que evoluiu para um afogamento generalizado que culminou com a deposição dos lamitos da Formação Itajaí-Açu de idade Turoniano (Gamboa *et al.*, 2008).

No Eosantoniano como resposta ao soerguimento da Proto Serra do Mar, ocorreu a progradação dos sedimentos costeiros da Fm. Jureia, que se prolongou até o final do Oligoceno, cujos reflexos mais importantes na Bacia de Santos foram a formação da Falha de Cabo Frio e o consequente Gap do Albiano. A falha de Cabo Frio (Mohriak *et al.*, 1995) é uma falha antitética regional com direção NE/SW, que se prolonga por cerca de 400km desde o compartimento central da bacia, offshore da cidade de Santos, até as proximidades do Alto de Cabo Frio ao norte. A hipótese mais plausível para explicar sua gênese está relacionada à uma fragmentação inicial da plataforma carbonática albiana de águas rasas, causada pela tectônica de sal, precursora

do que viria a se tornar o Gap do Albiano, que com o posterior aporte sedimentar, foi ampliado, com pedaços da plataforma albiana sendo transportados para águas mais profundas acoplados ao pacote de evaporitos. Alguns destes fragmentos permaneceram como ilhas isoladas sobre a discordância da base do sal e foram recobertas pela cunha sedimentar progradacional do evento Jureia.

Concomitantemente à reativação das áreas fontes continentais, atestada também pelo basculamento no Turoniano/Campaniano inferior (90-80 Ma) das camadas na linha de charneira, assim como, a erosão ao norte de plataforma iniciada no Albiano superior e dobramento no Alto de Cabo Frio, registra-se na região norte da Bacia de Santos intenso vulcanismo de idade Coniaciano inferior (90 Ma) (Cobbold, *et al.*, 2001). Pesquisadores sugerem que este vulcanismo se relacione ao hot-spot de Trindade (Martim Vaz) que afetou a margem continental sul-americana entre 90 e 80 Ma (Gibson *et al.*, 1995; Thompson *et al.*, 1998 *apud* Meisling *et al.*, 2001).

Na passagem do Neocretáceo para o Paleógeno ocorre novo período de soerguimento da Serra do Mar e reativação de lineamentos neocomianos, com concomitante vulcanismo, que resultaram na criação das bacias terciárias do tipo *pull-apart* nas áreas costeiras ou de plataforma rasa da costa dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro. As bacias de Taubaté, Resende e Volta Redonda alinham-se na direção NE, e se encontram ao longo do vale do Rio Paraíba do Sul, cujo curso foi capturado em direção à Bacia de Campos e é responsável pelo transporte de sedimentos que resultaram em importantes sistemas turbidíficos do Eoceno, Oligoceno e Mioceno daquela bacia, já as bacias de São José do Itaboraí e Barra de São João, encaixam-se sobre a zona de transferência de Cabo Frio de direção NW/SE.

Evidências obtidas a partir de mapeamento estrutural indicam que essas bacias passaram por fases deformadoras sucessivas durante o Neógeno (Riccomini, 1989), com períodos em que as falhas normais pré-existentes foram reativadas por transcorrências sinistrais de direção E-W, de idade neogênica (Mioceno?), por transcorrência dextral, com compressão NW/SE quaternária (Pleistoceno Superior a Holoceno) e, finalmente, por distensão

WNW/ESSE de idade holocênica (Riccomini, 1989 *op. cit.*). O mesmo autor inferiu, a partir de mecanismos focais de terremotos, uma nova variação no campo de esforços, traduzida numa compressão E/W, comprovada mais tarde por Salvador e Riccomini, 1995.

Na porção submersa da Bacia de Santos Cobbold *et al.*, 2001 (*op. cit.*) verificam a coincidência entre os epicentros de terremotos recentes e a posição de falhas de transferência identificadas e, propõem que a movimentação destas por compressão E/W, induza a atividade sísmica intracrustal, com intensidade superior à verificada em áreas continentais graças à combinação da *ridge push*, mudanças laterais de densidade e flexura da placa causada pela acumulação de espesso pacote de sedimentos (Assumpção, 1998 *apud* Cobbold *et al.*, 2001). Estas reativações seriam ainda responsáveis pela criação de avenidas para a migração de hidrocarbonetos para as camadas acima do sal, quando da superposição entre as zonas de transferência sub-sal reativadas e janelas na camada de evaporitos.

Períodos de maior atividade de falhas

Os principais períodos de atividade de falhas na Bacia de Santos são:

- Fase Rifte – responsável pela formação de horts e grabens de orientação NE/SW e falhas transcorrentes e/ou de transferência NW/SE. O preenchimento destas depressões se dá pelas rochas pertencentes às formações Camboriú (SD-K20-K34), Piçarras (SD-K-36) e Itapema (SD-K-38) do grupo Guaratiba, depositadas desde o Neocomiano ao EoAptiano (Andares locais Rio da Serra, Aratu, Buracica e Jiquiá) (Moreira *et al.*, 2007).

- Tectônica de sal – Davison *et al.* (2012) propõem que a movimentação de sal na Bacia de Santos tenha se iniciado antes da deposição dos sedimentos da Fm. Guarujá, de idade Albiano inferior, corroborado pela existência de sinclinais laterais a diápiros preenchidos com sal e canopies recobertas por sais estratificados mais novos, todavia, o períodos de maior atividade de falhas e consequente formação de domos reativos altos, que se

aproveitaram das fraturas na cobertura sedimentar, parece ser mais tardio, coincidente com o soerguimento e concomitante basculamento da bacia ocorrido durante o Turoniano/Campaniano inferior.

- Soerguimento do Turoniano/Campaniano inferior (90-80 Ma bp) - responsável pelo basculamento da bacia em direção ao oceano com concomitante progradação sedimentar da Fm. Jureia, formação/ampliação do Gap do Albiano e da Falha de Cabo Frio, reativação de falhas em toda porção rasa da bacia e, vulcanismo, principalmente, na região norte da Bacia de Santos.

- Passagem do Cretáceo Superior para o Paleoceno – Nova reativação de lineamentos neocomianos, vulcanismo e formação das bacias terciárias de Taubaté, Resende, Volta Redonda, São José do Itaboraí e Barra de São João.

- Neógeno – reativação de falhas normais por transcorrências sinistrais de direção E-W, de idade neogênica (Mioceno?), por transcorrência dextral, com compressão NW/SE quaternária (Pleistoceno Superior a Holoceno), e por distensão WNW/ESSE de idade holocênica e finalmente compressão E/W até o recente.

1.3 Arcabouço Estratigráfico

A Bacia de Santos consiste num pacote de rochas sedimentares e vulcânicas que atinge mais de 10 km de espessura (Almeida, 1976; Milani *et al.*, 2000 e Chang, 2008) depositados ao longo de 130 Ma, desde o Hauteriviano até Holoceno, que ocorre desde o litoral norte do Estado de Santa Catarina até o Pontal de Atalaia, em Arraial do Cabo, região da Cidade de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro, e é coincidente com um extenso embaiamento que ocorre ao longo da costa do litoral sudeste do Brasil, conhecido como Embaiamento de São Paulo.

Ao contrário das demais bacias sedimentares da costa brasileira que possuem planícies costeiras bem desenvolvidas em suas bordas, na borda da

Bacia de Santos ocorre um extenso platô, cuja escarpa é conhecida como Serra do Mar. Em vista disto, a presença de uma bacia sedimentar profunda nessa região foi questionada, pois supunha-se que poderia ser uma região com embasamento elevado, não havendo acumulação expressiva de sedimentos. A Bacia de Santos só foi efetivamente descoberta através de levantamentos sísmicos realizados no final da década de 1960, quando se constatou que havia diversas feições de diápiros de sal no denominado Embaiamento de São Paulo (Butler, 1969).

Assim, a Bacia de Santos foi a última bacia sedimentar da costa do Brasil a ser definida. O primeiro poço perfurado na bacia, 1-PRS-1-PR, foi concluído em janeiro de 1971. Um dos primeiros trabalhos que expôs a Bacia de Santos foi Asmus e Ponte (1973). Ao longo de quase 50 anos de exploração de petróleo na bacia, com a perfuração de centenas de poços e descoberta de vários campos de óleo ou gás, se obteve um bom conhecimento geológico sobre a Bacia de Santos.

A carta estratigráfica mais detalhada da Bacia de Santos (Figura 1.3) foi publicada por Moreira *et al.* (2007), sendo um aprimoramento das concepções estratigráficas elaboradas anteriormente por diversos autores (Ojeda e Cesero, 1973; Ojeda e Silva, 1974; Pereira e Macedo, 1990 e Pereira e Feijó, 1994). Modica e Brush (2004) também apresentaram um arcabouço estratigráfico da Bacia de Santos, notadamente para a seção pós-sal.

O embasamento da Bacia de Santos é virtualmente desconhecido pois os poços perfurados na bacia não o atingem devido à elevada profundidade de seu topo. Na borda da bacia afloram rochas metamórficas de grau elevado e rochas metassedimentares com corpos ígneos intrusivos que compõem a Faixa Orogênica Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1981) formada durante o Ciclo Brasileiro, de idade Neoproterozóica.

O topo do embasamento da Bacia de Santos é irregular, havendo áreas onde ele se encontra bastante profundo, recoberto por espesso pacote de sedimentos, e altos estruturais do embasamento, notadamente na área distal da bacia, onde ocorre o denominado Alto Externo da Bacia de Santos.

A sedimentação da fase rifte da Bacia de Santos se estendeu durante pouco mais de 10 Ma, entre o Hauteriviano até o Aptiano. As rochas da fase rifte também são pouco conhecidas pelo mesmo motivo exposto. De acordo com Moreira *et al.* (2007), há três sequências estratigráficas na Seção Rifte, as denominadas Sequência K20-K34, Sequência K36 e Sequência K38.

Em relação à litoestratigrafia, Moreira *et al.* (2007) estabeleceram que as rochas depositadas durante as fases Rifte e Pós-Rifte compõem o Grupo Guaratiba, que compreende cinco formações, três delas preenchendo os semi-grábens da fase rifte. Assim, na sequência estratigráfica basal da Bacia de Santos, a Sequência K20-K34, ocorrem rochas vulcânicas que consistem na Formação Camboriú com idade entre o Valanginiano e o Hauteriviano. Essa formação é cronologicamente correlata com as rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007), depositadas ao lado da Bacia de Santos. Na Sequência K36, Barremiano, ocorrem sedimentos siliciclásticos aluviais, fluviais, deltaicos e lacustres, compreendendo desde conglomerado até folhelho. E no topo da seção rifte, Sequência K38, Barremiano a Aptiano, ocorrem coquinas e rochas sedimentares lamosas, lacustres, que compõem a Formação Itapema.

Após a deposição destas três sequências anteriores, os semi-grábens da fase rifte estariam preenchidos e, com isso, a sedimentação posterior é tida como uma fase sag, ou seja, uma acumulação de sedimentos ao longo de uma ampla região, com relevo suave, caracterizando uma fase transicional após o paroxismo da fase rifte.

Moreira *et al.* (2007) consideraram que há três sequências estratigráficas na fase transicional: a Sequência K44, a Sequência K46-K48 e a Sequência K50. Em conjunto, elas representam um intervalo de tempo de cerca de 10 Ma, do Aptiano. As sequências K44 e K46-K48 equivalem à Formação Barra Velha. O limite entre estas duas sequências é uma discordância, conhecida como Discordância Intra-Alagoas, cuja idade seria 117 Ma (Moreira *et al.*, 2007). Alguns autores consideram que essa discordância marcaria o topo da fase rifte.

A Formação Barra Velha, em seu sentido amplo, compreende desde sedimentos siliciclásticos de borda de bacia, muito pouco conhecidos, pois raramente foram perfurados pelos poços, até as rochas carbonáticas do centro do sag, depositadas sob águas relativamente rasas. Estas rochas carbonáticas da Fm. Barra Velha, englobando rochas carbonáticas estromatolíticas e grainstones, constituem os famosos reservatórios de petróleo e gás do Pré-Sal da Bacia de Santos. Também há rochas vulcânicas na Formação Barra Velha, datadas em 117 Ma (Moreira *et al.*, 2007).

A sequência superior da Seção Transicional, Sequência K50, equivale à Formação Ariri, topo do Grupo Guaratiba. São rochas evaporíticas compostas por halita, anidrita, taquidrita, carnalita e até mesmo silvinita, com idade de 113 Ma (Moreira *et al.*, 2007), limite entre o Aptiano e o Albiano.

A movimentação do sal, halocinese, foi intensa na Bacia de Santos, havendo áreas sem sal, as denominadas janelas de sal, almofadas e diápiros de sal, além de muralhas de sal na parte distal, cujas espessuras atingem valores acima de 3000 m.

Apesar da elevada espessura dos evaporitos da Bacia de Santos, tida como sendo originalmente ao redor de 2000 m (Gamboa *et al.*, 2008), eles se precipitaram numa bacia evaporítica durante um intervalo de tempo muito curto, entre 0,5 e 1 Ma (Dias, 1998; Gamboa *et al.*, 2008). Os primeiros registros de sedimentação marinha na Bacia de Santos ocorrem nos evaporitos da Fm. Iriri, ou seja, cerca de 20 Ma após o início do preenchimento da bacia.

A Fm. Ariri consiste apenas a extremidade sul de uma extensa província salífera que se formou na fase inicial do desenvolvimento do Oceano Atlântico Sul, conforme foi exposto pela primeira vez por Leyden *et al.* (1976). Essa vasta bacia evaporítica do Aptiano se estendeu ao longo de 2 mil quilômetros na costa do Brasil, desde a Bacia de Santos até a Bacia de Sergipe-Alagoas. Na costa da África se estendeu desde a Bacia de Kwanza, costa da Angola, até a costa da Guiné Equatorial. A cadeia de montanhas submarinas de Walvis e a Elevação Rio Grande são apontadas como barreiras físicas para a extremidade sul da bacia evaporítica.

A fase de subsidência térmica da Bacia de Santos consiste nos últimos 110 Ma, desde o Albiano até o Holoceno. No início desta fase, o ambiente deposicional era marinho relativamente raso, mas logo em seguida, Turoniano, se tornou marinho profundo, com o desenvolvimento de uma fisiografia composta por plataforma continental, talude e bacia profunda a partir do Santoniano a Campaniano.

Moreira *et al.* (2007) definiram dezenove sequências estratigráficas na fase de subsidência térmica, sendo nove no Cretáceo Superior (sequências K60, K70, K82-K86, K88, K90, K100, K110, K120 e K130), sete no Paleógeno (sequências E10, E20, E30-E40, E50, E60, E70 e E80) e três no Neógeno (sequências N10-N30, N40 e N50-N60).

As rochas sedimentares que compõem as sequências K60, K70, K82-K86 e K88 representam 26 Ma de acumulação de sedimentos, deste o início do Albiano até o final do Turoniano, e têm um padrão de empilhamento estratigráfico transgressivo, ou seja, registram um aprofundamento do mar. Litoestratigraficamente, esse evento de sedimentação transgressiva consiste no Grupo Camburi, composto por três formações: Florianópolis, Guarujá e Itanhaém, e culmina com os litotipos da base do Grupo Frade.

No início da transgressão formou-se uma plataforma carbonática sobre a bacia evaporítica. Trata-se da Sequência K60, na qual ocorrem sedimentos siliciclásticos de borda de bacia, depositados durante o Albiano e Cenomaniano, e que constituem a Formação Florianópolis, enquanto bacia adentro, além da faixa dos sedimentos clásticos, ocorrem rochas carbonáticas, desde *grainstone oolítico* até *mudstone*, marga e folhelho na parte distal da bacia, que constituem a Formação Guarujá. As faixas de *grainstone oolítico* da Fm. Guarujá, formadas em ambiente marinho sob ação de ondas, são potenciais reservatórios de hidrocarboneto.

A plataforma carbonática foi afogada ao longo do Albiano, quando foi recoberta por sedimentos lamosos, basicamente lamitos e margas, que constituem a Fm. Itanhaém, e que compõem as sequências K70 e K82-K86, final do Albiano e Cenomaniano. Os depósitos turbidíticos arenosos que

ocorrem na Formação Itanhaém constituem o Membro Tombo, outro potencial reservatório para hidrocarboneto. As rochas depositadas durante o Turoniano, Sequência K88, registram o ápice da fase transgressiva, quando foram depositados folhelhos escuros, ricos em matéria orgânica.

De acordo com a litoestratigrafia exposta por Moreira *et al.* (2007), entre o Turoniano e o topo do Cretáceo, ou seja, entre as sequências K88 e K130, ocorrem sedimentos do Grupo Frade, composto pelas formações Santos, Juréia e Itajaí-Açu.

Durante o final do Coniaciano e início do Santoniano, base da Sequência K90, houve uma mudança acentuada no padrão de sedimentação da Bacia de Santos, que passou a ser regressivo, havendo progradação de sedimentos arenosos rasos para o centro da bacia, notadamente a partir do Campaniano. Na base do Santoniano ocorrem depósitos arenosos turbidíticos relativamente espessos. Esse evento de sedimentação regressiva persistiu durante cerca de 50 milhões de anos, até o final do Eoceno. Considerando apenas a seção do Cretáceo Superior, esta sedimentação regressiva encontra-se registrada nas sequências K90, K100, K110, K120 e K130.

Os sedimentos arenosos aluviais depositados nesta época na Bacia de Santos consistem na Formação Santos. Os sedimentos arenosos de mar raso, que formam uma faixa extensa ao longo de toda a borda da bacia, consistem na Formação Jureia. Já os sedimentos de ambiente marinho profundo, envolvendo talude e bacia profunda, com lamitos e alguns depósitos de fluxos de massa, sendo que estes últimos ocorrem notadamente no Maastrichtiano, compõem a Formação Itajaí-Açu. Os depósitos arenosos turbidíticos que ocorrem na Fm. Itajaí-Açu consistem no Membro Ilhabela, um reservatório de hidrocarboneto importante da Bacia de Santos.

O gatilho para a progradação destes sedimentos arenosos do Cretáceo Superior da Bacia de Santos é a elevação do relevo da costa sudeste do Brasil. Para Almeida e Carneiro (1998) este evento seria a origem da Serra do Mar, considerada como resultado da erosão a montante de um plano de falha localizado na parte rasa da Bacia de Santos.

Na concepção exposta por Zalán e Oliveira (2005), durante o Coniaciano a Santoniano formou-se um megaplano entre a Bacia de Santos e a Bacia do Paraná, denominado Serra do Mar Cretácea. Para estes autores, a formação da escarpa da Serra do Mar teria ocorrido posteriormente, estando relacionada com o evento que gerou o Sistema de Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1991), cuja influência sobre a sedimentação na Bacia de Santos será exposta adiante.

Um outro reflexo da elevação do relevo da costa sudeste do Brasil foi a retomada da deposição de sedimentos na Bacia do Paraná, que são os depósitos aluviais, fluviais e eólicos que compõem o Grupo Bauru, cuja idade inicial é Coniaciano, estendendo até o Maastrichtiano (Milani *et al.*, 2007).

Entre 85 a 80 Ma, Campaniano, houve um forte evento vulcânico na Bacia de Santos, registrado por rochas intrusivas, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Grupo Frade. Este magmatismo ocorreu sobretudo na parte norte da bacia, onde se formaram diversos cones vulcânicos submarinos. Diversas intrusões de rochas alcalinas que ocorrem na borda da Bacia de Santos, como Poços de Caldas, Ilha de São Sebastião, Passa Quatro, Itatiaia e Tinguá também são desta mesma idade.

O intenso aporte de sedimentos arenosos durante o Neocretáceo na Bacia de Santos promoveu a formação da principal feição estrutural da bacia, a Falha de Cabo Frio (Figura I.6). Trata-se de uma extensa falha lítrica normal antitética, que permaneceu ativa por muito tempo, criando depocentros. Ela tem cerca de 400 km de extensão, direção sudoeste-nordeste, se estendendo pelos setores central e norte da bacia, paralela à borda da bacia, estando distante cerca de 150 km da linha costa.

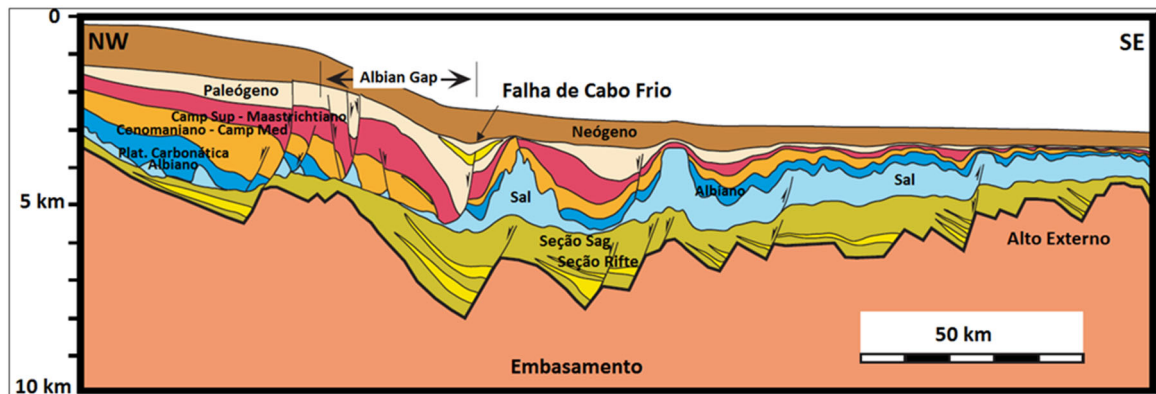


Figura I - 6: Seção geológica esquemática transversal da Bacia de Santos, modificada de Modica e Brush (2004), passando pelo setor central da bacia. Notar a principal feição estrutural da bacia, a Falha de Cabo Frio, uma megafalha normal de longa duração com mergulho contrarregional e que solapa no topo do sal. Essa falha promoveu o rompimento dos estratos dos estratos desde o Albiano até o Paleógeno, criando depocentros. A formação dessa falha foi consequência do grande aporte de sedimentos arenosos da borda da bacia, sobretudo durante o Campaniano e Maastrichtiano, intervalo laranja e vermelho, com subsequente movimentação de sal bacia adentro. Notar que a espessura de sal aumenta consideravelmente além da Falha de Cabo Frio.

A formação desta megafalha, sem equivalente nas demais bacias costeiras brasileiras, é atribuída à fuga de sal, bacia adentro, que deu origem às muralhas de sal na parte distal da bacia. O intenso processo de fuga de sal foi disparado pela enorme sobrecarga dos sedimentos sobrepostos ao sal, decorrente do intenso aporte de sedimentos costeiros arenosos das formações Santos e Jureia (Demercian *et al.*, 1993; Szatmari *et al.*, 1996).

Com o desenvolvimento da Falha de Cabo Frio, os estratos do Campaniano e Maastrichtiano foram rompidos e solaparam gravitacionalmente, encostando no topo do sal, gerando uma feição singular de touchdown. Estratos mais antigos, do Albiano, foram tectonicamente afastados, gerando faixas sem a seção do Albiano, denominadas Gap do Albiano (Modica e Brush, 2004). A deformação estrutural devido à longa evolução da Falha de Cabo Frio prosseguiu até o Paleógeno.

Durante o Paleoceno houve um evento transgressivo, de magnitude moderada, que ocasionou uma retrogradação do trato de sistemas deposicionais, notadamente do sistema arenoso proximal. Contudo, a sedimentação progradacional se implantou em seguida, terminando bruscamente no final do Eoceno, 34 Ma, que é o topo da Sequência E60. Apesar do trato de sistemas deposicionais do Neocretáceo ter se mantido durante o Cenozóico, com um sistema costeiro, seguido por uma plataforma continental, um talude e ambiente marinho profundo, Moreira *et al.* (2007) propuseram novas unidades litoestratigráficas para a seção do Cenozóico da Bacia de Santos, as sequências E10, E20, E30-E40, E50, E60, E70, E80, N10-N30, N40 e N50-N60, que integram o Grupo Itamambuca, organizadas em quatro formações.

Os sedimentos arenosos de ambiente costeiro a marinho raso, depositados desde o Paleoceno até o Plioceno, constituem a Formação Ponta Aguda. Os lamitos e os notáveis depósitos de transporte de massa de ambiente marinho profundo depositados no mesmo período consistem na Formação Marambaia. Já os depósitos turbidíticos arenosos intercalados nestes lamitos constituem o Membro Maresias, os quais se constituem em reservatórios de hidrocarboneto da Bacia de Santos.

A retomada da sedimentação progradacional durante o Paleógeno produziu clinofomas muito bem desenvolvidas na seção do Eoceno no norte da Bacia de Santos, tema de estudos estratigráficos (Berton e Vesely, 2016). E as oscilações do nível relativo do mar formaram sistemas turbidíticos arenosos, alimentados por cânions escavadas na plataforma continental (Moreira e Carminatti, 2004).

No final do Eoceno houve uma mudança abrupta no padrão de sedimentação da Bacia de Santos a qual foi consequência da formação do Sistema de Rifte do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1991) que alterou completamente a configuração dos sistemas de drenagem na borda da Bacia de Santos. Na região do Alto de Cabo Frio ocorrem rochas vulcânicas com idade ao redor de 50 Ma, Eoceno Inferior a Médio.

Com a formação do Graben do Rio Paraíba do Sul, e consequente formação da bacia de drenagem deste rio, os sedimentos fluviais passaram a ser transportados e depositados na Bacia de Campos, em cuja borda se encontra a foz deste rio. O aporte de sedimentos fluviais para a Bacia de Santos se tornou deficiente, notadamente no setor norte da bacia, onde, até hoje, não existem drenagens fluviais volumosas fluindo para a bacia. Isto induziu a deposição generalizada de sedimentos lamosos a partir do Oligoceno no setor norte da bacia. Essa fase de retração deposicional de sedimentos arenosos é observada a partir da Sequência E70, persistindo até hoje, ou seja, os últimos 34 Ma. Somente no setor sul da Bacia de Santos, onde ocorrem as bacias de drenagem dos rios Itajaí-Açú e Rio Ribeira do Iguape, dois vales erosivos expressivos, ocorreu aporte expressivo de sedimentos arenosos para a Bacia de Santos depois do Oligoceno.

A Charneira de Santos ou Charneira do Cretáceo que consiste numa linha paralela à borda da bacia, distante cerca de 50 km da linha de praia atual, separa dois domínios do embasamento: o proximal, onde o topo do Embasamento se encontra mais elevado e com mergulho suave bacia adentro, e outro externo, com topo do Embasamento bastante profundo e com ângulo de mergulho maior. Os estratos do Cretáceo da Bacia de Santos ocorrem somente até a linha de charneira, pois eles foram erodidos na faixa proximal devido ao soerguimento tectônico do Eoceno. Na faixa proximal ocorrem apenas estratos do Cenozóico, em geral arenosos, da Fm. Ponta Aguda, assentados diretamente sobre o embasamento do Proterozóico. Por causa disso, esta faixa rasa da Bacia de Santos não tem interesse exploratório para hidrocarbonetos e, com isso, não foram perfurados poços ao longo dela.

A partir do Oligoceno iniciou a deposição de rochas carbonáticas sobre a plataforma marinha rasa, constituídas *grainstone* e *rudstone* bioclásticos da Formação Iguape. Estas rochas carbonáticas também ocorrem nas bacias vizinhas, como nas bacias de Campos e Espírito Santo. Os sedimentos marinhos rasos do Pleistoceno e Holoceno da Bacia de Santos, basicamente arenitos com glauconita e fragmentos de moluscos, briozoários e foraminíferos, constituem a Formação Sepetiba, conforma proposta exposta por Pereira e Feijó (1994).

Segundo Suguio e Martin (1978), na planície costeira do litoral sul do Estado de São Paulo, região da Ilha Comprida, foram depositados sedimentos arenosos e lamosos de ambiente transicional durante uma transgressão do Pleistoceno, há 120 mil anos, quando o nível do mar estaria 8 m acima do nível atual. Estes sedimentos constituem a Formação Cananeia, que se estende até o sopé da escarpa da Serra do Mar, estando sobreposta a depósitos continentais mais antigos, que constituem a Formação Pariquera-Açu. Ainda de acordo com os autores citados, durante o ápice do último evento glacial, há 17,5 Ka, a consequente queda do nível do mar promoveu uma erosão posicionada no topo da Fm. Cananeia.

Durante a transgressão holocênica, cujo ápice ocorreu há 5,5 Ka, quando o nível do mar estava entre 4 a 5 m acima do nível atual, foram depositados sedimentos de ambiente transicional sobre a Fm. Cananeia.

1.4 Sistema Petrolífero

O sistema petrolífero se refere ao conjunto de todos os elementos e processos responsáveis pela formação de acumulações de hidrocarboneto numa bacia sedimentar. Envolve, portanto, os tipos de rochas geradoras, soterramento necessário para promover a geração e expulsão de hidrocarboneto, as rotas de migração, as rochas-reservatório, as rochas selantes, a estruturação responsável pela retenção do hidrocarboneto, e o sincronismo temporal necessário para concatenar todos estes elementos no processo.

Na Bacia de Santos há duas rochas geradoras conhecidas: os folhelhos lacustres depositados durante a fase rifte, que ocorrem nas formações Piçarras (Barremiano) e Itapema (Barremiano / Neoaptiano), e os folhelhos marinhos do Cenomaniano e do Turoniano que ocorrem na Fm. Itajaí-Açú (Chang *et al.*, 2008; Fernandez, 2017 e Riccomini *et al.*, 2012).

Os folhelhos lacustres das formações Piçarras e Itapema constituem a principal rocha geradora da Bacia de Santos, sendo responsáveis pelas volumosas descobertas de óleo e gás nos reservatórios do seção pré-sal. São folhelhos acumulados em lagos, havendo indicação de que eram águas com

elevada salinidade, onde acumulou matéria orgânica do Tipo 1 (Chang *et al.*, 2008 e Fernandez, 2017), propensa para a geração de óleo.

Como estes folhelhos estão estratigraficamente posicionados na base da bacia sedimentar, eles estão muito soterrados, sendo recobertos por espessa seção de rochas sedimentares mais jovens, tornando-se, com isso, numa rocha geradora com ampla ocorrência ao longo da bacia.

Análises envolvendo modelagem geoquímica demonstraram que a fase de geração e migração de hidrocarbonetos da seção rifte iniciou-se ao redor de 100 Ma, início de Cenomaniano, tendo pico entre 90 e 70 Ma, entre o Coniaciano e Maastrichtiano, se estendendo, com menor intensidade, até o Eoceno - Oligoceno (Chang *et al.*, 2008).

Os folhelhos marinhos geradores da Fm. Itajaí-Açu foram depositados num evento de anoxia que ocorreu na transição entre o Cenomaniano e Turoniano. Este evento tem uma ocorrência global, sendo conhecido como Evento Anóxico do Cretáceo ou Evento Bonarelli. Os folhelhos geradores do Cretáceo, posicionados na seção pós-sal da Bacia de Santos, contém matéria orgânica do Tipo II e III (Chang *et al.*, 2008), propensa para gerar óleo com gás associado.

O intervalo estratigráfico onde estão os folhelhos marinhos do Cretáceo encontra-se sob um soterramento insuficiente para iniciar o processo de geração e expulsão de hidrocarboneto. Portanto, só houve geração de hidrocarboneto nessa rocha geradora em algumas áreas restritas da bacia, onde ela se encontra suficientemente soterrada (Chang *et al.*, 2008). Por se tratar de uma rocha geradora situada estratigraficamente acima do sal, o óleo gerado nestes folhelhos marinhos acumula-se apenas na seção pós-sal.

Análises envolvendo modelagem geoquímica demonstraram que a fase de geração e migração das rochas geradoras marinhas da Fm. Itajaí-Açu, nos locais com soterramento suficiente para tal, começou no Maastrichtiano e se encontra ativo até o presente.

Há diversos reservatórios de hidrocarboneto efetivamente constatados na Bacia de Santos: as coquinas da Fm. Itapema, as rochas carbonáticas estromatolíticas e *grainstones* associados da Fm. Barra Velha, os *grainstones oolíticos* do Albiano Inferior/Médio, e diversos arenitos turbidíticos, desde o *Albiano* Superior até o Oligoceno, que constituem os membros Tombo, Ilhabela e Maresias (Chang *et al.*, 2008 e Fernandez, 2017).

As rochas vulcânicas, como aquelas que constituem a Fm. Camboriú, posicionadas na base da seção da fase rifte, também podem ser rocha reservatório devido a existência de faturas (Riccomini *et al.*, 2012). Até o momento, não foi encontrada uma acumulação neste tipo de *play*.

As rochas selantes ocorrem de maneira generalizada na bacia, sendo compostas por lamitos, tanto da seção da fase rifte como da fase pós-rifte, rochas evaporíticas da Fm. Iriri, e calcilutito (*mudstone*) com baixíssima permeabilidade (Chang *et al.*, 2008 e Fernandez, 2017).

Os espessos pacotes de rochas evaporíticas da Fm. Ariri, Neoaptiana, atuam como a rocha selante mais efetiva da bacia, sendo o selo das acumulações dos reservatórios da seção pré-sal. A acumulação de hidrocarboneto gerado na seção rifte só ocorre nas rochas reservatórios da seção pós-sal sobreposta, se houver uma região com janela de sal, ou seja, uma área sem ocorrência de sal devido ao deslocamento deste por falha.

As trapas constatadas na Bacia de Santos, que são o arranjo espacial que promove a retenção e acumulação de hidrocarboneto, são fundamentalmente estruturais, envolvendo rejeito por falhas e estruturas dômicas. A intensa halocinese que ocorreu na bacia desde o Albiano até o Oligoceno (Chang *et al.*, 2008), foi responsável pelo desenvolvimento de diversas estruturas geológicas, como falhas normais, falhas lítricas e *rollovers*. Também há reservatórios soerguidos na borda de diápiros de sal, notadamente arenitos turbidíticos.

Secundariamente, a retenção dos reservatórios também pode ocorrer por adelgaçamento (*pinch-out*) estratigráfico. Estas trapas estratigráficas podem ocorrer nos arenitos dos membros Tombo, Ilhabela e Maresias, pois as

camadas de turbiditos em geral se adelgaçam lateralmente até desaparecer, ocorrendo somente rocha selante, lamito, lateralmente.

A migração do hidrocarboneto gerado na seção rifte ocorreu ao longo de falhas distensivas que ocorrem com frequência nessa seção estratigráfica. As áreas de altos estruturais do embasamento, que prosseguiram sendo áreas com relevo positivo durante a evolução da bacia sedimentar, atuaram como pontos de focalização de hidrocarbonetos, condicionando a acumulação destes, notadamente para os reservatórios da seção do pré-sal.

De acordo com Chang *et al.* (2008) e Fernandez (2017), uma parte do hidrocarboneto gerado nos folhelhos lacustres da seção rifte se acumulou nas trapas da seção transicional (sag), preenchendo o espaço poroso das rochas carbonáticas estromatolíticas e calcareníticas (*grainstones*) da Fm. Barra Velha, ou nas coquinas da Fm. Itapema, topo da seção rifte. A base do sal teria atuado como uma camada carreadora (*carrier bed*) importante, devido à baixíssima permeabilidade dos evaporitos. As janelas de sal e as regiões com pequena espessura de sal atuaram como áreas de migração de hidrocarboneto gerado na seção rifte para os reservatórios da seção pós-sal. Ressalta-se que a evolução cinemática da Falha de Cabo Frio, conforme exposto anteriormente, implicou na criação significativa de áreas de janela de sal na Bacia de Santos.

A migração ao longo da seção pós-sal foi incrementada devido a intensa deformação provocada pela movimentação do sal. A migração de hidrocarboneto nesta seção se concentrou ao longo de planos de falhas distensivas normais, notadamente das falhas lítricas, e ao longo de planos de falhas de transferência, até alcançar as trapas do Cretáceo Superior e do Cenozóico (Chang *et al.*, 2008 e Fernandez, 2017).

1.5 Zonas de alta pressão e de hidrato de gás

As ocorrências potenciais de *kicks* e *blowouts* são avaliadas em termos da distribuição da pressão do fluido no espaço poroso, conhecida pela expressão pressão de poros. Os *kicks* e *blowouts* podem ocorrer durante a perfuração de

um poço quando este atravessa, durante a fase aberta, intervalos permeáveis com pressão de poros excedida em relação à tendência de pressão de poros normal da bacia. Uma condição adicional necessária para a ocorrência desses eventos indesejáveis é a densidade do fluido de perfuração ser insuficiente para gerar uma pressão no espaço interior do poço igual ou superior à pressão de poros do reservatório sobrepresurizado.

Os reservatórios permeáveis consistem nos objetivos principais para as acumulações de hidrocarbonetos, no entanto, em sua trajetória rumo ao objetivo principal, o poço pode atravessar corpos de menores dimensões, sem interesse comercial, imersos em uma sequência sedimentar pressurizada. Estes reservatórios de pequenas dimensões podem ser grandes o suficiente para permitir o fluxo do fluido da formação para o interior do poço.

Em sequências de sedimentos finos pressurizados é possível não haver influxos para o interior do poço, mesmo que a densidade do fluido de perfuração não seja alta o suficiente para que a pressão exercida pelo fluido de perfuração se iguale à pressão do fluido da formação. Porém a possível presença de pequenos reservatórios ou de fraturamento natural na sequência de finos, deve ser considerada como potencial viabilizador de um evento indesejável de *kick* ou *blowout*.

O projeto de poço adequado para prevenção de *kicks* e *blowouts* depende da predição da cota do topo do intervalo de crescimento acentuado da pressão de poros em relação à profundidade e do valor do excesso de pressão de poros. O controle do poço durante a perfuração de cada uma de suas fases depende da predição da pressão de poros previamente realizada na etapa de planejamento do projeto do poço e da estimativa da pressão de poros em tempo real.

Nos intervalos permeáveis poderão ser realizadas estimativas confiáveis de pressão de poros, se houver ferramentas de tomadas de pressão disponíveis para cada fase do poço. Nas sequências sedimentares de baixa permeabilidade os indicadores de pressão de poros são menos confiáveis. A avaliação em tempo real de eventuais mudanças do regime de pressão de

poros nos intervalos de baixa permeabilidade é importante para a prevenção dos *kicks* e *blowouts* em eventuais intervalos permeáveis imersos da sequência de baixa permeabilidade.

As zonas de alta pressão com consequente possibilidade de *kicks* e *blowouts* são situações inerentes a cada campo e locação. Em geral alta pressão estará presente em reservatórios profundos, como o caso da maioria dos poços que foram e serão perfurados na bacia. Na Petrobras, por meio de interpretação sísmica e correlação de poços e modelagem de geopressões, realiza-se a previsão dos intervalos críticos que um poço atravessará, como rochas reservatório com alta pressão, que são internamente sinalizados em todos os projetos de poços. O controle para evitar possíveis *kicks* e *blowouts* é de domínio e expertise da tecnologia de perfuração de poços, que, com o conhecimento prévio dessas situações, além de fazer um monitoramento em tempo real das condições de perfuração, dimensionam peso de lama de perfuração a fim de evitar a ocorrência de *kicks* e *blowouts*, e exercem controle para o fechamento imediato da cabeça do poço em situações críticas.

Na Bacia de Santos não existem estudos regionais acerca do regime de pressões de poros nos principais reservatórios da bacia, todavia, a existência de intervalos com pressões anormais, constatados durante a perfuração de poços, que em alguns casos, resultou em problemas operacionais e consequentes prejuízos financeiros, tem sido reconhecidos desde as primeiras descobertas de petróleo feitas no final da década de 1970 (Pecten-Marathon-Shell, 1978) e motivaram alguns estudos sobre os mecanismos responsáveis por estas anomalias específicas.

A partir do histórico de problemas operacionais ao longo dos anos, verificou-se que a distribuição dos intervalos com excesso de pressão de poros na Bacia de Santos tem duas condicionantes: a posição em relação ao nível estratigráfico do sal (pré-sal e pós-sal) e a profundidade da lâmina d'água. Considerando estas duas condicionantes, pode-se estabelecer três combinações possíveis: A) pós sal em lâminas d'água de até 550 m; B) pós sal em lâminas d'água acima de 550 m e C) pré sal em lâminas d'água acima de 550 m.

Os ambientes (A) e (C) apresentam característica semelhante no tocante às variações laterais de pressão de poros. A mesma formação pode se encontrar em diferentes cenários de pressão de poros, como, por exemplo, os carbonatos da Fm. Guarujá e os arenitos do Mb. Ilha Bela da Fm. Itajaí Açú do pós-sal e os carbonatos da Fm. Barra Velha do Pré Sal. A diferença marcante entre os ambientes (A) e (C) é que os domínios de altas pressões de poros em (A) parecem ser localizados em extensões laterais mais restritas, entre os quais se encontram as formações em pressões de poros normais. No ambiente (C) os domínios de pressões normais e os domínios de pressões altas são caracterizados por extensões laterais maiores que no pós sal em águas rasas.

No ambiente (B) há predomínio de pressões normais. Em lâminas d'água profundas, nas áreas dos conhecidos campos produtores de hidrocarbonetos do pré-sal, a pressão de poros no intervalo pós sal é normal. Apenas uma exceção à pressão de poros normal foi encontrada no pós-sal da Bacia de Santos em lâmina d'água maior que 550 m, em 1075 m, mais proximal que o Alto Externo da Bacia de Santos.

Granitoff (2004) estudou uma área ao sul da Bacia de Santos, onde se encontram quatro poços, que atravessaram uma zona sobre pressurizada composta por pelitos no interior da Formação Itajaí Açú, de idade Cenomaniano a Maastrichtiano. Neles constatou-se gradientes de pressão da ordem 14.1 ppg a 16.0 ppg, muito acima da pressão hidrostática normal, medida em arenitos da Fm. Jureia situados acima destes últimos. Segundo o autor, esta elevação da pressão de poros foi causada por dois fatores principais: a sobrecarga elevada de sedimentação associada ao Evento Jureia, intensa progradação sedimentar que ocorreu ao final Albiano Superior até o Terciário Superior, e, secundariamente, a geração de hidrocarbonetos oriundos do gerador de idade Turoniano.

Picolini (2017) estudando os reservatórios do Campo de Mexilhão, situado na porção central da bacia, constatou zona de sobrepressão que engloba boa parte do selo da acumulação, pelitos da Fm. Itajaí Açú, assim como, os reservatórios do campo, tanto os situados na zona de gás, cujos gradientes de pressão de poros chegam até 12,6ppg, como os na zona de água, onde os

gradientes de pressão de poros são da ordem de 11,7ppg. De acordo com o autor, o mecanismo responsável pela elevada pressão de poros é a flutuabilidade ou *boyance*, efeito causado pela presença de espessa coluna de gás no reservatório, cuja altura, chega a atingir 800 m.

Carvalho *et al.* (2019), analisando o regime de pressões em carbonatos do Albiano, nas Bacias de Santos e de Campos, constatou forte correlação entre a presença de valores elevados de pressão de poros e a estruturação acentuada destas rochas acima de domos de sal. Também, observou que em alguns casos, há uma nítida correlação entre sobrepressões e a proximidade de níveis geradores de petróleo.

Acima dos intervalos de pelitos da Fm. Itajaí Açú, que constituem o selo das principais acumulações de petróleo do pós-sal da Bacia de Santos, ao menos na porção proximal da bacia, entre a linha de costa e a isóbata de 1500 m, ocorrem sedimentos de plataforma rasa que compõem as formações Jureia e Ponta Grossa, saturados por água e submetidos a um regime de pressão de poros hidrostático, não sendo esperados no interior delas, intervalos sobrepressurizados.

Em direção às águas mais profundas, em especial, onde se encontram os campos produtores do pré-sal, a espessa camada de evaporitos que confere o selo destas acumulações, impede a migração de petróleo para as camadas situadas acima destes, e, por conseguinte, reduz drasticamente a possibilidade de ocorrência de intervalos sobrepressurizados no pós-sal devido à presença de hidrocarbonetos.

Presença de hidratos no subleito inconsolidado

De acordo com o relatório publicado pela EPE (Empresa de Pesquisa Energética) em 2016, a presença de acumulações de hidratos expressivos na plataforma continental brasileira está restrita à região norte, na Foz do Amazonas e, ao sul, na Bacia de Pelotas em frente do cone do Rio Grande. Estima-se que na Foz do Amazonas a acumulação de hidratos, estenda-se por

uma área de 28.000 km², sob lâminas d'água de 600 m a 2800 m, com espessuras da ordem de 450 m, perfazendo um volume in *place* total de 12 tcm (12 trilhões de metros cúbico), enquanto na Bacia de Pelotas, os volumes são da ordem de 22 tcm, em uma área de 45.000 km², sob lâminas d'água de 500 m a 3500 m, com espessura de 600 m.

Nas Bacias de Campos, Espírito Santo e Cumuruxatiba pesquisadores admitem a possibilidade de ocorrência de acumulações de hidratos associadas a estruturas geológicas que possam armazenar exsudações localizadas (Clennell, 2000). O mesmo pode se dizer em relação à Bacia de Santos, embora, não haja nenhum relato concreto na literatura reportando este tipo de ocorrência. Embora não existam estudos aprofundados de causa e efeito, alguns *pockmarks* constatados na Bacia de Santos, em especial, na área sul da bacia, parecem ter suas origens relacionadas à escapes de gás oriundos de hidratos, pois, não se observam correlações entre a sua distribuição espacial e a presença de domos ou falhas profundas originadas pela tectônica de sal, frequentes em outras partes da Bacia de Santos, à exemplo das descritas no sopé do talude continental atual, na região norte, ao largo da Ilha de São Sebastião (Dias, 2015).

Ressalta-se que os diferentes biomarcadores existentes e quantificados nos hidrocarbonetos através de análises geoquímicas permitiram à Petrobras formar um amplo banco de dados interno com as características dos hidrocarbonetos esperados para cada campo sob sua concessão, além da identificação compatível para cada conjunto de biomarcadores. Assim, possíveis riscos de contaminantes podem ser minimizados, pois uma rápida caracterização de hidrocarbonetos que poderiam causar contaminação ao meio ambiente permitiria identificar a sua origem, facilitando a intervenção e combate, principalmente em caso de poços.

I.6 Referências

- ALMEIDA, F. F. M. de. 1966. A geologia do Nordeste brasileiro e da África Ocidental e Equatorial e a hipótese da Deriva dos Continentes. SEDEGEO, Porto Alegre, (2), p. 91-128.
- ALMEIDA, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. An. Acad. Bras. Ciêc. 48 (Suplemento): 15-26.
- ALMEIDA, F.F.M., CARNEIRO, C.D.R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. Revista Brasileira de Geociências, 28(2): 135-150.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. Earth-Science Reviews, 17: 1-29.
- ASMUS, H.E., PONTE, F.C. 1973. The Brazilian marginal basins and margins. In Nair, A.E. & Stehl, F.G. (Eds.), The ocean basins and margins, 1. The South Atlantic: New York, Plenum Pub. Corp., 87-132.
- ASMUS, H.E. 1978. Hipótese sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões sudeste e sul do Brasil: Série Projeto Remac, v. 4, p. 39-73.
- ASMUS, H. E. 1982. Significado geotectônico das feições estruturais das bacias marginais brasileiras e áreas adjacentes: Congr. Bras. Geol. 32, Salvador, v. 4, p. 1547-1557.
- BERTON, F., VESELY, F.F. 2016. Stratigraphic evolution of Eocene clinofomas from northern Santos Basin, offshore Brazil: evaluating controlling factors on shelf-margin growth and deep-water sedimentation. Marine and Petroleum Geology, 78: 356-372.
- BUTLER, L.W. 1969. Shallow structure of the continental margin southern Brazil and Uruguay. Geol. Soc. Amer. Bull., 82: 1079-1096.
- CARVALHO, J.G.; ARAÚJO, M.G.D.S.; SILVA, F.G.D.; SILKA, M.B., PEREZ, H.E.E., TAVARES, M.V.S.; AZAMBUJA, N.K.; MOURA, R.D.S.;

- MOURA, J.R.B.D.; FREITAS, J.T.R.D.; DOMINGUES, M., MORAES A. 2019. Pore Pressure at the Post-Salt Albian Carbonates in Santos and Campos Basins. Second EAGE Workshop on Pore Pressure Prediction, Amsterdam, the Netherlands.
- CHANG, H. K., KOWSMANN, R. O., FIGUEIREDO, A. M. F., BENDER, A. A. 1992. Tectonics and Stratigraphy of the East Brazil Rift System: An overview. *Tectonophysics*, Amsterdam, v.213, p.97-138.
- CHANG, H.K., ASSINE, M.L., CORRÊA, F.S., TINEN, J.S., VIDAL, A.X., KOIKE, L. 2008. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (2-suplemento): 29-46.
- CLENNELL, M. B. 2000. Hidrato de gás submarino: natureza, ocorrência e perspectivas para exploração na margem continental brasileira. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 18, n.3, pp. 397-410.
- COBBOLD, P., SZATMARI, P. 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, v.188, p.249-289.
- COBBOLD, P.R., MEISLING, K.E., MOUNT, V.S. 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 85 (11): p.1925-1944.
- DAVISON, I.; ANDERSON, L.; NUTTALL, P. 2012. Salt deposition, loading and gravity drainage in the Campos and Santos salt basins. In: Alsop, G. I; Archer, S. G; Hartley, A. J.; Grant, N. T. & Hodgkinson, R. (eds), 2012. *Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. Geological Society, London, Special Publications, 363, 159-173.
- DEHLER, N.M., MAGNAVITA, L.P., GOMES, L.C., RIGOTI, C.A., OLIVEIRA, J.A.B., SANT'ANNA, M.V., COSTA, F.G.D. 2016. The 'Helmut' geophysical anomaly: A regional left-lateral transtensional shear zone system connecting Santos and Campos basins, southeastern Brazil. *Marine and petroleum Geology*, v.72, pp.412-422.

- DEMERCIAN, L.S., SZATMARI, P., COBBOLD, P.R. 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, 228: 393-433.
- DIAS, R. J. S. 2015. Morfologia e sedimentação na Plataforma Continental Externa e Talude ao largo da Ilha de São Sebastião-SP. Orientador: Prof. Dr. Michel Michaelovitch de Mahiques, 109p. Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.
- DIAS, J.L. 1998. Análise sedimentológica e estratigráfica do Andar Aptiano em parte de margem Leste do Brasil e no platô das Malvinas: considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Meridional. PhD thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.
- FERNANDEZ, R.O. 2017. Bacia de Santos, sumário geológico e setores em oferta. Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis, Rodada 15 Brasil, Concessões de Petróleo e Gás, Superintendência de Definição de Blocos (SDB), 19 p.
- FREITAS, R.T.J. 2006. Ciclos deposicionais evaporíticos da bacia de Santos: uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil.
- GAMBOA, L.A.P., RABINOWITZ, P.D. 1981. The Rio Grande fracture zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 52, Issue 2, feb. 1981, p. 410-418.
- GAMBOA, L.A.P., PINHEIRO MACHADO, M.A., SILVEIRA, D.P., FREITAS, J.T.R., SILVA, R.P., 2008. Evaporitos estratificados no Atlântico Sul: Interpretação sísmica e controle tectono-estratigráfico na Bacia de Santos. In: Mohriak, W., Szatmari, P., Anjos, S.M.C. (Eds.), *Sal, Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras*, Ed. Beca, São Paulo, pp. 343-361.

- GIBSON, S.A., THOMPSON R.N., LEONARDOS O.H., DICKIN A.P., MITCHELL J. G. 1995, The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil: *Journal of Petrology*, v. 36, p. 189–229.
- GRANITOFF, W. 2004. Controls on overpressure development, Santos Basin, Brazil. 2004. Dissertação (Master of Science) – University of London. Londres.
- GUARDADO, L.R., GAMBOA, L.A.P., LUCCHESI, C.F. 1990. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic type basin. In: Edwards, J.D and Santogrissi, P.A., divergent/Passive Margin Basins. Tulsa, AAPG Memoir 48, pp. 3-79.
- HEILBRON, M., PEDROSA-SOARES, A.C., CAMPOS NETO, M.C., SILVA, L.C., TROUW, R.A.J., JANASI, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantessoneto, V; Bartorelli, A.; Del Ré Carneiro, C. e Brito-Neves, B. B. DE (eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de ALMEIDA*. Beca, São Paulo, p. 203-234.
- JACKSON, C.A.L., JACKSON, M.P.A., HUDEC, M.R., RODRIGUEZ, C.R. 2015. Enigmatic structures within salt walls of the Santos Basin – part 1: Geometry and kinematics from 3D seismic reflection and well data. *Journal of Structural Geology*, vol. 75, p. 135-162.
- KUMAR, N., GAMBOA, L.A.P. 1979. Evolution of the São Paulo Plateau (Southeastern Brazilian Margin) and Implications for the Early History of the South Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, Colorado, 90: 281-293. Part 1.
- LEYDEN, R.; ASMUS. H.; ZEMBRUSCKI, S.; Bryan. G. 1976. South Atlantic Diapiric Structures. *AAPG bulletin*, 60(2):196-212.
- MACEDO, J.M. 1989, Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes: *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 3, no. 3, p. 159-173.

- MEISLING, E., COBBOLD, P.R., MOUNT, V.S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. AAPG Bulletin, vol. 85 (11): p. 1903-1924.
- MILANI, E.J.; BRANDÃO, J.A.S.L, ZALAN, P.V.; GAMBOA, A.P. 2000. Petróleo na Margem Continental Brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. Brazilian Journal of Geophysics, 18(3): 351-396.
- MILANI, E.J.; MELO, J.H.G.; SOUZA, P.A.; FERNANDES, L.A.; FRANÇA, A.B. 2007. Bacia do Paraná. B. Geoci. PETROBRAS, 15(2): 265-287.
- MODICA, C.J., BRUSH, E.R. 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. AAPG Bulletin, 88(7): 923-945.
- 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 deep-water province of Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In: JACKSON, M. P. A., *et al.*, eds., Salt Tectonics: A global perspective: American Association of Petroleum Geologist Memoir 65, p. 273-304.
- MOHRIAK, W.U. 2001. Salt tectonics, volcanic centers, fracture zones and their relationship with the origin and evolution of the South Atlantic Ocean: geophysical evidence in the brazilian and west african margins. In: 7thCISBGf. SBGf, Salvador, pp. 1594-1597.
- MOREIRA, J.L.P., CARMINATTI, M. 2004. Sistemas deposicionais de talude e de bacia no Eoceno da Bacia de Santos. B. Geoci. PETROBRAS 12(1):73-87.
- MOREIRA, J.L.P., MADEIRA, C.V., GIL, J.A., MACHADO, M.A.P. 2007. Bacia de Santos. Bol. Geoc. PETROBRAS, 15(2):531-549.

- OJEDA, H.A, CESERO, P. 1973. Bacia de Santos, geologia e perspectivas petrolíferas. Relatório Interno da PETROBRAS.
- OJEDA, H.A., SILVA, A.B. 1974. Bacia de Santos e Pelotas, relatório de progresso. Relatório Interno da PETROBRAS.
- PEATE, D.W. 1997. The Paraná-Etendeka province. In: MAHONEY, J.J.; COFFIN, M.F., (eds), Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism: Geophysical Monograph Series, 100p. 438.
- PECTEN-MARATHON-SHELL. 1978. 1-SPS-11-SPS Santos Basin, Brazil, final well report. Rio de Janeiro: PECTEN-MARATHON-SHELL, 89 p.
- PEREIRA, M.J., FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Santos. B. Geoci. PETROBRAS 8(1):219-234.
- PEREIRA, M.J., MACEDO, J.M. 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na Plataforma Continental Sudeste Brasileira. B. Geoci. PETROBRAS, 4(1):3-11.
- PICOLINI, J.P., 2017. Estudo de Pressões de poros numa área central da Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual Júlio de Mesquita Filho, UNESP, 162p, Rio Claro.
- RICCOMINI, C., PELOGGIA, A.U.G., SALONI J.C.L., KOHNKE M.W., FIGUEIRA R.M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil): Journal of South American Earth Sciences, v. 2, p. 191–197.
- RICCOMINI, C. 1991. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 256 p.
- RICCOMINI, C.; SANT'ANA, L.G.; TASSINARI, C.C.G. 2012. Pré-Sal: geologia e exploração. Revista USP, São Paulo, 95:33-42.
- SALVADOR, E.D., RICCOMINI, C. 1995. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). São Paulo: Revista Brasileira de Geociências, 25 (3):151-164.

- SUGUIO, K., MARTIN, L. 1978. Quaternary marine formations of the states of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1978, São Paulo. Special Publication, n. 1: 1-55.
- SZATMARI, P., DEMERCIAN, L.S. 1993. Tectônica de sal na margem sudeste brasileira. Sociedade Brasileira de Geofísica. Congresso internacional 3, 1993. Rio de Janeiro, v2, p.1347-1351.
- SZATMARI, P., GUERRA, M.C.M., PEQUENO, M.A. 1996. Genesis of large counter-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil. In: Alsop, G.I.; Blundell, D.J., Davison, I. (eds.), Salt Tectonics, Geological Society Special Publication, 100: 259-264.
- VENDEVILLE, B.C., JACKSON, M.P.A. 1992. The rise of diapirs during thin-skinned extension: Marine and Petroleum Geology, v. 9, p. 331–353.
- ZALÁN, P.V., OLIVEIRA, J.A.B. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. B. Geoci. PETROBRAS 13(2): 269-300.

Geomorfologia e Sedimentologia da Plataforma Continental e Distribuição de Sedimentos no Talude e Platô de São Paulo na Bacia de Santos

*Capítulo II
Revisão 01
Dezembro/2022*

II. GEOMORFOLOGIA E SEDIMENTOLOGIA DA PLATAFORMA CONTINENTAL E DISTRIBUIÇÃO DE SEDIMENTOS NO TALUDE E PLATÔ DE SÃO PAULO NA BACIA DE SANTOS

II.1. Introdução

A Bacia de Santos é a maior bacia sedimentar offshore do Atlântico Sul Ocidental desenvolvida durante o rifteamento dos continentes sul-americano e africano, cobrindo uma área de 350.000 km², estendendo-se do litoral até 3.000m de profundidade e espessura de sedimentos até 15 km (Mio, Chang e Corrêa, 2005). É uma das bacias sedimentares mais relevantes da margem brasileira devido à atividade portuária e à exploração de reservatórios de petróleo do pré-sal.

Sua plataforma continental compreende uma área de 134.000 km². Estende-se da costa até a quebra da plataforma a 200 m de profundidade. Ela é mais estreita no seu limite norte na altura de Cabo Frio (75 km) e mais larga a partir da Ilha de São Sebastião (220 km) em direção ao sul, até a Ilha de Florianópolis. A porção mais profunda da bacia compreende o talude e o Platô de São Paulo. O foco desta pesquisa é a plataforma continental, enquanto no talude e no Platô de São Paulo serão explorados apenas a granulometria e o teor de carbonatos nas estações amostrais.

Este relatório tem como objetivo caracterizar a geomorfologia, a granulometria, e o teor de carbonato da plataforma continental da Bacia de Santos e caracterizar a granulometria do sedimento e teor de carbonatos do talude e Platô de São Paulo.

Sendo um dos objetivos da Caracterização Ambiental Regional da Bacia de Santos (PCR-BS) (2019-2023), dados públicos de profundidade e conjuntos de dados do tamanho de grão de sedimentos foram compilados além de realizar amostragem de campo e análise laboratorial de tamanho de grão e teor de carbonatos.

Vários autores relacionam a qualidade do sedimento com a comunidade bentônica e processos geoquímicos no interior do sedimento. De acordo com Aller (1988, 2013), os sedimentos marinhos sob águas de fundo oxigenadas são permanentemente ou periodicamente habitados por comunidades de bentos e

endobentos. Durante suas atividades de pastoreio e alimentação, eles podem transportar partículas de sedimento, provocar bioturbação, construção de tubos e, conseqüentemente, irrigar o sedimento com nutrientes e água com mais oxigênio. Vale ressaltar que como resultado da bioturbação, a superfície do sedimento bidimensional torna-se um corpo tridimensional para reações geoquímicas. A porosidade e a permeabilidade do sedimento dependem do tamanho do grão, da seleção do sedimento, da organização das camadas e do grau de bioturbação.

No Atlântico Norte, em lâmina d'água entre 250 e 3.000 m, ao longo da costa Leste Norte Americana, Etter e Grassle (1992), com base em 558 box-corers, demonstraram que em espécies bentônicas de oceano profundo a diversidade varia geograficamente e batimetricamente, onde a natureza do sedimento é essencial na estruturação das comunidades do fundo marinho. Como os bentos que se alimentam nos depósitos de sedimento, e que compreendem a maioria dos organismos de oceano profundo, a qualidade do sedimento também influencia na composição das comunidades bentônicas.

No entanto, de acordo com Snelgrove e Butman (1994) há pouca evidência de que o tamanho do grão do sedimento por si só seja o principal determinante da distribuição das espécies da infauna. Outros fatores podem incluir conteúdo orgânico e microbiano, suprimento de alimentos e interações tróficas. O senso comum indica que os bentos que se alimentam nos depósitos de sedimento são mais abundantes em habitats lamosos e os que se alimentam de suspensão dominam os habitats arenosos.

O tamanho do grão varia com o conteúdo de matéria orgânica, química da água dos poros e abundância e composição microbiana. Como esses parâmetros são influenciados pelo regime de fluxo próximo ao leito marinho, é essencial examinar com mais detalhe os sedimentos e a dinâmica do ambiente.

Considerando os resultados dos autores citados acima, este capítulo tem o objetivo de fornecer informações básicas para pesquisadores que trabalhem com geoquímica, biologia bentônica e dinâmica de sedimentos na Bacia de Santos.

II.2. Métodos

Para a caracterização da geomorfologia da plataforma continental, foi gerado um mapa batimétrico derivado de 891.979 pontos de dados de folhas de sondagem da Marinha do Brasil, 10.014 pontos de cartas náuticas e células de superfície gradeadas do Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC). Utilizamos o método de interpolação IDW para gradear a superfície batimétrica regional final da plataforma continental com um tamanho de célula de 50 m para toda a bacia.

Para caracterizar feições relevantes do fundo, dados do Sub Bottom Profiler (SBP) adquiridos na plataforma continental durante a navegação do trabalho de campo PCR-BS, foram utilizados. O Time-Variant Gain (TVG) e as amplitudes negativas foram corrigidas conforme proposto por Chu e Hufhagle (2006) e Taner *et al.* (1994). Os dados da SBP ajudaram a definir fácies como fácies bioclásticas, fácies lamosas, e feições como vales incisos e relevo irregular.

Amostras de sedimentos superficiais em triplicatas, foram coletadas em duas campanhas, ao longo de oito transectos em isóbatas específicas (25, 50, 75 100, 150, 400, 700, 1000, 1300, 1900 e 2400 m) e onze estações no Platô de São Paulo (Figura 1). Foram utilizados um box-corer de 50x50x50 cm e um mega van veen de 231 litros. Os sedimentos foram amostrados em três estratos de profundidade: 0-2 cm, 2-10 cm e 0-10 cm, em cada uma das triplicatas. Maior detalhamento da metodologia empregada em campo está no volume IV (Ambiente Bentônico) e capítulo III (Metodologias empregadas para coleta de amostras no compartimento bentônico da Bacia de Santos). No laboratório, após o processo de homogeneização, uma fração do sedimento foi separada em um frasco e pesado. Após o processo de secagem por liofilização, pesou-se novamente para obter a densidade aparente.

Para as análises de granulometria, inicialmente foram pesadas 10g de amostras liofilizadas e as partículas maiores que 1 mm e 2 mm foram separadas em peneiras, pesadas as frações e posteriormente os resultados adicionados manualmente ao programa Gradistat, conforme cálculos de Folk e Ward (1957). Após o peneiramento, uma fração de 1 g foi usada em um granulômetro a laser (Malvern Mastersizer 2000). O sedimento carbonático não foi eliminado antes da análise do tamanho de grão. Uma outra fração de 5 g foi utilizada para digestão

ácida com ácido clorídrico a 10% do volume para calcular o teor de carbonato. Para o estrato de 0 a 10 cm, foi feito uma média ponderada com os intervalos de 0 a 2 cm e 2 a 10 cm, sendo selecionadas amostras aleatórias tanto de granulometria quanto de carbonatos para serem executadas as análises completas e comparados os resultados.

Como dados complementares, 7.740 análises de tamanho de grão e 3.404 registros de teor de carbonato provenientes de dados históricos foram adicionados ao banco de dados (Figura II.1, mapa de amostragem).

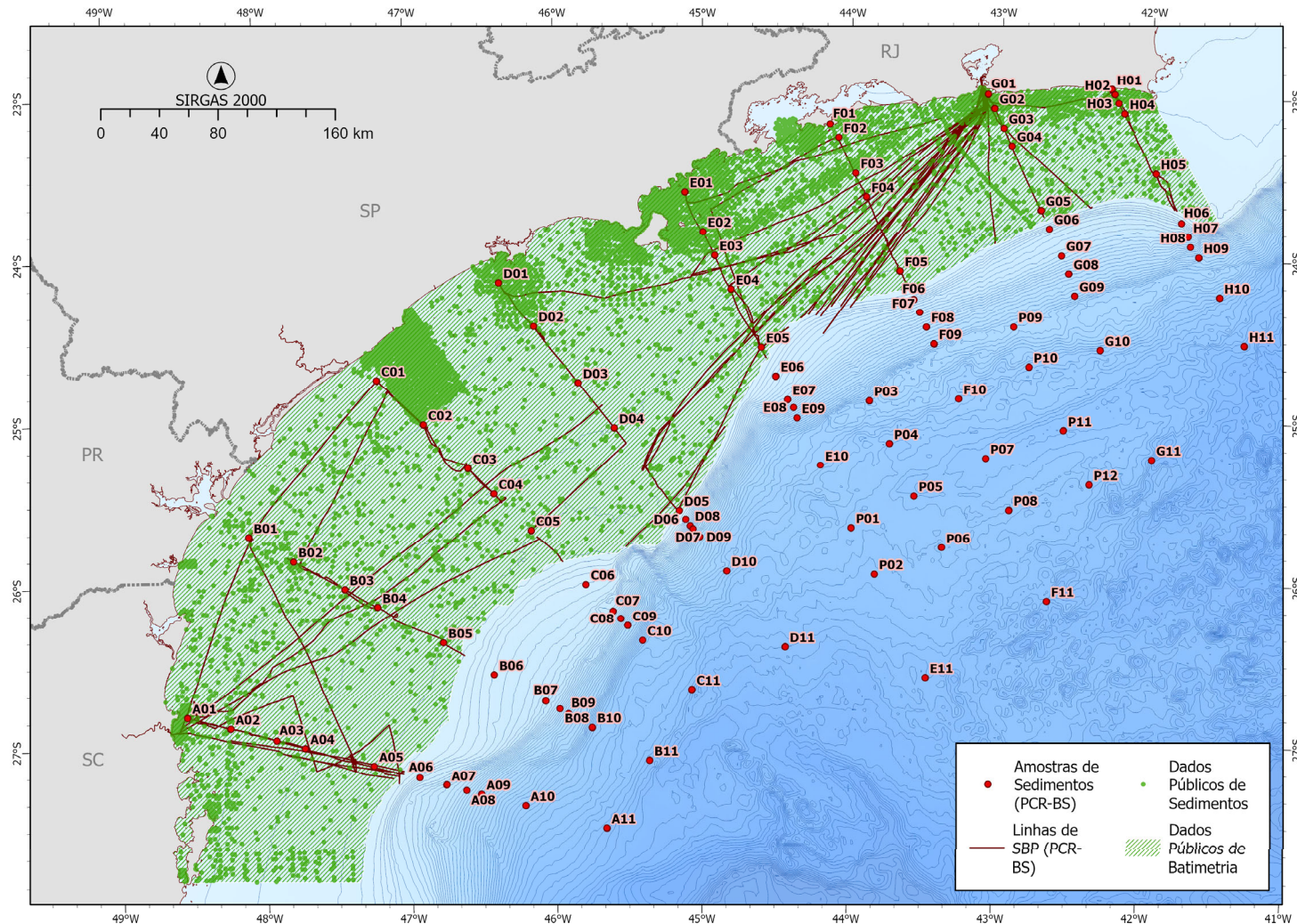


Figura II.1: Localização dos dados públicos de sedimentos na plataforma (pontos em verde), dados do PCR-BS (em vermelho), área hachurada em verde local da batimetria de detalhe e linhas de SBP.

II.3. Resultados

A Bacia de Santos é a maior bacia sedimentar brasileira e atualmente a maior bacia produtora de gás e óleo e ainda com enorme potencial de desenvolvimento. Sua vizinhança aos estados mais populosos e desenvolvidos do país demanda uma atenção especial à questão ambiental. Especialistas de várias áreas do conhecimento foram convidados para participarem desse esforço para caracterização do estado atual do meio-ambiente e processos físicos, químicos, biológicos e meteorológicos que atuam na bacia.

O nosso grupo da Universidade Federal Fluminense (UFF) ficou encarregado de tratar da geomorfologia e sedimentologia da plataforma continental e a análise sedimentar dos pontos amostrais do talude e do platô, conforme será discutido a seguir. As formas de fundo, a granulometria do sedimento, o grau de seleção do grão e o teor do carbonato são decorrentes dos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem no fundo marinho. Por sua vez a biota bentônica e os processos geoquímicos estão intimamente ligados ao tipo e a qualidade do sedimento e então a importância de sua caracterização.

Em função da grande quantidade de dados na plataforma, os dados são apresentados na forma de mapas interpolados da predominância do tamanho do grão, do teor de carbonato e grau de seleção. Para o talude, tendo em vista apenas a disponibilidade de dados nos pontos amostrais do PCR-BS, os resultados são apresentados na forma pontual.

II.3.1. Morfologia da Plataforma

A superfície batimétrica da plataforma continental da Bacia de Santos apresentou relevo variável, com superfícies lisas e monótonas em sua maior parte. Tendo em vista a largura da plataforma, esta pode ser dividida em dois setores. O setor norte a partir da Ilha de São Sebastião para norte em direção a Cabo Frio, é bem mais estreito, enquanto o setor sul que vai até Florianópolis é bem mais largo (Figura II.2).

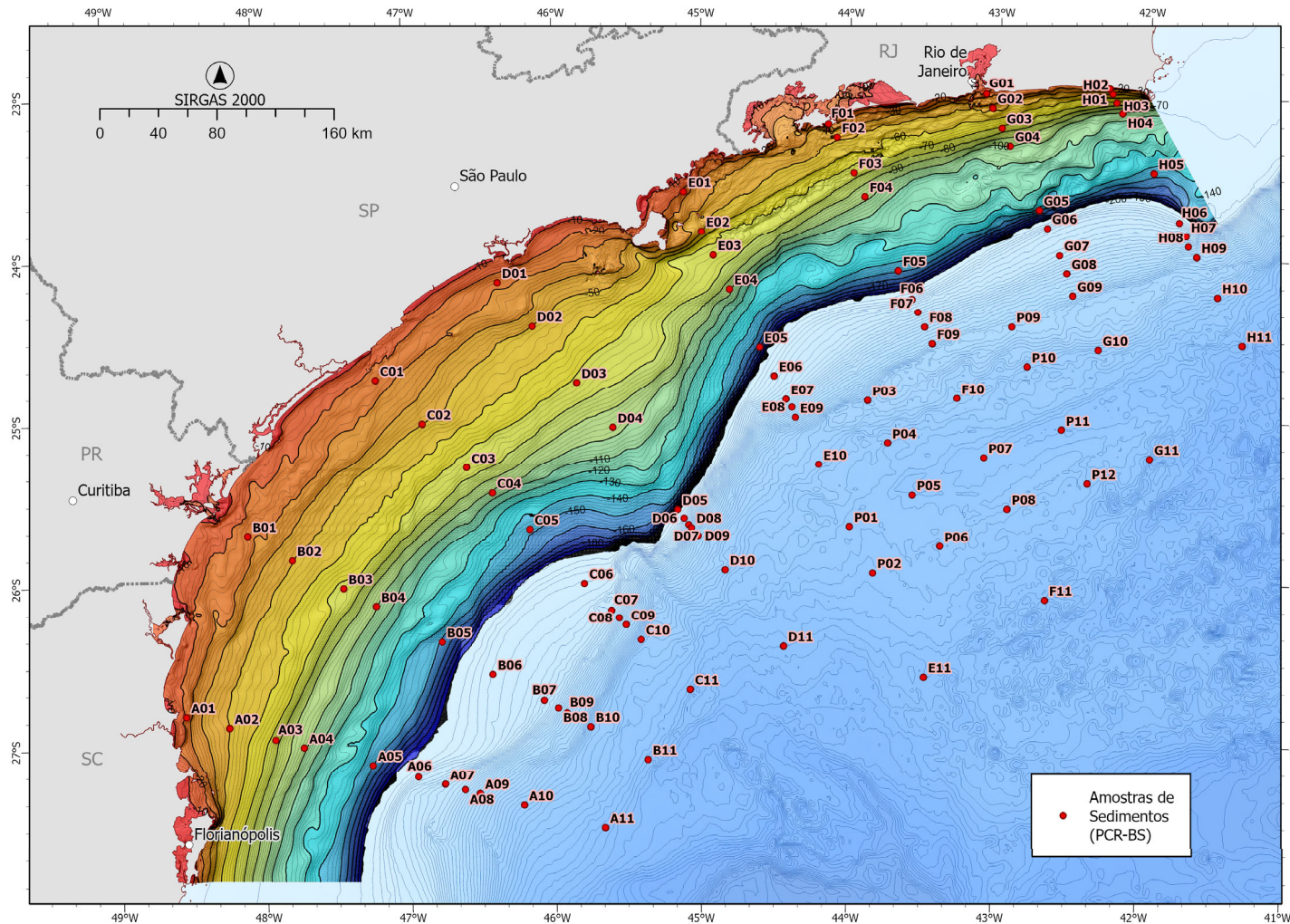


Figura II.2: Batimetria geral da plataforma continental da Bacia de Santos, bem como da localização das estações com amostras de sedimentos do PCR-BS. É notável uma plataforma mais estreita a norte e mais larga a sul.

O fato de o setor norte da plataforma ser mais estreito, advém de não existir neste setor, rios com uma carga sedimentar que pudessem ao longo do tempo geológico contribuir para o alargamento da plataforma. De fato, de acordo com mapa do IBGE (2021), com base na divisão hidrográfica nacional elaborada pela Superintendência de Planejamento de Recursos Hídricos da Agência Nacional de Águas (ANA), as bacias hidrográficas no setor norte, são bem menores e possuem rios menos caudalosos do que as bacias hidrográficas e rios do setor sul.

No setor sul a plataforma é bem mais larga, tem um baixo gradiente em função da contribuição sedimentar das bacias hidrográficas do setor, bem como sedimentos provenientes das bacias hidrográficas localizadas no Rio Grande do Sul, Uruguai e estuário do Prata.

A declividade média da plataforma é de $0,08^\circ$. No setor norte, entre Cabo Frio e Ilha de São Sebastião, as declividades variam de 0 a 3° . Em direção ao sul a declividade média diminui para um mínimo de $1,5^\circ$. As feições geomorfológicas na parte mais profunda da plataforma interna e plataforma média são suavizadas por estarem fora do alcance da base das ondas de tempo bom e também sem a presença de fortes correntes de maré.

Todavia junto a entradas de baías e plataforma interna rasa, por estarem sobre influencia diária de fortes correntes de maré e acima do nível de base das ondas de tempo bom e também de ondas de eventos de tempestades, várias feições geomorfológicas foram identificadas como bancos arenosos na entradas de baías, bancos de areia conectados ao lado abrigado das ilhas quanto a direção de deriva sedimentar, campos de ondas de areias e vales incisos (Figura II.2a, b, c, d).

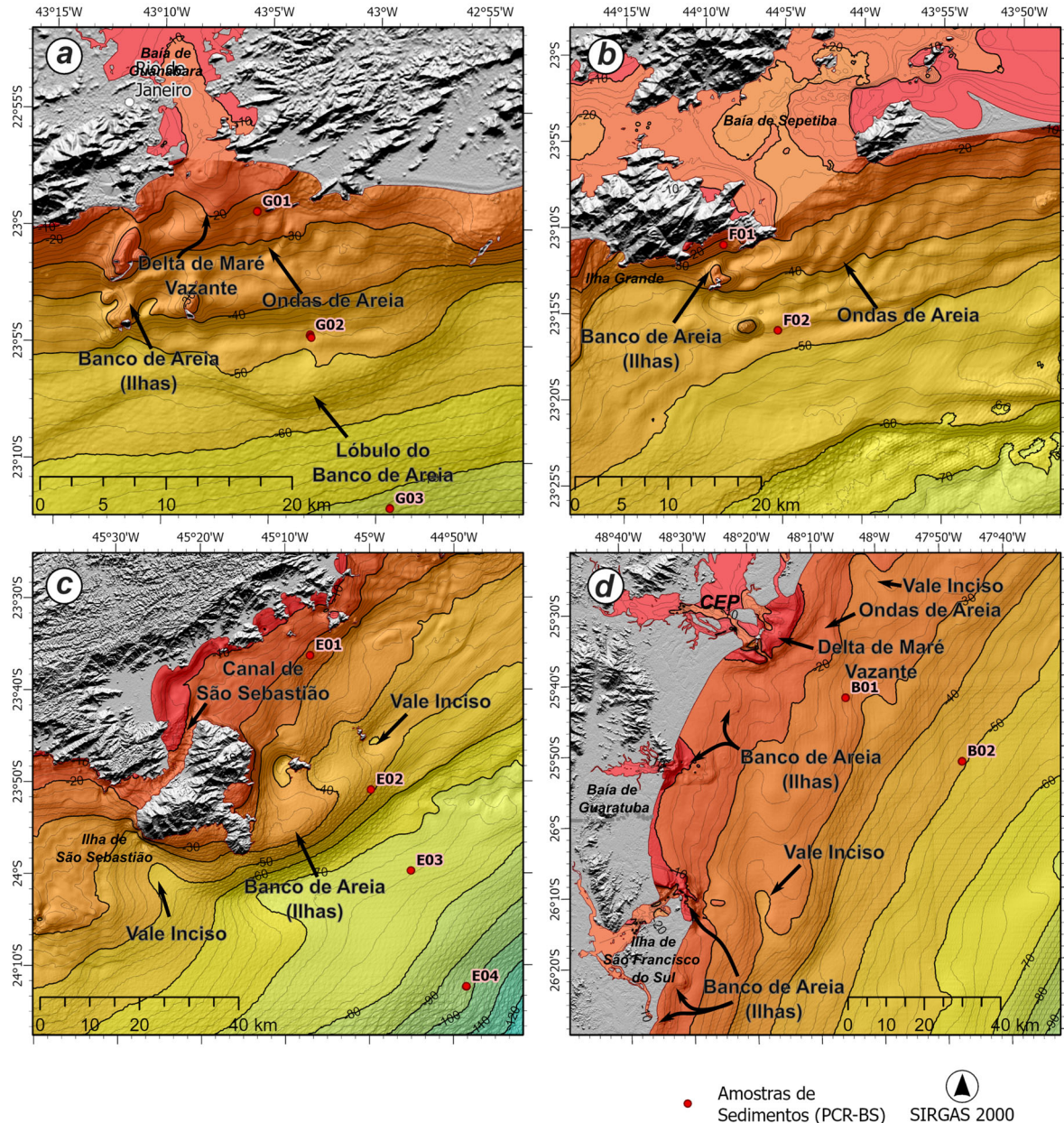


Figura 11.2: Principais formas de fundo identificadas na plataforma continental interna e média da Bacia de Santos, sendo ao largo da Baía de Guanabara (a), Baía de Sepetiba e Ilha Grande (b), Ilha de São Sebastião (c) e no trecho entre o CEP e a Ilha de São Francisco do Sul (d).

Enquanto morfologia de fundo na plataforma interna e plataforma média rasa está ligado aos processos físicos de transporte e acúmulo de sedimento, as formas de fundo da plataforma externa e área de quebra da plataforma estão mais ligadas a processos biogeoquímicos pela fixação de carbonatos por algas calcáreas e cimentação carbonática de antigas linhas de praias, conforme detectado nos perfis de SBP (Figura 11.3a, b, c, d, e). O fundo com batimetria irregular entre as isóbatas

de 100 e 140 m que estende de Cabo Frio à Florianópolis é outra maneira de detectar a presença do fundo carbonático que por meio das bioconstruções desenvolvem irregularidades no fundo marinho (Figura II.2).

Vales incisos decorrentes da paleo-drenagem continental (Figura II.3e) também são observadas na morfologia superficial e em subsuperfície, correspondendo a rede de drenagem que existia quando a plataforma encontrava-se em condições subaéreas (nível de mar baixo) e que por muitas vezes acompanha as desembocaduras de rios e estuários modernos (Santos Filho, 2022).

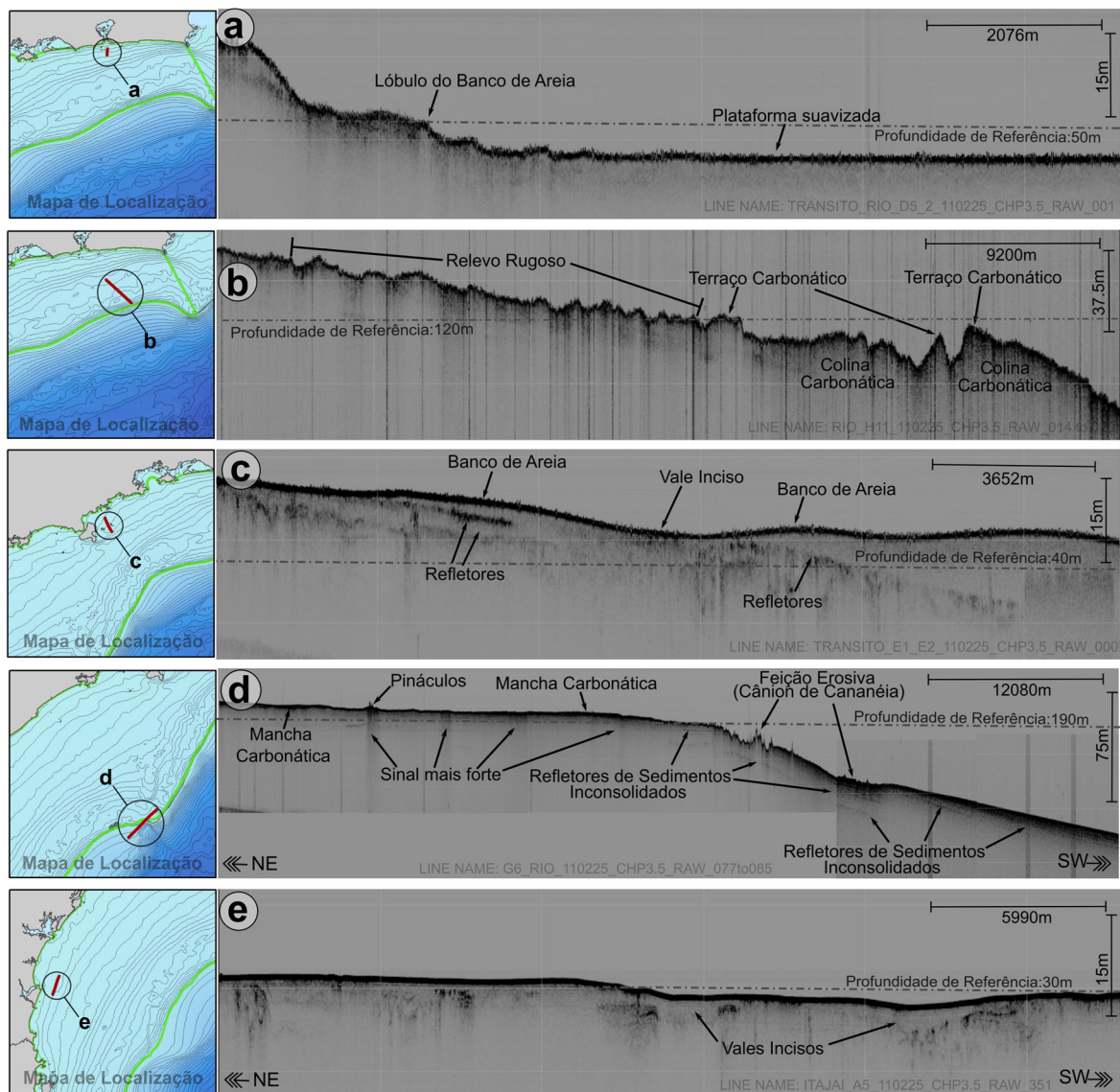


Figura II.3: Linhas de SBP sobre a plataforma continental da Bacia de Santos, indicando diversas feições em superfície e subsuperfície, tais como bancos de areia, estruturas carbonáticas e vales incisos. Os mapas à esquerda indicam a posição das linhas de SBP.

II.3.2. Granulometria do sedimento, teor de carbonatos e grau de seleção

Quando observado o diâmetro médio dos grãos ao longo das isóbatas é possível notar a variação do tamanho do grão de sul para norte e também das isóbatas mais rasas para as mais profundas (Figura II.4). Ao longo da isóbata de 25 m, de sul para norte, ponto amostral A01 até ponto amostral H01, é possível notar um aumento gradativo no diâmetro médio até que no ponto amostral E01 ocorre um aumento brusco no tamanho do grão, bem como aumenta a variabilidade no tamanho do grão entre as réplicas.

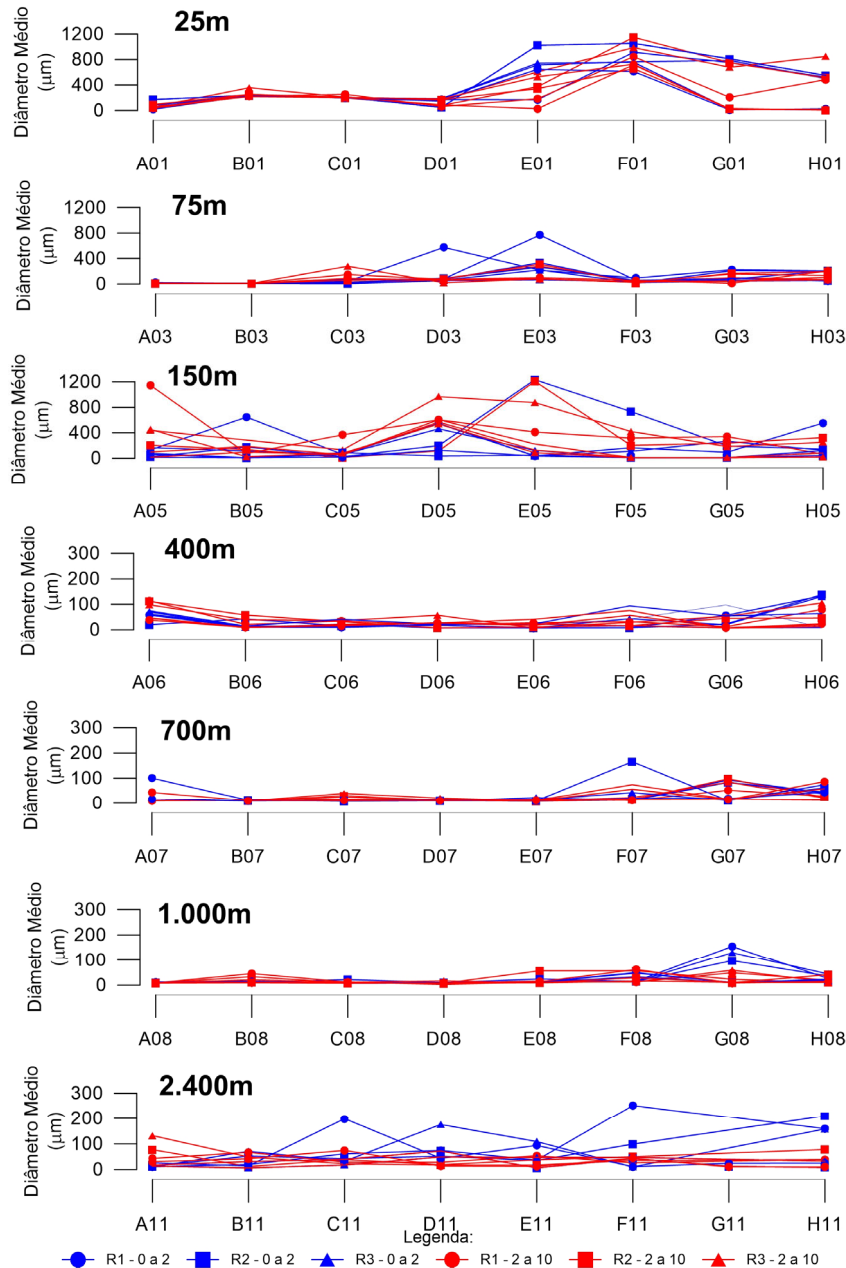


Figura II.4: Variações do diâmetro médio do grão ao longo das isóbatas de 25, 75, 150, 400, 700, 1.000 e 2.400 m na Bacia de Santos.

Esse aumento no tamanho do grão a partir do ponto amostral E01, que é próximo a Ilha de São Sebastião pode ser explicado pelo estreitamento da plataforma, pelo aumento do gradiente e pela orientação da linha de costa, frontal à propagação das ondas de tempestades vindas de sul. As ondas de tempestade remobilizam o fundo marinho fazendo com que o sedimento mais fino seja transportado e depositado em áreas mais profundas, abaixo do nível de base das ondas.

A variabilidade no diâmetro médio do grão está relacionada as formas de fundo como por exemplo ondas de areia, construídas no transporte de sedimento. Como a amostragem foi realizada circunscrita em um raio de 300 m a partir do ponto central, é possível que o equipamento amostrador caia na crista ou na cava de uma onda de areia, que certamente possuem granulometria diferenciada. Uma variação de fácies granulométrica também é possível ocorrer dentro do campo amostral.

Ao longo da isóbata de 75 m o diâmetro médio já é menor e não existe grande variabilidade entre as réplicas, demonstrando que o sedimento acumulado está abaixo do nível de base da onda. A única exceção à homogeneidade no tamanho do grão ocorre no ponto amostral E03 onde existe um aumento no diâmetro médio, bem como diferenciação entre as réplicas. É possível que o mecanismo que provoca o aumento do diâmetro médio em E01, de alguma forma afete o diâmetro médio em E03, apesar de estar a maior profundidade.

O comportamento do diâmetro médio ao longo da isóbata de 150 m é completamente diferente das isóbatas descritas anteriormente. O diâmetro médio é maior do que nas isóbatas mais rasas e a variabilidade entre as réplicas também é maior que nas isóbatas mais rasas. Como já discutido na parte da geomorfologia está isóbata encontra-se dentro da faixa da batimetria irregular que vai de Cabo Frio até Florianópolis e é caracterizada pelo domínio de sedimentos carbonáticos, onde o diâmetro médio não é controlado pelo regime hidrodinâmico, mas sim pelo processo de bioconstrução.

No talude o diâmetro médio é mais homogêneo, com exceção da isóbata de 2.400 m onde o diâmetro médio é bem maior e a variabilidade entre as réplicas aumenta.

Ao examinar o diâmetro médio de todas as amostras em conjunto em um gráfico, considerando o estrato de 0 a 10cm, pode ser visto que a variabilidade é bem maior na plataforma do que no talude (Figura II.5). Na plataforma o diâmetro médio varia de lama a areia muito grossa, enquanto no talude predominam as lamas e em alguns pontos a areia muito fina. O domínio das areias na plataforma é decorrência do aporte de sedimentos pelos rios, da hidrodinâmica mais energética gerada pelas ondas e do carbonato da plataforma externa e borda de plataforma.

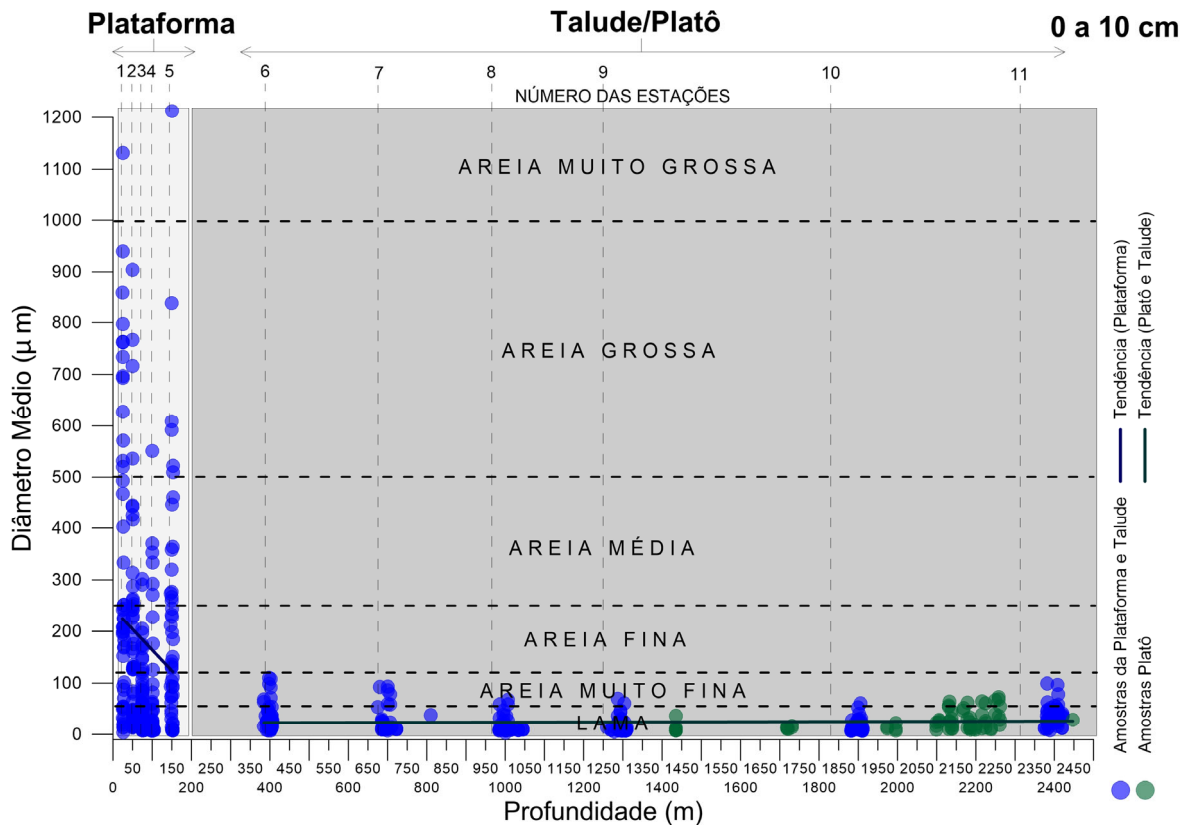


Figura II.5: Diâmetro médio do grão e as classificações granulométricas das amostras das campanhas 1 e 2 do PCR-BS do estrato 0 a 10cm.

No talude superior a 400 m o diâmetro médio varia entre areia muito fina a lama e apresenta uma tendência de diminuição de tamanho até a isóbata de 1.300 m e depois volta a aumentar em direção à isóbata de 2.400 m e platô. Este aumento no diâmetro médio é função da chuva pelágica de testas de foraminíferos e pterópodes, formando extensas vasas carbonáticas.

A observação do diâmetro médio individualmente para cada transecto, acompanhado do teor de carbonato e topografia do fundo oceânico, mostra uma relação interessante entre estes três parâmetros (Figura II.6 a Figura II.13). Fica bem evidente o aumento do diâmetro médio na plataforma nas isóbatas de 25, 50 e 150 m (estações 1, 2 e 5) em direção a Cabo Frio, a partir da Ilha de São Sebastião.

Nos transectos A (Figura II.6) e B (Figura II.7), nas isóbatas de 25 e 50 m o teor de carbonato está entre 5 e 20% e depois aumenta gradativamente até atingir um máximo entre 80 e 90% na isóbata de 150 m. No talude o teor de carbonato diminui na isóbata de 400 m e depois volta a aumentar até a isóbata de 2.400 m com teor equivalente ao da isóbata de 150 m. Todavia é fundamental enfatizar que o carbonato na isóbata de 150 m e borda de plataforma é derivado de algas

calcáreas, rodolitos, halimeda e briozoários, enquanto no talude é derivado de vasas de foraminíferos e pterópodes. A granulometria responde ao teor de carbonato, isto é, quanto maior o teor de carbonato, maior o diâmetro médio.

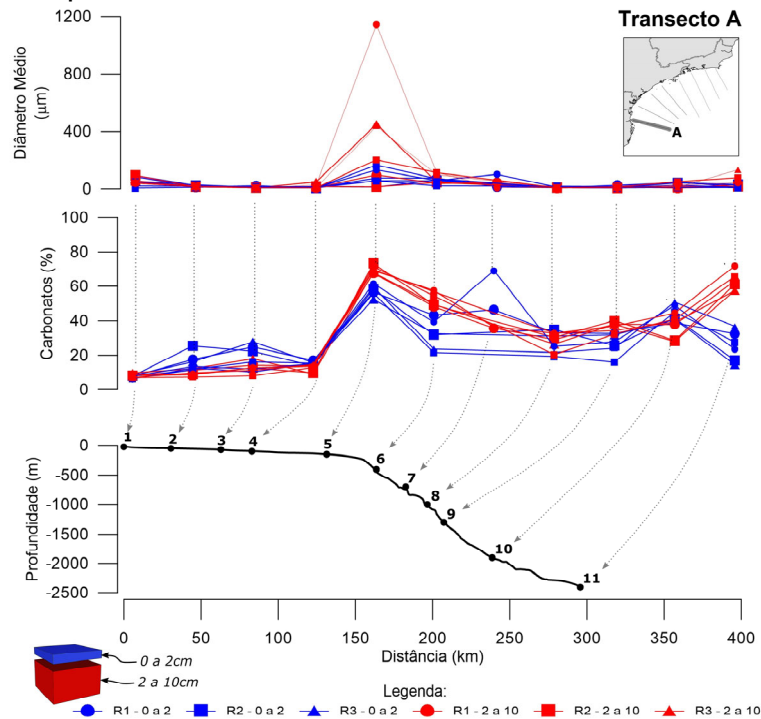


Figura II.6: Variação do diâmetro médio do grão e do teor de carbonatos em relação a profundidade no Transecto A durante as campanhas 1 e 2 do PCR-BS.

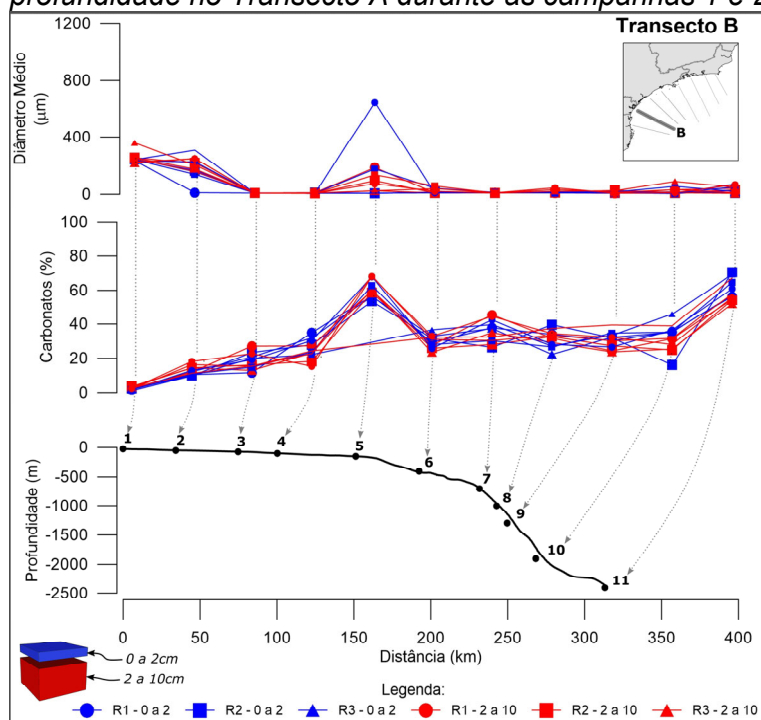


Figura II.7: Variação do diâmetro médio do grão e do teor de carbonatos em relação a profundidade no Transecto B durante as campanhas 1 e 2 do PCR-BS.

O transecto C (Figura II.8) é diferenciado dos outros, pois existe um aumento constante do teor de carbonato a partir da isóbata de 25 m até a isóbata de 2.400 m e não ocorre aquele aumento destacado na isóbata de 150 m.

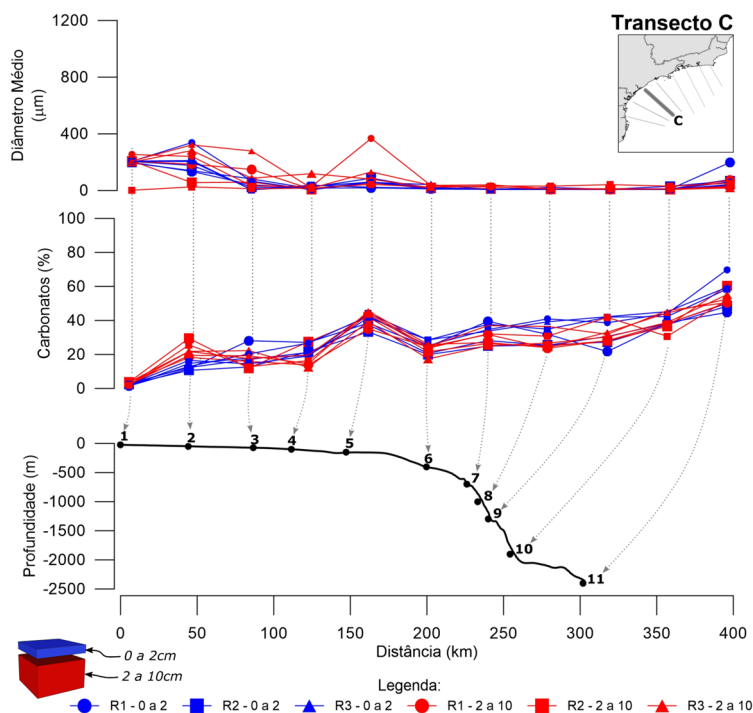


Figura II.8: Variação do diâmetro médio do grão e do teor de carbonatos em relação a profundidade no Transecto C durante as campanhas 1 e 2 do PCR-BS.

Nos transectos seguintes em direção a norte, transectos D, E, F, G e H (Figura II.9 a Figura II.14) o teor de carbonato elevado volta a ser destaque na isóbata de 150 m e 2.400 m. O diâmetro médio aumenta nas isóbatas de 25, 50 e 75 m não por conta do carbonato, mas sim por efeito do estreitamento da plataforma, aumento no gradiente e posição frontal do litoral às ondas de tempestades vindas de Sul.

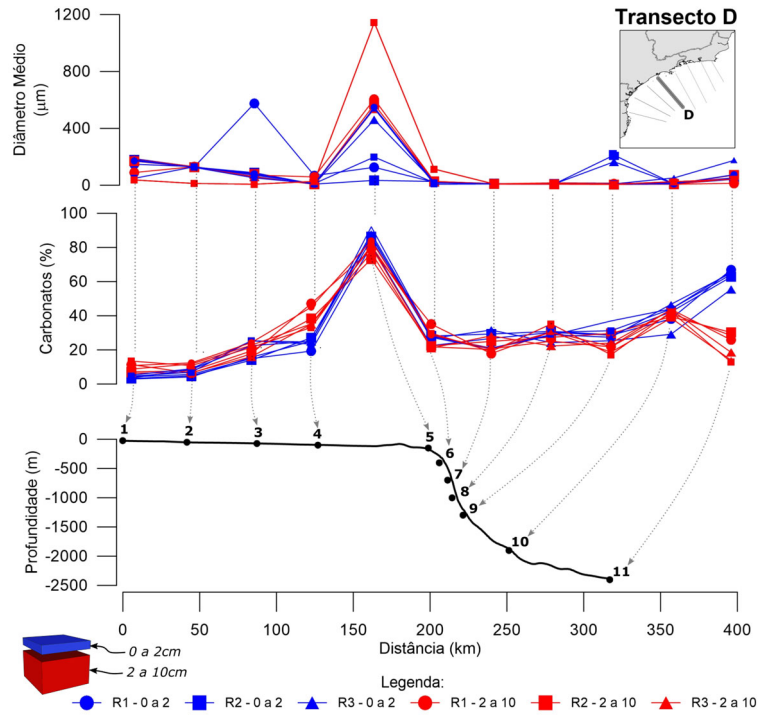


Figura II.9: Variação do diâmetro médio do grão e do teor de carbonatos em relação a profundidade no Transecto D durante as campanhas 1 e 2 do PCR-BS.

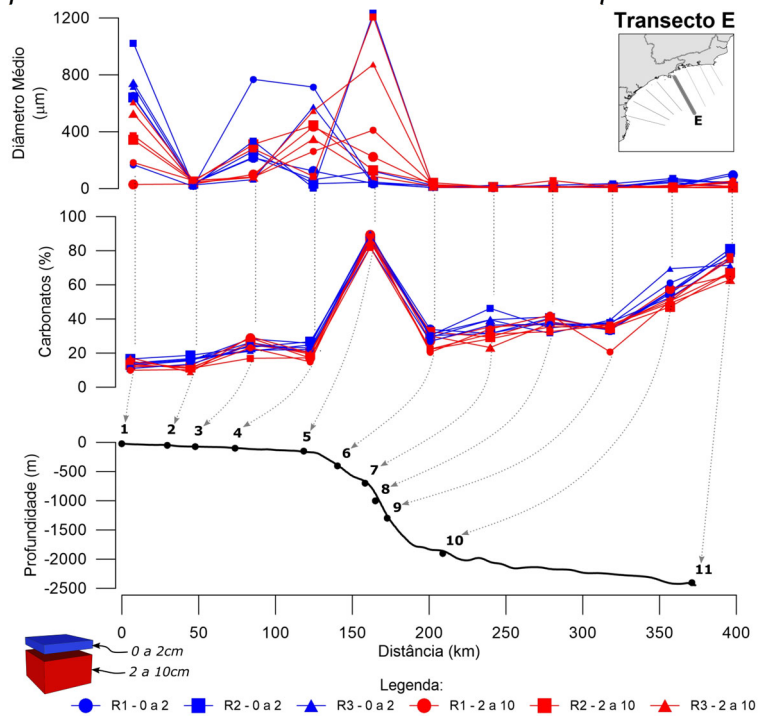


Figura II.10: Variação do diâmetro médio do grão e do teor de carbonatos em relação a profundidade no Transecto E durante as campanhas 1 e 2 do PCR-BS.

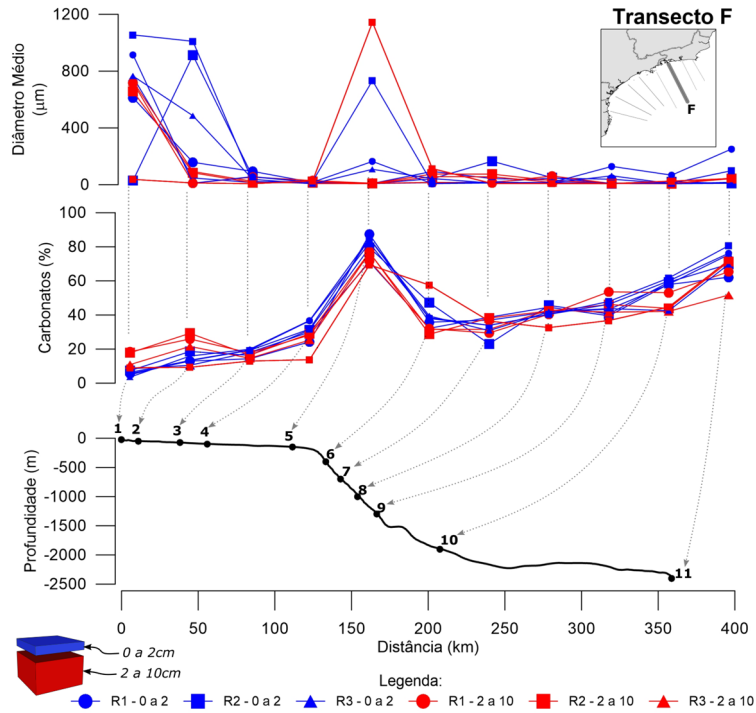


Figura II.11:Variação do diâmetro médio do grão e do teor de carbonatos em relação a profundidade no Transecto F durante as campanhas 1 e 2 do PCR-BS.

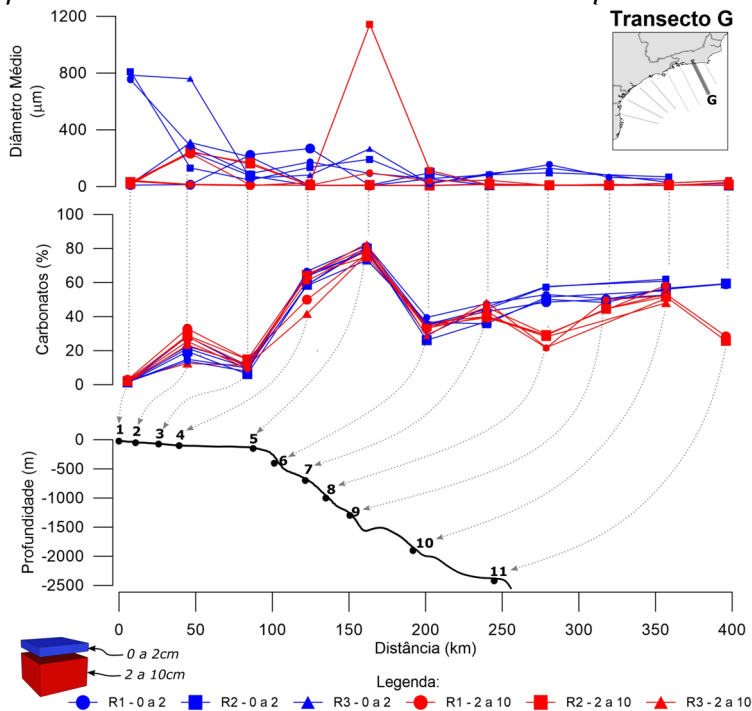


Figura II.12:Variação do diâmetro médio do grão e do teor de carbonatos em relação a profundidade no Transecto G durante as campanhas 1 e 2 do PCR-BS.

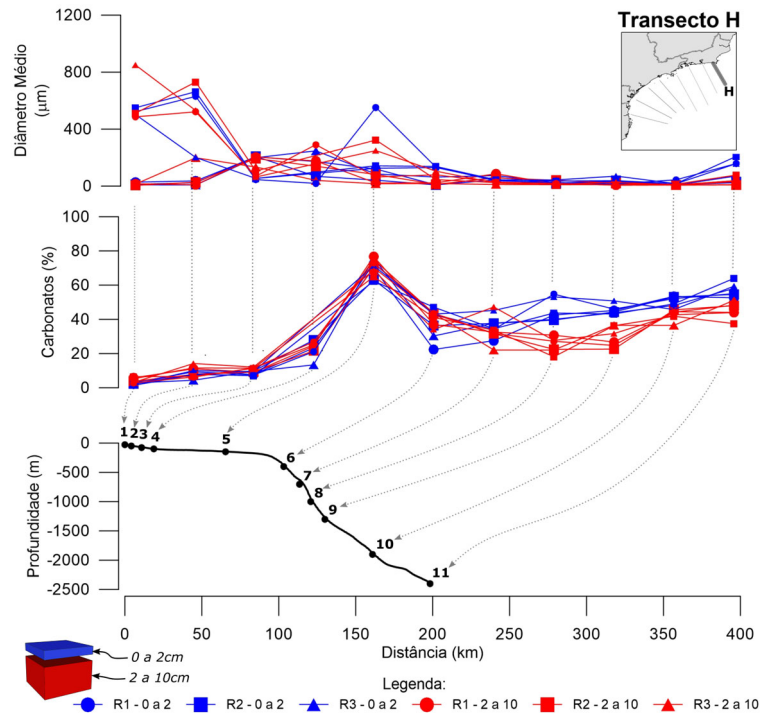


Figura II.13: Variação do diâmetro médio do grão e do teor de carbonatos em relação a profundidade no Transecto H durante as campanhas 1 e 2 do PCR-BS.

É curioso notar que as amostras do estrato 0 a 2 cm em oceano profundo são ligeiramente mais ricas do que as do estrato de 2 a 10 cm.

Quanto a distância da costa, os perfis topográficos demonstram que até o transecto F, na altura da Ilha Grande, Baía de Sepetiba, a isóbata de 2.400 m (estação 11) varia entre 300 e 370 km. Em contraste, nos transectos G e H, a isóbata de 2.400 está a 200km.

Ao agrupar os teores de carbonato do estrato de 0a10 cm por transectos e profundidade em um único gráfico e classificá-los segundo a metodologia de Larsonneur (1977) modificada por Dias (1996) é possível notar nitidamente a diferença entre a plataforma e o talude (Figura II.14). A classificação do sedimento de acordo com o teor de carbonato verso siliciclásticos em sua forma simplificada (Tabela II.1) divide o sedimento em quatro categorias: o sedimento que contenha mais que 70% de carbonato é classificado como bioclástico. O sedimento que contenha entre 50 e 70% de carbonato é classificado como biolitoclástico. Entre 30 e 50% de carbonato é classificado como litobioclástico e como litoclástico o sedimento que contenha menos que 30% de carbonato.

Tabela II.1: Classificação do sedimento de acordo com o teor de sedimentos carbonáticos versus sedimentos siliciclásticos, segundo Dias (1996), modificado de Larsonneur (1977).

Classe	Teor de Carbonato (%)
Bioclástico	Carbonato >70%
Biolitoclástico	>50% e <70%
Litobioclástico	>30% e <50%
Litoclástico	Carbonato <30%

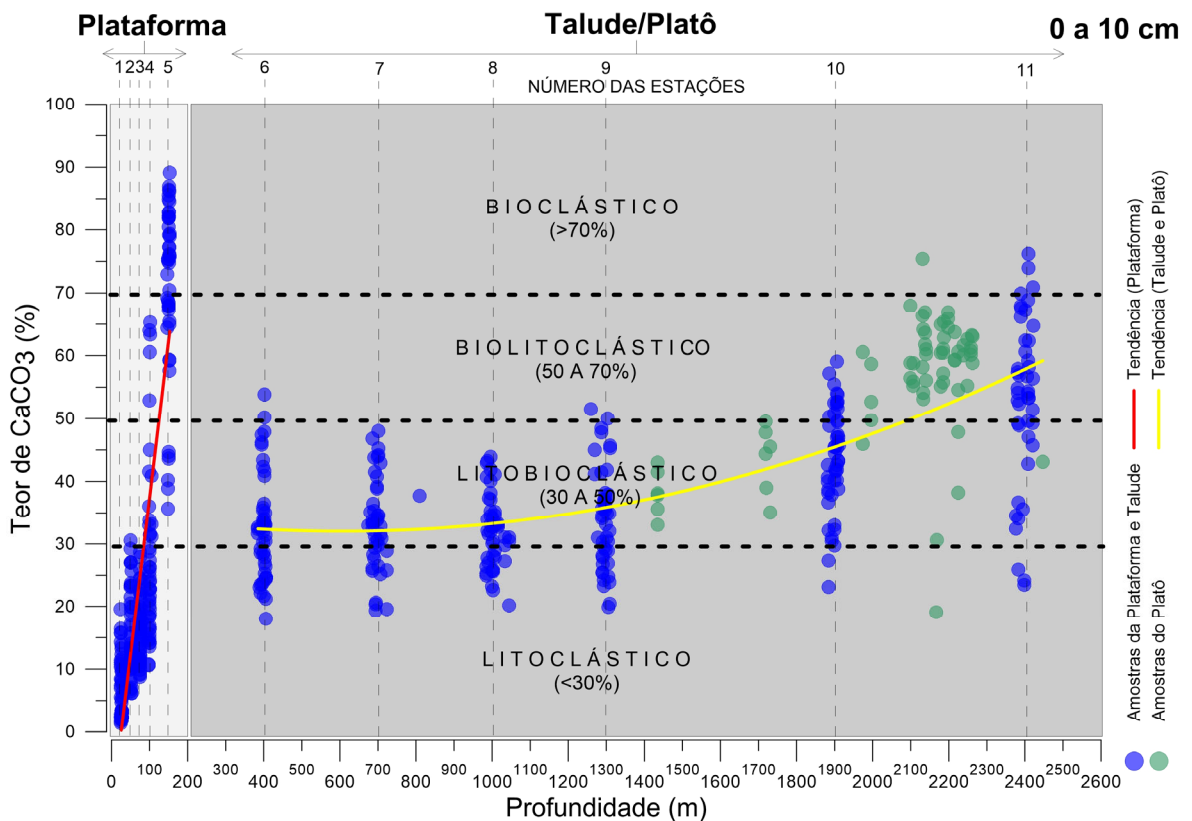


Figura II.14: Teor de Carbonatos (%) segundo classificação de Larsonneur (1977) adaptado por Dias (1996) para as amostras de sedimento das campanhas 1 e 2 do PCR-BS, no estrato de 0 a 10cm.

Segundo a classificação acima, o sedimento de plataforma tem predominância de sedimento litoclástico até a isóbata de 75 m (estações 1, 2, 3 e 4) e evolui para predominância bioclástica a partir de 100m até o máximo em 150m (estações 4 e 5). Esses elevados teores de carbonatos na plataforma externa da Bacia de Santos estão relacionados a ocorrência de bioconstruções e fácies bioclásticas associadas

(Santos Filho *et al.*, 2022), assim como também observada em continuidade em direção a norte, na Bacia de Campos (Figueiredo Jr. *et al.*, 2015).

No talude e platô a dispersão de teores de carbonato não é tão ampla quanto na plataforma. Os teores estão mais concentrados entre litobioclástico biolitolástico. Na isóbata de 400 m (estação 6), o teor mediano de carbonato é próximo a 35% e aumenta gradativamente até a profundidade de 2.400 m com teor mediano de 60%. Os teores de carbonato no platô também aumentam com a profundidade.

Quanto ao grau de seleção do sedimento, no estrato de 0 a 10 cm, também ocorre uma diferenciação entre a plataforma e talude (Figura II.15). O sedimento da plataforma tem maior grau de variabilidade de classes de seleção, variando de sedimento bem selecionado a sedimento muito pobremente selecionado. Ao longo da isóbata de 25 m estão os sedimentos com maior grau de seleção e o grau de seleção decresce em direção a isóbata de 150 m.

No início do talude o sedimento é pobremente selecionado e passa a muito pobremente selecionado a maiores profundidades. Mais uma vez vale ressaltar que a análise granulométrica considerou os grãos de carbonato, portanto, as vasas carbonáticas misturadas as lamas constituem um sedimento pobremente selecionado.

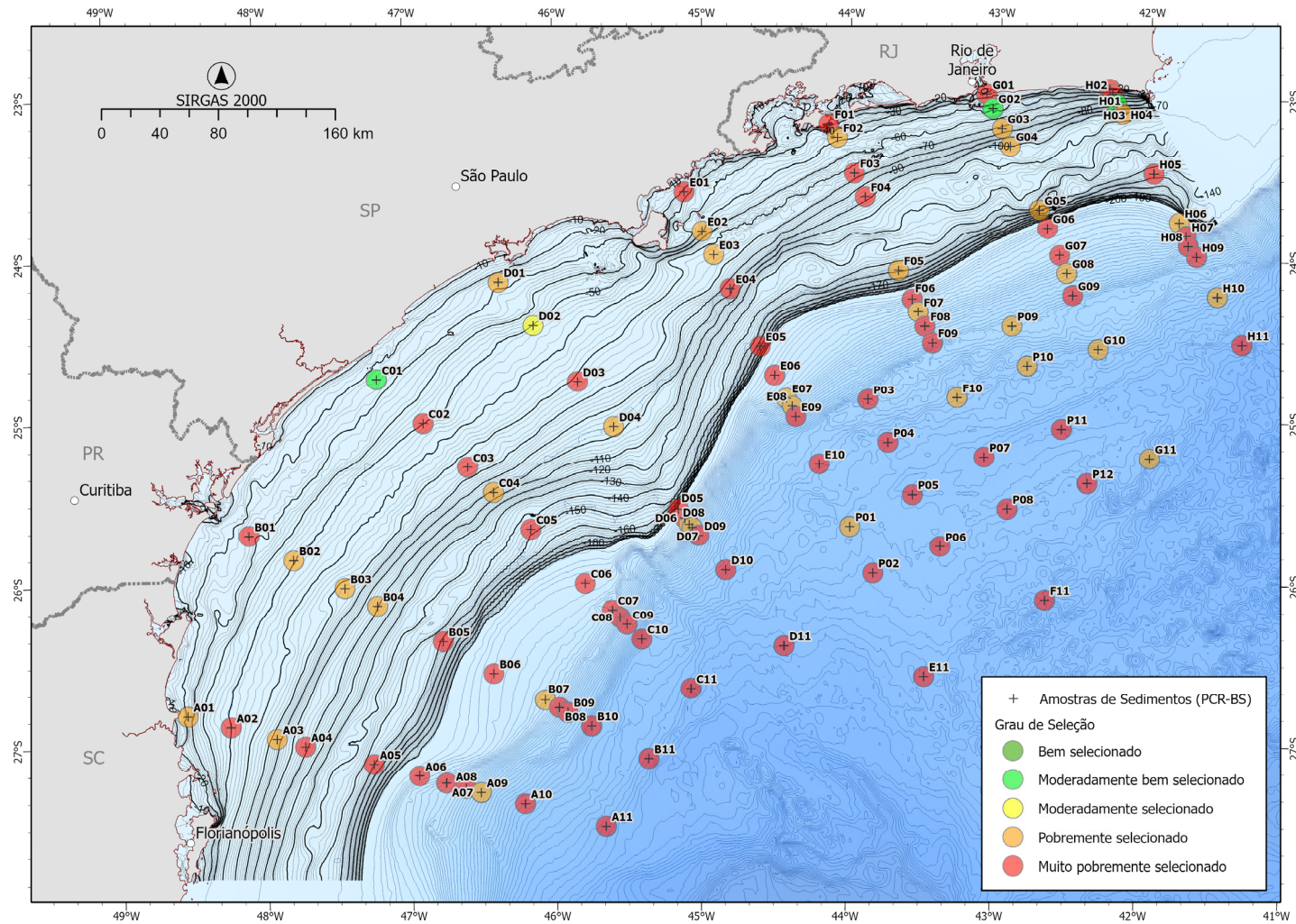


Figura II.15: Grau de seleção do sedimento das campanhas 1 e 2 durante o PCR-BS do estrato de 0 a 10cm.

Quando observada a distribuição de predominância de cascalho, areia e lama em mapa para o estrato de 0 a 10cm fica evidente a associação do maior teor de carbonato de borda de plataforma, nesse caso representado pelo teor de cascalho, a uma plataforma estreita, mais íngreme, ladeada por bacias hidrográficas de pequeno porte (Figura II.16).

A relação entre a presença de cascalho com a ocorrência de bioclásticos já foi evidenciada tanto na Bacia de Santos (Santos Filho *et al.*, 2022), quanto na bacia adjacente de Campos (Figueiredo Jr. *et al.*, 2015) e também em Sergipe-Alagoas (Fontes *et al.*, 2017), no âmbito dos projetos de caracterização ambiental.

No setor sul onde a plataforma é mais larga, as bacias hidrográficas locais e outras mais a sul são maiores, o teor de carbonato na borda de plataforma é bem menor. As areias predominam na plataforma com alguns pontos isolados e ocasionais no talude. Já as lamas aparecem em forma de duas línguas na plataforma continental predominantemente entre as isóbatas de 75 e 150m. A língua de lama do setor sul cobre uma área maior, termina a norte no transecto D, enquanto a sul se estende para a vizinha Bacia de Pelotas.

A língua de lama no setor norte é bem menor, inicia entre os transectos E e F e termina no transecto G. A diferença de tamanho entre as regiões de lama deve estar associada às contribuições das bacias hidrográficas circunvizinhas. No talude predominam as lamas com alguns pontos de areia devido a presença de vasas carbonáticas. Em direção norte, na vizinha plataforma continental da Bacia de Campos, as regiões de lama são poucas e bem menores, valendo destacar a língua de lama ao largo de Cabo Frio (Figueiredo Jr. *et al.*, 2015).

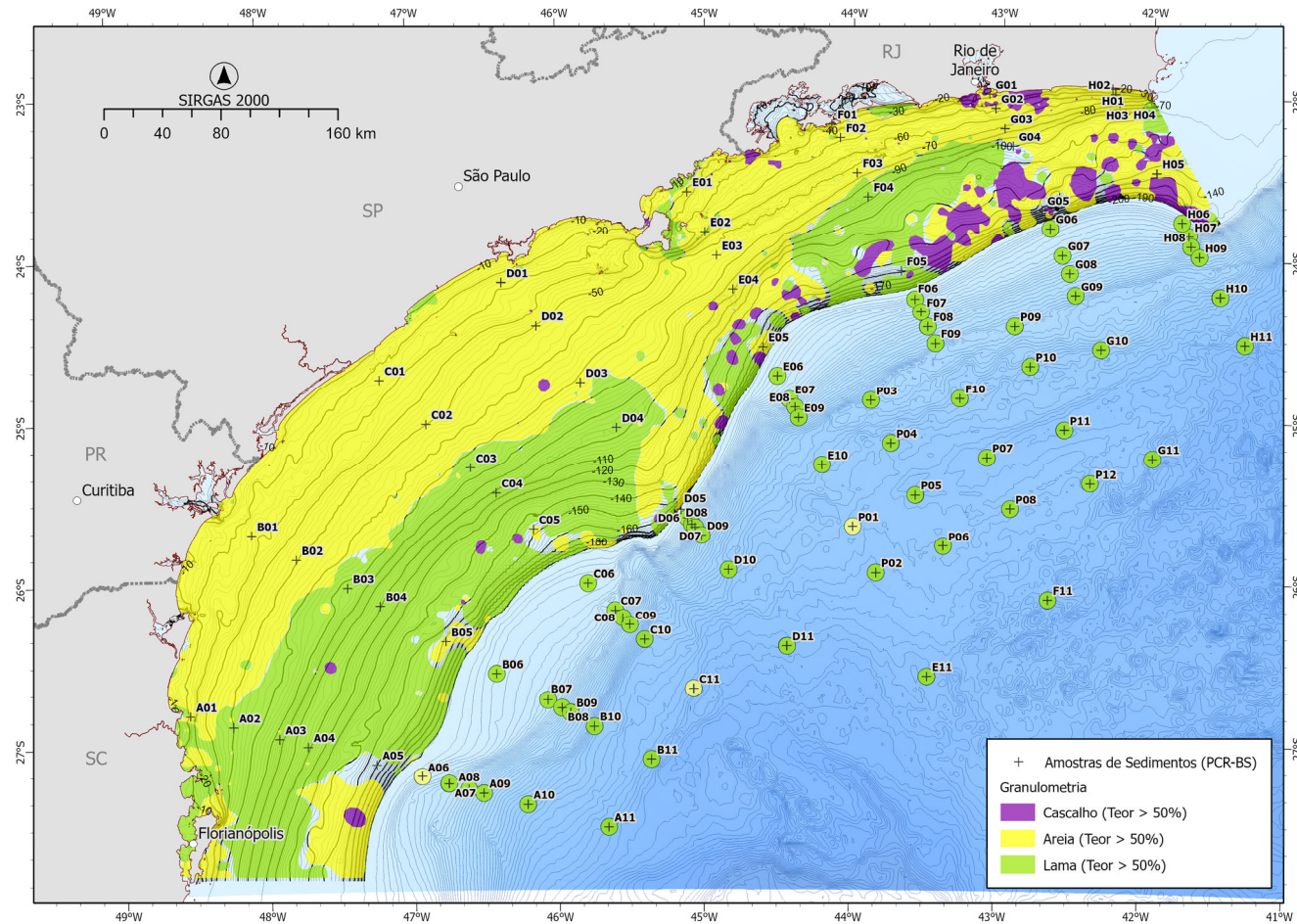


Figura II.16: Distribuição dos teores de Lama, Areia e Cascalho acima de 50% na plataforma continental considerando os dados públicos e do PCR-BS. Para o talude e Platô de São Paulo, apenas do PCR-BS, no estrato de 0 a 10 cm.

Quanto ao teor de carbonato no computo geral da Bacia de Santos, considerando também os dados do Projeto PCR-BS e os dados públicos do Banco de Dados do Lagemar (UFF), é possível detectar duas áreas de ocorrência com maior teor de carbonato, uma na borda da plataforma e outra em menor concentração em oceano profundo e platô (Figura II.17).

O teor de carbonato na plataforma continental é baixo na área mais rasa e aumenta até atingir um máximo entre 100 e 150 m na borda da plataforma. No setor norte a faixa de predominância de carbonato é mais larga cobrindo as isóbatas de 100 e 150 m. No setor sul o teor de carbonato diminui e fica mais restrito à isóbata de 150 m. Entre o setor norte e sul ocorre uma interrupção da área carbonática entre os transectos C e D, coincidente com as cabeceiras do Cânion de Cananéia. É possível que o fluxo de sedimento direcionado ao cânion durante o nível de mar baixo durante o último glacial máximo, tenha interrompido o desenvolvimento de algas calcárias (Santos Filho *et al.*, 2022).

A partir desse ponto para sul o teor é menor e varia entre 30 e 50%. Após a quebra da plataforma ocorre uma diminuição no teor de carbonato até a isóbata de 400m, mas volta a aumentar até atingir um máximo no platô e na isóbata de 2.400 m. Na plataforma continental da vizinha Bacia de Campos, de forma diferenciada, o carbonato predomina na borda de plataforma até a altura da foz do Rio Itabapoana. A norte do Itabapoana o carbonato predomina em toda a plataforma (Figueiredo Jr. *et al.*, 2015).

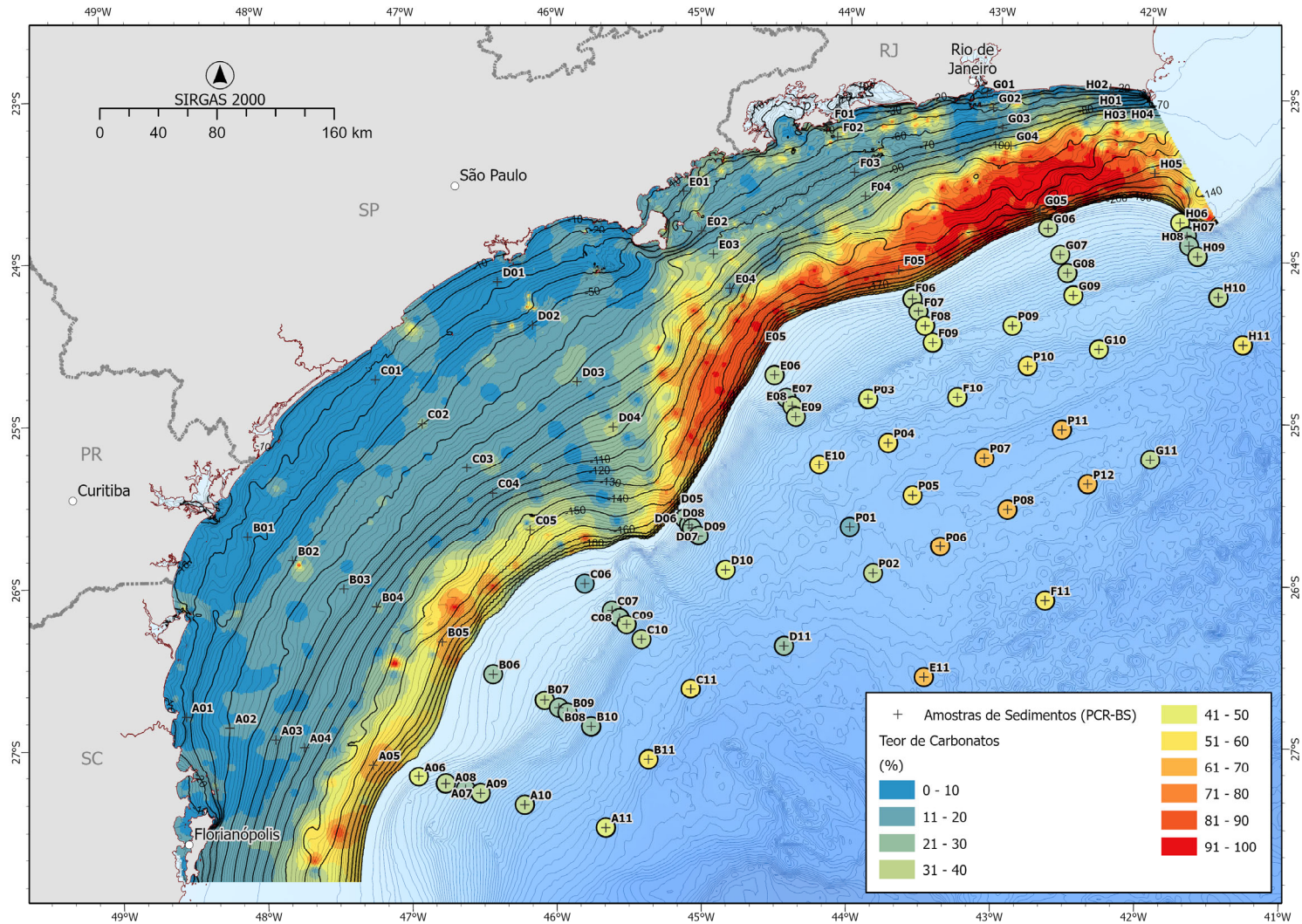


Figura II.17: Teor de Carbonatos na Bacia de Santos na plataforma continental considerando os dados públicos e do PCR-BS. Para o talude e Platô de São Paulo foram consideradas apenas dados do PCR-BS, no estrato de 0 a 10 cm.

II.4. Conclusões

A Bacia de Santos é composta por três ambientes distintos do ponto de vista geomorfológico e sedimentológicos: a plataforma continental, o talude e o Platô de São Paulo.

A plataforma apresenta grande variedade de feições geomorfológicas decorrentes da ação de ondas e correntes, como as ondas de areia no fundo marinho quando este estiver dentro do limite da base da onda e deltas de maré vazante nas entradas das baías. Já as bioconstruções predominam na borda de plataforma onde o aporte de sedimentos terrígenos é limitado. Na plataforma também ocorrem os vales incisivos que são feições herdadas de um nível de mar mais baixo que o atual.

A distribuição do sedimento na plataforma varia de lama a cascalho e está em grande parte em consonância com a hidrodinâmica atual e uma pequena parte herdada de um nível de mar mais baixo.

Os sedimentos de maior granulometria estão na plataforma interna e externa, principalmente a norte da Ilha de São Sebastião. As lamelas estão mais concentradas na plataforma média, principalmente a sul da Ilha de São Sebastião.

Na plataforma os sedimentos siliciclásticos predominam em grande parte da plataforma interna e média, enquanto os sedimentos carbonáticos cobrem boa parte da plataforma externa e quebra da plataforma.

No talude superior predominam areias muito finas e siltes grossos, passando a siltes muito finos e argilas no talude médio e inferior e voltando a areias muito finas e siltes grossos no Platô de São Paulo.

Os sedimentos carbonáticos no talude a 400m têm menor teor do que aborda da plataforma e voltam a aumentar, atingindo um máximo a 2.400m e no Platô de São Paulo. Os sedimentos carbonáticos da plataforma são decorrentes de carapaças de moluscos, bivalvos e algas calcáreas, enquanto no talude e Platô de São Paulo predominam as testas de foraminíferos e pterópodes. É fundamental considerar que o aporte de terrígenos é maior junto ao litoral e diminui com aumento da profundidade e dessa forma influi no teor de carbonato no sedimento.

II.5. Referências

- ALLER, R. C. Benthic fauna and biogeochemical processes in marine sediments: the role of burrow structures. *Nitrogen Cycling in Coastal Marine Environments*, n. February, p. 301–338, 1988.
- ALLER, R. C. *Sedimentary Diagenesis, Depositional Environments, and Benthic Fluxes*. 2. ed. [s.l.] Elsevier Ltd., 2013. v. 8
- CHU, D.; HUFHAGLE, L. C. Time varying gain (TVG) measurements of a multibeam echo sounder for applications to quantitative acoustics. *Oceans 2006*, n. May, 2006.
- DIAS, G. T. M. Classificação de sedimentos marinhos proposta de representação em cartas sedimentológicas. *Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia Vol. 3. Anais...1996*
- ETTER, R. J.; GRASSLE, J. F. Patterns of species diversity in the deep sea as a function of sediment particle size diversity. *Nature*, v. 360, n. 6404, p. 576–578, dez. 1992.
- FIGUEIREDO JR., A. G.; PACHECO, C. E. P.; VASCONCELOS, S. C. DE; SILVA, F. T. DA. Geomorfologia E Sedimentologia Da Plataforma Continental. *Geologia e Geomorfologia*, p. 13–32, 2015.
- FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 27, n. 1, p. 3–26, 1957.
- FONTES, L. C. DA S.; SANTOS, J. R.; SANTOS, L. A.; MENDONÇA, J. B. S.; SANTOS, M. S. Sedimentos superficiais da plataforma continental da Bacia de Sergipe-Alagoas. In: *Geologia e Geomorfologia da Bacia de Sergipe-Alagoas*. 1. ed. São Cristóvão: Editora UFS, 2017. p. 265.

LARSONNEUR, C. La cartographie des dépôts meubles sur le plateau continental français: méthode mise au point et utilisée en Manche. *J. Rech. Oceanogr*, v. 2, p. 34–39, 1977.

MIO, E.; CHANG, H. K.; CORRÊA, F. S. Integração de métodos geofísicos na modelagem crustal da Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 23, n. 3, p. 275–284, 2005.

SANTOS FILHO, J. R. Geomorfologia e sedimentologia da Plataforma Continental Brasileira com base na estruturação de um banco de dados como Subsídio ao estudo de ambientes carbonáticos mesofóticos e da evolução sedimentar. [s.l.] Tese de Doutorado. Programa de Pós Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra. Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, 157p 2022.

SANTOS FILHO, J. R.; FIGUEIREDO JR., A. G.; CARNEIRO, J. C.; DIAS, G. T. DE M.; RAMALHO, A. S. Mesophotic bioclastics and bioconstructions at the continental shelf of Santos Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 2022.

SNELGROVE, P. V. R.; BUTMAN, C. A. Animal Sediment Relationships Revisited – Cause Versus Effect. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, v. 32, p. 111–177, 1994.

TANER, M. T.; SCHUELKE, J. S.; O'DOHERTY, R.; BAYSAL, E. Seismic attributes revisited. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, p. 1104–1106, 1994.

Faciologia e Geomorfologia do Talude Continental e Platô de São Paulo da Bacia de Santos

*Capítulo III
Revisão 01
Dezembro/2022*

III. FACIOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DO TALUDE CONTINENTAL E PLATÔ DE SÃO PAULO DA BACIA DE SANTOS

III.1 Introdução

A extensiva cobertura de dados sísmicos multicanal 3D e dados geofísicos de alta frequência no talude e Platô de São Paulo da Bacia de Santos, somados aos dados de amostras de fundo (Testemunhos, perfis geotécnicos e amostras tipo *box core*) permitiu o estudo integrado da geomorfologia e faciologia moderna da bacia, em escala regional, e o melhor entendimento dos processos naturais construtivos e destrutivos que modelaram a margem continental do sudeste brasileiro.

Esse capítulo se propõe a apresentar a caracterização morfológica e faciológica das províncias fisiográficas talude continental e Platô de São Paulo (PSP) da Bacia de Santos, realizada no escopo do PCR- BS (Projeto de Caracterização Regional Ambiental da Bacia de Santos). Estas províncias foram descritas principalmente com base em dados batimétricos e seus derivados (mapas de coerência e de declividade) obtidos de projetos sísmicos 3D, onde foi mapeado o refletor sísmico relativo ao fundo do mar, e em levantamentos de batimetria multifeixe. A faciologia de fundo foi construída a partir do atributo sísmico Amplitude RMS, que foi calibrado por dados direto (Amostras de fundo de diferentes tipos e perfis geotécnicos).

Através dos dados geofísicos foi possível identificar as variações fisiográficas regionais, bem como reconhecer e mapear inúmeras tipos de feições geomórficas de pequena e média escala, e estabelecer uma conexão com os processos geológicos, oceanográficos e biológicos formadores.

Amostragens e datações sistemáticas de sedimentos do fundo do mar realizadas pela Petrobras durante décadas revelou que a geomorfologia regional moderna representa uma visão do Pleistoceno. A maior parte do talude continental e do Platô de São Paulo é coberta por um *drape* centimétrico de idade holocênica (53 cm de espessura média), considerando 125 amostras

datadas) e neopleistocênica, que se caracteriza pela predominância de marga, lama e vasa.

A área de estudo está situada na margem sudeste brasileira, no litoral dos Estados do Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, e compreende a região de águas profundas da Bacia de Santos, entre as isóbatas de 200 m e 3500 m. Esta bacia é delimitada a sul pelo Alto Florianópolis/Cadeia de São Paulo, a norte pelo Alto Cabo Frio, a oeste pela linha de costa litorânea a leste pelo Platô de São Paulo (Figura III.1). Três sequências tectonoestratigráficas compõem a seção sedimentar da Bacia de Santos acima do embasamento: rifte, pós-rifte ou transicional e drifte (Moreira *et al.*, 2007, veja Fig. I.1, capítulo I). No talude continental e o Platô de São Paulo, a porção superior da sequência drifte, composta pelos litotipos da Formação Marambaia-Membro Maresias, representa o alvo deste estudo (Figura III.2).

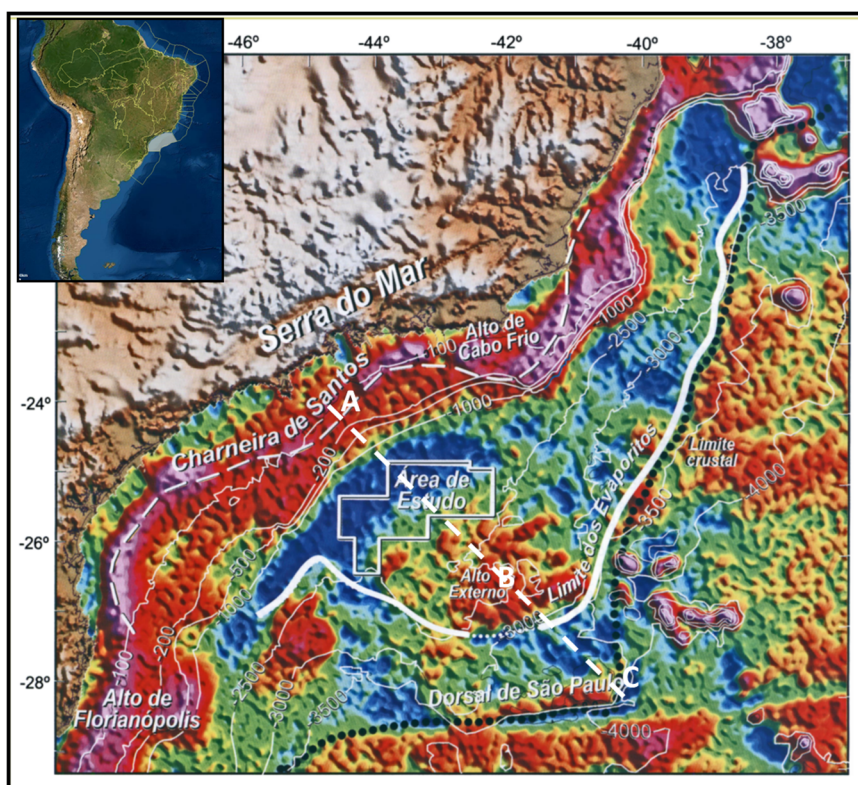


Figura III.1: Principais feições geológicas da Bacia de Santos, em escala regional, sobre dados topográficos de satélite e gravimétrico free-air (Gamboa *et al.*, 2008). ABC-localização aproximada da seção geológica da figura III.31. Linha tracejada preta- limite crustal, linha contínua branca- limite dos evaporitos.

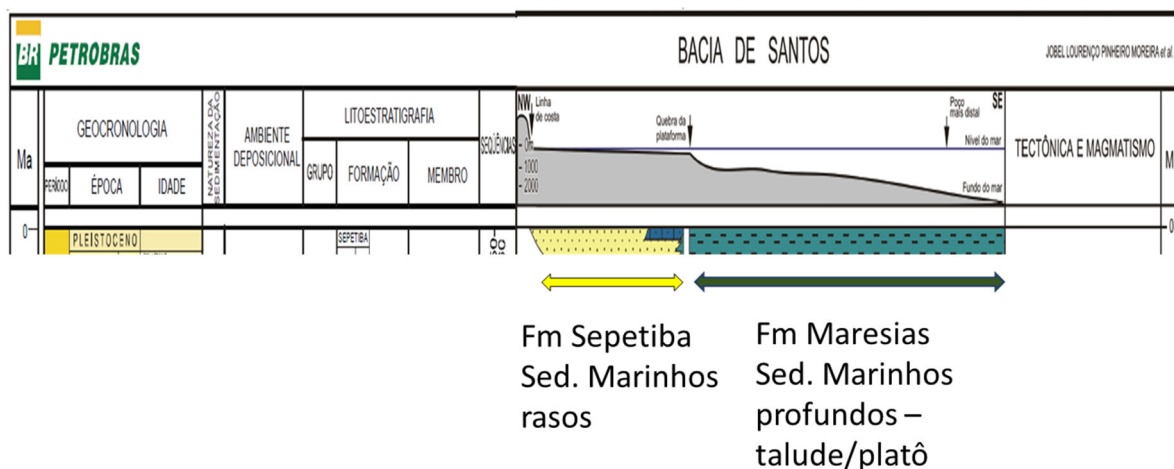


Figura III.2: Zoom da porção superior da coluna estratigráfica da Bacia de Santos que compreende a seção sedimentar alvo do presente estudo.

A geomorfologia moderna das bacias marginais do sudeste brasileiro é, em grande parte, resultante das variações do nível do mar durante o Pleistoceno, da remobilização de sedimentos através de fluxos gravitacionais e correntes de fundo e da halocinese/halotectônica. Além disto, a configuração fisiográfica regional mostra uma herança da evolução tectono-sedimentar da bacia, bem como da morfologia do embasamento.

Neste capítulo descrevemos e analisamos a fisiografia regional da bacia e as feições geomórficas de mesoescala (Feições visíveis em mapa com escala menor e igual a 1:1.000.000) na área do projeto PCR-BS, a partir de dados de batimetria multifeixe, sísmica 3D e interferometria de satélite. O objetivo final é (1) identificar e caracterizar as províncias fisiográficas da bacia, (2) identificar e caracterizar as principais feições geomórficas de cada província, (3) caracterizar a faciologia do fundo marinho em escala regional.

III.2 Métodos e dados

O estudo da morfologia e constituição sedimentar da seção superficial do talude e Platô e São Paulo da Bacia de Santos foi desenvolvido a partir da integração de dados geofísicos, de amostras do fundo marinho e de perfis geotécnicos armazenados no banco de dados da Petrobras. O estudo da

morfologia e faciologia da plataforma continental da bacia foram desenvolvidos pela equipe da Universidade Federal Fluminense e compõem o capítulo II deste relatório.

As interpretações a partir de dados indiretos (geofísicos) foram calibradas pelos dados reais (amostras de fundo) e pelos perfis geotécnicos, os quais apresentam assinaturas distintas conforme o tipo de sedimento (Figura III.3).

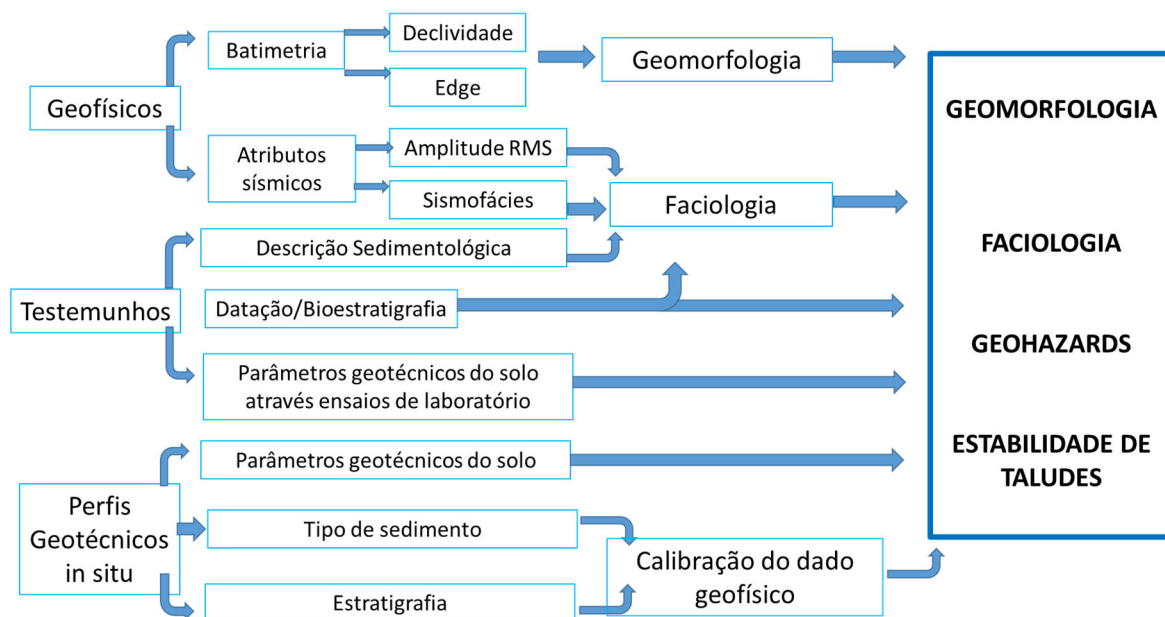


Figura III.3: Fluxograma ilustrativo da metodologia utilizada no presente estudo.

Para compor os mapas morfológico e faciológico do talude continental e Platô de São Paulo da bacia foram utilizados os dados de sísmica multicanal 3D e de levantamentos geofísicos de alta frequência (batimetria multifeixe, sonar e sísmica de 3,5 kHz), além de 40 testemunhos a pistão curtos (amostrador de 6 m de comprimento), 95 testemunhos longos (amostrador de 21 m) e 9 amostras coletadas no sistema de amostragem *seabed-drilling*, que é composto de uma unidade de perfuração assentada diretamente no leito marinho, porém operada remotamente. Este sistema permitiu a aquisição de amostras de até 59,5 m de recuperado. Também foram utilizadas amostras superficiais tipo box cores coletadas nas campanhas de sedimento do PCR-BS e ensaios geotécnicos *in situ* tipo teste de penetração por piezocone (*piezocone penetration test*, PCPT) do banco de dados da Petrobras.

Segue-se uma descrição sucinta dos tipos de dados e de suas contribuições, além do processamento aplicado a eles.

III.2.1 Dados Geofísicos

Os eventos/processos geológicos/oceanográficos/biológicos atuantes no ambiente submarino estão registrados nas formas de relevo do fundo marinho e nos constituintes sedimentares que preenchem ou conformam tais feições. O relevo de fundo foi extraído da batimetria e dos mapas derivados (Mapas de coerência ou *edge* e de declividade), e os constituintes do solo marinho foram correlacionados à amplitude sísmica. Parte dos dados foi compilada de mapeamentos diversos realizados ao longo dos últimos anos, inseridos no escopo de relatórios internos da companhia, e posteriormente foram reinterpretados para serem representados em escala regional.

Os dados geofísicos utilizados são predominantemente sísmica multicanal 3D, uma vez que são os mais abrangentes. Os dados geofísicos de alta resolução (sonar, batimetria multifeixe e *SubBottom Profile* de 3,5 kHz) adquiridos pela Petrobras têm ocorrência restrita às áreas de produção da empresa, e aqueles adquiridos pelo Projeto Sanba se concentram em faixas estreitas e alongadas, e por isto ambos não se aplicam a análises em escala regional (Figura III.4).

Para a elaboração da base de dados batimétricos do talude continental e do Platô de São Paulo da Bacia de Santos foram utilizadas informações oriundas da Petrobras (50 *surveys* de sísmica 3D e 44 levantamentos por multifeixes), da Marinha do Brasil (multifeixe do Plano de Levantamento da Plataforma Continental Brasileira (LEPLAC FASE 2) e um gride regional fornecido pelo DHN (Departamento de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil). O dado batimétrico regional fornecido pelo DHN foi utilizado para recobrir eventuais áreas onde não existiam levantamentos de maior resolução.

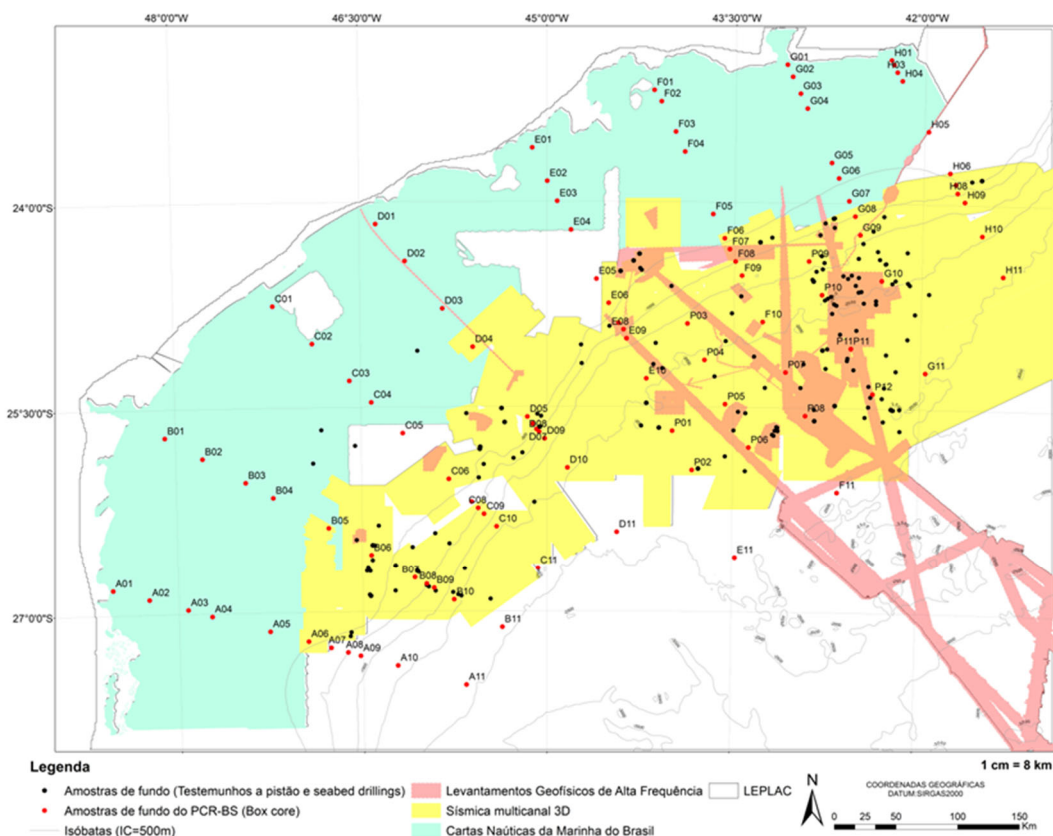


Figura III.4: Mapa mostrando os tipos e a cobertura dos dados utilizados no presente estudo: dados geofísicos multicanal 3D, dados de alta frequência, cartas náuticas da marinha e a localização das amostras de fundo.

A elaboração da base de dados batimétricos da plataforma e do talude da Bacia de Santos foi feita separadamente e, somente ao final, esses dados foram integrados para dar origem ao modelo digital do terreno (MDT) de resolução apropriada para uso em uma escala de 1:500.000 ou menor. A partir deste modelo, se elaborou o mapa batimétrico, o mapa de declividade e o mapa de *edge*.

Cálculo da batimetria, declividade e edge

Primeiramente foi mapeado o horizonte representativo do fundo do mar em cada volume sísmico, posteriormente foi calculada a batimetria e foram extraídas as amplitudes RMS (*Root Mean Square*) e o atributo de coerência (*edge*) ao nível desses horizontes. Para a obtenção da batimetria a partir de

volumes sísmicos em tempo, os quais apresentam escala vertical em tempo duplo em milissegundos, foi utilizada a velocidade da onda sísmica na água igual a 1500m/s (Figura III.5).

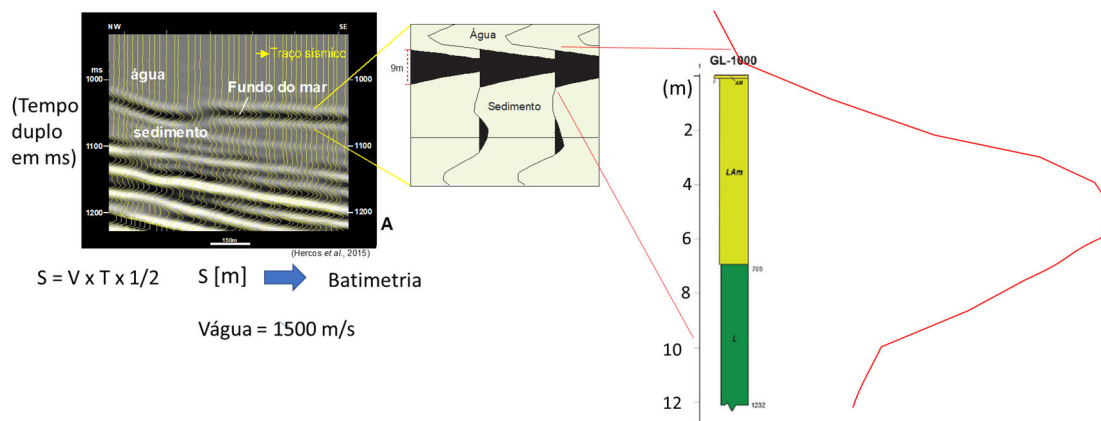
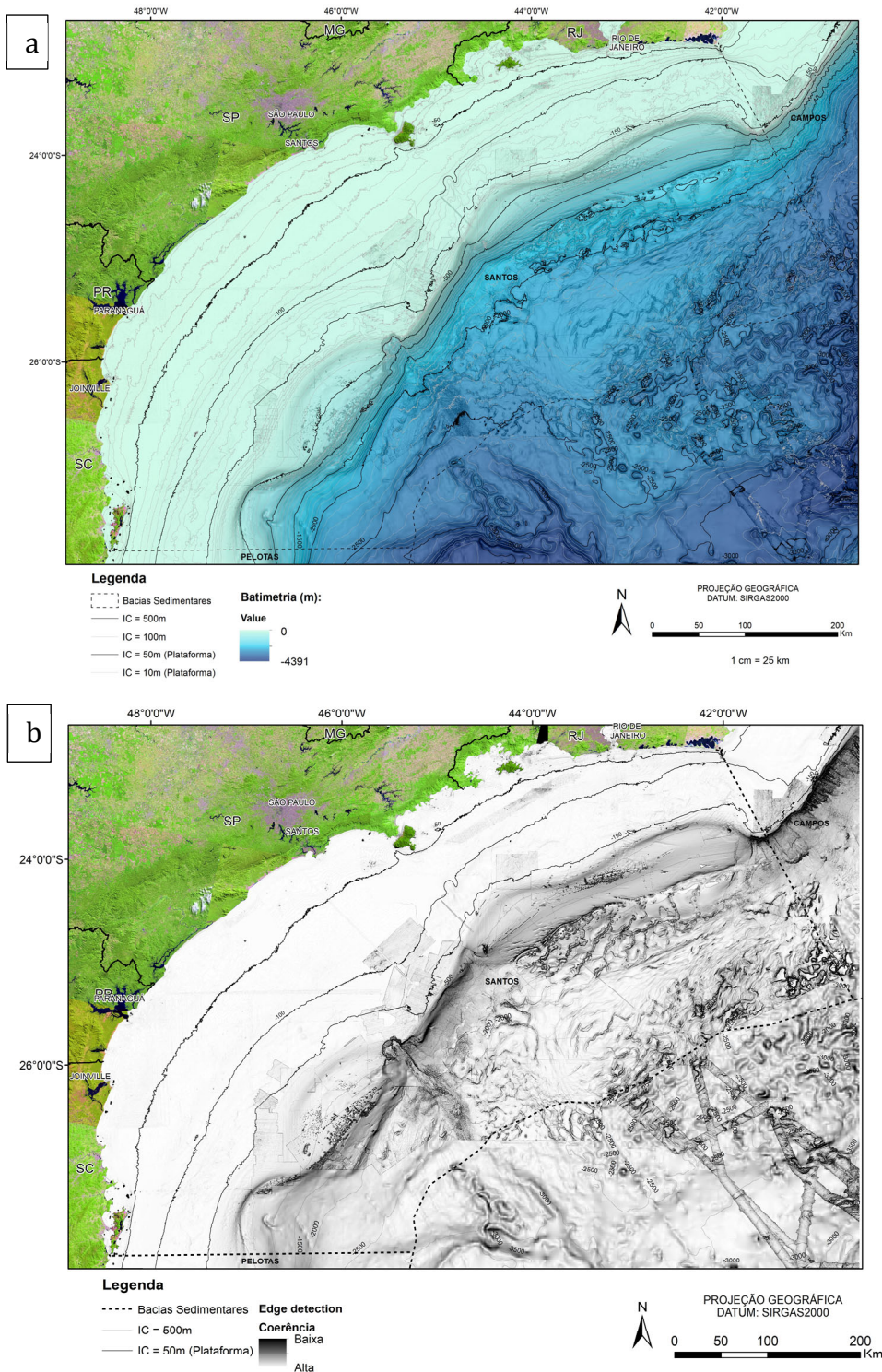


Figura III.5: Seção sísmica multicanal 3D com traço sísmico mostrando o aumento do sinal na interface água/sedimento devido ao forte contraste de impedância e a representação gráfica ao lado da resolução do sinal, o qual representa 8-10m da secção sedimentar mais superficial (Efeito de tuning). Para a conversão da profundidade do horizonte do fundo do mar de tempo para profundidade foi utilizada a velocidade da onda sísmica na água igual a 1500m/s.

Primeiramente cada *survey* de dado sísmico 3D e de alta frequência foi gridado com cela 50 m para avaliação da qualidade e escolha dos levantamentos de melhor resolução como prioritários em casos de sobreposição. Posteriormente, os dados provenientes da sísmica 3D, dos levantamentos multifeixe e do LEPLAC foram gridados com cela de 100 m, sendo dada a seguinte priorização: multifeixe (prioridade 1), sísmica 3D (prioridade 2) e DHN (prioridade 3). Os dados do talude e PSP foram gridados juntamente com os dados batimétricos da plataforma continental calculados a partir de cartas náuticas para compor o mosaico regional. A gridagem foi feita no programa Sigeo, de propriedade da Petrobras, utilizando o método dos Mínimos Quadrados, raio máximo de pesquisa de 12 celas e o mínimo de 6 octantes.

A partir do mapa batimétrico foram gerados o mapa de gradiente (ou declividade), em graus, e o mapa de *edge* (Primeira derivada do gride de batimetria). O mapa de declividade foi obtido através do cálculo do arco tangente sobre o gride da primeira derivada do gride de batimetria (Figura III.6 a, b e c).



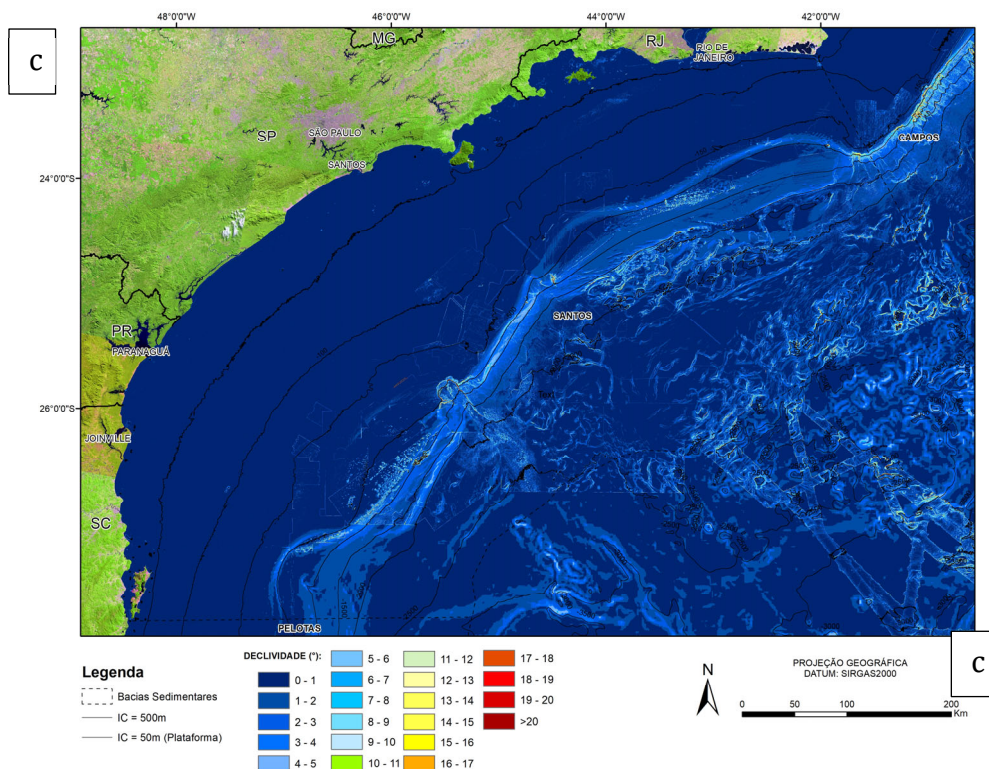


Figura III.6: (a) Mapa batimétrico regional, (b) Mapa de coerência (edge) e (c) Mapa de declividade.

A fórmula de *edge detection* ou filtro de Sobel tem como base a descontinuidade do gradiente, e mede o quão rápido o valor do pixel muda com as distâncias, nos eixos x e y. O filtro é direcional e sensível a ambas as descontinuidades: horizontal e vertical (Schreiner et al, 2009). O resultado deste filtro representa as descontinuidades do terreno, de forma que as regiões com maiores descontinuidades ou menor coerência no relevo (Áreas com fundo inclinado como escarpas e flanco de vales, por exemplo), foram representadas pela cor preta, enquanto o cinza claro representa as menores descontinuidades, ou seja, maior coerência no relevo (Fundo marinho plano, por exemplo).

Adicionalmente foi construído um modelo digital de terreno no programa ERMapper para ressaltar as variações do relevo de fundo. É importante ressaltar que as variações abruptas nos valores absolutos de batimetria observadas localizadamente nos mapas gerados e no modelo digital de terreno resultam da união de dados batimétricos obtidos de fontes e métodos distintos.

Construção do mapa faciológico

Devido ao tamanho da área da Bacia de Santos e à distribuição irregular e esparsa das amostras de sedimentos de fundo no talude e PSP, a construção de um mapa faciológico a partir de dados reais (amostras de sedimentos de fundo) constituiu-se em um grande desafio. A solução encontrada foi a utilização de uma variável secundária que tem uma boa correlação com o tipo de sedimento (Areia versus lama) e tem distribuição espacial tridimensional uniforme: a amplitude RMS (*Root Mean Square*) extraída ao nível do horizonte do fundo do mar de cada volume sísmico 3D.

Porém, devido ao efeito de “*tuning*”, o horizonte do fundo do mar representa uma seção sedimentar que varia de 8 a 10 m de espessura, dependendo do volume sísmico. Desta forma, a resolução do dado sísmico determinou a representatividade do mapa faciológico construído a partir dele, de modo que o mapa faciológico representa a prevalência dos sedimentos lama e areia nos primeiros 8-10 m da seção sedimentar e deve ser considerado um mapa de tendência (Figura III.5).

Os valores nominais de amplitude de cada volume foram correlacionados com o tipo de sedimento prevalente, lama versus areia, nos primeiros 8-10 m da seção sedimentar. Os valores mais elevados de amplitude estão associados à presença de areia em maior quantidade, enquanto os valores mais baixos se relacionam ao predomínio de lamas. Os valores intermediários correspondem à mistura de ambos os sedimentos. Não foi possível discretizar os depósitos de transporte de massa (DTM) através da amplitude. Como tais depósitos são de constituição predominantemente lamosa, a resposta da amplitude é semelhante à da lama. Em virtude desta limitação, as fácies relativas aos depósitos de transportes de massa não foram representadas. Porém, os testemunhos, perfis e sísmica de alta resolução mostram que tais fácies não são prevalentes nos primeiros 8-10 m de seção.

É importante salientar que o mapa faciológico foi construído a partir da amplitude sísmica extraída de diferentes volumes sísmicos, que apresentam

distintos espectros de amplitude, devido às diferenças nos parâmetros de aquisição e processamento. Em vista disto, foi realizado ajuste no histograma de amplitude de cada volume separadamente com o intuito de ressaltar os valores extremos relativos ao predomínio de lama (Amplitudes baixas) e de areia (Amplitudes mais elevadas). Essa etapa teve como resultado a construção de um mosaico de amplitude RMS que foi confrontado e calibrado com os dados reais das amostras de fundo.

Além da amplitude, um outro atributo sísmico forneceu valiosas evidências na interpretação das feições geomórficas e faciológicas modernas, as sismofácies da seção sedimentar mais rasa (primeiros 100 m abaixo do fundo). Os distintos padrões dos arranjos das reflexões sísmicas podem ser correlacionados com diferentes tipos de processos geológicos formadores de fácies. Por exemplo, sismofácies caótica, em geral, estão associadas à depósitos de transporte de massa, já as sismofácies plano-paralelas de alta amplitude podem ser associadas a depósitos arenosos.

III.2.2 Amostras de Fundo

A Bacia de Santos possui inúmeros testemunhos a pistão coletados em campanhas geoquímicas, campanhas geológico-geotécnicas regionais e campanhas específicas para subsidiar projetos de instalações submarinas. Adicionalmente, no projeto PCR-BS foram coletadas amostras de sedimentos de fundo do tipo *van veen* ou *box core*, ao longo de transectos pré-estabelecidas que atravessam toda a plataforma e talude continental e terminam no Platô de São Paulo. Apesar da grande quantidade de testemunhos a pistão coletadas na bacia, muitos ainda não foram descritos. Deste modo, para calibrar as interpretações feitas com dados indiretos, sísmicos, do talude e platô foram utilizados somente os dados dos testemunhos já descritos, bem como os dados das amostras coletadas no escopo do PCR-BS, sendo estas principalmente do tipo *box core* no talude e PSP.

Os testemunhos a pistão coletados para a caracterização geológica são fotografados, descritos e datados. Os resultados destas análises constam em

inúmeros relatórios internos da Petrobras. A classificação faciológica baseia-se na granulometria, textura e organização dos sedimentos e no teor de carbonato de cálcio (Tabela III.1). O teor de CaCO₃ é estimado através da intensidade da fervura em solução a 10% HCl, calibrada por análises calcimétricas. Dessa forma, margas (MG) possuem teores entre 30 e 60%, lamas ricas em carbonato (LR) entre 18 e 30%, lamas levemente carbonáticas (LL) entre 5 e 18% e lamas (L) entre 0 e 5%.

Tabela III.1: Classificação dos sedimentos quanto ao percentual de areia e ao teor de carbonato de cálcio

		% de CaCO ₃					
		0	5	18	30	60	100
% de Areia	Lama	L - Lama Siliciclástica	LL - Lama Levemente Carbonática	LR - Lama Rica em Carbonato	MG - Marga	VN - Vasa de Nanofósseis	
	Lama Arenosa	LA - Lama Arenosa Siliciclástica	LAL - Lama Arenosa Levemente Carbonática	LAM - Lama Arenosa Mista		VNF - Vasa de Nanofósseis e Foraminíferos	
	Areia Lamosa	AL - Areia Lamosa Siliciclástica	ALL - Areia Lamosa Levemente Carbonática	ALM - Areia Lamosa Mista		ABM - Areia Bioclástica Micrítica	
	Areia	AS - Areia Siliciclástica	ASB - Areia Siliciclástica com Bioclastos	AM - Areia Mista		AB - Areia Bioclástica	

Adaptado de Flood *et al.*, 1995

As areias são classificadas de acordo com a composição (siliciclástica, bioclástica ou mista) e a granulometria predominante. Os depósitos de transporte de massa são denominados de diamictito (DMT) ou debritos (do inglês *debrite*) quando constituídos de clastos imersos em matriz lamosa e areno-lamosa e depósito de escorregamento (DE), quando constituídos de camadas dobradas e amarrotadas. Em descrições mais recentes, as fácies anteriormente descritas genericamente como diamictitos/debritos passaram a ser classificadas como conglomerados suportados por matriz ou conglomerados suportados por clastos.

Embora as areias reconhecidas nos testemunhos tenham sido classificadas quanto à granulação e composição, não é possível separá-las desta forma no mapa faciológico pois a construção dos mapas faciológicos regionais foi feita a partir de uma variável secundária (Amplitude RMS) cujos valores nominais não discretizam tais variações. Os valores nominais de amplitude apresentam boa correlação com a quantidade de areia presente no solo, mas não são capazes de discretizar variações composicionais das areias.

Outro importante dado extraído dos testemunhos é a datação dos eventos. A coleta de amostras para datação bioestratigráfica ocorre em intervalos aproximados de 30 cm, observando-se os contatos faciológicos. As amostras são lavadas em peneira de 0,062 mm de malha e o material retido, após secagem, é passado em outras duas peneiras (0,250 mm e 0,125 mm). Os foraminíferos planctônicos retidos em cada peneira são identificados e quantificados.

Para a datação dos sedimentos do Quaternário Superior normalmente são utilizadas as biozonas de foraminíferos planctônicos controladas por clima de Ericson & Wollin (1968), calibradas com os estágios isotópicos de oxigênio de Emiliani (1966) e suas idades correspondentes e com a curva isotópica de Imbrie (1985), convertida em variação do nível do mar (Figura III.7).

Vicalvi (1997, 1999) propõe, a partir de dados das bacias marginais brasileiras, um refinamento do biozoneamento de foraminíferos planctônicos baseado na distribuição estratigráfica quantitativa de táxons, que está sendo utilizado para a datação dos testemunhos desde a sua definição.

As biozonas de foraminíferos de Ericson & Wollin (1968) são baseadas principalmente na abundância do plexus *Globorotalia menardii*, típico de águas quentes. A razão deste plexus com espécies de águas frias (*Globorotalia inflata* e *Globorotalia truncatulinoides*) foi utilizada como critério adicional na definição destas biozonas. Para os autores, a base da biozona Z (Holoceno) é datada em 11.000 anos.

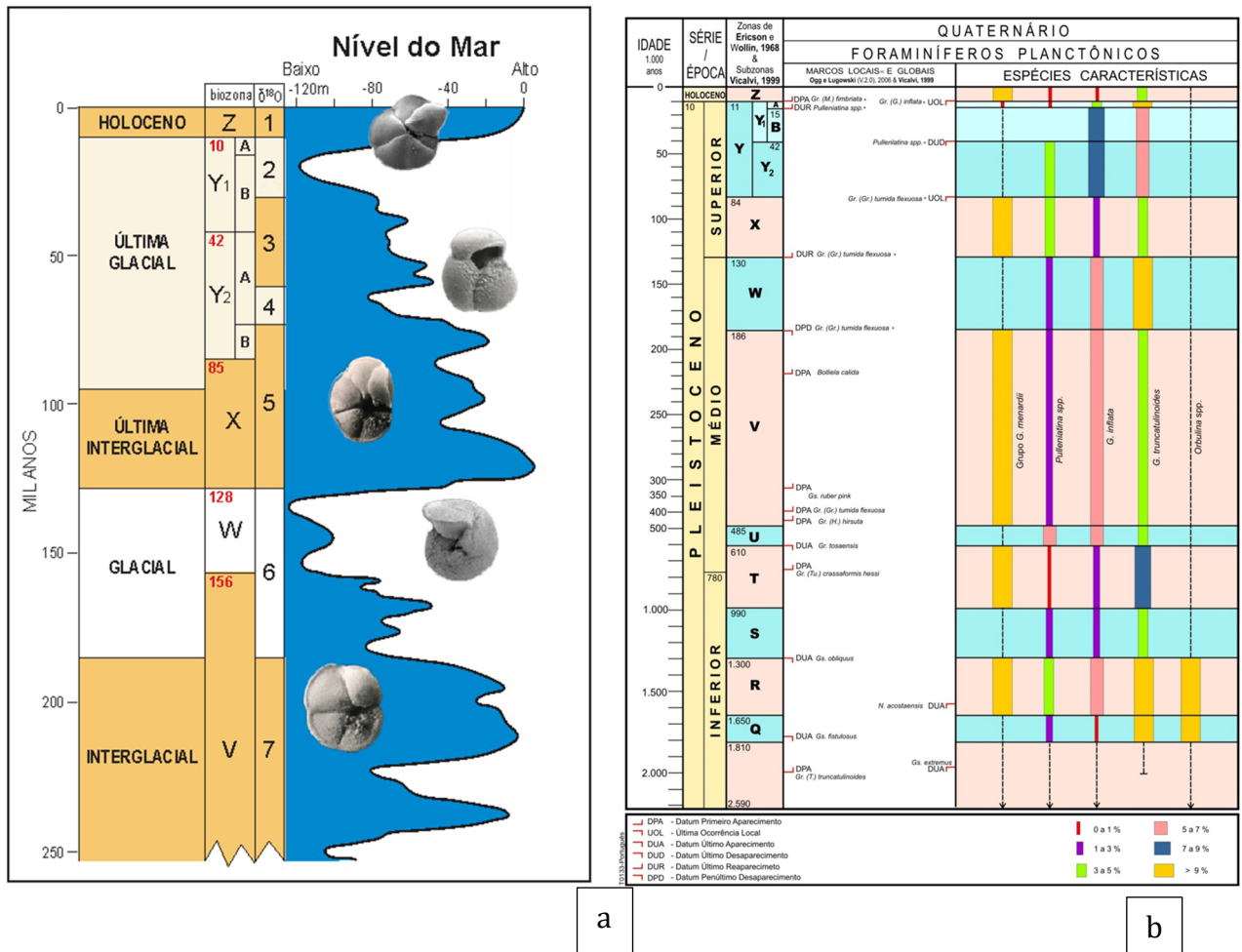


Figura III.7: a) Biozonas de foraminíferos planctônicos baseadas em Ericson e Wollin (1968), estágios isotópicos de oxigênio e curva do nível do mar do (Waelbroeck et al., 2002), dos últimos 250.000 anos, b) Esquema do biozoneamento de Vicalvi (1999), baseado na distribuição estratigráfica quantitativa de táxons selecionados de foraminíferos planctônicos. Idades absolutas de Kohl et al. (2004). As biozonas interglaciais estão representadas em rosa e as glaciais em azul (Kowsmann et al., 2015).

Um dos critérios adotados para datar os depósitos de fluxos gravitacionais de sedimentos é atribuir a idade da cobertura hemipelágica não perturbada imediatamente sobreposta à idade do depósito/evento de instabilidade (Vicalvi & Kowsmann, 2006).

III.2.3 Perfis Geotécnicos

As informações obtidas dos ensaios de penetração com medida de poropressão (*Piezoconepenetration test*) também são utilizadas para calibrar os dados sísmicos na seção rasa, especialmente onde não há recuperação de amostras. Essa técnica de investigação geotécnica é uma das mais utilizadas em regiões offshore; através dela é possível se obter detalhes sobre o tipo de solo, a espessura e a permeabilidade das camadas, a estratigrafia, a resistência e a deformabilidade do solo sob carregamentos externos (Figura III.8).

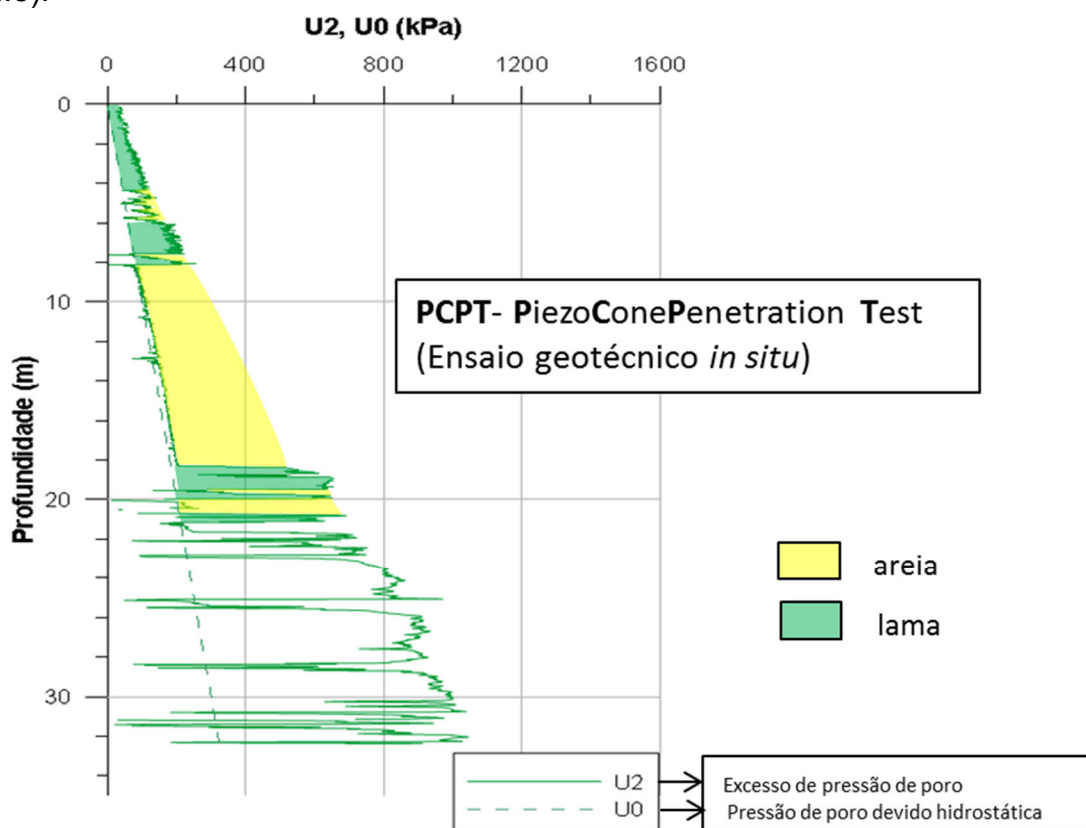


Figura III.8: Exemplo do perfil geotécnico de poropressão (U_0, U_2) onde é possível separar as camadas de lama e areia, bem como definir o empilhamento das mesmas.

O teste de piezocone penetrômetro é feito através da cravação de uma haste de aço de 36 mm de diâmetro no solo marinho. A ponta da haste é

conformada por um cone com ângulo apical de 60° , com um transdutor montado logo acima da ponta para registrar as medidas de poropressão. Os sinais do cone são transmitidos em formato digital e são armazenados para o posterior processamento dos dados. Os dados são monitorados em tempo real pela tela do computador. A taxa de penetração do cone é de aproximadamente 2 cm/s, constante.

Durante a cravação são medidas as seguintes grandezas: resistência à penetração da ponta cônica considerando o fundo do mar com nível de referência (q_c), resistência ao atrito lateral (f_s) e a poropressão gerada considerando o fundo do mar como referência (U_2) (Figura 10). Os perfis de resistência à penetração do cone são convertidos em resistência ao cisalhamento não-drenada (S_u), utilizando-se correlações empíricas a partir de ensaios de Vane, triaxiais ou de cisalhamento simples (DSS) realizados em amostras do sedimento marinho.

III.3 Resultados

A partir da análise integrada dos dados batimétricos, da variação do gradiente e de 18 perfis que cortam o talude, foram delimitados os limites plataforma-talude e talude-PSP, e o talude foi dividido em 5 domínios geomorfológicos. Além disto, a partir da avaliação do atributo coerência (Mapa de *edge*) e das sismofácies presentes no subfundo raso, foram interpretados diferentes tipos de feições geomorfológicas de pequena e média escala, as quais foram agrupadas de acordo com suas similaridades em uma mesma classe geomorfológica.

Para este estudo, foi adotado que as feições geomorfológicas de pequena escala são aquelas que podem ser representadas em mapas com escala maior ou igual a 1:200.000 (Por exemplo, *pockmarks* individuais, ondas de sedimentos, formas de leito 2D e 3D, depósitos de movimentos de massa com *runouts* de centenas de metros), já as feições de média escala podem ser representadas em mapas com escalas entre 1:200.000 e 1:1.000.000 (Por exemplo, campos de *pockmarks*, complexos de depósitos de transporte de massa).

Adicionalmente, foi feita uma investigação da faciologia do fundo marinho utilizando a amplitude sísmica RMS extraída da sísmica 3D, as amostras de fundo e os perfis geotécnicos.

III.3.1 Caracterização Fisiográfica Regional

A Bacia de Santos compreende três principais províncias fisiográficas: plataforma continental, talude continental e Platô de São Paulo (PSP) (Figura III.9), cujos limites são inferidos a partir das quebras de gradiente analisadas em escala regional. A quebra da plataforma e o pé do talude estão em torno de - 200 m e - 2000 m de lâmina d'água, respectivamente (Figura III.10).

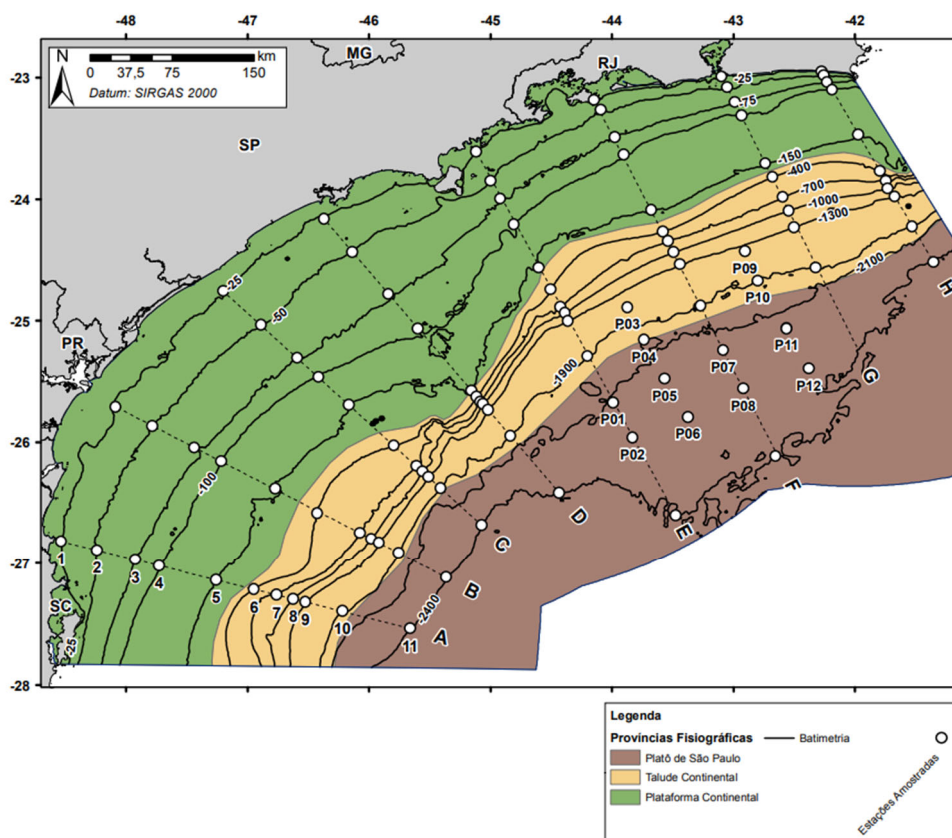


Figura III.9: Mapa com a identificação das províncias fisiográficas da Bacia de Santos e seus limites.

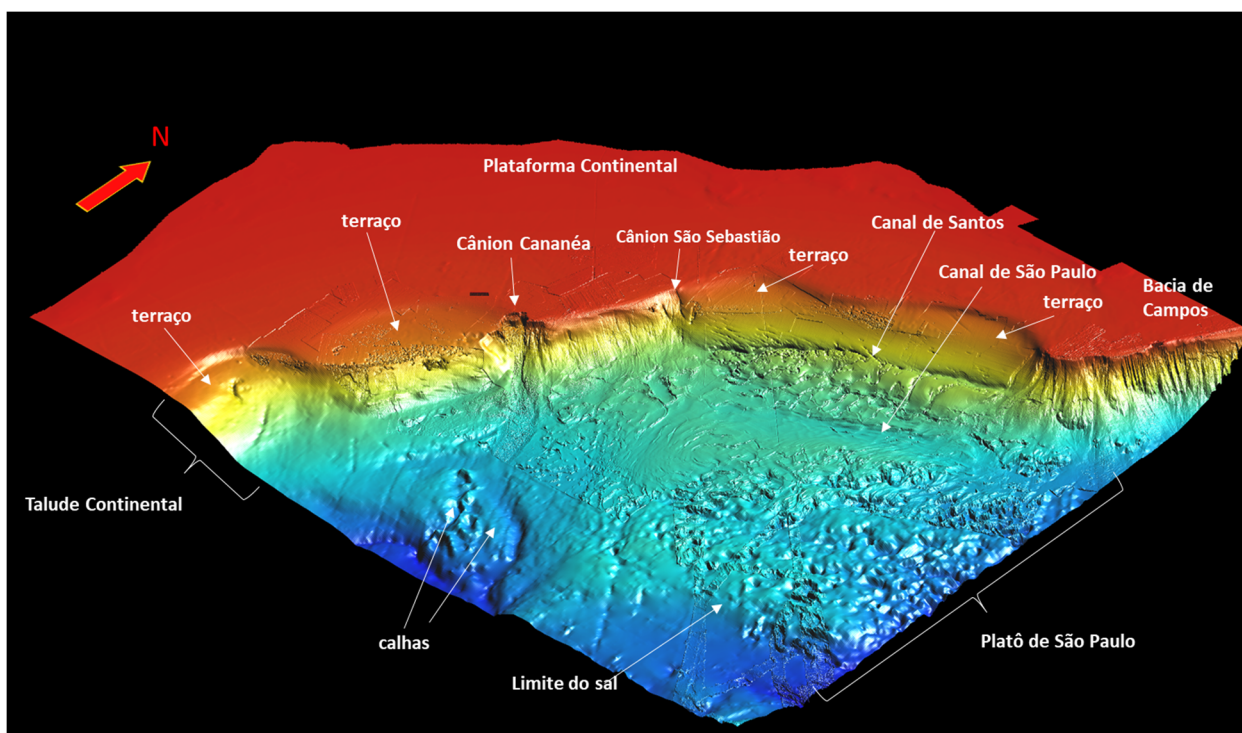


Figura III.10: Modelo digital de terreno da Bacia de Santos, com exagero vertical, mostrando as províncias fisiográficas e as principais feições morfológicas de média escala.

A maior parte da bacia, em torno de 76 % da área total, apresenta declividade inferior a 1 grau, devido a uma ampla plataforma (76 km a 197 km de largura e 815 km de extensão), terraços de talude superior e a presença de um extenso platô, o Platô de São Paulo, que mergulha suavemente em direção à elevação continental. Apenas 8,8 % da área total apresenta declividades de 2 a 8 graus, e 0,6 % maior que 8 graus (Figura III.11). Estas áreas correspondem a um talude relativamente estreito (65 km de largura na parte central, e 115 km a 126 km na parte sul e norte, respectivamente), flancos de depressões submarinas (vales e *pockmarks*) e encostas mais íngremes de altos topográficos relacionados à halocinese que ocorrem no talude e no Platô de São Paulo.

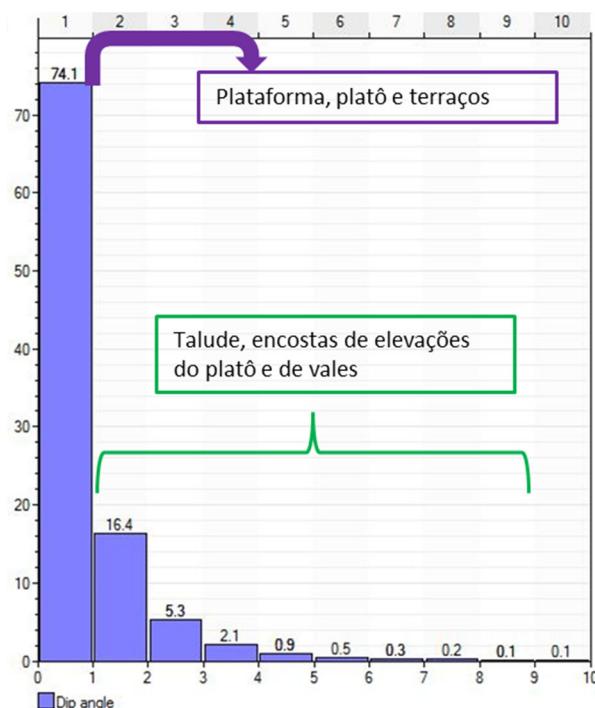


Figura III.11: Histograma mostrando a frequência de ocorrência (percentual, no eixo y) de cada faixa de gradiente (eixo x, em graus). Reparar que a maior parte da bacia (76%) apresenta declividades baixas, entre zero e um grau, devido à grande extensão da plataforma continental e do PSP, que também possui declividade regional baixa.

O talude continental da Bacia de Santos se estende por 780 km com orientação aproximadamente paralela à linha de costa NE-SW, mudando da orientação N45E, a sul, para N60E na parte norte. O talude continental foi subdividido em quatro domínios geomorfológicos (I - Sudoeste, II - Central, III - Nordeste e IV - Extremo Nordeste) com base em sua direção, perfil, declividade média e isóbata de quebra de plataforma, que foram avaliados a partir de perfis regionais integrados à batimetria e mapas de declividade (Figuras III.12 e III.13). Os limites definidos no talude foram estendidos para além do seu limite inferior, uma vez que existem consideráveis variações geomorfológicas nas áreas do PSP contíguas ao talude.

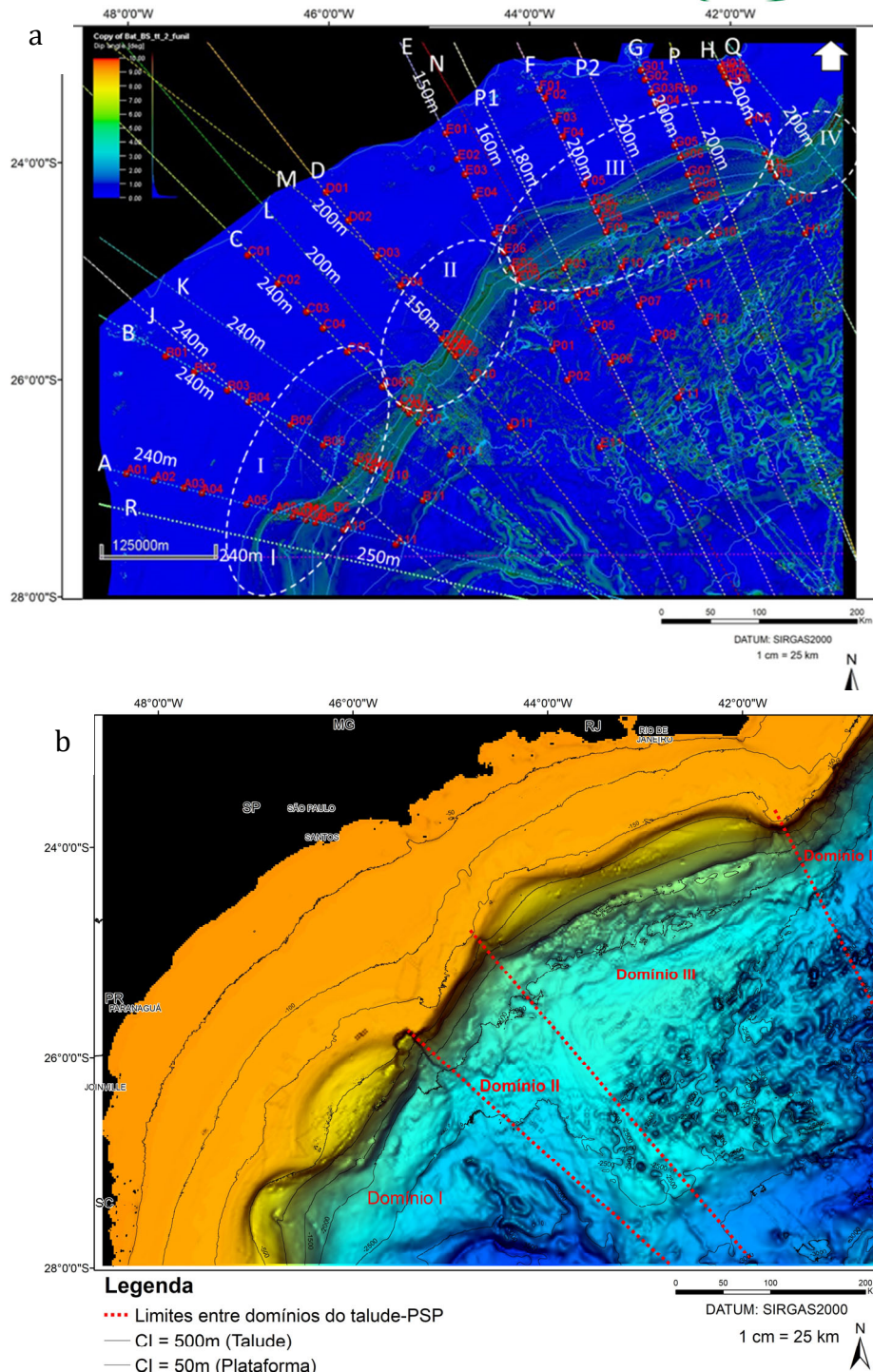


Figura III.12: (a) Mapa de gradiente regional da Bacia de Santos com perfis regionais (linhas coloridas tracejadas) atravessando as províncias fisiográficas e os domínios I, II, III e IV. Os números sobre as linhas dos perfis representam as batimetrias da quebra de plataforma na direção dos perfis. Os pontos vermelhos representam as localções das amostras de sedimentos de fundo do PCR-BS. Os perfis A, B, C, D, E, F, G, H, P1 e P2 contém as amostras, (b) Mapa batimétrico sombreado com a localização dos domínios geomorfológicos I, II, III e IV.

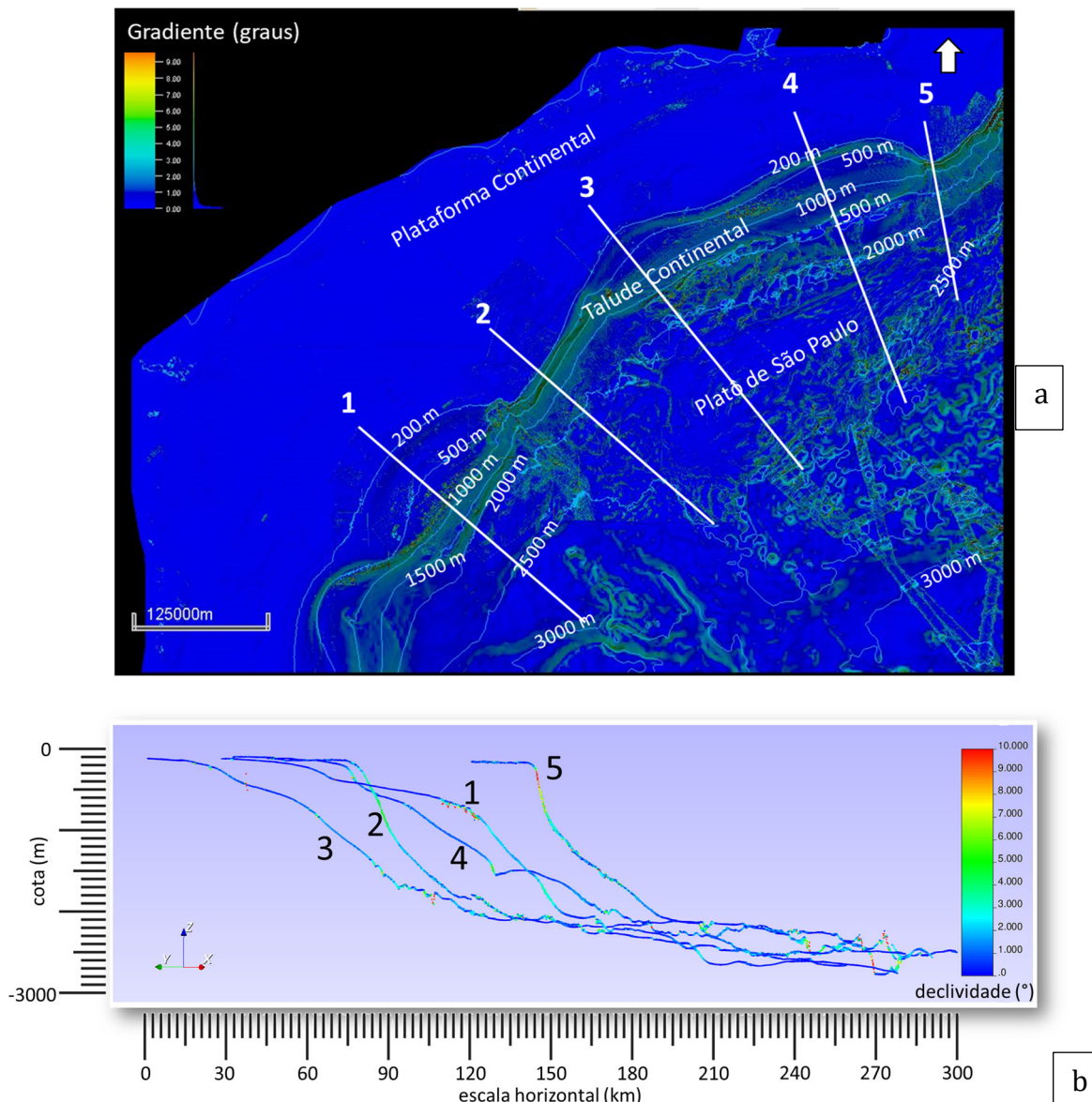
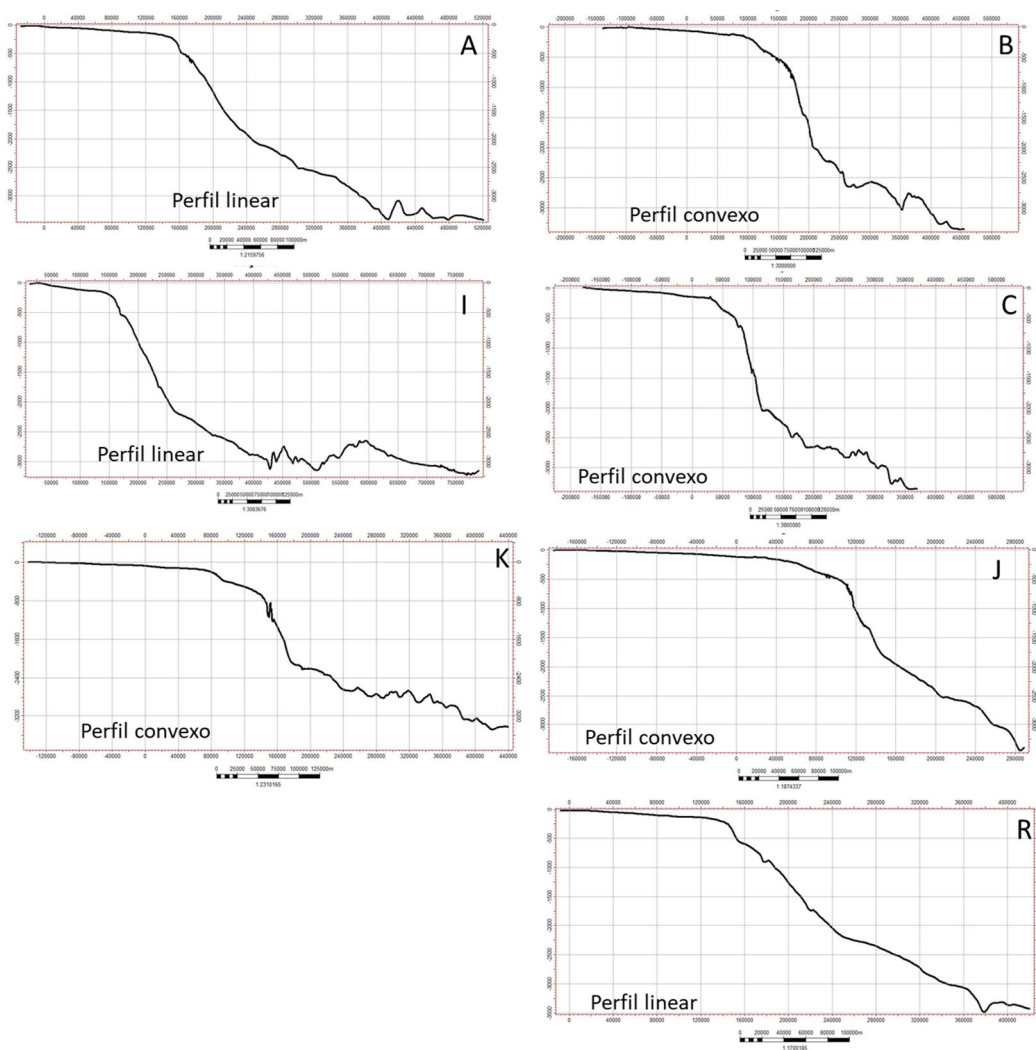


Figura III.13: (a) Mapa de gradiente da Bacia de Santos mostrando as 3 províncias fisiográficas: plataforma e talude continental, e Platô de São Paulo, com a localização dos perfis-tipo de cada domínio geomorfológico, (b) 5 perfis coloridos com os valores de gradiente médio. O perfil 1 (Domínio I) mostra um terraço largo que confere ao talude um perfil convexo, com os maiores gradientes posicionados no talude médio e inferior, o perfil 2 (Domínio II) apresenta os maiores gradientes no talude superior e médio (Perfil exponencial), os perfis 3 e 4 (Domínio III) mostram terraços mais estreitos e gradientes médios maiores no talude superior (Perfil 4) e inferior (Perfis 3 a 4), que lhes confere uma forma convexa e mista,

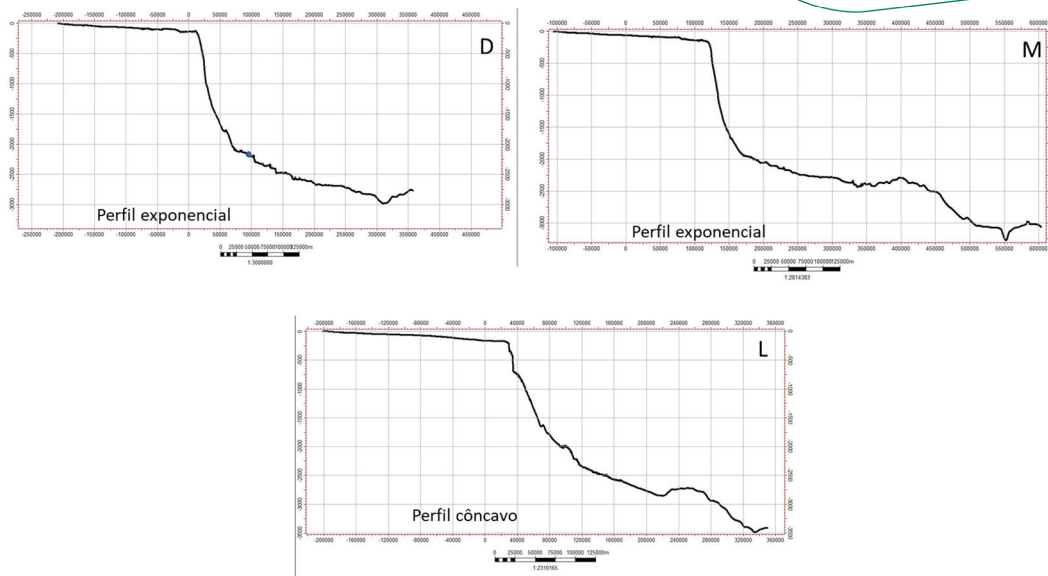
respectivamente. O perfil 5 mostra os maiores gradientes no talude superior (Perfil exponencial).

O domínio sudoeste é caracterizado por dois terraços de talude superior entre -240 m e -700 m a -800 m de lâmina d'água, com larguras entre 26 e 57 km, e quebra de plataforma na isóbata de -240 m, cujo traço em planta desenha duas enseadas, perfil convexo/linear e inclinação média de 2 graus (Figuras III.13 e III.14). O domínio central apresenta a mesma orientação, N45E, perfil exponencial, inclinação média de 3 graus e quebra de plataforma reta, a -200 m de lâmina d'água (Figura III.15). Um conduto maduro (Cânion



Cananéia) gerado por sucessivos fluxos gravitacionais marca o limite entre esses dois domínios.

Figura III.14: Perfis do domínio I mostrando a quebra da plataforma e terraços bem desenvolvidos no talude superior (Perfis B, C, J e K), que lhes confere uma forma convexa, e os perfis lineares da porção



extremo sul (A, I e R). O talude extremo sul do domínio I possui alto gradiente após a quebra da plataforma, seguido por um terraço estreito. Exagero vertical de 50x.

Figura III.15: Perfis regionais do domínio II (D, M e L) mostrando um talude superior mais íngreme que confere uma forma exponencial/côncava ao perfil. Exagero vertical de 50x.

O talude superior e médio do domínio II é marcado por cicatrizes de movimentos de massa e vales retílineos de pequena largura e profundidade os quais foram interpretados como ravinas. O talude inferior e o PSP adjacente é caracterizado por minibacias, cristas e grabens crestais associados à halocinese, os quais exibem arranjos distintos em relação ao domínio contíguo situado à norte, o domínio III.

O limite entre os domínios central (II) e nordeste (III) é marcado por um cânion relativamente menor, o cânion São Sebastião. O domínio nordeste (domínio III) apresenta direção N60W, terraços de talude superior entre -240 m e -700 m de lâmina d'água, com larguras entre 20 e 36 km, e quebra de plataforma a -200 m que também desenha duas enseadas, perfil linear/exponencial e declividade média inferior a 1,5 grau (Figura III.16). Neste domínio, o talude superior e médio, até -1500 m de lâmina d'água, apresenta um relevo suave do fundo marinho, ao contrário do talude inferior que apresenta variações de relevo relacionadas à halocinese (minibacias e cristas de sal).

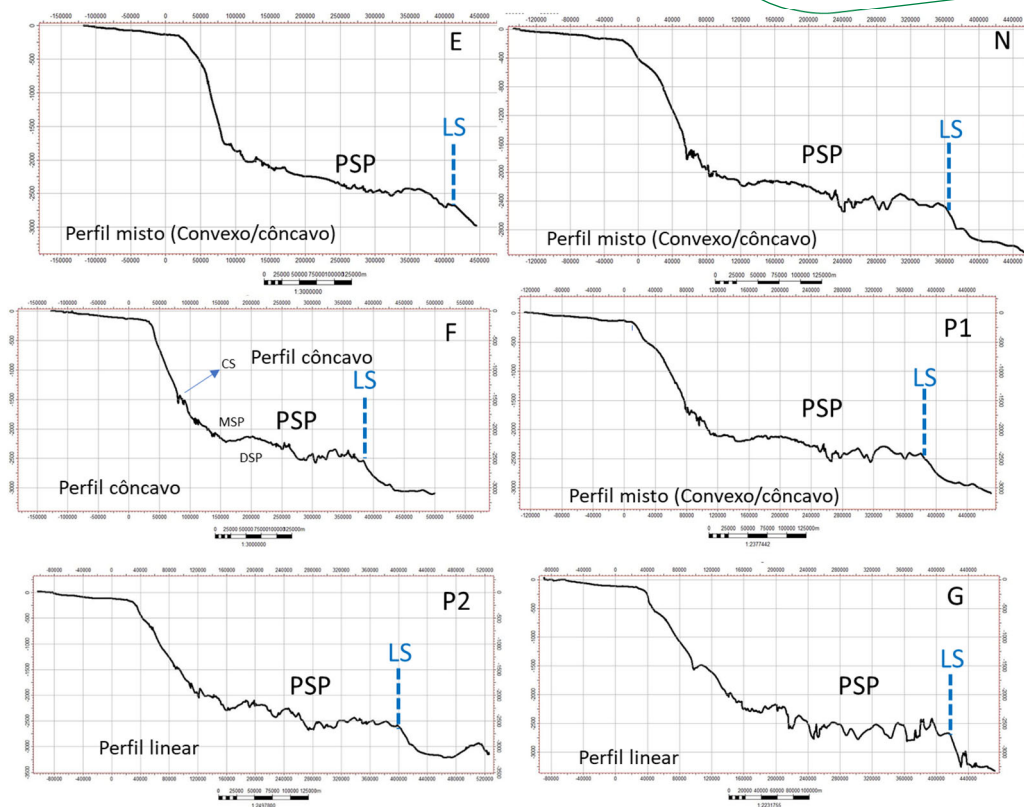


Figura III.16: Perfis regionais do domínio III (E, N, P1, F, P2 e G) mostrando principalmente formas mistas (Ligeiramente convexas e côncavas) e lineares. Estes perfis alcançam a escarpa externa do PSP. Todos mostram a rugosidade do relevo de fundo do PSP, exceto o perfil E que alcança a porção distal do domínio II que é menos deformada. O perfil G atravessa a porção mais deformada do PSP. Exagero vertical de 50x. LS- limite do sal, DSP- Drift São Paulo, MSP- moat São Paulo, CS- Canal de Santos.

O domínio do extremo nordeste, situado na divisa com a Bacia de Campos, apresenta talude superior com gradiente mais acentuado se comparado aos demais domínios (5 graus, em média) e talude médio/inferior com declividade média de 2 graus, perfil exponencial e quebra de plataforma a - 200 m (Figura III.17). O pé do talude está em lâmina d'água maior do que - 2000 m.

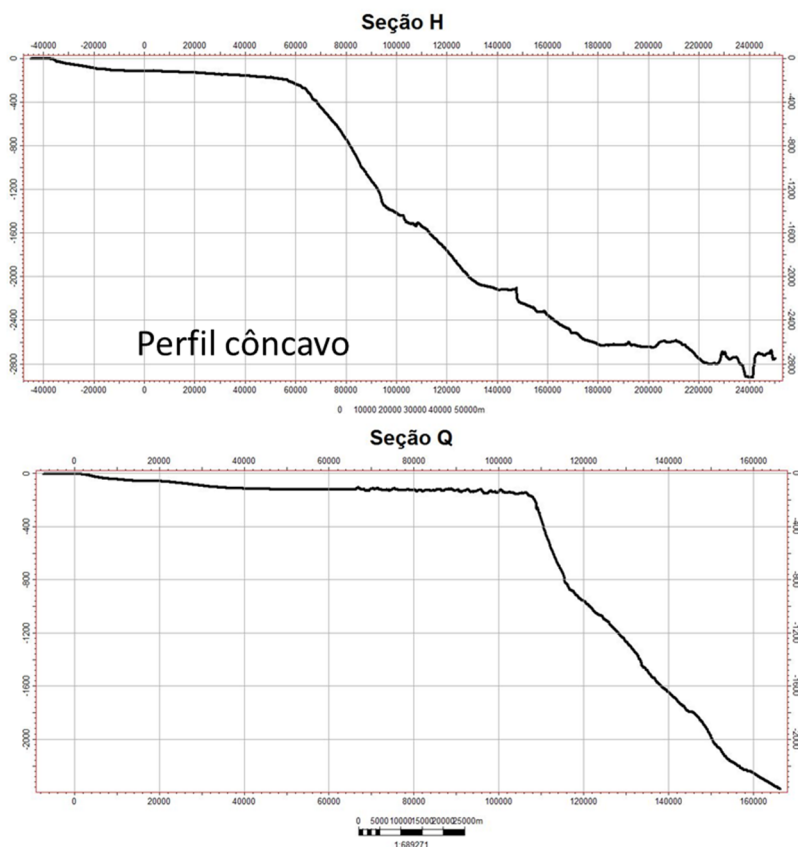


Figura III.17: Perfis do domínio de transição para a Bacia de Campos (Domínio IV). O perfil H está situado no limite entre os domínios III e IV e têm a forma côncava. O Perfil Q mostra uma escarpa íngreme de talude superior que lhe confere uma forma exponencial (Ver perfil 5 da figura III.13).

A geomorfologia do fundo marinho do PSP nos domínios II e III está intensamente afetada pela movimentação do sal subjacente, de forma distinta no domínio I o limite dos evaporitos coincide com o pé do talude, e o PSP adjacente é caracterizado por dois canais que fluem para sudeste e desembocam em um depocentro.

Alguns autores correlacionam as características fisiográficas do fundo do mar de escala regional e mesmo as características de média escala com a interação entre as correntes de fundo e o fundo do mar (Duarte e Viana, 2007; Mahiques *et al.*, 2017, 2022; Schattner *et al.*, 2016, 2018; Ramos *et al.*, 2019). Segundo Duarte e Viana (2007), a configuração senoidal fisiográfica na transição plataforma-talude dos domínios I e III pode estar relacionada com o

desprendimento de meandros e giros do limite oeste da Corrente do Brasil que penetrou na plataforma.

Silveira *et al.* (2022, nesta edição) descrevem a circulação oceânica sobre o talude continental e o Platô de São Paulo durante o inverno de 2019. A circulação é dominada pela Corrente do Brasil que flui para o sul e pela *Intermediate Western Boundary Current* (IWBC) e seus meandros, e por anticlones e ciclones gerados remotamente. A Corrente do Brasil se estende da superfície até - 400 m a - 550 m, e a IWBC atua de - 550 m a -1300 m de lâmina d'água, com centro em cerca de - 900 m. O IWBC é formado no sul da Bacia de Santos, a partir de uma bifurcação da *South Equatorial Current* (SEC) que sofre um loop ciclônico provocado pelo Platô de São Paulo (Ver Fig.1 de Silveira *et al.* 2022, nesta edição).

III.3.2 Feições Geomórficas de Média e Pequena Escala

As principais feições geomorfológicas de médio e pequeno porte identificadas no fundo do mar da Bacia de Santos estão resumidas na tabela 2 e foram compiladas no mapa da figura III.18.

Pockmarks

Várias depressões circulares a elípticas observadas no talude superior dos domínios I e III foram interpretadas como *pockmarks*, que são o registro de escape de fluidos no fundo do mar. Os *pockmarks* ocorrem como uma feição única ou organizados em sequência, às vezes eles coalescem para formar uma depressão alongada. Alguns deles estão associados a falhas em profundidade. Montes carbonáticos e pináculos (biohermas) também foram observados no interior de *pockmarks*, mostrando localmente um relevo em forma de agulha.

Tabela III.2: Principais feições morfológicas observadas em águas profundas da bacia de Santos e eventos geológicos/biológicos relacionados.

Características morfológicas e eventos geológicos/biológicos associados	
Feições Morfológicas	Eventos Geológicos
Rugosidade do fundo do mar de pequena e média escala	Processos gravitacionais (Depósitos de transporte de massa soterrados ou superficiais)
Cicatrizes	Falha de talude e fluxos gravitacionais
Fundo do mar ondulado (grande comprimento de onda)	<i>Driftes</i> contorníticos
Fundo do mar ondulado - ondas de sedimentos (pequeno comprimento de onda)	Fluxos gravitacionais (correntes de turbidez) ou transporte por correntes de fundo
Vales (cânions, canais, ravinas, encostas, depressões)	Fluxos gravitacionais ou transporte por correntes de fundo
Topografia relacionada ao sal (minibacias de sal, diápiros e paredes, grabens crestais)	Halocinese/Halotectônica
<i>Pockmarks</i>	Migração de fluido/ <i>seepage</i> /expulsão de fluido no fundo do mar
Depressões alongadas, furrows	Erosão por correntes de fundo
Terraços Erosivos	Erosão por correntes de fundo ou fluxos gravitacionais
Montes-pináculos-cadeias de carbonato	Biohermas

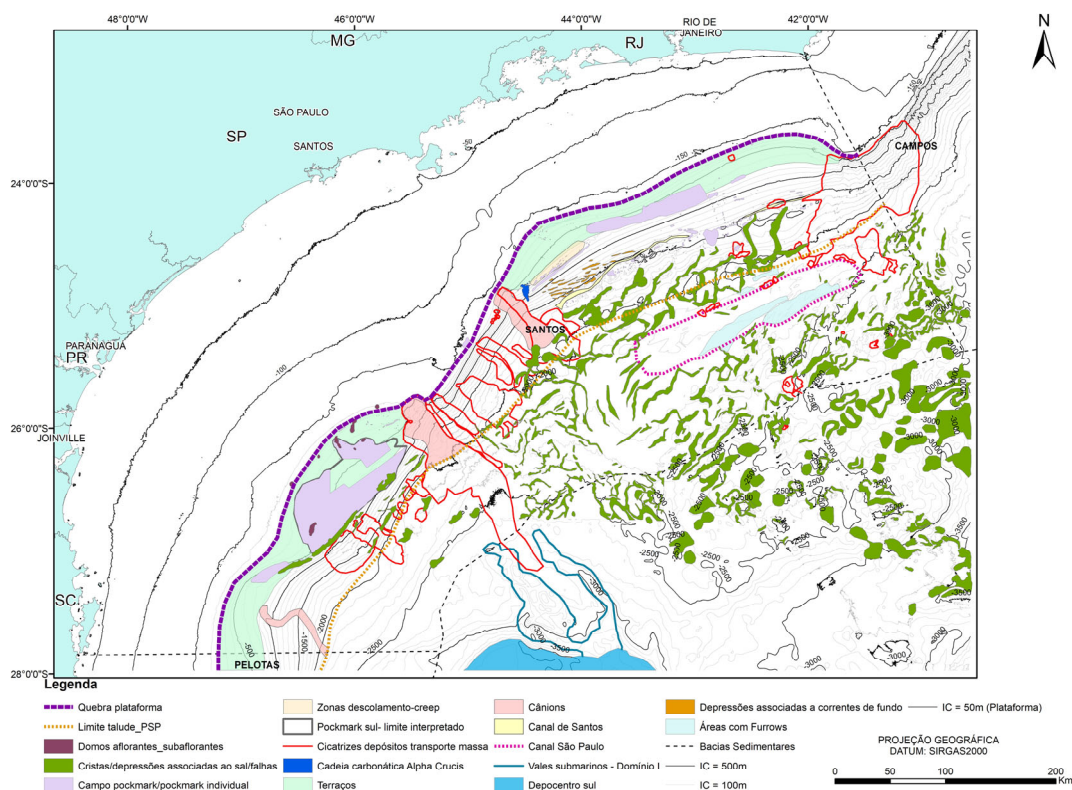


Figura III.18: Mapa geomorfológico mostrando as principais feições geomórficas do talude e PSP da Bacia de Santos.

No terraço do talude superior do domínio sudoeste (domínio I) ocorre um campo de *pockmarks* de grande dimensão entre -300 m e -1100 m de lâmina d'água, com 125 km de extensão, o qual apresenta ocorrência de *pockmarks* mais densa próxima ao limite leste do terraço, ficando mais esparsa nas direções oeste, sul e nordeste (Figura III.19). Alguns deles ocorrem localizadamente no talude médio até a isóbata de -1100 m. Os diâmetros dos *pockmarks* variam de 200 m a 1500 m, sendo os mais frequentes entre 300 m e 500 m. Neste domínio, alguns *pockmarks* estão associados a flancos de diápiros exumados ou falhas de grabens crestais relacionadas ao sal. No talude médio e inferior situado a jusante do campo de *pockmarks* ocorrem grandes cicatrizes originadas por fluxos gravitacionais, principalmente escorregamentos (*slumps*) e fluxos de detritos (*Debris flow*).

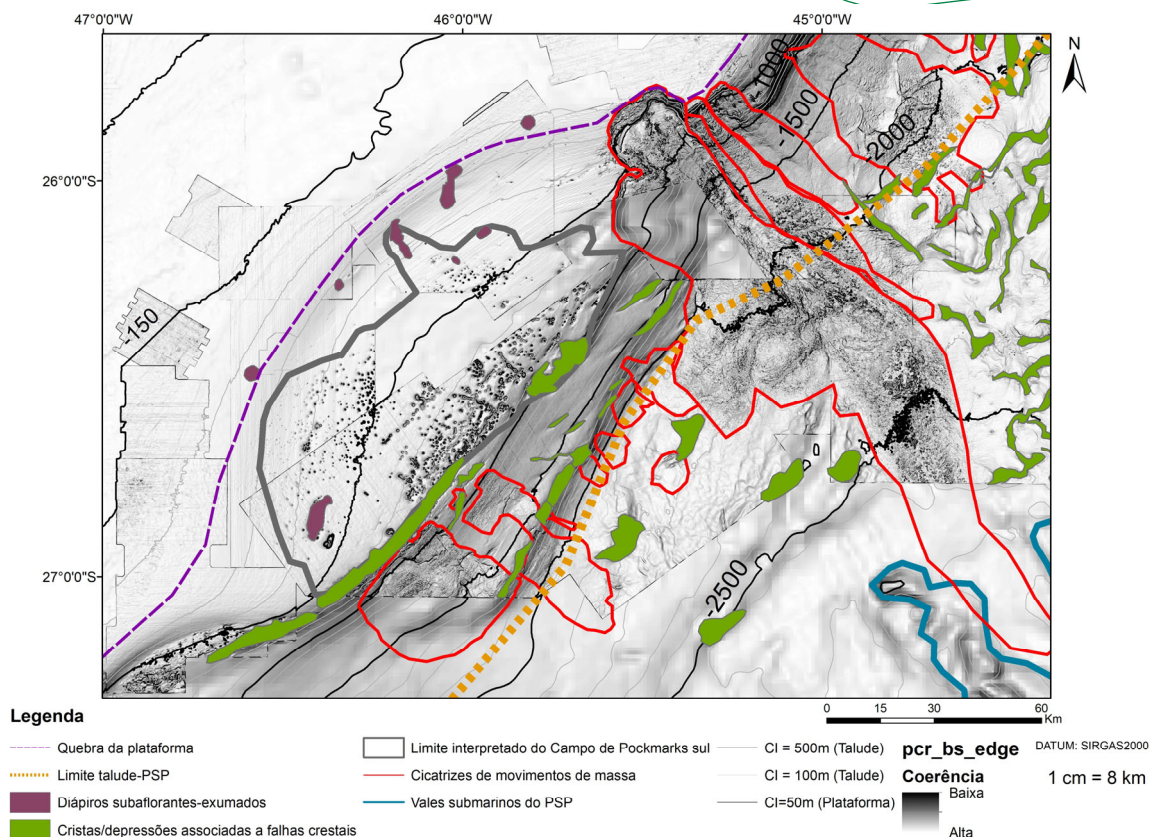


Figura III.19: Mapa batimétrico sobre mapa de coerência mostrando um campo de pockmarks de grandes dimensões entre as isóbatas de 300 e 1100 m presente no terraço do talude superior do domínio I. A densidade de ocorrência de pockmarks é maior no limite leste do terraço e diminui nas direções oeste, sul e nordeste.

Mahiques *et al.* (2017) descreveram uma parte do campo de pockmarks do domínio I, entre - 300 m e - 700 m de lâmina d'água a partir de dados batimétricos multifeixe de alta frequência. Eles identificaram 984 pockmarks dispostos em quatro padrões: linear, em rede, concêntrico e radial. E numerosos diápiros de sal enterrados ou expostos, com falhas crestais, identificados a partir de dados sísmicos 2D. Schattener *et al.* (2016) correlacionaram a geometria destes pockmarks do talude superior do domínio I com a corrente SW do Brasil a mais de até - 500 m de lâmina d'água e a IWBC fluindo para NE abaixo de - 500 m de lâmina d'água. Estas correntes modificam os perfis circulares e cônicos originais dos pockmarks para uma forma elíptica e perfil assimétrico.

Campos de *pockmarks* também foram identificados no domínio nordeste (domínio III), onde ocorrem em diferentes faixas batimétricas. O mais raso fica em torno de -200 m até -300 m de lâmina d'água, onde se distribuem esparsamente. O campo de *pockmark* mais denso ocorre entre - 500 m e - 900 m de lâmina d'água, onde os *pockmarks* têm diâmetros que variam de 150 m a 2000 m.

Na porção sudoeste do domínio III, ao longo da isóbata de -800 m, ocorre uma depressão de direção NE-SW, com 50 m de largura, 60 km de comprimento, relevo variando de 8 a 45 m, com *pockmarks* alinhados. Interpreta-se que esta depressão foi formada pela coalescência de *pockmarks* que experimentaram exsudação por longo período. Internamente, esta depressão apresenta biohermas formando pináculos semelhantes a agulhas, assim como *pockmarks* discretos situados a montante desta depressão. Carvalho *et al.* 2022 (submetido) identificou corais de águas frias em uma dessas biohermas (Figuras III.20, III.21 e III.22).

Entre as cotas batimétricas de -1400 m e -1800 m, existem *pockmarks* dentro e fora de depressões alongadas associadas à subida do sal (grabens crestais), com diâmetros de até 1500 m, esparsamente distribuídas. A maior parte deles está concentrada a leste do canal contornítico de Santos. Neste setor foram observadas depressões maiores com aglomeração de pequenos *pockmarks* em seu interior.

A possibilidade de atual atividade desses *seepages* representa um importante *geohazard*, mas até o presente momento há poucas evidências para apoiar essa hipótese. A origem de muitas dessas depressões no fundo do mar está associada a dissociação de hidratos de gás durante os estágios glaciais de nível de mar baixo, especialmente em lâminas d'água de -500 a - 700 m. A estabilidade do hidrato depende da pressão e da temperatura e, portanto, grandes quantidades de metano podem ser liberadas da fusão de hidratos durante as mudanças climáticas com implicações ambientais potencialmente significativas (Kennett *et al.*, 2000).

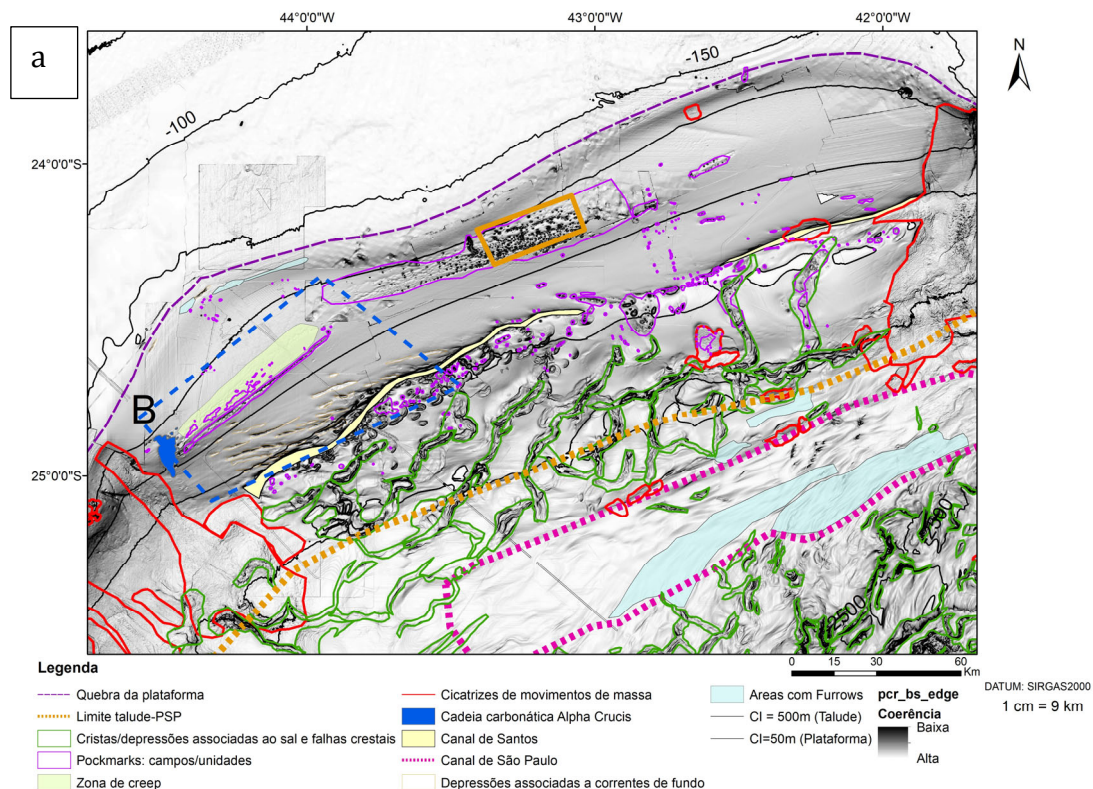


Figura III.20a: Mapa batimétrico sombreado mostrando as principais feições geomorfológicas do domínio III, com destaque para os campos de pockmarks. O campo mais raso, localizado entre as isóbatas de 200 e 300 m, apresenta pockmarks esparsamente distribuídos. O campo mais denso ocorre entre as isóbatas de 500 e 900 m. No extremo SW do domínio III ocorre a Cadeia carbonática Alpha Crucis e uma depressão estreita e alongada na direção NE-SW formada provavelmente pela coalescência de pockmarks que contém biohermas em seu interior. Entre as isóbatas de 1400 e 1800 m ocorrem pockmarks no interior de depressões alongadas (Grabens crestais), esparsamente distribuídos, localizados preferencialmente a leste do Canal de Santos.

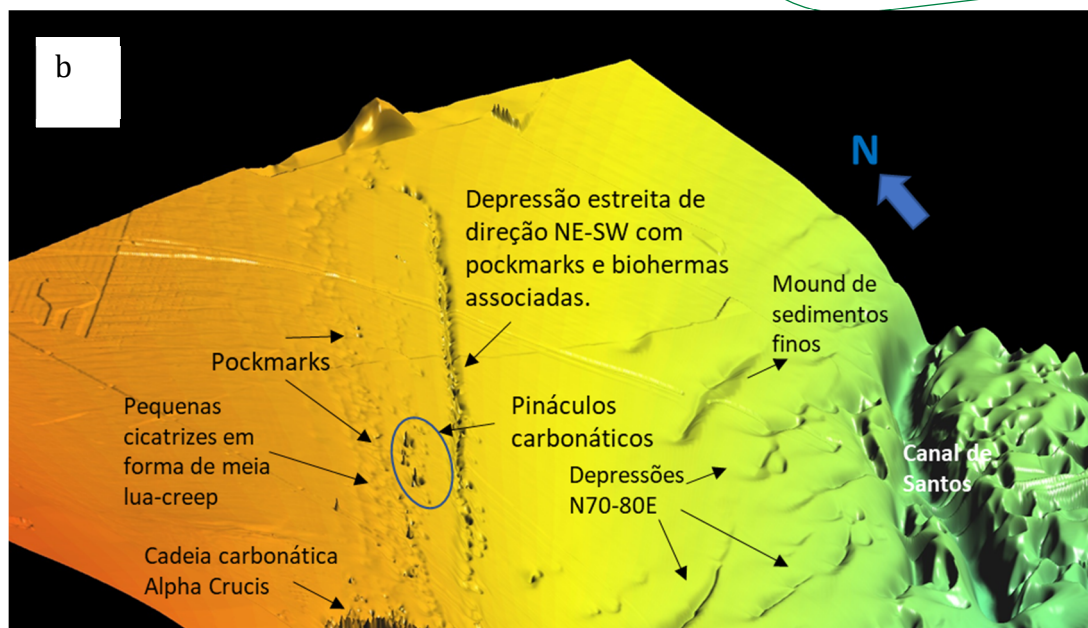


Figura III.20b: Modelo digital de terreno, com exagero vertical, da área delimita pelo polígono azul do mapa (a). As depressões e os pináculos estão evidenciados. A figura III.21 representa um zoom na área delimitada pelo polígono laranja.

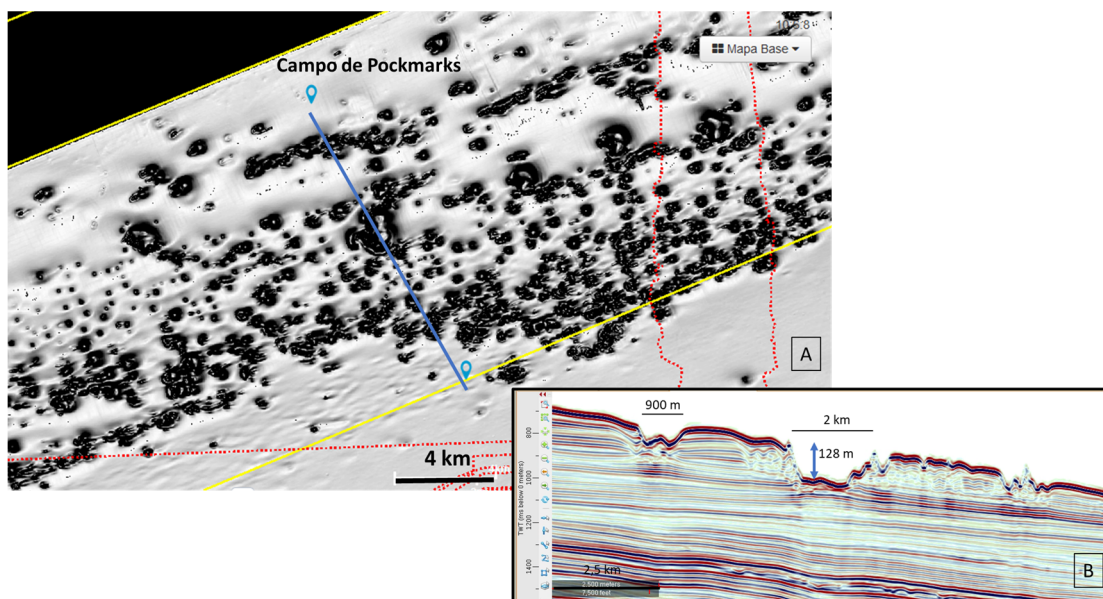


Figura III.21: (a) Mapa de coerência mostrando em detalhe o campo de pockmarks do talude superior do domínio III. A maioria dos pockmarks encontram-se alinhados na direção NE-SW., (b) Perfil sísmico (Escala vertical em tempo duplo em ms), com exagero vertical, cruzando um dos maiores pockmarks do campo o qual apresenta diâmetro de 2km, 128 m de relevo. Localização da área no mapa da figura III.20 (Polígono laranja).

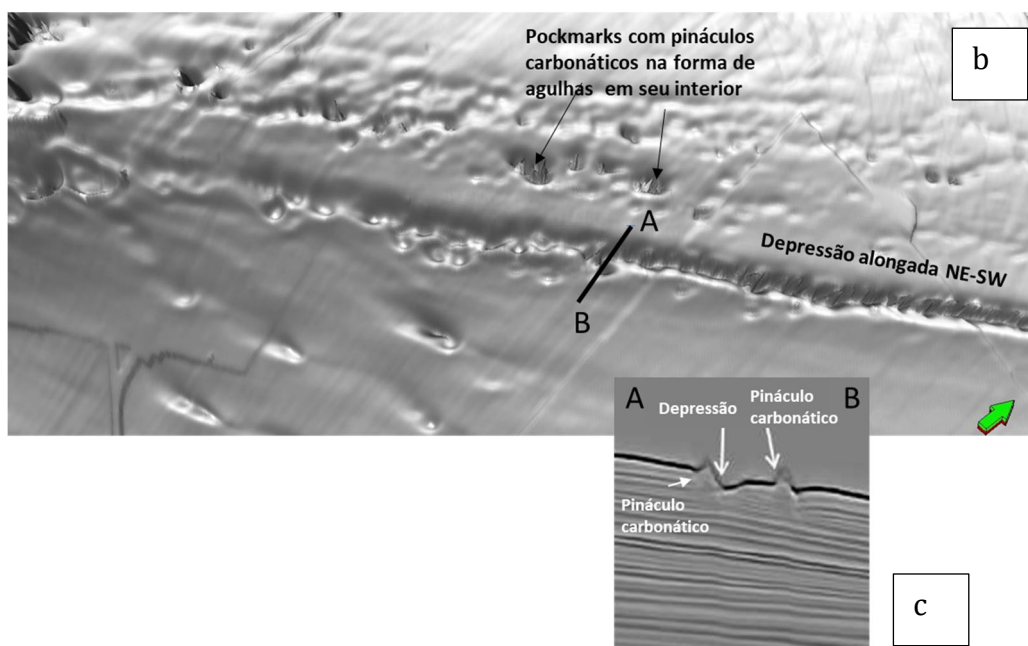
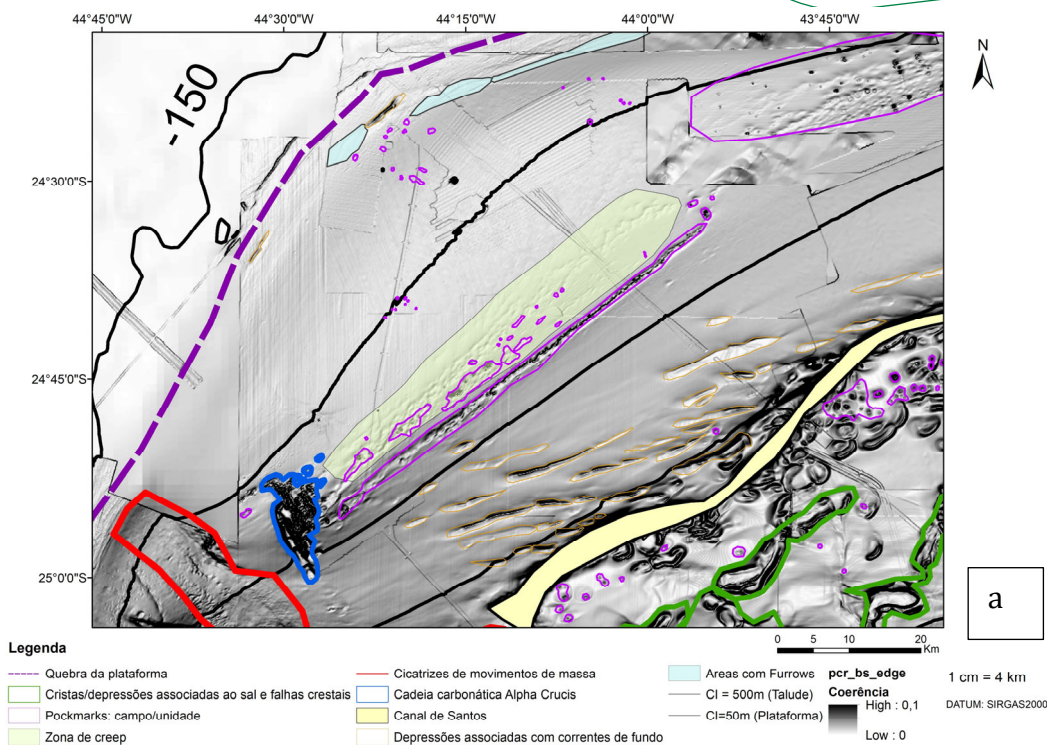


Figura III.22: (a) Mapa de detalhe da área delimitada pelo polígono azul do mapa da figura III.20a tendo ao centro, em destaque, a zona de creep, a depressão alongada em degrau com pockmarks e biohermas, os pockmarks isolados com pináculos na forma de agulhas em seu interior, (b) Modelo digital de terreno com exagero vertical para destacar a morfologia de fundo e (c) seção passando pela depressão e mostrando os pináculos associados.

Cânions

Duarte e Viana (2007) descreveram e nomearam pela primeira vez os dois únicos cânions que cortam o talude continental da Bacia de Santos, os cânions de Cananéia e São Sebastião. Segundo os autores, o Cânion Cananéia coincide com o lineamento crustal Capricórnio, definido por Bueno *et al.* (2004).

O Cânion Cananéia é um enorme conduto maduro, provavelmente gerado por sucessivos colapsos retrogressivos (*slumps*) que atingiram a quebra da plataforma na isóbata de -200 m; apresenta uma grande cabeceira escalonada com 23 km de largura e 370 m de altura. A cicatriz do cânion é preenchida por depósitos de transporte de massa que se estendem por mais de 140 km e fluem para vales de direção NW-SE do PSP. Embora esses depósitos estejam soterrados, eles afetam a rugosidade do relevo do fundo marinho (Figura III.10).

O Cânion de São Sebastião é caracterizado por um relevo de talvegue suave, com cabeceira menor se comparada a cabeceira do Cânion Cananéia, com 17 km de largura, cortada por voçorocas (*gullies*). Desemboca no PSP em uma área de altos relacionados ao sal e minibacias. A cabeceira do cânion atinge a isóbata de -300 m.

Minibacias de Sal-Cristas-Grabens Crestais

As minibacias de sal são depressões, com relevo suave, circundadas por elevações topográficas alongadas formando cristas no relevo do fundo marinho, as quais por sua vez, estão associadas a muralhas e diápiros de sal em profundidade. Os grabens alongados são depressões formadas pelo colapso das cristas falhadas das muralhas de sal.

No talude inferior, abaixo da isóbata de 1500 m, e no PSP do domínio norte (III), o relevo do fundo marinho foi afetado pela halocinese/halotectônica associada a falhas normais lístricas em profundidade que resultou em estreitas cristas NE-SW e grabens crestais que se estendem por dezenas de quilômetros e são flanqueados por minibacias. O relevo da porção mais

oriental do PSP foi mais intensamente afetado pelos movimentos de sal do que o talude inferior, provavelmente porque os diápiros sofreram maior elevação em resposta à presença do Alto Externo que funcionou como um anteparo (Figura III.20a).

O talude inferior e o PSP do domínio central também apresentam as mesmas feições geomórficas (minibacias cristas e grabens crestais), mas com relevo menor e cristas com orientações WNW-ESE e NNE-SSW (Figura III.23). O PSP do domínio central é marcado pelo limite dos evaporitos e um fundo do mar mergulhando para sul.

No domínio sudoeste (I), os diápiros estão concentrados no talude. No talude superior, entre as isóbatas de 240 m e 800 m, ocorrem diápiros rasos e exumados, sendo que um deles se apresenta circundado por depressões alongadas e *pockmarks* associados a falhas em profundidade, os quais foram remodelados por correntes de fundo. No talude médio, abaixo da isóbata de 800 m, ocorrem inúmeras depressões de direção NE-SW relacionadas à falhas crestais que alcançam o fundo marinho. Essas depressões podem estar associadas à escape de fluidos no fundo marinho e provavelmente foram alargadas e aprofundadas pela ação da IWBC. Algumas cristas que delimitam tais depressões podem conter biohermas. Adicionalmente, foram observadas em depressões maiores a presença de fundo marinho rugoso provavelmente associado à deslizamentos superficiais.

No talude inferior do domínio I, diápiros rasos alinhados na direção NE-SW induziram a formação de um alto topográfico, de mesma direção, suavemente arqueado ao longo da isóbata de 1500 m, que hospeda as cabeceiras de pequenas cicatrizes de movimentos de massa em seu flanco leste, os quais foram desencadeados provavelmente pela sobrelevação e atividade derivada da halocinese.

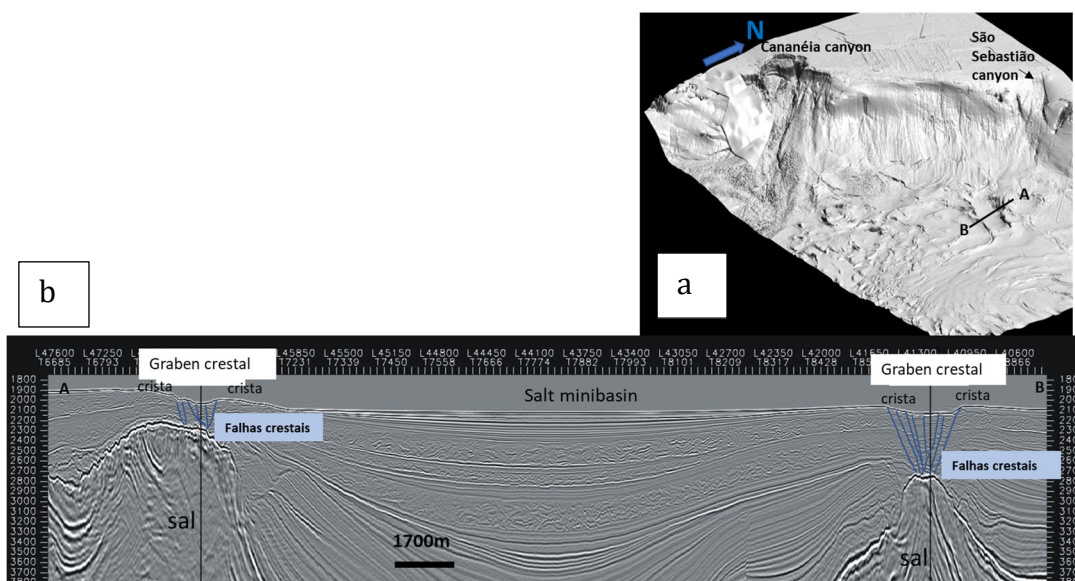


Figura III.23: (a) Modelo digital de terreno com exagero vertical para evidenciar as principais feições geomorfológicas do domínio II, (b) Seção sísmica (Escala vertical em tempo duplo em ms) cortando um conjunto de cristas-grabens crestais-minibacias de direção NW-SE do PSP. A minibacia apresenta um relevo suave preenchido por estratos paralelos que mostram terminações em onlap contra os altos topográficos relacionados à subida dos diápiros de sal,

Falhas aflorantes e subaflorantes

O fundo marinho da Bacia de Santos se caracteriza por apresentar falhas aflorantes e subaflorantes predominantemente associadas à halocinese/halotectônica: as denominadas falhas crestais que se desenvolvem nas cristas dos diápiros de sal. A extensão dessas falhas é condicionada pelas dimensões dos diápiros e muralhas de sal associados e pela magnitude do alçamento dessas estruturas salinas, de modo que diápiros com topos rasos promovem uma deformação maior da cobertura resultando em uma quantidade maior de falhas aflorantes e depressões associadas com maiores dimensões. Como o mapeamento dessa miríade de falhas seria muito demorado, optou-se por indicar sua provável área de ocorrência de maneira indireta, através da localização das cristas e grabens crestais associadas à movimentação do sal em subsuperfície. Essas áreas estão representadas no mapa da figura III.18 por polígonos da cor verde.

Diápiros de Sal Perfurantes e Exumados

No talude superior do domínio sudoeste (I), ocorrem alguns diápiros subaflorantes e aflorantes, sendo que um deles é um proeminente diápiro de sal exumado circundado por uma depressão alongada e *pockmarks* (Figura III.24). Schattern *et al.* (2018) estudaram as fases de perfuração pré-exumação desses diápiros e sua interação com as correntes de fundo oceânico. Eles interpretaram que as correntes de fundo retrabalharam as falhas crestais na fase de pré-exposição do diápiro, quando seu topo se encontrava pouco soterrado, para formar essa depressão alongada.

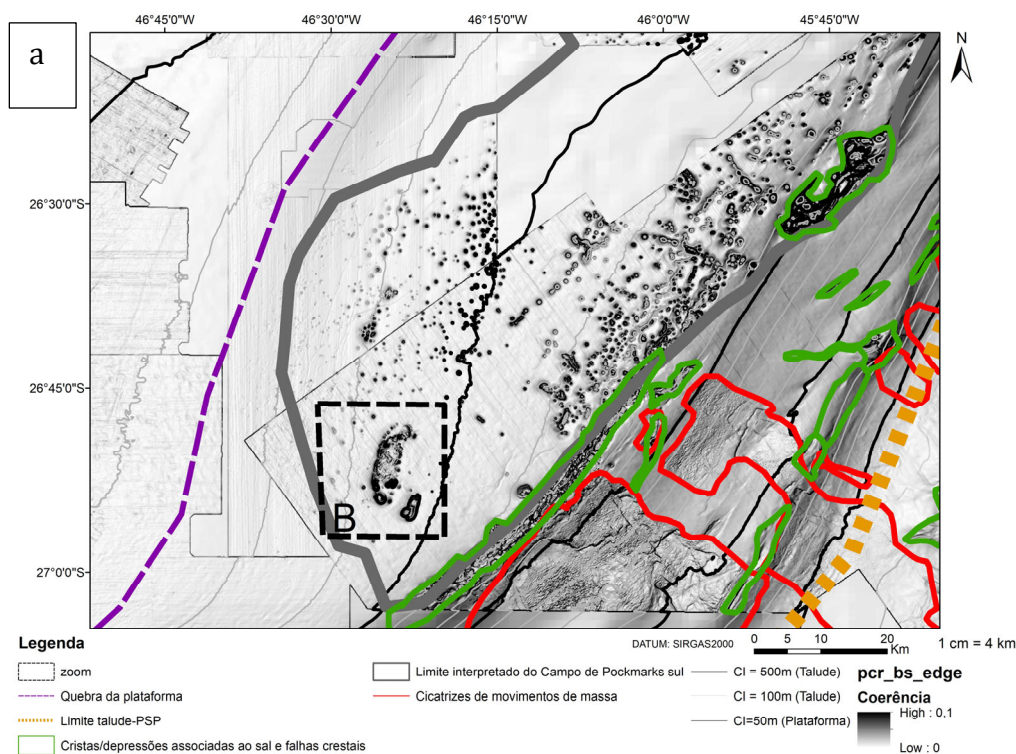


Figura III.24a: (a) Mapa de coerência mostrando um diápiro exumado presente no terraço do talude superior do domínio I, na área do campo de pockmarks, e depressões no talude médio e inferior relacionadas a falhas em profundidade (polígonos verdes), de direção NE-SW, e cicatrizes de movimentos de massa (polígonos vermelhos).

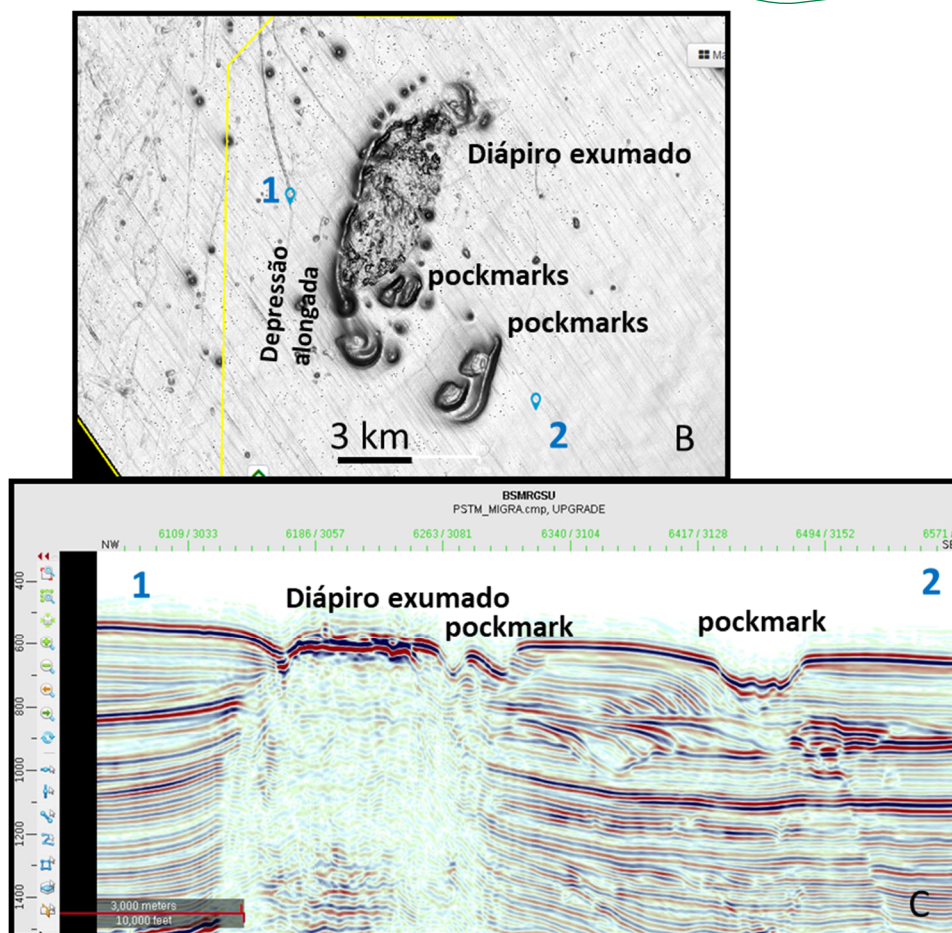


Figura III.24b,c: (b) Diápiro exumado e as depressões circundantes, em detalhe, e (c) Seção sísmica cruzando o diápiro exumado e os pockmarks (Escala vertical em ms, com exagero vertical de 5x).

Depósitos de Transporte de Massa e Cicatrizes

Inúmeras cicatrizes associadas à ruptura do talude e depósitos de transporte de massa ocorrem nos domínios sudoeste (I), central (II) e extremo nordeste (IV) do talude da Bacia de Santos. Nesses domínios as cicatrizes são mais frequentes, com maiores dimensões do que as cicatrizes observadas no domínio nordeste (III), onde são menos frequentes e menores, muitas delas no limite de resolução do dado sísmico 3D (Figura III.25).

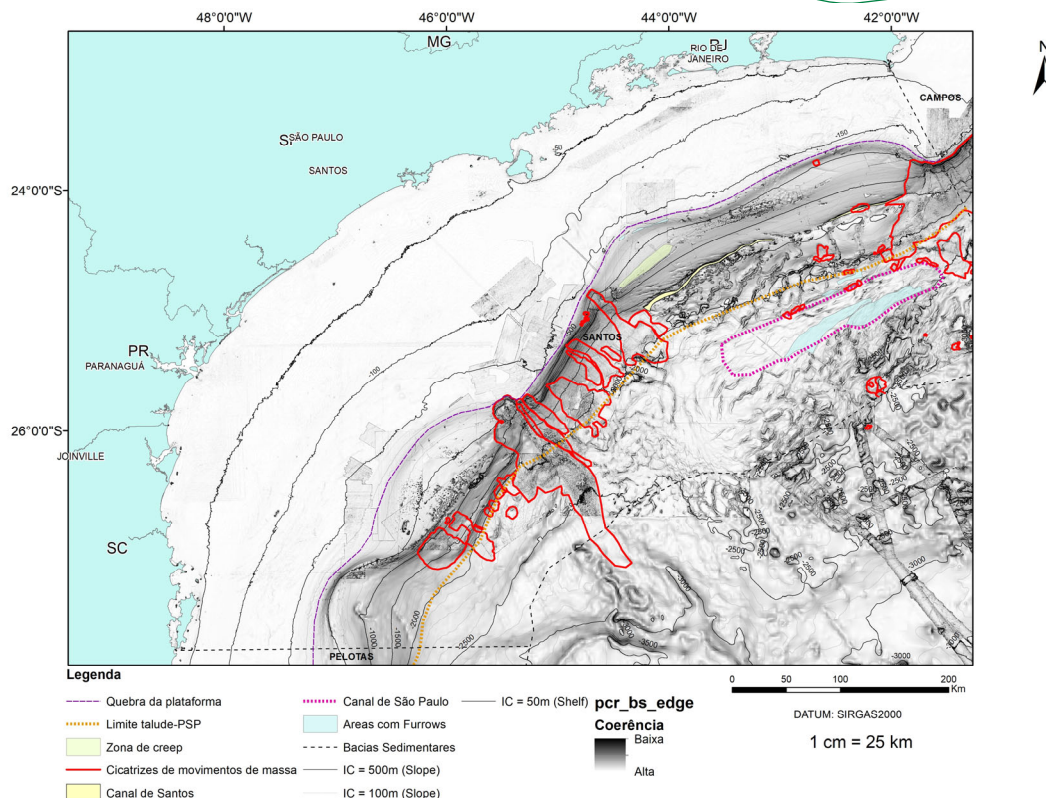


Figura III.25: Mapa de coerência (edge) evidenciando as feições geomorfológicas de fundo, em especial os complexos de transporte de massa conformados por cicatrizes e depósitos (Delimitados por polígonos vermelhos), os quais predominam nas porções sudoeste (Domínio I), central (Domínio II) e extremo nordeste (Domínio IV). Reparar que no domínio sul existem pequenas cicatrizes alinhadas na direção NE-SW associadas à uma crista suave do talude inferior, cujo flanco leste hospeda as cabeceiras das cicatrizes. No PSP do domínio III ocorrem pequenas cicatrizes que são provavelmente relacionadas à sobre-elevação dos altos topográficos relacionados à subida do sal.

No talude superior do domínio I, a montante das cicatrizes de transporte de massa ocorre um extenso campo de *pockmarks*, alguns destes associados a falhas em profundidade ou flancos de diápiros. Sobre o talude médio ocorrem grandes cicatrizes de cabeceiras com geometria em esquadro, algumas das quais atingindo o limite leste do terraço do talude superior. A maioria das cicatrizes apresentam relevo rugoso em seu interior associado à presença dos depósitos de transporte de massa. Alguns transportes de massa são deslizamentos superficiais, com superfície de ruptura rasa, situada a cerca de 20 m abaixo do fundo do mar (Figura III.26).

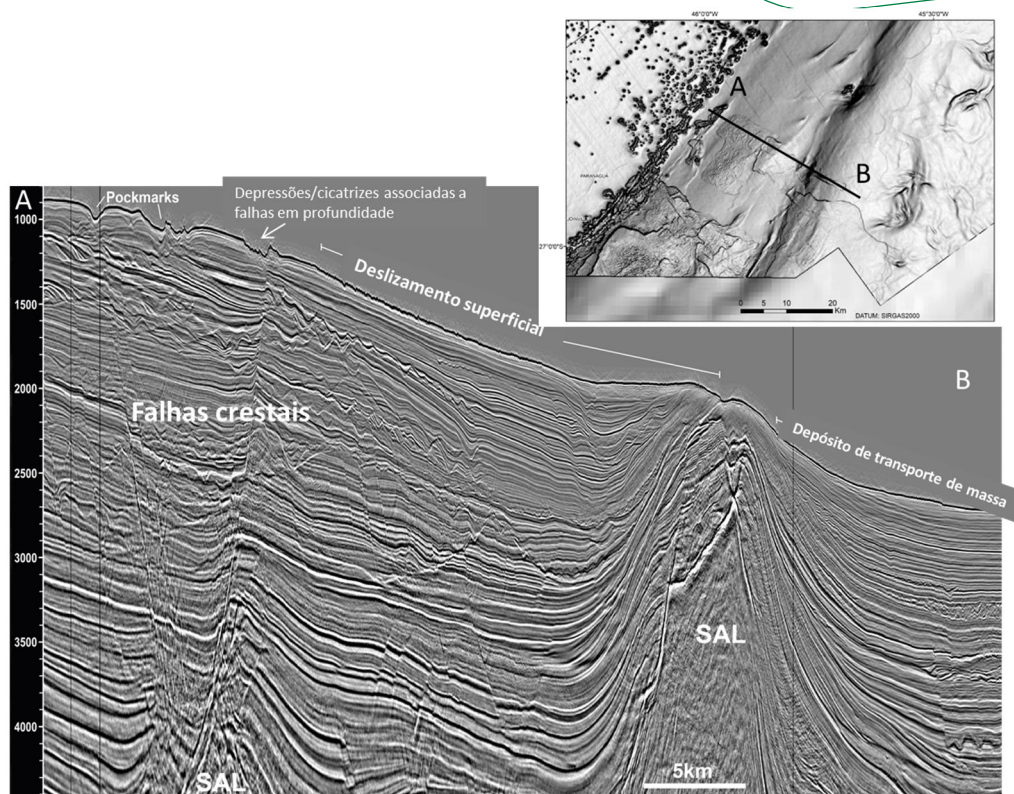


Figura III.26: Perfil sísmico (Escala vertical em ms) que atravessa o talude sudoeste (Domínio I) seccionando, na porção superior, pockmarks e depressões associadas a falhas crestais que atingem o fundo marinho, no talude médio, uma cicatriz com cabeceira em esquadro com fundo ondulado em seu interior associado a deslizamentos superficiais, e no talude inferior, um alto topográfico associado a diápiros em profundidade, cujo flanco leste, mais íngreme, experimentou fraturas e processos de transporte de massa.

No domínio central, cicatrizes de menor altura suavizam o contraste de relevo e os depósitos de transporte de massa concentram-se no talude inferior e no PSP adjacente. O domínio extremo nordeste (IV) possui um talude superior com declividades relativamente mais acentuadas e exibe um extenso complexo de transporte de massa formando um avental no talude inferior e no PSP.

No domínio nordeste (III), uma série de depressões na forma de meia lua foram observadas abaixo do limite entre o talude superior e médio, em uma área com discreto aumento de declividade. Essas feições morfológicas foram

interpretadas como pequenas cicatrizes associadas a um deslocamento lento do solo marinho sobre uma superfície de deslizamento, caracterizando um processo tipo “*creep*”.

Dados de amostradores à pistão e dados sísmicos de alta frequência mostram que a maioria dos depósitos de transporte de massa são mais antigos do que 10 ka, de idade pleistocênica ou mais antigos. Embora a maioria dos depósitos de transporte de massa esteja soterrada, seus topos irregulares são mimetizados no relevo do fundo do mar pela cobertura pelágica/hemipelágica.

Drifts Contorníticos e Outras Feições Associadas à Ação de Correntes de Fundo

No norte da Bacia de Santos (domínio III), Duarte e Viana (2007) reconheceram um grande sistema *drift* (300 km de comprimento, 200 km de largura e 1 km de espessura), desenvolvido desde o Paleogeno Tardio até o Recente, denominado Sistema *Drift* de Santos (SDS) (Figura III.27). De acordo com esses autores, o SDS se estende desde -200 m até mais de -3000 m de lâmina d'água, podendo ser subdividido em 2 principais *drifts* contorníticos: *Drift* de Santos (DS) e *Drift* de São Paulo (DSP). O DS está localizado em lâmina d'água que varia de -200 m até -2000 m, e consiste em um *slope-plastered drift* geneticamente relacionado a um canal estreito, paralelo ao talude, denominado Canal de Santos, que se desenvolveu desde o Oligoceno até o Recente (Figura III.25). O DSP foi desenvolvido em associação com um moat, o Canal de São Paulo, que é aproximadamente coincidente com a quebra de gradiente que ocorre na passagem do talude para o PSP. Os autores também reconheceram feições semelhantes a *furrows* (sulcos) no Platô de São Paulo, associadas ao DSP.

No domínio nordeste (III), entre as cotas batimétricas -900 m e -1500 m ocorrem depressões estreitas, de direção NE70-80E, com 2 a 20 km de extensão, que podem estar relacionadas a escape de fluido e/ou retrabalhamento pela corrente IWBC. Mahiques *et al.* (2022), a partir da interpretação de perfis de *sub-bottom* tipo *chirp* identificaram, no talude médio do setor norte, algumas depressões com feições de *mounds* associadas, que

interpretaram como resultantes da ação da IWBC fluindo para nordeste. Os autores também identificaram no mesmo setor uma depressão associada à *wipeout* em profundidade que foi interpretada como possível escape de fluido.

Depressões e *furrows* observadas no talude superior, alinhadas à quebra da plataforma, também foram interpretadas como o resultado da ação de correntes e fundo, corroborando as demais evidências do predomínio deste tipo de processo sedimentar no domínio III.

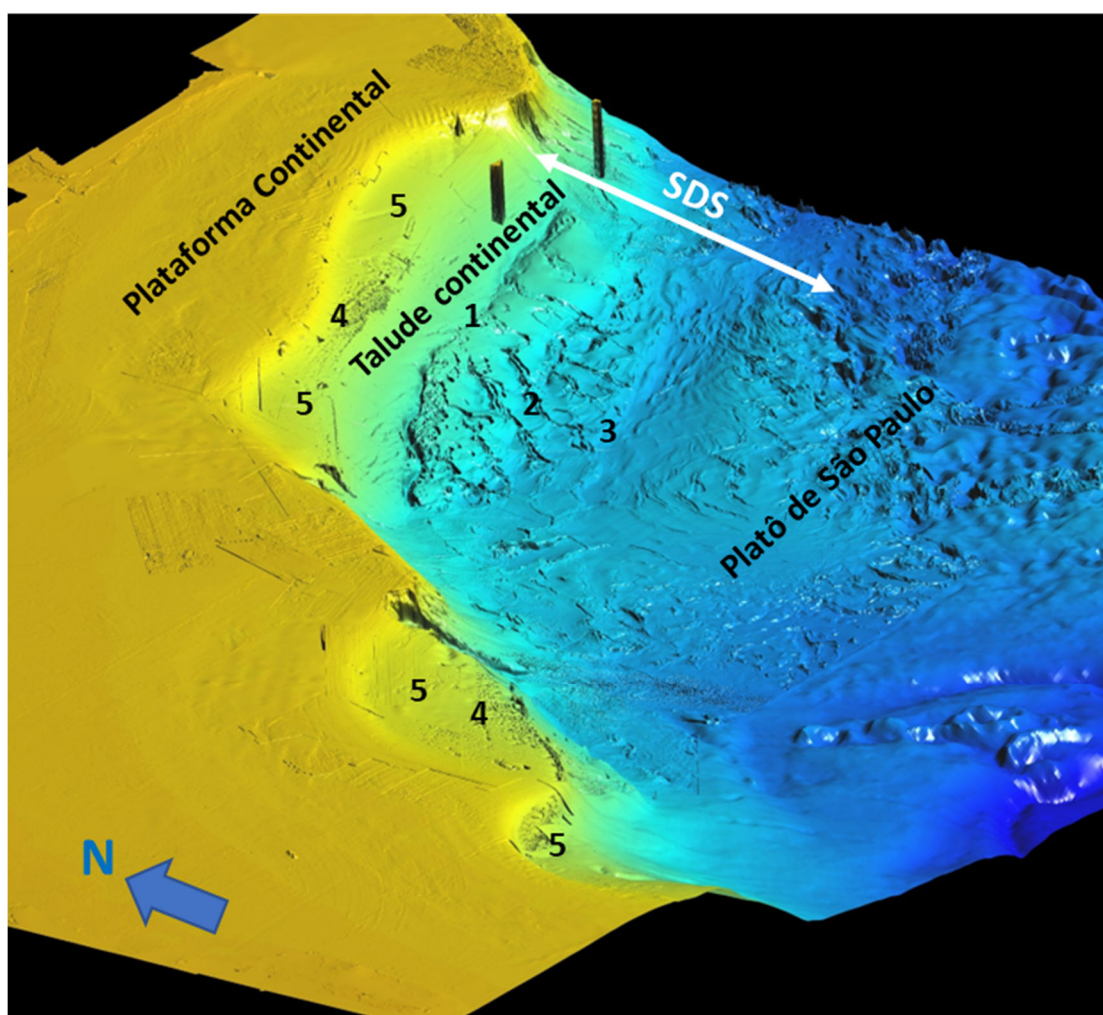


Figura III.27: Modelo digital de terreno com exagero vertical para evidenciar as feições geomorfológicas do domínio III, em especial o Sistema Drift de Santos (SDS). (1) Canal de Santos, (2) Conjuntos de cristas-grabens-minibacias associadas à halocinese de orientação NE-SW, (3) Canal de São Paulo, (4) Campos de pockmarks, (5) Terraços de talude superior.

Outros Vales Submarinos

Além dos cânions, outros tipos de vales submarinos foram reconhecidos no talude e PSP como ravinas e calhas. As ravinas ocorrem no talude central e norte. No domínio nordeste (III), a maioria das ravinas encontra-se no talude superior, parcialmente ou totalmente colmatadas. No domínio central, um sistema de drenagem paralela descendente compreende inúmeros vales estreitos com talvegues de baixa profundidade, que foram interpretados como ravinas relacionadas à transferência de sedimentos por fluxos gravitacionais da plataforma externa para o talude inferior e PSP (Figura III.22a).

De modo distinto, o PSP Sul apresenta dois vales bem desenvolvidos, de direção NW-SE, a partir da isóbata de -2600 m, que convergem para um depocentro meridional mais profundo que -3200 m de lâmina d'água. Esses vales (calhas) têm 105 km a 165 km de comprimento, 12 km a 15 km de largura e sua profundidade de talvegue varia de 100 m a 300 m; eles estão conectados talude acima com o Cânion de Cananéia (Figura III.18).

Biohermas

Testemunhos coletados nos pináculos carbonáticos registrados no interior de alguns *pockmarks* do talude superior/médio do domínio III recuperaram corais de águas frias fósseis envoltos em sedimentos lamosos (Figura III.28). Carvalho *et al.* (2022, submetido) caracterizou a diversidade e a distribuição de corais de águas frias em 5 locais selecionados do talude superior e médio (-200 m a -1000 m de profundidade) do domínio norte (III), usando dados batimétricos multifeixe, imagens de veículos operados remotamente e amostras de fundo. A estrutura, abundância e riqueza da assembleia de corais variou entre os locais amostrados e por faixa de profundidade, aumentando a abundância e riqueza de corais em direção ao extremo norte da bacia de Santos, perto de Cabo Frio, onde o fenômeno de ressurgência induzida por vórtices provavelmente proporcionou maior disponibilidade de alimento para o ambiente bentônico. A principal espécie de colônia observada nos mounds de corais é a *Solenosmilia variabilis*, que ocorre predominantemente sob a

Antarctic Intermediate Water (AAIW). *Lophelia pertusa* foi mais abundante em áreas banhadas pela *South Atlantic Central Water (SACW)*.

Maly *et al.* (2019), a partir de dados geofísicos de alta frequência, descreveu uma feição geomorfológica elevada de direção W e NW e interpretou como sendo uma cadeia carbonática, denominando-a de Alpha Crucis (*Alpha Cruise Carbonate Ridge-ACCR*), com cerca de 17 km por 11,6 km de largura, de 100 m a 290 m de altura, geometria semicircular e ladeada por uma depressão alongada, coberta por areias carbonáticas e cascalhos sobrepostos por corais ramificados mortos. A ACCR está situada no talude superior e médio, entre as isóbatas de - 450 m e - 1250 m do domínio nordeste (III). Os autores interpretaram que a ACCR foi formada por fluxo ascendente de fluido ao longo de falha crestal relacionada ao sal em profundidade e interagiu com o IWBC que moldou o fundo marinho e transportou as larvas de corais.

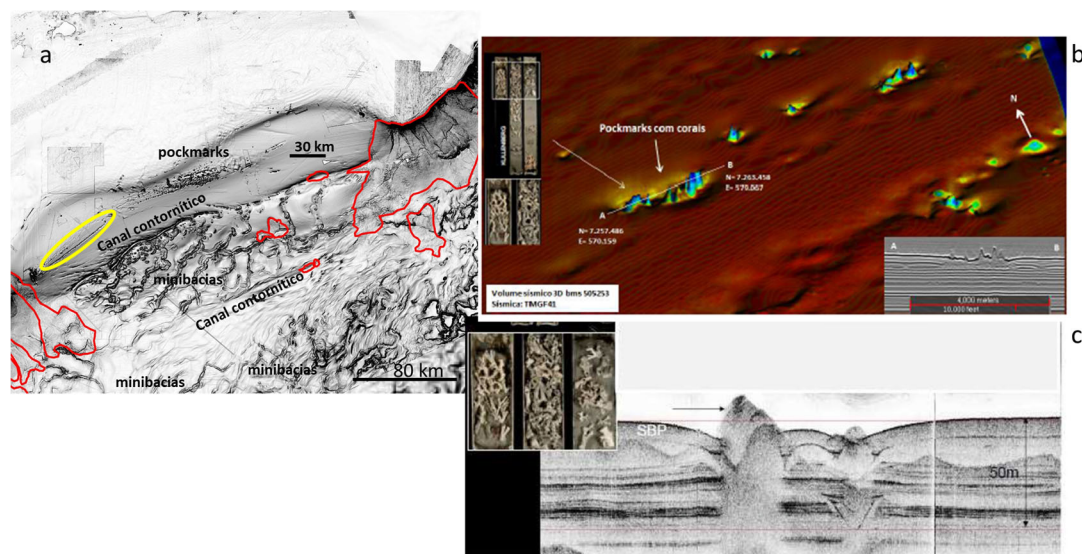


Figura III.28: (a) Mapa de coerência (edge) com a localização da área com pockmarks (polígono amarelo) contendo pináculos carbonáticos em seu interior (detalhes em b e c), (b) Mapa de amplitude ressaltando as áreas com os pináculos carbonáticos, seção sísmica 3D passando por pockmarks com pináculos e foto dos corais de água fria recuperados em testemunho retirados nesses biohermas, e (c) Seção de subbottom profile (SBP) atravessando um pockmark gigante com pináculos (Biohermas) e foto detalhe

*dos espécimes de corais de águas frias (No caso, Lophelia
Pertusa) recuperados em testemunho retirado no local.*

III.3.3 Caracterização Faciológica

A construção de um mapa faciológico superficial regional a partir de um conjunto de amostras esparsamente distribuídas em uma bacia do tamanho da bacia de Santos é um desafio, especialmente em águas profundas (talude e PSP) onde a quantidade de amostras é menor, bastante espaçadas, e com uma distribuição voltada para projetos regionais de geologia/geotecnia, geoquímica e ambientais que contam com amostragens bastante espaçadas. Em geral, as campanhas para subsidiar com dados reais os projetos para instalações submarinas se caracterizam pela coleta de amostras muito localizadas ou distribuídas linearmente quando se destinam a projetos de dutos. Em vista disto, primeiramente optou-se por fazer um levantamento das fácies superficiais mais frequentes no conjunto de amostras com descrição e posicionamento geográfico disponíveis.

Analisando o conjunto de dados pontuais obtidos através de testemunhagem a pistão do solo marinho do talude e PSP observou-se a predominância dos sedimentos de granulação fina (margas e lamas) com variações no conteúdo de carbonato de cálcio em direção ao mar profundo, corroborando as proporções observadas nas análises das amostras de fundo do PCR-BS (Ver capítulo II).

Adicionalmente, optou-se pela construção de um mapa faciológico regional a partir de uma variável secundária mapeável tridimensionalmente, a amplitude sísmica RMS, que tem ocorrência espacial contínua em boa parte do talude e PSP, o que contribuiu para aumentar a confiabilidade das interpretações inferidas nas posições entre amostras. Entretanto, uma limitação deste método é a resolução do dado, uma vez que a amplitude RMS extraída ao nível do horizonte do fundo do mar representa o conteúdo de amplitude sísmica de uma seção sedimentar de aproximadamente 8 a 10 m

de espessura (Figura III.5). Deste modo, o mapa faciológico é um mapa de tendência e representa a prevalência dos tipos de sedimentos encontrados nos primeiros 8-10 m abaixo do fundo do mar (Figura III.29).

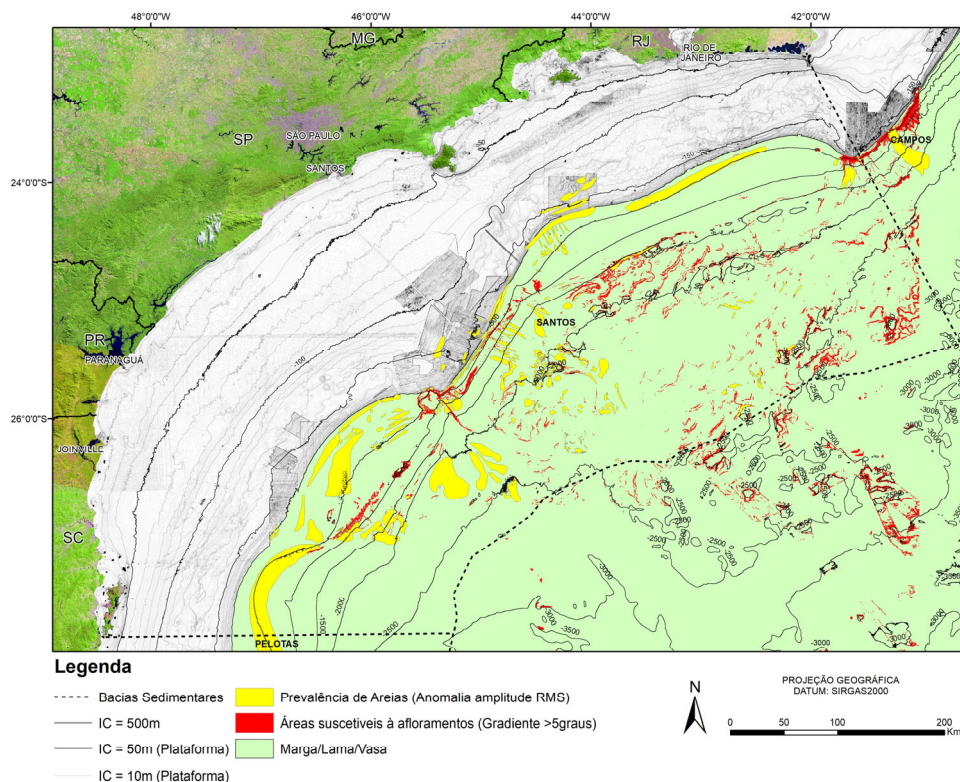


Figura III.29: Mapa faciológico do talude e PSP construído através da variável secundária amplitude RMS e calibrado por amostras de fundo. Representa a prevalência dos tipos de sedimentos encontrados nos primeiros 8-10m abaixo do fundo marinho.

O modelo de sedimentação do neopleistoceno e holoceno que está registrado nos primeiros 8-10 m de seção preconiza que a sedimentação basal é composta por sedimentos hemipelágicos e pelágicos (Marga, lama e vasa), e os sedimentos arenosos siliciclásticos, carbonáticos e mistos ocorrem preferencialmente no talude superior. Contudo anomalias de amplitude RMS também foram mapeadas nos talvegues das ravinas que cortam o talude do domínio II e em minibacias do talude inferior e PSP adjacente, na desembocadura do cânion Cananéia, no talude inferior do domínio I e no talude do domínio IV. Essas anomalias foram correlacionadas à presença de areias que provavelmente foram transferidas da plataforma para o sopé do

talude e PSP por fluxos gravitacionais (Correntes de turbidez) durante o último período glacial neopleistocênico (Estágio de regressão forçada). Esse processo de transferência foi bastante reduzido durante o Holoceno, assim como foi observado nas demais bacias da margem sudeste. Contudo, a ação de correntes de fundo na plataforma externa provavelmente continuou mobilizando sedimentos arenosos que extravasam para o talude superior até o presente.

Pequenas ocorrências de anomalias de amplitude observadas no PSP, em especial no Canal de São Paulo, podem estar associadas às vasas de foraminíferos e pterópodes que foram amostradas por *box cores* do PCR-BS (Ver capítulo II). Já as anomalias observadas no interior do trecho sudoeste do Canal de Santos, podem ser correlacionadas a sedimentos silto-arenosos, de granulação fina, que foram transportados por correntes de fundo.

Cerca de 18 testemunhos retirados de encostas de elevações do PSP amostraram afloramentos de sedimentos mais antigos na superfície do fundo marinho. Como os afloramentos não apresentam assinatura de amplitude RMS específica, não foi possível utilizar esta variável secundária para o mapeamento deles. Porém, como a maioria das ocorrências de afloramentos se encontra em encostas, utilizou-se um gradiente de corte (Maior do que 5 graus) para separar áreas com probabilidade de apresentar afloramentos. No entanto, não necessariamente todas as áreas hachuradas de vermelho no mapa da figura III.29 terão exposições de sedimentos mais antigos do que o Holoceno.

A figura III.30 mostra o mapa faciológico de integração plataforma-talude. Apesar do mapa faciológico da plataforma compreender as fácies predominantes entre 0 e 10 cm, e o mapa do talude representar um mapa de tendência para as fácies dominantes entre 0 e 10 m, é possível observar para a maioria das áreas uma boa correlação entre a dominância de sedimentos arenosos na plataforma externa e no talude superior, com exceção para uma pequena parte do domínio sudoeste (I), onde existe uma grande ocorrência de lama na plataforma externa e areias no talude superior. Essa boa correlação

corroborar a hipótese de *spill over* de sedimentos arenosos da plataforma para o talude pela ação de correntes de fundo.

O domínio central (II) é o único que mostra predominância uma grande área de ocorrência de areias na plataforma externa, e no talude superior-médio-inferior e no PSP. Da mesma forma, a plataforma externa se encontra enriquecida por fácies arenosa na retaguarda da cabeceira do cânion Cananéia.

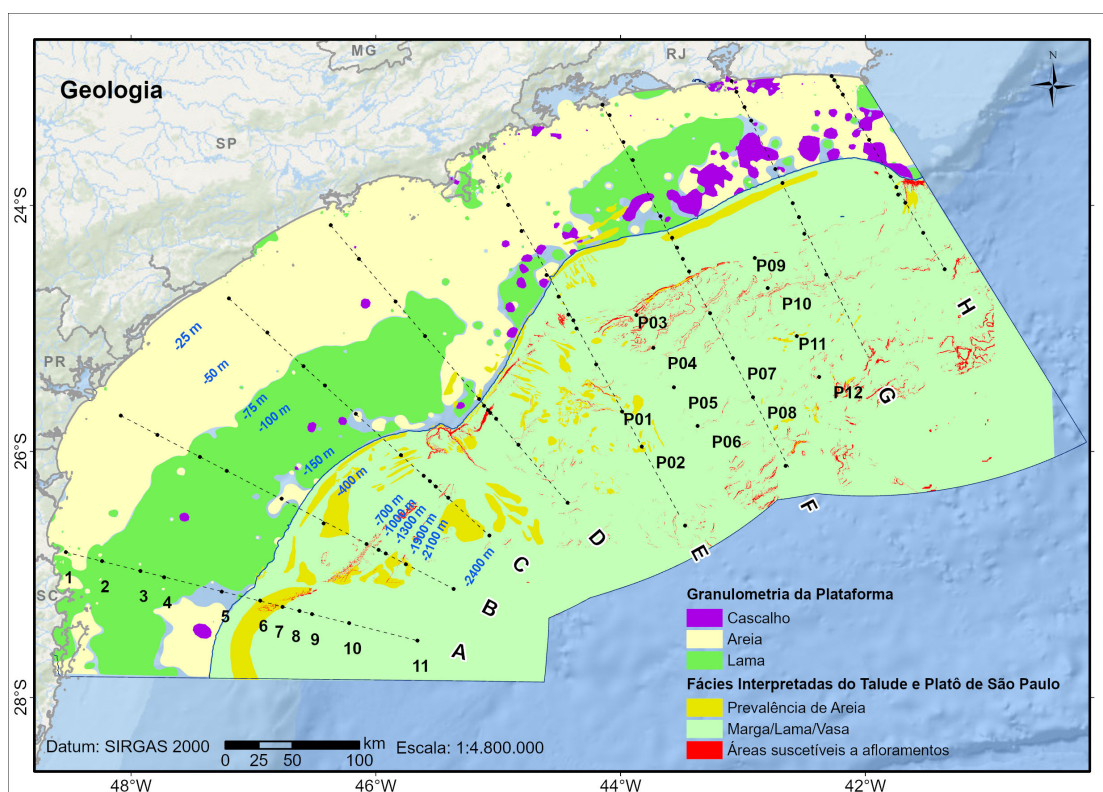


Figura III.30: Mapa faciológico de integração plataforma-talude-PSP. O mapa da plataforma exhibe as fácies prevalentes entre 0-10 cm, já o do talude e PSP, representa as fácies dominantes entre 0 e 10 m

III.4 Discussão

As análises geomorfológicas qualitativas e descritivas e o estudo da faciologia do talude e PSP desenvolvidas neste trabalho forneceu importantes insumos para as análises estatísticas elaboradas a partir dos proxies ambientais do PCR-BS. Além disto, a excelente cobertura de dados sísmicos multicanal 3D no talude continental e PSP permitiu não somente a interpretação e descrição das feições geomorfológicas em escala regional e a construção de um mapa faciológico regional, mas também a discussão da interação entre a morfologia moderna da Bacia de Santos e a história da evolução tectono-sedimentar da bacia, especialmente desde o Paleogeno até o Holoceno.

Quatro eventos tectono-sedimentares da história evolutiva da bacia podem ser relacionados a sua geomorfologia moderna: 1) A configuração do Embasamento, 2) A presença da sequência evaporítica, 3) O soerguimento Neocretácico experimentado pelo relevo da borda oeste da bacia (Proto Serra do Mar) e 4) A formação do Rifte Continental do SE do Brasil (RCSB, definido por Riccomini, 1991).

O topo do Embasamento da bacia é irregular, se apresentando mais soterrado em alguns locais, como na área do proeminente depocentro localizado na porção centro-norte da bacia (Área azul do mapa da Figura III.1), ou mais raso, como na área da Charneira cretácica, a oeste, ou na região do Alto Externo da bacia. A orientação do talude continental da bacia segue aproximadamente a orientação do Embasamento e da linha de charneira cretácica (Figura III.1)

A movimentação do sal para leste e para cima afetou consideravelmente o relevo moderno do assoalho marinho. De acordo com Davison *et al.* (2012), o movimento do sal começou no Eocretácio, mas foi acelerado durante o soerguimento e basculamento da bacia que originou a linha de charneira neocretácica. O soerguimento do relevo oeste da bacia desencadeou uma intensa progradação de sedimentos que preencheram o depocentro centro-norte (Figura III.31) e concomitantemente expulsou o sal para leste.

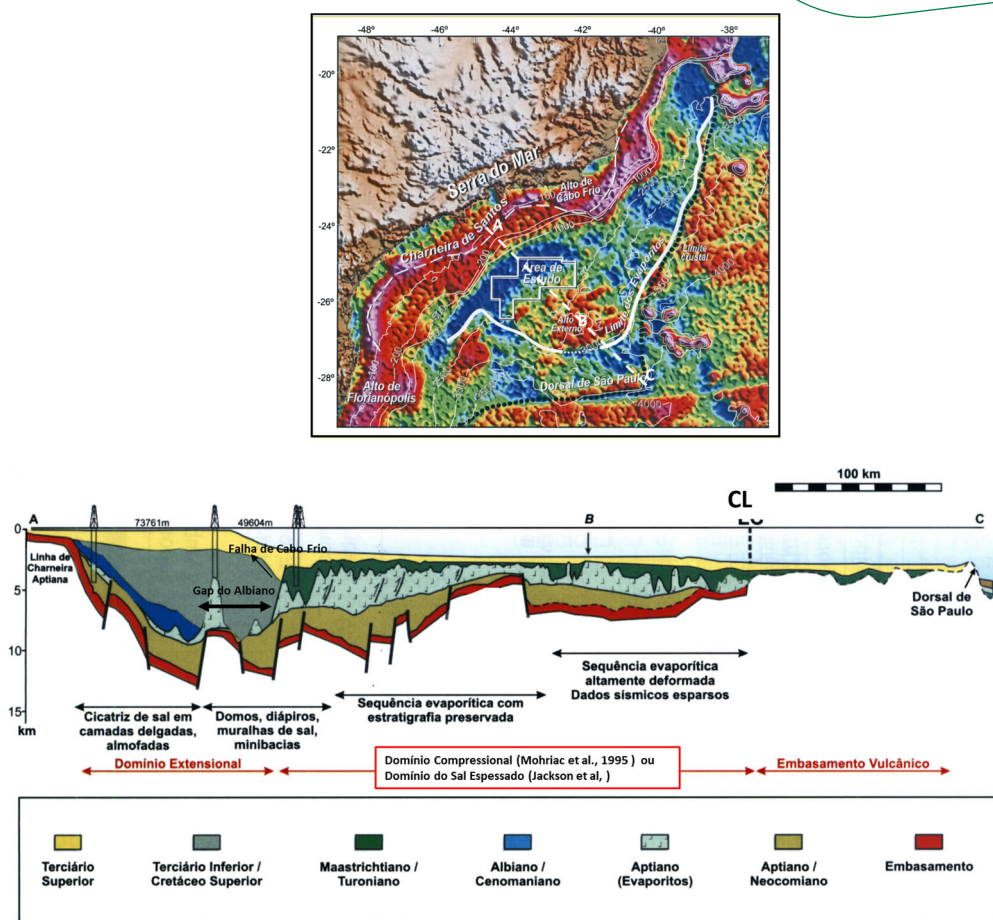


Figura III.31: (a) Mapa contendo mosaico composto de dados topográficos de satélite somado aos valores de gravimetria free-air (Gamboa et al., 2008), mostrando a localização da seção geológica do item b, (b) Seção geológica regional esquemática passando pela área central da Bacia de Santos. A Charneira Cretácica (Aptiana) marca uma mudança abrupta no mergulho do Embasamento. Sob a plataforma e o talude se observa um proeminente depocentro da bacia (Modificado de Gamboa et al., 2008).

A subida de diápiros, muralhas e cadeias de sal induziu a deformação dos sedimentos de sua cobertura por falhamento, dobramentos e colapsos crestais que imprimiram as suas formas e orientações no relevo do fundo marinho para formar cristas, minibacias e grabens crestais (Figura III.32). No seu caminho para leste, o sal encontrou um alto do Embasamento (Alto Externo, Figura III.31) que causou um maior alçamento, o que imprimiu uma geometria peculiar no relevo do fundo marinho, assemelhada a uma caixa de ovos, além de formar uma região coincidente com os limites do Alto Externo com batimetrias menores circundada por áreas mais profundas à sul, leste e norte.

Após a instalação do RCSB, o sistema fluvial Paraíba do Sul passa a correr para a Bacia de Campos, diminuindo o fornecimento de sedimentos terrígenos para o norte da Bacia de Santos, o que influenciou consideravelmente a sedimentação no talude norte e PSP adjacente (Domínio III), passando a preponderar na região os processos relacionadas à ação das corrente oceânicas de fundo, em detrimento das transferências de sedimentos terrígenos de alimentação fluvial através de fluxos gravitacionais durante os períodos de *lowstand*.

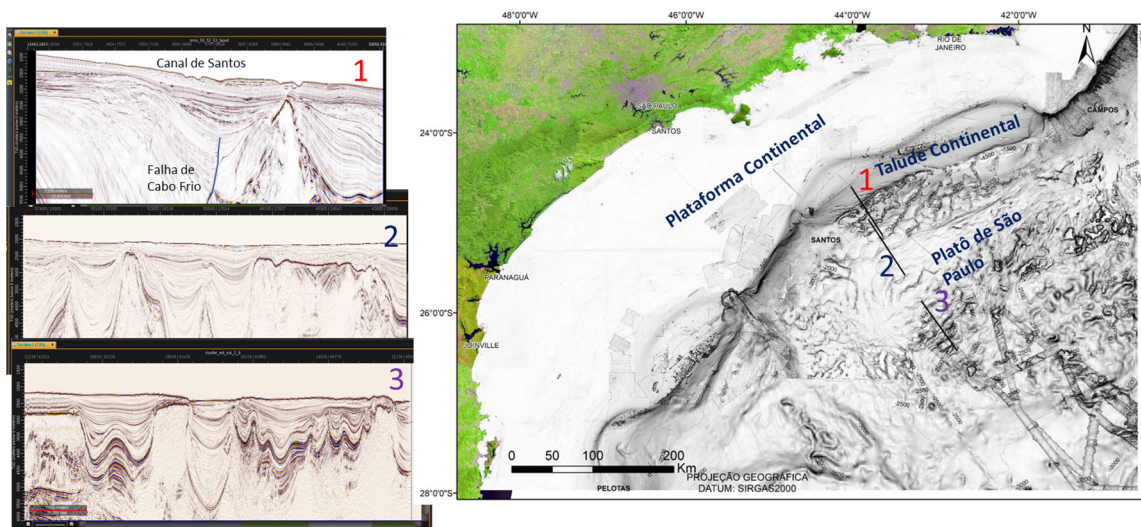


Figura III.32: Mapa de edge com a localização de 3 perfis sísmicos de direção NW-SE que evidenciam as diferenças de estilo halotectônico da porção nordeste da bacia, entre o Domínio Extensional (Proximal, perfil 1) e o Domínio de Sal Espessado (Talude médio-inferior e PSP, perfis 2 e 3). O perfil 1 cruza o limite entre estes 2 domínios halotectônicos que é coincidente com a Falha de Cabo Frio e o Canal de Santos, em superfície. O perfil 2 cruza os conjuntos de cristas-grabens crestais-minibacias intrasalinis de direção NE-SW, o Canal de São Paulo e as cristas/minibacias de direção N60E, e o perfil 3 cruza a porção externa do Domínio de Sal Espessado que mostra diápiros e muralhas com topos bastante rasos criando feições geomórficas arredondadas e desorganizadas no fundo marinho.

Alguns autores já apontaram a interrelação entre processos

oceanográficos, tais como as correntes de fundo oceânicas que e processos morfo-sedimentares no talude continental da bacia (Mahiques *et al.*, 2022), pelo menos desde o Neopaleogeno (Duarte & Viana, 2007). Mahiques *et al.* (2022) interpretaram que a Corrente do Brasil (CB) que flui para sul transporta, distribui e erode sedimentos de fundo da plataforma externa e do talude superior da porção nordeste da bacia (Domínio III). Os autores também descreveram contornitos folheados (*Sheeted contourites*) em lâmina d'água de 600 m associados com a IWBC que confere uma suavidade ao relevo de fundo.

De modo distinto, nos domínios I, II e IV predominam os processos gravitacionais, principalmente os deslizamentos (*Slides*), escorregamentos (*Slumps*) e fluxos de detritos (*Debris flow*), e as morfologias associadas tais como: cânions, ravinas, cicatrizes de transporte de massa e seus depósitos de topo irregular, os quais interagem com o relevo de fundo perturbado pela movimentação do sal, com as falhas aflorantes/subaflorantes e com as correntes oceânicas de fundo. Comparando a geomorfologia moderna das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, fica evidente a menor quantidade de condutos de transferências (cânions) da Bacia de Santos, apenas dois, indicando uma menor transferência de sedimentos arenosos da plataforma para o talude e PSP, pelo menos desde o Quaternário tardio.

No domínio I, como o limite de ocorrência do sal é aproximadamente coincidente com o limite talude-PSP, a morfologia do PSP não apresenta as irregularidades de relevo de fundo presentes nos outros domínios. O PSP é caracterizado por dois vales submarinos bem desenvolvidos que desembocam em um depocentro a sul. O PSP do domínio II representa uma região de transição entre a zona sem sal e o Domínio de Sal Espessado (Jackson *et al.*, 2015) da porção nordeste. Os domínios I, II e IV se caracterizam pela concentração de complexos de transporte de massa no talude inferior e no PSP, e por proeminentes cabeceiras de cicatrizes de ruptura no talude superior e médio.

A Bacia de Santos contém dois proeminentes campos de *pockmarks* situados nos terraços do talude superior dos domínios I e III, e outras ocorrências esparsas, em diferentes faixas batimétricas e com associações distintas. No domínio I os *pockmarks* estão limitados pela isóbata de 1100 m e não foram observados pináculos carbonáticos bem desenvolvidos no interior das depressões, como ocorrem no domínio III, entre as isóbatas de 500 m e 900 m. Além disto, no domínio III foram interpretados *pockmarks* até a isóbata de 1800 m, no talude inferior, associados com grabens crestais. Uma hipótese para explicar tais diferenças, seria a ocorrência de exsudações duradouras e persistentes no fundo marinho do talude do domínio III.

III.5 Conclusão

A geomorfologia moderna do talude continental e PSP da Bacia de Santos é o resultado das variações quaternárias do nível do mar e os processos sedimentares gravitacionais, pelo retrabalhamento de sedimentos por correntes oceânicas de fundo, por processos biológicos (Crescimento de biohermas), episódios de exsudação de fluidos no leito marinho e pela movimentação do sal em subsuperfície. Em escala regional, a configuração das províncias fisiográficas mostra uma herança da evolução tectono-sedimentar da bacia e da morfologia do Embasamento.

O talude continental da bacia foi subdividido em 4 domínios geomorfológicos: I- sudoeste, II- central, III- nordeste e IV- extremo nordeste, baseado nas características de direção, geometria do perfil, gradientes médios e na isóbata de quebra de plataforma. O PSP de cada um dos domínios mostra variações geomorfológicas consideráveis relacionadas à presença dos evaporitos. Os limites entre os domínios I-II e II-III são marcados por dois cânions, Cananéia e São Sebastião, respectivamente. Os domínios I e II apresentam terraços de talude superior e perfis convexos e lineares, já os domínios II e IV mostram perfis côncavos/exponenciais.

O movimento do sal para leste e para cima afetou consideravelmente o relevo do fundo marinho moderno do talude dos domínios I e III (Abaixo da Falha de Cabo Frio) e o PSP dos domínios II e III. A subida de diápiros,

muralhas e cadeias de sal induziu a deformação dos sedimentos de sua cobertura por falhamentos, dobramentos e colapsos crestais que imprimiram as suas formas e orientações no relevo do fundo marinho para formar cristas e grabens crestais circundados por minibacias.

O talude e PSP dos domínios sudoeste, central e extremo nordeste são caracterizados por complexos de transporte de massa e por feições associadas a este tipo de evento (cicatrizes, escarpas de cabeceiras, relevo de fundo rugoso). Por outro lado, no domínio nordeste (III), predominam os processos associados à ação de correntes de fundo até aproximadamente a isóbata de 2200 m, enquanto os depósitos de transporte de massa têm ocorrência localizada, apresentam dimensões e *runouts* bem menores.

A Bacia de Santos contém dois proeminentes campos de *pockmarks* situados nos terraços do talude superior dos domínios I e III, e outras ocorrências esparsas, em diferentes faixas batimétricas e com associações distintas. No domínio III os *pockmarks* ocorrem entre as isóbatas de 500 m e 900 m, e alguns deles exibem pináculos carbonáticos bem desenvolvidos em seu interior. Além disto, foram interpretados *pockmarks* até a isóbata de 1800 m associados a cristas de sal e grabens crestais. De modo distinto, no domínio I os *pockmarks* estão limitados pela isóbata de 1100 m e não foram observados pináculos carbonáticos bem desenvolvidos em seu no interior.

Provavelmente a origem dos campos de *pockmarks* do talude superior está associada com a dissociação de hidratos de gás de camadas subjacentes durante os estágios de *lowstand* pleistocênicos. Por outro lado, os *pockmarks* que ocorrem no talude médio e inferior estariam relacionados a exsudações de fluidos associadas à falhas em profundidade e/ou camadas carreadoras.

O mapa faciológico do talude e PSP é um mapa de tendência que registra a fácies prevalente entre 0 e 10 m, aproximadamente. A sedimentação basal da bacia é constituída por depósitos hemipelágicos e pelágicos (Marga, lama e vasa). Os sedimentos arenosos siliciclásticos, carbonáticos e mistos ocorrem preferencialmente no talude superior de todos os domínios. Fácies arenosas também foram mapeadas nos talwegues das ravinas que cortam o

talude do domínio II e em minibacias do talude inferior e PSP adjacente, na desembocadura do cânion Cananéia, no talude inferior do domínio I e no talude do domínio IV. Provavelmente essas areias foram transferidas da plataforma para o sopé do talude e PSP por correntes de turbidez durante o último período glacial neopleistocênico (Estágio de regressão forçada). Esse processo de transferência foi bastante reduzido durante o Holoceno, corroborando o que foi observado nas demais bacias da margem sudeste. Contudo, a ação de correntes de fundo na plataforma externa provavelmente continuou mobilizando sedimentos arenosos que extravasam para o talude superior até o presente.

As “areias” interpretadas no Canal de São Paulo, PSP, podem estar relacionadas à ocorrência de vaza de foraminíferos e pterópodes. Esse tipo de sedimento produz anomalia de amplitude semelhante àquelas produzidas pelas areias siliciclásticas/carbonáticas e mistas.

III.6. Agradecimentos

Agradecemos aos gerentes e coordenadores pelo suporte gerencial, e aos colegas da SUB/ES/GEO pelo legado do mapeamento minucioso do fundo do mar dos projetos de sísmica 3D compilados neste trabalho. A geógrafa Joana Paiva Robalo pelo eficaz planejamento para a elaboração do mapa batimétrico, ao engenheiro cartógrafo Fábio Silva Marques pelo apoio às análises em ambiente GIS e ao analista de sistemas Paulo Roberto Moura de Carvalho que gentilmente tratou os dados de batimetria e declividade para construir os perfis integrados da figura III.13b.

III.7 Referências

- BUENO, G. V., MACHADO, D. L. JR, OLIVEIRA, J. A. B. & MARQUES, E. J. J. 2004. A influência do Lineamento Capricórnio na evolução tectono-sedimentar da Bacia de Santos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 52, Araxá. Annals, Sociedade Brasileira de Geologia, Simposium 28-Petróleo: Geologia e Exploração, T 773. <http://www.sbgeo.org.br/home/pages/33>, accessed in November 2022.
- CARVALHO, N. F., WATERS, L. G., ARANTES, R. C. M., COUTO, D. M., CAVALCANTI, G. H., GÜTH, A. Z., HERCOS, C. M., FALCÃO, A. P. C., NAGATA, P. D. P., SAZAKI, D. K., DOTTORI, M., CORDES, E. E. & SUMIDA, P. Y. G. 2022. Deep-sea corals in newly explored regions of the South Atlantic. Communications Earth & Environment (Submitted).
- DAVISON, I.; ANDERSON, L.; NUTTALL, P. 2012. Salt deposition, loading and gravity drainage in the Campos and Santos salt basins. In: Alsop, G. I; Archer, S. G; Hartley, A. J.; Grant, N. T. & Hodgkinson, R. (eds), 2012. Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity. Geological Society, London, Special Publications, 363, 159-173.
- de MAHIQUES, M. M., SCHATTNER, U., LAZAR, M., SUMIDA, P. Y. G. & SOUZA, A. P. de 2017. An extensive *pockmark* field on the upper Atlantic margin of Southeast Brazil: spatial analysis and its relationship with salt diapirism. Helyon, 3, e00257.
- de MAHIQUES, M. M., LOBO, F. J., SCHATTNER, U., LOPEZ-QUIR, 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, 444, 106715.
- 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. Geological Society, London, Special Publications, 276, 171-198.
- EMILIANI, C., 1966. Paleotemperature analysis of the Caribbean cores P6304-8 and P6304-9 and generalized temperature curve for the past 425,000 years. Journal of Geology, v. 74, pp. 109-124.
- ERICSON, C. & WOLLIN, G. 1968. Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. Science 16,1227-1234.

- GAMBOA, L.A.P., PINHEIRO MACHADO, M.A., SILVEIRA, D.P., FREITAS, J.T.R. & SILVA, R.P. 2008. Evaporitos estratificados no Atlântico Sul: Interpretação sísmica e controle tectono-estratigráfico na Bacia de Santos. In: Mohriak, W., Szatmari, P., Anjos, S.M.C. (Eds.), *Sal, Geologia e Tectônica. Exemplos nas Bacias Brasileiras*, Ed. Beca, São Paulo, 343-361.
- IMBRIE, J. 1985. A theoretical framework for the Pleistocene ice ages. *Geol. Soc. of London Journal*, 142, 417-432.
- JACKSON, C. A.L., JACKSON, M. P. A., HUDEC, M. R. & RODRIGUEZ, C. R., 2015. Enigmatic structures within salt walls of the Santos Basin – part 1: Geometry and kinematics from 3D seismic reflection and well data. *Journal of Structural Geology*, 75, 135-162.
- KENNETT, J. P., CANNARIATO, K. G., HENDY, I. L. & BEHL, R. J. 2000. Carbon Isotopic Evidence for Methane Hydrate Instability during Quaternary Interstadials, *Science*, 288, 128-133.
- KOHL, B., FILLON, R.H., ROBERTS, H.H., 2004. Foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironments of the Pleistocene Lagniappe delta and related section, northeastern Gulf of Mexico. In: J.B.Andersen and R. Fillon (eds.). *Late Quaternary Stratigraphic Evolution of the Gulf of Mexico Basin*. SEPM Spec. Publ. 79: 189-216.
- KOWSMANN, R. O.; FALCÃO, A. P. C., CURBELO-FERNANDEZ, M. P. Geologia e geomorfologia: caracterização ambiental regional da Bacia de Campos, Atlântico Sudoeste. Rio de Janeiro: Elsevier, 2015. (Habitats, 1).
- MALY, M., SCHATTNER, U., LOBO, F., RAMOS, R.B., DIAS, R.J., COUTO, D.M., SUMIDA, P.Y., de MAHIQUES, M.M., 2019. The Alpha Crucis Carbonate Ridge (ACCR): Discovery of a giant ring-shaped carbonate complex on the SW Atlantic margin. *Sci. Rep.* 9, 18697.
- 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 deep-water province of Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In: JACKSON, M. P. A., *et al.*, eds., *Salt Tectonics: A global perspective: American Association of Petroleum Geologist Memoir* 65, 273-304.
- MOREIRA, J.L.P., MADEIRA, C.V., GIL, J.A. & MACHADO, M.A.P. 2007. Bacia de Santos. *Bol. Geoc. PETROBRAS*, 15(2), 531-549.
- RAMOS, R. B., dos SANTOS, R.F., SCHATTNER, U., FIGUEIRA, R.C.L., BÍCEGO, M.C., LOBO, F.J., de MAHIQUES, M.M. 2019. Deep *pockmarks* as natural traps: a case study from Southern Santos Basin (SW Atlantic upper slope). *Geo-Marine Letters*, 40, 989-999.

- RICCOMINI, C. 1991. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 256 p. <https://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44136/tde-18032013-105507/pt-br.php>, accessed in November 2022.
- SCHATTNER, U., LAZAR, M., SOUZA, L. A. P., BRINK, U. T. & MAHIQUES, M. M. 2016. *Pockmarks* asymmetry and seafloor currents in the Santos Basin offshore Brazil. *Geo-Marine Letters*, 36, 457-464.
- SCHATTNER, U., LOBOB, F. J., GARCÍA, M., KANARI, M., RAMOS, R. B. & MAHIQUES, M. M. 2018. A detailed look at diapir piercement onto the ocean floor: New evidence from Santos Basin, offshore Brazil. *Marine Geology*, 406, 98–108.
- SCHREINER, S., SOUZA, M. B. F. M. & MIGLIORELLI, J. P. R. 2009. Modelo digital da geomorfologia do fundo oceânico do centro-sul da Bacia do Espírito Santo e norte da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 17 (2), 365-369.
- SILVEIRA, I. C. A. da, LAZANEO, C. Z., AMORIM, J. P. M., SILVA, M. B., BERNARDO, P. S., MARTINS, R. C., SANTOS, D. M. C., DOTTORI, M., BELO, W. C., MARTINS, R. P. & MOREIRA, D. L. 2022. Oceanographic conditions of the continental slope and deep waters in Santos Basin: the SANSSED cruise (winter 2019). *Ocean and Coastal research*, this issue.
- VICALVI, M.A. 1997. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático dos sedimentos do Quaternário Superior do talude da Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 11 (1/2), 132-165.
- VICALVI, M.A. 1999. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário superior do talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 184p. Thesis.
- VICALVI, M.A. & KOWSMANN, R.O. 2006. Application of foraminiferal biostratigraphy to the assessment of submarine geohazards. Poster session, Forams 2006, Natal, Brazil.
- WAELEBROECK, C.; LABEYRIE, L.; MICHEL, E.; DUPLESSY, J.C.; MCMANUS, J.F.; LAMBECK, K.; BALBON, E. & LABRACHERIE, M. 2002. 11 p. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21 (1-3) 295-305.

Feições de Instabilidade do talude Continental e do Platô de São Paulo da Bacia de Santos

*Capítulo IV
Revisão 00
Dezembro/2022*

IV. FEIÇÕES DE INSTABILIDADE DO TALUDE CONTINENTAL E PLATÔ DE SÃO PAULO DA BACIA DE SANTOS

IV.1 Introdução

O avanço da exploração e produção petrolífera em direção às águas profundas exigiu da indústria do petróleo e dos órgãos ambientais governamentais um esforço para aumentar o conhecimento deste ambiente marinho profundo até então desconhecido, em especial das suas condições meteoceanográficas, geológicas, biológicas e ecológicas. Se por um lado as companhias de petróleo passaram a se preocupar cada vez mais com a segurança das instalações submarinas, grande parte delas hospedadas no solo marinho, os órgãos ambientais ficaram interessados na medição, predição e prevenção dos impactos gerados na ocupação desta nova fronteira.

Estudos dos perigos e riscos naturais, os quais incluem os perigos geológicos (Geohazards), tornaram-se alvo das companhias de petróleo. Um dos principais geohazards relaciona-se com a instabilidade do solo marinho, seja devido a elevadas taxas de sedimentação, erosão por fluxos gravitacionais ou por correntes de fundo, os processos de ruptura do solo que podem evoluir para fluxos de transporte de massa, e a presença de *seepages* ativos. Para atender a esta demanda, estudos multidisciplinares, que integram ferramentas de geofísica, geologia e geotecnia, têm sido conduzidos pelas companhias de petróleo em todo mundo, bem como por institutos de pesquisa, tais como os estudos desenvolvidos nos campos de Ormen Lange na Noruega (Bryn *et al*, 2003) e Mad Dog e Atlantis no Golfo do México (Jeanjean *et al*, 2003).

As feições morfológicas indicativas de instabilidade do fundo marinho foram mapeadas em caráter regional (capítulo II deste volume) e integradas com os dados de amplitude sísmica, que são bons indicadores do tipo de sedimento, e com os dados de 143 testemunhos a pistão, que permitiram a determinação da constituição e idade dos sedimentos amostrados. Deste

modo, foi possível estabelecer a natureza e idade dos eventos que geraram estas feições, além de contextualizá-los na história evolutiva da bacia.

IV.2 Métodos e dados

A metodologia e os dados utilizados para o estudo das feições geomorfológicas e faciológicas do talude continental e Platô de São Paulo (PSP), e das idades dos sedimentos estão descritas no capítulo III.

As datações dos sedimentos de fundo foram feitas através de biozonas de foraminíferos planctônicos (Vicalvi, 1997. 1999) baseadas em Ericson e Wollin (1968), e calibradas com os estágios isotópicos de oxigênio e a curva do nível do mar do Quaternário superior baseadas em Imbrie *et al.* (1985).

Para sedimentos do Pleistoceno inferior, foi utilizado o biozoneamento de Antunes (1994) para nanofósseis, que fatia em sub-zonas o Pleistoceno indiviso do biozoneamento padrão para nanofósseis (N-720) de Richter *et al.* (1993) e a biozona NN-21 de Martini (Figura IV.1). Da mesma forma, sedimentos cenozoicos e cretácicos amostrados em afloramentos e/ou clastos de DTM foram datados através de nanofósseis calcários, utilizando as biozonas de Richter *et al.* (1993), correlacionáveis às biozonas internacionais

de Martini (1971), e as biozonas internacionais de Sissingh (1977) reeditadas por Perch-Nielsen *et al.* (1985), respectivamente.

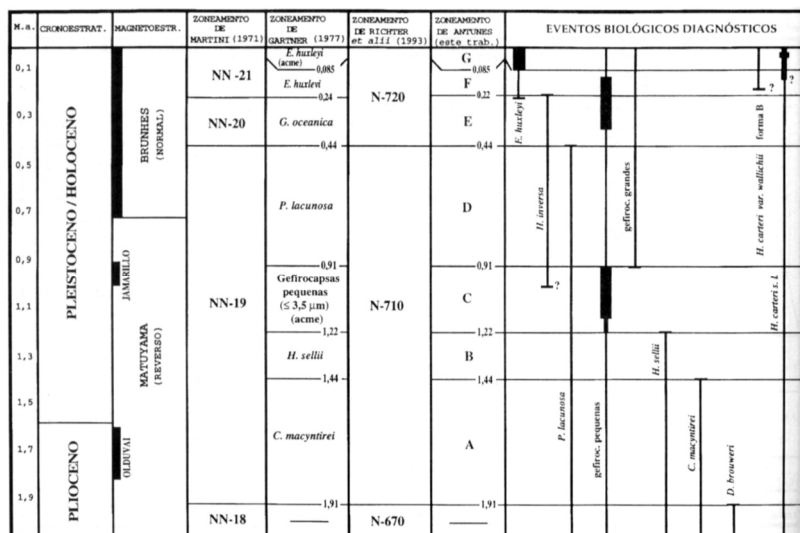


Figura IV.1: Comparação entre diversos arcabouços estratigráficos existentes para nanofósseis calcários do Quaternário (Tokutake, 2005).

Um dos critérios adotados para datar os depósitos de fluxos gravitacionais de sedimentos, os quais estão relacionados a eventos de instabilidade do talude, é atribuir à idade do depósito/evento a idade da cobertura hemipelágica não perturbada imediatamente sobreposta (Vicalvi e Kowsmann, 2006).

Das amostras datadas (143), 125 recuperaram sedimentos holocênicos na superfície, dos quais 103 (82,4%) são marga (MG) ou lama rica em carbonato (LR) ou lama siliciclástica (L). A cobertura holocênica possui espessura média de 53 cm, sendo que 90 % das amostras apresentam espessura menor/igual do que 80 cm, e em 75% delas a recuperação foi menor ou igual a 40 cm (Figura IV.2). A partir destas espessuras foi possível calcular as taxas de sedimentação para o Holoceno, as quais se revelaram muito baixas, variando entre valores iguais a 0,9 cm / 1000 anos e 7,3 cm / 1000 anos para 10 % e 90% das amostras, respectivamente.

Apenas o GL-1083, localizado na cabeceira do cânion Cananéia, recuperou uma amostra com espessura bastante anômala, 740 cm de sedimentos hemipelágicos holocênicos, indicando que provavelmente a cabeceira em forma de coroa criou um ambiente assemelhado a uma enseada, que favoreceu a decantação de uma espessura maior de finos que podem ter sido trazidos até esta porção por correntes de fundo.

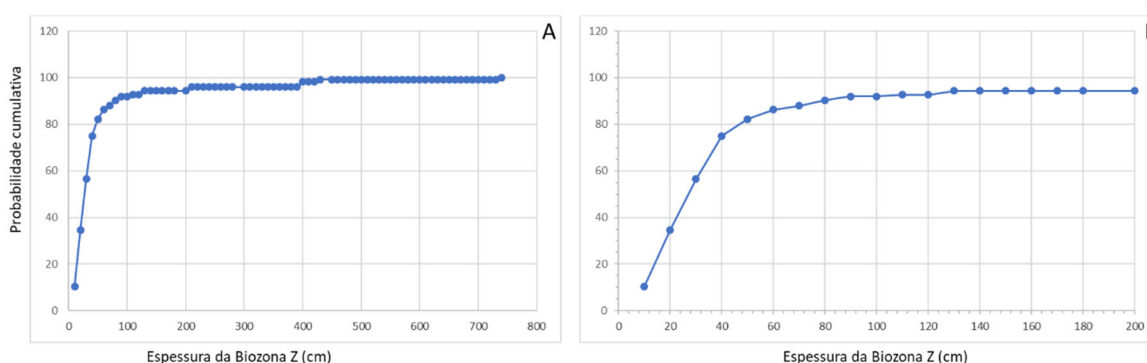


Figura IV.2: (A) Curva de frequência acumulada para a espessura da Biozona Z, holocênica, com todos os dados (143 amostras), e (B) Zoom na curva mostrando 95% das ocorrências.

As análises de calcimetria feitas nos centímetros iniciais dos testemunhos revelaram que o conteúdo de carbonato de cálcio aumenta com a batimetria e varia, predominantemente, entre 18 e 60%, classificando as amostras como Lama Rica em carbonato (25 casos) e Marga (81 casos), principalmente, corroborando os achados da equipe da UFF (Universidade Federal Fluminense, ver capítulo II). As amostras de box cores do PCR-BS encontraram a mesma tendência, culminando com depósitos de vasas de foraminíferos e pterópodes no PSP (Capítulo II), no interior do Canal de São Paulo (Ver capítulo III). O aumento da concentração de CaCO_3 com a profundidade deve-se à diminuição do aporte terrígeno e aumento dos pelágicos, seguindo a mesma tendência observada nas bacias de Campos e Espírito Santo.

As áreas classificadas como afloramento correspondem às encostas mais íngremes dos domos e muralhas de sal, escarpas de talude superior e flancos

de vales submarinos. Nestes locais, a probabilidade de ocorrência de afloramentos de sedimentos antigos e/ou rochas no fundo do mar ou no subfundo raso é maior. A identificação dessas áreas foi feita através de uma classificação do mapa de declividade, considerando os limiares de 5 graus, para as áreas com dados batimétricos provenientes da sísmica 3D.

IV.3 Resultados

IV.3.1 Feições de Instabilidade

As feições de instabilidade pesquisadas no presente estudo são definidas como as feições morfológicas e sedimentológicas que podem ser associadas a qualquer evento indicativo de ruptura da estrutura original do solo marinho ou evento de transporte de sedimentos. Em geral, a cada conjunto de feições morfológicas se associam feições sedimentológicas relacionadas ao tipo de processo sedimentar que as geraram.

As feições sedimentológicas pesquisadas são as evidências de transporte de sedimentos, as quais correspondem aos diferentes tipos de depósitos sedimentares relacionados aos processos de transferência de sedimentos de um ponto para outro da bacia. Os principais depósitos identificados no primeiro metro abaixo do fundo foram os hemipelagitos e pelagitos que foram depositados por decantação e constituem a sedimentação basal (*background*). Através de evidências indiretas (Anomalias de amplitude e feições geomorfológicas diagnósticas) calibradas por dados diretos (testemunhos) e perfis geotécnicos, foram mapeados depósitos de transporte de massa (DTM), contornitos e depósitos turbidíticos.

Como o mapeamento das fácies foi feito através da variação dos valores de amplitude RMS, o qual discretiza principalmente lama e areia, só foi possível diferenciar os depósitos arenosos e areno-lamosos (turbiditos, principalmente) dos depósitos predominantemente lamosos (DTM, contornitos e hemipelagitos). As principais feições sedimentológicas estão representadas

no mapa faciológico do capítulo III (Figura III.13) que representa o tipo de sedimento prevalente nos primeiros 10m de seção sedimentar. Foram discretizados 3 tipos de fácies: areias, lama/marga/vasa, áreas com probabilidade de afloramentos.

Os diferentes depósitos lamosos têm assinatura específica nos perfis geotécnicos (Su e poropressão) e nos padrões de sismofácies, porém como os perfis são dados pontuais e localizados e as sismofáceis dos primeiros 10 m só podem ser observadas nas sísmicas de alta resolução, as quais estão disponíveis principalmente nas áreas de produção, ambos não se qualificam como critérios de referência para mapeamentos regionais. Entretanto, tais dados foram fundamentais para a calibração das interpretações feitas a partir da amplitude extraída da sísmica 3D.

Além do reconhecimento e mapeamento das feições de instabilidade, procedeu-se a datação dos eventos deposicionais construtores destas feições, de forma a contextualizá-las na história evolutiva da margem continental. Nos estudos de geohazards, além de considerar as características geológicas e ambientais que podem representar susceptibilidades à ocorrência de eventos adversos, também busca-se prever, de forma probabilística, as chances de ocorrência de novos eventos em determinado intervalo de tempo. Desta forma, é muito importante estabelecer o ambiente tectono-sedimentar impresso no registro geológico para correlacioná-lo com o ambiente atual e futuro, na escala de tempo dos projetos de engenharia (de dezenas a poucas centenas de anos), e não na escala do tempo geológico.

A seguir vamos analisar alguns conjuntos de feições morfológicas e sedimentológicas correlatas indicativas de instabilidade, que foram observados na Bacia de Santos e seus significados:

Cicatrizes, fundo rugoso e suas relações com os depósitos de transporte de massa (DTM)

As três feições supracitadas são intimamente relacionadas, uma vez que as cicatrizes são evidências da ruptura do talude (início do processo), enquanto o fundo rugoso está relacionado ao material que foi removido, transportado e depositado ao final do processo, os depósitos de transporte de massa.

As cicatrizes delimitam a zona de ruptura do talude e, em geral, são constituídas por escarpas melhor desenvolvidas nas cabeceiras que diminuem de altura em direção a sua porção distal. O interior das cicatrizes, em geral, é caracterizado por fundo rugoso, associado ao topo irregular de depósitos de transporte de massa, e a parte distal dos depósitos se caracterizam pela presença de cristas de pressão criadas em resposta ao transporte de massa de solo contra um anteparo a jusante, a zona indeformada. Outras evidências da presença dos depósitos de transporte de massa são sismofácies caóticas nos registros sísmicos e a assinatura característica deles nos perfis de PCPT (*Piezocone Penetration Test*), especialmente os perfis de resistência de ponta à penetração (qc, qt) e perfis derivados (Su-resistência não-drenada ao cisalhamento do solo marinho), que se caracteriza por aumentos dos valores de resistência em relação ao *background* da lama.

As maiores cicatrizes de transporte de massa foram observadas no talude dos domínios sudoeste (I), central (II) e extremo nordeste (IV), as quais correspondem, em geral, a complexos de transporte de massa.

As cicatrizes observadas nos dados geofísicos da Bacia de Santos podem ser classificadas em superficiais e profundas, de acordo com profundidade da superfície de ruptura. No talude médio/inferior do domínio sudoeste (I), por exemplo, foi mapeada uma cicatriz superficial com grande dimensão em área, com cabeceira em esquadro e fundo rugoso em seu interior. Em seção sísmica passando pelo centro da cicatriz se observa que é uma ruptura relativamente superficial com plano de descolamento situado a 22 m abaixo do fundo (Figura IV.3).

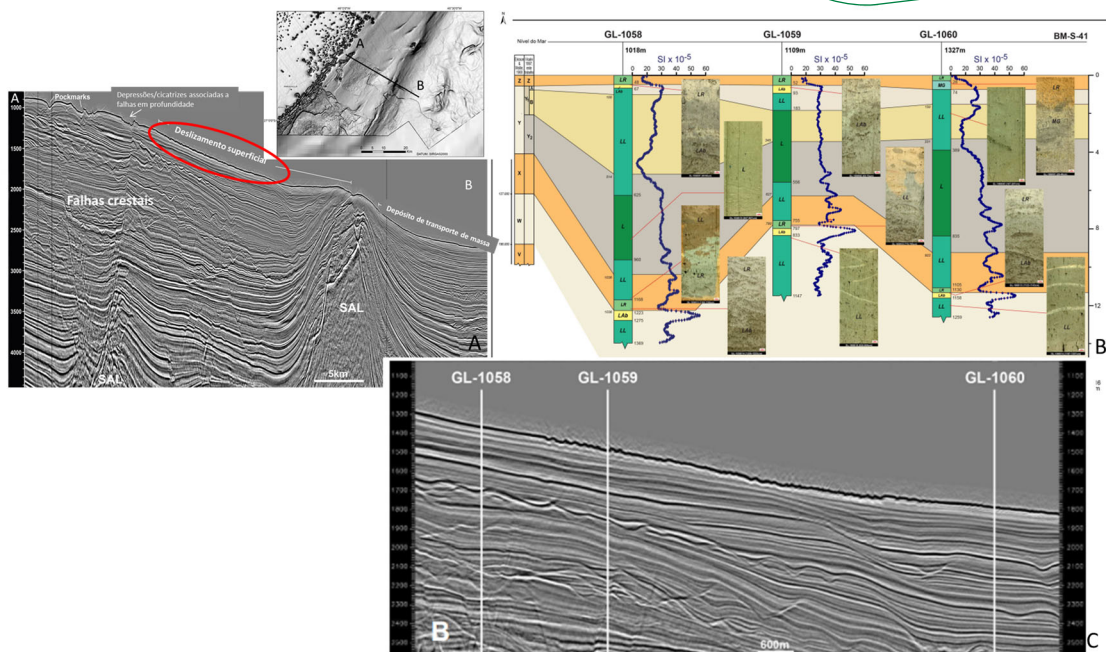


Figura IV.3: Seção sísmica 3D passando pela cicatriz e depósito de transporte de massa do talude sudoeste (Domínio I), seção sísmica em detalhe com a localização dos furos geológicos que amostraram o DTM, e seção geológica esquemática (Kowsmann et al., 2013) passando pelos furos. Notar que a rugosidade só é percebida na escala da sísmica, porém os testemunhos não amostraram material deformado, somente depósitos hemipelágicos.

Por outro lado, a profundidade da superfície de ruptura para dar origem à cabeceira atual do cânion Cananéia pode chegar a aproximadamente 600 m de profundidade, considerando toda a altura da massa de solo removida até a base dos depósitos observada na seção sísmica que se encontra soterrada 98 m abaixo do fundo marinho atual (Figura IV.4). Porém, a construção do cânion provavelmente se deu em etapas, através sucessivos colapsos retrativos que resultaram em um complexo de transporte de massa (CTM).

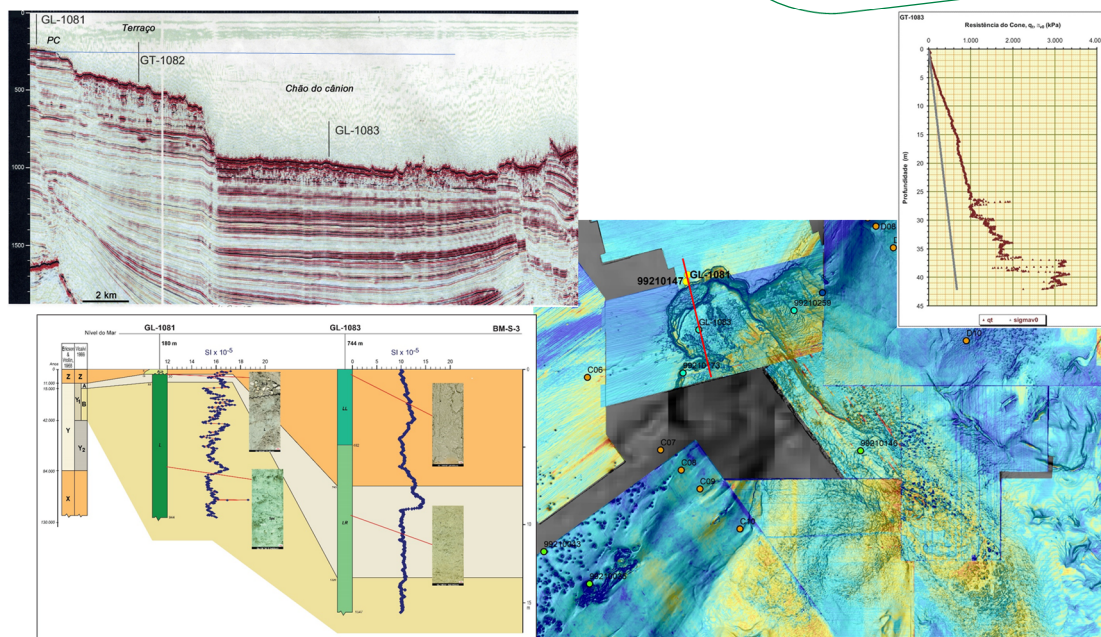


Figura IV.4: Seção sísmica passando pelos furos geológicos e geotécnicos que amostraram a cabeceira do cânion Cananéia, mapa de edge com amplitude RMS sobreposta mostrando a localização da seção, seção geológica esquemática mostrando as fácies recuperadas pelos testemunhos (Kowsmann et al., 2013a) e perfis de resistência à penetração (qt) no ponto do furo GL-1083. Analisando a assinatura do perfil de qt, interpretou-se que o topo do depósito de transporte de massa ocorre a 37 m abaixo do fundo marinho; encontra-se sobreposto por uma camada de areia de aproximadamente 7 m (entre 30 e 37m), a qual é recoberta por depósitos hemipelágicos até a superfície. Apesar do topo dos depósitos de transporte de massa estarem soterrados, eles imprimem rugosidade ao leito marinho.

As cicatrizes também podem ser classificadas de acordo com a sua posição na bacia, nas seguintes categorias: a) cicatriz de talude e b) cicatriz de borda de encostas relacionadas ao relevo associado às cristas de sal e bordas de grabens apicais. A maioria das cicatrizes de talude apresenta grandes dimensões areais, maiores *runouts* (da ordem de quilômetros) com superfícies de ruptura superficiais ou mais profundas, e muitas delas compreendem vários eventos de ruptura formando complexos de transporte de massa (CTM), já as cicatrizes associadas ao relevo criado pela halocinese/halotectônica têm áreas menores, menores *runouts* (da ordem de dezenas a poucas centenas de metros) e são as mais superficiais. Grande

parte destas cicatrizes de menor porte e os seus respectivos DTM são imageados somente em levantamentos geofísicos de alta resolução (Figura IV.5).

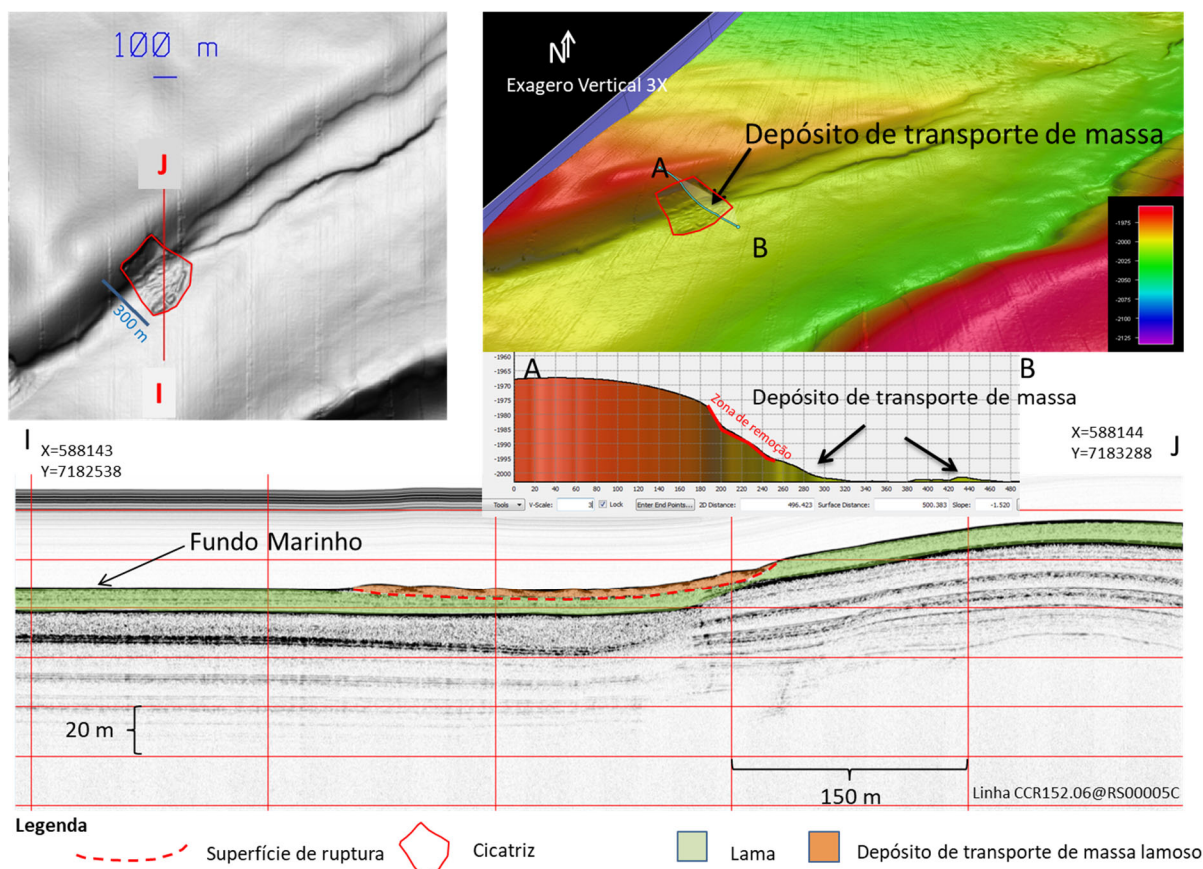


Figura IV.5: Cicatriz de pequeno porte associada à encostas criadas pela halocinese, mostrando em seu interior fundo rugoso associado a depósitos de transporte de massa, com runout de aproximadamente 300 m. Seção sísmica de alta resolução (Subbottom profile de 3,5 kHz) passando pela cicatriz mostrando a superfície de ruptura cerca de 5 m abaixo do fundo marinho.

Em geral, as irregularidades presentes no topo dos depósitos de transporte de massa conferem ao relevo do fundo marinho um aspecto rugoso, ainda que o depósito esteja soterrado, porque a cobertura hemipelágica/pelágica é capaz de mimetizar o seu topo de forma a reproduzir o aspecto rugoso em superfície. Na Bacia de Santos, a rugosidade observada no leito marinho em grandes áreas do talude continental está relacionada à presença de depósitos de transporte de massa soterrados, com grau de soterramento variando de dezenas de centímetros até dezenas de metros.

Em geral, depósitos de transporte de massa tipo fluxo de detrito (*debris flow*) apresentam topo bastante irregular devido à ocorrência de clastos dos mais variados tamanhos, chegando até megaclastos em alguns casos, que sobressaem da matriz de granulação fina, de composição lamosa ou arenolamosa, que os envolve. Os depósitos de escorregamento (*slumps*) também podem apresentar topo irregular devido a presença de dobras e falhas, assim como depósitos de rastejamento (*creep*).

A intensidade da rugosidade de fundo associada ao topo dos DTM depende da quantidade e do tamanho dos clastos e da possança (espessura), e da formação de falhas e dobras no domínio compressivo distal dos DTMs. Depósitos espessos, com grande quantidade e variados tamanhos de clastos (desde seixo a megaclastos) apresentam topo bastante irregular, chegando a afetar a rugosidade do fundo marinho mesmo estando bastante soterrados. Por outro lado, depósitos muito desintegrativos e de pouca espessura tem pouco potencial de induzir rugosidade no fundo marinho.

Cristas-grabens crestais e falhas associadas (Áreas afetadas pela halocinese e halotectônica), DTM de pequeno porte, *pockmarks* e afloramentos.

As feições geomorfológicas (cristas-grabens-falhas-*pockmarks*) e sedimentológicas (DTM e afloramentos na superfície) acima apresentam correlação entre si em algumas áreas da Bacia de Santos. As áreas do talude inferior e PSP que contém cristas e grabens crestais associados à halocinese/halotectônica mostram encostas com relevo relativamente mais íngreme, que devido à sobrelevação ficam sujeitas à processos de ruptura e movimentos de massa (Figura IV.6). No entanto, a maioria das cicatrizes associadas a estes processos é superficial, de pequena dimensão, com *runouts* da ordem de dezenas a poucas centenas de metros, com depósitos de pequeno volume e extensão, muitas vezes abaixo da resolução dos dados sísmicos 3D (Figura IV.7).

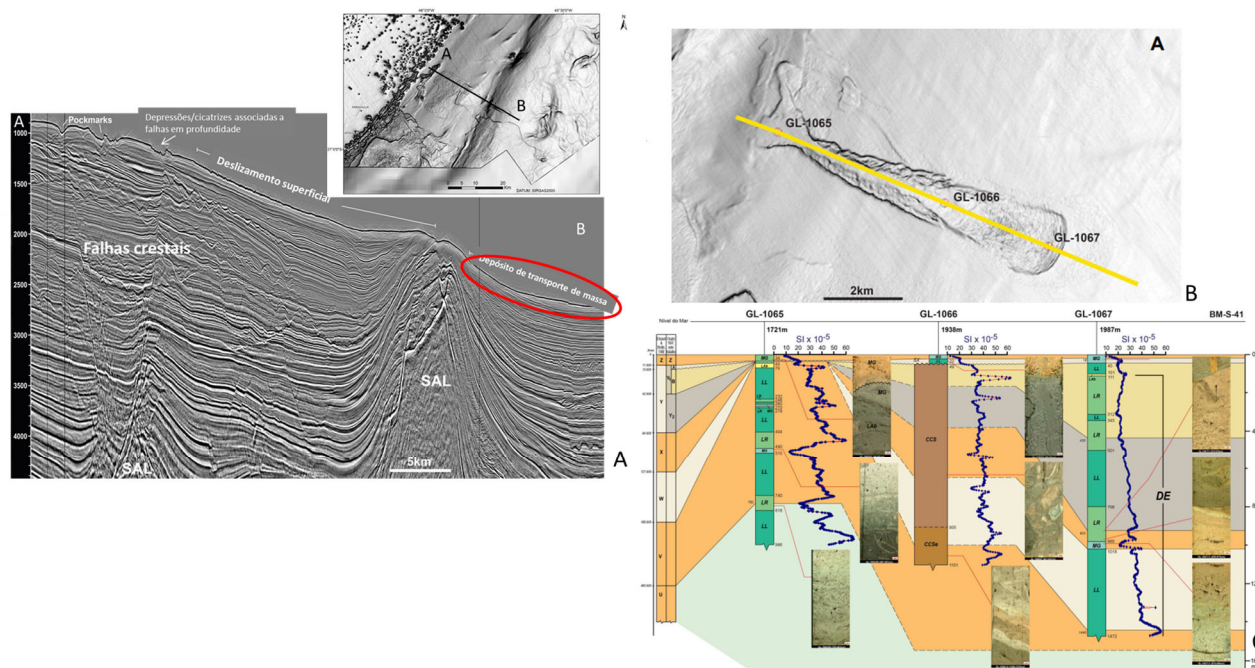


Figura IV.6: (A) Seção sísmica mostrando uma ruptura de talude associada ao flanco de uma crista de sal do talude inferior do Domínio I, (B) Mapa de edge mostrando a cicatriz de ruptura e a rugosidades associada ao depósito de transporte de massa, e (C) Seção geológica esquemática (Kowsmann et al., 2013) passando pelos furos geológicos que recuperaram o depósito de fluxo de detrito (CCS – conglomerado clasto-suportado) e o depósito deformado distal (Zona das cristas de compressão). Reparar que o depósito de transporte de massa ocorreu durante o último máximo glacial (Biozona Y1).

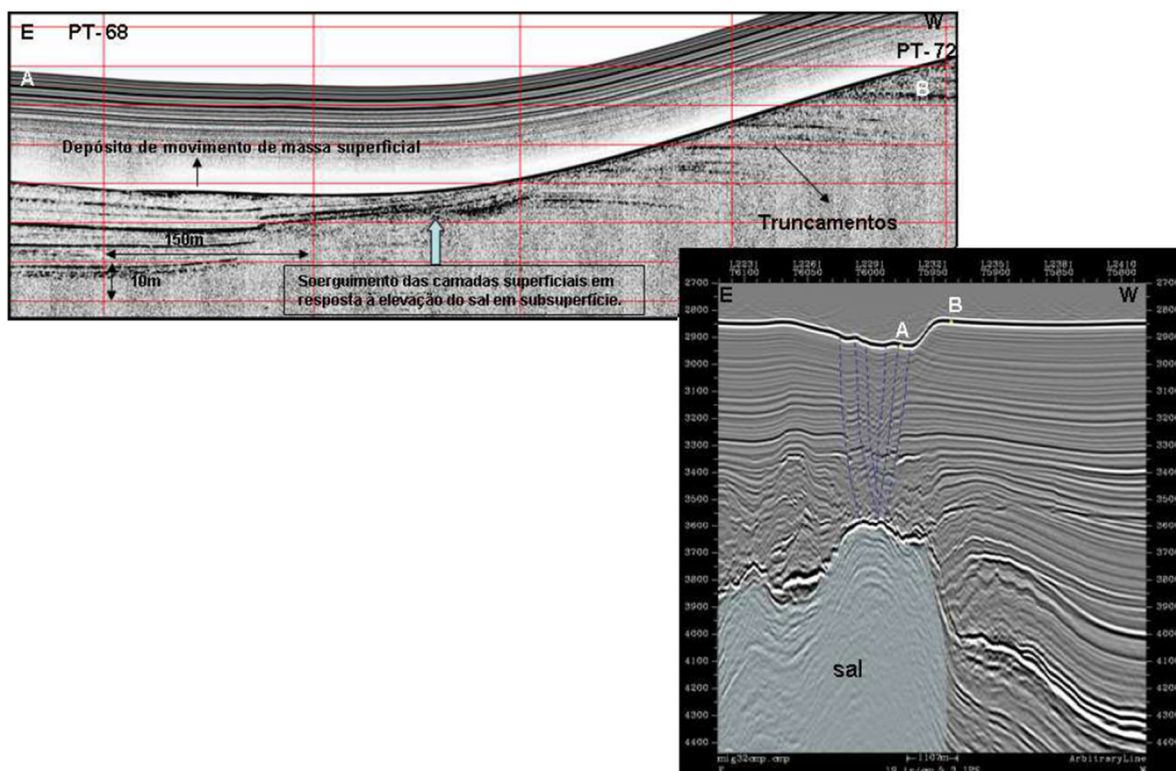


Figura IV.7: Seção sísmica 3D passando por graben formado no topo de diápiro de sal, com falhas chegando ao fundo do mar. No detalhe, seção sísmica de alta resolução (Subbottom profile de 3,5 kHz) passando pela encosta do graben e mostrando truncamentos na encosta (Afloramentos) e pequeno depósito de transporte de massa superficial no pé da escarpa.

As encostas que sofreram processo de ruptura e remoção exibem afloramentos de sedimentos mais antigos na superfície do fundo marinho. Foram encontrados afloramentos de várias idades, desde a biozona Y1A (Entre 11 e 18 ka AP) até afloramentos cretácicos (66 a 721 Ma AP) (Figuras IV.8 e IV.9). Estes últimos ocorrem em locais onde houve ascensão significativa dos diápiros.

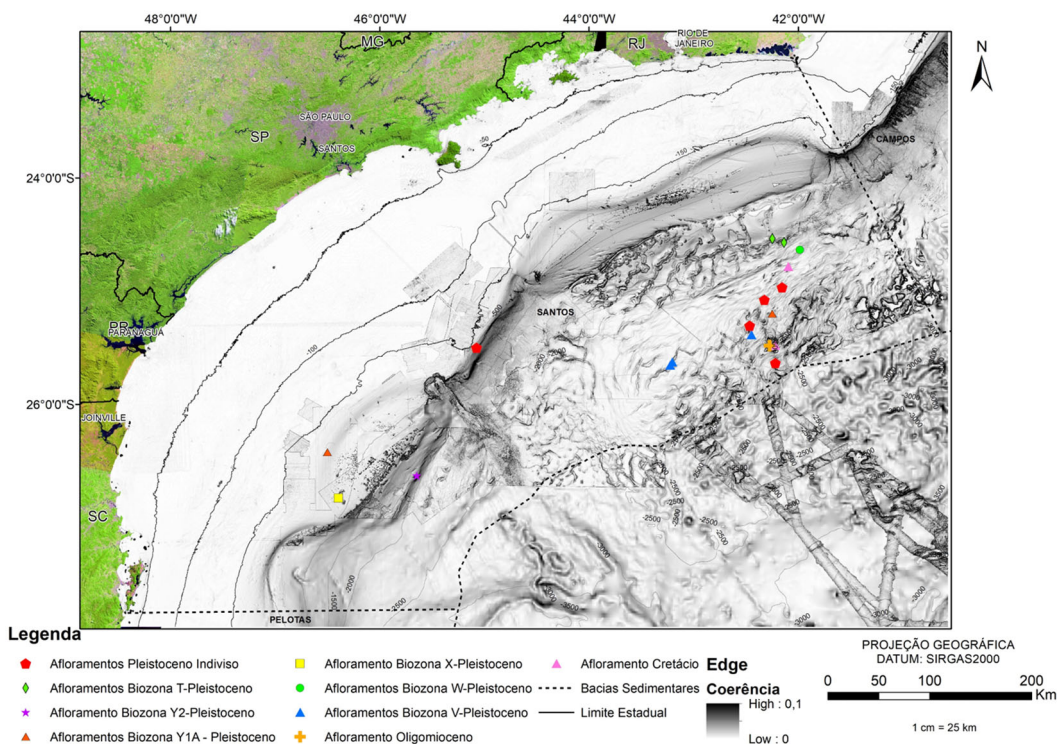


Figura IV.8: Mapa de edge com a localização dos pontos onde foram retirados testemunhos que recuperaram afloramentos de sedimentos/rochas mais antigas na superfície do fundo marinho. Em geral, estes pontos ocorrem em encostas associadas às cristas e grabens relacionados à subida do sal.

Uma outra feição de que pode ser associada à instabilidade do fundo marinho, são as falhas aflorantes e subaflorantes, que podem se constituir em caminhos para migração de fluidos e formar escarpas no fundo do mar. Nas cabeceiras dos diápiros forma-se uma miríade de pequenas falhas extensionais que promovem o abatimento do topo dos diápiros/muralhas de sal gerando depressões alongadas ou circulares, no caso de estruturas dômicas. Quando o topo dos diápiros e muralhas está muito próximo ao fundo do mar, caso que ocorre no PSP distal (Domínio do Sal Espessado), a probabilidade das falhas afetarem o leito marinho é maior.

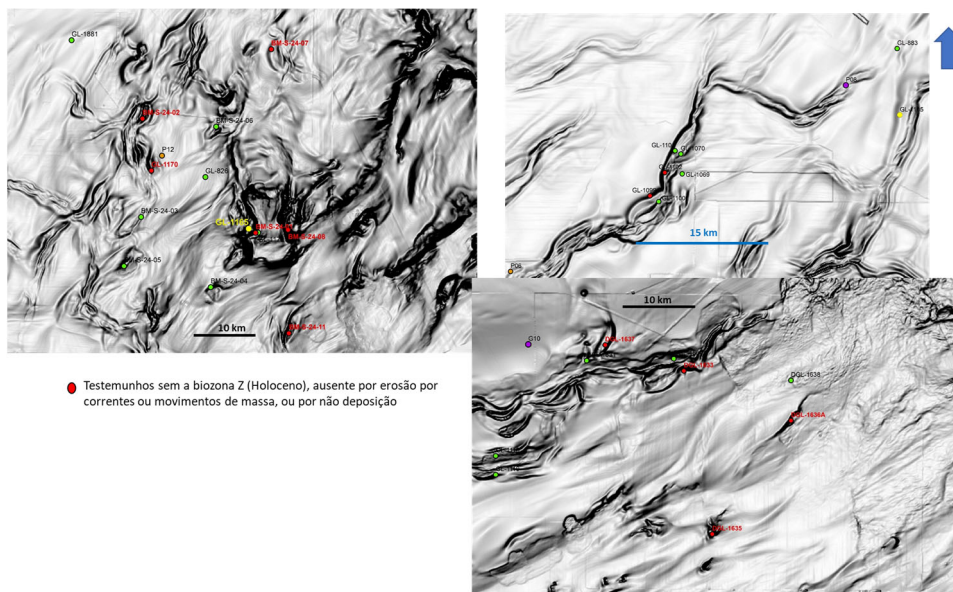


Figura IV.9: Mapas de edge com a localização dos testemunhos que dataram os afloramentos. Reparar que os afloramentos ocorrem nas porções de maior inclinação, que aparecem na cor preta no mapa de edge.

Analisando o talude e PSP como um todo, observa-se que a maioria das falhas não alcança o assoalho marinho (Figuras IV.10 e IV.11), porém afetam a seção rasa, até 500 m abaixo do fundo do mar. Como o mapeamento desta miríade de falhas rasas seria muito trabalhoso e de demoraria muito tempo, optou-se por mapear as áreas de grabens e cristas que são os locais mais susceptíveis à ocorrência de falhas atingindo o fundo marinho.

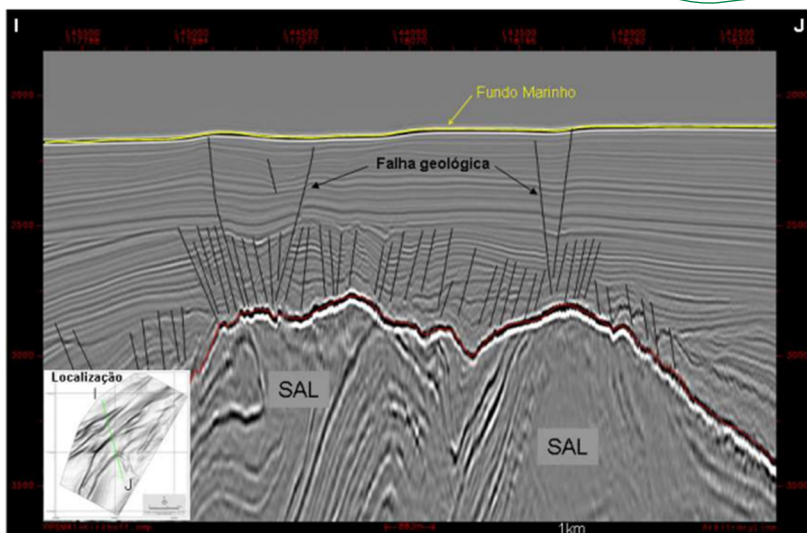


Figura IV.10: Miríade de falhas extensionais associadas ao topo de diápiros salinos. Notar que somente algumas dessas falhas afetam o fundo marinho.

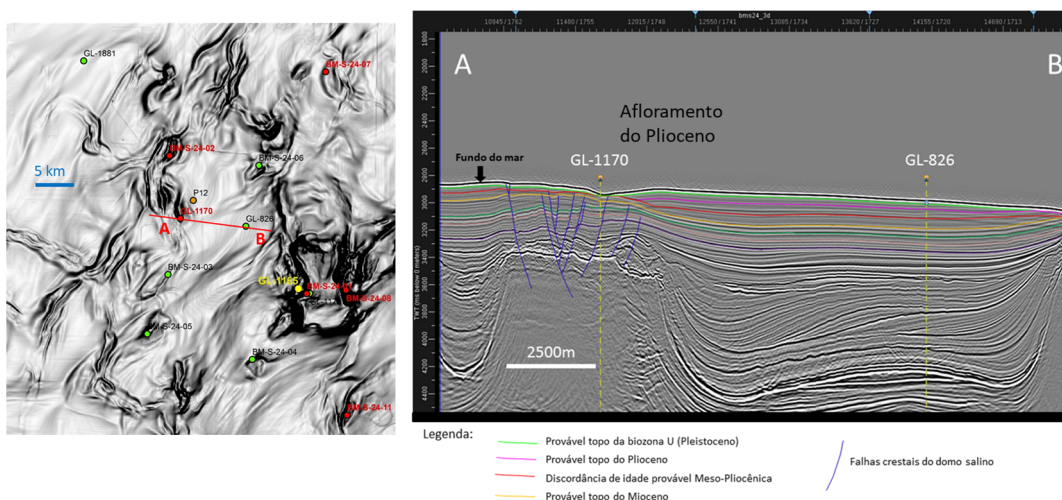


Figura IV.11: Seção sísmica passando por graben crestal com falhas extensionais associadas, sendo que somente duas delas parece alcançar o fundo do mar. Na encosta deste graben o testemunho GL-1170 recuperou sedimentos do Plioceno na superfície (Afloramento).

Alguns grabens crestais mostram depressões menores em seu interior associadas a falhas em profundidade e que foram interpretadas como *pockmarks*. A principal questão a ser respondida sobre as exsudações que geraram os *pockmarks* é sobre a sua atividade no presente. Os dados disponíveis até o momento não indicam atividade atual da maioria desses *seepages*.

Fundo Ondulado (Contornitos), sulcos erosivos (*furrows*) e depressões

Em geral, os drifts contorníticos observados nas bacias marginais do sudeste brasileiro conferem ao fundo marinho um caráter ondulado, que pode apresentar variados comprimentos de onda, desde quilométricos (*Slope plastered-drifts*) a centenas/dezenas de metros (*sediment waves*), ou a geometria de um monturo (*mound*) alongado com um canal associado. Em geral as sismofácies associadas a esses depósitos apresentam baixa são refletores planos, descontínuos e de baixa amplitude, pois na maioria das vezes compreendem depósitos de granulação fina.

A interrelação entre processos oceanográficos, tais como as correntes de fundo oceânicas e processos morfo-sedimentares no talude continental e PSP da Bacia de Santos já foi reconhecida e estudada por alguns autores (Duarte & Viana, 2007; de Mahiques *et al.*, 2022). Tais evidências estão bem desenvolvidas no domínio nordeste da bacia (domínio III, ver capítulo III).

No norte da Bacia de Santos (domínio III), Duarte e Viana (2007) reconheceram um grande sistema *drift*, desenvolvido desde o Paleogeno Tardio até o Recente, denominado Sistema *Drift* de Santos (SDS) (Figura III.27 do capítulo III), que foi subdividido em 2 principais *drifts* contorníticos: *Drift* de Santos (DS) e *Drift* de São Paulo (DSP). O DS consiste em um *slope-plastered drift* geneticamente relacionado a um canal estreito, paralelo ao talude, denominado Canal de Santos, que se desenvolveu desde o Oligoceno até o Recente (Figura III.25, capítulo III). A porção sudoeste do Canal de Santos possui anomalia de amplitude em seu talvegue que foi interpretada como areia, porém a falta de uma amostra nesta locação não nos permitiu datar este evento de transferência.

O DSP foi desenvolvido em associação com um *moat*, o Canal de São Paulo, que é aproximadamente coincidente com a quebra de gradiente que ocorre na passagem do talude para o PSP. Os autores também reconheceram

feições semelhantes a *furrows* (sulcos) no Platô de São Paulo, associadas ao DSP.

Mahiques *et al.* (2022) interpretaram que a Corrente do Brasil (CB) que flui para sul transporta, distribui e erode sedimentos de fundo da plataforma externa e do talude superior da porção nordeste da bacia (domínio III). Os autores também descreveram contornitos folheados (*Sheeted contourites*) em lâmina d'água de 600 m associados com a IWBC (*Intermediate Western Boundary Current*) que confere uma suavidade ao relevo de fundo.

No domínio nordeste (III), entre as cotas batimétricas -900 m e -1500 m ocorrem depressões estreitas, de direção NE70-80E, que podem estar relacionadas a escape de fluido e/ou retrabalhamento pela corrente IWBC. Mahiques *et al.* (2022), a partir da interpretação de perfis de *sub-bottom* tipo *chirp* identificaram, nesta mesma porção do talude, algumas depressões com feições de *mounds* associadas, que interpretaram como resultantes da ação da IWBC fluindo para nordeste.

Depressões e *furrows* também foram observadas no talude superior do domínio III, alinhadas à quebra da plataforma, que foram interpretadas como o resultado da ação de correntes e fundo, corroborando as demais evidências do predomínio deste tipo de processo sedimentar no domínio III.

O conhecimento da extensão da atuação das correntes de fundo oceânicas no leito marinho atual ainda carece de levantamentos de dados reais (Amostras de fundo) e, principalmente, de monitoramento. A Petrobras mantém programas de monitoramento periódicos, através de inspeções submarinas com ROV (Remotely Operated Vehicle), para as áreas de suas instalações submarinas, em especial aquelas submetidas à ação de forças oceanográficas.

Com base nos históricos de levantamentos na Bacia de Campos, por exemplo, sabe-se que o talude superior, na faixa de atuação da Corrente do Brasil, é uma área mais susceptível a apresentar substrato móvel devido à maior velocidade da corrente de fundo. Porém, o talude médio e inferior também apresenta evidências de movimentação de sedimento de fundo por

correntes, porém com transporte de finos (silte, areia muito fina), principalmente, e provavelmente com baixas taxas de sedimentação.

Depressões associadas a exsudação de fluido no fundo marinho: *pockmarks*

Conforme descrito no capítulo III, os campos de *pockmarks* do talude superior das porções sudoeste e nordeste da Bacia de Santos são feições morfológicas notáveis, bem como as ocorrências de *pockmarks* no talude médio e inferior da porção nordeste. Embora os *pockmarks* se apresentem como depressões muito abruptas nos mapas de *edge* e nas seções sísmicas com exagero vertical, na realidade se constituem em depressões bastante suaves (Figura IV.12).

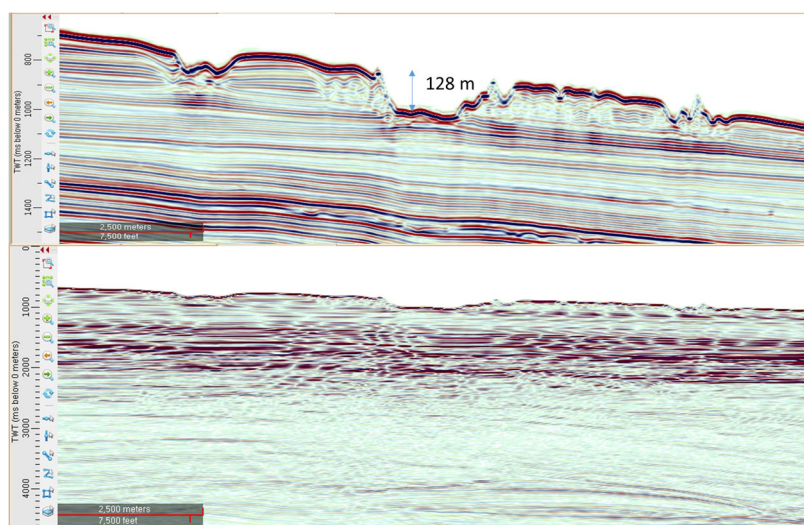


Figura IV.12: (A) Seção sísmica com exagero vertical passando por *pockmarks*,
(B) A mesma seção sem exagero vertical mostrando que as
depressões são bastante suaves.

A possibilidade da atividade dessas exsudações atualmente representa um importante *geohazard*, porém até o presente momento não se dispõe de evidências diretas que suportem tal hipótese. Muitas depressões que se

formam no leito marinho têm sua origem associada à dissociação dos hidratos de gás durante os estágios de *lowstand*, especialmente entre as lâminas d'água de -500 m e -700 m. A estabilidade do hidrato de gás depende da pressão e temperatura, de modo que grandes quantidades de metano podem ser liberadas pelo derretimento do hidrato durante as mudanças climáticas com implicações ambientais potencialmente significantes (Kennett *et al.*, 2000).

Provavelmente a origem dos campos de *pockmarks* do talude superior está associada com a dissociação de hidratos de gás de camadas subjacentes durante os estágios de *lowstand* pleistocênicos. Por outro lado, os *pockmarks* que ocorrem no talude médio e inferior estariam relacionados à exsudações de fluidos associadas à falhas em profundidade e/ou camadas carreadoras.

Condutos de transferências de sedimentos (cânions, ravinas, canais) – presença de areias – processos de transferência de sedimentos (fluxos gravitacionais)

Os dois principais processos de transferência de sedimentos em águas profundas consistem no transporte por correntes ou fluxos gravitacionais. Através da análise dos testemunhos, sismofácies e feições geomorfológicas diagnósticas, verifica-se que os tipos de fluxos gravitacionais mais comuns registrados na seção quaternária da Bacia de Santos são os fluxos de detritos (*Debris flow*), escorregamentos (*slumps*), deslizamentos (*Slides*) e correntes de turbidez. Na Bacia de Santos, conforme já demonstrado no capítulo III, os depósitos de transporte de massa preponderam em relação aos depósitos turbidíticos na seção neopleistocênica/holocênica.

A ausência de sistemas fluviais bem desenvolvidos na porção centro-norte da Bacia de Santos durante o Quaternário tem implicação direta com a inexistência de grandes sistemas turbidíticos capazes de realizar transferências de grandes volumes de areias da porção rasa para águas profundas. Não obstante, esse tipo de transferência ocorreu durante os

estágios de regressão forçada associados às glaciações pleistocênicas, porém em menor volume e com menor alcance.

Integrando os dados sísmicos, sedimentológicos e morfológicos foi possível reconstituir a distribuição, proveniência e o trajeto dos sedimentos arenosos, os quais estão situados principalmente no talude superior, no talude médio e inferior do domínio II (central) e do domínio I (sudoeste), a jusante da desembocadura do cânion Cananéia, e no talude do domínio IV. As transferências de sedimentos arenosos da plataforma continental para o talude inferior/PSP por fluxos turbidíticos ocorre, em geral, através de condutos como cânions, canais e ravinas.

Santos Filho (2022) estudaram a geomorfologia da plataforma continental da Bacia de Santos e identificaram, através de dados geofísicos e geomorfológicos, inúmeros vales incisos cortando a plataforma em direção ao talude superior (Figura IV.13). Os autores verificaram que a porção sudoeste da bacia possui a maior densidade de vales incisos, sendo que muitos deles alcançaram a borda da plataforma. O talude desta porção da bacia pertence ao domínio I (Ver capítulo III), que apresentou uma elevada concentração de areias no talude superior e localmente no talude inferior (Figura IV.14), porém não exibe condutos de transferência cortando o talude, exceto na porção extremo sul, e no limite dos domínios I e II, o cânion Cananéia.

O cânion Cananéia possui em seu talvegue depósitos de transporte de massa, principalmente. No entanto, anomalias de amplitude interpretadas como areias foram mapeadas à frente da desembocadura do cânion. Essas areias podem constituir depósitos turbidíticos intercalados com depósitos de transporte de massa, e também podem ocorrer como matriz areno-lamosa de depósitos de fluxos de detritos. Santos Filho (2022) mapearam um vale inciso que se conecta com a cabeceira do cânion Cananéia, corroborando a hipótese de que durante o máximo glacial poder ter havido transferências de areias desde o vale inciso até a desembocadura do cânion.

No talude do extremo sudoeste da bacia existe um conduto cortando o talude, porém a porção do talude inferior e PSP a jusante deste conduto não

foi coberta por dados sísmicos 3D o que impediu de verificarmos a existência de depósitos turbidíticos. No entanto, a área sul da Bacia de Santos possui sistemas fluviais na parte emersa e vales incisos na plataforma (Figura IV.13) que podem ter alimentados esses sistemas turbidíticos.

No domínio central, um sistema de drenagem paralela descendente constituído por inúmeros vales estreitos com anomalias de amplitude RMS mapeadas no interior de seus talwegues, foi interpretado como um conjunto de ravinas que transferiu sedimentos por fluxos gravitacionais turbidíticos da plataforma externa para o talude inferior e PSP, onde também foram observadas anomalias de amplitude relacionadas à presença de areias (Figura IV.15). Santos Filho (2022) interpretaram 3 vales incisos alcançando a borda da plataforma do domínio central, que devem ter alimentado as ravinas durante os períodos de regressão forçada.

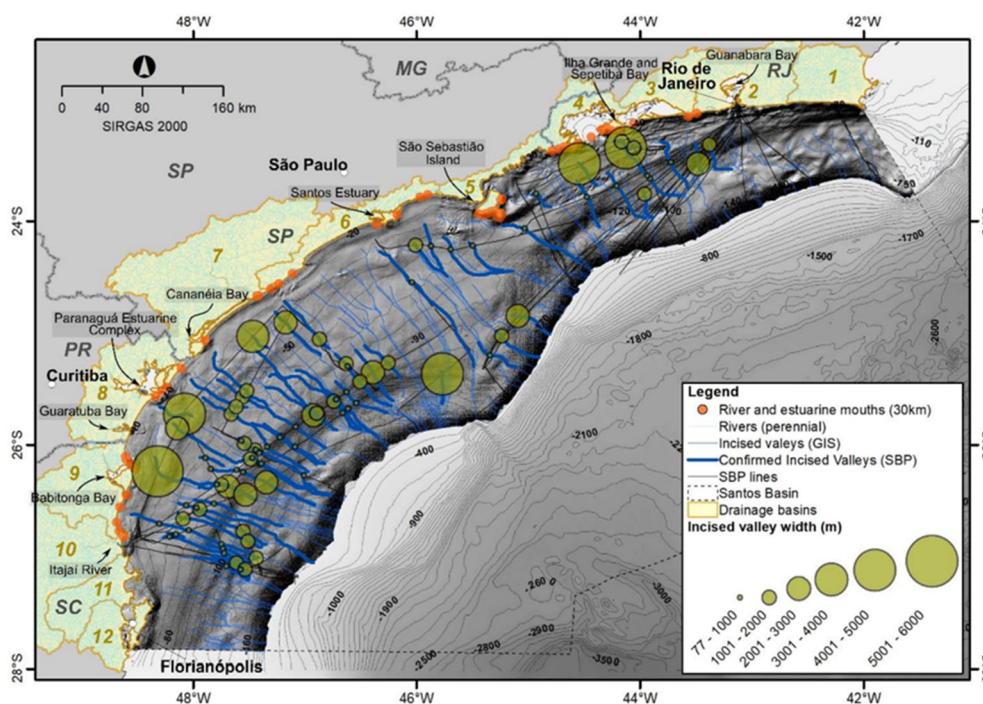


Figura IV.13: Vales incisos mapeados na Plataforma Continental da Bacia de Santos (Santos Filho, 2022).

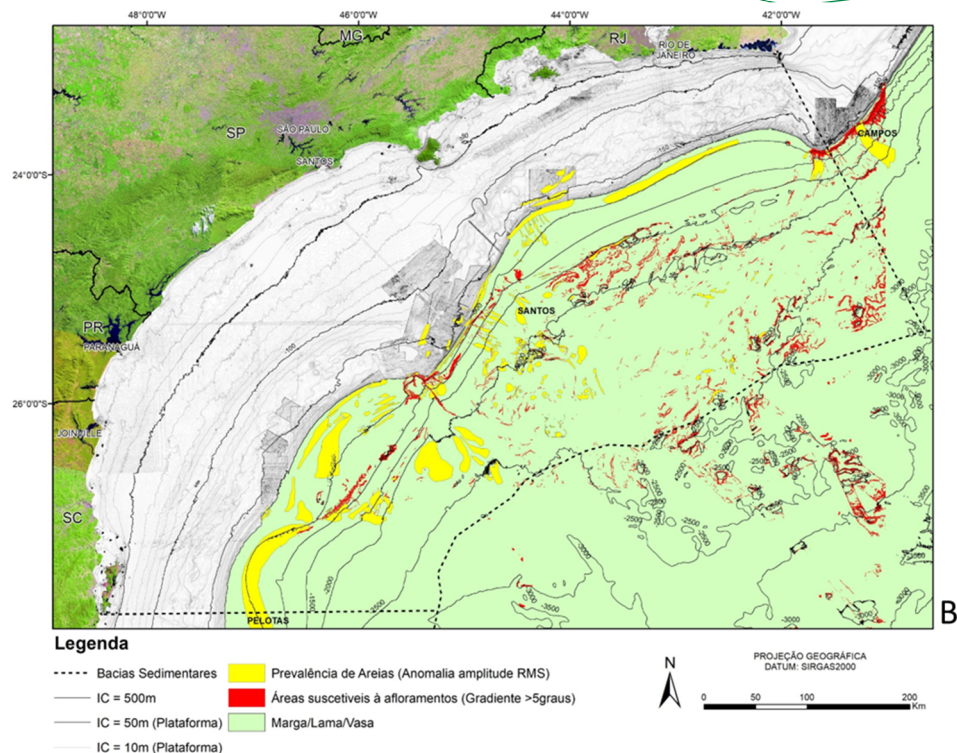


Figura IV.14: Mapa faciológico do talude continental e PSP da Bacia de Santos mostrando as ocorrências das fácies arenosas.

Na porção nordeste da bacia (Domínio III), Santos Filho (2022) mapearam vales incisos na retaguarda no talude superior, porém mais espaçados e com menor densidade. Os autores não conseguiram verificar a extensão da maioria deles até a borda da plataforma, ou por estarem colmatados ou por não terem se desenvolvido. No entanto, o talude da porção sudoeste do Domínio III é alcançado por um vale inciso bem-marcado. O talude superior desta porção é caracterizado por um conjunto de ravinas de menor porte, preenchidas por areias durante o último máximo glacial e que forma colmatada na transgressão holocênica.

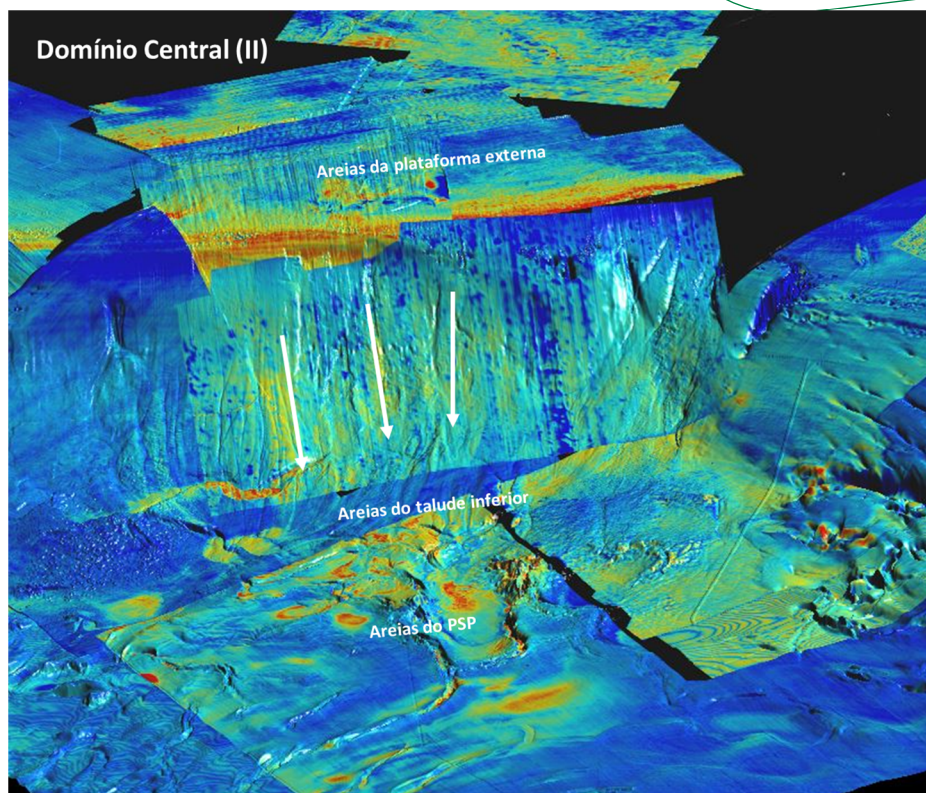


Figura IV.15: Modelo digital 3D com amplitude RMS ao nível do horizonte do fundo do mar sobreposta, mostrando as áreas com ocorrências de areia (Em cores quentes) no Domínio central (II).

Na parte nordeste do Domínio III, as areias estão concentradas no talude superior, sendo o talude médio e inferior predominantemente lamoso. Na retaguarda deste talude, foram interpretados alguns poucos vales incisivos, os quais não foram confirmados por dados geofísicos (Santos Filho, 2022). No entanto, no Domínio IV, no interior da grande cicatriz, em um tempo pós-ruptura, desenvolveram-se canais turbidíticos, sinuosos na porção do talude superior, passando a retilíneos no talude médio/inferior, os quais transportaram areias.

IV.3.2 Idade dos Eventos de Instabilização

Além da faciologia, os testemunhos forneceram informações fundamentais sobre a idade dos eventos deposicionais responsáveis pela transferência dos sedimentos. A datação dos eventos é fundamental para a compreensão do contexto tectono-sedimentar em que ocorreram e a

comparação das condições originais com o momento presente e com o futuro, considerando uma escala de tempo de dezenas de anos, e não o tempo geológico.

Os dados bioestratigráficos revelam que grande parte das feições geomorfológicas e sedimentológicas do talude continental e Platô de São Paulo indicativas de instabilidade, mapeadas em escala regional, retrata um contexto de sedimentação pretérito, relacionado ao Pleistoceno. O registro holocênico é, na maior parte da área, representado por uma cobertura (*drape*) de constituição margosa, com espessura média de 53 cm.

No período das glaciações pleistocênicas ocorreram quedas expressivas do nível do mar que expuseram parcial ou totalmente a plataforma continental (Regressão forçada). Segundo Oliveira et. al., (2012), durante os estágios iniciais da regressão forçada (Fase de ajuste), ocorre sedimentação significativa em águas profundas, condicionada pelo reajuste do perfil de equilíbrio do talude. Colapsos retrativos predominam no talude e controlam o desenvolvimento de cânions e de um avental de fluxos de detritos no talude inferior e platô. Com o progressivo rebaixamento do nível de base, ocorre a conexão efetiva entre os sistemas tributários, através de vales incisos e deltas, com o ambiente de águas profundas (Fases de iniciação e crescimento do estágio regressivo), de modo que a transferência de sedimentos passa a ser quase direta, via fluxos gravitacionais, especialmente os fluxos turbidíticos. Os colapsos do talude podem ocorrer nesta fase, mas com menor frequência.

As grandes rupturas do solo marinho observadas no talude da Bacia de Santos que geraram cicatrizes e depósitos de transporte de massa bem desenvolvidos, caracterizados por mobilização de grande volume de solo e por extensos *runouts* ocorreram em um contexto sedimentar muito distinto do atual. Os condicionantes ambientais e os eventos disparadores não estão presentes no momento atual.

Da mesma maneira, as datações dos eventos de transferência que constituíram os sistemas turbidíticos indicam que estão relacionados a ciclos glacioeustáticos e ocorreram principalmente nos períodos de rebaixamento do nível do mar, durante as glaciações. Os últimos eventos de transferência ocorreram entre 84 e 11 Ka (Biozona Y), durante o último período glacial.

Por outro lado, verificamos a existências de pequenas rupturas em áreas com sobrelevação que podem ter ocorrido no Holoceno, desencadeadas por sismos ou eventos erosivos relacionados à ação de correntes de fundo. No entanto, são mobilizações de pequeno volume, com *runouts* variando entre 150 e 300 m, que apresentam baixo potencial para causar danos às instalações e ao meio ambiente. Essas cicatrizes e depósitos de pequenas dimensões só podem ser mapeados em dados geofísicos de alta resolução.

Os processos de transferência foram bastante reduzidos após a transgressão holocênica, assim como foi observado nas demais bacias da margem sudeste. Contudo, a ação de correntes de fundo na plataforma externa provavelmente continuou mobilizando sedimentos arenosos que extravasam para o talude superior até o presente.

IV.5 Considerações Finais

As feições indicadoras de instabilidade geológica em águas profundas (batimetrias > 200 m) na Bacia de Santos consistem nas feições morfológicas e sedimentológicas que podem ser associadas a qualquer evento indicativo de ruptura da estrutura original do solo marinho ou evento de transporte de sedimentos. Em geral, a cada conjunto de feições morfológicas se associam feições sedimentológicas relacionadas ao tipo de processo sedimentar que as geraram. Deste modo foram identificados os seguintes conjuntos de feições:

- **Cicatrizes, fundo rugoso e os depósitos de transporte de massa (DTM) associados;**

- **Cristas-grabens crestais e falhas associadas (Áreas afetadas pela halocinese e halotectônica), DTM de pequeno porte e afloramentos;**

- **Fundo Ondulado (Contornitos), sulcos erosivos (*furrows*) e depressões;**

- **Depressões associadas a exsudação de fluido no fundo marinho: *pockmarks*;**

- Condutos de transferências de sedimentos (cânions, ravinas, canais) – presença de areias – processos de transferência de sedimentos (fluxos gravitacionais)

Apesar da grande quantidade de feições reconhecidas e mapeadas nos dados sísmicos, através da datação por biozoneamento de foraminíferos planctônicos de cerca de 143 testemunhos, que amostraram as feições indicadoras de instabilidade geológica, verificou-se que a maioria delas foi gerada no Pleistoceno. Embora não tenham sido datadas diretamente, através de dados geofísicos de alta resolução identificou-se pequenas cicatrizes e depósitos de transporte de massa superficiais associados a escarpas relacionadas ao sal (cristas e grabens crestais) que provavelmente são de idade holocênica. São de ocorrência esparsa e não há precisão quanto à idade das mesmas.

As grandes rupturas do solo marinho observadas no talude da Bacia de Santos que geraram cicatrizes e depósitos de transporte de massa bem desenvolvidos, caracterizados por mobilização de grande volume de solo e por extensos *runouts*, e os eventos de transferência de areias por fluxos turbidíticos ocorreram principalmente em períodos de rebaixamento do nível do mar, durante as glaciações pleistocênicas. Os condicionantes ambientais e os eventos disparadores de grandes eventos como estes não estão presentes no momento atual.

Com base nos históricos de levantamentos na Bacia de Campos, por exemplo, sabe-se que o talude superior da Bacia de Santos, na faixa de atuação da Corrente do Brasil, é uma área mais susceptível a apresentar substrato móvel devido à maior velocidade da corrente de fundo e também à transferência de areias relíquias da plataforma externa para as cabeceiras de cânions e para o talude superior. Porém, o talude médio e inferior também apresenta evidências de movimentação de sedimento de fundo por correntes, porém de transporte de finos (silte, areia muito fina), principalmente, e provavelmente com baixas taxas de sedimentação.

A possibilidade da atividade dessas exsudações atualmente representa

um importante *geohazard*, porém até o presente momento não se dispõe de evidências diretas que suportem tal hipótese. Muitas depressões que se formam no leito marinho têm sua origem associada à dissociação dos hidratos de gás durante os estágios de *lowstand*, especialmente entre as lâminas d'água de -500 m e -700 m. Provavelmente a origem dos campos de *pockmarks* do talude superior está associada com a dissociação de hidratos de gás de camadas subjacentes durante os estágios de *lowstand* pleistocênicos. Por outro lado, os *pockmarks* que ocorrem no talude médio e inferior estariam relacionados à exsudações de fluidos associadas à falhas em profundidade e/ou camadas carreadoras.

IV.6 Referências

- ANTUNES, R.L., 1994. Bioestratigrafia dos nanofósseis Quaternários da Bacia de Campos. Bol. Geoc. Petrobras, 8(2/4):295-314.
- BRYN, P., SOLHEIM, A., BERG, K., LIEN, R., FORSBERG, C.F., HAFLIDASON, H., OTTESEN, D., RISE, L., 2003. The Storegga *slide* complex: repeated large scale sliding in response to climatic cyclicity. In: J. Locat e J. Mienert (editores) Submarine Mass Movements and their Consequences, Kluwer Academic Publishers, p. 215-222.
- de MAHIQUES, M. M., LOBO, F. J., SCHATTNER, U., LOPEZ-QUIR, 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, 444, 106715.
- 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. Geological Society, London, Special Publications, 276, 171-198.
- ERICSON, C. & WOLLIN, G. 1968. Pleistocene climates and chronology in

- deep-sea sediments. *Science* 16,1227-1234.
- IMBRIE, J. 1985. A theoretical framework for the Pleistocene ice ages. *Geol. Soc. of London Journal*, 142: 417-432.
- JEANJEAN, P., HILL, A., TAYLOR, S. 2003. The challenges of siting facilities along the Sigsbee Escarpment in the Southern Green Canyon area of the Gulf of Mexico: framework for integrated studies. *Offshore Technology Conference paper OTC 15156*, 11p.
- KENNETT, J. P., CANNARIATO, K. G., HENDY, I. L. & BEHL, R. J. 2000. Carbon Isotopic Evidence for Methane Hydrate Instability during Quaternary Interstadials, *Science*, 288, 128-133.
- KOWSMANN, R.O., ALMEIDA, A. G., BARBOSA, B.M. DE A., LIMA, A.C. DE, SANTOS Jr, F.M. 2013. Descrição e datação dos furos no bloco bm-s-41, Bacia de Santos (Campanha FUGRO EXPLORER 2011), Relatório Interno (RT GSE 009/13).
- KOWSMANN, R.O., BARBOSA, B.M. DE A., SANTOS Jr, F.M. 2013. Descrição e datação dos furos em feição de colapso, a sul do bloco bm-s-3, Bacia de Santos (Campanha FUGRO EXPLORER 2011), Relatório Interno (RT-GSE 011/13).
- MARTINI, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.), *Conf. of Planktonic Microfossils, 1970, Rome Proceedings...*Roma: Edizioni Tecnoscienza v.2, p.739-785.
- OLIVEIRA, T.A.; Empinotti, T.C.A.; Moraes, M.A.S. & Paraizo, P.L.B. 2012. Architectural Pattern Variability in Deep-Water Reservoirs. In: AAPG Annual Meeting, Long Beach, California. AAPG CD-ROM.
- PERCH-NIELSEN, K. 1985. Mesozoic calcareous nanofossils. In: *Plankton Stratigraphy* (eds H. M. Bolli, J. B. Saunders, K. Perch-Nielsen), Cambridge Univ. Press, p. 329-426.
- RICHTER, A.J., GOMIDE, J., SHIMABUKURO, S., ANTUNES, R.L., 1993. Bioestratigrafia dos nanofósseis cenozóicos da margem continental brasileira. Relatório 650-15085, PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SEBIPE, Rio de Janeiro, 45p.
- SANTOS FILHO, J. R. Geomorfologia e sedimentologia da Plataforma Continental Brasileira com base na estruturação de um banco de dados

- como Subsídio ao estudo de ambientes carbonáticos mesofóticos e da evolução sedimentar. [s.l.] Tese de Doutorado. Programa de Pós Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra. Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, 157p 2022.
- SISSINGH, W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nanoplankton. Geol. Mijnbouw, 57 (3), 433-440.
- TOKUTAKE, L. R. 2005. Bioestratigrafia de nanofósseis calcários e Estratigrafia de isótopos (C e O) do talude médio, Quaternário, porção N da Bacia de Campos, ES. Porto Alegre : UFRGS, 2005. 96 p.
- VICALVI, M.A. 1997. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático dos sedimentos do Quaternário Superior do talude da Bacia de Campos. Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, 11 (1/2), 132-165.
- VICALVI, M.A. 1999. Zoneamento bioestratigráfico e paleoclimático do Quaternário superior do talude da Bacia de Campos e Platô de São Paulo adjacente, com base em foraminíferos planctônicos. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 184p. Thesis.
- VICALVI, M.A. & KOWSMANN, R.O. 2006. Application of foraminiferal biostratigraphy to the assessment of submarine geohazards. Poster session, Forams 2006, Natal, Brazil.

Avaliação Regional de Estabilidade Sísmica do Talude Continental e Platô de São Paulo na Bacia de Santos

*Capítulo V
Revisão 00
Dezembro/2022*

V. AVALIAÇÃO REGIONAL DE ESTABILIDADE SÍSMICA DO TALUDE CONTINENTAL E PLATÔ DE SÃO PAULO DA BACIA DE SANTOS

V.1 Introdução

Este Capítulo apresenta a aplicação de um método que permite que uma grande área de morfologia complexa, mas com um Modelo Digital de Terreno espacialmente bem resolvido, e com controles geológicos espacialmente variáveis (p.ex., resistência ao cisalhamento do solo, peso específico, ângulo de talude), seja incorporada em uma análise de estabilidade de taludes submarinos em um Sistema de Informações Geográficas. Assim, uma análise de estabilidade de taludes foi realizada para a área do Talude Continental e Platô de São Paulo da Bacia de Santos, com base no método de equilíbrio limite e abordagem de talude infinito.

A análise se baseou na premissa de que sismos são o mecanismo disparador predominante para a instabilidade rasa do fundo do mar, já que é pouco provável que excessos de poro-pressão tenham sido gerados pela baixa taxa de sedimentação na bacia. Foram estimados fatores de segurança sob carregamentos gravitacional e sísmico contra a ruptura planar superficial de taludes. Estes foram mapeados para facilitar a identificação em escala de bacia de áreas potenciais à ruptura. O cálculo de fatores de segurança pseudo-estáticos considera os efeitos de amplificação do solo.

V.2 Materiais e métodos

V.2.1 Campanhas de investigação geológico-geotécnicas

Na área do Talude Continental e do Platô de São Paulo da Bacia de Santos, foram conduzidas campanhas de investigação executadas a partir de navios de perfuração geotécnica, com o objetivo de estabelecer as características geomecânicas do solo. Os dados de solo obtidos visaram auxiliar em avaliações de *Geohazards*, análises de estabilidade de taludes, projetos de fundação de início de poço e de estacas Torpedo para ancoragem de unidades flutuantes de produção.

Para atingir esses objetivos, a caracterização do solo envolveu a realização das seguintes atividades:

- Execução de ensaios geotécnicos *in situ* (PCPT's – Piezocone Penetration Tests – com medição de poro-pressão); e de amostragens geológico-geotécnicas a pistão (JPC – Jumbo Piston Corer), com a recuperação de sedimentos indeformados em lâminas d'água variando de -256,31 a -2.608,99 m, e declividades de 0,04 a 13,35°;
 - Os ensaios de cravação contínua de *PCPT* foram executados a partir do *Deepwater Seacalf® Wheel-Drive System* da empresa Fugro, para avaliar os parâmetros de resistência do solo em inúmeras localidades, e para auxiliar com a classificação do solo e delimitação da estratigrafia;
 - O amostrador a pistão *Jumbo Piston Corer* possuía cerca de 4.100 kg de peso e 102 mm de diâmetro interno, e foi lançado em queda livre de uma altura de cerca de 2,1 m do fundo do mar. O comprimento do amostrador foi de até 21,3 m;
 - As amostragens com *JPC* para análises de Geologia, foram executadas para obter amostras indeformadas de solos para efetuar suas descrições e o biozoneamento por foraminíferos planctônicos; além de correlacionar as litofácies dos furos geológicos por meio dos perfis de susceptibilidade magnética obtidos por *MSCL-S* da empresa GeoTek (Multi-Sensor Core Logger), no Laboratório de Geologia Marinha da Petrobras em Macaé/RJ;
 - A perfilagem de amostras usando o equipamento *MSCL-S* se deu à uma taxa de uma leitura a cada 2 cm de comprimento de testemunho. Durante a perfilagem, foram obtidos os perfis de densidade por atenuação de raios-gama, velocidade de onda-

P (compressional), resistividade elétrica e susceptibilidade magnética;

- As amostragens com *JPC* para fins de Geotecnia e Geologia, foram executadas para obter amostras indeformadas de solos para ensaios de laboratório de bordo e especiais em terra;
 - Os ensaios de laboratório de bordo para fins de classificação das amostras de solos recuperadas para fins de Geotecnia foram os seguintes: classificação táctil-visual, determinação de teor de umidade e de peso específico submerso; para fins de Geologia, foi feita apenas a classificação táctil-visual;
 - Os ensaios de laboratório de bordo para fins de medição de resistência ao cisalhamento das amostras de solos recuperadas para fins de Geotecnia foram os seguintes: Torvane, Vane-Miniatura (ensaios residuais e remoldados em amostras alternadas) e ensaios de compressão triaxial não-adensados não-drenados (UU – Unconsolidated Undrained); já para fins de Geologia, foram feitos os ensaios de Torvane e Vane-Miniatura (ensaios residuais e remoldados em amostras alternadas);
 - A execução de ensaios geotécnicos em laboratório em terra incluiu: caracterização táctil-visual das amostras, granulometria, medições de teor de umidade, peso específico e sensibilidade, além de estimativas de resistência ao cisalhamento não-drenada com Torvane, Vane-Miniatura (em amostras intactas e remoldadas), triaxiais adensados não-drenados (CIU – Consolidated Isotropic Undrained) e não-adensados não-drenados (UU), dentre outros;
- A descrição e a datação paleontológica de amostras, sendo que em algumas das locações previstas a amostragem não pôde ser realizada.

O ensaio de piezocone penetrometria consistiu na instalação de uma base de cravação ao nível do terreno (Seacalf® Wheel-Drive System) e na cravação

contínua subsequente de um cone padrão de 7,5 toneladas, com um ângulo de ponta de 60° e área projetada de 15 cm², dotado de células de carga para medir a resistência na ponta e o atrito lateral, além de um transdutor para a medição de poro-pressão. A estrutura de cravação foi responsável por promover a cravação e a consequente reação necessária para a realização do ensaio.

A taxa de penetração do cone no solo foi de aproximadamente 2 cm/s. Após cada ensaio, a base era retirada do fundo do mar e recolhida ao convés, ou içada do fundo e feita a navegação com ela próxima ao fundo para outra locação caso esta não fosse distante. Os dados medidos no ensaio foram lidos e armazenados em tempo real por meio de um cabo umbilical que interligava o sistema no fundo do mar até o nível da embarcação. Um transdutor instalado logo acima da ponta do cone fez o registro da pressão de poros, e os resultados apresentados têm como referência o fundo do mar.

O procedimento de interpretação do ensaio de *PCPT* é apresentado no subitem V.2.1.1, sendo os parâmetros de correlação adotados com base na experiência obtida nas bacias de Campos e de Santos. Nestas campanhas de investigação geológicas e geotécnicas, a filosofia estabelecida procurou seguir os mesmos critérios que nortearam as campanhas anteriores.

V.2.1.1 Metodologia de interpretação das sondagens executadas

Para a interpretação dos ensaios de *PCPT*, foi utilizada a metodologia de interpretação apresentada no Relatório Técnico “*Metodologia de interpretação dos ensaios de piezocone realizados pelo sistema de cravação Seacalf usado na campanha de investigação geotécnica realizada pelo navio Explorer 2011/2012*” (AMARAL, 2011.a).

O programa de interpretação se baseou no *software Analyser*, que foi desenvolvido por ocasião da campanha de investigação realizada pelo navio “M/S Bucentaur” no período de setembro de 1991 a fevereiro de 1992, adaptando-o ao formato das informações disponibilizadas em arquivos digitais. Este programa foi descrito no Relatório Técnico “*Manual de utilização do programa de interpretação*”

dos ensaios de piezocone realizados na campanha de investigação geotécnica realizada pelo navio Explorer 2011/2012” (AMARAL, 2011.b).

A apresentação dos resultados obtidos pelos ensaios de PCPT consistiu em gráficos mostrando os valores medidos de q_c , f_s , u_0 e u_2 , e os calculados q_{net} , B_q e R_f versus a profundidade abaixo do fundo do mar. Os termos para os valores calculados são assim definidos:

- A resistência total do cone q_t é a resistência do cone medida q_c corrigida para os efeitos de forma do cone e distribuição de poro-pressões ao redor de sua ponta, isto é, $q_t = q_c + u_2 \cdot (1 - \beta)$. A resistência do cone efetiva q_{net} é definida como a resistência total do cone menos a tensão total devida à sobrecarga em relação ao fundo do mar, σ_{v0} . A fórmula usada para calcular q_{net} é dada pela Equação V.1:

$$q_{net} = q_c + u_2 \cdot (1 - \beta) - \sigma_{v0} \quad (V.1)$$

- A razão do excesso de poro-pressão, B_q , é a razão entre o excesso de poro-pressão medida, u_2 , e a resistência do cone efetiva, q_{net} – Equação V.2. Esse parâmetro pode ser usado para estimar a história de tensões e o comportamento do solo *in situ*.

$$B_q = \frac{u_2}{q_{net}} \quad (V.2)$$

- A razão de atrito, R_f , é a razão entre o atrito lateral do cone medido, f_s , e a resistência do cone medida, q_c , e é normalmente expressa em porcentagem – Equação V.3. Esse parâmetro pode ser usado para estimar o tipo de solo e seu comportamento *in situ*.

$$R_f = \frac{f_s}{q_c} \quad (V.3)$$

Uma explicação da nomenclatura usada é dada da seguinte forma:

q_c = resistência de ponta do cone medida;

f_s = atrito lateral medido;

β = razão entre a área da haste e a área da face do cone. Esta razão é, portanto, uma função da geometria do cone. Para cones de 10 cm² de área projetada, o fator adequado é 0,75; já para cones de 15 cm², o valor apropriado para este fator é 0,58;

u_2 = excesso de poro-pressão em relação à poro-pressão hidrostática calculada em relação ao fundo do mar;

σ_{v0} = tensão total de sobrecarga em relação ao piso marinho. O peso específico total usado para calcular esta tensão foi obtido dos ensaios de bordo para a determinação de peso específico submerso com as amostras de JPC's, com exceção dos furos geológicos (furos sigla GL), onde se utilizou de um peso específico total de 16 kN/m³ para o cálculo.

Tipicamente, o fator de cone empírico N_{kt} varia de 10 a 18, com um valor médio de 14. O fator N_{kt} tende a aumentar com o aumento da plasticidade e diminuir com o aumento da sensibilidade do solo. LUNNE *et al.* (1986; 1997) mostraram que N_{kt} varia com B_q , a razão de poro-pressão, onde N_{kt} diminui à medida que B_q aumenta; quando $B_q \sim 1,0$, N_{kt} pode ser tão baixo quanto 6.

Os parâmetros de correlação entre a resistência do cone e a resistência não-drenada de solos argilosos foram obtidos pela interpretação dos resultados da campanha de investigação do navio M/S Bucentaur em 1992 nas bacias de Campos e de Santos. Os parâmetros N_{kt} e N_{ke} foram correlacionados com a razão de poro-pressão B_q , como mostrou a Equação V.2.

- Fator de cone em termos de tensões totais, N_{kt} , alcançado pelos resultados obtidos da interpretação das campanhas anteriores da Bacia de Campos e Bacia de Santos – Equação V.4 (COSTA e AMARAL, 1992):

$$N_{kt} = 28,1337 - 18,2228 \cdot B_q \quad (V.4)$$

- Fator de cone em termos de tensões efetivas, N_{ke} , utilizado tradicionalmente por LUNNE *et al.* (1985), a partir de sua experiência com as argilas do Mar do Norte – Equação V.5:

$$N_{ke} = 19,4 - 17 \cdot B_q \quad (V.5)$$

Para valores de B_q situados entre 0,2 e 1, valores estes característicos de materiais com comportamento não-drenado, foi procedida à análise em termos da resistência não-drenada, s_u . Para os valores de B_q fora desta faixa, considerou-se que as equações não podiam ser aplicadas. Valores baixos de B_q indicam que o material apresenta capacidade de dissipação de poro-pressões, o que é típico de materiais arenosos.

Para obter perfis contínuos de variação da resistência ao cisalhamento não-drenada do solo com a profundidade abaixo do fundo do mar, a resistência de ponta do cone do ensaio de *PCPT* foi correlacionada com a resistência não-drenada dos ensaios de laboratório de bordo de Torvane, Vane-Miniatura e triaxial *UU*.

A resistência ao cisalhamento não-drenada do solo é em geral determinada ao se dividir a resistência do cone líquida, q_{net} , pelo fator de cone N_{kt} , usando a Equação V.6, onde σ_{ns} é a tensão normal total estática:

$$s_u = \frac{q_{net}}{N_{kt}} = \frac{q_t - \sigma_{ns}}{N_{kt}} \quad (V.6)$$

V.2.2 Avaliação de estabilidade

Para quantificar a ameaça de deslizamentos em cada talude da área de estudo, não seria prática a realização de análises numéricas bidimensionais baseadas em seções geológicas traçadas ao longo de feições específicas. Uma análise quantitativa de estabilidade do fundo marinho para toda a área mapeada foi então obtida usando uma abordagem de classificação por meio de um Sistema de Informações Geográficas (SIG).

Vários autores descreveram o uso de análise espacial baseada em SIG, com o objetivo de realizar avaliações unidimensionais (1-D) de estabilidade determinística de taludes por equilíbrio limite cobrindo grandes áreas, gerando mapas de fatores de segurança contra a ruptura de talude (p.ex., GRAHAM, 1984; BOOTH *et al.*, 1985; WU e SIDDLE, 1995; DAI e LEE, 2001; JEANJEAN *et al.*, 2005; MACKENZIE *et al.*, 2010).

Apesar dos escorregamentos submarinos acontecerem normalmente em grande escala, mobilizando volumes significativos de sedimentos, a análise de estabilidade do fundo marinho foi realizada em pequena escala, considerando apenas a camada superficial do perfil de solo na área estudada. A análise de estabilidade foi então conduzida a partir da teoria de talude infinito, em metodologia semelhante àquela descrita por MACKENZIE *et al.* (2010) para projetos de desenvolvimento da produção de petróleo em águas profundas com mais de 1.000 km² de área.

O modelo de talude infinito foi considerado apropriado para o cálculo de fatores de segurança estáticos e pseudo-estáticos contra a ocorrência de escorregamentos do tipo planares rasos. Para chegar à tal constatação, levou-se em conta a inclinação média do fundo marinho ao longo de toda bacia e os dados geofísicos, que indicam que instabilidades de menor escala envolveram camadas de sedimentos de pequena espessura e de mergulho que acompanham a superfície do fundo do mar. Além disso, como a cobertura sedimentar nos taludes de mini-bacias de sal é em geral pouco espessa, a aplicação da análise de estabilidade de talude infinito nestas áreas parece ser válida.

V.2.2.1 Definição de províncias de solo

Os fatores condicionantes geológicos e geotécnicos são aqueles parâmetros exigidos para calcular a resistência ao cisalhamento do solo e o carregamento atuante, com o equilíbrio entre eles governando a estabilidade do fundo marinho. Para o cálculo de fatores de segurança para áreas de materiais coesivos e não-coesivos, esses parâmetros incluem a resistência ao cisalhamento não-drenada, s_u , os pesos específicos total, γ e submerso, γ' , a coesão efetiva, c' , e o ângulo de atrito interno efetivo do solo, ϕ' .

Na realidade, esses parâmetros variam espacialmente como uma função da profundidade e, também, de ponto-a-ponto. O modelo do fundo do mar a ser usado pelo S/G para a análise de estabilidade deve buscar refletir isso. Para definir a variabilidade geotécnica por toda bacia, foi aplicado o conceito de sistemas de terreno ou províncias de solo, seguindo o método sugerido por CAMPBELL (1984). O mapa de faciologia foi adotado para a definição de províncias de solo.

Uma província de solo é definida como uma área na qual as condições do solo compartilham uma sequência estratigráfica similar; geralmente, os solos em uma província tiveram histórias geomorfológica e geológica semelhantes. Em geral, há uma correlação visível entre o zoneamento de províncias de solo e a batimetria, já que a batimetria pode revelar muito sobre o processo pelo qual o solo chegou ao seu estado atual.

Assim, as condições de estabilidade foram avaliadas deterministicamente para um cenário de ruptura, adotando a ação combinada da carga gravitacional com terremoto para condições de comportamento drenado do solo (áreas de materiais não-coesivos do mapa de faciologia), e não-drenado (áreas de materiais coesivos do mapa de faciologia). Foram considerados como de materiais não-coesivos as áreas de “sedimento areno-lamoso”. E, como de materiais coesivos, as áreas mapeadas como de “sedimento lamoso” e “área com possibilidade de conter afloramento de sedimento mais antigo ou rocha”.

V.2.2.2 Coeficientes sísmicos adotados

Foi adotada a maneira usual de se considerarem acelerações pseudo-estáticas relacionadas à Aceleração de Pico do Piso (PGA – Peak Ground Acceleration) nos cálculos de fatores de segurança, para ambas as direções de movimento do chão (coeficientes sísmicos horizontal, k_h , e vertical, k_v). Foi incorporada nas análises uma força de inércia vertical atuando contrária à direção da gravidade, o que é tipicamente negligenciado na análise corrente de estabilidade de taludes.

V.2.2.3 Amplificação dinâmica do depósito sedimentar local

O carregamento sísmico fornecido para a análise de estabilidade de taludes foi aquele proveniente da Análise Probabilística de Ameaça Sísmica (PSHA – Probabilistic Seismic Hazard Analysis), conforme realizada por BORGES *et al.* (2020). Foram considerados os resultados em termos de Aceleração de Pico do Piso para condições de rocha muito dura para um período de retorno de ~975 anos (5% de probabilidade de excedência em 50 anos).

A partir dos valores de aceleração máxima obtidos para condições de rocha muito dura pela *PSHA*, foram calculados fatores de amplificação sísmica ao nível do fundo marinho. Os fatores de amplificação de *PGA* horizontal e vertical na superfície em função da estratigrafia de solo/rocha para um ponto de interesse na bacia foram apresentados por BORGES (2021).

Foi necessário também definir a resistência dinâmica do solo a ser utilizada nas análises de estabilidade de taludes. Isso será discutido no subitem V.2.2.4.

V.2.2.4 Resistência dinâmica e pós-sísmica dos solos

Foram estudados os resultados de ensaios e estudos de diversas fontes, dentre eles, os de ISHIHARA (1985), NADIM *et al.* (1996) *apud* KVALSTAD *et al.* (2001) e NADIM e KALSNES (1997). Estes obtiveram experimentalmente as variações de resistência ao cisalhamento causadas pelo tipo de carga alternada e repetitiva representativa de sismos típicos utilizados. Com base nestes resultados, várias hipóteses foram examinadas. Aqui são descritas três hipóteses: uma provavelmente conservadora; uma mais provável; e outra mais otimista, mas muito improvável.

A hipótese inicial é a de que a resistência ao cisalhamento do solo durante e após o movimento sísmico permanece constante. Essa hipótese é provavelmente conservadora. Todavia, há casos em que o efeito da poro-pressão dinâmica ou da perda de resistência em argilas sensíveis causa uma significativa perda de resistência. Esses são casos pouco comuns em argilas bem adensadas. Ao que se sabe hoje, não existem casos constatados de argilas sensíveis na Bacia de Santos, dada sua Geologia regional.

A hipótese mais próxima da realidade é a da consideração de um aumento de 50% na resistência. Tal aumento busca levar em conta os efeitos de adensamento do solo nas condições dinâmicas cíclicas, em relação ao valor obtido de ensaios não-drenados convencionais em amostras de solos ou, indiretamente, a partir de ensaios de cravação de piezocone calibrados com dados de laboratório. Isso ocorre devido ao efeito do retrabalho no solo oriundo da deformação cíclica, e se baseia no estudo de ISHIHARA (1985).

Já a hipótese mais otimista considera um aumento de resistência de até 60 a 80% da resistência ao cisalhamento estática. Isso é o máximo que pode ser esperado devido à taxa de carregamento rápido, segundo NADIM *et al.* (1996) *apud* KVALSTAD *et al.* (2001). Tal conclusão foi obtida a partir de ensaios especiais de laboratório realizados em amostras indeformadas de solos de Fensfjord no Oeste da Noruega.

Contrariando esses resultados, NADIM e KALSNES (1997) verificaram a partir de ensaios cíclicos em argilas marinhas moles norueguesas, que deformações de cisalhamento cíclicas induzidas por um sismo tendem a reduzir a resistência ao cisalhamento não-drenada estática quando forem maiores do que 1 a 2%. Se estas forem grandes, o talude poderia sofrer deslocamentos adicionais por fluência após o evento, e experimentar uma significativa redução de sua resistência ao cisalhamento estática.

Apesar da carência de dados de ensaios dinâmicos em amostras de solos que simulem as condições de tensões e deformações produzidas por sismos na Bacia de Santos, foi considerada a segunda hipótese, que é provavelmente a mais realista. Nesta, a resistência ao cisalhamento do solo durante os ciclos de variação das tensões e deformações exibe um aumento temporário, de 50% em relação à resistência original do material, imediatamente antes de ser submetido a cargas sísmicas. Como mencionado, esta hipótese está fundamentada no trabalho de ISHIHARA (1985).

Foi então usado como parâmetro dinâmico de resistência pseudo-estática, o valor de s_u inicial do solo obtido indiretamente dos ensaios de *PCPT* calibrados com base nos ensaios não-drenados convencionais executados em amostras indeformadas de solos no laboratório de bordo, com um ganho de 50% quando submetido a carga cíclica. Assim, os fatores de segurança pseudo-estáticos contra escorregamentos rasos consideram o aumento de resistência causado pelo adensamento resultante da deformação cíclica.

Entretanto, existe uma pequena probabilidade de o solo não apresentar o desempenho dinâmico esperado de ganho de 50% em sua resistência ao cisalhamento, se o material for uma argila de sensibilidade ainda que pequena. Uma sensibilidade maior do que 1,18 já pode ser o suficiente para apresentar riscos com a degradação do material por cargas repetitivas, no caso de solicitação por sismos, o que tornaria o método pseudo-estático contraindicado de acordo com KRAMER (1996).

V.2.2.5 Carga sísmica

Foi definido um coeficiente para o cálculo da aceleração média da massa de solo no volume circunscrito pela superfície potencial de escorregamento. Este coeficiente será multiplicado pela aceleração de pico na superfície do solo, para obter o coeficiente sísmico médio a ser usado como o dado de entrada para o cálculo de fatores de segurança.

Para a definição da carga dinâmica na análise pseudo-estática, referência é feita ao trabalho de AMBRASEYS (1959). Este desenvolveu uma solução analítica para a velocidade de onda-S para um perfil de variação linear do módulo de rigidez com a profundidade, considerando constante a massa específica ao longo do volume do depósito sedimentar. Os sedimentos se apoiam em uma base rígida, o embasamento rochoso. A solução geral é uma combinação de funções de Bessel, cujo argumento é a raiz quadrada da profundidade multiplicada por um coeficiente, com os parâmetros ajustados de modo que sejam verificadas as condições de contorno no contato com o embasamento e na superfície livre. AMBRASEYS (1959) deduziu soluções analíticas para vários modos naturais de vibração; o primeiro

modo natural é o que mais interessa para o cálculo do coeficiente de correção da aceleração para obtenção da aceleração média α .

Adotou-se o primeiro modo natural de vibração da solução de AMBRASEYS (1959). Com isso, foram calculados os valores do coeficiente sísmico considerando o valor máximo da aceleração sísmica ao nível da superfície do terreno para diversos valores do parâmetro de heterogeneidade m , definido pela Equação V.6:

$$m = \frac{G_b - G_0}{G_0} \quad (\text{V.6})$$

Na Equação V.6, m é um parâmetro adimensional que representa a heterogeneidade da camada de solo, G_0 é o módulo de rigidez na superfície do terreno e G_b o módulo de rigidez na base da camada.

Empregando a solução de AMBRASEYS (1959), o coeficiente α foi calculado para diversos valores de m , variando no intervalo de 0 a 200. Foram também feitas diferentes hipóteses sobre a forma do perfil de aceleração. Notou-se uma grande variação para o fator α . A variação de α referente ao perfil de acelerações ao longo da profundidade foi de mais de 40%. Isto significa que é necessário se conhecer a distribuição do módulo de rigidez em função da profundidade para evitar distorções significativas no fator de segurança, em consequência do impacto do parâmetro m no coeficiente sísmico a ser usado como entrada no cálculo pseudo-estático. Como, na maioria dos casos, trata-se de camadas superficiais normalmente adensadas, um valor adequado para o coeficiente de correção α estaria no intervalo entre 0,507 e 0,443 (m entre 10 e 200, respectivamente). Foi, então, adotado um valor prático e a favor da segurança de α igual a 0,5.

V.2.2.6 Cálculo de fatores de segurança

V.2.2.6.1 Hipóteses

A análise de estabilidade de taludes em caráter regional por meio de SIG exigiu que fossem feitas as seguintes hipóteses:

1. A litologia dos depósitos não muda com a profundidade na seção sedimentar. A metodologia trata o tipo de sedimento como sendo o mesmo em todas as celas da grade em uma província, e como se o fundo do mar naquela província fosse composto por uma única camada de sedimentos com as mesmas características;
2. Foram assumidas profundidades rasas para as superfícies de ruptura, buscando avaliar o potencial de ocorrência de escorregamentos planares superficiais. Escorregamentos do tipo rotacionais profundos deverão fazer parte de um estudo específico de estabilidade de taludes com o uso de seções geológicas e programas de modelagem numérica em duas dimensões;
3. A inclinação do fundo do mar muda de acordo com o mapa de declividades;
4. A instabilidade de taludes causada por excessos de pressão de poros não foi considerada, tendo-se adotado condições hidrostáticas. Em função disso, o parâmetro de razão de excesso de poro-pressão, r_u , foi igualado à zero.

V.2.2.6.2 Dedução de equações de fator de segurança

Para considerar o carregamento sísmico na análise de estabilidade, o método mais comum é o pseudo-estático. Nesta abordagem, a aceleração induzida por um terremoto é convertida para cargas horizontal e vertical estáticas equivalentes, que geram tensões cisalhante e normal, respectivamente.

A Figura V.1 apresenta uma geometria esquemática de talude infinito, com uma superfície de escorregamento paralela ao fundo do mar. São mostradas as forças atuantes em um paralelepípedo cuja seção vertical é o paralelogramo ABCD, e de dimensão unitária na direção ortogonal ao plano do desenho. As componentes da reação da base, N' na direção normal e T' na direção tangencial, são forças efetivas, descontado o empuxo hidrostático.

São consideradas as hipóteses de que o plano de escorregamento é paralelo à superfície livre plana do talude e que, a qualquer profundidade d , o peso específico total do solo γ_t é constante ao longo de qualquer plano paralelo à

superfície do piso marinho, variando apenas com a profundidade z , do plano paralelo ao leito marinho.

Seja θ o ângulo de inclinação do talude em relação à direção horizontal e b a projeção horizontal do paralelogramo ABCD, cujo lado vertical tem a dimensão d . Seja W o peso total do paralelepípedo de seção vertical ABCD e altura unitária, igual à profundidade medida na direção perpendicular ao plano da seção e seja W' seu peso submerso. Sejam k_h e k_v os coeficientes sísmicos horizontal e vertical, respectivamente, correspondendo às componentes da aceleração sísmica de pico PGA nessas direções cartesianas, em unidades g . Estes coeficientes são, portanto, adimensionais.

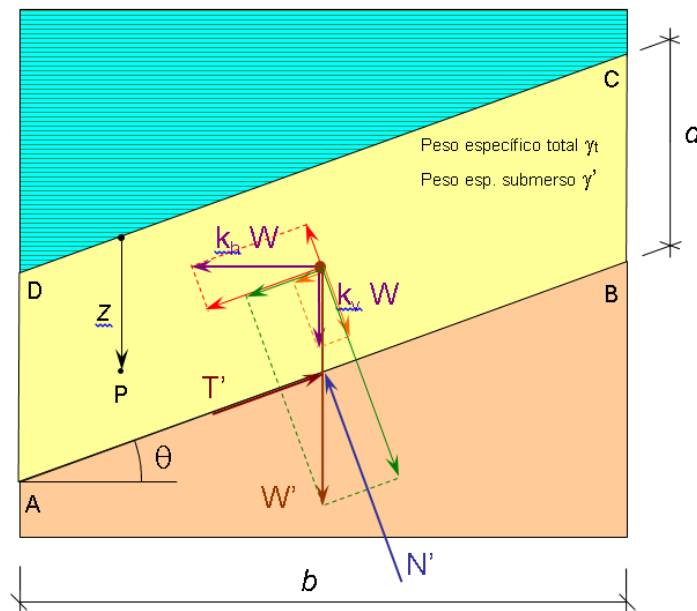


Figura V.1 – Geometria e forças atuantes e resistentes em um talude infinito submerso.

Seja o peso específico variável com a profundidade z abaixo do leito marinho, dado pela função $\gamma(z)$. O peso do paralelepípedo da Figura V.1 é dado pela Equação V.7:

$$W = b \int_0^d \gamma_t(z) dz \quad (V.7)$$

O peso submerso do paralelepípedo é calculado pela Equação V.8:

$$W' = b \left[\int_0^d \gamma_t(z) dz - \gamma_w d \right] \quad (\text{V.8})$$

O peso específico total médio, $\bar{\gamma}_t$, do volume de material entre o piso marinho e o plano paralelo de ruptura potencial na profundidade d , é dado pela Equação V.9:

$$\bar{\gamma}_t = \frac{1}{d} \int_0^d \gamma_t(z) dz \quad (\text{V.9})$$

O peso específico submerso médio, $\bar{\gamma}'$, do volume de material entre o piso marinho e o plano paralelo na profundidade d é dado pela Equação V.10, onde γ_w é o peso específico da água do mar:

$$\bar{\gamma}' = \bar{\gamma}_t - \gamma_w \quad (\text{V.10})$$

Das equações V.7 e V.9, pode-se inferir que o peso total do paralelepípedo pode ser calculado pela Equação V.11:

$$W = \bar{\gamma}_t b d \quad (\text{V.11})$$

De modo semelhante, a partir das equações V.8 e V.10, pode-se inferir que o peso submerso do paralelepípedo é dado pela Equação V.12:

$$W' = \bar{\gamma}' b d \quad (\text{V.12})$$

Considera-se que a condição de equilíbrio de forças na direção tangente ao plano de escorregamento é dada pela Equação V.13, e que a condição de equilíbrio de forças na direção normal ao plano de escorregamento é dada pela Equação V.14, onde o parâmetro r_u inclui o coeficiente de poro-pressão dinâmica induzida pela vibração sísmica combinada com a poro-pressão hidrostática. Nas equações

V.13 e V.14, o parâmetro τ é a tensão tangencial e σ'_n é a tensão normal de sobrecarga efetiva pseudo-estática:

$$W' \operatorname{sen}(\theta) + W[k_h \cos(\theta) + k_v \operatorname{sen}(\theta)] = \frac{\tau b}{\cos(\theta)} \quad (\text{V.13})$$

$$\{(1 - r_u)W' \cos(\theta) - W[k_h \operatorname{sen}(\theta) - k_v \cos(\theta)]\} = \frac{\sigma'_n b}{\cos(\theta)} \quad (\text{V.14})$$

O coeficiente r_u é a razão do excesso de poro-pressão u_e relativa à tensão normal causada pelo peso específico submerso do solo σ'_{ns} , conforme definição dada pela Equação V.15. A vibração sísmica produz acréscimo de poro-pressão, como reação à compactação de sua estrutura granular, que é dificultada pela viscosidade resistindo à expulsão da água dos poros pela aplicação rápida da carga dinâmica ou a rápida alternância da carga aplicada devido ao movimento ondulatório, mesmo em solos não-coesivos. O coeficiente de poro-pressão deve ser determinado experimentalmente. Um r_u igual à zero denota uma taxa atual de acúmulo de sedimentos marinhos muito baixa, podendo-se considerar o material 100% adensado, com total dissipação de poro-pressões.

$$r_u = \frac{u_e}{\sigma'_{ns}} = \frac{u_e}{\gamma' d \cos^2(\theta)} \quad (\text{V.15})$$

Substituindo nas equações V.13 e V.14 as expressões de W e W' dadas respectivamente pelas equações V.11 e V.12, e efetuando as simplificações algébricas, resultam as equações V.16 e V.17:

$$\tau = \bar{\gamma}' d \cos^2(\theta) \left\{ \tan(\theta) + \frac{\bar{\gamma}'_t}{\bar{\gamma}'} [k_h + k_v \tan(\theta)] \right\} \quad (\text{V.16})$$

$$\sigma'_n = \bar{\gamma}' d \cos^2(\theta) \left\{ 1 - r_u - \frac{\bar{\gamma}'_t}{\bar{\gamma}'} [k_h \tan(\theta) - k_v] \right\} \quad (\text{V.17})$$

V.2.2.6.2.1 Fator de segurança para materiais coesivos

No caso de materiais coesivos, em depósitos sedimentares formados gradualmente por taxas de sedimentação constantes e uniformemente distribuídas ao longo de uma grande área, sem eventos singulares como movimentos de massa

localizados, a resistência ao cisalhamento não-drenada do solo s_u varia com a profundidade vertical z abaixo do fundo marinho segundo uma função linear. Nesse caso, a resistência ao cisalhamento não-drenada s_u pode ser calculada pela Equação V.18:

$$s_u = s_{u0} + \zeta(1 - r_u)z \quad (\text{V.18})$$

onde:

s_{u0} = resistência ao cisalhamento não-drenada do solo no fundo do mar; e

ζ = taxa de crescimento da resistência s_u com a profundidade vertical z .

A análise com a resistência ao cisalhamento não-drenada expressa a margem de segurança de um talude contra a ruptura considerando que um mecanismo de disparo seja rápido o suficiente, de tal forma que os efeitos de drenagem no solo sejam insignificantes. Conseqüentemente, o fator de segurança FS para materiais coesivos é definido pela Equação V.19:

$$FS = \frac{s_u}{\tau} = \frac{s_{u0} + \zeta(1 - r_u)d}{\gamma^l d \cos^2(\theta) \left\{ \tan(\theta) + \frac{\gamma^t}{\gamma^l} [k_h + k_v \tan(\theta)] \right\}} \quad (\text{V.19})$$

Dividindo o numerador e o denominador da fração do segundo membro da Equação V.19, resulta a Equação V.20, que pode ser usada para fornecer estimativas de fatores de segurança para áreas de materiais coesivos (sob condições não-drenadas):

$$FS = \frac{\left(\frac{s_{u0}}{d}\right) + \zeta(1 - r_u)}{\gamma^l \cos^2(\theta) \left\{ \tan(\theta) + \frac{\gamma^t}{\gamma^l} [k_h + k_v \tan(\theta)] \right\}} \quad (\text{V.20})$$

V.2.2.6.2.2 Fator de segurança para materiais não-coesivos

No caso de materiais não-coesivos, em depósitos sedimentares formados gradualmente por taxas de sedimentação constantes e uniformemente distribuídas ao longo de uma grande área, sem eventos singulares como movimentos de massa localizados, a resistência ao cisalhamento S é dada pelo critério de ruptura de Mohr-Coulomb, de acordo com a Equação V.21:

$$S = c' + \sigma'_{ns} \tan(\phi') \quad (V.21)$$

Aplicando o critério de ruptura de Mohr-Coulomb, o fator de segurança FS nesse caso é determinado pela Equação V.22:

$$FS = \frac{S}{\tau} = \frac{c' + \bar{\gamma}' d \cos^2(\theta) \left\{ 1 - r_u - \frac{\bar{\gamma}'_t}{\bar{\gamma}'} [k_h \tan(\theta) - k_v] \right\} \tan(\phi')}{\bar{\gamma}' d \cos^2(\theta) \left\{ \tan(\theta) + \frac{\bar{\gamma}'_t}{\bar{\gamma}'} [k_h + k_v \tan(\theta)] \right\}} \quad (V.22)$$

Efetuada-se as simplificações algébricas na Equação V.22, esta fica reduzida à Equação V.23:

$$FS = \frac{\left[\frac{c'}{\bar{\gamma}' d \cos^2(\theta)} \right] + \left\{ 1 - r_u - \frac{\bar{\gamma}'_t}{\bar{\gamma}'} [k_h \tan(\theta) - k_v] \right\} \tan(\phi')}{\tan(\theta) + \frac{\bar{\gamma}'_t}{\bar{\gamma}'} [k_h + k_v \tan(\theta)]} \quad (V.23)$$

Considerando as possíveis combinações de sinal do coeficiente sísmico k_v com o coeficiente k_h positivo, o fator de segurança mínimo pode ocorrer com o sinal positivo ou negativo do coeficiente vertical. Dados os valores máximos em módulo das componentes do coeficiente sísmico, resta saber qual combinação de sinais é a mais crítica. Por um lado, o k_v positivo contribui para aumentar a componente tangencial da força que empurra a massa de solo talude abaixo e, por outro lado, aumenta a resistência por atrito de Coulomb. Para o coeficiente k_v negativo sucede o contrário, reduzindo a resistência de atrito interno por redução da tensão de contato, porém reduzindo também a componente da força de inércia que move a massa de solo talude abaixo.

Considerando que mais frequentemente o efeito da perda de resistência seja predominante no fator de segurança, será adotado o valor negativo do coeficiente sísmico vertical, e a Equação V.23 será escrita na forma dada pela Equação V.24, convencionando a componente vertical da força de inércia positiva no sentido para cima:

$$FS = \frac{\left[\frac{c'}{\bar{\gamma}' d \cos^2(\theta)} \right] + \left\{ 1 - r_u - \frac{\bar{\gamma}'_t}{\bar{\gamma}'} [k_h \tan(\theta) + k_v] \right\} \tan(\phi')}{\tan(\theta) + \frac{\bar{\gamma}'_t}{\bar{\gamma}'} [k_h - k_v \tan(\theta)]} \quad (V.24)$$

V.2.3 Visão geral da metodologia de mapeamento

Foi seguida uma sequência de passos para a aplicação de um método determinístico de estabilidade de taludes cobrindo o fundo marinho do Talude e Platô de São Paulo da bacia em um Sistema de Informações Geográficas. De modo geral, esta pode ser descrita da seguinte forma:

- Caracterização geofísica:
 - Inicialmente, elaborou-se um mapa de batimetria para a área, gerando um mosaico com os Modelos Digitais de Elevação disponíveis, a partir de dados de batimetria de multifeixe e interpretações do fundo marinho de dados de sísmica 3-D e de alta resolução de levantamentos de *AUV (Autonomous Underwater Vehicle)*;
 - A partir do mosaico de batimetria, obteve-se o mapa de declividade;
 - Para o mapa de declividades, optou-se pela declividade máxima em cada cela, expressa em graus. Em seguida, foi feita sua categorização, onde os valores maiores ou iguais a 45° foram classificados como 45° , e os valores iguais a 0° transformados para $0,1^\circ$. A utilização de valores maiores que 45° e iguais a 0° invalidaria as equações para o cálculo de fatores de segurança.
- Caracterização das condições do solo:
 - Foi elaborado um mapa mostrando os tipos de materiais presentes ao nível do fundo marinho (faciologia);
 - Pesquisou-se em um banco de dados geológico-geotécnicos por todos os resultados de campanhas de investigação de campo (furos

de sondagem profundos), com as interpretações de ensaios *in situ* e de amostragens de sedimentos;

- Com os dados de solo, foram construídos gráficos e tabelas com os parâmetros geotécnicos medidos e interpretados em cada locação de furo de sondagem:
 - Os dados de resistência ao cisalhamento e densidade/peso específico foram compilados, assumindo perfis e/ou valores representativos para cada província/subprovíncia de solo delimitada, a depender da complexidade faciológica da área.
- Identificaram-se os mecanismos de disparo relevantes para a ruptura de taludes:
 - Peso próprio devido à ação da gravidade e o carregamento por terremotos.
- Foram avaliadas as condições de poro-pressão atuantes na área;
- Para a etapa de análise pseudo-estática de estabilidade de taludes, foram obtidos os valores dos coeficientes sísmicos nas direções horizontal e vertical ao nível do fundo marinho. Para isso, foi realizado um estudo preliminar de zoneamento de amplificação sísmica em função da estratigrafia. Quatro passos multidisciplinares principais foram então executados:
 - Avaliação de ameaça sísmica;
 - Definição de um período de retorno de ameaça sísmica adequado, e seleção e ajuste de movimentos do chão de entrada de referência ao nível do embasamento rochoso;
 - Construção de um modelo de propriedades de subsuperfície;

- Análises numéricas de propagação de ondas e de resposta sísmica local;
- Combinação de resultados com o cálculo de fatores de segurança ponto-a-ponto internamente à um Sistema de Informações Geográficas, gerando mapas georreferenciados contemplando um cenário esperado de poro-pressão e de acelerações sísmicas; e
- Zoneamento de estabilidade estática e pseudo-estática de taludes.

V.3 Apresentação e discussão dos resultados

V.3.1 Condições gerais do solo

Em geral, pode-se dizer que as condições dos solos encontrados no Talude e Platô de São Paulo da Bacia de Santos apresentam pequena variação. Verificou-se um perfil de adensamento normal dos sedimentos na maior parte da área, com exceção das partes mais íngremes com a exposição de estratos antigos e de maior resistência. Nestas, ocorre sobreadensamento do solo já próximo ao fundo do mar.

Os solos consistem em argila de consistência muito mole no fundo do mar ($s_u < 12$ kPa), a média ($25 \leq s_u < 50$ kPa) e muito rijas ($100 \leq s_u < 200$ kPa) nas profundidades de término dos ensaios de *PCPT* e amostragens com *Jumbo Piston Corer*. Abaixo das profundidades máximas de recuperação de amostras, a estratigrafia revelada pelos ensaios de cravação de piezocone sugeriu que os perfis consistem principalmente de argila.

Nas partes mais planas do mapa de declividades, interpretadas como de “área de sedimento lamoso” no mapa de faciologia, as condições são muito uniformes e consistentes em sua maioria, e exibiram parâmetros de resistência aumentando gradualmente com a profundidade abaixo do fundo marinho em ambos os registros de *PCPT* e *JPC*. Em tais áreas, foraminíferos superficiais e alguns pacotes de silte foram observados na maior parte das amostras. Essas são inclusões típicas em perfis de argila praticamente uniforme.

Pode-se dizer que, em todos os furos, os valores de resistência ao cisalhamento não-drenada estimados nos ensaios de laboratório com amostras indeformadas foram comparáveis com aqueles interpretados empiricamente a partir dos ensaios de *PCPT*. Nos pontos onde apenas o ensaio de *PCPT* foi executado, os resultados sugeriram que os perfis consistem principalmente de argila muito mole a rija ($50 \leq s_u < 100$ kPa) e muito rija, com graus variáveis de lentes ou camadas de areia fina siltosa em algumas localidades.

À título de exemplo, as figuras V.2.a, b e c mostram os gráficos dos parâmetros q_t , f_s e u_2 em função da profundidade abaixo do fundo do mar, para dezesseis ensaios de cravação de piezocone executados pelo navio *Fugro Explorer* em 2012 na área de Búzios, que é o maior campo produtor do Polo Pré-Sal da Bacia de Santos. O Campo de Búzios se localiza na porção central da bacia, a cerca de 180 km da costa da cidade do Rio de Janeiro, em lâmina d'água em torno de -1.900 m.

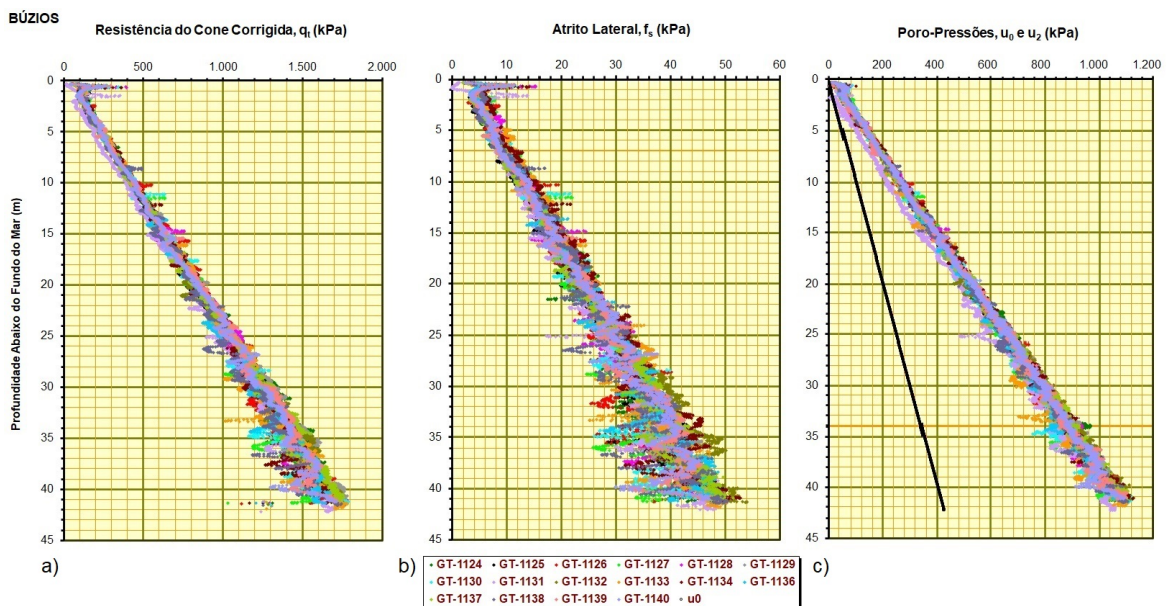


Figura V.2 – Gráficos em função da profundidade abaixo do fundo do mar para os furos executados em Búzios pela campanha do navio *Fugro Explorer* em 2012: a) Resistência de ponta do cone corrigida; b) Atrito lateral medido; e c) Poro-pressão medida na posição u_2 .

V.3.2 Perfis de solos representativos

V.3.2.1 Áreas de materiais coesivos

Um perfil de solo representativo foi selecionado para cada província de solo, tendo como base o mapa batimétrico e faciológico. Foram definidas duas províncias: sedimento lamoso/área com possibilidade de conter afloramento de sedimento mais antigo ou rocha (áreas de materiais coesivos); e de sedimento areno-lamoso (áreas de materiais não-coesivos). Os perfis escolhidos representam as condições do solo previstas em cada província delineada, mas não necessariamente as condições exatas em um ponto específico.

Foram calculados perfis de resistência ao cisalhamento não-drenada do solo a partir dos ensaios de *PCPT* para todos os furos de sondagem executados nas áreas de materiais coesivos. Julgou-se apropriado adotar um cenário pessimista para os parâmetros do solo, de forma a trabalhar a favor da segurança. Assim, para a província de material coesivo foi selecionado o perfil com a menor taxa de crescimento da resistência ao cisalhamento não-drenada s_u com a profundidade vertical z abaixo do fundo do mar.

Assim, a Figura V.3.a mostra o perfil de resistência ao cisalhamento não-drenada do solo em função da profundidade abaixo do fundo do mar na localização dos furos GT/JPC-1092. Esta localização apresentou a menor taxa de crescimento da resistência com a profundidade para as áreas de sedimento lamoso (argila e silte). A Figura V.3.b ilustra a variação do peso específico total do solo para o ponto de amostragem JPC-1092.

Na Figura V.3.a, as linhas tracejadas azul e preta são razões para s_u/σ'_{ns} que mostram as tendências para subadensamento, adensamento normal e sobreadensamento do solo ($s_u/\sigma'_{ns} \leq 0,2$, de 0,2 a 0,5 e $\geq 0,5$, respectivamente), típicos para sedimentos marinhos finos (SKEMPTON, 1955 *apud* SKEMPTON, 1969). O ensaio de *PCPT* na localização do furo de sondagem GT-1092 foi calibrado por ensaios de Torvane, Vane-Miniatura e triaxiais não-adensados não-drenados *UU* executados no laboratório a bordo da embarcação com amostras indeformadas de sedimentos provenientes do furo JPC-1092. E, na Figura V.3.b, a linha sólida preta é o valor médio de peso específico total do solo desde o fundo do mar até a profundidade final do ensaio de cravação de piezocone.

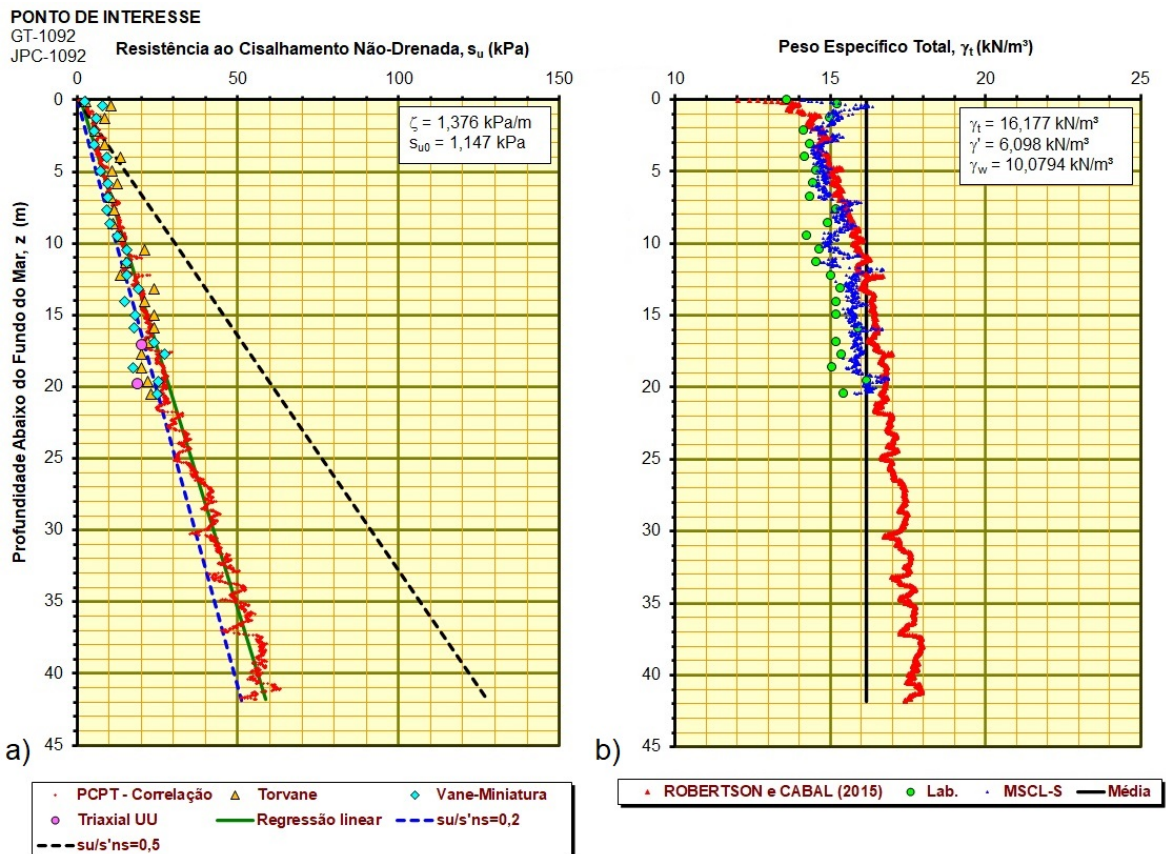
Assim, foram adotados os seguintes valores para o cálculo de fatores de segurança:

ζ = taxa de crescimento da resistência não-drenada = 1,376 kPa/m;

s_{u0} = resistência s_u no fundo do mar = 1,147 kPa;

γ_t = peso específico total do solo = 16,177 kN/m³;

γ' = peso específico submerso = 6,098 kN/m³, considerando o peso específico da



água do mar, γ_w , igual a 10,0794 kN/m³); e

d = profundidade abaixo do piso marinho do plano de ruptura assumido = 10 m.

Figura V.3 – Furos GT/JPC-1092: a) Resistência não-drenada; b) Peso específico total.

V.3.2.2 Áreas de materiais não-coesivos

Nas áreas classificadas como de sedimento areno-lamoso no mapa batimétrico e faciológico, há carência de dados a partir de furos de sondagem geológico-geotécnicos.

Em função disso, foram adotados os seguintes valores médios de parâmetros geotécnicos para o cálculo de fatores de segurança:

c' = coesão efetiva do solo = 0 kPa;

ϕ' = ângulo de atrito interno efetivo do solo = 30°;

γ_t = peso específico total = 17 kN/m³;

γ' = peso específico submerso = 6,9206 kN/m³, considerando o peso específico da água do mar, γ_w , igual a 10,0794 kN/m³); e

d = profundidade assumida para a superfície de ruptura = 10 m.

V.3.3 Sismicidade e ameaça sísmica

BORGES *et al.* (2020) apresentaram uma avaliação probabilística de ameaça sísmica para a porção oceânica das regiões Sul e Sudeste do Brasil, usando diferentes modelos para zonas-fonte sísmicas, bem como diferentes métodos para estimar as relações frequência-magnitude. Curvas de ameaça foram apresentadas para um ponto de interesse no Platô de São Paulo na Bacia de Santos, junto com espectros de resposta de ameaça uniforme e uma análise de desagregação.

Dados de sismicidade crustal intraplaca brasileira (sismicidades histórica e instrumental recente até dezembro de 2019), foram compilados por meio do catálogo de terremotos fornecido pelo Centro de Sismologia do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.

A Figura V.4 mostra todos os eventos crustais no Brasil e em áreas vizinhas com dados do catálogo de terremotos cobrindo o período de novembro de 1720 a dezembro de 2019. Esta figura não inclui eventos mais profundos do que 50 km na fronteira Brasil-Peru (tais como terremotos na Placa de Nazca relacionados à tectônica andina), terremotos na Cordilheira Meso-Atlântica, eventos duvidosos (data errada ou sismos não-tectônicos, como prováveis explosões) e aqueles eventos suspeitos de estarem errados (identificados no catálogo com incerteza epicentral maior do que 100 km).

Na Região Sudeste do Brasil, a Figura V.4 mostra uma clara concentração de epicentros nas bacias de Campos, Santos e de Pelotas, grosseiramente ao longo

do Talude Continental (isto é, a área do fundo do mar com a maior inclinação, aproximadamente entre as profundidades de água de -200 a -2.000 m), onde as maiores espessuras de sedimentos são esperadas.

A maioria dos epicentros determinados com a rede sismográfica regional tem erros relativamente grandes (da ordem de ~10 km ou mais onshore, e de 20 a 100 km offshore; ASSUMPÇÃO, 1998.a; NEVES *et al.*, 2018), devido à baixa densidade de estações e à falta de modelos de estrutura crustal apropriados. Conseqüentemente, não é possível correlacionar epicentros individuais com feições tectônicas.

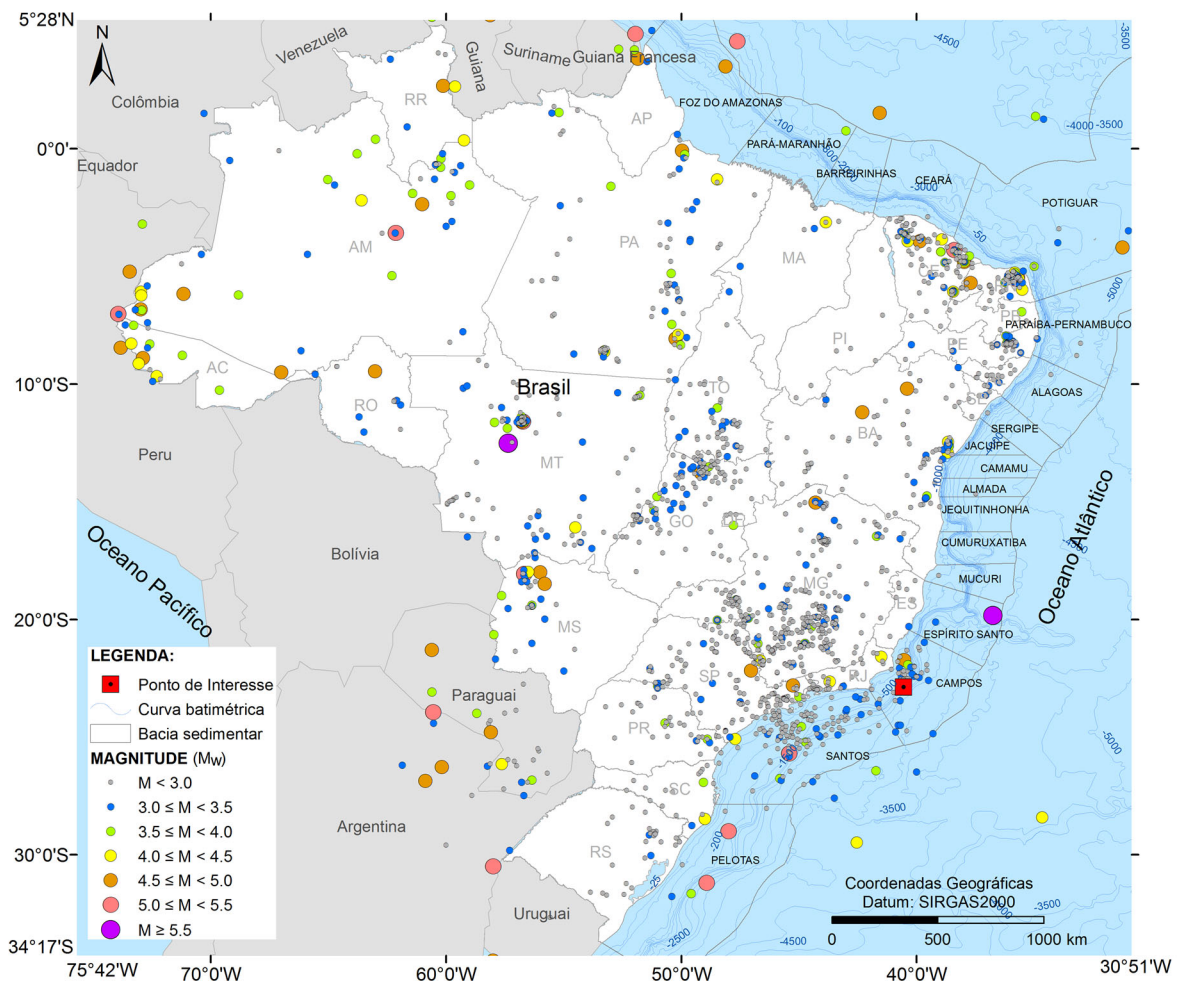


Figura V.4 – Atividade sísmica histórica e instrumental desde 1720 obtida do Boletim Sísmico Brasileiro (BIANCHI *et al.*, 2018), atualizada até 2019.

Para o ponto de interesse identificado na Figura V.4, a Figura V.5 apresenta a curva de ameaça média (probabilidade de excedência em 50 anos de exposição *versus* Aceleração de Pico do Piso (PGA)), obtida de combinações pela abordagem de árvore lógica usando o *software* CRISIS versão 2012 da Plataforma CAPRA – *Comprehensive Approach to Probabilistic Risk Assessment*. O *CRISIS 2012* foi desenvolvido por ORDAZ *et al.* (2013) no Instituto de Engenharia da Universidade Nacional do México (UNAM).

A probabilidade de excedência *PE* de algum nível de movimento do chão durante um intervalo de tempo *t* foi calculada pela Equação V.25:

$$PE(\%) = (1 - \exp^{-frequência\ anual \times t}) \times 100 \quad (V.25)$$

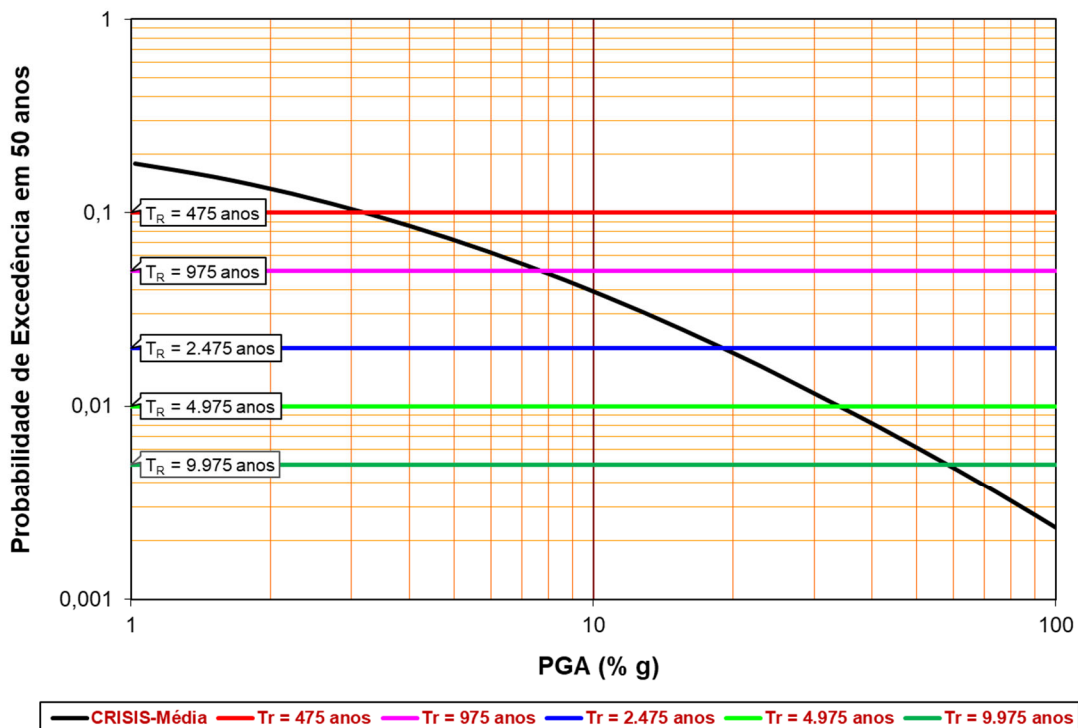


Figura V.5 – Curva de ameaça sísmica média em termos de probabilidade de excedência em 50 anos como uma função da Aceleração de Pico do Piso.

As curvas da Figura V.5 foram amostradas em múltiplos níveis de ameaça de referência em um intervalo de tempo de 50 anos. Considerando a probabilidade de

excedência de 10% para um tempo de exposição de 50 anos (isto é, período de retorno de ~475 anos), a ameaça sísmica descrita por *PGA* pode ser classificada como “baixa”, de acordo com a classificação de ameaça sísmica dada por GIARDINI *et al.* (1999) como parte do projeto *GSHAP – Global Seismic Hazard Assessment Program*.

A Tabela V.1 apresenta os valores calculados para *PGA* para condições de rocha muito dura para várias probabilidades de excedência.

Para mapear a ameaça nas zonas-fonte sísmicas, foi calculada a Aceleração de Pico do Piso que tem uma certa probabilidade de excedência por um determinado período em um conjunto de pontos uniformemente distribuídos em uma grade bidimensional, englobando toda a região geográfica de interesse. Para cada ponto da grade, uma curva de ameaça foi gerada ao ponderar os vários cenários usando pesos definidos a partir da aplicação da metodologia de árvore lógica (p.ex., BOMMER e SCHERBAUM, 2008).

Tabela V.1 – Resultados da análise de ameaça em termos de *PGA* horizontal em um tempo de 50 anos. T_R = período de retorno.

PE (%)	FREQUÊNCIA ANUAL	T_R (ANOS)	PGA MÉDIO (% g)
10	$2,11 \times 10^{-3}$	474,56	2,89
5	$1,03 \times 10^{-3}$	974,79	6,38
2	$4,04 \times 10^{-4}$	2.474,92	14,56
1	$2,01 \times 10^{-4}$	4.974,96	25,26
0,5	$1,00 \times 10^{-4}$	9.974,98	42,29

A Figura V.6 mostra a distribuição espacial do valor médio de *PGA* para a probabilidade de excedência de 10% em 50 anos (período de retorno de ~475 anos).

O mapa de acelerações de pico da Figura V.6, mostra que a maior ameaça ocorre ao longo do Talude Continental (a área com a maior concentração de atividade sísmica observada), atingindo valores médios de 2,89% g na Bacia de Santos (para 10% de probabilidade de excedência em 50 anos).

O projeto global *GSHAP* estimou *PGA* muito baixo (menor do que 2% g para a maior parte do Brasil, para 10% de probabilidade de excedência em 50 anos), mas nenhum cálculo foi feito na porção *offshore*, de tal modo que uma comparação direta com os resultados de GIARDINI (1999) com aqueles aqui obtidos não é possível. ALMEIDA (1997), para as mesmas condições, obteve para o Sudeste do Brasil, incluindo ambas as áreas *onshore* e *offshore*, valores de *PGA* de 4% g.

Os valores calculados concordaram com aqueles obtidos por ALMEIDA *et al.* (2019) para a usina nuclear de Angra dos Reis, localizada na costa do Estado do Rio de Janeiro. Os valores médios de *PGA* calculados neste estudo em Angra dos Reis para as probabilidades de excedência de 10 e 2% em 50 anos foram de 2,5 e 10,1% g, respectivamente. Para as mesmas probabilidades de excedência de 10 e 2% em 50 anos, ALMEIDA *et al.* (2019) calcularam acelerações de pico de 2,8 e 7,8% g, respectivamente.

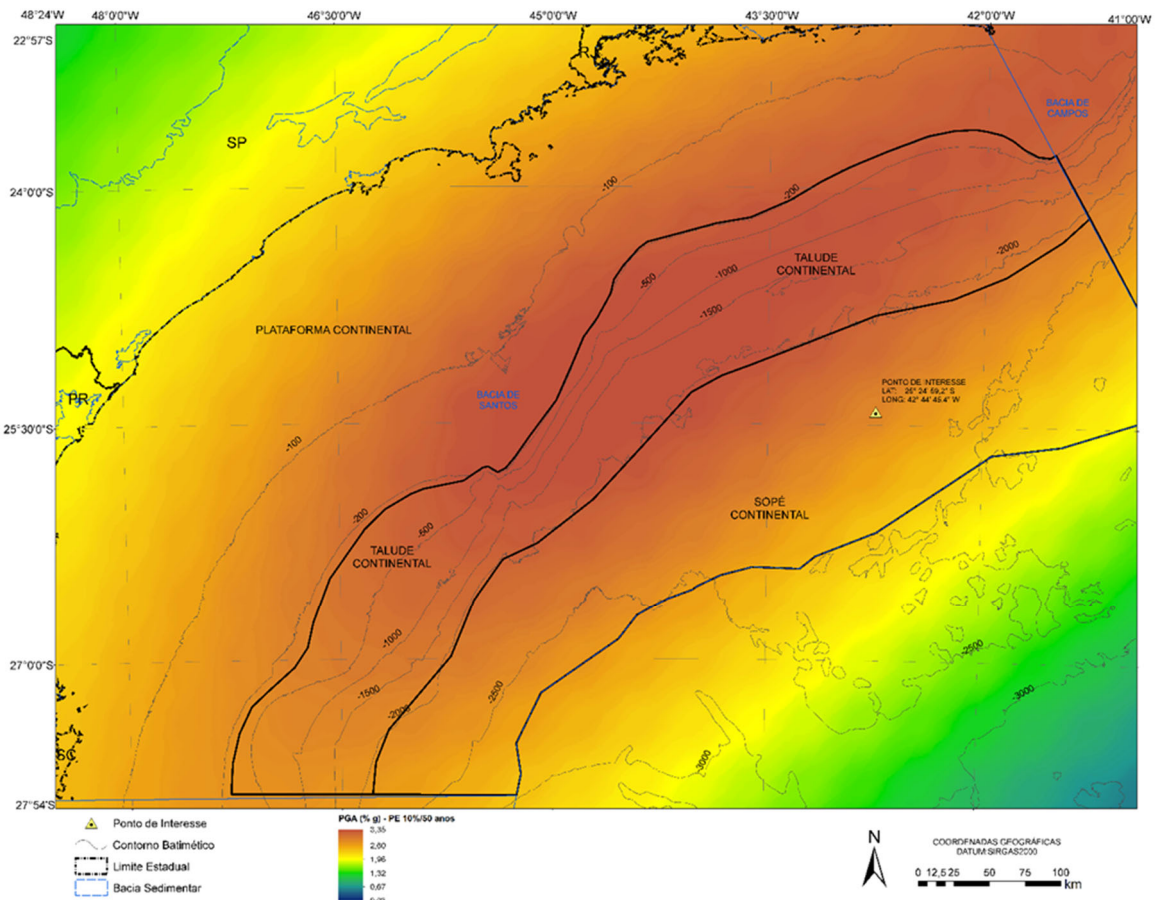


Figura V.6 – Aceleração de Pico do Piso (% g) em rocha para um período de retorno de ~475 anos na Bacia de Santos.

V.3.4 Amplificação do solo

A partir da Análise Probabilística de Ameaça Sísmica apresentada no subitem V.3.3, com a seleção e ajuste espectral subsequente de históricos de aceleração reais representativos do nível de ameaça estimado, foi empreendida uma investigação numérica sobre a resposta sísmica local combinando as componentes horizontal e vertical do movimento do chão.

Um perfil profundo de solo/rocha representativo da região foi traçado em detalhe a partir de modelos regionais 3-D de propriedades elásticas. Estes modelos regionais de densidade e de velocidade de onda-S por regressão da velocidade de onda-P foram construídos por meio da plataforma de *software Petrel®* da Schlumberger. Tais modelos tridimensionais estratificados de velocidades de onda compressional, V_P , e cisalhante, V_S , e de densidade, ρ , estenderam-se até a profundidade de 30 km, compreendendo a seção sedimentar e o embasamento cristalino.

A simulação numérica de deformação plana de transmissão de onda adotou a aproximação linear-equivalente, como implementado no *software* de elementos finitos no domínio do tempo *Quake/W* do pacote *Geo-Studio* (GEO-SLOPE INTERNATIONAL, 2017).

A construção de um modelo estratigráfico exigiu a identificação dos depósitos de solo e rocha sedimentar sobrejacentes ao embasamento rochoso, com as profundidades e espessuras das várias camadas correspondentes, além dos parâmetros geotécnicos associados, variando apenas ao longo da direção vertical.

O modelo numérico de deformação plana consistiu em uma coluna de solo/rocha com camadas de espessuras variáveis e largura de 100 m, com históricos de aceleração aplicados em sua base nas direções horizontal e vertical. Foram inseridos pontos de controle na largura média no topo e na base da coluna, para extrair acelerogramas e respectivos espectros de resposta para o cálculo de fatores de amplificação.

A determinação da profundidade do embasamento rochoso é crucial para análises de resposta sísmica linear-equivalentes, já que os movimentos de entrada são propagados desde o nível de rocha dura através do perfil até a superfície do solo. A posição do contorno da base foi determinada a partir da profundidade definida para o embasamento, considerando a velocidade de onda cisalhante para condições de rocha muito dura usada na Equação de Previsão de Movimento do Chão de TORO *et al.* (1997), como atualizada por TORO (2002), onde V_s é igual a 2,74 km/s.

Dados referentes à degradação do módulo de cisalhamento e aumento do amortecimento com a deformação cisalhante foram obtidos a partir de relacionamentos disponíveis na literatura científica para solos similares (curvas padrão/genéricas).

Na coluna de solo/rocha, o termo genérico “solo” se refere a camadas constituídas por materiais coesivos, tais como lama (argila e silte). Para as camadas de solo, foram utilizadas as curvas de $G/G_{máx}$ e de razão de amortecimento D versus deformação cisalhante γ_c de VUCETIC e DOBRY (1991), para um Índice de Plasticidade de 50%. Já para materiais muito compactados em profundidade (folhelho, margá, calcilutito etc.), foram adotadas as curvas de amortecimento e de degradação do módulo para rocha e materiais cimentados propostas por SCHNABEL (1973).

A Figura V.7 ilustra a posição de um ponto de interesse na Bacia de Santos para a análise de resposta sísmica, plotada sobre o mapa de relevo sombreado:

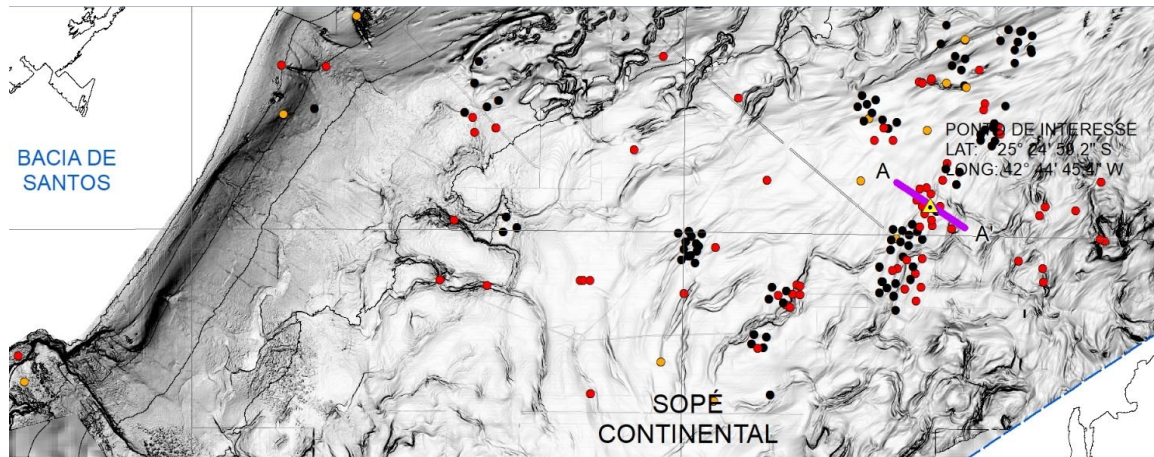


Figura V.7 – Posição de um ponto escolhido como de interesse para o traçado de coluna de solo/rocha no Polo Pré-Sal da Bacia de Santos.

A Figura V.8 apresenta a estratigrafia e informação sobre a litologia de cada camada para a coluna de solo/rocha construída na posição do ponto de interesse (triângulo amarelo marcado na Figura V.7).

O objetivo foi o de examinar a amplificação sísmica potencial no ponto de interesse apresentado na Figura V.7, sob movimentos de entrada que se ajustassem tanto quanto possível ao nível de ameaça esperado para a região.

Ponto de Interesse
E 726.721 m
N 7.187.023 m

Lâmina d'água = 2.117,07 m
Espessura de solo = 384,96 m
Profundidade da base = -3.882,93 m

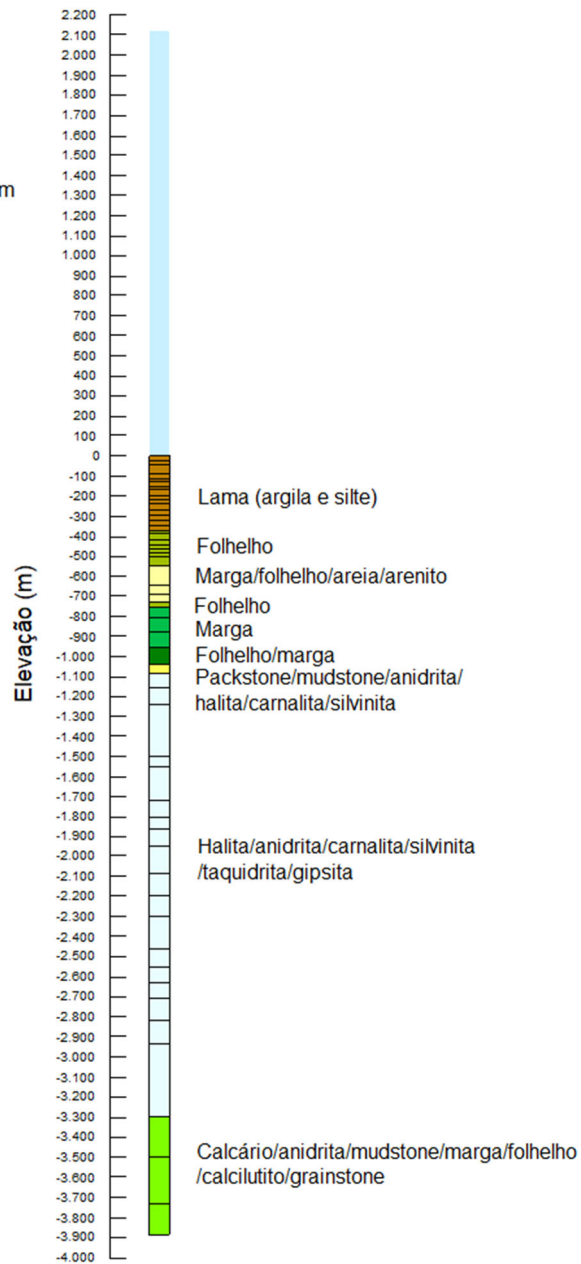


Figura V.8 – Geometria e litologia na locação do ponto de interesse.

Para isso, a partir da desagregação dos resultados da análise de ameaça sísmica, selecionaram-se os registros de um terremoto real de magnitude baixa ocorrido na crosta rasa, e registrado em várias estações da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR).

Os históricos de aceleração do evento escolhido foram corrigidos e ajustados espectralmente por pulsos de onda usando o programa *SeismoMatch* (SEISMOSOFT, 2018). Para representar o carregamento externo bidirecional de

terremoto, o modelo foi excitado em sua base nas direções horizontal e vertical. Assim, para o evento selecionado e ajustado espectralmente, além da componente vertical do movimento, apenas a componente horizontal com o maior valor de *PGA* foi usada como entrada nas simulações numéricas.

BORGES (2021) obteve gráficos de aceleração *versus* tempo ao nível do fundo marinho na posição do ponto de interesse ilustrado na Figura V.7. Os históricos de aceleração horizontal e vertical previstos no fundo do mar foram comparados com os movimentos de entrada aplicados na base do modelo.

Além de apresentar os resultados da análise em termos de históricos de aceleração na superfície, espectros de resposta de aceleração espectral correspondentes foram calculados com 5% de amortecimento para a coluna de solo/rocha. Os espectros de resposta de aceleração na superfície cobriram desde *PGA* (0 s) até o período de 2,0 s.

Para o ponto de interesse, as figuras V.9 e V.10 comparam as variações nas acelerações espectrais horizontais e verticais registradas na base com os valores correspondentes previstos no fundo marinho, respectivamente:

PONTO DE INTERESSE

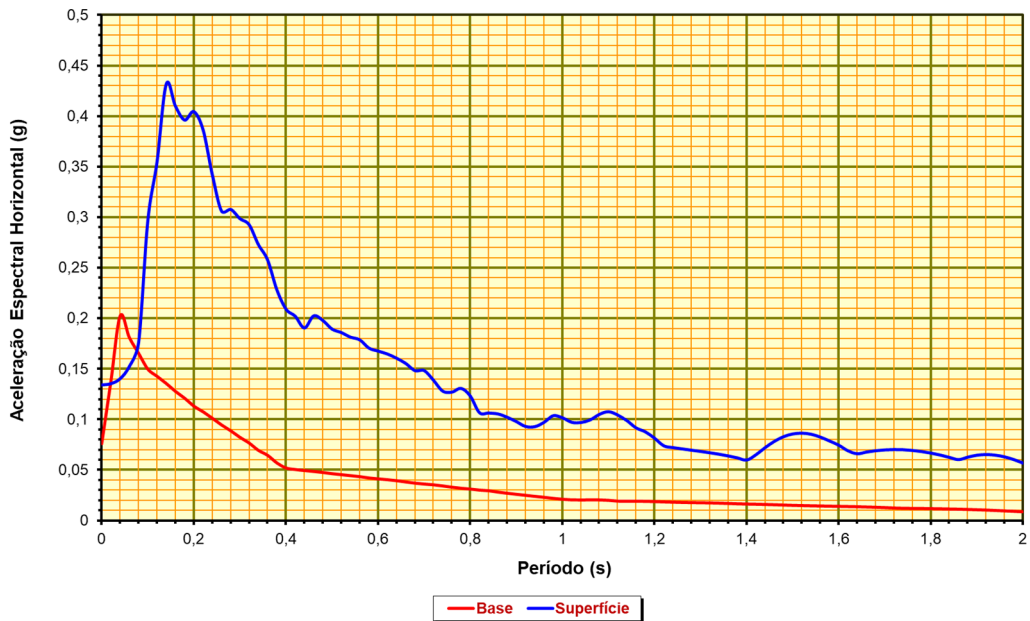


Figura V.9 – Espectros de resposta de aceleração espectral horizontal na superfície.

PONTO DE INTERESSE

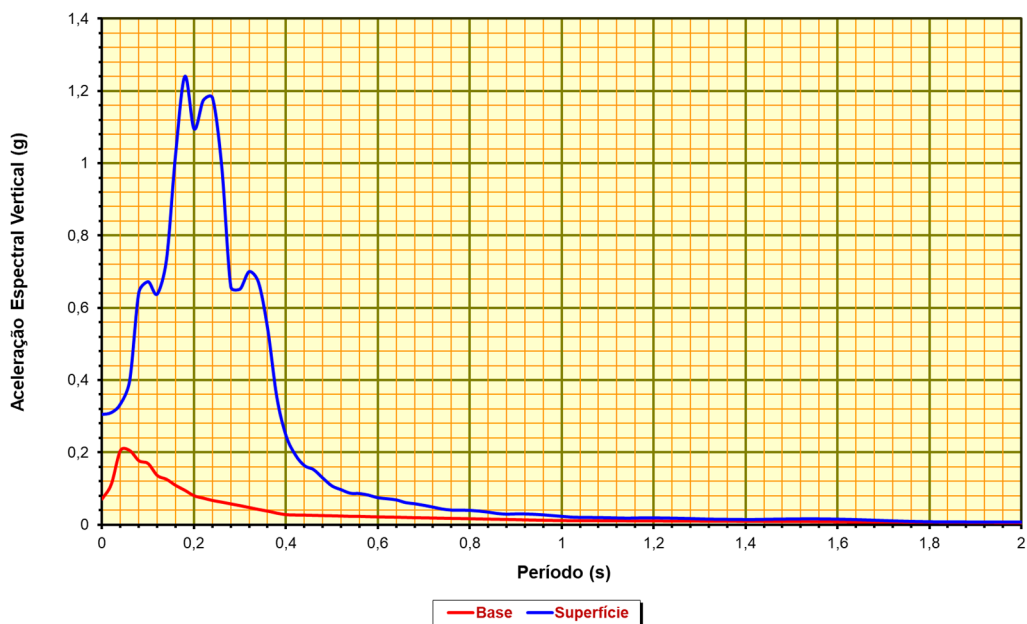


Figura V.10 – Espectros de resposta de aceleração espectral vertical na superfície.

Os movimentos sísmicos previstos na superfície do fundo do mar na locação do ponto de interesse apresentaram características bastante diferentes dos movimentos de entrada no embasamento rochoso. Evidenciou-se uma

amplificação dos movimentos de baixo *PGA* em rocha nas camadas de solo na parte superior da coluna naquela posição.

Pode-se dizer que os resultados foram influenciados pelas propriedades dos materiais, espessura de solo, profundidade ao embasamento, estratificação da coluna, contrastes de impedância entre as várias camadas, efeito da superfície livre e, também, devido às características dos históricos de aceleração de entrada. Assim, o potencial para a amplificação dos movimentos do chão depende das características do solo raso, e essas são específicas do ponto. Em outras palavras, a amplificação estratigráfica depende das características da Geologia mais superficial.

Uma medida do efeito de depósitos de solos profundos nos movimentos do chão propagados na superfície é o fator de amplificação de aceleração espectral. Neste trabalho, o fator de amplificação de aceleração espectral é usado para se referir à razão entre a aceleração de resposta espectral do movimento na superfície do local, e a aceleração de resposta espectral para o movimento de referência no embasamento rochoso genérico, ambas calculadas em 5% de amortecimento crítico, como mostra a Equação V.26 (p.ex., STAMBOULI *et al.*, 2017; STANKO *et al.*, 2019):

$$SF(T) = \frac{S_a(T)}{S_{ar}(T)} \quad (V.26)$$

onde:

SF(T) = fator de amplificação espectral para o período *T*;

$S_a(T)$ = valor do espectro de resposta de aceleração do movimento na superfície do solo;

$S_{ar}(T)$ = valor do espectro de resposta de aceleração no embasamento rochoso; e

T = período do espectro.

Pelas figuras V.9 e V.10, pôde-se observar que os movimentos de baixa amplitude no embasamento rochoso produziram altos fatores de amplificação para as acelerações de pico e espectrais. Logicamente, os efeitos de resposta local

dependem do período espectral. Para toda a faixa de períodos avaliados, os movimentos de entrada foram amplificados ao nível do fundo marinho na posição do ponto de interesse, devido à amplificação dos depósitos espessos de solo de menor velocidade de onda cisalhante próximos à superfície.

Verificou-se que o fator de amplificação da aceleração de pico horizontal na superfície foi de 1,77. A razão de amplificação do movimento de entrada vertical foi igual a 4,33. A amplificação vertical foi significativamente maior do que para a direção horizontal, notadamente para períodos mais curtos do que 0,5 s. Maiores amplificações espectrais na direção horizontal ocorreram em períodos mais longos ($T > 0,5$ s).

As diferenças entre os espectros de resposta de aceleração na superfície e dos movimentos de entrada aplicados na base foram também avaliadas para acelerações espectrais de 0,2 e 1,0 s. Para o período de 0,2 s, o fator de amplificação espectral horizontal foi de 3,57. Já o fator de amplificação espectral vertical foi de 13,79. E para o período T igual a 1,0 s, o fator de amplificação na direção horizontal foi de 4,86. Na direção vertical, o fator de amplificação espectral foi de 2,1.

E para períodos espectrais maiores do que 1,0 s, os depósitos de solo profundos na locação do ponto de interesse também apresentaram fatores de amplificação espectral relevantes no fundo do mar. Nesta faixa de períodos, o fator de amplificação espectral horizontal foi considerável e apresentou um valor médio de 5,16. Já o fator de amplificação espectral vertical assumiu um valor médio de 1,7 para $T > 1,0$ s.

V.3.5 Mapas de fatores de segurança

O módulo *Spatial Analyst* do software *ArcGIS* foi usado para criar mapas temáticos de fatores de segurança para carregamentos estático e pseudo-estático. Foram combinados os parâmetros geotécnicos de peso específico e de resistência ao cisalhamento utilizando as equações V.20 e V.24 para o cálculo de fatores de segurança em áreas de materiais coesivos e não-coesivos, respectivamente, além da declividade do piso marinho.

Tendo em vista as baixas taxas de sedimentação na bacia, não se espera que sejam gerados excessos de pressão de poros, nem que eles desempenhem um papel significativo na estabilidade dos sedimentos do Talude Continental e do Platô de São Paulo. Em função disso, foram consideradas condições de poro-pressão hidrostáticas nos cálculos de fatores de segurança, isto é, sem excessos de poro-pressão (parâmetro $r_u = 0$).

Todos os conjuntos de dados e equações necessários ao zoneamento regional de ameaça de deslizamentos foram *rasterizados* em uma grade de 100 m por 100 m. Na análise baseada em *SIG* de dados *raster*, uma grade quadrada (ou uma cela, ou um pixel), representa um elemento de talude 1-D. Portanto, um talude pode ser visto como uma combinação de inúmeras celas, ou *pixels*. A análise de estabilidade de taludes pode então ser efetuada em cada cela. Assim, os fatores de segurança foram calculados por meio de álgebra *raster* baseada em cela, por meio da ferramenta *Raster Calculator*.

As zonas de ameaça de deslizamento foram mapeadas em termos dos fatores de segurança calculados. Para isso, os resultados foram classificados automaticamente em intervalos previamente definidos, onde os fatores de segurança foram agrupados em classes distintas. Entretanto, não há uma regra sobre como o fator de segurança deva ser classificado, tenha ele sido calculado considerando condições drenadas ou não-drenadas.

A classificação de estabilidade dada pela Tabela V.2 define as áreas potenciais à escorregamentos translacionais rasos considerando tanto o comportamento drenado quanto o não-drenado do solo. Outras classificações poderão ser adotadas em função da matriz de variação de valores de fatores de segurança obtida da modelagem matemática.

A partir de um ponto de vista geotécnico, um fator de segurança abaixo de 1 significa talude instável; entre 1 e 1,5, denota um talude de marginal a moderadamente estável. Um fator de segurança maior ou igual a 1,5 tipicamente indica um talude estável (p.ex., VAN WESTEN e TERLIEN, 1996; LUO *et al.*, 2009).

Tabela V.2 – Classes de estabilidade do piso marinho com base nos valores de fatores de segurança.

COR	CRITÉRIO	POTENCIAL DE DESLIZAMENTO	COMENTÁRIOS
	$FS \leq 1,05$	Muito alto	Carregamentos externos praticamente não são necessários para a instabilidade. Talude na iminência da ruptura.
	$1,05 < FS \leq 1,25$	Alto	Carregamentos externos de pequena magnitude são suficientes para a instabilidade. Estabilidade crítica.
	$1,25 < FS \leq 1,5$	Médio à alto	Carregamentos externos moderados são necessários para promover a instabilidade. Talude quasi-estável.
	$1,5 < FS \leq 1,75$	Baixo à médio	Carregamentos externos significativos são necessários para promover a instabilidade.
	$1,75 < FS \leq 2$	Baixo	
	$2 < FS \leq 3$	Muito baixo	
	$FS > 3$	Ausente	Talude estável.

V.3.5.1 Mapa de fatores de segurança estáticos

A Figura V.11 apresenta o resultado do cálculo automatizado de fator de segurança obtido com a modelagem matemática em cada cela, para condições de carregamento estático ($k_h = k_v = 0$) e regime hidrostático de poro-pressões ($r_u = 0$).

Sob a atuação única da carga gravitacional (peso próprio), a distribuição espacial de áreas identificadas pela Figura V.11 com potencial para escorregamentos do tipo translacionais rasos que pode ser classificado como alto e muito alto, corresponde à vários trechos relativamente pequenos de taludes mais inclinados principalmente nas paredes das mini-bacias de sal, mas também ao longo das escarpas de falhas e de eventos de deslizamentos passados. Algumas áreas estaticamente instáveis ($FS < 1$) nas áreas de lama pré-adensada das paredes das mini-bacias se referem à ângulos de inclinação muito altos. É sugerido

que tais áreas de talude são muito inclinadas para permitir a acumulação permanente de sedimentos, e que a remobilização de sedimentos e/ou processos de fluência podem estar agindo continuamente nestes taludes.

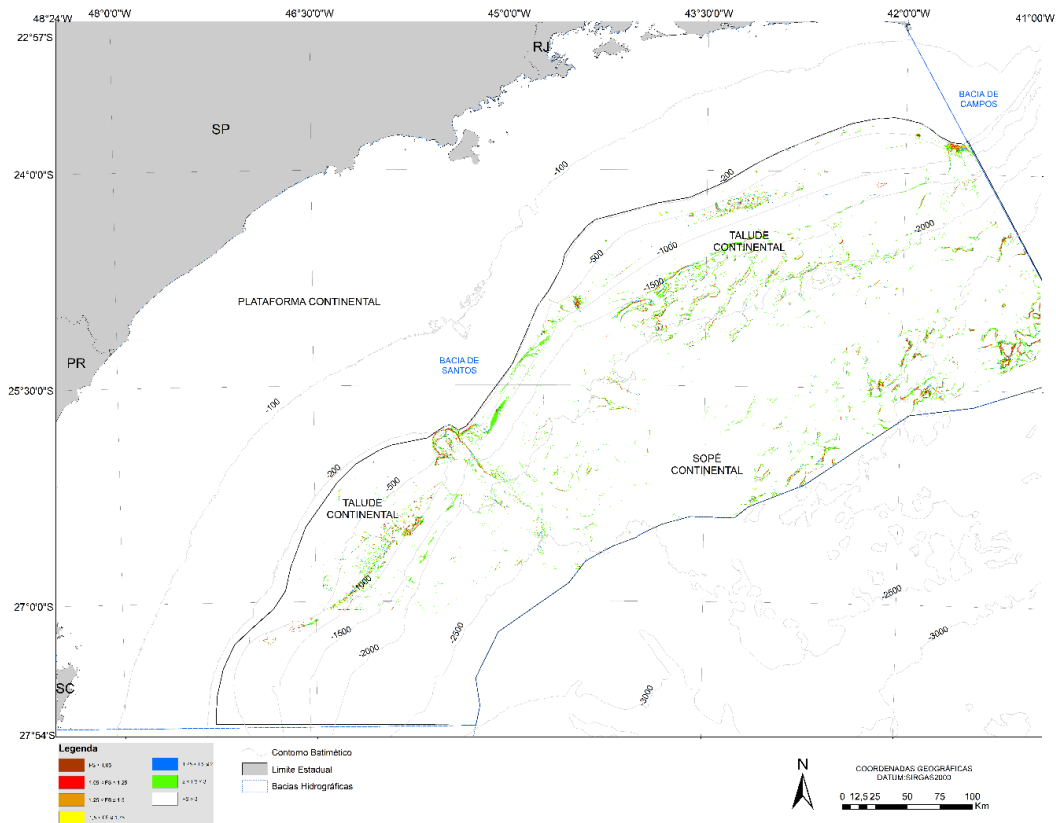


Figura V.11 – Mapa de fatores de segurança estáticos para a área de estudo.

No entanto, ainda há carência de informações de solo nas áreas mais inclinadas, já que os ensaios *in situ* e as amostragens foram realizados somente em zonas de relativa baixa inclinação, não sendo possível confirmar se os taludes mais íngremes são realmente potencialmente instáveis. Isso se deve às limitações da tecnologia até então utilizada em campanhas geológico-geotécnicas. Tem-se adotado na prática o ângulo de inclinação do piso marinho de 7° como limite para garantir a estabilidade lateral do equipamento de cravação de piezocone.

E nas áreas de baixa inclinação, considerando apenas condições de poro-pressões hidrostáticas atuando nos sedimentos, na ausência de mecanismos de disparo, os fatores de segurança calculados sugerem que o fundo marinho pode ser considerado teoricamente estável sob carregamento estático na situação atual

de nível de mar alto, com uma boa margem de segurança contra a ocorrência de rupturas de grande escala ($FS \gg 1$). Nestas áreas, apenas o carregamento gravitacional será insuficiente para provocar rupturas de talude, tendo em vista os valores de propriedades geotécnicas dos sedimentos nessas áreas. Na realidade, há muitos casos de rupturas de taludes observadas no registro geológico. Tais zonas de relevo suave são interpretadas como se tornando instáveis se mecanismos de disparo externos adicionais (p.ex., carregamento de terremotos) ou fatores pré-condicionantes (como tensões efetivas reduzidas pela elevação de poro-pressões), levarem esses taludes à ruptura.

V.3.5.2 Mapa de fatores de segurança pseudo-estáticos

A Figura V.12 apresenta um mapa com a distribuição espacial de fatores de segurança pseudo-estáticos contra escorregamentos planares superficiais para toda a área de estudo.

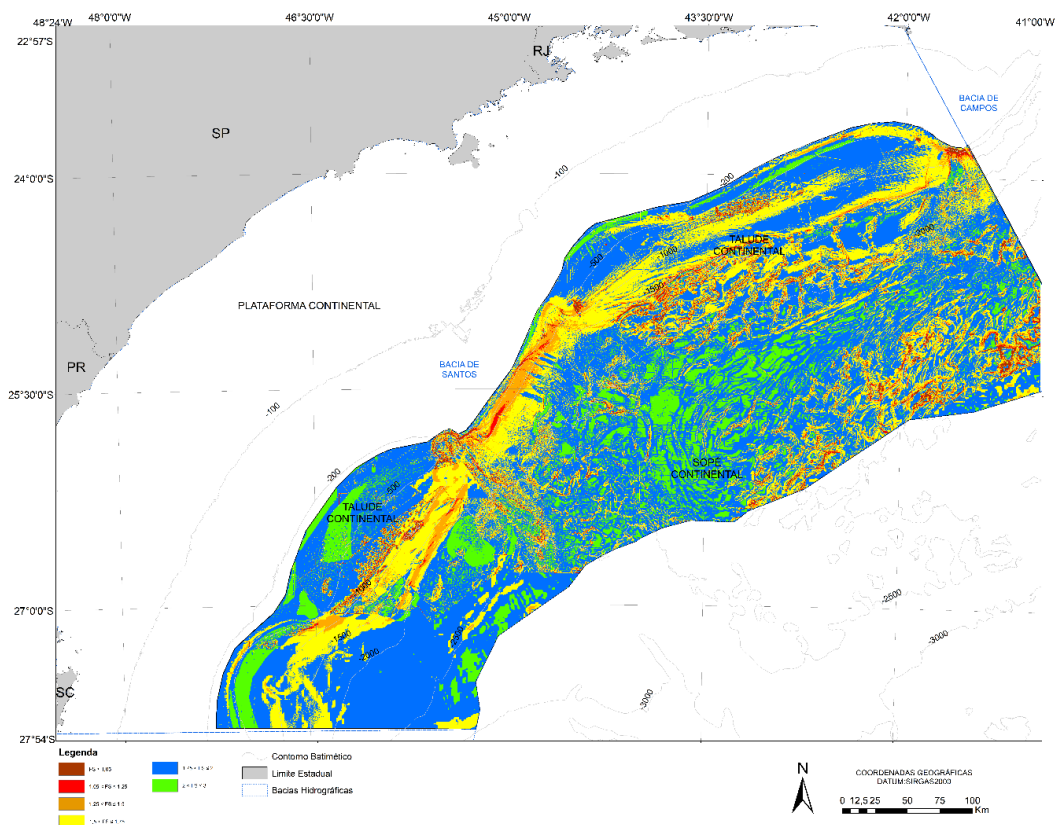


Figura V.12 – Mapa de fatores de segurança pseudo-estáticos para a área de estudo.

Obviamente, a estabilidade do fundo marinho sob condições pseudo-estáticas é menor do que sob carregamento puramente gravitacional. O movimento sísmico será suficiente para a ruptura de taludes com baixa estabilidade sob condições estáticas.

Verificou-se que vários trechos apresentaram fatores de segurança pseudo-estáticos contra escorregamentos rasos próximos à unidade ($FS \leq 1,05$), indicando uma condição marginalmente estável, bem como pequenas áreas de fatores de segurança pseudo-estáticos inferiores à unidade ($FS < 1$), significando que o carregamento sísmico seria superior à resistência ao cisalhamento do solo nestes locais, em função dos seus altos valores de declividade. Parece ser pouco provável a ocorrência de um evento relevante de instabilidade a ser originado na zona de quebra da Plataforma Continental e percorrendo todo o Talude e Platô. No entanto, podem ocorrer escorregamentos originados dos flancos das mini-bacias de sal.

Pela Tabela V.3, pode-se ver como a estabilidade do piso marinho é reduzida em função da ação sísmica considerando os efeitos do solo, aumentando significativamente a área com potencial para a ruptura de talude. Esta tabela mostra a área correspondente a cada faixa de fatores de segurança estáticos e pseudo-estáticos.

Tabela V.3 – Percentual de ocorrência de fatores de segurança por área.

CRITÉRIO	ÁREA (m ²)		ÁREA (%)	
	FS _{estático}	FS _{pseudo-estático}	FS _{estático}	FS _{pseudo-estático}
FS ≤ 1,05	317.490.000	1.696.920.000	0,24	1,28
1,05 < FS ≤ 1,25	246.440.000	2.189.400.000	0,19	1,65
1,25 < FS ≤ 1,5	354.830.000	8.485.150.000	0,27	6,39
1,5 < FS ≤ 1,75	397.710.000	31.120.510.000	0,30	23,42
1,75 < FS ≤ 2	439.620.000	72.296.320.000	0,33	54,41
2 < FS ≤ 3	2.283.560.000	17.095.160.000	1,72	12,86
FS > 3	128.843.810.000	0	96,96	0
TOTAL	132.883.460.000		100	

Como visto pelos mapas de fatores de segurança estáticos e pseudo-estáticos, algumas áreas foram classificadas como de susceptibilidade alta e muito alta à ocorrência de escorregamentos submarinos, notadamente ao longo das paredes das mini-bacias de sal. A coleta de camadas superficiais do solo poderá atestar a presença de sedimentos de idade Holocênica, indicando se ocorreram ou não eventos recentes e marcantes de instabilidade, estabelecidos pela datação destes sedimentos.

V.4 Considerações finais

Deve ser notado que outros eventos ou processos de disparo de movimentos de massa podem introduzir forças atuantes adicionais, bem como influenciar adversamente na resistência ao cisalhamento do solo (p.ex., excesso de poro-pressão decorrente da presença de gás raso). Tais efeitos podem modificar os fatores de segurança calculados e a localização de áreas críticas quanto à estabilidade do fundo marinho.

De maneira geral, os resultados da análise de estabilidade de taludes concordaram com a distribuição de deslizamentos passados. Observações feitas durante operações com Veículo Autônomo Submerso em algumas áreas confirmam essa conclusão.

Os fatores de segurança obtidos deverão ser considerados como estimativas preliminares, já que o modelo tem algumas limitações. Por exemplo, foi assumido um único valor representativo de parâmetro geotécnico para cada província de solo, não se considerando variações espaciais nos parâmetros de resistência em uma mesma província, além de se assumir uma distribuição de poro-pressões hidrostática.

No entanto, para se levar em conta as variações regionais nas condições e propriedades dos sedimentos em uma análise de estabilidade em escala de bacia, dados de mais pontos de investigação serão necessários. De qualquer forma, tais limitações foram balanceadas pela habilidade do método em analisar rapidamente uma grande extensão do fundo do mar. Isso o torna uma opção de bom custo-

benefício para realizar estudos paramétricos, o que indiscutivelmente não seria possível por outros meios.

Foram estimados valores maiores de fatores de segurança estáticos contra escorregamentos rasos em áreas de baixas declividades do fundo marinho atual. Ao contrário, fatores de segurança estáticos mais baixos foram obtidos para as áreas de maior inclinação nos flancos das mini-bacias, que são constituídas predominantemente por lama sobreadensada com cobertura pouco espessa de lama. Nas áreas de taludes suaves compostas por lama, seriam necessárias a geração de excessos significativos de pressão de poros e a degradação da resistência ao cisalhamento não-drenada dos sedimentos com o carregamento cíclico para o início de instabilidades subsequentes à eventos sísmicos.

Como também indicado pelos resultados das análises pseudo-estáticas, podem ocorrer rupturas em taludes de maior inclinação, principalmente nos flancos das mini-bacias de sal. Importante ressaltar a carência de dados de solo nas paredes íngremes das mini-bacias, onde foram identificadas faixas compostas por afloramentos de lama sobreadensada. Segundo os dados geofísicos, materiais antigos e resistentes parecem estar expostos ao longo dessas faixas devido a efeitos de erosão. Entretanto, há evidências de rupturas de talude nestas zonas no passado. Essas são áreas que se beneficiarão da datação de amostras.

Mas caso a perda aparente de sobrecarga nos flancos íngremes das mini-bacias de sal não tenha sido devida à erosão, mas apenas causada pela ausência de deposição devido a fortes correntes próximas ao fundo, os solos nestas faixas não serão necessariamente sobreadensados, mas, em vez disso, quase que normalmente adensados. Tal hipótese tem uma consequência importante na distribuição da resistência ao cisalhamento do solo, e levaria a fatores de segurança próximos a 1 em função da elevada inclinação nessas áreas.

V.5 Referências

- ALMEIDA, A.A.D.; ASSUMPÇÃO, M.; BOMMER, J.J.; DROUET, S.; RICCOMINI, C.; PRATES, C.L.M., “Probabilistic Seismic Hazard Analysis for a Nuclear Power Plant Site in Southeast Brazil”. *Journal of Seismology*, v. 23, pp. 1-23, Jan. 2019.
- ALMEIDA, M.C.F., *Seismic Analysis in Southeast Brazil: Application to Pipelines of the Oil Industry*. D.Sc. Thesis, Federal University of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brazil, Dec. 1997.
- AMARAL, C.S., *Manual de Utilização do Programa de Interpretação dos Ensaios de Piezocone Realizados na Campanha de Investigação Geotécnica Realizada pelo Navio Explorer 2011/2012*. Rio de Janeiro, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello, 2011.b.
- AMARAL, C.S., *Metodologia de Interpretação dos Ensaios de Piezocone Wison Realizados pelo Sistema de Cravação Seacalf Usada na Campanha de Investigação Geotécnica Realizada pelo Navio Explorer 2011/2012*. Rio de Janeiro, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello, 2011.a.
- AMBROSEYS, N.N., “A Note on the Response of an Elastic Overburden of Varying Rigidity to an Arbitrary Ground Motion”. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 49, n. 3, pp. 211-220, Jul. 1959.
- ASSUMPÇÃO, M., “Seismicity and Stresses in the Brazilian Passive Margin”. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 88, n. 1, pp. 160-169, Feb. 1998.a.
- BIANCHI, M.B.; ASSUMPÇÃO, M.; ROCHA, M.P.; CARVALHO, J.M.; AZEVEDO, P.A.; FONTES, S.L.; DIAS, F.L.; FERREIRA, J.M.; NASCIMENTO, A.F.; FERREIRA, M.V.; COSTA, I.S.L., “The Brazilian Seismographic Network (RSBR): Improving Seismic Monitoring in Brazil”. *Seismological Research Letters*, v. 89, n. 2A, pp. 452-457, Feb. 2018.
- BOMMER, J.J. e SCHERBAUM, F., “The Use and Misuse of Logic Trees in Probabilistic Seismic Hazard Analysis”. *Earthquake Spectra*, v. 24, n. 4, pp. 997-1009, 2008.
- BOOTH, J.S.; SANGREY, D.A.; FUCATE, J.K., “A Nomogram for Interpreting Slope Stability of Fine-Grained Deposits in Modern and Ancient Marine

- Environments”. *Journal of Sedimentary Research*, v. 55, n. 1, pp. 29-36, Jan. 1985.
- BORGES, R.G., *Avaliação Regional de Estabilidade Sísmica de Taludes com a Aplicação de SIG: Um Estudo de Caso na Bacia de Santos*. Rio de Janeiro, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello, 2021.
- BORGES, R.G.; ASSUMPÇÃO, M.S.; ALMEIDA, M.C.F; ALMEIDA, M.S.S., “Seismicity and Seismic Hazard in the Continental Margin of Southeastern Brazil”. *Journal of Seismology*, v. 24, pp. 1205-1224, Dec. 2020.
- CAMPBELL, K.J., “Predicting Offshore Soil Conditions”. In: *Proceedings of the 16th Annual Offshore Technology Conference*, Houston, USA, May 7-9, 1984.
- COSTA, A.M. e AMARAL, C.S., *Relatório Interpretativo dos Dados Geomecânicos de Bordo Obtidos em Águas Profundas na Campanha de Investigação Geotécnica Realizada pelo Navio “M/S” – Bucentaur*. Rio de Janeiro, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello, 1992.
- DAI, F.C. e LEE, C.F., “Terrain-based Mapping of Landslide Susceptibility using a Geographical Information System: A Case Study”. *Canadian Geotechnical Journal*, v. 38, n. 5, pp. 911-923, Oct. 2001.
- GEO-SLOPE INTERNATIONAL, *Dynamic Earthquake Modeling with GeoStudio*. Calgary, Geo-Slope International Ltd., 2017. 173p.
- GIARDINI, D., “The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) – 1992/1999”. *Annals of Geophysics*, v. 42, n. 6, pp. 957-974, Nov. 1999.
- GIARDINI, D.; GRÜNTAL, G.; SHEDLOCK, K.M.; ZHANG, P., “The GSHAP Global Seismic Hazard Map”. *Annals of Geophysics*, v. 42, n. 6, pp. 1225-1230, Nov. 1999.
- GRAHAM, J., *Methods of Slope Stability Analysis*. In: BRUNSDEN, D. e PRIOR, D.B. (eds.), *Slope Instability*. Wiley, New York, pp. 171-215, 1984.
- ISHIHARA, K., “Stability of Natural Deposits during Earthquakes”. In: *Proceedings of the 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, San Francisco, USA, Aug. 12-16, 1985.
- JEANJEAN, P.; LIEDKE, E.; CLUKEY, E.; HAMPSON, K.; EVANTS, T., “An Operator’s Perspective on Offshore Risk Assessment and Geotechnical Design in Geohazard-Prone Areas”. In: GOURVENEK, S. e CASSIDY, M.

- (eds.), *Frontiers in Offshore Geotechnics: ISFOG 2005*. Taylor & Francis Group, London, pp. 115-143, 2005.
- KRAMER, S.L., *Geotechnical Earthquake Engineering*. Upper Saddle River, Prentice-Hall, 1996. 673p.
- KVALSTAD, T.J.; ANDERSEN, K.H.; NADIM, F., *Ormen Lange – Slope Stability Assessment: Evaluation of Potential Triggering Sources and their Effect on In Situ Stress Conditions*. Oslo, Norwegian Geotechnical Institute, Sep. 2001. 79p.
- LUNNE, T.; CRISTOFFERSEN, H.P.; TJELTA, T.I., *Engineering Use of Piezocone Data in North Sea Clays*. In: *Proceedings of the 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, San Francisco, USA, Aug. 12-16, 1985.
- LUNNE, T.; EIDSMOEN, T.; GILLESPIE, D.; HOWLAND, J.D., “Laboratory and Field Evaluation of Cone Penetrometers”. In: *Proceedings of In Situ '86, Use of In Situ Tests in Geotechnical Engineering*, Blacksburg, USA, Jun. 23-25, 1986.
- LUNNE, T.; ROBERTSON, P.K.; POWERLL, J.J.M., *Cone Penetration Testing in Geotechnical Practice*. Boca Raton, CRC Press, 1st. edn., 1997.
- LUO, H.Y.; ZHOU, W.; HUANG, S.L., “GIS-Based Approaches to Earthquake-Induced *Landslide* Hazard Zonation”. In: *Proceedings of the International Symposium on Rock Mechanics – SINOROCK 2009*, Hong Kong, China, May 19-22, 2009.
- MACKENZIE, B.; HOOPER, J.; RUSHTON, D., “Spatial Analysis of Shallow Slope Instability Incorporating an Engineering Geological Ground Model”. In: MOSHER, D.C.; SHIPP, R.C.; MOSCARDELLI, L.; CHAYTOR, J.D.; BAXTER, C.D.P. (eds.), *Submarine Mass Movements and their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, vol. 28. Springer, Dordrecht, pp. 365-376, 2010.
- NADIM, F. e KALSNES, B., “Evaluation of Clay Strength for Seismic Slope Stability Analysis”. In: *Proceedings of the 14th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, Hamburg, Germany, Sep. 6-12, 1997.
- NEVES, F.A.; ASSUMPÇÃO, M.; DOURADO, J.C.; LE DIAGON, F.; ORTOLAN, A., “Improved Epicentral Relocation in the Offshore Campos Basin, SE Brazil,

- with the RSTT 3D Model". *Journal of South American Earth Sciences*, v. 85, pp. 121-125, Aug. 2018.
- ORDAZ, M.; MARTINELLI, F.; MELETTI, C.; D'AMICO, V., "CRISIS2012: An Updated Tool to Compute Seismic Hazard". In: *Proceedings of the Spring Meeting 2013 of the American Geophysical Union*, San Francisco, California, Dec. 9-13, 2013.
- SCHNABEL, P.B., *Effects of Local Geology and Distance from Source on Earthquake Ground Motions*. Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley, 1973. 280p.
- SEISMOSOFT, SEISMOAPPS 2018 – Technical Information Sheet. *Seismosoft's Suite of Earthquake Tools*. Pavia, Seismosoft Ltd., 2018. 40p.
- SKEMPTON, A.W., "The Consolidation of Clays by Gravitational Compaction". *Quarterly Journal of the Geological Society*, v. 125, n. 1-4, pp. 373-411, Dec. 1969.
- STAMBOULI, A.B.; ZENDAGUI, D.; BARD, P.-Y.; DERRAS, B., "Deriving Amplification Factors from Simple Site Parameters using Generalized Regression Neural Networks: Implications for Relevant Site Proxies". *Earth, Planets and Space*, v. 69, n. 99, Jul. 2017.
- STANKO, D.; MARKUŠIĆ, S.; GAZDEK, M.; SANKOVIĆ, V.; SLUKAN, I.; IVANČIĆ, I., "Assessment of the Seismic Site Amplification in the City of Ivanec (NW Part of Croatia) using the Microtremor HVSR Method and Equivalent-Linear Site Response Analysis". *Geosciences*, v. 9, n. 7, p. 312, Jul. 2019.
- TORO, G.R., *Modification of the Toro et al. (1997) Attenuation Equations for Large Magnitudes and Short Distances*. Risk Engineering, Inc., 2002.
- TORO, G.R.; ABRAHAMSON, N.A.; SCHNEIDER, J.F., "Model of Strong Ground Motions from Earthquakes in Central and Eastern North America: Best Estimates and Uncertainties". *Seismological Research Letters*, v. 68, n. 1, pp. 41-57, Jan. 1997.
- VAN WESTEN, C.J. e TERLIEN, M.T.J., "An Approach towards Landslide Hazard Analysis in GIS. A Case Study from Manizales (Colombia)". *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 21, n. 9, pp. 853-868, Sep. 1996.
- VUCETIC, M. e DOBRY, R., "Effect of Soil Plasticity on Cyclic Response". *Journal of Geotechnical Engineering*, v. 117, n. 1, pp. 89-107, Jan. 1991.

WU, W. e SIDLE, R., “A Distributed Slope Stability Model for Steep Forested Basins”.
Water Resources Research, v. 31, n. 8, pp. 2097-2110, Aug. 1995.

EQUIPE TÉCNICA

Nomes	Formação	Atuação
Georges Waisman	Geofísico	Compilação da geologia regional, elaboração do capítulo
Antônio Celso Guirro	Geólogo	Compilação da geologia regional, elaboração do capítulo
Júlio Garcia Carvalho	Físico	Compilação das zonas de alta pressão e hidrato de gás, elaboração do capítulo
Alberto Garcia de Figueiredo Júnior	Geólogo, Dr.	Coordenador do projeto, elaboração e revisão do texto, gráficos, figuras e tabelas
Juliane Castro Carneiro	Oceanógrafa, Dra.	Elaboração e revisão do texto, gráficos, figuras e tabelas
João Regis dos Santos Filho	Oceanógrafo, Dr.	Elaboração e revisão do texto, gráficos, figuras e tabelas
Allan Soares Ramalho	Geofísico	Análises geofísicas e de amostras em laboratório, revisão de figuras
Natália de Jesus Lopes Chaves	Geóloga	Análises de amostras em laboratório, revisão de análise de dados
Gabriela de Jesus Rocha	Estudante de Engenharia Ambiental	Análises de amostras em laboratório, revisão de análise de dados
Fernanda Scofano	Estudante de Engenharia Ambiental	Análises de amostras em laboratório, revisão de análise de dados
Leonardo Junius Chapeta Santos	Estudante de Geografia	Análises de amostras em laboratório, revisão de análise de dados

Nomes	Formação	Atuação
Cízia Mara Hercos	Geóloga, M.Sc. e pesquisadora	Coordenadora da geologia, interpretação e compilação de dados, elaboração e revisão do texto, gráficos, figuras e tabelas
Simone Schreiner	Geóloga e Geofísica	Interpretação e compilação de dados, elaboração e revisão do texto, gráficos, figuras e tabelas
Eugênio Taira	Engenheiro de Geodésia	Analista GIS
Ricardo Garske	Engenheiro, Dr	Estabilidade do Talude