Universidade Federal Fluminense Instituto de Geociências Departamento de Geologia e Geofísica Laboratório de Geologia Marinha – LAGEMAR

RAFAEL CUELLAR DE OLIVEIRA E SILVA

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA ADJACENTE À BAÍA DE GUANABARA (RJ), A PARTIR DO PLEISTOCENO SUPERIOR

Niterói

RAFAEL CUELLAR DE OLIVEIRA E SILVA

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA ADJACENTE À BAÍA DE GUANABARA (RJ), A PARTIR DO PLEISTOCENO SUPERIOR

Tese apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, da Universidade Federal Fluminense.

Área de Concentração: Geologia e Geofísica

Orientador: Prof. Dr. Gilberto Tavares de Macedo Dias

Niterói

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG Gerada com informações fornecidas pelo autor

S586e Silva, Rafael Cuellar de Oliveira e
Evolução geológica da plataforma continental interna
adjacente à Baía de Guanabara (RJ), a partir do Pleistoceno
Superior / Rafael Cuellar de Oliveira e Silva; Gilberto
Tavares de Macedo Dias, orientador. Niterói, 2021.
144 f.: il.

Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2021.

DOI: http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT .2021.d.06950438702

1. Quaternário. 2. Plataforma rasa. 3. Variação do nível do mar. 4. MIS 3. 5. Produção intelectual. I. Dias, Gilberto Tavares de Macedo, orientador. II. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. III. Título.

CDD -

RAFAEL CUELLAR DE OLIVEIRA E SILVA

EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL INTERNA ADJACENTE À BAÍA DE GUANABARA (RJ), A PARTIR DO PLEISTOCENO SUPERIOR

Tese apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Doutor, ao Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, da Universidade Federal Fluminense.

Área de Concentração: Geologia e Geofísica

Linha de pesquisa: Ambientes Sedimentares

Niterói, 24 de março de 2021.

Banca examinadora:

GILBERTO TAVARES DE MACEDO DIAS Assinado de forma digital por GILBERTO TAVARES DE MACEDO DIAS gilbertotmd@id.uff.br:26357933791 Dados: 2021.05.1915511.17.03007

Prof. Dr. Gilberto Tavares de Macedo Dias (Orientador)

Universidade Federal Fluminense – Departamento de Geologia – LAGEMAR

Assinado de forma digital por ARTHUR
AYRES NETO aayres@id.uff.br:78205026734
Dados: 2021.05.19 13:48:54 -03'00'

Prof. Dr. Arthur Ayres Neto

Universidade Federal Fluminense – Departamento de Geologia - LAGEMAR

Assinado de forma digital por CLEVERSON GUIZAN SILVA cguizan@id.uff.br60890223734 Dados: 2021.05.19 13:59:19 -03'00'

Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva

Universidade Federal Fluminense – Departamento de Geologia – LAGEMAR

list nich

Prof. Dr. Dieter Carl Ernst Heino Muehe

Universidade Federal do Espírito Santo – Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Ambiental

Prof. Dr. Marcelo Sperle Dias

male Syle In.

Universidade do Estado do Rio de Janeiro - Faculdade de Oceanografia

AGRADECIMENTOS

Diversas pessoas e instituições tornaram viável realizar este trabalho.

Agradeço inicialmente ao meu orientador, Gilberto Dias, com quem tive a honra e o privilégio de trabalhar e aprender por longos anos.

Agradeço aos professores do LAGEMAR, especialmente ao Cleverson, ao Arthur, ao Zé Antônio, ao Alberto Figueiredo e ao Estefan.

Às secretárias da pós-graduação Maristela, Eneida e Larêssa: vocês são as melhores!

À CAPES pela bolsa de estudos.

Muito obrigado ao prof. Guilherme Fernandez, do LAGEF (Geografia/UFF) pelos papos e sugestões e pela oportunidade de participar de um enriquecedor curso de campo junto ao CPRM, a quem estendo meus agradecimentos na pessoa do geógrafo Marcelo Dantas.

Ao Patricio Grimaud e ao Damon Wolfe pela oportunidade de experimentar o sonar interferométrico Edgetech 6205.

Ao pescador Otto Sobral pelo auxílio na coleta de amostras e na filmagem subaquática.

Aos membros da banca avaliadora, que enriqueceram a tese com seus comentários e críticas. Um obrigado especial aos membros externos, professores Dieter Muehe e Marcelo Sperle.

Muito obrigado também aos grandes amigos e amigas da sala 304 (e agregados). Vocês foram e continuam sendo fundamentais! Obrigado Allan Sandes, Rodrigo Abuchacra, Taísa Souza, Gustavo Vaz, Fabiane Bertoni, Fillipi Lagedo, João Regis, Fabrício Ferreira, Amanda Cecilio, Sílvio Oliveira e Alex Freitas.

Por fim, destacadamente, agradeço à minha família: minha mãe Graciela, meu pai Alexandre, meu irmão Dico, minha sobrinha Tarsila, minha cunhada Luciana e minha companheira Juliana. Sobreviver a uma tese de doutorado e à pandemia de COVID-19 não foi nada fácil e sem a compreensão, a colaboração, o apoio e o incentivo de vocês esse trabalho não teria se concretizado com a merecida dignidade. Amo muito vocês!

RESUMO

Esta pesquisa teve como objetivo investigar a evolução geológica da zona costeira adjacente à Baía de Guanabara a partir do Pleistoceno Superior, com interesse especial na formação do banco arenoso e sua relação com o depósito semiconsolidado identificado na entrada da baía. Utilizaram-se dados batimétricos, sísmica rasa, sonar de varredura lateral, filmagens subaquáticas, análises sedimentológicas e datação por radiocarbono e por luminescência opticamente estimulada (LOE). O depósito semiconsolidado, exposto no fundo marinho a 22 m de profundidade, é composto por sedimentos arenoquartzosos impregnados por complexos organometálicos. Datado em ca. 40.000 anos AP, foi caracterizado como um remanescente do horizonte B espódico de um antigo espodossolo. A feição apresenta 2,5 km de comprimento por 1,5 km de largura e desnível local com até 4 m, e estima-se que o paleonível marinho durante a pedogênese estava entre -19 m e -26 m, consideravelmente mais raso do que o nível máximo indicado nas curvas de variação eustática global para o estágio marinho isotópico MIS 3. A idade obtida por LOE indicou que o antigo horizonte espódico sofreu erosão e posteriormente foi recoberto e protegido da luz solar pela última vez há ca. 15.800 anos por processos subaéreos. O paleossolo foi inundado pela última transgressão marinha no Holoceno Inferior e os sedimentos inconsolidados que cobriam o horizonte espódico foram transportados para norte e contribuíram para a formação do banco arenoso. Depressões batimétricas com até 36 m de profundidade no canal que contorna a Ilha da Cotunduba foram interpretadas como indícios de que o banco arenoso foi esculpido durante a última regressão marinha, antes de ca. 20.000 anos AP.

Unidades sísmicas subsuperficiais apresentam maior espessura sob o banco, evidenciando a origem do banco mais antiga do que a idade do paleossolo, podendo estar relacionada inicialmente à penúltima transgressão (ca. 120.000 anos AP), com a mesma idade das barreiras costeiras internas da região. As oscilações do nível do mar subsequentes (há ca. 105.000 anos AP, ca. 80.000 anos AP e ca. 40.000 anos AP) e a última transgressão marinha promoveram sucessivos retrabalhamentos e empilhamentos do banco arenoso. Os sedimentos se acumularam no local devido ao fluxo de marés enchentes e vazantes interferindo no transporte por deriva litorânea. Devido à lâmina d'água cada vez menor no topo do banco, o aumento das correntes de maré e a ação das ondas restringem a agradação e impossibilitam sua emersão.

Palavras-chaves: Quaternário; plataforma rasa; variação do nível do mar; MIS 3.

ABSTRACT

This research aimed to investigate the geological evolution of the coastal zone adjacent to Guanabara Bay from the Upper Pleistocene, with a special interest in the formation of a sandbank at the bay mouth and its relationship with a semiconsolidated paleosol deposit. Bathymetric data, shallow seismic, side-scan sonar, underwater filming, sedimentological analysis, radiocarbon dating, and optically stimulated luminescence dating (OLS) were used. The semi-consolidated deposit, exposed on the seabed at 22 m depth, is composed of quartzose sand impregnated by organometallic complexes. Dated at ca. 40,000 years BP, it was characterized as a remnant of the spodic B horizon of an ancient spodosol. The feature is 2.5 km long and 1.5 km wide, with an abrupt slope of up to 4 m, and it is estimated that the sea level during pedogenesis was between -19 m and -26 m, considerably shallower than the maximum level indicated on global eustatic curves for the MIS 3 (Marine Isotope Stage 3). The age obtained by OLS indicated that the old spodic horizon suffered erosion and was later covered and protected from sunlight for the last time ca. 15,800 years ago by sub-aerial processes. The paleosol was flooded by the last marine transgression in the Lower Holocene and the unconsolidated sediments that covered the spodic horizon were transported towards the north and contributed to the formation of the sandbank. Bathymetric depressions of 36 m depth in the channel that surrounds Cotunduba Island were interpreted as indications that the sandbank was sculpted during the last marine regression before ca. 20,000 years BP. Subsurface seismic units exhibit greater thickness under the bank, showing that the origin of the sandbank is older than the age of the paleosol, and may initially be

related to the penultimate transgression (ca. 120,000 years BP), with the same age

as the inner coastal barriers of the region. Subsequent sea-level fluctuations (ca.

105,000 years BP, ca. 80,000 years BP, and ca. 40,000 years BP) and the last

marine transgression promoted successive reworking and stacking of the sandbank.

The sediments accumulated in the place due to the flows of flood and ebb tides,

interfering with the coastal drift transport. Due to the diminishing water depth at the

top of the bank, the increase in tidal currents and the action of the waves restrict the

aggradation and prevent its emersion.

Keywords: Quaternary; shallow continental shelf; sea-level changes; MIS 3.

SUMÁRIO

| 1. | INTRC | DUÇAO13 |
|----|-------|---|
| 2. | ÁREA | DE ESTUDO16 |
| | 2.1 | Contexto regional19 |
| 3. | OBJET | TIVOS |
| | 3.1 | Objetivo geral22 |
| | 3.2 | Objetivos específicos22 |
| 4. | REFE | RENCIAL TEÓRICO |
| | 4.1 | Estágios marinhos isotópicos e a penúltima transgressão |
| | | marinha23 |
| | 4.2 | Registros sedimentares costeiros do estágio isotópico MIS 326 |
| | 4.3 | Cronologia da formação das barreiras costeiras brasileiras32 |
| | 4.4 | Evolução regional da plataforma continental sul do RJ37 |
| 5. | METO | DOLOGIA |
| | 5.1 | Batimetria52 |
| | 5.2 | Sísmica52 |
| | 5.3 | Sonografia54 |

| | 5.4 | Filmagem subaquática e coleta de amostras de sedimento | .55 |
|----|-------|--|-----|
| | 5.5 | Sedimentologia | .55 |
| | 5.6 | Datação | 57 |
| 6. | RESU | LTADOS | |
| | 6.1 | Batimetria | 59 |
| | 6.2 | Sonografia e imagens subaquáticas | 61 |
| | 6.3 | Análises sedimentológicas | 63 |
| | 6.4 | Sísmica | .65 |
| 7. | DISCL | JSSÃO | |
| | 7.1 | O paleonível marinho há ca. 40.000 anos AP | .79 |
| | 7.2 | Significado das idades obtidas por luminescência opticame estimulada (LOE) | |
| | 7.3 | Correlação com a evolução da planície costeira de Itaipu Camboinhas | |
| | 7.4 | A paleolinha de costa a -20 m | .87 |
| | 7.5 | A origem do banco arenoso | .90 |
| | 7.6 | Integração com a análise dos dados sísmicos | .93 |
| 8. | CONC | LUSÕES | 102 |

| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 107 |
|---|---------|
| APÊNDICE A – Lista da produção científica | 117 |
| APÊNDICE B – Versão final do manuscrito publicado na revista <i>Geo</i> | -marine |
| Letters | 121 |

1. INTRODUÇÃO

O Período Quaternário (últimos 2,58 milhões de anos) é caracterizado por intensas oscilações climáticas, com mais de 50 ciclos glaciais e interglaciais registrados. O crescimento e derretimento de camadas de gelo resultaram em grandes variações do nível do mar, provocando notáveis consequências nas zonas costeiras, por vezes expondo grande parte das plataformas continentais, por outras submergindo planícies costeiras. As glaciações também produziram significativas mudanças verticais na superfície da terra sólida devido ao aumento ou diminuição de carga de gelo ou água. Estas mudanças isostáticas afetam tanto os continentes (glacioisostasia) quanto o assoalho oceânico (hidroisostasia), incrementando os deslocamentos verticais na zona costeira (MASSELINK & GEHRELS, 2014). Às mudanças globais se justapõem as mudanças locais, fortalecendo ou enfraquecendo os efeitos eustáticos e determinando o comportamento do "nível relativo do mar" em um dado local, sujeitos às forçantes tectônicas, oceanográficas e meteorológicas, e também dependentes do aporte sedimentar (SILVA et al., 2004).

O Quaternário é dividido em duas épocas: Pleistoceno (entre 2,58 milhões de anos e 11.700 anos) e Holoceno (de 11.700 anos até o presente). O Pleistoceno é caracterizado particularmente pelo estabelecimento das principais acumulações cíclicas de gelo no hemisfério norte nos últimos 700.000 anos, sendo popularmente conhecido como "A Era do Gelo" (CURRANT, 2005). O geólogo Cesare Emiliani demonstrou pela primeira vez, entre as décadas de 1950 e 1960, as sucessivas

variações isotópicas de oxigênio produzidas pelos intervalos glaciais e interglaciais, através de estudos sobre as testas de foraminíferos em sedimentos oceânicos. As descobertas de Emiliani confirmaram as oscilações orbitais da Terra calculadas anteriormente pelo astrofísico Milutin Milankovitch para explicar a variabilidade climática de longo prazo. A semelhança entre as curvas de oxigênio isotópico marinho de Emiliani e a curva de radiação solar de Milankovitch levou à compreensão atual das forças que controlam as mudanças climáticas globais (CURRANT, 2005).

A teoria de Milankovitch atribui os ciclos climáticos glaciais – interglaciais aos efeitos combinados de três variáveis na órbita da Terra: excentricidade, obliquidade e precessão, cada uma com ciclos de aproximadamente 100.000 anos, 41.000 anos e 23.000 anos, respectivamente (KODAMA & HINNOV, 2015). Nos últimos 700.000 anos, os ciclos de 100.000 anos predominaram, produzindo neste intervalo os principais estágios glaciais globais. Sinais climáticos detalhados para os últimos sete ciclos foram recuperados por perfuração na cobertura de gelo da Groenlândia, confirmando e aumentando a resolução dos registros marinhos isotópicos para este intervalo de tempo (CURRANT, 2005).

A terminologia mais comum para as subdivisões do Pleistoceno é a que define Pleistoceno Inferior (até 773.000 anos), Pleistoceno Médio (até 126.000 anos) e Pleistoceno Superior (até o limite com o Holoceno). Estágios Marinhos Isotópicos (*MIS*, na sigla em inglês) determinam subdivisões com alta resolução, sendo numerados no Pleistoceno desde o estágio interglacial MIS 103 até o estágio MIS 1,

que corresponde ao Holoceno (PILLANS & GIBBARD, 2012; OGG et al., 2016). A presente tese de Doutorado investiga a sedimentação da região marinha adjacente à Baía de Guanabara desde o Pleistoceno Superior, a partir do estágio isotópico MIS 5e, com ênfase no estágio MIS 3. Os objetivos específicos deste trabalho envolvem analisar a origem do extenso banco arenoso localizado na entrada da baía e de um depósito semiconsolidado vizinho ao banco.

Ao longo do curso de Doutorado, foram apresentados trabalhos e palestras em encontros científicos, manuscritos foram submetidos para publicação em periódicos especializados e um capítulo de livro foi enviado para publicação. Cinco artigos foram aceitos e publicados, sendo três como primeiro autor. Toda a produção encontra-se identificada em uma lista disponibilizada no Apêndice A desta tese. Alguns itens não são relacionados diretamente com a pesquisa de doutorado, pois são frutos de colaborações em outras áreas de estudo. No Apêndice B, encontra-se o artigo considerado mais relevante, em versão completa do autor.

2. ÁREA DE ESTUDO

As análises foram concentradas na plataforma rasa adjacente à Baía de Guanabara (Fig. 1). A Baía de Guanabara possui 384 km² de superfície e extensões máximas de 28 km por 30 km. Sua barra possui um estreitamento, onde a distância é de cerca de 1,6 km, entre o Forte de São João (Rio de Janeiro) e a Fortaleza de Santa Cruz (Niterói). Apresenta um canal central com profundidades de 30 m até localmente 58 m e inúmeros afloramentos rochosos. Sua profundidade média é de 5,7 m e os sedimentos de fundo são majoritariamente lamosos no seu interior, como resultado da última transgressão marinha e da rápida sedimentação fluvial, acelerada nos últimos 150 anos, segundo Figueiredo Jr. et al. (2014), pela canalização de rios da sua bacia hidrográfica e pelo desmatamento no seu entorno. As marés apresentam padrão misto, predominantemente semidiurno, com amplitude média de 0,7 m e de 1,1 m em sizígia. O pico das correntes de maré de sizígia chega a 0,5 m s⁻¹ no interior da baía e 1,6 m s⁻¹ na sua entrada. A descarga fluvial média anual é de 100 ±59 m³ s⁻¹, sendo maior nos meses de dezembro e janeiro (KJERFVE et al., 1997).

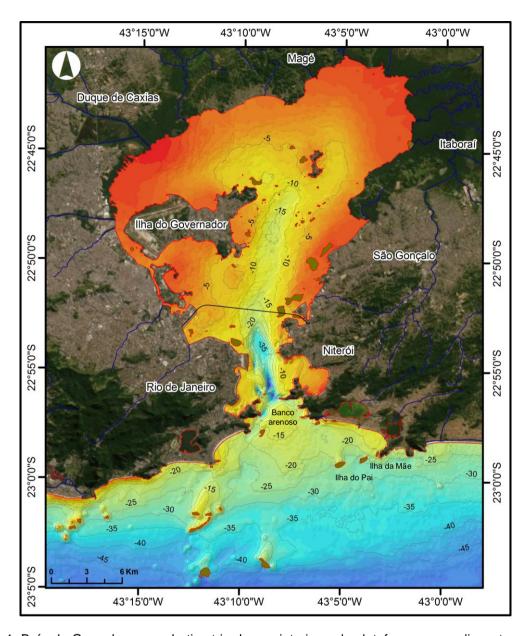


Figura 1. Baía de Guanabara com batimetria do seu interior e da plataforma rasa adjacente gerada a partir da digitalização de dados de Folhas de Bordo da Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil (DHN) (Datum WGS 84).

Ao largo da entrada da baía, encontra-se um expressivo banco arenoso, entre as profundidades de 18 e 12 m (Fig. 1), apresentando uma área de aproximadamente 5,6 km² e um volume estimado em, no mínimo, 7,6 milhões de m³. Dias & Quaresma (1996) afirmaram que este banco tende a se deslocar para o interior da baía, bloqueando o canal central e produzindo um declive acentuado para seu interior. De acordo com Kjerfve et al. (1997), este depósito, composto por areias médias

quartzosas, se estende baía adentro, contudo não avança, devido ao fluxo de água doce para fora da baía (*freshwater runoff*), amplificado nas marés vazantes. Ainda segundo Kjerfve et al. (1997), o banco se relaciona com a formação das barreiras arenosas emersas ao longo da costa do estado e não fosse pelo gradiente de pressão na direção do mar devido ao *runoff*, é provável que tivesse dado origem a um sistema de barreira emersa.

Contíguo ao banco arenoso, para o sul, um depósito areno-lamoso semiconsolidado apresenta um escarpamento de até 4 m sobre o leito marinho. Encontra-se exposto em profundidade média de 22 m, no alinhamento das ilhas do Pai e da Mãe (Fig. 1). Dias & Quaresma (1996) descreveram este depósito como "afloramentos de arenito ferruginoso", relacionados a um paleossolo. A mesma feição foi morfologicamente caracterizada por Salvador & Silva (2002) apenas como uma rampa com gradiente de 1:10, onde a profundidade varia de 21,5 m até 24,5 m em uma distância de 30 m.

O banco arenoso e o depósito semiconsolidado apresentam características contrastantes e suas origens não estão claras. Esta pesquisa propõe investigá-las a partir da formulação das seguintes **hipóteses**:

a) O banco arenoso tem sua origem relacionada a uma fase marinha transgressiva, correlata à formação de sistemas barreiras-lagunas existentes na região. A Baía de Guanabara não foi fechada, como foram as lagunas fluminenses, em função da forte pressão das correntes associadas ao volume de água doce que sai do sistema. O banco transgressivo recobriu o paleocanal central da baía de

Guanabara, ativo no máximo glacial. Um refletor sísmico correspondente à superfície do paleocanal encontra-se sob o banco arenoso.

b) O depósito semiconsolidado é uma superfície erosiva de um depósito continental formado em situação de mar regressivo. Trata-se de um antigo horizonte B espódico. A pedogênese deste depósito ocorreu durante o estágio marinho isotópico MIS 3, intervalo em que há controvérsias, a nível global, a respeito da cota do paleonível marinho. A presença do depósito na profundidade em que se encontra (22 m) representa um indício de que o paleonível do mar estava mais alto do que o indicado nos modelos globais.

2.1 Contexto regional

A Baía de Guanabara está localizada na porção central da costa sul do estado do Rio de Janeiro (RJ), onde a orientação da linha de costa é distintamente E-O, entre o Cabo Frio e a Ilha da Marambaia (Fig. 2), apresentando-se frontalmente exposta aos eventos meteorológicos e oceanográficos produzidos pelas tempestades vindas do sul associadas à passagem de frentes frias de altas latitudes. A costa sul do RJ caracteriza-se pela presença de barreiras arenosas transgressivas (*barriers*), separadas por promontórios rochosos e pela desembocadura da Baía de Guanabara (MUEHE & VALENTINI, 1998; MUEHE & LINS-DE-BARROS, 2016; MUEHE et al., 2018).

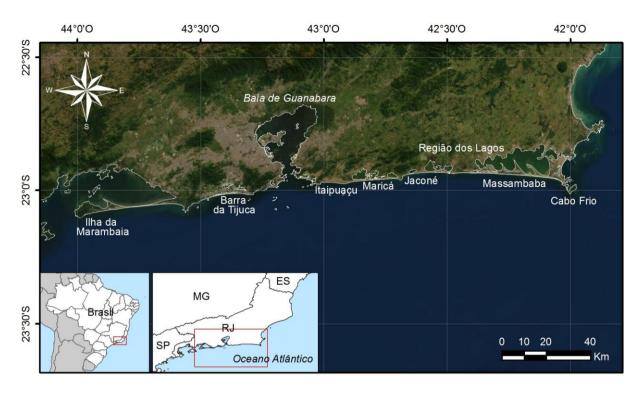


Figura 2. Costa sul do estado do Rio de Janeiro.

Este compartimento do litoral é tipicamente dominado por ondas. O regime de marés atuante é o de micro marés, com amplitudes de cerca de 1 m em sizígia e 0,5 m em quadratura. O transporte litorâneo longitudinal de sedimentos tende ao equilíbrio em longo prazo, como resultado da alternância da incidência de ondas de tempestade vindas de SO e de ondas de tempo bom vindas do quadrante SE (MUEHE & LINS-DE-BARROS, 2016). O litoral nesta área é considerado estável, porém sujeito a erosões temporárias (MUEHE et al., 2018).

O aporte de sedimentos fluviais não é significativo na região devido à herança geológica, pois apesar da presença de alto relevo no continente (Serra do Mar) e de altas taxas de precipitação na zona costeira, o fluxo dos principais rios é direcionado paralelamente à costa, seguindo as direções estruturais do embasamento cristalino. A Serra do Mar evoluiu em dois estágios, segundo Zalán & Oliveira (2005): (i) ao

final do Cretáceo Superior (89 – 66 Ma), a região passou por um grande soerguimento, possivelmente relacionado ao magmatismo alcalino, originando um mega-platô; (ii) durante o Paleógeno (66 – 23 Ma), houve o colapso gravitacional do mega-platô, gerando uma série de riftes paralelos à costa, alguns atualmente localizados na plataforma continental. O principal efeito do soerguimento é que os rios nesta região fluem para o interior do continente. O relevo é caracterizado pela presença de sucessivos grabens e horsts, onde a inundação durante o Quaternário produziu as inúmeras ilhas e baías na zona costeira. A Serra do Mar é, então, uma falha de escarpa e todas as principais baías e estuários da zona costeira são semigrabens inundados, como é o caso da Baía de Guanabara.

Na área deste estudo, portanto, o aporte de sedimentos continentais à plataforma é praticamente inexistente e na ligação entre as lagunas e o mar, o predomínio das ondas sobre as marés impede a existência de canais de maré, promovendo seu fechamento na maior parte do tempo. Por isso, na plataforma continental interna deste setor prevalecem coberturas de sedimentos reliquiares (*relict*), principalmente areias siliciclásticas, provenientes do retrabalhamento de depósitos aluvionares (MUEHE et al., 2018).

3. OBJETIVOS

3.1 Objetivo geral

Contribuir para o entendimento da evolução geológica da zona costeira adjacente a Baia de Guanabara a partir do Pleistoceno Superior, através de análises integradas de dados geofísicos, sedimentológicos e estratigráficos obtidos na plataforma continental interna.

3.2 Objetivos específicos

- a) Avaliar a relação entre a formação do banco arenoso com os sistemas barreiraslagunas costeiros e investigar se existe presença de refletor sísmico sob o banco que corresponda à superfície do conspícuo paleocanal existente no interior da baía;
- b) Analisar a relação entre o depósito semiconsolidado e o banco arenoso, testar se este depósito é de origem continental ou marinha e estudar a relação entre sua formação e o paleonível relativo do mar.

4. REFERENCIAL TEÓRICO

4.1 Estágios marinhos isotópicos e a penúltima transgressão marinha

Para elaborar curvas eustáticas globais abrangendo um maior período de tempo (desde o Plioceno), estudos têm sido realizados sobre a proporção de isótopos de oxigênio (18O e 16O) em carapaças fósseis de foraminíferos calcários obtidos de testemunhos do fundo marinho. A razão isotópica 18O/16O possui relação direta com a temperatura da água de quando as carapaças dos foraminíferos se formam, sendo um indicativo de períodos glaciais quando a proporção de 18O é maior e de períodos interglaciais quando a proporção é menor. Estágios Marinhos Isotópicos (*Marine Isotope Stages – MIS*) foram então definidos de acordo com os períodos de temperatura mais alta e de temperatura mais baixa, sendo os de números pares relativos a períodos mais frios e descidas do nível do mar e os de números ímpares relativos a períodos mais quentes e subidas do nível do mar (Fig. 3) (CHAPPELL & SHACKLETON, 1986; SHACKLETON, 1987; SHACKLETON et al., 1995; LISIECKI & RAYMO, 2005).

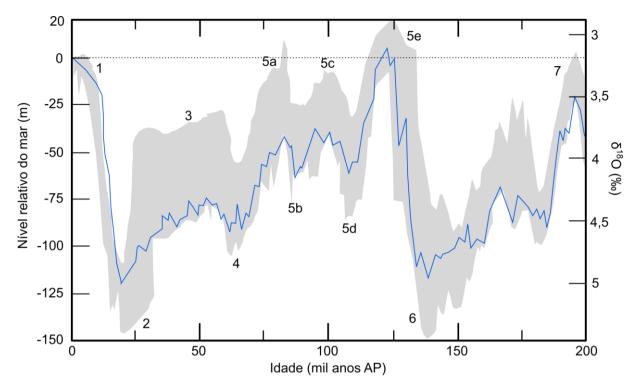


Figura 3. Em azul, trecho da curva global da razão isotópica de oxigênio (δ^{18} O) a partir de 200.000 anos AP, construída por Lisiecki & Raymo (2005). Em cinza, curva envelope da variação máxima do nível relativo do mar, conforme Rabineau et al. (2006), baseado na compilação de curvas e paleoindicadores apresentados por diversos outros autores a partir de datações e modelagens glacioisostática e estratigráfica. Os números próximos às curvas indicam os estágios isotópicos marinhos correspondentes. O nível relativo do mar está ajustado segundo Haddad (1994). Observar os picos positivos identificados por 5a, 5c e 5e, respectivamente correspondendo a aproximadamente 80.000, 100.000 e 125.000 anos AP. Fonte: modificado de Haddad (1994), Lisiecki & Raymo (2005) e Rabineau et al. (2006).

Feições sedimentares formadas durante as transgressões marinhas mais antigas do Pleistoceno são mais raras de se encontrar na costa brasileira, pois as evidências de paleoníveis, principalmente mais antigos do que 400.000 anos AP, tendem a ser erodidas pelas transgressões subsequentes. A maioria dos depósitos identificados apresenta idade em torno de 120.000 anos AP, correspondendo à penúltima transgressão, no sub-estágio isotópico marinho 5e (MIS 5e), quando o nível relativo do mar alcançou entre 6 e 10 m acima do nível médio do mar atual (NMM) (TOMAZELLI & DILLENBURG, 2007; SUGUIO et al., 2011).

O limite do método de datação absoluta por radiocarbono também é motivo de discussões sobre a precisão geocronológica dos depósitos pleistocênicos. A datação por ¹⁴C tem o limite de detecção máximo de aproximadamente 50.000 anos AP (e.g. DONAHUE, 1995; COOK & VAN DER PLICHT, 2007), por isso idades radiocarbono que se aproximam deste valor têm sido questionadas no meio científico, sendo geralmente aceitas apenas para indicar idades mínimas (TAVIANI, 2003; ROCHA et al., 2013; SALVATERRA et al., 2017). Para suprir a necessidade de datação de materiais mais antigos, a datação de amostras de grãos minerais (tipicamente quartzo e feldspato) por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) e por Termoluminescência (TL) tem sido amplamente aplicada nos últimos anos para datar depósitos do Pleistoceno Médio e Superior, pois sua abrangência tem demonstrado boa acurácia até 800.000 anos (STOKES, 1999).

Através de datações por LOE e por TL, Barreto et al. (2002) obtiveram idades de dois depósitos de terraços marinhos na costa do estado do Rio Grande do Norte, uma entre 220.000 e 206.000 anos e a outra entre 117.000 e 110.000 anos, relacionadas aos estágios MIS 7 e MIS 5c, respectivamente. Suguio et al. (2011) descreveram dois grupos de terraços marinhos construídos por ondas na costa dos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, um deles datado entre 230.000 e 200.000 anos e o outro entre 130.000 e 100.000 anos, respectivamente correspondentes ao MIS 7 e ao MIS 5e. Embora não tenham sido ressaltadas na publicação, Suguio et al. (2011) encontraram também outras sete idades na faixa entre 88.900 e 46.000 anos, as quais podem ser relacionadas respectivamente ao MIS 5a e ao MIS 3 ou podem representar registros de recobrimento por sedimentação eólica, não relacionável com o paleonível do mar.

Registros com idades em torno de 80.000 anos, correspondentes ao MIS 5a, foram reconhecidos por Rocha et al. (2013) através da datação por LOE em cristas de praia do delta do Paraíba do Sul, no norte do estado do RJ. No litoral do Rio Grande do Sul, Buchmann & Tomazelli (2003) encontraram a idade de 109.000 ±7.500 anos para um arenito de praia (*beachrock*) aflorante na face de praia, possivelmente relacionado ao MIS 5c. Na costa do estado no Paraná, Lessa et al. (2000) descreveram a estratigrafia de um depósito da barreira pleistocênica sob uma depressão intercordões e cogitaram a hipótese desta barreira ser um remanescente de uma formação de aproximadamente 85.000 anos, associada a um nível do mar mais baixo do que o atual. Na costa do estado do Maranhão, Rocca et al. (2012) dataram por LOE a sequência sedimentar sobreposta ao Grupo Barreiras (Mioceno), onde amostras da base, de origem marinha, resultaram nas seguintes idades: 84.000 ±6.000, 61.000 ±5.000 e 38.000 ±3.000 anos, sugerindo que o nível relativo do mar estava próximo ao atual nestas idades, ou seja, durante o MIS 5a e também durante o MIS 3.

4.2 Registros sedimentares costeiros do estágio isotópico MIS 3

Amostras datadas por ¹⁴C na presente pesquisa apresentaram resultados em torno de 40.000 anos AP, correspondente ao estágio MIS 3, e por isso, descreve-se especificamente a seguir a problemática relacionada aos registros deste estágio isotópico, onde o grau de incerteza do paleonível marinho na curva eustática global é elevado (Figs. 3 e 4).

O estágio marinho isotópico 3 é delimitado entre 60.000 e 25.000 anos AP, quando as condições climáticas variaram extremamente em uma escala milenar, com valores mínimos do isótopo estável de oxigênio indicando redução do volume global de gelo e, portanto, nível relativo do mar alto (SIDDALL et al., 2008). Porém, o MIS 3 é uma exceção à regra de se atribuir números negativos aos períodos interglaciais e positivos aos glaciais, pois segundo Siddall et al. (2008), o nível do mar estava baixo, entre -60 e -90 m (abaixo do NMM) e segundo Rabineau et al. (2006), entre -30 e -140 m (Figs. 3 e 4). Além disso, seu intervalo temporal não corresponde aos ciclos de aproximadamente 100 mil anos, típicos dos períodos interglaciais do último milhão de anos (SIDDALL et al., 2008).

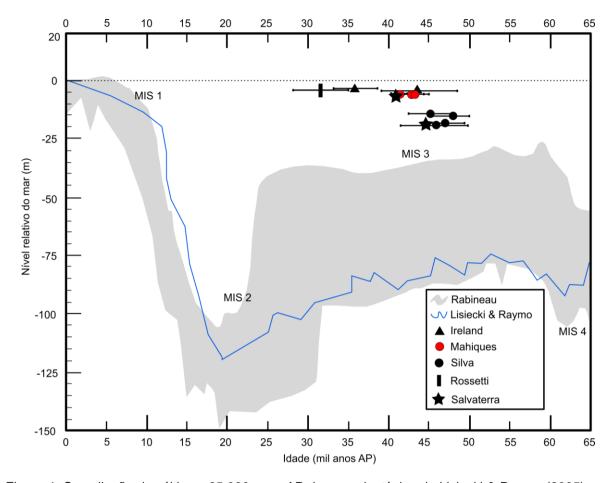


Figura 4. Compilação dos últimos 65.000 anos AP da curva isotópica de Lisiecki & Raymo (2005), em azul, com a curva envelope de variação do nível relativo do mar, conforme Rabineau et al. (2006), em cinza. Os paleoindicadores sobrepostos no intervalo correspondente ao MIS 3 são relativos aos dados apresentados por Rossetti et al. (2015), Salvaterra et al. (2017), Silva et al. (2014), Mahiques et al. (2011) e Ireland (1987), obtidos no sudeste do Brasil.

No entanto, indicações de nível de mar alto tem sido relatadas mundialmente em diversos locais no intervalo de tempo correspondente ao MIS 3, em cotas notadamente mais rasas do que as apresentadas nas curvas eustáticas globais (e.g. PIRAZZOLI, 1987; RODRIGUEZ et al., 2000; TAVIANI, 2003; HANEBUTH et al., 2006; SIMMS et al., 2009; DOĞAN et al., 2012; PICO et al., 2017; CAWTHRA et al., 2018).

Na costa brasileira, Ireland (1987) investigou a sedimentação na planície costeira de Itaipu (RJ) através da análise de pólens, diatomáceas e datação por radiocarbono.

Quatro amostras de turfa, coletadas pelo autor na base de um testemunho obtido na planície a leste da lagoa de Itaipu, entre as cotas -5,44 e -3,51 m, apresentaram idades radiocarbono de 42.500 (+6.000/-3.400) a 35.300 (+3.400/-2.400) anos AP (Fig. 4). A presença de um tipo de diatomácea marinha própria de ambientes hipersalinos associados a canais de maré sugeriu que o material corresponda a um período de nível de mar alto. Ireland (1987) defendeu que estes dados poderiam indicar um paleonível marinho entre cerca de -4 e -6 m. Uma alternativa à interpretação apresentada por Ireland (1987) é de que a sequência possa ser resultado de flutuações entre períodos relativamente úmidos e relativamente secos durante uma fase climática úmida, quando em condições salobras as diatomáceas características seriam indicativas da evaporação em um ambiente similar às *sabkhas* continentais.

Mahiques et al. (2011) cogitaram a hipótese de terem encontrado evidências de um paleonível marinho alto, relativo ao MIS 3, a cerca de -6 m. Na base de um testemunho coletado no canal de São Sebastião (SP), datações de foraminíferos e de matéria orgânica mostraram uma sequência coerente de cinco idades entre 39.270 ±1.100 e 23.970 ±180 anos AP (Fig. 4). O testemunho foi coletado em lâmina d'água de 3 m e as idades mencionadas são relativas à espessura sedimentar entre 2,69 e 1,77 m. A sedimentação da base foi identificada como característica de ambiente mixo-halino, porém, logo acima, a 1,36 m, os sedimentos são representativos de água doce (datados em 10.240 ±40 anos AP). Mahiques et al. (2011) consideraram a possibilidade de ter havido contaminação da matéria orgânica original depositada durante o estágio MIS 5e por carbono mais recente,

mas ressaltaram a necessidade de estudos futuros para melhor compreensão dos dados.

Outras evidências foram encontradas na planície costeira de Maricá (RJ), por Silva et al. (2014), com idades radiocarbono entre 46.240 ±3.210 e 40.280 ±2.580 anos AP, sob o sistema barreira-laguna interno, em quatro amostras de conchas e matéria orgânica coletadas entre -10 e -20 m, em sedimentos lagunares obtidos em sondagens e mapeados em levantamentos de GPR (*Ground Penetration Radar*) (Fig. 4).

Salvaterra et al. (2017) também revelaram a ocorrência de sedimentos mixo-halinos com idade radiocarbono entre 41.480 ±370 e 36.350 ±280 anos AP, na Baixada Santista (Santos/SP), sobrepostos a uma sequência de origem terrígena associada ao MIS 5e (Fig. 4). Os sedimentos indicativos de transgressão no MIS 3 foram coletados de uma sondagem por perfuração SPT (*Standard Penetration Test*), entre -19 e -7 m (abaixo do NMM). Análises granulométricas, razão isotópica δ¹³C, razão C/N, e de metais, foram utilizadas para caracterizar a origem dos sedimentos com relação à contribuição marinha e terrestre. Os resultados em amostras com idades interpoladas entre 43.000 e 42.000 anos cal AP indicaram uma elevação do nível relativo do mar (ou uma mudança climática), que levou a uma redução do aporte terrígeno. Salvaterra et al. (2017) reuniram seus resultados aos de Mahiques et al. (2011) e Silva et al. (2014) para apontarem uma posição altimétrica de ambientes mixo-halinos relacionada a uma tendência de elevação do nível relativo do mar no estágio MIS 3. Entretanto, ressaltaram que outros eventos geológicos devem ser

considerados, como por exemplo, movimentos neotectônicos, para se revisar as curvas de variação do nível do mar para a região.

Na costa do estado do Espírito Santo, Rossetti et al. (2015) mostraram que apesar da planície deltaica recente do delta do rio Doce corresponder a uma progradação a partir de cerca de 5.000 anos AP, há evidencias de depósitos deltaicos no Pleistoceno Superior, e não somente no Holoceno Médio, como apontaram propostas anteriores. Segundo Rossetti et al. (2015), ocorreu uma progradação inicial há 132.700 ±9.100 anos (idade medida por LOE), no estágio MIS 5e, porém a progradação principal se deu durante o MIS 3, entre aproximadamente 47.500 e 29.400 anos cal AP (idades radiocarbono apresentadas originalmente por COHEN et al., 2014). Cristas de praia (beach ridges) e pontais arenosos (spits) formados nestas fases foram em grande parte destruídos ao longo da transgressão holocênica, entre aproximadamente 8.000 e 4.900 anos cal AP. Rossetti et al. (2015) realizaram uma datação por LOE, com resultado de 31.681 ±3.203 anos, a -3,85 m, que confirmou as datações radiométricas obtidas por Cohen et al. (2014) (Fig. 4). Estes autores especularam que o nível relativo do mar durante a principal progradação não deveria estar mais baixo do que -25 m (abaixo do atual). Ressaltaram que, caso o paleonível marinho estivesse dezenas de metros mais baixo do que o NMM atual, como propõe as curvas globais, teria ocorrido uma erosão na costa e não uma deposição. Por fim, Rossetti et al. (2015) inferiram que o paleonível marinho estava mais alto do que as curvas globais ou a descida do nível do mar naquela área foi combinada com outros fatores, como por exemplo, tectonismo, que teria compensado o rebaixamento do nível do mar.

4.3 Cronologia da formação das barreiras costeiras brasileiras

As barreiras costeiras são feições geomorfológicas emersas importantes para o entendimento da evolução costeira, sendo interessante associar suas análises com as interpretações a respeito da geologia da plataforma continental rasa. Conforme as definições de Otvos (2012), a seguir apresentam-se aspectos gerais e regionais relacionados a essas feições no Brasil e no entorno da área de estudo desta tese.

As barreiras costeiras brasileiras foram ignoradas por muitos anos pela comunidade científica internacional, provavelmente porque os estudos se concentravam em pesquisas sobre ilhas barreiras, raras na costa brasileira, e também devido à falta de acordo conceitual até recentemente (DILLENBURG & HESP, 2009; OTVOS, 2012). Muitos tipos de barreiras costeiras são encontrados no Brasil, com destaque para as barreiras de dunas transgressivas (*foredune ridges*) que dominam a costa nas regiões Nordeste e Sul (DILLENBURG & HESP, 2009).

Em zonas costeiras com baixo suprimento sedimentar de origem fluvial, durante períodos transgressivos, as barreiras costeiras se desenvolvem a partir da acreção de sedimentos oriundos da plataforma continental. O baixo gradiente da plataforma continental é outro fator que favorece sua emersão. Entretanto, há controvérsias a respeito da idade da formação das feições na costa do Rio de Janeiro, entre quais são holocênicas e quais são pleistocênicas, apesar de evidências recentes indicarem que as barreiras internas são pleistocênicas e as externas, holocênicas (DIAS & KJERFVE, 2009).

Lamego (1945) propôs inicialmente um modelo de formação das lagoas costeiras na costa do RJ sugerindo que a origem das barreiras estava relacionada exclusivamente ao crescimento longitudinal de pontais arenosos (*spits*), paralelos à linha de costa. Roncarati & Neves (1976) usaram este modelo para explicar a formação do complexo de lagoas de Jacarepaguá. Maia et al. (1984) apresentaram outra proposta: baseados em datações ao ¹⁴C de amostras superficiais, relacionaram as barreiras na baixada de Jacarepaguá com as transgressões indicadas em curvas de variação holocênica do nível relativo do mar construídas por Martin et al. (1979), as quais apresentavam oscilações de alta frequência a partir de cerca de 5.000 anos AP.

Essas oscilações foram contestadas posteriormente por Angulo & Lessa (1997) e Angulo et al. (2006), que reanalisaram centenas de datações ao ¹⁴C obtidas em diferentes setores da costa brasileira por diversos outros pesquisadores (e.g. DELIBRIAS & LABOREL, 1969; DOMINGUEZ et al., 1990; MARTIN et al., 1996). Ao selecionarem apenas as idades de indicadores de paleoníveis marinhos mais confiáveis, concluíram que houve apenas um evento transgressivo no Holoceno, ratificando a idade pleistocênica das barreiras internas. Modelos geofísicos de ajuste hidroisostático (MILNE et al., 2005) mostraram resultados coerentes com este pressuposto.

Através da interpretação de seções de GPR, análise de feições geomorfológicas, classificação de depósitos sedimentares e datações por LOE, Costa (2011) propôs um modelo evolutivo para a planície costeira de Itaipu – Camboinhas (Niterói). O modelo elaborado indicou deposição inicial aluvial com canais fluviais entrelaçados

de idade superior a 300.000 anos. Posteriormente, a penúltima transgressão marinha provocou a inundação do vale onde se encontra a lagoa de Itaipu, formando um terraço arenoso marinho (barreira costeira interna), datado entre 120.000 e 130.000 anos, recoberto por um horizonte pedológico, a cerca de 6 m acima do nível do mar atual, caracterizado como um antigo espodossolo (classe de solo predominante em restingas). Depósitos eólicos recobriram o paleossolo há aproximadamente 13.000 anos, dando origem à Duna Grande de Itaipu, caracterizada neste modelo como uma feição regressiva, formada em condições de nível de mar baixo.

Uma das ocupações humanas mais antigas do litoral brasileiro situa-se em Itaipu, datada em 7.958 ±224 anos AP (MUEHE & KNEIP, 1995). Este sítio arqueológico (Sambaqui de Camboinhas) localiza-se nas dunas de Itaipu, que cobrem a barreira costeira interna. A datação do sítio já corroborava as indicações de que as barreiras internas são mais antigas do que o último máximo transgressivo (há cerca de 6.000 anos cal AP) e, portanto só poderiam ter se formado na penúltima transgressão, de idade pleistocênica, conforme já havia sido identificado por Ireland (1987). Através da investigação de diatomáceas e datação radiométrica de amostras de testemunhos coletados no entorno da Lagoa do Padre e da Lagoa de Itaipu, Ireland (1987) concluiu que o sistema barreira-laguna interno naquela região se formou no Pleistoceno e o sistema externo, no Holoceno Médio, há cerca de 7.150 anos AP. Ireland (1987) mostrou um predomínio de espécies de ambiente marinho há aproximadamente 7.800 anos AP, posterior a ocorrência de um ambiente dulcícola, correspondente a um período de nível de mar baixo, ainda distante da linha de costa atual. Após ~7.800 anos AP, o ambiente se tornou gradativamente salobro e então

novamente dulcícola até próximo do presente (370 ±55 anos AP), indicando uma tendência regressiva.

Turcq et al. (1999), após analisarem testemunhos obtidos nas lagoas inter-cordões Brejo do Espinho e Vermelha (em Araruama, Região dos Lagos), também concluíram que a barreira interna não poderia ter se formado no Holoceno, pois datações realizadas em ambas as lagoas indicaram idades entre 7.000 e 5.000 anos AP para o sistema barreira-laguna externo. Extrapolando as interpretações para o lado oeste da Baía de Guanabara, Turcq et al. (1999) defenderam que o desenvolvimento da barreira interna na região de Jacarepaguá foi relacionado à penúltima transgressão (formada há cerca de 123.000 anos AP) e a formação da barreira externa, relativa à última transgressão (a partir de cerca de 7.000 anos AP).

Silva et al. (2020) ratificaram os modelos de Ireland (1987) e Turcq et al. (1999) através de datações radiométricas e análises sedimentológicas e paleontológicas realizadas em amostras coletadas de um testemunho obtido na planície costeira da Barra da Tijuca. De acordo com estas análises, concluiu-se que o sistema barreiralaguna externo (praia atual e Lagoa de Marapendi) se formou a partir de 5.440 – 5.070 anos cal AP. A barreira interna (pleistocênica) sofreu retrabalhamento devido à transgressão marinha pós glacial, quando o nível relativo do mar alcançou o nível médio atual, há 7.945 – 7.500 anos cal AP. A regressão marinha a partir do Holoceno Médio provocou a progradação da barreira externa e o preenchimento e assoreamento lagunar.

Considerando que as barreiras internas são relacionadas à penúltima transgressão, Turcq et al. (1999) e Dias & Kjerfve (2009) afirmaram que seu desenvolvimento ocorreu durante o evento transgressivo de 123.000 anos AP (MIS 5e), como confirmado por Costa (2011) em Itaipu. Contudo, como explicado anteriormente nas seções 4.1 e 4.2, há que se considerar que também existem depósitos sedimentares de origem marinha com idades pleistocênicas mais recentes, em cotas próximas ao nível médio do mar atual, correspondentes a pulsos transgressivos há ~105.000 anos AP (MIS 5c), ~80.000 anos AP (MIS 5a) (e.g. SUGUIO et al., 2011; ROCHA et al., 2013) e ~40.000 anos AP (MIS 3) (e.g. IRELAND, 1987; SILVA et al., 2014).

Os indicativos de depósitos costeiros formados durante o estágio isotópico MIS 3 são de especial interesse para o presente estudo, tendo em vista a idade obtida de amostras da plataforma. Neste sentido, destacam-se os trabalhos de Ireland (1987) e Silva et al. (2014), que discorrem sobre a formação de sistemas barreiras-lagunas em locais vizinhos à área de estudo desta tese, sendo interessante salientar as idades e paleoníveis marinhos indicados por estes autores: de 42.500 (+6.000/-3.400) a 35.300 (+3.400/-2.400) anos AP, entre -6 e -4 m (IRELAND, 1987) e de 46.240 ±3.210 a 40.280 ±2.580 anos AP, entre -10 e -20 m (SILVA et al., 2014). Por outro lado, baseadas em datações e análises palinológicas, as conclusões elaboradas por Barth et al. (2013) divergem de Ireland (1987) ao afirmarem que a lagoa de Itaipu ainda não havia se formado pelo menos até 38.490 ±940 anos AP. Barth et al. (2013) não informaram a cota da amostra datada, apenas a espessura de sedimento recuperado por sondagem, de 1,60 m. Estimando-se uma lâmina d'água de aproximadamente 1,5 m no local de coleta e assumindo-se que o nível d'água na lagoa é o mesmo que do mar, estima-se uma cota de -3,10 m. Nesta

altitude com relação ao nível médio do mar atual e no local analisado, Barth et al. (2013) destacaram a detecção da presença de um ambiente brejoso na idade mencionada, e não de uma formação lagunar. Neste contexto, os paleoníveis marinhos apresentados por Silva et al. (2014) para Maricá são mais coerentes com os dados de Barth et al. (2013).

4.4 Evolução regional da plataforma continental sul do RJ

Reis et al. (2013) estudaram feições lineares escarpadas em escala regional na plataforma continental entre Cabo Frio e Parati e concluíram que a maioria destas feições se formou no início do Pleistoceno Superior (a partir de ~126.000 anos), em condições predominantemente regressivas, sob descida e oscilação do nível relativo do mar. Publicações anteriores indicavam estas feições como indicadores de estágios de estabilização do NM durante a transgressão posterior ao último máximo glacial — UMG (transgressão pós-glacial, últimos ~21.000 anos), no final do Pleistoceno Superior. As referências citadas por Reis et al. (2013) foram Zembruscki (1979), Corrêa et al. (1980) e Costa et al. (1988), que descreveram as feições lineares como paleolinhas de costa, nas isóbatas de 25, 32, 50, 60, 90 e 110 m.

A metodologia usada por Reis et al. (2013) incluiu a batimetria elaborada a partir de Folhas de Bordo da DHN, com resolução de 400 m. Os dados sísmicos utilizados foram majoritariamente de fonte Sparker (500 a 1000 J, 100 a 1400 Hz), com algumas linhas de fonte chirp (frequência de ~500 a 5500 Hz) (Fig. 5). Não foi

realizada correlação com testemunhos para controle cronológico, apenas foi utilizado um modelo de idade bioestratigráfica elaborado pela indústria petrolífera a partir de dados de poço na isóbata de 100 m. Para relacionar com a variação relativa do nível do mar, as curvas globais sintetizadas em Rabineau et al. (2006) foram utilizadas "como melhor aproximação".



Figura 5. Localização das linhas sísmicas analisadas por Reis et al. (2013). O ponto P1 mostra a localização do poço utilizado pela indústria petrolífera para obter um modelo bioestratigráfico de idade. As linhas cheias correspondem ao levantamento com fonte chirp e as linhas pontilhadas, com fonte sparker. Fonte: Reis et al. (2013).

Um patamar a 130 m foi relacionado a feições de antepraia formadas durante o UMG (MIS 2). Na plataforma média e interna, Reis et al. (2013) analisaram nove feições sedimentares alongadas ou semicirculares com gradiente proeminente entre as isóbatas de 20-30 m, 40-50 m e 60-70 m. Através da análise sísmica, identificaram 5 principais sequências (Sq1 – Sq5), interpretadas como resultado de ciclos glacioeustáticos ocorridos nos últimos 500.000 anos (Fig. 6). Nas sequências

Sq1 à Sq4, foram observados componentes progradacionais de plataforma externa, interpretados como sequências de regressão forçada pobremente preservadas, onde cada uma registrou um ciclo de aproximadamente 100.000 anos. A sequência Sq5 representa a deposição de mar alto transgressivo relativo ao ciclo atual (pós UMG). Devido à diferença na escala de análise, as sequências Sq4 e Sq5 são mais relevantes para se relacionar com esta tese e encontram-se descritas resumidamente a seguir.

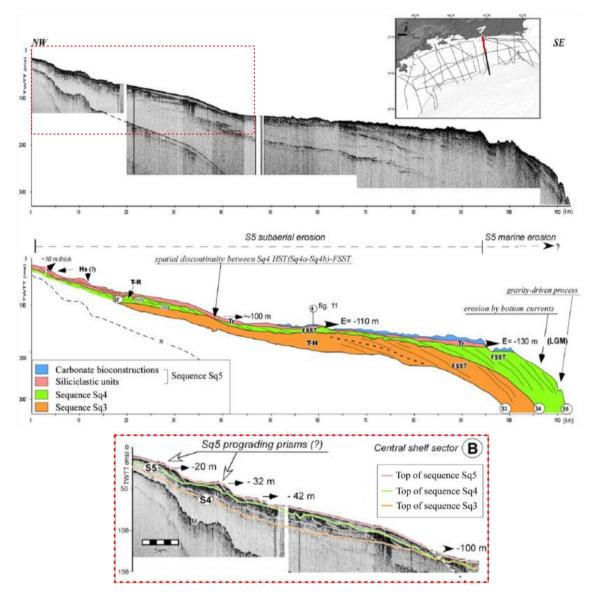


Figura 6. Perfil sísmico *dip* apresentado por Reis et al. (2013), obtida com fonte chirp a partir das proximidades da Baía de Guanabara. Este perfil mostra detalhes da arquitetura nas sequências superiores (Sq3 a Sq5), se originando da alternância de deposição marinha e erosão subaérea englobando os últimos ciclos climáticos do Quaternário. T-R: prisma transgressivo-regressivo composto; Tr: unidades transgressivas; Hs: Unidades de mar alto; FSST: trato de sistemas de rebaixamento; HST: trato de sistemas de mar alto; S3-S5: descontinuidades; E: escarpas do fundo marinho. O quadro inferior mostra detalhes da interpretação sísmica da plataforma interna e média, com destaque para as escarpas a -20 m, -32 m e -42 m. Fonte: adaptado de Reis et al., 2013.

A sequência Sq4 apresenta espessura de aproximadamente 20 a 25 m, composta pelo empilhamento de pelo menos duas subunidades sismicamente transparentes. Estas subunidades são limitadas acima e abaixo por superfícies erosivas com incisões de 10 m de profundidade e 50 m de largura em média, apresentando

evidências locais de desenvolvimento de vales incisos. São interpretadas como acumulação vertical formada durante transgressão, interrompida por descida do NM e limitada estabilização com exposição parcial da plataforma.

Entretanto, Reis et al. (2013) afirmaram que, contraditoriamente, as cotas batimétricas sugerem sua origem como resultado de oscilações durante a descida do NM do Pleistoceno Superior, entre os estágios MIS 5e e MIS 4, quando o NM desceu de alguns metros acima do atual até aproximadamente -100 m, com oscilações intermediárias consideráveis. Representa, portanto, uma descida gradual do NM no Pleistoceno Superior, sendo interpretada como um Trato de Sistemas de Mar Alto Tardio (*Late Highstand Systems Tract*, LHST), seguindo definição de Catuneanu (2006), limitado acima por uma superfície formada por regressão forçada.

Na direção do mar, esta sequência apresenta clinoformas progradantes oblíquasparalelas de alto ângulo, caracterizando prismas de regressão forçada que se estendem até o limite da quebra da plataforma. Estes prismas são elementos estratigráficos característicos de um Trato de Sistemas de Rebaixamento (FSST, Falling-Stage System Tract), atribuído ao intervalo entre o estágio MIS 3 e o MIS 2.

Segundo Reis et al. (2013), a sequência Sq4 não se distribui de forma contínua sobre toda a plataforma média e externa. Reis et al. (2013) afirmaram que na plataforma externa, a Sq4 foi parcialmente erodida no "Corredor Leste" (na altura da Região dos Lagos) e extremamente (ou totalmente) erodida no "Corredor Oeste" (entre Paraty e a Ilha Grande). Por outro lado, vales incisos associados são

evidentes por toda parte.

A sequência Sq5 é uma unidade tabular que cobre toda a plataforma até o escarpamento na isóbata de 150 m. Devido à posição estratigráfica do topo desta sequência, Reis et al. (2013) interpretaram que sua formação é resultado da última deposição gradual do Pleistoceno – Holoceno, iniciada no começo da última deglaciação (a partir de ~20.000 anos), e não somente como uma deposição holocênica. Os registros sísmicos não mostram padrões claros de reflexão e a unidade aparece transparente, como um "lençol" transgressivo siliciclástico, com espessura altamente variável. A parte mais espessa (com até 15 m) encontra-se na porção oeste da plataforma, englobando o "Corredor Oeste", onde preenche depressões da superfície erosiva S5 (ver Fig. 6).

Na plataforma rasa, a Sq5 foi empilhada como uma feição similar a um prisma deposicional, chegando ao máximo de 8 a 10 m de espessura apenas localmente. No setor central da plataforma, é composta por sequências progradantes sem evidências de erosão significativa. Na região adjacente à Baía de Guanabara, destacam-se pela formação dos principais degraus batimétricos semicirculares, nas isóbatas de 20, 30 e 40 m.

No setor oeste, os prismas se empilham como unidades transparentes retrogradantes, com morfologia rugosa em pequena escala. Isto gera degraus alongados e lateralmente descontínuos com maior gradiente, coincidindo localmente com as isóbatas de 50, 60 e 70 m. A rugosidade aumenta a partir da isóbata de 100 m devido à ocorrência de bioconstruções com até 10 m de espessura

(interpretadas como parte da sequência Sq5).

Segundo Reis et al. (2013), estudos em diversos países apresentam exemplos da geomorfologia do fundo marinho afetada pela última transgressão, com as feições transgressivas mais recentes identificadas como deposicionais, erosivas ou compostas. Nesses estudos, feições escarpadas lineares são frequentemente relacionadas a períodos de desaceleração da subida do NM ou a estabilizações durante a última transgressão. A média geral da taxa de subida do NM nos últimos 20.000 anos foi entre 5 e 6 m a cada mil anos, porém a subida não foi uniforme e sim em pulsos, com aumento na taxa de subida atribuídos a pulsos de derretimento de curto período, decadal a secular (*melt water pulses – MWP*) (HARRISON et al., 2019), indicados pelos patamares em 100, 60 e 40 m de profundidade. Este último, sobreposto pela desaceleração da subida no início do Holoceno (11.700 anos).

Feições transgressivas dos últimos 20.000 anos são muito escassas e limitadas à plataforma interna do RJ, onde são identificadas como prismas descontínuos lateralmente formando patamares batimétricos locais (REIS et al., 2013). As feições lineares escarpadas possuem a mesma relação espacial por toda a plataforma e se justapõem a uma série de elementos arquiteturais que se desenvolveram ao longo da última e mais longa fase da descida do NM do Pleistoceno Superior, com regressão e exposição da plataforma até o UMG (entre 120.000 e 20.000 anos, do MIS 5e ao MIS 2). Na plataforma externa, depósitos transgressivos e de mar alto estão limitados a uma estreita camada de material retrabalhado e construções carbonáticas com fácies sismicamente transparentes.

Reis et al. (2013) interpretaram três intervalos deposicionais a partir dos indicadores sísmicos: (i) regressão do Pleistoceno Superior (120.000 a 20.000 anos); (ii) Último Máximo Glacial - UMG (~20.000 anos); e (iii) transgressão pós-UMG (últimos 20.000 anos). Desta forma, foi proposto um modelo da evolução desde o estágio isotópico MIS 5e até o presente (Fig. 7), sendo que a primeira fase (A) inclui as oscilações do NM próprias do estágio MIS 5, com o subestágio MIS 5d (NM baixo) considerado o to. Seque um resumo do modelo de Reis et al. (2013):

- Fase A: Durante o MIS 5d, com a linha de costa na plataforma média, observamse prismas de regressão forçada previamente depositados (sequência Sq3, em laranja na Fig. 7). A subida do NM entre t0 e t1 (MIS 5c) resultou na deposição de prismas transgressivos na plataforma interna (em verde na Fig. 7).
- Fase B: A descida do NM entre o MIS 5c e o MIS 5b levou à erosão na plataforma interna, que parcialmente retrabalhou o prisma transgressivo previamente depositado, enquanto mais adiante um novo prisma se formou. O modelo sedimentar final é uma clinoforma transgressiva-progradante composta preservada como uma subunidade (Sq4a). A discordância S5' reflete a exposição parcial da plataforma em t2.
- Fase C: A subida do NM entre o MIS 5b e o MIS 5a promoveu o preenchimento de canalizações na plataforma interna formadas na fase anterior e desenvolveu um novo prisma superior (t3).
- Fase D: A descida do NM até o MIS 4 (t4) produziu erosão na plataforma interna e a acumulação vertical de um segundo prisma transgressivo-regressivo composto (subunidade Sq4b).

- Fase E: A subsequente tendência regressiva entre o MIS 4 e o MIS 2 (fases E e F) parcialmente apagou (por erosão) a acumulação sedimentar prévia, levando à deposição de prismas de regressão forçada (Sq4) em offlapping, que se estendem até a quebra da plataforma (Trato de Sistemas de Rebaixamento Falling Stage System Tract).
- Fase F: O hiato erosivo e a mudança no mergulho da superfície S5, indicado pela relativa baixa taxa de aporte sedimentar (que caracteriza esta plataforma), devem-se à descida do NM contínua e ao rebaixamento do nível de base do MIS 3 ao MIS 2. Uma escarpa na isóbata de 110 m foi esculpida entre o MIS 3 e o MIS 2. A escarpa a -130 m é relativa à linha de costa durante o UMG.
- Fase G: A escarpa a -150 m apresenta erosão pronunciada devido à migração da Corrente do Brasil na direção da plataforma durante a transgressão pós-UMG. Durante esta transgressão, a partir de ~20.000 anos, ocorre a deposição do lençol transgressivo cobrindo toda a plataforma (sequência Sq5), composto pela ampla unidade siliciclástica e por bioconstruções na plataforma externa.

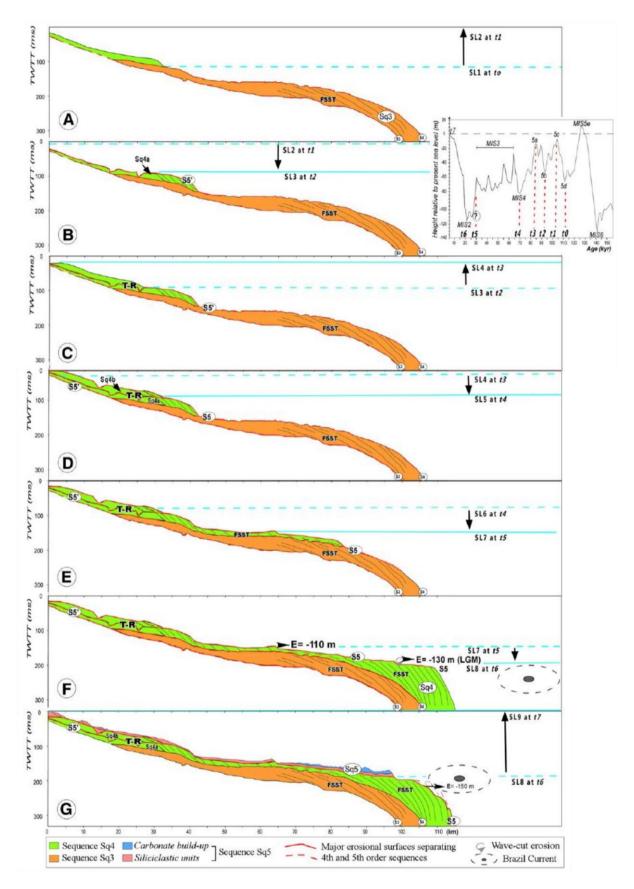


Figura 7. Modelo evolutivo proposto por Reis et al. (2013) para a plataforma continental sul do Rio de Janeiro Fonte: Reis et al., 2013.

Alguns trabalhos mais recentes, sintetizados a seguir, reúnem informações que podem contribuir para o entendimento da evolução da plataforma, com datações diretas e estimativas de aporte e fluxo de sedimentos na região (Fig. 8).

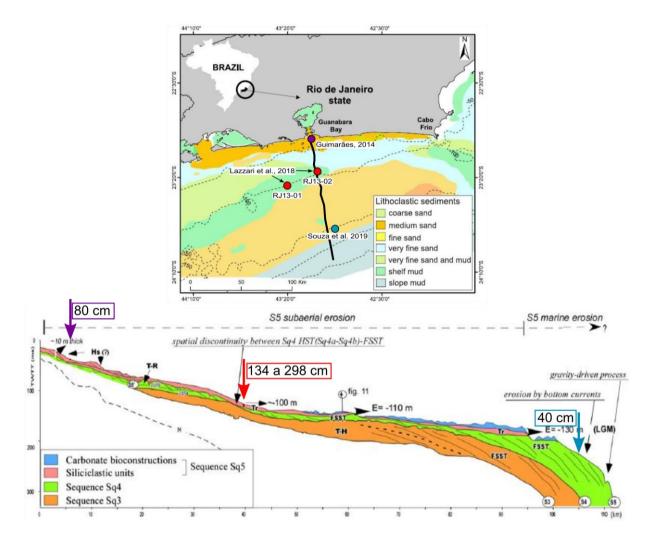


Figura 8. Superior: localização da linha de navegação sísmica apresentada por Reis et al. (2013) e dos testemunhos investigados por Guimarães (2014) (em roxo), Lazzari et al. (2019) (em vermelho) e Souza et al. (2019) (em azul), sobre mapa regional de fácies sedimentares (DIAS et al., 2019). Inferior: perfil sísmico descrito por Reis et al. (2013) com indicação da localização aproximada dos testemunhos, nas respectivas cores do mapa regional. A espessura estimada para a transição Pleistoceno – Holoceno em cada ponto amostrado está indicada ao lado das setas. Fonte: adaptado de Reis et al. (2013) e Lazzari et al. (2019).

Guimarães (2014) descreveu e datou um testemunho coletado por *vibra corer*, disponibilizado pela empresa Geodrill, próximo ao depósito semiconsolidado, aproximadamente 500 m para leste, a 24 m de profundidade (Fig. 8). Com mais de 3 m de sedimento predominantemente arenoso bioclástico, as idades obtidas foram maiores do que 30.000 anos cal AP, alcançando mais de 40.000 anos cal AP próximo da base, a 2,53 m (Fig. 9; Tab. 1). A interpolação linear das idades indica que a transição Pleistoceno – Holoceno encontra-se localmente a cerca de 80 cm de espessura abaixo do fundo marinho.

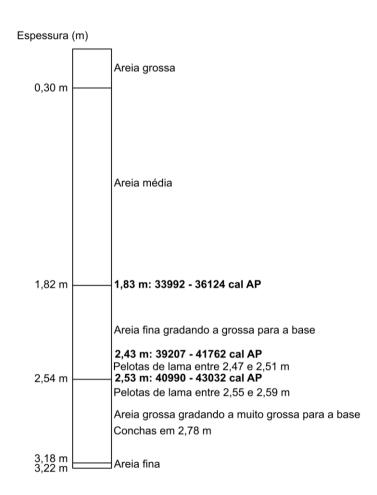


Figura 9. Descrição do testemunho realizada por Guimarães (2014). Sedimento pouco compactado, com fragmentos de conchas ao longo de todo o testemunho, caracterizado como areia bioclástica Fonte: adaptado de Guimarães, 2014.

Tabela 1. Resultados de datações no testemunho de Guimarães (2014).

| Código da Amostra | Nível relativo ao fundo marinho** (m) | Tipo de material | Idade Convencional (anos AP) | Idade calibrada (anos cal AP)*** | |
|----------------------|---------------------------------------|------------------|---------------------------------|-------------------------------------|--|
| LAC-UFF* 140092 | -1,83 | foraminíferos | 31.502 ±577 | 33.992 – 36.124 | |
| LAC-UFF* 140091 | -2,43 | briozoários | 36.418 ±638 | 39.207 – 41.762 | |
| LAC-UFF* 140090 | -2,53 | briozoários | 38.227 ±683 | 40.990 – 43.032 | |

^(*) Laboratório de Radiocarbono – Universidade Federal Fluminense.

Lazzari (2016) e Lazzari et al. (2019) apresentaram a análise de dois testemunhos coletados na isóbata de 100 m, também ao sul da Baía de Guanabara (ver localização na Fig. 8). O testemunho RJ13-01 foi datado a 116 cm de espessura em 9.256 ±121 anos ¹⁴C AP (10.640 – 9.875 anos cal AP) e a 15 cm, em 1.357 ±82 anos ¹⁴C AP (1.323 – 879 anos cal AP). O testemunho RJ13-02 foi datado na base, a 151 cm de espessura, em 4.078 ±79 anos ¹⁴C AP (4.632 – 4.044 anos cal AP) e a 28 cm, em 2.550 ±70 anos ¹⁴C AP (2.739 – 2.207 anos cal AP). Processos sedimentares e o paleoclima durante o Holoceno foram estudados através de parâmetros geoquímicos. Estimando-se a espessura da sedimentação holocênica através da interpolação linear das idades, observa-se que no testemunho RJ13-01, a transição Pleistoceno - Holoceno ocorre a 134 cm, enquanto no testemunho RJ13-02, ocorre a 298 cm. Os dados revelaram três períodos principais de acumulação sedimentar: (i) de 10.800 a 7.600 anos cal AP, com baixo aporte continental e ambiente marinho raso; (ii) de 7.500 a 4.600 anos cal AP, período de máxima transgressão e elevada influência da Água Central do Atlântico Sul (ACAS); (iii) de 4.500 anos cal AP ao presente, com indicações de clima mais úmido entre

^(**) Profundidade da coluna d'água = 24 metros.

^(***) Calibradas pela curva Marine13 (Reimer et al. 2013), com Delta R = 32 \pm 44 (Alves et al., 2015), e intervalo apresentado com 95,4% de confiabilidade (2 σ).

aproximadamente 3.400 e 3.200 anos cal AP.

Souza et al. (2019) analisaram um testemunho coletado na isóbata de 155 m (ver Fig. 8), com oito amostras datadas, sendo a base em 25.268 ±182 anos ¹⁴C AP (28.573 – 29.429 anos cal AP), a 302 cm, e o topo em 2.991 ±53 anos ¹⁴C AP (2.702 – 2.992 anos cal AP), a 3 cm (Fig 10). A interpolação linear entre as idades indicou que a transição Pleistoceno – Holoceno encontra-se a 40 cm de espessura neste local. Através do estudo de palinofácies e dinoflagelados, Souza et al. (2019) identificaram flutuações do nível relativo do mar e variações paleoclimáticas a partir do UMG.

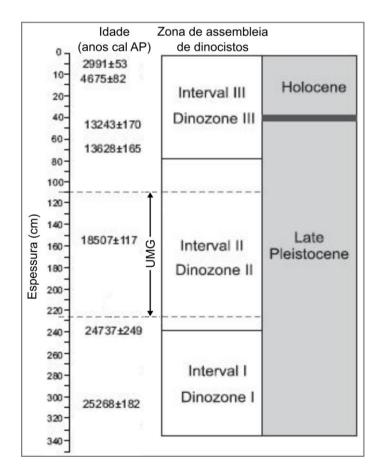


Figura 10. Correlação das idades radiocarbono com as zonas de assembleia de dinoflagelados e intervalos de palinofácies apresentados por Souza et al. (2019). Fonte: modificado de Souza et al. (2019).

Rocha (2015) analisou o sedimento de parte do banco de areia através de treze sondagens (*vibra corer*) realizadas ao norte da Ilha da Cotunduba (Fig. 11), a fim de investigar a potencialidade da utilização da areia para a indústria. A espessura recuperada variou entre 4,5 m e 5,7 m e não foi identificada variação granulométrica significativa ao longo de cada furo. Dentre os treze testemunhos, o tamanho dos grãos variou sutilmente entre areia média a fina e areia média a grossa.



Figura 11. Localização dos pontos de sondagem, em amarelo, realizada por Rocha (2015).

5. METODOLOGIA

5.1 Batimetria

A batimetria regional da Baía de Guanabara e da plataforma rasa adjacente foi obtida a partir de dados de Folhas de Bordo disponibilizadas pela DHN (Diretoria de Hidrogafia e Navegação, Marinha do Brasil) e digitalizadas pela UFF. Os mapas foram produzidos no *software* ArcMap versão 10.1, da Esri, aplicando-se o método de interpolação IDW (*Inverse to Distance Weighting*) e a identificação visual e exclusão de dados espúrios.

5.2 Sísmica

Dados sísmicos de alta resolução inéditos foram gentilmente cedidos pelos professores Gilberto Dias e Cleverson Silva, pois foram adquiridos anteriormente ao início desta pesquisa de doutorado em diferentes campanhas. As fontes acústicas utilizadas foram o perfilador de subfundo Edgetech 3200/SB-0512 e a fonte sparker Applied Acoustics Squid 2000/700 J. Inicialmente, os arquivos que estavam no formato *.jsf foram convertidos para o formato *.sgy através do programa de aquisição Discover 3.42, da empresa Edgetech. A análise preliminar da qualidade

dos dados foi realizada com o *software* SeiSee (versão 2.22.6), através do qual foi possível também extrair as coordenadas de navegação de cada levantamento. As coordenadas que estavam originalmente em arcos de segundo foram convertidas para grau decimal usando-se o programa Microsoft Excel, dividindo-se os valores por 3,6 milhões. Posteriormente, as coordenadas foram inseridas no programa ArcMap 10.1, onde foram transformadas para UTM (zona 23S) e um mapa com a posição geográfica das linhas sísmicas foi elaborado.

O processamento sísmico foi realizado majoritariamente através do software Reflexw v 4.5 (K. -J. Sandmeier), utilizando-se uma adaptação do fluxo descrito por Gomes (2009).Alguns processados dados foram pelo grupo de pesquisa Geomargem/UERJ, por conta de projetos anteriores em comum, através do programa Seismic Unix (devidamente indicados, onde cabível, nas figuras apresentadas no capítulo Resultados). O processamento com ReflexW foi realizado aplicando-se as seguintes funções: (i) corte de tempo duplo (time cut); (ii) remoção da lâmina d'água (muting); (iii) filtro de frequência passa-banda; e (iv) aplicação de ganho AGC (Controle Automático de Ganho). O principal diferencial do processamento com Seismic Unix foi a aplicação de um filtro de swell eficiente, o qual reduziu significativamente os ruídos provocados pelas ondulações marinhas.

A interpretação sísmica seguiu os princípios gerais da Sismoestratigrafia (MITCHUM et al., 1977) e da Estratigrafia de Sequências (CATUNEANU, 2006). Devido à ausência de aquisição de testemunhos na área de estudo para estabelecer uma correlação, a interpretação foi inferida tomando como base referências regionais

(e.g. REIS et al., 2011; REIS et al., 2013; POÇO, 2015; SOUZA et al., 2019; LAZZARI, 2016; LAZZARI et al., 2019). Pela mesma razão, a conversão do tempo duplo (emissão e recepção do sinal acústico) para profundidade (espessura sedimentar) foi generalizada e estimada utilizando-se a velocidade do som de 1500 m/s. Utilizou-se uma abordagem de análise cíclica consistindo de três etapas: observação, interpretação e teste. Inicialmente, definiram-se manualmente os principais horizontes em cada perfil, sobretudo pela maior amplitude do sinal, pela continuidade lateral e terminações de refletores, considerando-se horizontes como superfícies limítrofes de erosão ou ausência de sedimentação. Diferentes padrões de deposição foram reconhecidos através da configuração geométrica dos refletores internos, definindo distintas unidades sísmicas entre os principais horizontes. Os diferentes perfis foram comparados a fim de se correlacionar os horizontes, espessuras de unidades e padrões de refletores.

5.3 Sonografia

O fundo marinho onde o depósito semiconsolidado está aflorante foi inteiramente mapeado com sonar de varredura lateral (sistema Edgetech 4100/ sensor 272-TD), com frequência fixada em 100 kHz e abertura do feixe em 300 m (150 m de *range*). Estes dados foram processados com o *software* GeoSurvey (Coda Octopus) para exclusão da faixa central dos registros (*bottom tracking*) e montagem do mosaico sonográfico. Com sistema interferométrico Edgetech 6205, foi possível mapear o

setor sudeste do depósito em alta resolução (0,5 m/pixel), sendo os dados processados com o *software* Hysweep/Hypack.

5.4 Filmagem subaquática e coleta de amostras de sedimento

Imagens subaquáticas de alta resolução foram registradas com *drop camera* e três locais distribuídos espacialmente apresentando desníveis abruptos foram selecionados (A, B e C) para realização de mergulho autônomo para filmagens e coleta de amostras. Um total de sete amostras foi coletado pelo mergulhador manualmente com o auxílio de uma picareta. Em cada estação, as amostras foram coletadas em diferentes profundidades, três na estação A (topo, meio e base), duas na estação B (topo e base) e duas na estação C (topo e base). A diferença de profundidade entre as coletas foi de aproximadamente 1 m. O desnível é mais proeminente na estação A, por isso foram coletadas três amostras neste local.

5.5 Sedimentologia

No convés da embarcação, as amostras foram avaliadas manualmente quanto à consistência (também denominada resistência à ruptura) do material úmido utilizando-se uma adaptação dos testes propostos por Schoeneberger et al. (2012),

onde o sedimento é comprimido entre os dedos e/ou entre as mãos. Posteriormente, as amostras foram armazenadas em caixas térmicas e congeladas. No Laboratório de Sedimentologia da UFF, subamostras foram liofilizadas e então desagregadas. O teor de matéria orgânica (MO) bruta foi medido em duplicatas (com precisão de ±0,001 g) por diferença de peso após combustão, utilizando-se mufla a 400 °C por 14 horas, de acordo com Schumacher (2002). O teor de CaCO₃ foi obtido também em duplicatas por diferença de peso após dissolução em ácido clorídrico (HCI a 10%), conforme Gross (1971). Foram realizadas análises geoquímicas com o equipamento Perkin-Elmer 2400 CHNS/O, para determinação de carbono (C), hidrogênio (H) e nitrogênio (N) elementares, e com raio X de fluorescência (XRF) Episilon 1 (Malvern Panalytical), para determinação semiquantitativa de compostos inorgânicos. A concentração de carbono orgânico total (COT) foi calculada aplicando-se o intervalo de fatores de conversão sobre os resultados de carbono total indicados por Schumacher (2002), entre 1,724 e 2,5.

A granulometria e morfometria da fração grossa foram realizadas com o analisador de partículas CAMSIZER (Retsh Technology), que mede simultaneamente o tamanho e a forma de materiais soltos e secos através de análise de imagem dinâmica (*Dynamic Image Analysis*). Este analisador utiliza duas câmeras CCD (*charge-coupled device*) com resolução de 1,3 megapixel, com 30 fps (*frames per second*) cada câmera, e iluminação LED estroboscópica. O intervalo de tamanho medido neste equipamento varia entre 20 µm (silte muito grosso) e 30 mm (cascalho grosso). O processamento das análises granulométricas foi realizado com o *software* Gradistat 8.0 (BLOTT & PYE, 2001), que aplica análise estatística de distribuição e selecionamento segundo Folk & Ward (1957). A esfericidade e o arredondamento

dos grãos arenosos são medidos pelo CAMSIZER utilizando os parâmetros de Krumbein (1941) e foram avaliados segundo os padrões publicados por Blott & Pye (2008).

5.6 Datação

Uma amostra de sedimento superficial coletada pelo professor Gilberto Dias no depósito semiconsolidado através de mergulho autônomo foi datada por radiocarbono AMS (accelerator mass spectrometry) pelo laboratório LMC14 (Laboratoire de Mesure du Carbone 14), em Saclay, França (de acordo com COTTEREAU et al., 2007; MOREAU et al., 2013; DELQUÉ-KOLIC et al., 2013; DUMOULIN et al., 2017). O material datado foi a fração humina da MO e o resultado foi calibrado através do software Oxcal v 4.3.1 (BRONK RAMSEY, 2017), aplicandose a curva Marine13 (REIMER et al., 2013), levando-se em conta o offset de efeito reservatório do local mais próximo à coleta, $\Delta R = 32 \pm 44$ (ALVES et al., 2015), e erro de 2 σ (95,4% de confiança). Para as discussões, todas as idades radiocarbono consultadas na literatura foram recalibradas, exceto quando as idades convencionais não foram publicadas na fonte consultada.

Em janeiro de 2019, duas amostras do fundo semiconsolidado foram datadas por luminescência opticamente estimulada (LOE). Antes de enviar ao laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA, localizado em São Paulo, as

amostras foram manipuladas em ambiente escuro, iluminado apenas com lâmpada vermelha, onde foram embaladas em tubos opacos de PVC e devidamente selados para impedir a incidência de luz. No laboratório, seguindo o protocolo SAR (*Single Aliquot Regeneration*), conforme Murray & Wintle (2000), as amostras foram processadas com tratamento químico na seguinte sequência: H₂O₂ (20%), HF (20%) e HCl (10%). Posteriormente, foram secas e peneiradas para separar os grãos de quartzo no intervalo entre 100 e 160 μm, permitindo o uso de sedimentos com granulometria homogênea e livre de MO e metais pesados. As amostras foram então sujeitas à radiação solar por aproximadamente 20 dias para promover o decaimento residual. Cinco alíquotas de aproximadamente 7 mg retiradas de cada amostra foram então irradiadas por fonte de ⁶⁰Co (455Ci) em diferentes doses pré-definidas (Gy), próximas da dose natural cumulativa para elaboração da curva de calibração. Para o cálculo da taxa de dose total, um valor nulo foi atribuído à profundidade e a taxa de dose cósmica adotada foi 196 ±10 μGy/ano.

6. RESULTADOS

6.1 Batimetria

A interpolação de dados batimétricos de Folhas de Bordo permitiu observar o fundo marinho na região adjacente à barra da Baía de Guanabara com resolução horizontal de 32 m, onde se encontram o banco arenoso e o depósito semiconsolidado aflorante (Fig. 12).

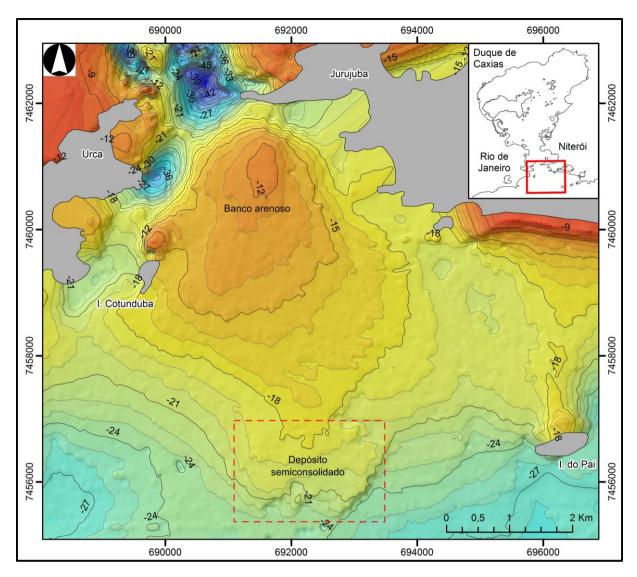


Figura 12. Mapa batimétrico evidenciando a morfologia do banco arenoso e a localização do depósito semiconsolidado (UTM Zona 23S; WGS 1984; Resolução horizontal: 32 m). Fonte dos dados: folhas de bordo da DHN.

Através do sistema interferométrico, foram obtidos 6 km de dados batimétricos no setor sudeste do depósito semiconsolidado, com resolução de 0,5 m, que evidenciaram seu contorno e o relevo escarpado com desníveis de até 4 m (de 22 até 26 m de profundidade) (Fig. 13).

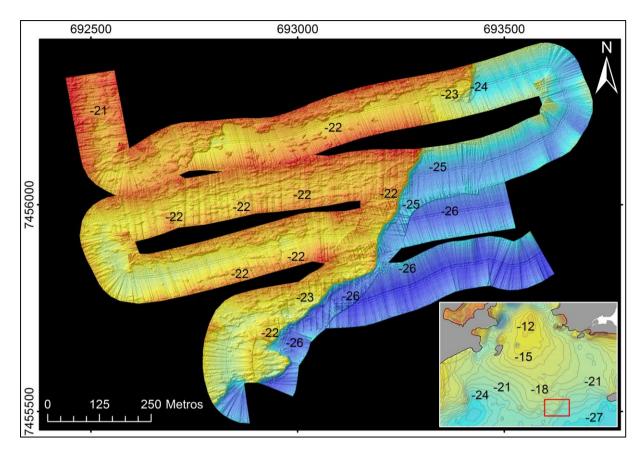


Figura 13. Batimetria da porção sudeste do fundo semiconsolidado obtida com o sistema interferométrico (UTM Zona 23S; WGS 1984; Resolução horizontal: 0,5 m).

6.2 Sonografia e imagens subaquáticas

O imageamento acústico da área com sonar de varredura lateral revelou que a feição semiconsolidada aflorante no fundo marinho possui 2,5 km de comprimento (no sentido E-W), 1,5 km de largura (N-S) e 2,4 km² de área. O padrão de reflexão mostrou uma superfície irregular, textura rugosa e a predominância de um fundo supostamente rígido com alinhamentos preferenciais na direção ENE-WSW (Fig. 14). As imagens de vídeo confirmaram a superfície rugosa, com presença de blocos fraturados e colonização por bentos (Fig. 15 a e b).

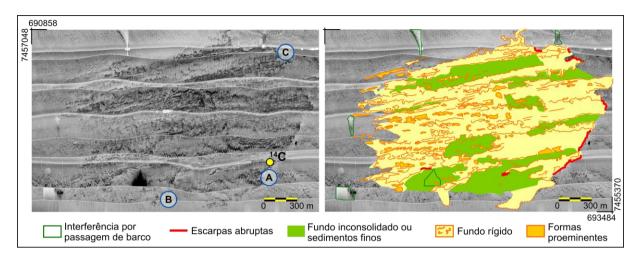


Figura 14. Mosaico sonográfico. Esquerda: apresenta indicações dos pontos de mergulho e coleta de amostras (datação por ¹⁴C, A, B e C). Direita: interpretação geológica do mosaico.

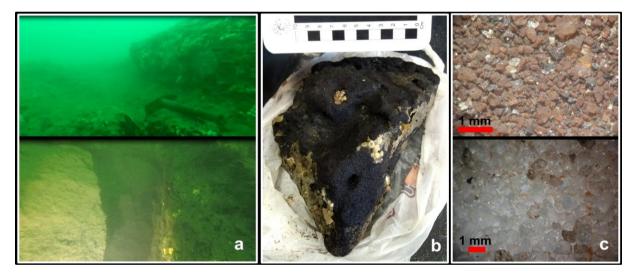


Figura 15. (a) Imagens subaquáticas do depósito semiconsolidado exposto. O cabo da picareta na imagem superior mede aproximadamente 30 cm; (b) Amostra coletada (escala centimétrica na foto); (c) Fotos do sedimento à lupa após destorroamento (superior) e após eliminação de MO e CaCO₃ (inferior).

6.3 Análises sedimentológicas

Para coletar as amostras nos pontos A, B e C indicados na figura 14, o mergulhador precisou aplicar muitos golpes com a picareta (observado nos vídeos gravados pelo próprio mergulhador), usando força considerável, permitindo verificar que o sedimento agregado apresenta grau relativamente alto de coesão e adesão. A maior parte dos torrões testados manualmente para consistência se fragmentou aplicandose força moderada a intensa entre os dedos e por vezes, força moderada entre as mãos. Assim, inferiu-se que a consistência do material varia de firme a extremamente firme e a cimentação foi classificada como muito fraca a moderada.

No laboratório de sedimentologia, verificou-se a textura arenosa e a composição quartzosa das amostras, impregnadas por material coloidal/lamoso marrom escuro (Fig. 15 b e c). A variação nas concentrações de MO e de CaCO₃ foi insignificante entre as sete amostras analisadas. O teor médio de MO é 4% e de CaCO₃ é 2%, com desvio-padrão em ambas as medidas da ordem de 10⁻³. O teor médio de COT foi estimado entre 1,6 e 2,3%. Os grãos da matriz arenoquartzosa variam de areia média a grossa (0 – 2 phi), moderadamente bem selecionados (0,5 – 0,7 phi) e subarredondados (0,25 a 0,5), com alta esfericidade (0,775 – 0,894) (Tabela 2).

Tabela 2. Resultados da análise granulométrica e morfométrica das amostras do depósito

| Amostras | A 1 | A2 | A3 | B1 | B2 | C1 | C2 |
|--------------------|------------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|
| Diâmetro médio (Φ) | 0,723 | 1,587 | 0,596 | 0,419 | 1,109 | 0,686 | 1,602 |
| Selecionamento (Φ) | 0,604 | 0,858* | 0,555 | 0,651 | 0,818* | 0,513 | 0,690 |
| Arredondamento | 0,35 | 0,33 | 0,37 | 0,35 | 0,33 | 0,35 | 0,14* |
| Esfericidade | 0,800 | 0,797 | 0,815 | 0,801 | 0,798 | 0,809 | 0,722* |

^{*}valores anômalos (outliers)

A datação por C-14 da MO extraída da amostra coletada a -24 m por mergulho autônomo pelo professor Gilberto Dias resultou na idade 41.992 – 38.709 anos cal AP (36.370 ±880 anos BP) e a razão isotópica δ¹³C medida foi de -24,45‰ (amostra coletada próximo ao ponto A; ver Fig. 14). A datação por LOE revelou idades mais recentes: a amostra B2 resultou em 14.800 ±1.460 anos e a amostra C2, em 16.700 ±1.350 anos. O desvio-padrão entre as Doses Equivalentes das alíquotas foi 2,7 Gy para B2 e 3,1 Gy para C2, valores satisfatórios (menores do que 5 Gy, segundo Clarke et al., 1999), os quais indicam ausência de sinal residual em ambas as amostras e, portanto, validam os resultados. Os resultados completos do procedimento para datação por luminescência estão apresentados na tabela 3.

Tabela 3. Resultados da datação por LOE.

| Amostras | Umidade | Th | U | K | Dose anual | Paleodose/ | ldade |
|----------|---------|---------|---------|---------|------------|-------------|---------|
| | (%) | (ppm) | (ppm) | (%) | (µGy/ano) | Desvio- | (anos) |
| | | | | | | padrão (Gy) | |
| B2 | 14,1 | 8,548 | 2,578 | 1,949 | 3.290 | 48,5 / 2,7 | 14.800 |
| | | ± 0,495 | ± 0,210 | ± 0,322 | ± 270 | | ± 1.460 |
| C2 | 17,4 | 7,295 | 2,741 | 2,741 | 3.990 | 66,5 / 3,1 | 16.700 |
| | | ± 0,42 | ± 0,316 | ± 0,316 | ± 265 | | ± 1.350 |

O resultado da análise elementar em amostras de sedimento bruto apresentou teor médio de 1,3% de carbono total (CT) e 0,18% de nitrogênio (N). Aplicando-se os valores estimados de COT, a razão COT:N resultou entre 9 e 13, indicando origem mista da MO, entre terrestre e marinha (de acordo com os padrões publicados por Saito et al., 1989; Stein, 1991; Meyers & Ishiwatari, 1993). A análise da razão COT:N em relação ao δ^{13} C indicou que a origem da MO deve ser carbono orgânico marinho dissolvido, de acordo com Meyers (2003) e Lamb et al. (2006). Importante ressaltar que a datação radiocarbono não foi medida a partir da MO bruta e sim a partir da fração humina extraída da MO.

Os principais componentes inorgânicos detectados por XRF, descontando-se o teor de MO obtido após perda por ignição, foram: SiO₂ (60%), NaCl (8,6%), Al₂O₃ (8%), SO₃ (6%), CaCO₃ (6%), K₂O (2,8%), P₂O₅ (2,6%), Fe₂O₃ (1,2%) e TiO₂ (0,8%). Outros compostos identificados como elementos-traço foram: ZrO₂, Nd₂O₃, SrO, MnO, V₂O₅, Rb₂O, Br, PbO, ZnO, Y₂O₃ e As₂O₃, os quais somam menos do que 0,003%.

6.4 Sísmica

Cinco perfis sísmicos foram selecionados para serem processados e interpretados, levando-se em consideração a qualidade do dado e sua localização (Fig. 16). Para melhor visualização do relevo do fundo marinho, projetaram-se as linhas sísmicas também sobre o mapa batimétrico com maior resolução (Fig. 17).

Os registros interpretados estão apresentados nas figuras 18, 19, 20, 21, 22, 23 e 24, sendo que o perfil Dia20Abr_003 está representado nas figuras 20, 21 e 22. Dos perfis selecionados, optou-se por interpretar dois deles sem processamento (Sparker e GB16, respectivamente nas figuras 18 e 23). Além do fundo marinho e do embasamento cristalino, foram identificados três horizontes/superfícies (S0, S1 e S2) e quatro unidades sismoestratigráficas (U0, U1, U2 e U3). Na unidade U2, identificada no perfil Dia20Abr_003, foram reconhecidas quatro subunidades (U2a, U2b, U2c e U2d) (Figs. 20, 21 e 22). Os perfis Sparker, GB15 e Dia20Abr_003 apresentam interseções utilizadas para correlação (Figs. 18, 19 e 21). As sondagens realizadas por Guimarães (2014) e por Rocha (2015) também foram utilizadas para correlações com os estratos superficiais em alguns registros (Fig. 17). O testemunho de Guimarães (2014) apresentou datação de ~42.000 anos cal AP, a 2,53 m de espessura.

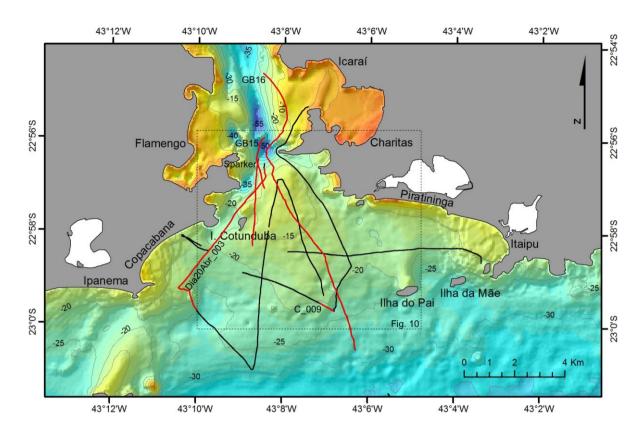


Figura 16. Localização das linhas sísmicas disponibilizadas, em preto, sobre mapa batimétrico (resolução horizontal: 60 m). Os perfis selecionados para análise e interpretação estão identificados e destacados em vermelho. O polígono pontilhado refere-se ao detalhamento observado na figura 17.

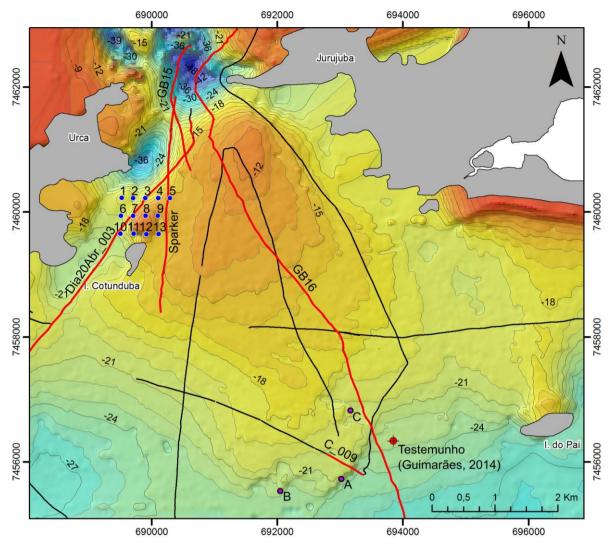


Figura 17. Linhas sísmicas sobre mapa batimétrico detalhado. Os perfis selecionados para análise e interpretação estão identificados e destacados em vermelho. As curvas isobatimétricas possuem espaçamento de 1 m. Os pontos em lilás A, B e C referem-se aos locais de coleta de amostras superficiais para esta tese, o ponto vermelho mostra a localização do testemunho descrito por Guimarães (2014) e os pontos azuis mostram a localização das sondagens realizadas por Rocha (2015).

Considerando os perfis analisados, a profundidade do embasamento cristalino na área de estudo varia entre aproximadamente 25 m e 75 m de profundidade (~35 ms a ~100 ms de tempo duplo), com superfície tipicamente irregular, caracterizada sismicamente por reflexões hiperbólicas. De modo geral, nota-se o aprofundamento do embasamento em direção ao oceano, contudo no perfil GB15 observa-se o inverso (Fig. 19). Altos estruturais são evidentes em alguns locais, principalmente no perfil Dia20Abr_003 (Figs. 20, 21 e 22), e se relacionam com a topografia do

entorno, com a presença de ilhas e promontórios próximos. Um afloramento rochoso foi identificado no perfil GB16, próximo da isóbata de -50 m, no fundo da depressão batimétrica relacionada ao canal central da baía (Fig. 23). Sobre o embasamento cristalino, exceto no afloramento mencionado, a espessura da cobertura sedimentar varia de ~15 m até ~50 m.

Descrição da sismoestratigrafia geral:

A unidade sismoestratigráfica U0 foi reconhecida somente no registro Sparker (Fig. 18). Os refletores internos apresentam configuração predominantemente subparalela/concordante, revelando taxa de deposição uniforme, com pouca variação lateral. Terminações em *onlap* na base desta unidade evidenciam sua natureza transgressiva. No limite superior, identificou-se localmente um padrão ondulado com média amplitude truncando refletores internos e evidenciando erosão.

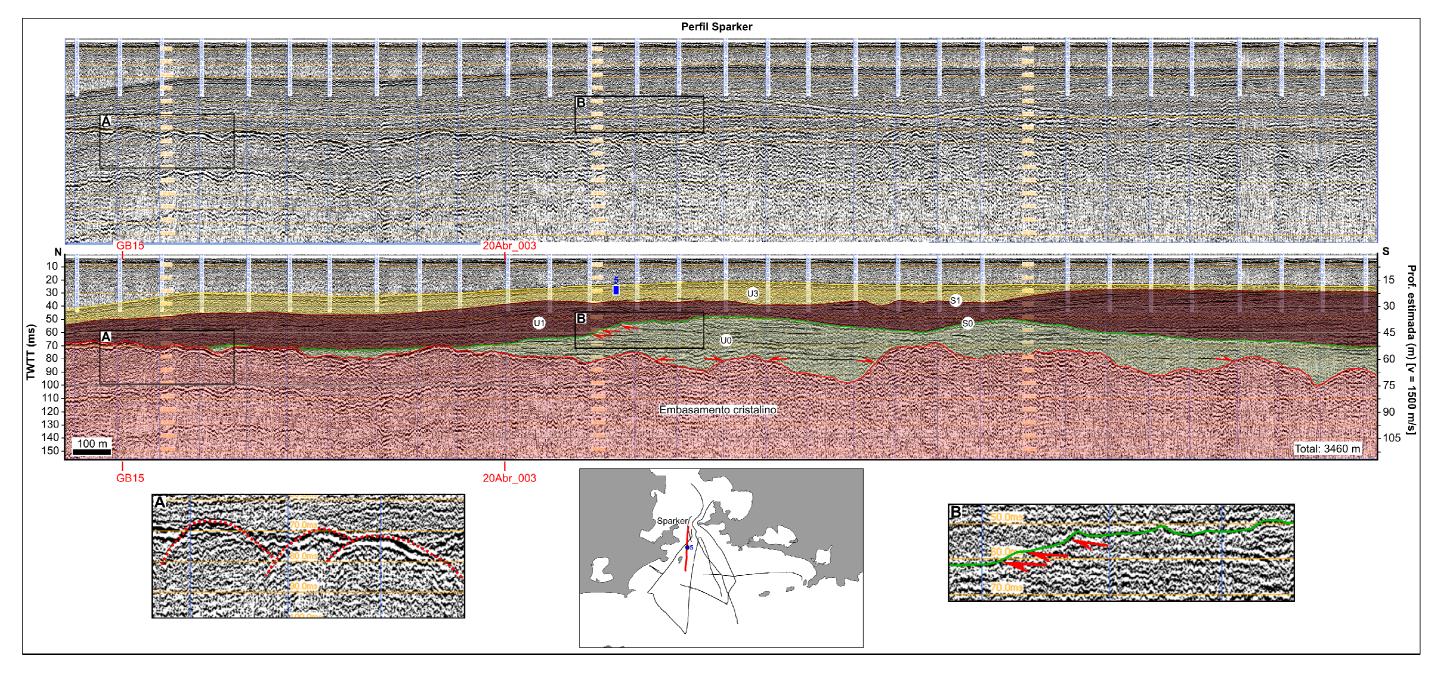


Figura 18. Perfil sísmico (sem processamento), obtido com fonte Sparker. O painel inferior apresenta a identificação das principais superfícies e unidades sismoestratigráficas. O detalhamento no quadro A evidencia a interpretação do embasamento cristalino através da identificação de refletores hiperbólicos com alta amplitude. O quadro B mostra em detalhe a região da superfície erosiva interpretada no topo da unidade U0, com a indicação de terminações típicas de truncamentos erosivos. Este perfil pode ser relacionado com os perfis GB15 e 20Abr_003 nas posições indicadas em vermelho (ver figuras 19 e 20). Uma sondagem obtida por Rocha (2015) coincidente com este perfil está indicada em azul, com a respectiva identificação (5). Respeitou-se a escala vertical, onde a sondagem recuperou 5,6 m de espessura.

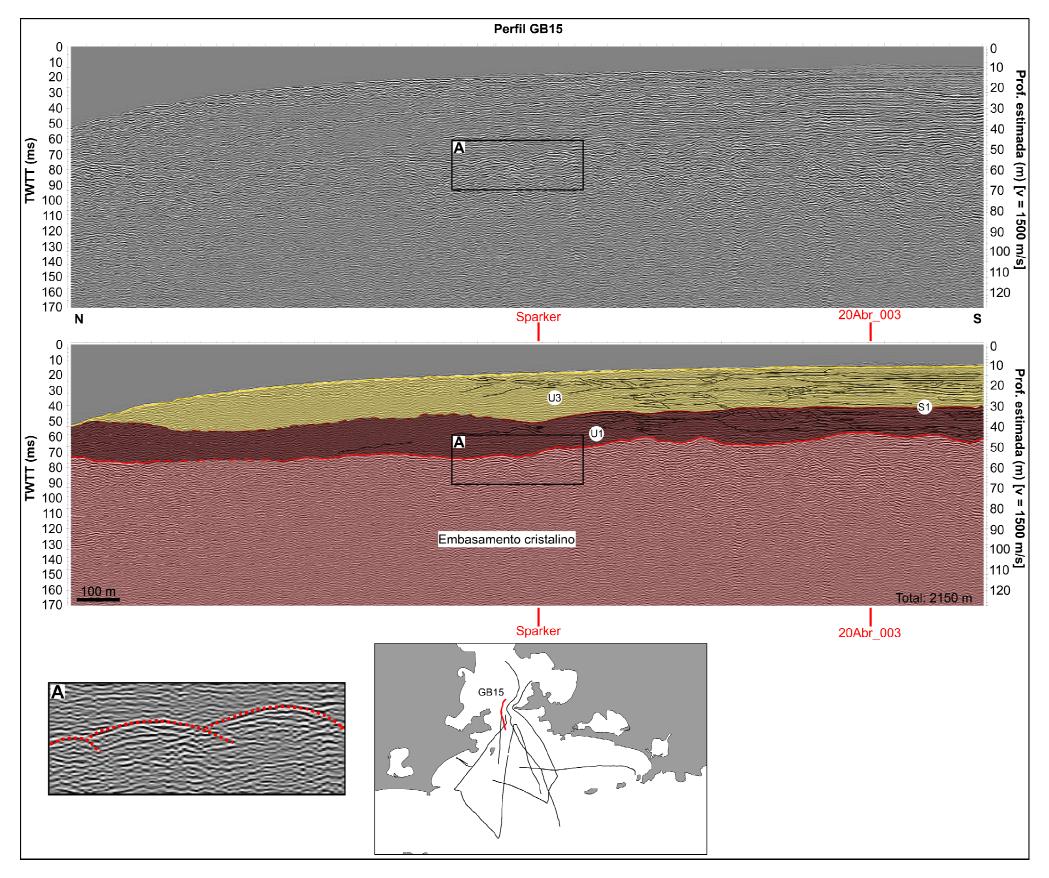


Figura 19. Perfil sísmico GB15, obtido com fonte Edgetech SB0512. O painel inferior apresenta a identificação das principais superfícies e unidades sismoestratigráficas. O detalhe no quadro A mostra a identificação de refletores do embasamento cristalino. Este perfil pode ser relacionado com os perfis Sparker e 20Abr_003 nas posições indicadas em vermelho (ver figuras 18 e 20).

A unidade U1 foi identificada em todos os perfis apresentados. Seu limite inferior é o embasamento cristalino, exceto no perfil Sparker, onde se identificou a unidade U0 subjacente. Predominam refletores internos com configuração paralela e subparalela, mas com significativa presença de incisões. No perfil Sparker, destacam-se reflexões inclinadas com média amplitude que mergulham para dentro da baía (Fig. 18), bem como na porção central/proximal do registro GB15 (Fig. 19) e na porção central da seção A do perfil Dia20Abr_003 (Fig. 21).

A unidade U2 foi identificada apenas na metade distal do perfil Dia20Abr_003 (Figs. 20, 21 e 22). Nesta unidade, destacam-se configurações geométricas de canais com média e alta amplitude, combinados com padrões plano-paralelos e padrões divergentes, permitindo a identificação de quatro subunidades (U2a, U2b, U2c e U2d). As subunidades indicam diferentes fases deposicionais de preenchimento de canal (U2a e U2d) e de sedimentação estuarina /fluvio-lagunar (U2b e U2d).

Identificou-se uma unidade superficial, denominada U3, com espessura geral de cerca de 10 m, mas com maior acúmulo na região correspondente ao banco arenoso, com espessura de ~20 m observada no perfil GB15 (Fig. 19) e ~30 m no perfil GB16 (Fig. 23). Esta unidade apresenta refletores internos com geometria predominantemente plano-paralela. No perfil GB15, o expressivo acúmulo desta unidade apresenta refletores internos caóticos, plano-paralelos e também padrões divergentes com refletores mergulhando na direção da baía e na direção do oceano. No perfil Dia20Abr_003, observam-se refletores curtos inclinados, na base da unidade, mergulhando na direção do continente, principalmente na porção distal (Fig. 22). No perfil GB16, onde a unidade U3 apresenta a maior espessura, os

refletores internos são principalmente inclinados para dentro do canal central, mas também é possível observar padrões caóticos no fundo da depressão, além de refletores mergulhando na direção do continente na extremidade proximal (Fig. 23).

Onde ocorre o cruzamento entre os perfis GB15 e Sparker, notou-se uma significativa diferença batimétrica, maior do que 10 m (mais raso no perfil GB15). Consideram-se aceitáveis deslocamentos verticais na ordem de grandeza de unidades métricas, tendo em vista que: (i) o perfil Sparker não foi processado; (ii) não houve correção para o efeito de ondas (filtro de *swell*); (iii) não foi considerada a variação de maré; e (iv) imprecisão do desenho interpretativo. Admite-se que a diferença observada deve estar relacionada à variação da sedimentação local, já que se encontra em área de fortes correntes de maré, inclusive com presença de *sand waves*, e as aquisições sísmicas ocorreram em datas distintas (Sparker, em 12/2011, e GB15, em 11/2015), com quase quatro anos de diferença.

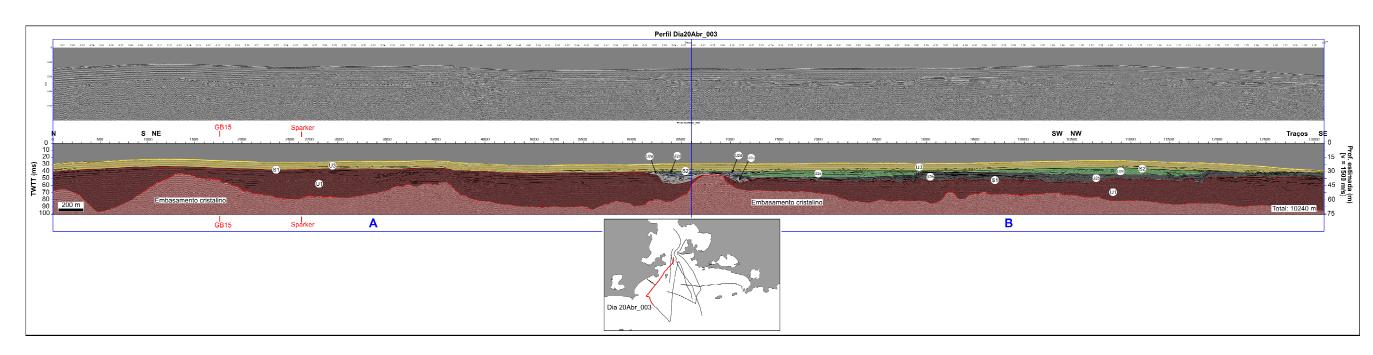


Figura 20. Perfil sísmico Dia20Abr_003, obtido com fonte Edgetech SB0512 e processado com Seismic Unix. Indicadas em azul, as seções A e B encontram-se apresentadas respectivamente nas figuras 21 e 22. O painel inferior apresenta a identificação das principais superfícies e unidades sismoestratigráficas.

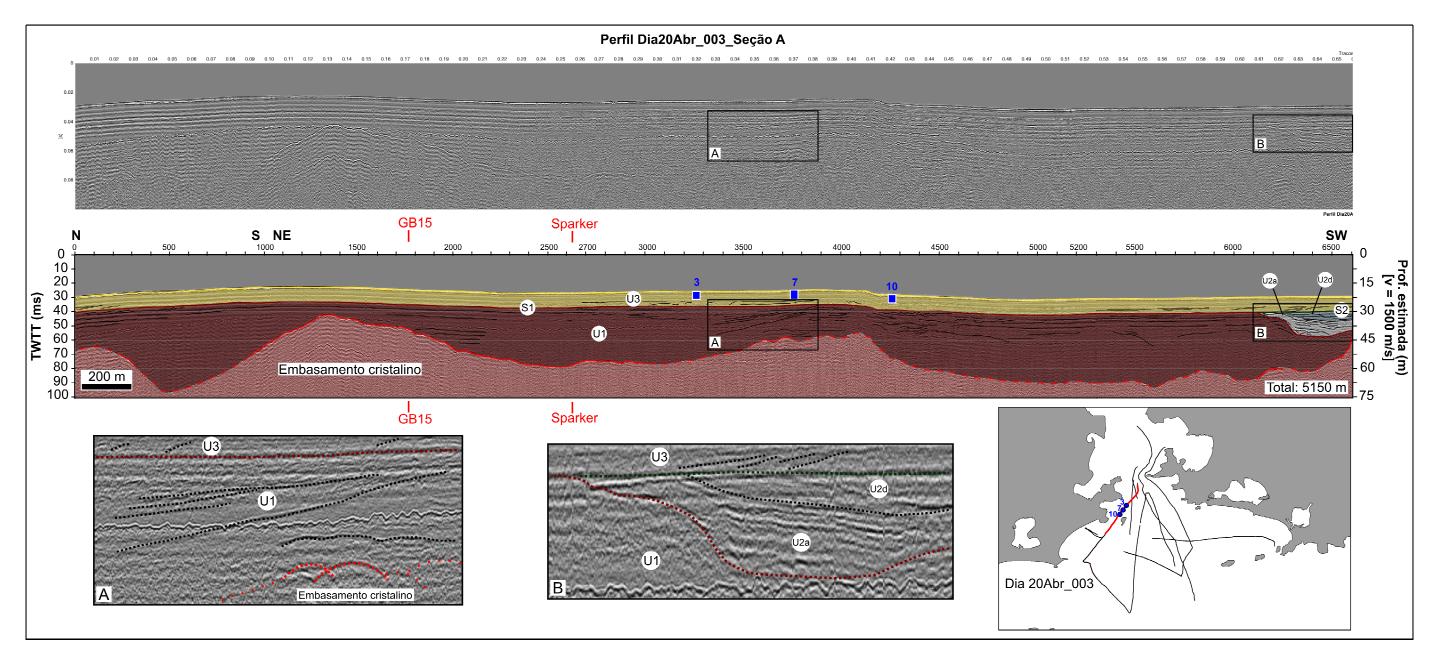


Figura 21. Seção A do perfil sísmico Dia20Abr_003, obtido com fonte Edgetech SB0512 e processado com Seismic Unix. Esta seção pode ser relacionada com os perfis GB15 e Sparker nas posições indicadas em vermelho (ver figuras 18 e 19). O painel inferior apresenta a identificação das principais superfícies e unidades sismoestratigráficas. O encarte A mostra detalhes da interpretação do embasamento cristalino e refletores divergentes com mergulho na direção do continente na unidade U1. O detalhamento em B mostra o paleocanal inciso na unidade U1, com duas fases de preenchimento sedimentar (U2a e U2d). Três sondagens obtidas por Rocha (2015) coincidentes com este perfil estão indicadas em azul, com a respectiva identificação (3, 7 e 10). Respeitou-se a escala vertical, onde a sondagem 3 recuperou 4,7 m de espessura, a sondagem 7 recuperou 5,4 m e a sondagem 10 recuperou 4,8 m.

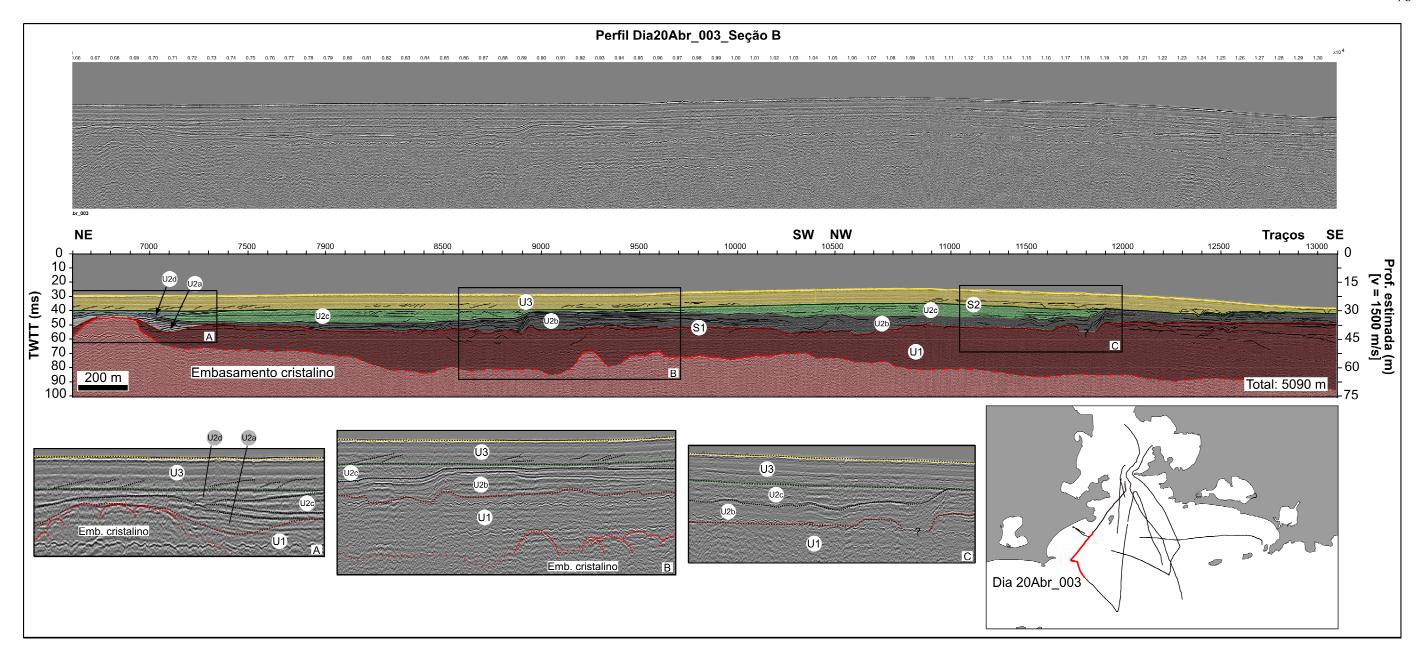


Figura 22. Seção B do perfil sísmico Dia20Abr_003, obtido com fonte Edgetech SB0512 e processado com Seismic Unix. O painel inferior apresenta a identificação das principais superfícies e unidades sismoestratigráficas. Os detalhes em A mostram o paleocanal inciso sobre um alto do embasamento, com o preenchimento sedimentar em distintas fases (unidades U2a, U2b, U2c e U2d). Os quadros B e C mostram detalhes da sismoestratigrafia interpretada.

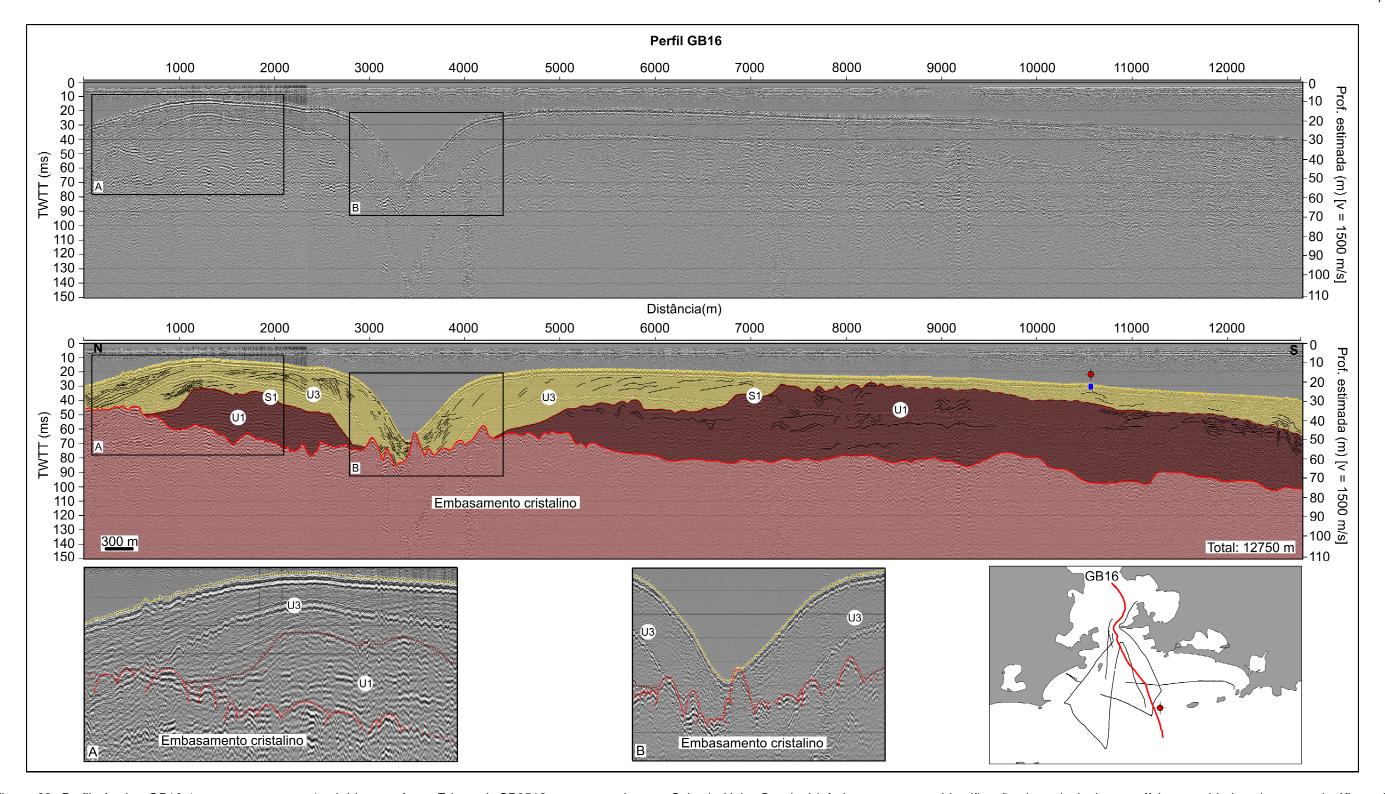


Figura 23. Perfil sísmico GB16 (sem processamento), obtido com fonte Edgetech SB0512 e processado com Seismic Unix. O painel inferior apresenta a identificação das principais superfícies e unidades sismoestratigráficas. O detalhamento em A e B evidenciam a superfície do embasamento. O ponto vermelho no mapa de localização do perfil indica a localização do testemunho descrito por Guimarães (2014), com sua projeção indicada na superfície do registro sísmico por um pequeno retângulo azul localizado na distância de aproximadamente 10.500 m, à profundidade de ~24 m.

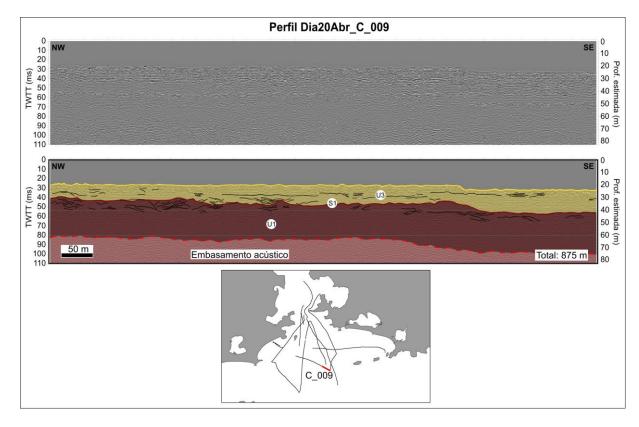


Figura 24. Perfil sísmico C_009, obtido com fonte Edgetech SB0512. O painel inferior apresenta a identificação das principais superfícies e unidades sismoestratigráficas.

7. DISCUSSÃO

7.1 O paleonível marinho há ca. 40.000 anos AP

As análises sobre o depósito semiconsolidado permitiram confirmar que se trata de vestígios de um paleossolo, mais precisamente do horizonte B espódico de um espodossolo (classe de solo predominante nas restingas) formado há cerca de 40.000 anos cal AP, durante o estágio isotópico MIS 3.

Tendo como base a altitude média (12 m) e a moda (1 m) da ocorrência de horizontes espódicos em ambientes de restinga do Brasil (reunidos por Menezes, 2017) e a profundidade em que se encontra o antigo horizonte espódico (22 m), estima-se inicialmente que o paleonível marinho na época da pedogênese encontrava-se entre -33 m e -19 m. Os valores da média e da moda foram utilizados para prover um intervalo amplo para uma estimativa conservadora. Este intervalo encontra-se mais raso do que o nível máximo apresentado nas curvas eustáticas globais relativas ao intervalo MIS 3 (compiladas por RABINEAU et al., 2006), mas corrobora estudos realizados em diversos locais do planeta (e.g., RODRIGUEZ et al., 2000; HANEBUTH et al., 2006; DOĞAN et al., 2012; PICO et al., 2017; CAWTHRA et al., 2018) e também na costa brasileira, especificamente nas regiões sul e sudeste (e.g., IRELAND, 1987, MAHIQUES et al., 2011, SILVA et al., 2014, ROSSETTI et al., 2015, SALVATERRA et al., 2017, DILLENBURG et al., 2019).

Por outro lado, comparando detalhadamente com os paleoníveis marinhos indicados na literatura para a costa sul e sudeste brasileira, notaram-se divergências, como as descritas a seguir (Fig. 25). Ireland (1987) e Mahiques et al. (2011) mostraram apenas cotas muito próximas ao nível médio do mar atual. Salvaterra et al. (2017) apresentaram uma cota mais próxima dos resultados desta tese e outra discrepante. Das quatro amostras analisadas por Silva et al. (2014), três referem-se a cotas condizentes com esta tese, sendo duas mais próximas ao limite mais raso (-19 m). A altitude apresentada por Rossetti et al. (2015) deve ser interpretada como uma cota máxima, sendo também importante a conclusão dos autores sobre o paleonível marinho não ser mais profundo do que -25 m, na idade obtida (~30.000 anos). Quanto aos dados reunidos por Dillenburg et al. (2019), a série de registros do MIS 3 mostra uma oscilação entre -23 e -5 m, com idades entre 47.700 e 36.200 anos AP. Na Figura 25, incluiu-se a idade radiocarbono de ~35.000 anos AP medida em testas de foraminíferos obtidos a 1,8 m de espessura sedimentar, em lâmina d'água de 24 m, por Guimarães (2014), mostrando que o paleonível do mar nesta idade não poderia ser mais profundo do que -25,8 m. Tendo em vista os valores de maior profundidade, deduzidos a partir de Guimarães (2014) (-25,8 m) e apresentados por Rossetti et al. (2015) (-25 m) e por Dillenburg et al. (2019) (-23 m), e a considerável coerência entre si, admite-se que o valor máximo inferido pela análise do paleossolo submerso (-33 m) possa ser corrigido para -26 m.

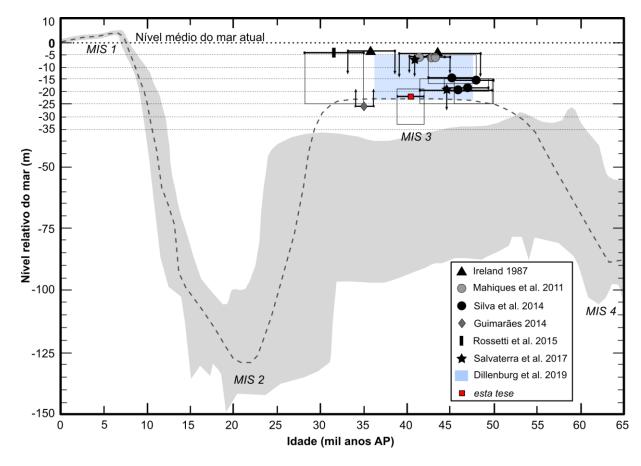


Figura 25. Curva de variação do nível relativo do mar nos últimos 65.000 anos AP, apresentando compilação da curva envelope em cinza, conforme Rabineau et al. (2006), modificada nos últimos 10.000 anos a partir da curva apresentada por Silva et al. (2020), específica para a costa do RJ. Os paleoindicadores sobrepostos no intervalo correspondente ao MIS 3 são relativos à análise dos dados apresentados por Ireland (1987), Mahiques et al. (2011), Silva et al. (2014), Guimarães (2014), Rossetti et al. (2015), Salvaterra et al. (2017) e Dillenburg et al. (2019). Em vermelho, encontra-se o dado relativo a esta tese a respeito do paleossolo descrito. A linha tracejada indica a tendência estimada do comportamento da curva, com o devido ajuste no intervalo MIS 3.

Neste contexto, observa-se que a presente tese coaduna com as conclusões de Barth et al. (2013), que afirmaram que a Lagoa de Itaipu não estava formada há 38.490 ±940 anos AP. Apesar de terem usado somente um testemunho para interpretar a evolução de toda a lagoa, a análise de amostra retirada de aproximadamente -3,10 m (com relação ao nível médio do mar atual) reforça as indicações de que o nível relativo do mar durante o MIS 3 na costa do RJ não estava mais raso do que cerca de -19 m. As análises palinológicas de Barth et al. (2013) mostraram que nesta idade a região de entorno estava coberta por um mosaico de

quatro tipos de comunidades vegetais: vegetação de campo (principalmente), brejo herbáceo, floresta pluvial e pioneiras da mata, destacando-se a presença de um ambiente brejoso no local, sem indícios de formação lagunar.

As divergências entre os dados consultados na literatura podem ser atribuídas a imprecisões altimétricas e/ou interpretativas, discutidas detalhadamente a seguir. A análise crítica dos dados secundários permitiu a composição de delimitações altimétricas para cada indicador (representadas pelas setas e retângulos na Fig. 25) e o delineamento de um ajuste estimado na curva de variação do nível do mar durante o estágio MIS 3.

As diatomáceas encontradas em amostras de turfa por Ireland (1987), indicativas de ambiente hipersalino, podem ter sido transportadas pelo vento (e.g. HARPER & MCKAY, 2010; BRISTOW et al., 2010), portanto não indicam rigorosamente um paleonível marinho. A alternativa proposta pelo próprio autor indicando a possibilidade de representar um ambiente similar às *sabkhas* foi limitada, pois é incompatível com o paleoambiente úmido definido por Barth et al. (2013).

A camada de turfa datada por Ireland (1987) comprova a existência de uma antiga área pantanosa ou brejosa (*coastal marsh*), neste caso condizente com as conclusões de Barth et al. (2013). Entretanto, seu uso como indicador de paleonível marinho exige maior cautela. Apenas datar amostras de turfa obtidas do limite basal, como fez corretamente Ireland (1987), é insuficiente. Segundo Kearney (2001), é necessário identificar se o material tem origem dulcícola (*freshwater marsh*) ou salina (*salt marsh*). Se for de ambiente salino, é importante reconhecer se é

proveniente de pântanos salinos (típicos de regiões temperadas) ou de manguezais (típicos de regiões tropicais) (WOODROFFE, 2002). Somente as turfas formadas em pântanos salinos localizados em costa aberta (não estuarinas) são aceitáveis para indicar o paleonível marinho com razoável precisão (KEARNEY, 2001; KEARNEY, 2009), e esta não é a situação da região de Itaipu. Desta forma, admite-se então que os dados de Ireland (1987) devem ser válidos apenas para indicar um paleonível marinho máximo, assim como o dado apresentado por Rossetti et al. (2015) para a região da foz do Rio Doce, ou a tendência de elevação do nível do mar, como propôs Salvaterra et al. (2017), mencionado abaixo.

Os indicadores apresentados por Mahiques et al. (2011) foram obtidos de um único testemunho do fundo marinho, sendo pouco representativos para a precisa definição de altitude da transição de um ambiente mixo-halino para um ambiente dulcícola e sua exata correspondência com o paleonível marinho. Os dados de Salvaterra et al. (2017) permitiram também a identificação da transição de ambientes, na mesma faixa de idades de Mahiques et al. (2011), desta vez em uma planície costeira. Entretanto, Salvaterra et al. (2017) também utilizaram apenas um testemunho como referência, e como os próprios autores defenderam, seus dados indicam somente uma tendência de elevação do nível relativo do mar.

As evidências encontradas por Silva et al. (2014) em Maricá, mais coerentes com esta tese, foram obtidas após interpretação minuciosa de registros de georradar, amarrados a 12 furos de sondagem cobrindo uma área considerável da planície costeira. Apesar de usarem conchas de moluscos sem comprovação de terem sido coletadas em posição de vida e de matéria orgânica de amostras de sedimento

lamoso, que pode apresentar deslocamento vertical por processos físico-químicos, ao menos o grau de incerteza altimétrica pode ser estimado pela espessura da fácies sedimentar de onde as amostras foram retiradas. Assim, analisando os registros de georradar interpretados por Silva et al. (2014), nota-se que podem ser atribuídas determinadas margens de erro altimétrico aos indicadores apresentados, variando entre 5 e 12 m.

7.2 Significado das idades obtidas por luminescência opticamente estimulada (LOE)

As idades obtidas por LOE (14.800 ±1.460 anos e 16.700 ±1.350 anos) correspondem ao final do MIS 2, logo após o último máximo glacial (UMG), há ~20.000 anos AP, quando o nível relativo do mar chegou a aproximadamente - 120 m. A acelerada subida do nível do mar durante a última transgressão marinha começou em torno de 18.000 anos AP. No intervalo das idades obtidas por luminescência, o paleonível marinho oscilou de -130 a -55 m, cotas conflitantes com a formação de um horizonte espódico localizado a -22 m, indicando que o paleonível relativo do mar estava entre -26 e -19 m, como assumido nesta pesquisa.

Como demonstrado, as idades obtidas por LOE são mais recentes do que a idade radiocarbono da humina formada na pedogênese e não podem ser consideradas idades da deposição e sim indício de erosão com posterior recobrimento. As idades LOE indicam a última vez que o depósito foi exposto à luz solar. Então, a análise dos

dados conduz à interpretação de que após a pedogênese no MIS 3, a regressão marinha e o rebaixamento do nível de base subsequentes interromperam o processo de podzolização local. Possivelmente, houve retrabalhamento eólico dos horizontes inconsolidados superiores do antigo espodossolo e teve início um processo erosivo no horizonte B que perdurou no UMG e persistiu durante a última transgressão marinha até pouco após o UMG, quando o depósito foi recoberto e protegido da luz solar pela última vez, há ~15.800 anos, indicado pela idade obtida por LOE. O nível relativo do mar levou mais de 20.000 anos para retornar à posição altimétrica onde o antigo horizonte B está localizado (-22 m), no início do Holoceno. Enquanto o horizonte B era inundado e o nível do mar continuava a subir, ocorreu a completa erosão do sedimento inconsolidado superior, que formava (no MIS 3) os horizontes pedológicos superiores, especialmente o horizonte E arenoso, que foram transportados na direção do continente, contribuindo para a formação do banco arenoso.

7.3 Correlação com a evolução da planície costeira de Itaipu – Camboinhas

O modelo de Costa (2011) proposto para a área emersa em Itaipu pode ser correlacionado à sedimentação marinha na região do paleossolo e do banco arenoso. Os vestígios submersos do horizonte B espódico descritos nesta tese podem ser análogos ao antigo espodossolo identificado por Costa (2011) na margem do canal de Itaipu, apesar da diferença de altitude (~28 m) e apesar de Costa (2011) não ter datado o paleossolo em si, mas apenas o início da formação eólica

sobrejacente.

A idade do início da formação das dunas de Itaipu (~13.000 anos) é relativamente próxima à idade medida por luminescência nas amostras do paleossolo submerso (~15.800 anos), correspondente ao início da última transgressão, ainda em condições de nível de mar baixo. Analogamente, infere-se que o paleossolo submerso deve também ter sido recoberto por sedimentos eólicos durante o UMG, e toda a região da enseada de Itaipu até próximo à entrada da BG pode ter sido um campo de dunas, em uma planície coberta por restingas. A paleolinha de costa estava ainda distante, na plataforma externa, sendo insignificante nesta fase a diferença de altitude entre o paleossolo do canal de Itaipu e o paleossolo submerso. Posteriormente, com o avanço transgressivo, o depósito a -22 m foi inundado, enquanto a planície de Itaipu se manteve preservada. Como mencionado anteriormente, ao ser inundado, as camadas inconsolidadas acima do horizonte B espódico submerso foram remobilizadas e transportadas por correntes de deriva litorânea e pelas correntes de maré, se acumulando na forma de um banco arenoso na entrada da Baía de Guanabara.

A idade radiocarbono do horizonte B submerso evidencia um diferencial marcante com relação ao modelo de Costa (2011) ao revelar que a formação do antigo espodossolo submerso ocorreu há cerca de 40.000 anos AP, durante o estágio MIS 3, com o paleonível do mar entre -19 e -26 m. No modelo proposto por Costa (2011), após uma fase em nível de mar alto, há ~120.000 anos AP, com a formação de sistemas barreiras-lagunas, há um hiato de eventos até uma fase transgressiva há ~12.000 anos AP. O modelo ignorou que após a penúltima transgressão, no estágio

MIS 5e, há 120.000 anos AP, houve também oscilações consideráveis do nível relativo do mar nos estágios MIS 5c (há ~105.000 anos AP), MIS 5a (há ~80.000 anos AP) e também no MIS 3, esta última registrada na planície costeira de Maricá, vizinha de Itaipu (a leste), por Silva et al. (2014), entre -10 e -20 m (ver seções 4.2 e 7.1).

7.4 A paleolinha de costa a -20 m

Ao analisar a batimetria da plataforma interna adjacente às praias de Camboinhas e Itaipu, Costa (2011) observou a existência de antigos tômbolos no reverso das ilhas do Pai e da Mãe e sugeriu que sua formação teria ocorrido há ~12.000 anos AP, com a paleolinha de costa entre -25 e -20 m, durante a última transgressão. O estabelecimento de uma paleolinha de costa com esta idade neste nível é questionável, já que seria necessária uma estabilização do nível do mar durante a transgressão para que feições costeiras se formassem, todavia não há indícios de estabilização nas curvas conhecidas. O horizonte B espódico identificado nesta tese e datado em ~40.000 anos AP encontra-se na mesma profundidade da paleolinha de costa mencionada por Costa (2011). A Figura 26 representa uma reconstituição da paleogeografia com o nível do mar a -20 m, de onde se infere que houve a formação de praias e restingas sobre parte da atual plataforma rasa. A maior parte da Baía de Guanabara estava emersa e restringia-se apenas à extremidade sul do canal principal, formando um ambiente estuarino, que ocupava as áreas de maior profundidade do canal central. A linha de costa estava no alinhamento das ilhas do

Pai, da Mãe e Tijucas, mostrando a presença de antigos tômbolos, o mais desenvolvido adjacente à ilha do Pai. Após a última transgressão marinha, os tômbolos ficaram preservados na plataforma, adjacentes às ilhas. Os dados desta tese, bem como outros dados citados anteriormente a respeito do paleonível marinho durante o MIS 3, evidenciam portanto que a paleolinha de costa a -20 m é resultado do nível de mar alto ocorrido em torno de 40.000 anos AP, quando é notável uma estabilização de dezenas de milhares de anos. Deste modo, reitera-se que o modelo de Costa (2011) desconsiderou oscilações importantes do nível do mar ocorridas entre ~120.000 anos AP e a última transgressão. Devido à cota de 6 m (acima do nível do mar atual), o paleossolo identificado por Costa (2011) no canal de Itaipu pode ser mais antigo do que o paleossolo submerso na plataforma rasa, pois pode ter se formado no MIS 5c (~105.000 anos AP) ou no MIS 5a (~80.000 anos AP), o que também permite entender que o provável campo de dunas e/ou restingas formado ao largo da barra da baía deve ter passado por diferentes fases de desenvolvimento, localmente com formações de idades distintas.

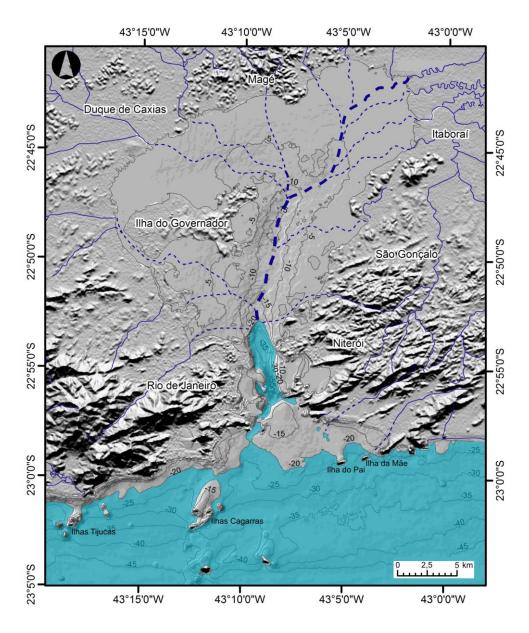


Figura 26. Configuração do litoral com a paleolinha de costa a 20 m de profundidade. As áreas emersas estão representadas na cor cinza e as áreas marinhas em azul claro. A superfície batimétrica foi gerada após interpolação de dados de folhas de bordo e o relevo continental foi gerado a partir de dados SRTM. A rede de drenagem continental, com traço cheio em azul escuro, foi obtida da base de dados do IBGE. O tracejado em azul representa a continuidade inferida da rede de drenagem.

7.5 A origem do banco arenoso

O paleossolo identificado se formou em uma barreira arenosa estabilizada por vegetação de restinga e pela podzolização. O processo de podzolização depende da presença da água subterrânea (lençol freático). Durante o último período glacial, o rebaixamento do nível do mar e do nível do lençol freático interrompeu a podzolização e o antigo espodossolo permaneceu a pelo menos 85 m acima do paleonível marinho daquela época. Durante a última transgressão, com o nível do mar em acelerada subida, a linha de costa migrou na direção do continente. Dessa forma, a areia inconsolidada que recobria a camada espódica (horizonte B) foi removida e transportada para a direção norte, contribuindo para a acumulação arenosa do banco contíguo na desembocadura da baía.

Vestígios do horizonte B espódico se preservaram devido à sua natureza semiconsolidada (consistência firme a extremamente firme). A figura 27 (d) a seguir mostra um análogo atual deste tipo de solo, onde se notam claramente os diferentes horizontes característicos do espodossolo. O horizonte B é composto por areias quartzosas aglutinadas por impregnação de complexos de matéria orgânica humificada e íons de alumínio (podendo conter ferro ou não). Este foi o mesmo tipo de material coletado na superfície do fundo marinho a 22 m de profundidade e datado em 41.992 – 38.709 anos AP, como pode ser visto na figura 27 (a), (b) e (c).

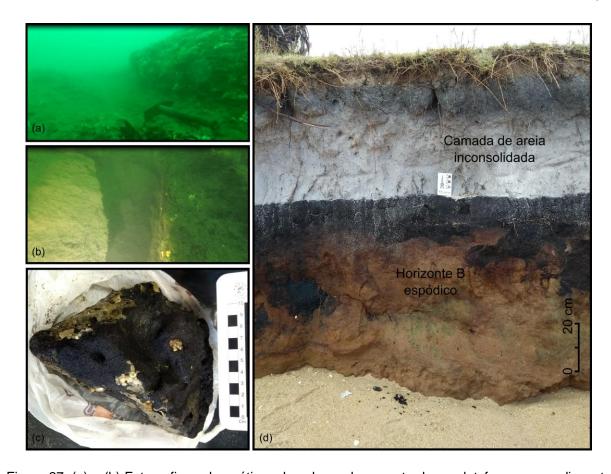


Figura 27. (a) e (b) Fotografias subaquáticas do paleossolo encontrado na plataforma rasa adjacente à Baía de Guanabara. As fotos mostram o depósito semiconsolidado coberto por colônias de organismos bentônicos; (c) Fotografia de uma amostra coletada do paleossolo (escala em cm); (d) Espodossolo atual (Restinga da praia das Tartarugas, em Rio das Ostras) mostrando o horizonte superior inconsolidado (de cor cinza claro) e o horizonte B característico desta classe de solos.

O banco arenoso não continuou migrando para norte devido ao fluxo de correntes no sentido contrário, atuante até o presente, como descrito por Kjerfve et al. (1997), composto pelas correntes de maré vazante intensificadas pelo fluxo de água doce que sai do sistema da baía (*fresh water runoff*). O banco foi formado pelos mesmos processos que construíram as barreiras arenosas costeiras existentes ao longo dos 200 km de costa do estado do Rio de Janeiro desde a Baía de Sepetiba até Arraial do Cabo. As interpretações aqui apresentadas reiteram a afirmação de Kjerfve et al. (1997) de que se não fosse o gradiente de pressão causado pelo *runoff* de água doce saindo da baía, o banco estaria emerso, fechando a boca da barra. A

proporção entre o volume do prisma de maré da baía, calculado por Kjerfve et al. (1997) em 2,3 x 10⁸ m³, e o volume (mínimo) do banco arenoso, medido a partir da isóbata de 15 m em 7,58 x 10⁶ m³, revela que o banco encontra-se em estágio de equilíbrio, quando relacionado com os dados compilados por Fontolan et al. (2007) para deltas de maré vazante, também utilizados por Coni e Mello et al. (2020) para avaliar as condições do banco de Santo Antônio (Salvador, Bahia) (Fig. 28).

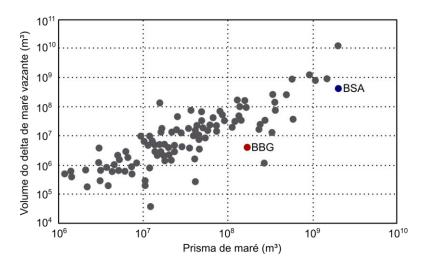


Figura 28. Relação entre o prisma de maré e o volume do "delta de maré vazante" do banco arenoso da Baía de Guanabara (BBG, em vermelho) e do banco de Santo Antônio (BSA, em azul) (Coni e Mello et al., 2020) sobre gráfico elaborado por Fontolan et al. (2007) com dados compilados (em cinza) de Walton & Adams (1976), Hicks & Hume (1996) e Powell et al. (2006).

A batimetria regional interpolada com 32 m de resolução evidenciou a presença do paleocanal próximo à Ilha da Cotunduba, a noroeste do banco arenoso, exibindo depressões localmente pronunciadas com mais de 30 m de profundidade (ver Fig. 12). O paleocanal e as depressões, bem como a descoberta e datação do paleossolo *in situ* em profundidade maior do que o topo do banco, permitem inferir que o início da formação do banco arenoso é anterior a 40.000 anos AP. As interpretações pretéritas sobre a origem do banco indicavam que sua acumulação teria ocorrido inteiramente durante a última transgressão (após ~20.000 anos AP).

Porém, a presença de paleocanais contornando o banco em ambos os lados revela que essa feição (banco) foi esculpida durante a última regressão marinha (MIS 2), sendo portanto mais antiga do que ~20.000 anos AP. Consequentemente, sua formação inicial deve ter ocorrido durante a penúltima transgressão, quando o nível do mar esteve acima do atual, há ~120.000 anos AP, concomitante com a formação das barreiras costeiras internas da costa do estado do RJ. Posteriormente, durante as transgressões relativas aos subestágios isotópicos MIS 5c e MIS 5a, ao estágio MIS 3, e durante a última transgressão, o banco mais antigo passou por retrabalhamentos e novos empilhamentos, ou seja, o banco arenoso provavelmente se formou como resultado de sucessivas gerações de remobilização e empilhamento.

7.6 Integração com a análise dos dados sísmicos

Na batimetria da entrada da Baía de Guanabara ficaram evidentes as depressões relacionadas ao paleocanal central da baía e ao paleocanal da Ilha da Cotunduba. Nos dados sísmicos, não aparecem refletores sob o banco arenoso que possam confirmar ou não a presença da superfície do paleocanal central, não sendo possível, portanto, afirmar que o banco arenoso recobriu o canal. Para possibilitar uma comprovação, seria necessário realizar levantamentos sísmicos com perfis na direção leste — oeste na entrada da baía e sobre o banco. Por outro lado, nos dados analisados, há indícios de que o embasamento cristalino controlou a morfologia do canal. Existe uma tendência geral de aprofundamento do embasamento na direção

do oceano, observada nos perfis sísmicos, mas os seguintes fatores sugerem o controle litológico-estrutural na incisão do paleocanal: (i) uma sutil inversão da tendência geral de aprofundamento do embasamento no perfil GB15 (ver Fig. 19); (ii) a superfície destacadamente irregular do embasamento observada na porção central do perfil GB16 (ver Fig. 23), relacionada ao pináculo aflorante no fundo do canal central; e (iii) a existência de um alto estrutural proeminente na porção proximal do perfil Dia20Abr_003 (ver Fig. 21), compatível com a topografia emersa vizinha (morro do Pão de Açúcar). Dessa forma, entende-se que o paleocanal central, que no interior da Baía de Guanabara segue a direção N-S, pode ter sido defletido para SW quando se conectou com o oceano, passando entre o continente e a atual Ilha da Cotunduba.

A unidade sísmica U2, identificada no perfil Dia20Abr_003 (ver Figs. 20, 21 e 22), caracterizada pela presença de configurações de preenchimento de canais, reforça a interpretação de que o paleocanal de drenagem da BG foi defletido para sudoeste há pelo menos alguns milhares de anos. A unidade U2 é composta por diferentes gerações de preenchimento de canais e depressões, representadas pelas subunidades U2a, U2b, U2c e U2d, sendo a unidade U2c indicativa de sedimentação em ambiente de planície fluvio-lagunar, identificada ao largo da praia de Copacabana (seção B do perfil Dia20Abr_003). Na porção central do registro, notase a seção transversal de um paleocanal com mais de 500 m de largura e 15 m de profundidade, onde se destacam as subunidades U2a e U2d e um alto estrutural provavelmente relacionado ao promontório vizinho (Ponta do Leme).

A ausência de testemunhos longos recuperados na região impede a exata

correlação de idade com os dados sísmicos, por isso são feitas correlações a partir das análises regionais elaboradas por Reis et al. (2013) e dos testemunhos curtos apresentados por Guimarães (2014) e por Rocha (2015). Nota-se uma coerência entre a unidade U3 e a sequência Sq5 descrita por Reis et al. (2013) e entre as unidades U2 e U1 e a sequência Sq4 de Reis et al. (2013).

Segundo Reis et al. (2013), a formação da sequência Sq5 se iniciou na última deglaciação (após ~20.000 anos AP), cobrindo toda a plataforma até a isóbata de 150 m, apresentando forma tabular e preenchendo depressões da superfície erosiva inferior. Possui espessura de até 15 m, com no máximo de 8 a 10 m na plataforma rasa. A espessura mencionada por Reis et al. (2013) para a Sq5 é compatível com a unidade U3, entretanto na região do banco arenoso, esta unidade chega a ~30 m. A sequência Sq5 é caracterizada como um "lençol" transgressivo com padrões progradantes no setor central da plataforma e com degraus batimétricos nas isóbatas de 20, 32 e 42 m na região adjacente à Baía de Guanabara (ver Fig. 6).

O degrau batimétrico a -20 m apontado por Reis et al. (2013) coincide com a localização do paleossolo identificado nesta tese, onde se destaca um desnível proeminente. Reis et al. (2013) especularam que este degrau poderia representar um prisma progradante ou unidade de mar alto ("Hs"). O paleossolo poderia ser descrito como uma unidade de mar alto, formado em período de estabilização, porém os registros sísmicos obtidos não permitem sua completa caracterização quanto ao trato de sistemas e seu discernimento como uma unidade específica, sendo observado apenas como um degrau na unidade U3 (ver Fig. 24), embora se saiba que sua formação é mais antiga do que a última glaciação, como definido por

Reis et al. (2013) para a sequência Sq5.

A sequência Sq4 de Reis et al. (2013) apresenta espessura de 20 a 25 m, compatível com a espessura das unidades U2 e U1 somadas, de 20 a 30 m. Há evidências de desenvolvimento de incisões similares (10 m de profundidade na Sq4 e até 15 m nas unidades U2 e U1; largura coincidente de cerca de 50 m em pequenas incisões, mas expressivamente maior no paleocanal preenchido identificado na porção central do perfil Dia20Abr_003). Reis et al. (2013) interpretaram a sequência Sq4 como acumulação vertical transgressiva atribuída às oscilações do nível relativo do mar a partir do estágio isotópico MIS 5c, interrompida pelo rebaixamento do nível do mar durante o MIS 4, com relativa estabilização e exposição parcial da plataforma, delimitada acima por uma superfície de regressão forçada.

Relacionando os padrões sismoestratigráficos observados nos registros sísmicos com a literatura citada e com a curva de variação do nível relativo do mar (Fig. 29), propõe-se o seguinte modelo evolutivo:

- a) A unidade U0 (identificada apenas no perfil Sparker; ver Fig. 18) formou-se durante o subestágio isotópico MIS 5e (~120.000 anos AP) e localmente sofreu erosão irrelevante no subestágio MIS 5d, quando o rebaixamento do nível de base chegou a aproximadamente -60 m. A unidade U0 pode representar parte da sequência Sq3 descrita por Reis et al. (2013);
- b) A unidade U1, identificada em todos os perfis obtidos, teve sua origem relacionada à transgressão do subestágio MIS 5c (~105.000 anos AP),

- quando o paleonível marinho alcançou cerca de -10 m. Pode ser relacionada à fase inicial da sequência Sq4 descrita por Reis et al. (2013);
- Durante o subestágio isotópico MIS 5b (~90.000 anos AP), o rebaixamento do nível de base até cerca de -60 m provocou erosão e incisões na unidade U1;
- d) A subida do nível do mar no subestágio MIS 5a (~80.000 anos AP) promoveu a formação das subunidades U2a e U2b (ver Figs. 21 e 22), quando a transgressão chegou a cerca de -10 m, inundando a plataforma interna, as depressões da Baía de Guanabara e preenchendo canais;
- e) Nova fase erosiva ocorreu no estágio MIS 4 (~65.000 anos AP) provocando erosão significativa na região, com o nível de base rebaixando até quase 100 m. Este rebaixamento pode explicar a superfície erosiva da subunidade U2b (ver Fig. 22), correlata ao limite superior da sequência Sq4 de Reis et al. (2013);
- f) As subunidades U2c e U2d se depositaram durante a transgressão subsequente, no estágio MIS 3, que preencheu depressões somente abaixo da profundidade de ~25 m. O modelo de Reis et al. (2013) não identificou unidades relativas à este estágio isotópico;
- g) O rebaixamento do nível de base subsequente, no estágio MIS 2 (último máximo glacial, há ~20.000 anos AP), foi determinante para promover ampla erosão da plataforma, permitindo a preservação apenas de registros esparsos de depósitos formados no MIS 3;
- h) A última transgressão marinha promoveu a formação da unidade U3, correlata
 à sequência Sq5 descrita por Reis et al. (2013).

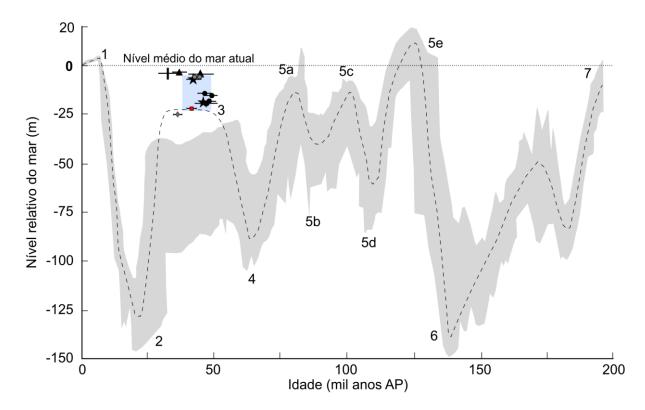


Figura 29. Curva de variação do nível relativo do mar utilizada para a interpretação sísmica. Compilação de Rabineau et al. (2006) (envelope, em cinza; ver capítulo 4, seção 4.1) e dados obtidos na região sudeste e sul relativos ao MIS 3 (detalhes na Fig. 25, seção 7.1). Para o estágio MIS 1, a curva está ajustada para a costa do RJ, conforme Silva et al. (2020). A linha tracejada representa a tendência geral estimada do comportamento da curva.

Destaca-se que o modelo proposto difere do modelo apresentado por Reis et al. (2013) na sua fase E, devido às evidências do paleonível marinho local a cerca de - 20 m durante o estágio isotópico MIS 3, deduzidas da análise do paleossolo submerso. Portanto, as subunidades sísmicas U2c e U2d representam deposições não identificadas nos registros de Reis et al. (2013), provavelmente devido à escala regional analisada por estes autores.

Os testemunhos apresentados por Guimarães (2014), Lazzari et al. (2019) e Souza et al. (2019) permitiram efetuar uma estimativa da espessura sedimentar holocênica, respectivamente, na plataforma interna, média e externa. A pouca espessura de sedimentos recuperados (máximo 3,2 m) somente corrobora a sismoestratigrafia

interpretada por Reis et al. (2013) com relação à camada superficial da sequência Sq5.

A espessura sedimentar de apenas 80 cm, estimada a partir do testemunho de Guimarães (2014), correspondente à transição Pleistoceno — Holoceno na plataforma rasa, é coerente com a interpretação desta tese sobre as análises do paleossolo submerso exposto no fundo. A testemunhagem foi realizada próximo aos afloramentos do paleossolo datado em ~40.000 anos AP, na depressão batimétrica à leste, a 24 m de profundidade. As datações obtidas por Guimarães (2014), variando entre ~42.000 anos AP a 2,53 m de espessura sedimentar e ~35.000 anos AP a 1,83 m, corroboram a interpretação de que o paleonível marinho durante o MIS 3 não estava tão profundo como indicam as curvas globais.

As sondagens realizadas por Rocha (2015) próximas à Ilha da Cotunduba permitiram confirmar a interpretação sísmica da unidade superficial U3. Dois perfis sísmicos (Dia20Abr_003 e Sparker) passam sobre a área sondada (Fig. 30). A espessura recuperada por Rocha (2015) (entre 4,5 e 5,7 m) com pequena variação granulométrica vertical representa a camada superficial da unidade U3, que pode ser caracterizada como homogênea e sismicamente transparente.

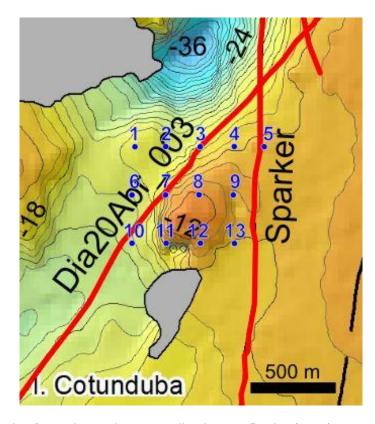


Figura 30. Posição dos furos de sondagens realizadas por Rocha (2015), em azul, sobre trecho do mapa batimétrico com posição das linhas de levantamento sísmico relacionadas. Nota-se que os furos 3, 7 e 10 coincidem com o perfil sísmico Dia20Abr_003 e o furo 5 encontra-se próximo ao perfil Sparker.

A preservação da unidade U0 chama a atenção nos registros sísmicos analisados. Seria necessário analisar outros perfis no local para confirmar se esta unidade pode ser caracterizada como parte de um "proto-banco" da Baía de Guanabara, análogo ao apresentado por Coni e Mello et al. (2020) sob o banco de Santo Antônio, na Bahia. Contudo, se este for o caso, a unidade U0 deve ter sido afogada e soterrada *in loco* pela acelerada transgressão marinha entre os estágios isotópicos MIS 5d e 5c, há mais de 100.000 anos AP, e não há apenas 8.200 anos AP como no caso do proto-banco de Santo Antônio.

O modelo proposto sugere que a unidade U0 tenha se formado durante a penúltima transgressão (~120.000 anos AP), assim como as barreiras arenosas internas da

região. Considerando esta hipótese, pode-se dizer que enquanto as barreiras emergiam nas planícies costeiras, os fluxos de correntes de maré enchente e vazante aprisionavam na entrada da baía o sedimento arenoso trazido pelas correntes de deriva litorânea, processo demonstrado na literatura por diversos autores (e.g. FITZGERALD, 1988; FONTOLAN et al., 2007). As correntes de maré em conjunto com a ação das ondas também limitavam o aumento vertical do depósito.

A unidade U1 apresenta significativa acumulação na entrada da baía (ver Fig. 23, perfil GB16), onde a espessura alcança aproximadamente 40 m. Isto sugere que durante sua formação (~105.000 anos AP) também ocorreu aprisionamento de sedimentos por fluxo de marés pela interferência da baía no transporte litorâneo, aumentando o volume do banco. Nos perfis GB15 e GB16 e no setor central do perfil Sparker, sua superfície superior S1 denota erosão provocada pelo rebaixamento do nível do mar durante o estágio MIS 5b (~90.000 anos AP) atuando intensamente na entrada da baía. A unidade U3, que iniciou seu desenvolvimento na última transgressão, após o UMG, apresenta a mesma característica de maior acúmulo na entrada da baía, definindo o banco arenoso atual.

8. CONCLUSÕES

Remanescentes de um paleossolo da classe dos espodossolos foram identificados ao largo da barra da Baía de Guanabara, submersos à profundidade de 22 m. Caracterizado como um horizonte B espódico e datado em cerca de 40.000 anos cal AP, esta ocorrência ratifica diversos trabalhos de âmbito regional, nacional e internacional que indicam paleoníveis marinhos mais rasos do que mostram as curvas eustáticas globais durante o estágio isotópico MIS 3. Os dados revelados nesta tese mostram que o paleonível marinho na idade mencionada não poderia estar mais profundo do que -26 m, tampouco mais raso do que -19 m. Os resultados apresentados na presente pesquisa e os indicadores consultados na literatura a respeito do paleonível durante o MIS 3 na costa sul e sudeste do Brasil devem ser utilizados para se aprimorar a adaptação da curva global com relação a esta região.

A partir das idades obtidas por luminescência opticamente estimulada (14.800 ±1.460 anos e 16.700 ±1.350 anos), interpretou-se que processos erosivos atuaram sobre o antigo espodossolo durante o rebaixamento do nível do mar (e do nível de base) relativo ao estágio MIS 2, correspondente ao último máximo glacial, e durante a última transgressão (pós-UMG). O antigo horizonte B espódico pode ser caracterizado como uma superfície erosiva, tendo ocorrido retrabalhamento eólico do horizonte arenoso inconsolidado que o recobria durante o estágio MIS 2 e retrogradação e retrabalhamento marinho durante a última transgressão (quando o paleossolo foi inundado), contribuindo para o estabelecimento do banco arenoso contíguo. O remanescente do horizonte B espódico foi recoberto e protegido da luz

solar pela última vez há cerca de 15.800 anos, por processos subaéreos, e foi inundado pela transgressão marinha no início do Holoceno.

O paleossolo submerso é análogo ao paleossolo identificado sob a Duna Grande de Itaipu por Costa (2011), encoberto pela duna há 13.000 anos. No último máximo glacial, toda a região da enseada de Itaipu à entrada da Baía de Guanabara pode ter sido um campo de dunas coberto por restingas. A última transgressão inundou o paleossolo a -22 m a partir de cerca de 12.000 anos e a planície de Itaipu permaneceu emersa. As areias que constituíam o campo de dunas foram remobilizadas, transportadas por correntes de deriva litorânea e acumuladas ao longo do tempo na entrada da Baía de Guanabara, dando origem ao banco arenoso atual.

Uma paleolinha de costa foi identificada na isóbata de 20 m, delineando antigos tômbolos preservados na plataforma adjacentes às ilhas do Pai, Cagarras e Tijucas, em profundidade coincidente com o paleossolo. Concluiu-se que esta paleolinha de costa é resultado da estabilização do nível relativo do mar há aproximadamente 40.000 anos AP, durante o estágio isotópico MIS 3. Nesta fase, a Baía de Guanabara encontrava-se quase toda emersa, com apenas a extremidade sul do seu paleocanal principal submerso, formando um ambiente estuarino, conectado ao oceano através do paleocanal da Ilha da Cotunduba.

A presença de acentuadas depressões batimétricas com até 36 m de profundidade em trechos ao longo do canal que contorna a Ilha da Cotunduba, a noroeste do banco arenoso, leva a concluir que seriam vestígios do paleocanal pleistocênico da

Baía de Guanabara e permitem inferir que a formação do banco arenoso é mais antiga do que ~40.000 anos AP, idade do paleossolo identificado *in situ*, justaposto ao banco. Interpretações anteriores afirmavam que a formação do banco arenoso seria inteiramente posterior ao último máximo glacial (~20.000 anos AP), mas o paleocanal e as depressões mostram que o banco foi esculpido na última regressão marinha, portanto antes de ~20.000 anos AP. A maior espessura de unidades sísmicas subsuperficiais sob o banco evidencia a origem mais antiga do banco, que pode estar primitivamente relacionada à penúltima transgressão, há ~120.000 anos AP, quando o nível do mar esteve acima do atual e resultou também na formação das barreiras arenosas internas da costa do estado do RJ. Em seguida, durante as oscilações marinhas nos subestágios isotópicos MIS 5c e MIS 5a, no estágio MIS 3, e por fim durante a última transgressão, o banco se desenvolveu por retrabalhamentos subaéreos e marinhos e novos empilhamentos. Portanto, o banco arenoso provavelmente se formou como resultado de consecutivas fases de remobilização e agradação.

A proporção entre o volume do prisma de maré da Baía de Guanabara e o volume do banco arenoso (analogamente comparado a um delta de maré vazante) indica que o banco encontra-se em estágio de maturidade (ou equilíbrio), portanto não tende a crescer. Ao longo da última transgressão, com a acelerada subida do nível relativo do mar, enquanto o volume do prisma de maré da baía aumentava, o volume do banco também crescia gradativamente, a partir do empilhamento progressivo de sedimentos arenosos. Os sedimentos se acumularam no local devido ao fluxo de marés enchentes e vazantes, sendo limitados no topo pela lâmina d'água cada vez menor, produzindo aumento da velocidade das correntes de maré e da

susceptibilidade à ação das ondas, restringindo a continuidade da agradação e impedindo sua emersão.

Não foi possível confirmar se o banco arenoso preencheu ou não o paleocanal central da baía, pois não foram detectados refletores sísmicos sob o banco correspondentes à superfície do paleocanal. A morfologia do embasamento acústico na entrada da baía sugere um controle litológico-estrutural sobre o paleocanal, que se desvia para SW, passando entre o continente e a atual Ilha da Cotunduba. A superfície distintamente erosiva da unidade sísmica U1, no estreitamento da baía, região de maior profundidade, e a incisão de um paleocanal na mesma unidade U1 com importantes proporções, ao largo da Ponta do Leme, indicam que a drenagem fluvial seguiu a direção do paleocanal da Cotunduba há pelo menos 90.000 anos AP.

Após análise de dados sísmicos, esta tese propõe um modelo de evolução para a região que se inicia com uma sedimentação transgressiva há cerca de 120.000 anos AP. A evolução sedimentar prosseguiu por ciclos de erosão e deposição como consequência das oscilações marinhas a partir do estágio isotópico MIS 5e. Destaca-se a incisão do paleocanal nas proximidades da Ponta do Leme, ocorrido durante o estágio MIS 5b, há cerca de 90.000 anos AP, e seu preenchimento em duas fases transgressivas relacionadas aos estágios MIS 5a (~80.000 anos AP) e MIS 3 (~40.000 anos AP). A regressão referente ao último máximo glacial, há cerca de 20.000 anos AP, provocou ampla erosão da plataforma, limitando a preservação das formações relativas ao estágio isotópico MIS 3 a apenas vestígios esparsos, a exemplo do paleossolo submerso. A última transgressão (transgressão holocênica) é responsável pela vasta sedimentação superficial na plataforma rasa, composta por

uma camada arenosa com cerca de 10 m de espessura, aproximadamente uniforme, onde pontualmente afloram rochas do embasamento e vestígios de sedimentos pleistocênicos. Excepcionalmente, na entrada da Baía de Guanabara, esta camada apresenta mais do que 30 m de espessura, formando o banco arenoso atual.

Respondendo especificamente às hipóteses formuladas nesta pesquisa, conclui-se que:

- A hipótese sobre a formação do banco arenoso da Baía de Guanabara foi parcialmente confirmada. O banco tem origem transgressiva, inicialmente correlata à formação das barreiras arenosas internas (pleistocênicas) da região, entretanto passou por posteriores ciclos de remobilização e agradação, sendo o mais recente ciclo iniciado na transição Pleistoceno Holoceno, quando o banco foi inundado pela última vez. Não foi possível verificar se o banco arenoso recobriu ou não o paleocanal central da baía, pois não foram detectados refletores sísmicos sob o banco relacionados à superfície do paleocanal.
- b) A hipótese a respeito do depósito semiconsolidado foi integralmente confirmada, tendo sido caracterizado como um remanescente de um horizonte B espódico, formado durante o estágio isotópico MIS 3, com o nível relativo do mar entre -26 e -19 m. Esta conclusão reforça outros trabalhos disponíveis na literatura que mostram que o paleonível marinho na costa sudeste e sul brasileira estava mais raso do que o indicado nos modelos globais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, E.; MACARIO, K.; SOUZA, R.; PIMENTA, A.; DOUKA, K.; OLIVEIRA, F.; CHANCA, I.; ANGULO, R. Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from prebomb marine shells. Quaternary Geochronology, v. 29, p. 30-35, 2015.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. Marine Geology, v. 140, p. 141-166, 1997.
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of mid to late Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. Quaternary Science Reviews, v. 25, p. 486-506, 2006.
- BARRETO, A. M. F.; BEZERRA, F. H. R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; PAIVA, R. P.; MUNITA, C. S. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatololy, Palaeoecology, v. 179, p. 57-69, 2002.
- BARTH, O. M.; BARTHOLOMEU, R. L.; BARROS, M. A. Paleoambiente e palinologia de um nível de sedimento de cerca 40.000 anos A.P. retirado da Lagoa de Itaipu, Estado do Rio de Janeiro. Anuário do Instituto de Geociências UFRJ, v. 36(2), p. 40-44, 2013.
- BLOTT, S.; PYE, K. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surface Processes and Landforms, v. 26, p. 1237-1248, 2001.
- BLOTT, S.; PYE, K. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. Sedimentology, v. 55, p. 31-63, 2008.
- BRISTOW, C. S.; HUDSON-EDWARDS, K. A.; CHAPPELL, A. Fertilizing the Amazon and equatorial Atlantic with West African dust. Geophysical Research Letters, v. 37, L14807, 2010. https://doi.org/10.1029/2010GL043486
- BRONK RAMSEY, C. Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. Radiocarbon, v. 59(2), p. 1809-1833, 2017.
- BUCHMANN, F. S. C.; TOMAZELLI, L. J. Relict nearshore shoals of RS, southern Brazil: origin and effects on nearby modern beaches. Journal of Coastal Research, v. 35, p. 318-322, 2003.
- CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam: Elsevier, 2006. 386 p.
- CAWTHRA, H. C.; JACOBS, Z.; COMPTON, J. S. et al. Depositional and sea-level history from MIS 6 (Termination II) to MIS 3 on the southern continental shelf of South Africa. Quaternary Science Reviews, v. 181, p. 156-172, 2018, doi:10.1016/j.quascirev.2017.12.002

- CHAPPELL, J.; SHACKLETON, N. J. Oxygen isotopes and sea level. Nature, v. 324, p. 137-140, 1986.
- COHEN, M. C. L.; FRANÇA, M. C.; ROSSETTI, D. F.; PESSENDA, L. C. R.; GIANNINI, P. C. F.; LORENTE, F. L.; BUSO JR, A. A.; CASTRO, D.; MACARIO, K. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatololy, Palaeoecology, v. 415, p. 48-58, 2014.
- COOK, G. T.; VAN DER PLICHT, J. Radiocarbon dating: conventional method. In: ELIAS, S. A. (Ed.) **Encyclopedia of Quaternary Science.** Elsevier B.V., 2007. p. 2899-2911, DOI: https://doi.org/10.1016/B0-44-452747-8/00040-5
- CONI E MELLO, A., DOMINGUEZ, J. M. L.; DE SOUZA, L. A. P. The Santo Antônio Bank: a high-resolution seismic study of a deflected ebb-tidal delta located at the entrance of a large tropical bay, eastern Brazil. Geo-Marine Letters, v. 40, p. 965-975, 2020. https://doi.org/10.1007/s00367-019-00624-9
- CORRÊA, I. C. S.; PONZI, V. R. A.; TRINDADE, L. A. F. Níveis marinhos quaternários da plataforma continental do Rio de Janeiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31., 1980. **Anais...** Camboriú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. p. 578-587.
- COSTA, M. P. A.; ALVES, E. C.; PACHECO, P. G.; MAIA, A. S. Prováveis estabilizações do nível do mar holocênico em trechos da plataforma continental entre o norte de São Paulo e o sul do Rio de Janeiro, constatadas através de morfologia de detalhe. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35., 1988. **Anais...** Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. p. 436-450.
- COSTA, L. A. **Sedimentação quaternária na região de Itaipu Camboinhas (Niterói, RJ)**. 2011. 177 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2011.
- COTTEREAU, E.; ARNOLD, M.; MOREAU, C.; BAQUÉ, D.; BAVAY, D.; CAFFY, I.; COMBY, C.; DUMOULIN, J. -P.; HAIN, S.; PERRON, M.; SALOMON, J.; SETTI, V. Artemis, the New 14C AMS at LMC14 in Saclay, France. Radiocarbon, v. 49(2), p. 291-299, 2007. DOI: https://doi.org/10.1017/S0033822200042211
- CURRANT, A. Tertiary to present / Pleistocene and The Ice Age. In: SELLEY, R. C.; COCKS, L. R. M.; PLIMER, I. R. (Ed.) **Encyclopedia of Geology**. Elsevier, 2005. v. 5. p. 493-499. DOI: https://doi.org/10.1016/B0-12-369396-9/00058-7
- DELIBRIAS G.; LABOREL J. Recent variations of the sea-level along the Brazilian coast. Quaternaria, v. 14, p. 45-49, 1969.
- DELQUÉ-KOLIČ, E.; COMBY-ZERBINO, C.; FERKANE, S.; MOREAU, C.; DUMOULIN, J. -P.; CAFFY, I.; SOUPRAYEN, C.; QUILÈS, A.; BAVAY, D.; HAIN, S.; SETTI, V. Preparing and measuring ultra-small radiocarbon samples with the Artemis AMS facility in Saclay, France. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, v. 294, p.189-193, 2013. DOI: https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.08.048

- DIAS, G. T. M.; DIAS, M. S.; TERNES, C. F. Plataforma Continental do Rio de Janeiro. In: DIAS, M. S.; BASTOS, A. C.; VITAL, H. (Eds.) **Plataforma continental brasileira: Estados do Rio de Janeiro, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.** Rio de Janeiro: P2GM, 2019. p. 7-55.
- DIAS, G. T. M.; KJERFVE, B. Barrier and beach systems of Rio de Janeiro Coast. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P. A. (Ed.) **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin: Springer-Verlag, 2009. p. 225-252.
- DIAS, G. T. M.; QUARESMA, V. S. Baía de Guanabara: Evolução Geomorfológica do Fundo Submarino. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1996. p. 514-517.
- DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. Coastal Barriers An Introduction. In: _____ (Ed.) **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. Berlin: Springer-Verlag, 2009. p. 1-16.
- DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C. et al. Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. Geo-Marine Letters, 2019, https://doi.org/10.1007/s00367-019-00574-2
- DOĞAN, U.; KOÇYIĞIT, A.; VAROL, B. et al. MIS 5a and MIS 3 relatively high sealevel stands on the Hatay–Samandağ Coast, Eastern Mediterranean, Turkey. Quaternary International, v. 262, p. 65-79, 2012. DOI: https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.12.020
- DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; LEAO, Z. M. A. N.; AZEVEDO, A. E. G. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. Revista Brasileira de Geociências, v. 20, n. 1-4, p. 208-215, 1990.
- DONAHUE, D. J. Radiocarbon analysis by accelerator mass spectrometry. International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes, v. 143, p. 235-245, 1995. DOI: https://doi.org/10.1016/0168-1176(94)04132-Q.
- DUMOULIN, J.-P.; COMBY-ZERBINO, C.; DELQUÉ-KOLIČ, E.; MOREAU, C.; CAFFY, I.; HAIN, S.; PERRON, M.; THELLIER, B.; SETTI, V.; BERTHIER, B.; BECK, L. Status report on sample preparation protocols developed at the LMC14 laboratory, Saclay, France: from sample collection to 14C AMS measurement. Radiocarbon, v. 59, p. 713-726, 2017. DOI: 10.1017/RDC.2016.116
- FIGUEIREDO JR, A. G.; DE TOLEDO, M. B.; CORDEIRO, R. C. et al. Linked variations in sediment accumulation rates and sea-level in Guanabara Bay, Brazil, over the last 6000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 415, p. 83-90, 2014. doi:10.1016/j.palaeo.2014.08.027
- FITZGERALD, D. M. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. In: AUBREY, D. G.; WEISHAR, L. (Ed.) **Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets**. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, v. 29. New York: Springer-Verlag, 1988. p. 189-225.
- FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain

- Size Parameters. Journal of Sedimentary Petrology, v. 27, p. 3-26, 1957.
- FONTOLAN, G.; PILLON, S.; DELLI, QUADRI, F.; BEZZI, A. Sediment storage at tidal inlets in northern Adriatic lagoons: Ebb-tidal delta morphodynamics, conservation and sand use strategies. Estuarine & Coastal Shelf Sciences, v. 75, p. 261-277, 2007. https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.02.029
- GOMES, M. P. Aquisição, processamento e análise de dados de sísmica de alta resolução na plataforma continental norte do Rio Grande do Norte: vale inciso do rio Açu. 2009. 111 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2009.
- GROSS, M. G. Carbon determination. In: CARVER, R. E. (Ed.) **Procedures in Sedimentary Petrology**. New York: Wiley-Interscience, 1971. p. 573-596.
- GUIMARÃES, P. F. Evolução geológica ao longo do Quaternário da plataforma continental adjacente a Baía de Guanabara, a partir de sísmica rasa (RJ). 2014. 109 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2014.
- HADDAD, G. A. Calcium carbonate dissolution patterns at intermediate water depths of the tropical oceans during the Quaternary. 1994. 474 f. Tese (Doutorado em Ciência da Terra) Rice University, Houston, 1994.
- HANEBUTH, T. J. J.; SAITO, Y.; TANABE, S. et al. Sea levels during late marine isotope stage 3 (or older?) reported from the Red River delta (northern Vietnam) and adjacent regions. Quaternary International, v. 145, p. 119-134, 2006. doi:10.1016/j.quaint.2005.07.008
- HARPER, M.; MCKAY, R. Diatoms as markers of atmospheric transport. In: SMOL, J.; STOERMER, E. (Ed.) **The Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences**. Cambridge: Cambridge University Press, 2010. p. 552-559. doi:10.1017/CBO9780511763175.032
- HARRISON, S.; SMITH, D. E.; GLASSER, N. F. Late Quaternary meltwater pulses and sea level change. Journal of Quaternary Sciences, v. 34, p. 1-15, 2019. https://doi.org/10.1002/jqs.3070
- IRELAND, S. The Holocene sedimentary history of the coastal lagoons of Rio de Janeiro state, Brazil. In: TOOLEY, M. J.; SHENNAN, I. (Ed.) **Sea-level changes**. Oxford: Basil Blackwell Ltd. The Institute of British Geographers special publication v. 20, 1987. p. 25-66.
- KEARNEY, M.S. Late Holocene sea level variation. In: DOUGLAS, B.; KEARNEY, M.S.; LEATHERMAN S.P. (Ed.) **Sea Level Rise: History and Consequences**. New York: Academic Press, 2001. p. 13–36.
- KEARNEY, M.S. Sea Level Indicators. In: GORNITZ, V. (Ed.) **Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments**. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Dordrecht: Springer, 2009. p. 823-826. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4411-3 209

- KJERFVE, B.; RIBEIRO, C. H. A.; DIAS, G. T. M.; FILIPPO, A. M.; QUARESMA, V. S. Oceanographic characteristics of an impacted coastal bay: Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. Continental Shelf Research, v. 17, n. 13, p. 1609-1643, 1997.
- KODAMA, K. P.; HINNOV, L. A. Milankovitch Forcing Theory. In: KODAMA, K. P.; HINNOV, L. A. (Ed.) **Rock Magnetic Cyclostratigraphy**. John Wiley & Sons, 2015. p. 90-98. https://doi.org/10.1002/9781118561294.ch5
- KRUMBEIN, W. C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, v. 11, p. 64-72, 1941.
- LAMB, A. L.; WILSON, G. P.; LENG, M. J. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using δ 13C and C/N ratios in organic material. Earth-Sciences Review, v. 75, p. 29-57, 2006.
- LAMEGO, A. R. Ciclo evolutivo das lagunas fluminenses. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral/Divisão de Geologia e Mineralogia, 1945. 48 p.
- LAZZARI, L. Reconstrução em alta resolução das variações paleoambientais em sedimentos ao longo dos últimos 14 mil anos na plataforma continental do Rio de Janeiro, SE Brasil. 2016. 199 f. Tese (Doutorado em Química) Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2016.
- LAZZARI, L.; WAGENER, A. L. R.; CARREIRA, R. S.; GODOY, J. M. O.; CARRASCO, G.; LOTT, C. T.; MAUAD, C. R.; EGLINTON, T. I.; MCINTYRE, C.; NASCIMENTO, G. S.; BOYLE, E. A. Climate variability and sea level change during the Holocene: Insights from an inorganic multi-proxy approach in the SE Brazilian continental shelf. Quaternary International, v. 508, p. 125-141, 2019. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.011
- LESSA, G. C.; ANGULO, R. J.; GIANNINI, P. C.; ARAÚJO, A. D. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. Marine Geology, v. 165, p. 87-108, 2000.
- LISIECKI, L. E.; RAYMO, M. E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic d18O records. Paleoceanography, v. 20, PA1003, 2005. doi:10.1029/2004PA001071
- MAHIQUES, M. M.; SOUSA, S. H. M.; BURONE, L. et al. Radiocarbon geochronology of the sediments of the São Paulo Bight (southern Brazilian upper margin). Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 83, n. 3, p. 817-834, 2011. doi:10.1590/S0001-37652011005000028
- MAIA, M. C. A. C.; MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. Evolução Holocênica da Planície Costeira de Jacarepaguá (RJ). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. p. 105-118.

- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, 1978, São Paulo. **Proceedings...** São Paulo: UNESCO, 1979. p. 296-331.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J-M.; DOMINGUEZ, J. M.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 68, p. 303-354, 1996.
- MASSELINK, G.; GAHRELS, R. Introduction to Coastal Environments and Global Change. In: MASSELINK, G.; GAHRELS, R. (Ed.) **Coastal Environments and Global Change**. Chichester: John Wiley & Sons, 2014. p. 1-27. https://doi.org/10.1002/9781119117261.ch1
- MENEZES, A. R. Critérios taxonômicos para horizonte B espódico do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos: revisão e ampliação da nomenclatura e das definições. 2017. 44 f. Dissertação (Mestrado em Agronomia Ciência do Solo) Departamento de Solos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, 2017.
- MEYERS, P. A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. Organic Geochemestry, v. 34, p. 261-289, 2003.
- MEYERS, P. A.; ISHIWATARI, R. Lacustrine organic geochemistry an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. Organic Geochemestry, v. 20, p. 867-900, 1993.
- MILNE, G. A.; LONG, A. J.; BASSET, S. E. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. Quaternary Science Reviews, v. 24, p. 1183-1202, 2005.
- MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J. B. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphy interpretation of Seismic Reflection Patterns in depositional sequences. In: PAYTON, C. E. (Ed.). **Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 26, 1977, p. 294-312.
- MOREAU, C.; CAFFY, I.; COMBY, C.; DELQUÉ-KOLIČ, E.; DUMOULIN, J.-P.; HAIN, S.; QUILES, A.; SETTI, V.; SOUPRAYEN, C.; THELLIER, B.; VINCENT, J. Research and development of the Artemis 14C AMS Facility: Status Report. Radiocarbon, v. 55, n. 2-3, p. 331-337, 2013. DOI: 110.2458/azu js rc.55.16293
- MUEHE, D.; KNEIP, L. M. O sambaqui de Camboinhas e o de Maratuá e as oscilações relativas do nível do mar. In: KNEIP, L. M. (Ed.) **Documento de Trabalho Nº 3:** Série Arqueologia. Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1995. p. 75-82.

- MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M. The Beaches of Rio de Janeiro. In: SHORT, A. D.; KLEIN, A. H. F. (Ed.) **Brazilian Beach Systems**. Springer. Coastal Research Library v. 17, 2016. p. 363-396. doi:10.1007/978-3-319-30394-9 14
- MUEHE, D.; VALENTIN, I. E. **O** Litoral do Rio de Janeiro: uma caracterização físico-ambiental. Cooperação Técnica Brasil-Alemanha, Projeto PLANAGUA-SEMA-GTZ. Rio de Janeiro: FEMAR, 1998. 123 p.
- MUEHE, D.; LINS-DE-BARROS, F. M.; BULHÕES, E. M. R.; KLUMB-OLIVEIRA, L.; PINTO, N.; SPERLE, M. Rio de Janeiro. In: MUEHE, D. (Ed.) **Panorama da Erosão Costeira no Brasil**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2018. p. 479-544. Disponível em: https://www.mma.gov.br/gestao-territorial/gerenciamento-costeiro/procosta2 Acesso em: 23 nov. 2019.
- MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiation Measurements, v. 32(1), p. 57-73, 2000.
- OGG, J. G.; OGG, G. M.; GRADSTEIN, F. M. Quaternary. In: OGG, J. G.; OGG, G. M.; GRADSTEIN, F. M. **A Concise Geologic Time Scale**. Amsterdam: Elsevier, 2016. p. 211-226. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59467-9.00016-9
- OTVOS, E. G. Coastal barriers Nomenclature, processes and classification issues. Geomorphology, v. 139-140, p. 39-52, 2012.
- PICO, T.; CREVELING, J. R.; MITROVICA, J. X. Sea-level records from the U.S. mid-Atlantic constrain Laurentide Ice Sheet extent during Marine Isotope Stage 3. Nature Communications, v. 8, p. 1-6, 2017. doi:10.1038/ncomms15612
- PILLANS, B.; GIBBARD, P. The Quaternary Period. In: GRADSTEIN, F. M.; OGG, J. G.; SCHMITZ, M. D.; OGG, G. M. (Ed.), **The Geologic Time Scale**. Amsterdam: Elsevier, 2012. p. 979-1010. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-59425-9.00030-5
- PIRAZZOLI, P. A. Sea-level changes in the Mediterranean. In: TOOLEY, M. J.; SHENNAN, I. (Ed.) **Sea-level changes**. Oxford: Basil Blackwell Ltd. The Institute of British Geographers special publication v. 20. 1987. p. 152-181.
- POÇO, R. G. T. C. Estratigrafia sísmica e paleodrenagem de sistemas deposicionais quaternários da plataforma sul fluminense, Bacia de Santos. 2015. 272 f. Dissertação (Mestrado em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2015.
- RABINEAU, M.; BERNÉ, S.; OLIVET, J. L. et al. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). Earth and Planetary Science Letters, v. 252, p. 119-137, 2006. doi:10.1016/j.epsl.2006.09.033.
- REIMER, P. J.; BARD, E.; BAYLISS, A.; BECK, J. W.; BLACKWELL, P. G.; BRONK RAMSEY, C.; BUCK, C. E.; CHENG, H.; EDWARDS, R. L.; FRIEDRICH, M. et al. Intcal 13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0 50,000 years cal BP. Radiocarbon, v. 55, n. 4, p. 1869-1887, 2013.

- REIS, A. T.; MAIA, R. M. C.; SILVA, C. G.; GORINI, C.; RABINEAU, M.; ALVES, E. C.; GUERRA, J. V.; SIMOES, I. C. V. P.; ARANTES-OLIVEIRA, R. Feições geomorfológicas indicativas de variações eustáticas e de exposição sub-aérea da plataforma continental sul fluminense durante o Pleistoceno superior Holoceno. Revista Brasileira de Geofísica, v. 29(3), p. 1-24, 2011. DOI: http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v29i3.102
- REIS, A. T.; MAIA, R. M. C.; SILVA, C. G.; RABINEAU, M.; GUERRA, J. V.; GORINI, C.; AYRES, A.; ARANTES-OLIVEIRA, R.; BENABDELLOUAHED M., SIMÕES, I.; TARDIN, R. Origin of step-like and lobate seafloor features along the continental shelf off Rio de Janeiro State, Santos basin-Brazil. Geomorphology, v. 203(1), p. 25-45, 2013. DOI: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.037
- ROCCA, R. R.; TATUMI, S. H.; WATANABE, S.; ROSSETTI, D. F. OSL Dating of Coastal Post-Barreiras Sediments from Northern Brazil. Journal of Earth Science and Engineering, 2, p. 515-521, 2012.
- ROCHA, L. Mineração oceânica: uma alternativa sustentável para o aproveitamento de areias quartzosas. 2015. 820 f. 2 vol. Tese (Doutorado em Tecnologia Mineral) Departamento de Engenharia de Minas e Petróleo, Universidade de São Paulo, 2015.
- ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; PEIXOTO, M. N. O.; RODRIGUES, A. Arquitetura deposicional e datação absoluta das cristas de praia pleistocênicas no complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ). Brazilian Journal of Geology, v. 43, n. 4, p. 711-724, 2013.
- RODRIGUEZ, A. B.; ANDERSON, J. B.; BANFIELD, L. A.; TAVIANI, M.; ABDULAH, K.; SNOW, J. N. Identification of a -15 m Wisconsin shoreline on the Texas inner continental shelf. Palaeogeography, Palaeoclimatololy, Palaeoecology, 158, n. 1-2, p. 25-43, 2000. DOI: https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00027-4
- RONCARATI, H.; NEVES, L. E. **Projeto Jacarepaguá**: Estudo geológico preliminar dos sedimentos recentes superficiais da Baixada de Jacarepaguá. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES/DEXPRO, 1976. 89 p.
- ROSSETTI, D. F.; POLIZEL, S. P.; COHEN, M. C. L.; PESSENDA, L. C. R. Late Pleistocene–Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. Marine Geology, v. 367, p. 171-190, 2015. doi:10.1016/j.margeo.2015.05.012
- SAITO, Y.; NISHIMURA, A.; MATSUMOTO, E. Transgressive sand sheet covering the shelf and upper slope of Sendai, Northeast Japan. Marine Geology, v. 89(3-4), p. 245-258, 1989. doi:10.1016/0025-3227(89)90078-9
- SALVADOR, M. V.; SILVA, M. A. Morphology and sedimentology of the Itaipu Embayment Niterói/RJ. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 74, n. 1, p. 127-134, 2002.
- SALVATERRA, A. S.; SANTOS, R. F.; SALAROLI, A. B. et al Evidence of a Marine Isotope Stage 3 transgression at the Baixada Santista, south-eastern Brazilian coast.

- Brazilian Journal of Geology, v. 47, n. 4, p. 693-702, 2017. doi:10.1590/2317-4889201720170057
- SCHOENEBERGER, P. J.; WYSOCKI, D. A.; BENHAM, E. C. et al. Field book for describing and sampling soils, Version 3.0. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, 2012.
- SCHUMACHER, B. A. Methods for the Determination of Total Organic Carbon (TOC) in Soils and Sediments. United States Environmental Protection Agency, Ecological Risk Assessment Support Center Office of Research and Development, Las Vegas. 23 p, 2002.
- SHACKLETON, N. J. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. Quaternary Science Reviews, v. 6, p. 183-190, 1987. doi:10.1016/0277-3791(87)90003-5.
- SHACKLETON, N. J.; HALL, M. A.; PATE, D. Pliocene Stable Isotope Stratigraphy of Site 846. In: Ocean Drilling Program, Scientific Results, 138., 1995. **Proceedings...** College Station: Ocean Drilling Program, 1995. p. 337-355.
- SIDDALL, M.; ROHLING, E. J.; THOMPSON, W. G. et al. Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook. Reviews on Geophysics, v. 46, n. 4, p. 1-29, 2008. doi:10.1029/2007RG000226
- SIMMS, A. R.; DEWITT, R.; RODRIGUEZ, A. B.; LAMBECK, K.; ANDERSON, J. B. Revisiting marine isotope stage 3 and 5a (MIS3–5a) sea levels within the northwestern Gulf of Mexico. Global and Planetary Change, v. 66, n. 1-2, p. 100-111, 2009. DOI: https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.03.014.
- SILVA, A. L. C.; SILVA, M. A. M.; GAMBÔA, L. A. P.; RODRIGUES, A. R. Sedimentary architecture and depositional evolution of the Quaternary coastal plain of Maricá, Rio de Janeiro, Brazil. Brazilian Journal of Geology, v. 44, n. 2, p. 191-206, 2014.
- SILVA, C. G.; PATCHINEELAM, S. M.; BAPTISTA NETO, J. A.; PONZI, V. R. A. Ambientes de Sedimentação Costeira e Processos Mofodinâmicos atuantes na Linha de Costa. In: BAPTISTA NETO, J. A. et al. (Ed.). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro: Interciência, 2004. p. 175-218.
- SILVA, R. C. O.; DIAS, G. T. M. Submerged Pleistocene spodic horizon remnant exposed on the inner continental shelf off Guanabara Bay (Rio de Janeiro, Brazil). Geo-Marine Letters, v. 40, p. 925-933, 2020. DOI: https://doi.org/10.1007/s00367-019-00622-x
- SILVA, R. C. O.; DIAS, G. T. M.; ABUCHACRA, R. C.; DE VASCONCELOS, S. C.; MACARIO, K. D.; DA FONSECA, E. M. Holocene evolution of a wave-dominated barrier-lagoon system in Rio de Janeiro, Brazil. Radiocarbon, 1-17, 2020. DOI: https://doi.org/10.1017/RDC.2020.63
- SOUZA, T. C. S.; CARVALHO, M. A.; HELENES, J. H.; BARRETO, C. F.; FREITAS, A. S.; SILVA, C. G.; BAPTISTA NETO, J. A. Late Pleistocene to Holocene palaeoclimates and palaeoenvironments inferred from palynofacies and

- dinoflagellates cysts in Santos Basin, offshore Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 538. 2019. DOI: https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109385
- STEIN, R. Accumulation of organic carbon in marine sediments. Results from the Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program. Lecture Notes in Earth Sciences, v. 34. Berlin: Springer-Verlag, 1991.
- STOKES, S. Luminescence dating applications in geomorphological research. Geomorphology, v. 29, p. 153-171, 1999.
- SUGUIO, K.; BEZERRA, F. H. R.; BARRETO, A. M. F. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 83, n. 3, p. 907-920, 2011.
- TAVIANI, M. The Stage 3 Sea-Level High Stand and Its Potential Implications on the Decoupling of Antarctic Ice Sheets. In: Meeting on Italian Antarctic Glaciology, 4., 2002, Milan. **Proceedings...** Siena: Museo Nazionale dell'Antartide, Terra Antartica Reports, v. 8, 2003. p. 159-161.
- TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG, S. R. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. Marine Geology, v. 244, p. 33-45, 2007.
- TURCQ, B.; MARTIN, L.; FLEXOR, J-M.; SUGUIO, K.; TASAYACO-ORTEGA, L. Origin and evolution of the quaternary coastal plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro, Brasil. In: KNOPPERS, B. et al. (Ed.) **Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon systems of Rio de Janeiro, Brazil.** Niterói: Universidade Federal Fluminense, Série Geoquímica Ambiental, v. 6, 1999. p. 25-46.
- WOODROFFE, C. D. Muddy coasts. In:_____. Coasts: form, process and evolution. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. p.378-434.
- ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.
- ZEMBRUSCKI, S. G. Geomorfologia da margem continental sul-brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: CHAVES, H. A. F. (Ed.) **Geomorfologia da margem continental brasileira e das bacias oceânicas adjacentes**. Série Projeto REMAC, v. 7, Rio de Janeiro: Petrobrás, Cenpes/Dintep, 1979. p. 129-177.

APÊNDICE A

Lista da produção científica

- "Geohabitat mapping in the continental shelf off Guanabara Bay, Rio de Janeiro, Brazil", <u>pôster</u> apresentado na conferência internacional da Estuarine & Coastal Sciences Association ECSA 56 Coastal systems in transition, em Bremen, Alemanha, em setembro de 2016. Autores: Dias GTM, Fontelles C, Silva RCO, Silva CG, Lima LS, Fonseca EM (participante).
- "Evidência de uma paleossuperfície marinha in situ a -10 m sob a barreira arenosa interna da Barra da Tijuca (Rio de Janeiro/RJ)". Apresentação oral no XVI Congresso da ABEQUA (2017), em Bertioga, SP. Autores: Silva RCO (palestrante) & Dias GTM.
- "Evolução da planície costeira das Praias do Sul e do Leste Ilha Grande/RJ: implicações sobre a presença humana pré-histórica e contribuições para a reconstrução paleoambiental holocênica", <u>artigo publicado</u> no periódico Quaternary and Environmental Geosciences, v. 08(02), em novembro de 2017. Autores: Silva RCO & Dias GTM. DOI: http://dx.doi.org/10.5380/abequa.v8i2.47040
- 4) "Registros de um depósito relíquia semiconsolidado com escarpamento de até 5 m acima do leito submarino adjacente à Baía de Guanabara, a -24 m de

- profundidade", <u>pôster</u> apresentado no I Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (2018), em Copacabana, Rio de Janeiro. Autores: **Silva RCO** (participante) & Dias GTM.
- 5) "Evolução geológica da região costeira adjacente à Baía de Guanabara durante o Holoceno", <u>palestra</u> apresentada em 6/12/2018, para doutorandos e pesquisadores, a convite da Coordenação de Geofísica (COGE) do Observatório Nacional. Autor: Silva RCO.
- 6) "Radiocarbon measurements applied to studies on the coastal evolution of Rio de Janeiro (Brazil)", <u>pôster</u> apresentado em agosto de 2019 na I Conferência Latino Americana de Radiocarbono, Niterói. Autores: **Silva RCO** (participante) & Dias GTM.
- "The impact of sediment dumping sites on the concentrations of microplastic in the inner continental shelf of Rio de Janeiro/Brazil", artigo publicado no periódico Marine Pollution Bulletin, v. 149, em setembro de 2019. Autores: Baptista Neto JA, Carvalho DG, Medeiros K, Drabinski TL, Melo GV, Silva RCO, Silva DCP, Batista LS, Dias GTM, Fonseca EM, Santos Filho JR. DOI: https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2019.110558
- "Recifes de Manoel Luiz (MA) revelados por imagens de alta resolução do satélite Worldview-3", <u>palestra</u> apresentada no II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (2019), Porto Alegre. Autores: Dias GTM (palestrante), **Silva RCO**, Santos Filho JR.
- 9) "Avaliação ecológica em área de descarte de dragagem portuária na plataforma continental interna do Espírito Santo, Brasil", <u>pôster</u> apresentado

- no II Simpósio Brasileiro de Geologia e Geofísica Marinha (2019), Porto Alegre. Autores: Lagedo FB (participante), Dias GTM, **Silva RCO**, Andrade ÁB, Oliveira UC, Fonseca EM.
- "Submerged Pleistocene spodic horizon remnant exposed on the inner continental shelf off Guanabara Bay (Rio de Janeiro, Brazil)", artigo publicado no periódico Geo-marine Letters, em novembro de 2019. Autores: Silva RCO & Dias GTM. Manuscrito completo disponível no Apêndice B. DOI: https://doi.org/10.1007/s00367-019-00622-x
- "Ecological evaluation of a dredging disposal site on the continental shelf of Espírito Santo, Brazil", manuscrito aceito pelo periódico Quaternary and Environmental Geosciences em fevereiro de 2021. Autores: Lagedo FB (autor correspondente), Dias GTM, Silva RCO, Andrade AB, Oliveira UC, Fonseca EM.
- "Geomorphic and Sedimentary Impacts on the Continental Shelf after accumulated dredge disposal from Rio de Janeiro Harbor, Brazil", artigo publicado no periódico *Brazilian Journal of Geophysics*, em dezembro de 2019. Autores: Dias GTM, Fontana LHP, Silva CG, **Silva RCO** (autor correspondente), Oliveira UC, Lima LS, Baptista Neto JA, Fonseca EM. DOI: http://dx.doi.org/10.22564/rbgf.v37i4.2024
- "Holocene evolution of a wave-dominated barrier-lagoon system in Rio de Janeiro, Brazil", <u>artigo publicado</u> no periódico *Radiocarbon*, em julho de 2020. Autores: **Silva RCO**, Dias GTM, Abuchacra RC, Vasconcelos SC, Macario KCD, Fonseca EM. DOI: https://doi.org/10.1017/RDC.2020.63

- 14) "Evolução geomorfológica da Baía de Guanabara e plataforma continental rasa adjacente nos últimos 40.000 anos", capítulo enviado em 20/01/2020 para publicação em livro sobre a Baía de Guanabara (org.: Baptista Neto JA, Lagemar/UFF). Autores: Dias GTM, **Silva RCO**, Santos Filho JR.
- "Manoel Luiz Reefs morphology unveiled by high resolution satellite images (North Brazilian Continental Shelf)", <u>manuscrito aceito</u> pelo periódico Quaternary and Environmental Geosciences em setembro de 2020. Autores: Dias GTM, Silva RCO, Santos Filho JR.

APÊNDICE B

Versão final do manuscrito publicado na revista *Geo-Marine Letters* 40, 925–933 (2020), on-line em novembro de 2019 (A publicação pode ser acessada em: http://link.springer.com/article/10.1007/s00367-019-00622-x)

Submerged Pleistocene spodic horizon remnant exposed on the inner

continental shelf off Guanabara Bay (Rio de Janeiro, Brazil)

Rafael Cuellar de Oliveira e Silva¹; Gilberto Tavares de Macedo Dias²

^{1,2}Graduate Program in Ocean and Earth Dynamics (DOT), Department of Geology, LAGEMAR, Universidade

Federal Fluminense (UFF), Av. Gen. Milton Tavares de Souza s/n, Niterói 24210-346, RJ, Brazil.

¹Corresponding author: rafaelsilva@id.uff.br; phone: +55 21 2629-5930; ORCID 000-0002-0079-1661

Abstract

A deposit dated from 40 cal ka BP is interpreted as a remnant of a spodic B horizon exposed

on the seabed adjacent to Guanabara Bay at an average depth of 22 m. Bathymetric data, side

scan sonar imagery, and underwater images were used to map the expressive feature, never

informed before. It is a semi-consolidated muddy-sand deposit with an escarpment up to 4 m

and 2.5 km in length (E-W) and 1.5 km in width (N-S). Grain size and geochemical analyses

were carried out and it was confirmed the hypothesis of being formed by podzolization. The

paleo sea-level at the time of the pedogenesis was estimated to be above the maximum height

of the global eustatic curves related to Marine Isotopic Stage 3. The feature exhibits a

quartzose-sand constitution, defined as an erosion surface exposed at ca. 12 ka BP. The

coastal retrogradation of upper unconsolidated sediment during the last transgression

contributed to the settlement of a sandbank at the bay mouth.

Keywords: Upper Pleistocene, coastal evolution, MIS 3, paleoenvironmental reconstruction

Introduction

Guanabara Bay (GB) has 384 km² of area, maximum extensions of 29 by 36 km and a narrowing in its mouth of 1.6 km. Its average depth is 5.7 m, but its central channel has depths from 30 m to locally 58 m (Kjerfve et al. 1997).

The bay is inserted in the rift of Guanabara, with about 200 km of extension (E-W). In the Paleogene, the river drainage of the old rift was directed towards the east, until Campos Basin. In the Upper Miocene-Pliocene transition, the direction reversed and proceeded westward to the Bay of Sepetiba. During the Lower and Middle Pleistocene, Macacu Formation (Fm) was developed, with sedimentation only on the northern portion of GB. In the Upper Pleistocene, the Guanabara watershed was captured, following the N-S structural direction. The drainage began to pass south between the coastal massifs, through the central channel that still remains. At the end of the Upper Pleistocene, between 40,000 and 12,000 yr BP, the configuration of the current landscape began to settle. The deposits of this phase, the so-called Caceribu Fm, are sandy, rich in feldspar and have alluvium/colluvium origin, with a large coverage area, and probable occurrence in the continental shelf until about -120 m (Amador 2012).

With the last transgression, sands and estuarine mud deposited, accumulating an average thickness of 10 m. In the interior of the bay, the bottom sediments are mostly muddy, as a result of the rapid fluvial sedimentation, accelerated in the last 150 years due to human activities (Kjerfve et al. 1997; Amador 2012; Figueiredo et al. 2014). The mean annual fluvial discharge is 100 ± 59 m³ s⁻¹, being higher in December and January. The tides show a predominantly semidiurnal mixed pattern with 0.7 m amplitude. The peak of the tidal currents

of syzygy reaches 0.5 m s⁻¹ in the interior and 1.6 m s⁻¹ in the bay mouth (Kjerfve et al. 1997).

In the outer section of GB, juxtaposed to its mouth, there is an unconsolidated quartzose sandbank, between 20 and 12 m isobaths, with an area of approximately 5.6 km² (Fig. 1). This bank tends to move towards the interior of the bay, blocking the central channel and producing a steep slope in its interior (Dias and Quaresma 1996). Composed of medium sand, the bank does not advance in the present time scale due to ebb tidal currents and freshwater runoff (Kjerfve et al. 1997).

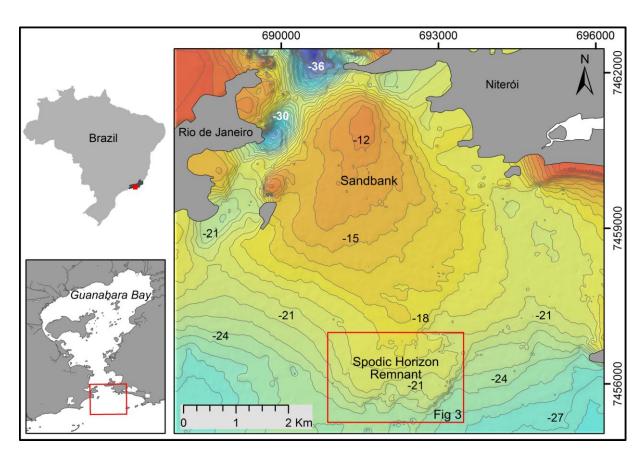


Fig. 1 Location of the study area and bathymetric map presenting the sandbank and the exposed spodic B horizon remnant [UTM Zone 23S; WGS 1984; Horizontal bathymetric resolution: 32 m]

This work analyzes through direct and indirect methods a contiguous feature of the unconsolidated sandbank (to the south). It is a semi-consolidated muddy-sand deposit exposed at an average depth of 22 m, with a scarp up to 4 m and an area of 2.4 km² (Fig. 1). Dias and Quaresma (1996) described it as outcrops of ferruginous sandstone, remnants of an old soil formed by podzolization process, typical of restinga coastal environment. However they presented neither results of sample analysis, nor dating. Salvador and Silva (2002), based on bathymetric data from Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN/Brazilian Navy), characterized morphologically the area only as a ramp with a gradient of 1:10, where the depth varies from 21.5 m to 24.5 m. Muehe and Corrêa (1988) referred to similar formations as restinga sandstones, found in nearby emerged areas (east of GB), at Itaipu, Itaipuaçu and Araruama lagoon (on the reverse of transgressive coastal barriers), and submerged only at the beach of Jaconé at -7 m. Dadalto (2017) identified the presence of restinga sandstone exposed at low tide on the reverse of Restinga da Marambaia, a coastal barrier 80 km west of GB.

These two features (unconsolidated sandbank and semi-consolidated muddy-sand deposit) have contrasting characteristics and their origins are not clear in the literature. In this research, analyses were performed to determine the origin of the semi-consolidated deposit in the hypothesis of being a residual spodic B horizon formed under inherent relation with the paleo sea-level.

Materials and methods

The sea bottom where the semi-consolidated deposit outcrops was completely mapped with side scan sonar (Edgetech 4100 and 272-TD sensor) and partially with a multiphase interferometric system (Edgetech 6205). Underwater images were recorded with drop cam

and scuba diving. The regional bathymetric surface was composed of data from sounding sheets made available by DHN and digitized by UFF.

At three locations (A, B, C – see Fig. 3), a total of seven samples of surface sediments were obtained using a pickax through scuba diving. On the boat deck, the consistence (or rupture resistance) of the moist material was evaluated using manual tests adapted from Schoeneberger et al. (2012). The samples were then packed in cooler boxes and frozen. Subsamples were freeze-dried and disaggregated before lab analysis. The bulk organic matter content (OM) was measured in duplicates by weight difference (precision of ± 0.001 g) after loss-on-ignition (LOI) at 400°C for 14 h, according to Schumacher (2002). The calcium carbonate content (CaCO₃) was also obtained by weight difference in duplicates, after dissolution in hydrochloric acid (10% HCl) for 12 h, according to Gross (1971). The total organic carbon concentration (TOC) was calculated by applying the range of conversion factors indicated by Schumacher (2002), between 1.724 and 2.5. Grain size and morphometry of sand fraction were measured by dynamic image analysis using CAMSIZER (Retsch Technology) and the results were processed in the software Gradistat 8.0 (Blott and Pye 2001), which bases its statistics of distribution and sorting on Folk and Ward (1957). Sphericity and roundness were measured by CAMSIZER according to Krumbein (1941) and were evaluated following the standards published by Blott and Pye (2008).

Elemental carbon (C) and nitrogen (N) were determined from bulk samples using Perkin-Elmer 2400 CHNS/O analyzer. In one of the samples (B2), a semi-quantitative geochemical analysis was performed by X-ray fluorescence (XRF) in Epsilon 1 equipment (Malvern Pananalytical). In 2006, at the request of Prof. Gilberto Dias, the humin fraction of the OM content of a superficial sediment sample, collected in situ by scuba diving, was dated by ¹⁴C

AMS by "Laboratoire de Mesure du Carbone 14" (LMC14) in Saclay, France, being also assessed the isotopic ratio δ^{13} C. The result of radiocarbon dating was calibrated with Oxcal v4.3.1 (Bronk Ramsey 2017), applying Marine13 curve (Reimer et al. 2013), with correction of reservoir effect $\Delta R = 32 \pm 44$ (Alves et al. 2015) and 2 σ of error (95.4% of reliability).

In January 2019, two samples (B2 and C2) were dated by optically stimulated luminescence (OSL) in quartz grains according to the Single Aliquot Regeneration protocol (SAR) in five aliquots (Murray and Wintle 2000) by the laboratory "Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA", located in São Paulo, Brazil. Before delivering to the laboratory, the samples were manipulated at a red light dark room where sub-samples were packed into opaque tubes appropriately sealed in order to protect from light. Once on the laboratory, the preparation of samples consisted of chemical treatments with H_2O_2 (20%), HF (20%), and finally HCl (10%). Then, they were dried and sieved to separate grains of the granulometric interval from 100 to 160 μ m, allowing the use of sediments with homogeneous grain size and clean of OM and heavy minerals. Subsequently, the prepared samples were subjected to solar radiation for approximately 20 days to promote residual decay. Five aliquots of approximately 7 mg taken from each sample were irradiated by a source of 60 Co (455Ci) at different predefined doses (Gy), close to the natural cumulative dose for calibration curve assembly. For the calculation of the total dose rate, a null value was attributed to the depth and the cosmic dose rate adopted was 196 \pm 10 μ Gy/year.

Results

With the interferometric system, 6 km of bathymetric data were obtained, which showed an abrupt slope of up to 4 m (from -22 to -26 m) and highlighted the contour of the feature at its

southeast sector (Fig. 2).

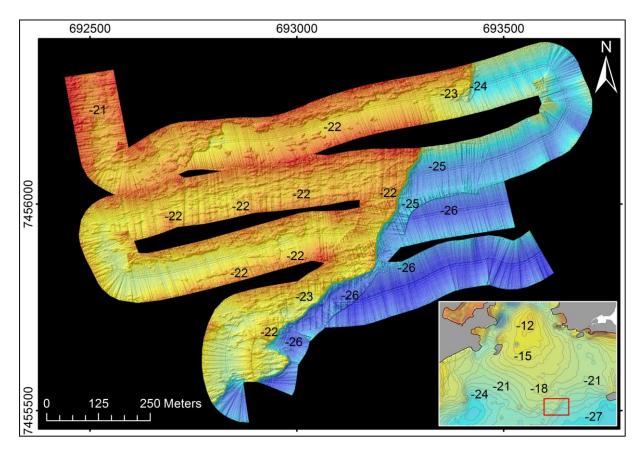


Fig. 2 Bathymetry of the SE section of the semi-consolidated bottom obtained with the interferometric system [UTM Zone 23S; WGS 1984; Horizontal resolution: 0.5 m]

The complete acoustic imaging of the area by side scan sonar revealed that the semi-consolidated deposit is 2.5 km long (E-W), 1.5 km wide (N-S) and covers 2.4 km². The reflection patterns showed irregular surface, rough texture and predominance of an allegedly rigid bottom with preferential ENE-WSW alignments (Fig. 3). Video images emphasized the rugged surface, with fractured boulders, and benthic colonization (Fig. 4 a and b). To collect the samples, the diver had to apply many strokes using considerable force, which allowed verifying that the aggregated sediment presents a relatively high degree of cohesion and adhesion. Considering that most of the clods manually tested for consistence could be broken under moderate to strong force between fingers and sometimes moderate force between

hands, it was inferred that the consistence of the material varies from firm to extremely firm and the cementation was classified as very weakly cemented to moderately cemented.

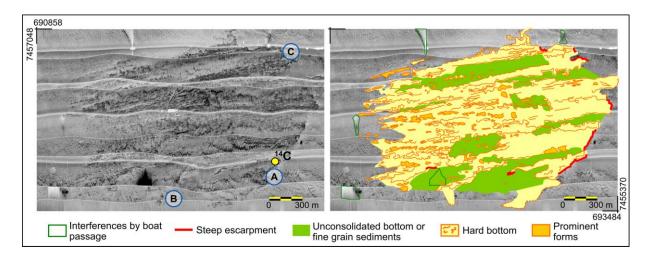


Fig. 3 Mosaic of side scan sonar data. Left: shows indications of scuba diving and sampling sites (¹⁴C dating, A, B, and C). Right: superficial geologic interpretation of the mosaic

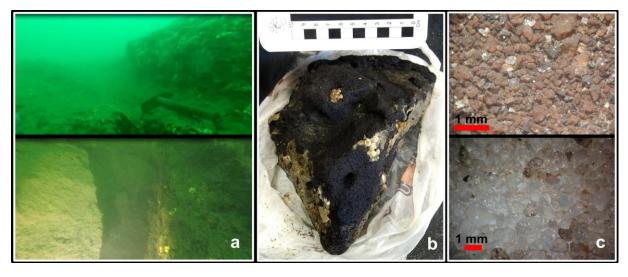


Fig. 4 a) Underwater images of the semi-consolidated deposit exposed. The handle of the pickax on the upper image measures approximately 30 cm; **b)** Sample collected; **c)** Photos of the sediment through magnifying glass after disaggregating and after elimination of OM and CaCO₃

In the laboratory, it was verified the sand texture and quartzose composition of the sedimentary deposit samples, impregnated by dark brown muddy/colloidal material (Fig. 4 b

and c). No significant variation in the concentration of OM and $CaCO_3$ was found over the seven analyzed samples. The mean OM content is 4% and $CaCO_3$ is 2%, with a standard deviation in both measurements of the order of 10^{-3} . The mean TOC content was estimated between 1.6 and 2.3%. The grains of the sedimentary framework range from medium to coarse sand (0 - 2 phi), with moderately well sorting (0.5 - 0.7 phi), and are sub-rounded (0.25 - 0.5), with high sphericity (0.775 - 0.894) (Table 1).

Table 1 Results of grain size and morphometry analysis

| Samples | A1 | A2 | A3 | B1 | B2 | C1 | C2 |
|--------------------------|-------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|
| Mean grain size (Φ) | 0.723 | 1.587 | 0.596 | 0.419 | 1.109 | 0.686 | 1.602 |
| Sorting (Φ) | 0.604 | 0.858* | 0.555 | 0.651 | 0.818* | 0.513 | 0.690 |
| Roundness | 0.35 | 0.33 | 0.37 | 0.35 | 0.33 | 0.35 | 0.14* |
| Sphericity | 0.800 | 0.797 | 0.815 | 0.801 | 0.798 | 0.809 | 0.722* |

^{*}outliers

The AMS radiocarbon dating provided the age of 41,992 - 38,709 cal yr BP (LMC14-002066: $36,370 \pm 880^{-14}$ C yr BP) and isotopic ratio δ^{13} C of -24.45 ‰ for a sample collected near site A (Fig. 3). OSL dating has revealed more recent ages. Sample B2 resulted in 14,800 ±1,460 yr and sample C2 in 16,700 ±1,350 yr. The standard deviations between Equivalent Doses of aliquots were 2.7 Gy for B2 and 3.1 Gy for C2, satisfactory values (<5 Gy, according to Clarke et al. 1999), which indicate the absence of residual signal in both samples and validate the results. Complete results of OSL dating procedure are presented on Table 2.

Table 2 Results of OSL dating

| Samples | Water | Th | U | K | Dose rate | Paleodose / | Age |
|---------|-------------|---------|---------|---------|------------|-----------------------|---------|
| | content (%) | (ppm) | (ppm) | (%) | (µGy/year) | Standard | (years) |
| | | | | | | Deviation (Gy) | |
| B2 | 14.1 | 8.548 | 2.578 | 1.949 | 3,290 | 48.5 / 2.7 | 14,800 |
| | | ± 0.495 | ± 0.210 | ± 0.322 | ± 270 | | ± 1,460 |
| C2 | 17.4 | 7.295 | 2.741 | 2.741 | 3,990 | 66.5 / 3.1 | 16,700 |
| | | ± 0.442 | ± 0.316 | ± 0.316 | ± 265 | | ± 1,350 |
| | | | | | | | |

The elemental analysis (of bulk samples) resulted in average contents of 1.3% of total carbon (TC) and 0.18% of nitrogen (N). Applying the estimated TOC values, the TOC/N ratio was set between 9 and 13, indicating that OM has a mixed origin, in between terrestrial and marine (according to standards published by Saito et al. 1989, Stein 1991, Meyers and Ishiwatari 1993). The TOC/N versus δ^{13} C assessment indicates that OM must have marine dissolved organic carbon (DOC) as its source, according to Meyers (2003) and Lamb et al. (2006). It is noteworthy that the radiocarbon dating was not measured from the bulk OM, but from its humin fraction.

The main inorganic components detected by XRF, discounting the OM content obtained by LOI, are: SiO₂ (60%), NaCl (8.6%), Al₂O₃ (8%), SO₃ (6%), CaCO₃ (6%), K₂O (2.8%), P₂O₅ (2.6%), Fe₂O₃ (1.2%), and TiO₂ (0.8%). Other compounds identified as trace elements were: ZrO₂, Nd₂O₃, SrO, MnO, V₂O₅, Rb₂O, Br, PbO, ZnO, Y₂O₃, and As₂O₃, which add up to less than 0.003%.

Discussion

The obtained ages situate the formation of the deposit in the Upper Pleistocene, in conditions of relative sea-level below the current mean sea-level. Quartz grains predominate with a high degree of textural maturity, indicated by the results of grain size and morphometry analysis, showing that the sediment was subjected to considerable rework before being added. The TOC/N ratio suggests a mixed origin of bulk OM and the parameter TOC/N x δ^{13} C indicates the marine influence from DOC origin. Nevertheless, it is likely that the marine DOC represents the later infiltration of marine OM, which still occurs in the present. Taking into account that the radiocarbon dating was measured from the humin fraction extracted from the OM, it is considered that the marine DOC from the OM did not interfere on the radiocarbon age measurement.

Besides the hypothesis of being related to pedogenesis, other hypotheses considered to explain the origin of the analyzed deposit comprehend the pre-existence of mangrove swamps, seagrass meadows or beachrocks. Therefore, the predominance of well sorted, subrounded, and with high sphericity medium sand does not match environments such as mangroves, where organic mud, rich in clay predominates. The grain size of the sands is also incompatible with a lagoon or marsh environment. The mixed origin of OM, the absence of limestone microfossils and the firm to extremely firm consistence of the formation are in conflict with the existence of a seagrass meadow. Regarding the possibility of being a paleo coastline preserved by the formation of beach rocks, it was discarded due to the absence of calcareous fossils and calcite cementation, and the continental contribution of the OM content origin.

The hypothesis raised by Dias and Quaresma (1996) seems to be more feasible. According to those authors, the deposit formation is charged to the pedologic process of podzolization (explained below), which is in line with the characterization made by Muehe and Corrêa (1988) as resting a sandstone for similar deposits in the region. The differences in the altimetric level of the cited formations must correspond to the age difference, considering the emergence and submergence of the coast in relation to the paleo sea-level oscillations.

Restinga soils are classified by the Brazilian Soil Classification System (SiBCS) as Spodosols (Santos et al. 2018). They develop mainly under conditions of high humidity, in flat topography or in depressions, and under tropical and subtropical climate. Spodosols are characterized essentially for its sandy texture and for the existence of a spodic B horizon, which is found immediately under one or more of the following horizons, according to the SiBCS: (i) E horizon (white or light gray sand-silty horizon, poor in OM, clay minerals, and iron oxides content); (ii) A horizon (mineral horizon formed at the surface or beneath an O layer, where the plant roots are fixed and there are animals and microorganisms decomposing the organic matter); (iii) Histic horizons (dark superficial horizons with high concentration of OM [total organic carbon ≥ 8%], saturated with water for extended periods [H horizon] or not [O horizon]).

The formation of Spodosols is related to the occurrence of podzolization, where there are cheluviation and translocation of humus combined with Al ions, containing Fe ions or not, in the form of inorganic colloids. Leaching from the top of the soil leads to the migration of chelates from the upper eluvial horizon to the subsoil, where they are immobilized forming the illuvial spodic B horizon. The sand grains acquire cleavage coatings of OM and Al (Sauer et al. 2007; Coelho et al. 2010; Santos et al. 2018). The sediment colors in the illuvial horizon

vary from reddish brown to yellowish gray, depending on the combination of OM content (quality and decomposition degree) and oxyhydroxides (quality, proportions, and presence or absence of Fe) (Cooper et al. 2016; Menezes 2017; Martinez et al. 2018). The colors of the collected samples (dark brown) and the elemental identification of Al (in higher concentration, 8%) and Fe (in lower concentration, 1.2%) in the submerged semi-consolidated deposit coincide with the characterization described for the spodic B horizon.

The accumulation of Al-humus complexes in the spodic B horizon is due to the saturation zone of water (water table) and the saturation of Al in the chelates (Coelho et al. 2010; Buurman et al. 2013; Cooper et al. 2016). Hardening or cementation occurs to a greater or lesser degree depending on depth, age, presence and concentration of Fe, and may have a firm, very firm or extremely firm consistence (Martinez et al. 2018; Santos et al. 2018). The consistence of the samples analyzed in the present work matches these criteria. The very weak to moderate cementation is probably due to the low concentration of Fe.

Menezes (2017), after compiling data on Spodosols in Brazil, concluded that about 50% of the profiles described are found in restingas (n=154). The mean depth of the spodic B horizons identified in profiles in Brazil is 85 cm (rounded here to 1 m) but can reach up to 4 m (Menezes 2017). Therefore, it is estimated that the supposed original top surface of the feature analyzed in this work should be on average between -21 m (1 m above the measured water depth) and -18 m (4 m above the measured water depth) (below current mean sea level) since the unconsolidated sands that possibly covered the feature (upper horizons) may have been removed and reworked after the last marine transgression flooding.

The compilation made by Menezes (2017) showed also that the Spodosols found in restingas

in Brazil are situated at a mean elevation of 12 m, median of 8 m and mode of 1 m. Correlating those indices with the level of the semi-consolidated feature, it is interpreted that the paleo sea-level at the time of its formation could be between the limits of about -33 m (mean value for elevation of 12 m below the estimated minimum level of the original top surface) and -19 m (mode value for elevation of 1 m below the estimated maximum level of the original top surface) (below current mean sea-level). The mean and mode values were used in order to provide a wide range for a conservative estimation.

By observing the global curves of relative sea-level variation (e.g. Rabineau et al. 2006), a connection was found with that inference (Fig. 5). In spite of the discrepancy between the ages obtained by ¹⁴C and by OSL, in both cases, the paleo sea-level indicated in the global curves is below the bathymetric level of the studied deposit, in agreement with the hypothesis of being an old pedogenetic formation.

Regarding the obtained radiocarbon age (ca. 40,000 cal yr BP), towards the envelope curve of Rabineau et al. (2006), the estimated paleo sea-level minimum (-33 m) is a few meters shallower than the maximum limit of global variation (~ -40 m) (Fig. 5). It is observed that this age is at the marine isotope stage MIS 3, between 60,000 and 25,000 yr BP, an anomalous interglacial interval in which the uncertainty of the maximum reach of paleo sea-level is significant (Rabineau et al. 2006; Siddall et al. 2008). The models suggest that the paleo sea-level at ca. 40,000 cal yr BP should be between -40 and -90 m. However, in several places in the world, there are records of considerably shallower paleo sea-levels (e.g. Rodriguez et al. 2000; Hanebuth et al. 2006; Doğan et al. 2012; Pico et al. 2017; Cawthra et al. 2018). Dillenburg et al. (2019) exhibited a set of MIS 3 records from southern Brazil oscillating between -23 and -5 m, from 47,700 to 36,200 ¹⁴C yr BP. Concerning particularly the Brazilian

southeastern coast, Ireland (1987), Mahiques et al. (2011), Silva et al. (2014), and Salvaterra et al. (2017) presented indicators of marine paleo sea-levels between -20 and -4 m, with ages between ca. 48,000 and 35,000 ¹⁴C yr BP (Fig. 5). Differently from these references about the Brazilian coast, the data presented in this work indicate that the paleo sea-level could not be shallower than -19 m, at least in the region of GB mouth (at ca. 40,000 cal yr BP).

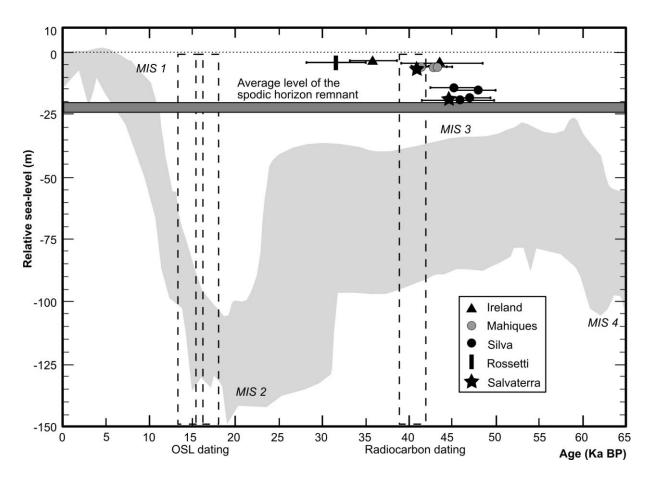


Fig. 5 Altimetric level and datings from the spodic B horizon remnant overlapping the global envelope curve of relative sea-level (in gray) (modified from Rabineau et al. 2006) and sea-level indicators of MIS 3 from southeastern Brazil (after Ireland 1987; Mahiques et al. 2011; Silva et al. 2014; Rossetti et al. 2015; Salvaterra et al. 2017)

In another study carried out on the southeastern coast of Brazil, Rossetti et al. (2015) obtained OSL dating from $31,681 \pm 3,203$ yr referring to a depth of 3.85 m (Fig. 5). They speculated that the paleo sea-level at that age might be lower but not below -25 m, otherwise erosion

would occur, not a deposition. This interpretation is consistent with the analysis made in this paper, despite the age of almost 9,000 years more recent. This inference can be applied to the mouth of GB. If the paleo sea-level was far below the depth of the semi-consolidated deposit, as indicated by the lower values of the curves and global models, it is probable that erosive processes would predominate. It is reiterated that the spodic B horizon depends on the presence of groundwater, and therefore, with the base level very low, this horizon would not have formed in the vertical position found.

The ages obtained by OSL in the present study correspond to the final phase of MIS 2, just after the last glacial maximum (LGM), ca. 20,000 yr BP, when the relative sea-level was approximately at -120 m. The accelerated rise of sea-level during the last marine transgression began about 18,000 yr BP. In the range of luminescence dates, the paleo sea-level oscillated from -130 to -55 m, elevations incompatible with the deposit formation described. Considering the overlap between the two OSL ages obtained (from 16,260 to 15,350 yr), supposed to be more likely to occur, the paleo sea-level was between -130 and -90 m, and definitely unsuited for the formation of a spodic B horizon at the elevation of -33 m to -19 m, as assumed here (Fig. 5).

As demonstrated, the ages obtained by OSL are younger than the humin radiocarbon age of the pedogenesis and thus they can not be considered deposition ages, what is a clue of erosion. The luminescence ages indicate the last time the deposit was exposed to sunlight. Hence, the assessment of the data conducts to the interpretation that after the supposed pedogenesis in MIS 3, the subsequent marine regression possibly started an erosive process that ensued through the LGM and persisted during the last marine transgression until shortly after the LGM low stand. The relative sea-level took more than 20,000 years to return to the

altimetric position where the ancient B horizon is located (at about -22 m), at ca. 12,000 yr BP. While the B horizon was flooded and the sea level continued rising, there was an intense remobilization of the supposedly unconsolidated layers above, which possibly comprised the upper pedological horizons, specially the sandy E horizon.

Conclusions

This paper describes a semi-consolidated sedimentary deposit submerged off Guanabara Bay exposed on the seabed at the depth of 22 m, with dimensions, contour and relief never revealed before. The quartzose sand feature is interpreted as a remnant of an old spodic B horizon, formed ca. 40,000 cal yr BP. Among prior publications on the southeastern Brazilian coast, this research contributes to argue that the paleo sea-level during MIS 3 stage at this region may be a few meters above that indicated in the global eustatic models.

During MIS 3, GB had a considerably reduced area and estuarine processes occurred in the main channel and in the outer portion, on the continental shelf. The spodic B horizon must have formed in a sandbar stabilized by restinga vegetation and by podzolization, which was discontinued along with the marine regression of MIS 2. The groundwater level dropped too low while the relative sea level reached about -120 m, ca. 20,000 yr BP, at LGM. The ancient Spodosol stayed at least 85 m above the paleo sea-level.

When the relative sea-level in accelerated rise, during the last transgression, reached approximately -22 m, at ca. 12,000 yr BP, the old Spodosol was flooded and there was retrogradation of the coastline. Thus, the unconsolidated sands that covered the spodic B horizon were removed and migrated towards the continent, contributing to the sandbank

formation at the mouth of the bay. The identified semi-consolidated deposit constitutes therefore a sedimentary record of the MIS 3 stage on the inner continental shelf and represents an erosive evidence of the last transgression.

Acknowledgments The authors are thankful to Otto Sobral for sampling and recording the subaquatic images and to Dr. Bruno Turcq, who provided the radiocarbon measurement at LMC14, France. Deep appreciation is given to the reviewers for their contributions. This study was financed in part by Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001.

References

- Amador E (2012) Bacia da Baía de Guanabara: Características Geoambientais, Formação e Ecossistemas. Interciência, Rio de Janeiro.
- Alves E, Macario K, Souza R et al (2015) Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from pre-bomb marine shells. Quat. Geochronol. 29:30-5. doi:10.1016/j.quageo.2015.05.006
- Blott S, Pye K (2001) Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surf. Proc. Land. 26:1237-1248.
- Blott S, Pye K (2008) Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. Sedimentology 55:31-63.
- Bronk Ramsey C (2017) Methods for Summarizing Radiocarbon Datasets. Radiocarbon 59(2):1809-1833.
- Buurman P, Vidal-Torrado P, Martins VM (2013) The Podzol Hydrosequence of Itaguaré (São Paulo, Brazil). 1. Geomorphology and Interpretation of Profile Morphology. Soil Sci.

- Soc. Am. J. 77:1294-1306 doi:10.2136/sssaj2012.0080
- Cawthra HC, Jacobs Z, Compton JS et al (2018) Depositional and sea-level history from MIS 6 (Termination II) to MIS 3 on the southern continental shelf of South Africa. Quat. Sci. Rev. 181:156-172. doi:10.1016/j.quascirev.2017.12.002
- Clarke ML, Rendell HM, Wintle AG (1999) Quality assurance in luminescence dating.

 Geomorphology 29:173-185.
- Coelho MR, Vidal-Torrado P, Pérez XLO et al (2010) Química e gênese de solos desenvolvidos sob vegetação de restinga no estado de São Paulo. Rev. Bras. Cienc. Solo 34:1951-1964.
- Cooper M, Boschi RS, Silva LFS et al (2017) Hydro-physical characterization of soils under the Restinga Forest. Scientia Agricola 74(5):393-400. https://dx.doi.org/10.1590/1678-992x-2016-0103
- Dadalto TP (2017) Arquitetura estratigráfica e evolução geológica da Restinga da Marambaia (RJ). Thesis, Universidade Federal Fluminense.
- Dias GTM, Quaresma VS (1996) Baía de Guanabara Evolução Geomorfológica do Fundo Submarino. Anais do XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia. 514-517.
- Dillenburg SR, Barboza EG, Rosa MLCC et al (2019) Sedimentary records of Marine Isotopic Stage 3 (MIS 3) in southern Brazil. Geo-Mar Lett. https://doi.org/10.1007/s00367-019-00574-2
- Doğan U, Koçyiğit A, Varol B et al (2012) MIS 5a and MIS 3 relatively high sea-level stands on the Hatay–Samandağ Coast, Eastern Mediterranean, Turkey. Quat. Int. 262:65-79. doi:10.1016/j.quaint.2011.12.020
- Figueiredo Jr. AG, de Toledo MB, Cordeiro RC et al (2014) Linked variations in sediment accumulation rates and sea-level in Guanabara Bay, Brazil, over the last 6000 years. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 415:83-90. doi:10.1016/j.palaeo.2014.08.027

- Folk RL, Ward WC (1957) Brazos River Bar: A Study in the Significance of Grain Size Parameters. J. Sed. Petrol. 27:3-26.
- Gross MG (1971) Carbon determination. In: Carver RE (ed) Procedures in Sedimentary Petrology. Wiley-Interscience, New York, pp 573-596.
- Hanebuth TJJ, Saito Y, Tanabe S et al (2006) Sea levels during late marine isotope stage 3 (or older?) reported from the Red River delta (northern Vietnam) and adjacent regions.

 Quat. Int. 145:119-134. doi:10.1016/j.quaint.2005.07.008
- Ireland S (1987) The Holocene sedimentary history of the coastal lagoons of Rio de Janeiro state, Brazil. In: Tooley MJ, Shennan I (eds) Sea-level changes. The Institute of British Geographers. Special Publications Series 20: 25-66.
- Kjerfve B, Ribeiro CHA, Dias GTM et al (1997) Oceanographic characteristics of an impacted coastal bay: Baía de Guanabara, Rio de Janeiro, Brazil. Cont. Shelf Res. 17 (13):1609-1643.
- Krumbein WC (1941) Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. J. Sed. Petrol. 11:64-72.
- Lamb AL, Wilson GP, Leng MJ (2006) A review of coastal palaeoclimate and relative sealevel reconstructions using δ13C and C/N ratios in organic material. Earth-Sci. Rev. 75:29–57.
- Mahiques MM, Sousa SHM, Burone L et al (2011) Radiocarbon geochronology of the sediments of the São Paulo Bight (southern Brazilian upper margin). An. Acad. Bras. Ciênc. 83(3):817-834 doi:10.1590/S0001-37652011005000028
- Martinez P, Buurman P, Lopes-Mazzetto JM et al (2018) Geomorphological control on podzolisation An example from a tropical barrier island. Geomorphology 309:86-97. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.02.030
- Menezes AR (2017) Critérios taxonômicos para horizonte B espódico do Sistema Brasileiro

- de Classificação de Solos: revisão e ampliação da nomenclatura e das definições.

 Dissertation, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.
- Meyers PA (2003) Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. Org. Geochem. 34:261–289.
- Meyers PA, Ishiwatari R (1993) Lacustrine organic geochemistry an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. Org. Geochem. 20:867-900.
- Muehe D, Corrêa CHT (1988) Os "arenitos de restinga" do cordão litorâneo da Maçambaba/Lagoa de Araruama RJ. Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Pará v2:553-558.
- Murray AS, Wintle AG (2000) Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. Radiat. Meas. 32(1):57-73.
- Pico T, Creveling JR, Mitrovica JX (2017) Sea-level records from the U.S. mid-Atlantic constrain Laurentide Ice Sheet extent during Marine Isotope Stage 3. Nat. Commun. 8:1-6 doi:10.1038/ncomms15612
- Rabineau M, Berné S, Olivet JL et al (2006) Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). Earth Planet. Sci. Lett. 252:119-137. doi:10.1016/j.epsl.2006.09.033.
- Reimer PJ, Bard E, Bayliss A et al (2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal AP. Radiocarbon 55(4):1869-1887. doi:10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Rodriguez AB, Anderson JB, Banfield LA et al (2000) Identification of a -15 m Wisconsin shoreline on the Texas inner continental shelf. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 158(1-2):25-43. doi:10.1016/S0031-0182(00)00027-4
- Rossetti DF, Polizel SP, Cohen MCL et al (2015) Late Pleistocene–Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-

- influenced deltas, Mar. Geol. 367:171-190. doi:10.1016/j.margeo.2015.05.012
- Saito Y, Nishimura A, Matsumoto E (1989) Transgressive sand sheet covering the shelf and upper slope of Sendai, Northeast Japan. Mar. Geol. 89(3-4):245-258. doi:10.1016/0025-3227(89)90078-9
- Salvador MV, Silva MA (2002) Morphology and sedimentology of the Itaipu Embayment Niterói/RJ. An. Acad. Bras. Cienc. 74(1):127-134.
- Salvaterra AS, Santos RF, Salaroli AB et al (2017) Evidence of a Marine Isotope Stage 3 transgression at the Baixada Santista, south-eastern Brazilian coast. Braz. J. Geol. 47(4): 693-702. doi:10.1590/2317-4889201720170057
- Santos HG, Jacomine PKT, Anjos LHC et al. (2018) Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Embrapa, Brasília.
- Sauer D, Sponagel H, Sommer M et al (2007) Review article Podzol: Soil of the year 2007 A review on its genesis, occurrence, and functions. J. Plant Nutr. Soil Sci. 170:581-597.
- Schoeneberger PJ, Wysocki DA, Benham EC et al (2012) Field book for describing and sampling soils, Version 3.0. United States Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln.
- Schumacher BA (2002) Methods for the Determination of Total Organic Carbon (TOC) in Soils and Sediments. United States Environmental Protection Agency, Ecological Risk Assessment Support Center Office of Research and Development, Las Vegas.
- Siddall M, Rohling EJ, Thompson WG et al (2008). Marine isotope stage 3 sea level fluctuations: Data synthesis and new outlook. Rev. Geophys. 46(4). doi:10.1029/2007RG000226
- Silva ALC, Silva MAM, Gambôa LAP et al (2014) Sedimentary architecture and depositional evolution of the Quaternary coastal plain of Maricá, Rio de Janeiro, Brazil. Braz. J.

Geol. 44(2):191-206. doi:10.5327/Z2317-4889201400020002

Stein R (1991) Accumulation of organic carbon in marine sediments. Results from the Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program. Lecture Notes in Earth Sciences 34. Springer-Verlag, Berlin.