

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE – UFF
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM DINÂMICA DOS OCEANOS E DA
TERRA**

ANA BEATRIZ PINHEIRO

**DINÂMICA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE
PARATY (RIO DE JANEIRO) NO HOLOCENO**

**Niterói - RJ
2023**

ANA BEATRIZ PINHEIRO

**DINÂMICA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE
PARATY (RIO DE JANEIRO) NO HOLOCENO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade
Federal Fluminense, como requisito parcial para
obtenção do grau de doutora. Área de
Concentração: Geologia e Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Junior (UFF)

Coorientador: Prof. Dr. André Luiz Carvalho da Silva (UERJ/FFP)

**Niterói - RJ
2023**

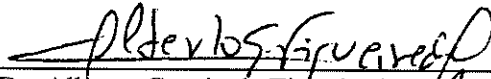
ANA BEATRIZ PINHEIRO

**DINÂMICA E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLANÍCIE COSTEIRA DE
PARATY (RIO DE JANEIRO) NO HOLOCENO**

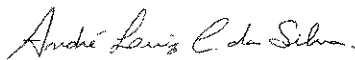
Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Dinâmica dos Oceanos e da Terra da Universidade
Federal Fluminense, como requisito parcial para
obtenção do grau de doutor. Área de
Concentração: Geologia e Geofísica.

Aprovada em: 06 de dezembro de 2023.

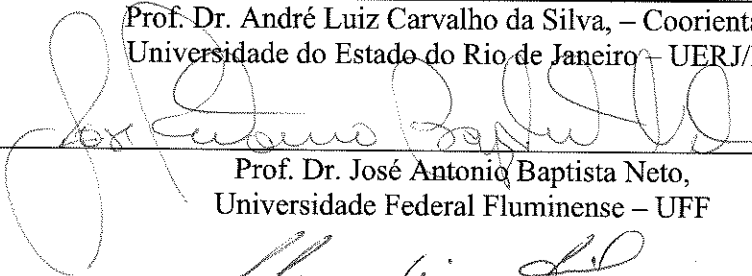
BANCA EXAMINADORA



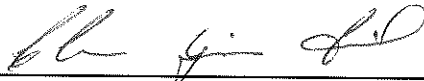
Prof. Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Junior - Orientador
Universidade Federal Fluminense – UFF



Prof. Dr. André Luiz Carvalho da Silva, – Coorientador
Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ/FFP




Prof. Dr. José Antonio Baptista Neto,
Universidade Federal Fluminense – UFF



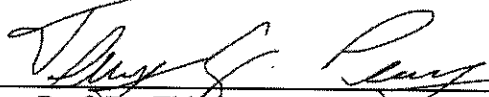
Prof. Dr. Cleverson Guizan Silva
Universidade Federal Fluminense – UFF



Prof. Dra. Thaís Baptista da Rocha
Universidade Federal Fluminense – UFF



Prof. Dr. Sérgio Cadena de Vasconcelos
Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro - PUC- Rio



Prof. Dr. Thiago Gonçalves Pereira
Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ

Niterói - RJ
2023

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

P654d Pinheiro, Ana Beatriz
Dinâmica e evolução geológica da planície costeira de
Paraty (Rio de Janeiro) no Holoceno / Ana Beatriz Pinheiro. -
2023.
144 f.: il.

Orientador: Alberto Garcia de Figueiredo Junior.
Coorientador: André Luiz Carvalho Da Silva.
Tese (doutorado)-Universidade Federal Fluminense, Instituto
de Geociências, Niterói, 2023.

1. Dinâmica de praias. 2. Evolução geológica. 3. Paraty.
4. Holoceno. 5. Produção intelectual. I. Figueiredo Junior,
Alberto Garcia de, orientador. II. Carvalho Da Silva, André
Luiz, coorientador. III. Universidade Federal Fluminense.
Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD - XXX

AGRADECIMENTOS

A Deus, por tudo o que sou e o que tenho. Por todas as conquistas e oportunidades que tenho tido ao longo da vida, até aqui me ajudou o Senhor! E por ter colocado em meu caminho pessoas tão especiais.

A minha família, minha mãe Maria, mulher guerreira que sempre faz o melhor por mim e me apoiou em tudo, a minha tia Cristiana, meu tio Lucinei e meus primos Emmanuel e João Pedro. Aos meus avós José e Lucimar que infelizmente não puderam acompanhar essa trajetória, mas foi com eles que cresci e aprendi muito. Por me ensinarem todos os valores fundamentais para minha vida e por todo amor, apoio, incentivo, por sempre acreditarem em mim, até mesmo em momentos em que eu não acreditava. Obrigada!!

Ao meu orientador Prof. Dr. André Luiz Carvalho da Silva, pelas diversas orientações e pela paciência que doou muito de seu tempo para a realização deste trabalho. Sem você não teria sido possível. Ao meu orientador Prof. Dr. Alberto Garcia de Figueiredo Junior pela orientação desta tese e por toda disponibilidade em ajudar.

Aos meus companheiros de vida que a UERJ me deu, Lucas, Andrea, Lorena, Jessyca, Valéria e Andressa. Sem vocês essa trajetória seria muito mais pesada. Obrigada por todos os conselhos, por toda ajuda psicológica e pela amizade de vocês.

A toda a equipe GECOST, principalmente Andrea, Jessyca, Mabi e Débora por toda a ajuda nos campos pesados. Especialmente a Andrea por todo auxílio no laboratório, pelos momentos divertidos que passamos, e apoio em dias que chegava desanimada e desmotivada, sempre me apoiando e me escutando.

Ao professor Thiago Pereira pela realização do campo com ARP para o mapeamento da linha de costa. Me auxiliando desde o pré-campo até o tratamento dos dados.

Ao professor Rodrigo pela ajuda e disponibilidade quanto a utilização dos equipamentos do LAGEMAR e processamento dos dados.

Ao professor Dr. Guilherme Borges Fernandes, Thaís Baptista da Rocha e ao Laboratório de Geografia Física (LAGEF - UFF), por todo apoio nos campos de GPR e coleta LOE, desde a aquisição e tratamento dos dados adquiridos com GNSS e GPR.

Ao professor Mauro Parolin e seus alunos Mayra, Tainara, Taila e Kevin pela realização das diversas etapas de análise de espículas de esponja e por ter sido tão bem acolhida no Laboratório de Estudos Paleoambientais – UNESPAR/Campo Mourão – PR.

A professora Rosa Souza do Programa de Pós-graduação em Biologia Marinha e Ambientes Costeiros (UFF) pela identificação das conchas.

A professor José Antônio pela condução da orientação durante o início do doutorado.

Ao Alex Freitas (UFF) pelas análises e identificações dos palinomorfos e por sempre estar solícito.

Não posso esquecer também de agradecer ao Fábio que foi mais que um motorista, um parceiro que durante os campos sempre nos ajudou, até mesmo abrindo trincheiras para coletar sedimento para as datações.

A aldeia Pataxó no Iriri e ao Cacique Leonardo pelo acesso a área para realização do GPR e sondagem.

A FAPERJ pelo financiamento dessa pesquisa através do projeto (Dinâmica atual e evolução deposicional e ambiental do litoral fluminense no quaternário tardio) Grupos emergentes n° E- 26/010.002277/2019.

A CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) concessão da bolsa de doutorado, fundamental para a realização desse trabalho.

Aos meus companheiros da prefeitura de Rio das Ostras, em especial a Priscila e João pela parceria e apoio.

A todos os professores e funcionários do Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra (UFF) e a Faculdade de Formação de Professores (UERJ/FFP). Enfim, palavras não são suficientes para expressar a minha gratidão a todos os que contribuíram de forma direta ou indireta para a realização deste trabalho.

MUITO OBRIGADA!!!

SUMÁRIO

	LISTA DE FIGURAS	IX
	LISTA DE TABELAS	XI
	RESUMO	XII
	ABSTRACT	XIII
1	INTRODUÇÃO	01
1.1	Hipóteses da pesquisa	02
1.2	Objetivos	03
1.3	Estrutura da tese	04
2	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	04
3	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	10
3.1	Barreiras arenosas	10
3.1.1	Formação e evolução de barreiras arenosas	13
3.1.2	Variação do nível do mar	21
3.2	Praias	26
3.2.1	Processos físicos costeiros	29
3.2.2	Dinâmica e erosão de praias	34
3.2.3	Praias abrigadas	40
4	MATERIAIS E MÉTODOS	42
4.1	Aquisição de perfis topográficos de praia	43
4.2	Aquisição de dados com o uso do ARP (Aeronave remotamente Pilotada)	47
4.3	Aquisição de perfis adquiridos com o Ground Penetrating Radar (GPR)	50
4.4	Sondagem geológica	55
4.5	Datações	57

4.6	Análises laboratoriais	59
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	65
5.1	Dynamics and storm records on sheltered beaches: Paraty, southeast coast of Brazil	66
5.2	Coastal erosion and flood susceptibility in Paraty, southeast of Brazil	83
5.3	Evolução Holocênica de planícies de cristas de praia no litoral de Paraty, sudeste do Brasil	101
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	133
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	136

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área de estudo.	5
Figura 2 - Mapa geomorfológico e principais unidade de conservação.	6
Figura 3 - Altura das ondas de tempestade na Baía de Ilha Grande.	8
Figura 4 - Mapa faciológico da Baía da Ilha grande.	8
Figura 5 - Barreira arenosa e ambientes costeiros associados.	11
Figura 6 - Barreira arenosa e ambientes deposicionais sedimentares.	12
Figura 7 - Tipos de barreiras arenosas.	13
Figura 8 - Diferentes processos de formação de cristas de praia e suas respectivas estruturas internas.	16
Figura 9 - Modelos de sequências estratigráficas de tipos diferentes de barreiras arenosas.	18
Figura 10 - Processo de formação do leque de arrombamento e estratificações características de leques de arrombamento.	20
Figura 11 - Fatores que influenciam as variações relativas do nível do mar durante o quaternário.	22
Figura 12 - Curva de variações do nível relativo do mar de cerca de 30.000 anos A.P. até o atual.	23
Figura 13 - Curvas relativas do nível do mar do Holoceno construídas para vários setores da costa leste e sudeste do Brasil.	25
Figura 14 - Curva de variação do nível do mar no Holoceno para o litoral brasileiro.	26
Figura 15 - Subdivisão do ambiente praial.	28
Figura 16 - Propriedades básicas de uma onda.	30
Figura 17 - Formas de arrebentação da onda.	31
Figura 18 - Células de circulação costeira.	32
Figura 19 - Corrente de fluxo e refluxo de ondas (<i>swash e backwash</i>).	33

Figura 20 - Marés de sizígia e quadratura.	34
Figura 21 - Classificação morfológica de praias.	36
Figura 22 - Perfis topográficos de praia: bom tempo e mal tempo.	37
Figura 23 - Morfotipos de praia de baixa energia.	42
Figura 24 - Localização das praias selecionadas para aquisição dos perfis topográficos de praia.	44
Figura 25 - Aquisição de perfis topobatimétricos de praia	45
Figura 26 - Esboço do cálculo do volume de sedimentos emerso.	46
Figura 27 - Localização das áreas selecionados para realização do mapeamento da linha de costa e identificação das áreas vulneráveis a inundação.	48
Figura 28 - Equipamentos utilizados para o mapeamento da linha de costa	49
Figura 29 - Figura de localização dos pontos selecionados para aquisição dos perfis de GPR transversais e longitudinais à costa.	53
Figura 30 - Aquisição dos perfis de GPR.	54
Figura 31 - Pontos selecionados para aquisição dos perfis de GPR.	56
Figura 32 - Perfuração dos poços com o trado mecânico e coleta e identificação de amostras deformadas.	57
Figura 33 - Coleta de amostras para datação LOE.	58
Figura 34 - Análise granulométrica das amostras de areia.	61
Figura 35 - Análise morfoscópica dos sedimentos, realizada na lupa binocular.	62
Figura 36 - Grau de arredondamento e esfericidade.	63
Figura 37 - Eliminação da matéria orgânica.	64

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Indicativos de erosões costeiras no Brasil.	38
Tabela 2 - Extensão, orientação e coordenadas geográficas dos pontos de monitoramento	44
Tabela 3 - Geoindicadores de susceptibilidade à erosão costeira.	48
Tabela 4 - Dados do levantamento realizado com o ARP.	50
Tabela 5 - Pontos selecionados para aquisição dos perfis de GPR.	51
Tabela 6 - Locais selecionados para os poços de sondagem geológica	55
Tabela 7 - Materiais e locais de datação	58
Tabela 8 - Classificação das frações granulométricas de acordo com os intervalos proposto por Wentworth (1922)	61

RESUMO

Este estudo está voltado para o entendimento da dinâmica atual e evolução geológica da planície costeira de Paraty ao longo do Holoceno. Localizada na borda oeste da Baía da Ilha Grande, esse litoral apresenta uma geologia marcada pelo domínio da Serra do Mar, com uma linha de costa bastante recortada, com a presença de costões rochosos que se intercalam com estreitas planícies flúvio-marinhas. Para atingir tal objetivo, o trabalho contou com as seguintes etapas: (1) aquisição de dados de topografia nas principais praias e planícies; (2) mapeamento da linha de costa utilizando imagens de satélite e dados de ARP; (3) uso do GPR para analisar a estratigrafia da planície; (4) sondagem geológica para a caracterização sedimentar e; (5) datações por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE). Os resultados mostram que ao longo de todo esse litoral, tanto a parte abrigada quanto na oceânica (Trindade), foram observados registros de transposição de ondas, danos em estruturas urbanas, erosão e inundação, que apontam para a suscetibilidade desta costa a eventos extremos. O extremo sul de Jabaquara e área central da cidade são as áreas críticas com comportamento erosivo da linha de costa durante os 14 anos analisados (2005- 2019) e alta suscetibilidade a inundação. Esse processo erosivo pode estar associado à baixa troca de sedimentos; ação das ondas de tempestade, que retiram sedimentos, sem competência de reposição pós-tempestade; e intervenções antrópicas, que podem ter alterado a hidrodinâmica local. Quanto ao processo evolutivo das planícies de Paraty, os resultados mostram um pacote costeiro de cerca de 9 m de espessura, com duas sequências deposicionais. A primeira, interpretada como um possível depósito remanescente do Pleistoceno, localizada entre 5.25 m e 9 m de profundidade, apresenta refletores subparalelos moderadamente contínuos, em direção ao mar, com baixa amplitude do sinal (Rf1). É composta predominantemente por areia quartzosa média a fina (com presença de minerais pesados), mal selecionada, de coloração esbranquiçada (unidade I). Acima dessa unidade há uma superfície erosiva e/ou não deposicional (Refletor A), que separa as sequências Pleistocênica e Holocênica. Em torno de 5 m até a superfície encontra-se a Sequência Holocênica, subdividida em 3 unidades deposicionais (II, III e IV). A primeira, identificada como antepraia, com refletores subparalelos, com forma planar, moderadamente contínuo, com suave mergulho em direção ao mar (Rf2) e composta por areia quartzosa média a grossa (com presença de minerais pesados), com frequência significativa de cascalho e mal selecionamento (unidade II). Destaca-se ainda o aparecimento de conchas e fragmentos de conchas bivalves da espécie *Maetra isabelleana* que têm como habitat fundos arenosos na região infralitoral (zona submersa abaixo do nível mínimo da maré baixa). A segunda unidade, interpretada como ambiente praiado progradante, é marcada pela presença de refletores inclinados em direção ao mar e com boa continuidade (Rf3) e predomínio de areia quartzosa média, moderadamente selecionada, com morfologia angular e muito angular e presença de minerais pesados (unidade III). Sobre estes depósitos está o retrabalhamento eólico, localizado na superfície e caracterizado por um depósito arenoso pouco espesso, com refletores plano paralelos, predominantemente horizontais, de moderada continuidade (Rf4). Esta unidade é composta de areia quartzosa média, moderadamente selecionada e grau de arredondamento variando de subangular a subarredondado (unidade IV). As características dos grãos (angulares e muito angulares) apontam para a baixa maturidade, evidenciando a contribuição fluvial na sedimentação dessas planícies fluvio-marinhas, além de presença de um paleocanal (Rf5) cortando depósitos progradacionais. As datações por LOE na planície do Iriri apresentaram idades em torno de 1.450 ± 120 e 550 ± 50 anos A.P., em áreas distantes 210 m e 95 m do atual NMM, respectivamente; com uma taxa de progradação média de $\sim 0,13$ m/ano confirmaram a origem Holocênica desse litoral. A geomorfologia atual é marcada pela presença de cristas de praia com orientação norte-sul, com diminuição na altura da crista de cerca de 3 m para 1 m em direção ao mar, e que representam antigas posições da linha de costa, formadas durante a progradação desse litoral. Portanto, as pequenas e estreitas planícies costeiras de Paraty formaram-se a partir da incorporação de cristas de praia, como resultado da queda do nível do mar no Holoceno, associado ao significativo aporte de sedimentos fluviais.

Palavras-chave: Paraty; suscetibilidade a erosão e inundações; Holoceno; cristas de praia.

ABSTRACT

This study is aimed at understanding the current dynamics and geological evolution of the Paraty coastal plain throughout the Holocene. Located on the western edge of Ilha Grande Bay, this coastline presents a geology marked by the dominance of the Serra do Mar, with a very indented coastline, with the presence of rocky shores that are interspersed with narrow river-marine plains. To achieve this objective, the work included the following steps: (1) acquisition of topography data on the main beaches and plains; (2) mapping the coastline using satellite images and UAV data; (3) use of GPR to analyze the stratigraphy of the plain; (4) geological survey for sediment characterization and; (5) Optically Stimulated Luminescence (LOE) dating. The results show that along this entire coastline, both the sheltered and the oceanic part (Trindade), records of wave transposition, damage to urban structures, erosion and flooding were observed, which point to the susceptibility of this coast to extreme events. The extreme south of Jabaquara and the central area of the city are the critical areas with erosive behavior of the coastline during the 14 years analyzed (2005- 2019) and high susceptibility to flooding. This erosion process may be associated with low sediment exchange; action of storm waves, which remove sediments, without post-storm replacement capacity; and anthropogenic interventions, which may have altered local hydrodynamics. Quanto ao processo evolutivo das planícies de Paraty, os resultados mostram um pacote costeiro de cerca de 9 m de espessura, com duas sequências deposicionais. A primeira, interpretada como um possível depósito remanescente do Pleistoceno, localizada entre 5.25 m e 9 m de profundidade, apresenta refletores subparalelos moderadamente contínuos, em direção ao mar, com baixa amplitude do sinal (Rf1). É composta predominantemente por areia quartzosa média a fina (com presença de minerais pesados), mal selecionada, de coloração esbranquiçada (unidade I). Acima dessa unidade há uma superfície erosiva e/ou não deposicional (Refletor A), que separa as sequências Pleistocênica e Holocênica. Em torno de 5 m até a superfície encontra-se a Sequência Holocênica, subdividida em 3 unidades deposicionais (II, III e IV). A primeira, identificada como antepraia, com refletores subparalelos, com forma planar, moderadamente contínuo, com suave mergulho em direção ao mar (Rf2) e composta por areia quartzosa média a grossa (com presença de minerais pesados), com frequência significativa de cascalho e mal selecionamento (unidade II). Destaca-se ainda o aparecimento de conchas e fragmentos de conchas bivalves da espécie *Maetra isabelleana* que têm como habitat fundos arenosos na região infralitoral (zona submersa abaixo do nível mínimo da maré baixa). A segunda unidade, interpretada como ambiente praiado progradante, é marcada pela presença de refletores inclinados em direção ao mar e com boa continuidade (Rf3) e predomínio de areia quartzosa média, moderadamente selecionada, com morfologia angular e muito angular e presença de minerais pesados (unidade III). Sobre estes depósitos está o retrabalhamento eólico, localizado na superfície e caracterizado por um depósito arenoso pouco espesso, com refletores plano paralelos, predominantemente horizontais, de moderada continuidade (Rf4). Esta unidade é composta de areia quartzosa média, moderadamente selecionada e grau de arredondamento variando de subangular a subarredondado (unidade IV). As características dos grãos (angulares e muito angulares) apontam para a baixa maturidade, evidenciando a contribuição fluvial na sedimentação dessas planícies fluvio-marinhas, além de presença de um paleocanal (Rf5) cortando depósitos progradacionais. As datações por LOE na planície do Iriri apresentaram idades em torno de 1.450 ± 120 e 550 ± 50 anos A.P., em áreas distantes 210 m e 95 m do atual NMM, respectivamente; com uma taxa de progradação média de $\sim 0,13$ m/ano confirmaram a origem Holocênica desse litoral. A geomorfologia atual é marcada pela presença de cristas de praia com orientação norte-sul, com diminuição na altura da crista de cerca de 3 m para 1 m em direção ao mar, e que representam antigas posições da linha de costa, formadas durante a progradação desse litoral. Portanto, as pequenas e estreitas planícies costeiras de Paraty formaram-se a partir da incorporação de cristas de praia, como resultado da queda do nível do mar no Holoceno, associado ao significativo aporte de sedimentos fluviais.

Keywords: Paraty; susceptibility to erosion and flooding; Holocene; beach ridges.

1. INTRODUÇÃO

Os ambientes costeiros são influenciados por diversos processos e variáveis, estando em constante transformação, buscando alcançar um estado de equilíbrio dinâmico (DAVIS, 1985; CARTER, 1988; DAVIS e FITZGERALD, 2004; BIRD, 2008). Possuem diversas funções, entre elas a proteção do litoral, desenvolvimento de atividades recreacionais e turísticas, além de habitat de diversas espécies da fauna e flora (FRIEDMAN et al., 1992; DAVIS JR, 1978; DAVIS JR e FITZGERALD, 2004). Os ambientes litorâneos são extremamente dinâmicos e sensíveis, e recebem continuamente fluxos de energia e matéria por estarem submetidos a uma variedade de processos naturais, sendo também influenciados pelas atividades humanas (CARTER, 1988).

Quase a metade da população mundial vive atualmente a menos de 100 km do litoral (DAVIS e FITZGERALD, 2004). No Brasil, de acordo com dados do censo de 2010, 26,6% da população concentra-se na faixa litorânea, representando cerca de 50,7 milhões de um total de 190 milhões de habitantes (IBGE). A ação humana tem sido responsável por inúmeras modificações e tentativas de controlar e modificar o balanço sedimentar em diversos litorais, gerando perdas, impedindo fluxos e até mesmo redistribuindo materiais, podendo gerar um desequilíbrio nos ecossistemas costeiros (CARTER, 1988). O acelerado processo de urbanização, fortemente marcado por uma grande concentração populacional próximo à costa, tem intensificado diversos problemas, principalmente quando se considera o caráter altamente dinâmico desses ambientes e, por isso, é necessário um gerenciamento adequado, voltado para a proteção dessas áreas. A planície costeira de Paraty tem vivenciado problemas, em virtude da ocupação sem planejamento prévio. Esse processo tem causado consideráveis danos aos ecossistemas litorâneos e prejuízos à população. Estudos realizados por Benchimol (2007), Pinheiro 2021a e Pinheiro 2021b, mostram nesse litoral problemas relacionados a: expansão urbana intensa; conflitos pela terra; poluição das águas pelo esgoto doméstico lançado nos rios; constantes alterações nos cursos dos rios para tentar minimizar o assoreamento; desmatamento de áreas de manguezais; erosão e inundação costeira; dentre outros.

A evolução das linhas de costa, tanto devido a causas ou fatores naturais quanto induzidos pelo homem, podem ser variáveis em diferentes escalas temporais e espaciais (STIVE et al., 2002). Elas são vulneráveis aos efeitos das mudanças climáticas em escala global, devido ao aumento do nível do mar e, em escala regional, devido às mudanças no regime das ondas (tempestades) (MASSELINK et al. 2016). O Período Quaternário

começou a cerca de 2,5 milhões de anos (International Chronostratigraphic Chart, 2020) e foi marcado pelas grandes variações eustáticas do nível do mar associadas a mudanças climáticas. Segundo Suguio et al (1985), essas variações constituíram a principal causa da formação das planícies costeiras do Brasil. Essas variações relativas do nível do mar ocorridas no Quaternário vêm sendo estudadas no Brasil objetivando compreender a sua influência na evolução costeira (MARTIN et al., 1979; SUGUIO et al., 1985; ANGULO E LESSA, 1997; ANGULO et al., 1999; ANGULO et al., 2002; BEZERRA et al., 2003; MARTIN et al. 2003; SUGUIO et al., 2005; ANGULO et al. 2006; DIAS et al. 2011; CASTRO et al., 2014; JESUS et al., 2017; CASTRO et al., 2021; ARAUJO et al., 2021).

As planícies costeiras são importantes registros sobre as mudanças a respeito das variações do nível do mar e vários trabalhos têm feito uso de dados cronológicos e de estrutura sedimentar para investigar a evolução desses ambientes durante o Quaternário (TAMURA et al., 2008). A incorporação de novas ferramentas e técnicas envolvendo, por exemplo, a utilização integrada do radar de penetração no solo (GPR) e datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), permitiram muitos avanços em estudos voltados para a evolução de ambientes costeiros (Gandolfo et al., 2001; Bristow e Pucillo et al., 2006; Nielsen et al., 2006; Tanaka et al, 2009; Barboza et al., 2009; Guedes et al., 2011; Maia et al., 2011; Dörschner et al, 2012; Tamura, 2012; Rocha et al, 2013; Choi et al., 2014; Silva et al., 2014; Bogo et al., 2015; Fernandez e Rocha, 2015; Silvestre et al, 2015; Dougherty et al., 2016; Bitencourt et al., 2017; Rocha et al, 2017; Nascimento et al., 2018; Rocha et al., 2019; Bitencourt et al., 2020; Barboza et al., 2021; Figueiredo et al., 2021, Prasad et al., 2023, Oliver et al., 2023, dentre outros). A integração dessas metodologias recentes a sondagem geológica é fundamental para o entendimento da arquitetura sedimentar das planícies costeiras.

Apesar do litoral do Rio de Janeiro ser bem explorado do ponto de vista de pesquisas sobre evolução costeira. O conhecimento sobre o processo de evolução quaternária da planície costeira de Paraty é desconhecido do ponto de vista científico. E por meio deste estudo, pretende-se compreender sua evolução, assim como, os diferentes processos que condicionaram o seu desenvolvimento. Estudos dessa natureza são fundamentais para o conhecimento das diversas variáveis relacionadas à dinâmica atual e pretérita, as flutuações do nível do mar, aporte de sedimentos, alterações climáticas, entre outras, envolvidas na dinâmica e evolução geológica e sedimentar do litoral. Este conhecimento pode auxiliar na adoção de medidas relacionadas ao gerenciamento

costeiro, cada vez mais necessário em virtude da tendência de concentração populacional nessas áreas, em especial no litoral de Paraty.

1.1. HIPÓTESES DA PESQUISA

- A dinâmica atual é marcada pela suscetibilidade aos eventos extremos, com registros de transposição de ondas, danos em estruturas urbanas, erosão e inundação.

- A erosão costeira observada atualmente em trechos do litoral de Paraty é o resultado das intervenções antrópicas, com modificações no sistema de drenagem e introdução de estruturas urbanas na faixa dinâmica da praia;

- O comportamento do nível do mar no Holoceno se constitui no principal mecanismo responsável pela formação e evolução do litoral de Paraty;

- Com a diminuição do nível relativo do mar por volta de 5000 anos AP, teria iniciado o processo de progradação e desenvolvimento das planícies litorâneas de Paraty;

1.2. OBJETIVOS

O objetivo principal dessa pesquisa é contribuir para o entendimento sobre a evolução geológica no Quaternário da planície costeira de Paraty a partir da integração de dados geomorfológicos, sedimentares, geofísicos, geológicos e geocronológicos.

Desta maneira, os objetivos específicos são:

- Caracterizar a geomorfologia e relacioná-la aos principais processos atuantes ao longo de sua evolução.
- Compreender a dinâmica atual a partir do monitoramento das principais praias e identificar as áreas mais suscetíveis às ondas de tempestades e inundação.
- Analisar a estratigrafia da planície costeira de Paraty (RJ).
- Caracterizar os sedimentos da planície costeira (granulometria, cor, teor de matéria orgânica, morfoscopia).
- Entender os fatores geológicos e ambientais que controlaram a formação e evolução da planície costeira na área de estudo (variações do nível do mar, dinâmica litorânea, aporte sedimentar, mudanças climáticas, etc.).
- Conhecer a cronologia dos eventos deposicionais na área de estudo.

1.3. ESTRUTURA DA TESE

Visando atender os objetivos desta pesquisa, a tese está estruturada em 6 capítulos, organizados da seguinte forma: o primeiro capítulo dedica-se as considerações iniciais a partir de uma breve introdução sobre o tema, com a apresentação da relevância do estudo, exposição da estruturação da tese, apresentação das hipóteses que norteiam esse trabalho, dos objetivos e da abordagem utilizada. O segundo capítulo descreve as características gerais da área de estudo, mostrando sua localização e diversos aspectos relacionados sobre a geologia e geomorfologia da região, as principais características ambientais e os principais aspectos sociais e históricos desse município.

No capítulo três é apresentada a base teórico-conceitual estabelecida neste estudo. São discutidos temas relacionados à formação e evolução das barreiras arenosas, condições paleoambientais associadas a evolução costeira, variações do nível do mar, processos físicos costeiros e dinâmica e erosão de praias. No quarto capítulo, são apresentados os materiais e métodos utilizados, que permitiram compreender a dinâmica atual e evolução desta planície costeira durante o Holoceno.

No quinto capítulo, estão apresentados os resultados e discussões alcançados nesse estudo. Esse capítulo é dividido em 3 subcapítulos, que são apresentados no formato de artigos científicos, sendo destes dois já publicados em revistas e um a ser submetido. Finalizando a tese, no sexto capítulo aponta as principais conclusões obtidas por meio desta pesquisa para a melhor compreensão da dinâmica e evolução geológica do litoral de Paraty. As referências bibliográficas utilizadas estão listadas ao final do trabalho.

2. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O Município de Paraty está localizado a leste de Angra dos Reis (RJ) e a oeste de Ubatuba (SP) (Figura 1). Esse litoral possui diversas enseadas com praias abrigadas na borda oeste da Baía da Ilha Grande e apresenta algumas praias oceânicas, inteiramente voltadas para mar aberto, localizadas no extremo sul de Paraty, como é o caso das praias da Vila de Trindade (Figura 1).

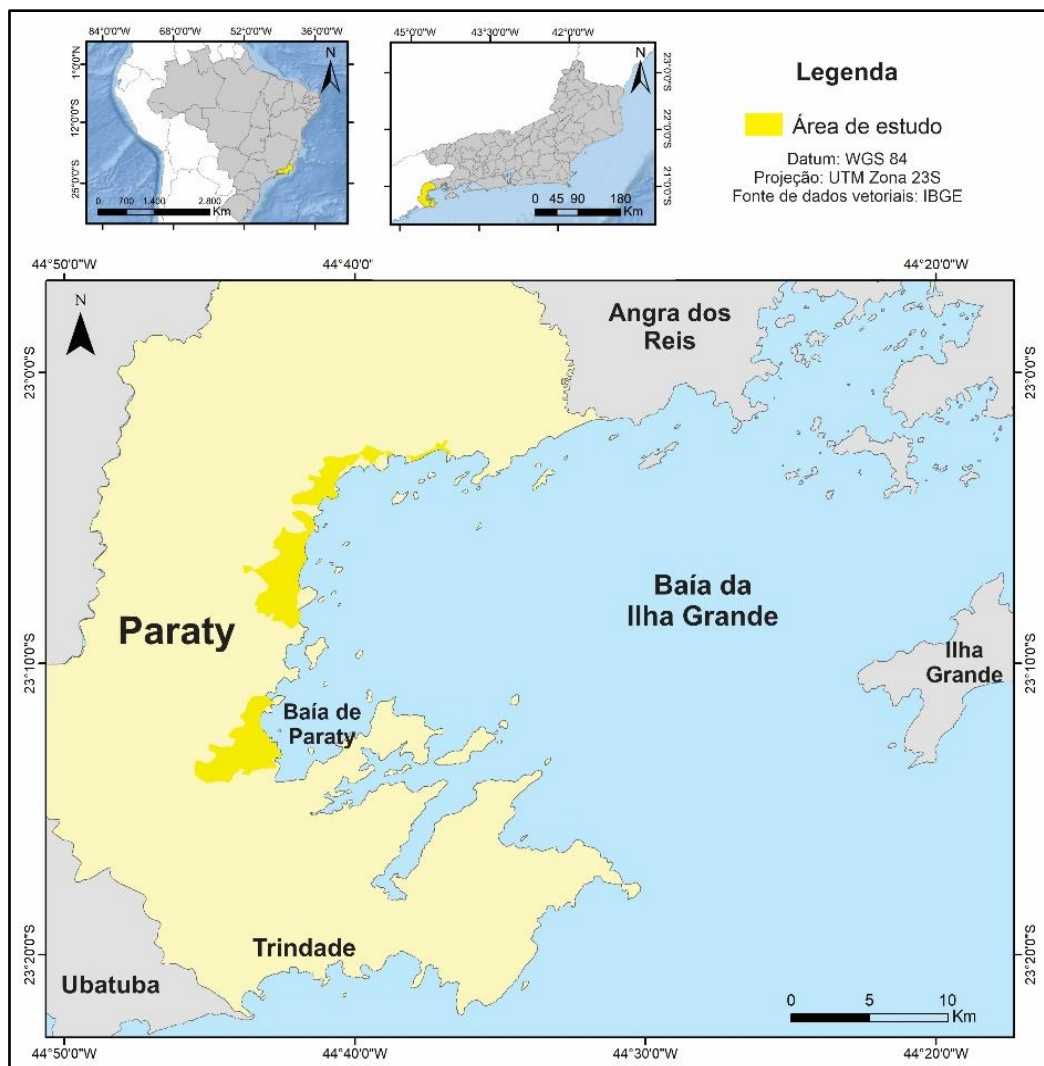


Figura 1 - Localização da área de estudo.

Essa região é caracterizada por um litoral afogado, com inúmeras ilhas, e com a escarpa da Serra do Mar formando a linha de costa, com uma sucessão de pequenas enseadas e planícies costeiras, geralmente pouco extensas (MUEHE, 2001; MEDEIROS, 2006; MUEHE, 2018). Algumas dessas estreitas planícies costeiras formadas entre o embasamento cristalino e o mar apresentam cristas de praias na mesma orientação da linha de costa atual (Figura 2). Essas feições litorâneas são comuns nas planícies quaternárias progradantes e geralmente apresentam formas alongadas e paralelas à costa (TAMURA, 2012). Esse trecho do litoral sul fluminense apresenta diversas praias do tipo *pocket beach*, separadas pelo embasamento cristalino, geralmente caracterizadas por serem praias estreitas e pouca extensas (PRANZINI et al, 2013; BOWMAN et al, 2014). No interior da baía é marcante a presença de manguezais (Figura 2), localizados nas áreas de mais baixa hidrodinâmica (Figura 2). Conforme Mahiques (1987), esses depósitos de

mangue, apresentam materiais siltico-argilosos, ricos em matéria orgânica e com coloração variando entre preta e cinza, resultado da baixa energia do local.

O litoral de Paraty possui diversos canais e pequenos rios que contribuem para o aporte de sedimentos a partir das encostas e depositam nas praias (CARVALHO et al., 2011; PINHEIRO et al., 2021a; MUEHE, 2018; SILVA et al., 2020). Esses riachos e canais são alimentados por um regime de chuvas tropicais, concentradas nos meses de verão, com pluviosidade anual superior a 2000 mm (SALGADO et al., 2007).

As direções preferenciais de vento são advindas do subquadrante norte-noroeste (NNW) e norte-nordeste (NNE), representando as condições de bom tempo; e provenientes de sudoeste (SW) e sul-sudoeste (SSW), quando predominam condições de tempestade. A região é dominada por um regime de micromarés, classificada como semidiurna, com duas marés altas (preamar) e duas marés baixas (baixa mar) por dia, cujos níveis são desiguais (SOUZA JUNIOR et al., 2012). O predomínio da ação das ondas frente às oscilações de maré na morfologia do litoral é mais característico. A altura média das ondas ao largo no litoral de Angra dos Reis, é de 1,71 metro e a média do período de pico é de 8,6 segundos (SOUZA JUNIOR et al., 2012).

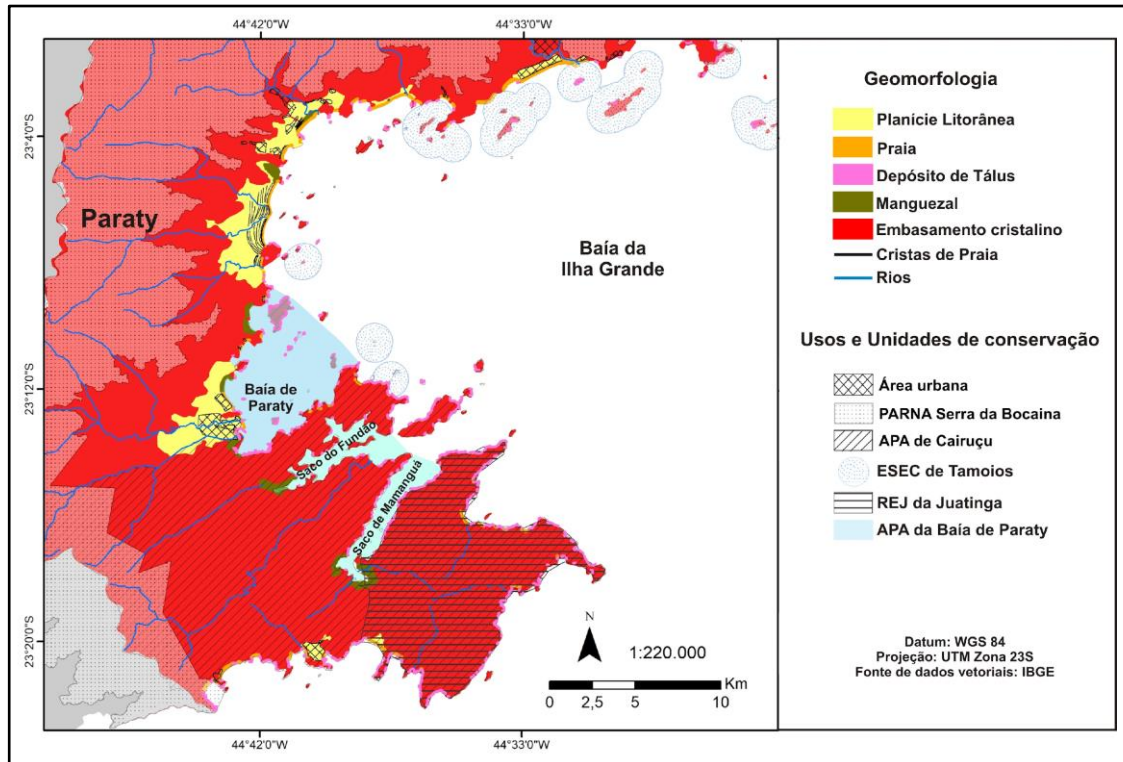


Figura 2 – Mapa geomorfológico e principais unidade de conservação

Na parte oceânica desse litoral, as ondas de sudoeste geralmente acabam atingindo diretamente as praias voltadas para mar aberto, localizada na vila de Trindade, que estão mais expostas a ondas dessa direção. Durante a ocorrência de tempestades, as ondas podem chegar a mais de 3 m de altura na arrebentação e atingem as construções localizadas próximo e/ou dentro dos limites da faixa de areia, causando danos. Na parte abrigada, localizada no interior da Baía da Ilha Grande, a propagação de ondas e, conseqüentemente, a direção do transporte de sedimentos ao longo das praias é influenciada pela presença da Ilha Grande e do relevo que baliza a embocadura a oeste da Ilha Grande (MUEHE et al., 2006). No entanto, ondas provenientes de sul a sudeste possuem uma maior facilidade de entrada na baía, tornando-a mais sensível as tempestades vindas dessas direções submetendo algumas praias dentro da Baía da Ilha Grande a variações expressivas nas condições de mar (Figura 3) (GODOI et al., 2011; MUEHE et al., 2006). Segundo Godoi et al. (2011), a situação típica na Baía de Ilha Grande é de ondas de baixa entrando sem causar nenhum tipo de dano. No entanto, durante a ocorrência de ressacas (Figura 3), as ondas tendem a atingir regiões que são normalmente protegidas, podendo causar impactos nas estruturas costeiras. Esses danos podem ser ainda maiores quando ondas de tempestade ocorrem associadas à maré de sizígia, que na região não ultrapassa 1,5 metro (DHN, 1980). Neste caso, a energia transportada pelas ondas, somada a uma elevação momentânea do nível do mar por causa da maré de sizígia podem trazer impactos ainda maiores sobre as estruturas construídas próximo da linha d'água. Segundo Belo (2001) *apud* Andrade (2012), a sedimentação na região da Baía da Ilha Grande, como um todo, sofre influência da variação da morfologia de fundo, da orientação da linha de costa e da ação das forças hidrodinâmicas. Mahiques (1987) afirma que, na porção oeste da Baía da Ilha Grande os sedimentos são representados predominantemente por areia muito fina, com algumas contribuições de silte; no interior, junto a Paraty, ocorre sobre os sedimentos arenosos a predominância de areia siltosa e silte argiloso (pelitos). O mapa faciológico elaborado por Dias et al. (1990) (Figura 4), que levou em consideração a fração granulométrica dominante e os teores de lama e carbonato, aponta a presença de lama no interior da baía, próximo ao litoral de Paraty, indicando áreas de pouca agitação. Essa área é marcada por sedimentos arenolamosos, havendo também nestas áreas locais com predomínio de areias finas em direção à plataforma continental. As areias muito finas são amplamente distribuídas, com coloração cinza, grãos subarredondados a subangulosos, bem polidos e com elevados teores de minerais pesados oriundos da parte oeste da baía (MEDEIROS e DIAS, 2005).

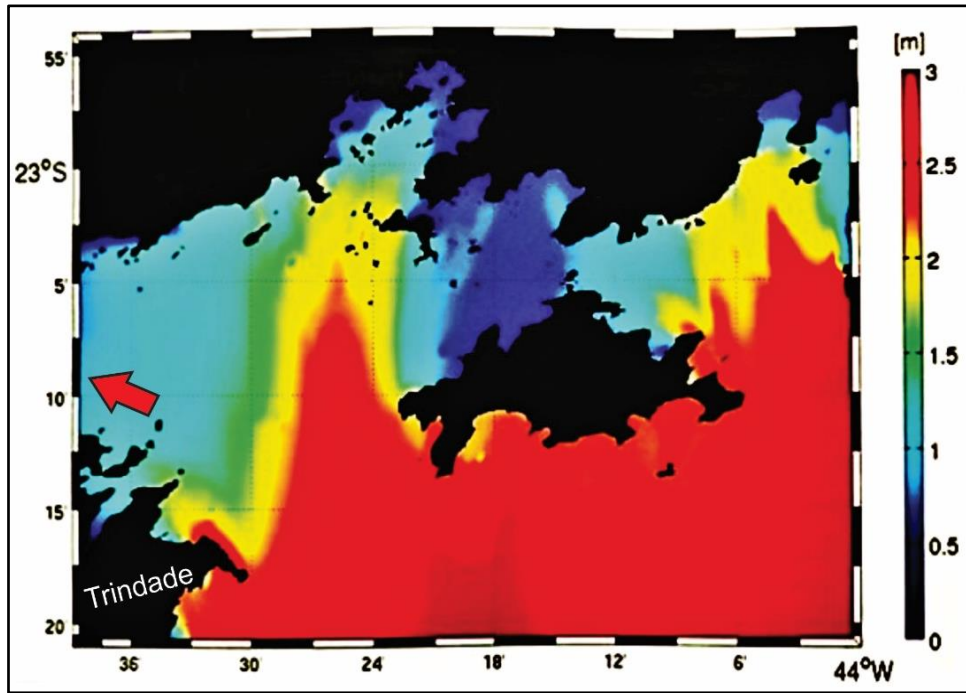


Figura 3 - Altura das ondas de tempestade na Baía de Ilha Grande. Fonte: GODOI et al., 2011. A seta sinaliza a localização do litoral de Paraty.

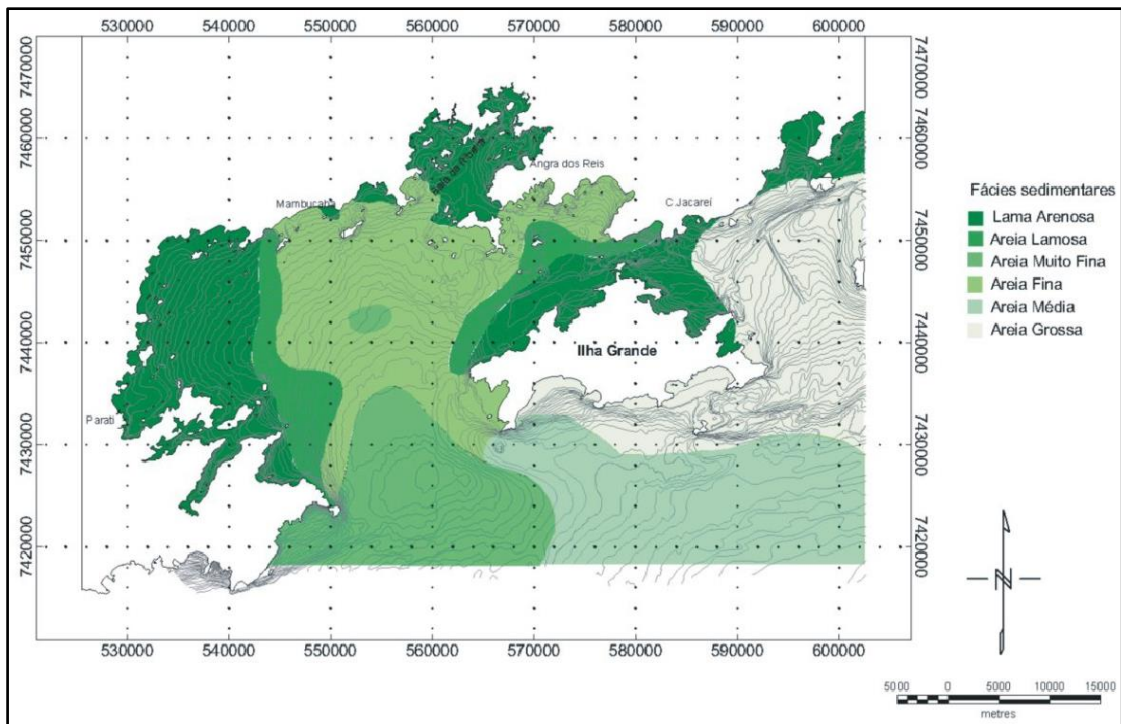


Figura 4 - Mapa faciológico da Baía da Ilha Grande. Fonte: MEDIROS; DIAS, (2005), adaptado de DIAS et al., (1990).

O município tem sua História marcada pelo Período Colonial Brasileiro, por ter sido sede do mais importante porto exportador de ouro do Brasil no século XVIII; no ano de 2019, foi reconhecido como patrimônio cultural e natural da humanidade pela Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura (UNESCO), juntamente com a Ilha Grande (Angra dos Reis). A região central da cidade foi construída ainda no século XVI em função do antigo porto de Paraty, onde havia um fluxo intenso de embarcações voltadas para o transporte de produtos, principalmente minérios provenientes do Vale do Paraíba e de Minas Gerais. A economia de Paraty, antes da construção da Rodovia Rio-Santos (BR 101) na década de 1970, era baseada na atividade portuária, na produção agrícola e pesqueira.

A construção da rodovia impulsionou o desenvolvimento do turismo que, atualmente, corresponde a cerca de 80% da economia do município, seguido da pesca (BENCHIMOL, 2007; PADILHA, 2016). Paraty tornou-se um dos destinos mais procurados do país, atraindo grande número de visitantes oriundos de várias partes do país e do exterior, contando com um calendário cultural repleto de eventos e festivais, além de ser um destino muito procurado pelas belas paisagens, como as praias, ilhas, cachoeiras, Centro Histórico, trilhas cercadas pela Mata Atlântica e visitas as comunidades tradicionais (caiçaras, quilombolas e indígenas) (BENCHIMOL, 2007; PADILHA, 2016).

Para a preservação da biodiversidade e geodiversidade existente em Paraty foram criadas Unidades de Conservação com objetivos e especificidades distintas, são elas: (1) o Parque Nacional da Serra da Bocaina, (2) a Área de Proteção Ambiental do Cairucú, (3) a Estação Ecológica de Tamoios, (4) a Reserva Ecológica da Juatinga e (5) a Área de Proteção Ambiental da Baía de Paraty (Figura 7). Benchimol (2007) afirma que o elevado número de Unidades de Conservação que essa região possui pode ser considerado como um indicador da alta diversidade e relevância ambiental. Conforme apontado pelo INEA em 2015, essa região é caracterizada como área prioritária para a conservação em quase toda a extensão de sua faixa terrestre e marinha. Mesmo assim, apesar da presença das Unidades de Conservação e da Reserva Ecológica, os estudos realizados nesta parte do litoral brasileiro ainda são pouco representativos quando comparados a outras áreas. Portanto, percebe-se a necessidade de realização de estudos voltados para o entendimento da dinâmica e evolução geológica deste litoral, até então, quase que totalmente desconhecida.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 Barreiras arenosas

Barreiras arenosas são feições de deposição de sedimento, formadas e moldadas principalmente pela ação combinada dos ventos, ondas e pelas correntes de deriva litorânea. (MCCUBBIN, 1982; DAVIS JR e FITZGERALD, 2004; BIRD, 2008). Elas são construídas geralmente a poucos metros acima do nível do mar e estão presentes em aproximadamente 15% dos litorais do mundo. O termo barreira está associado à proteção, pois agem protegendo o continente, principalmente da ação das ondas de tempestade e do aumento do nível do mar. As barreiras são mais comuns ao longo das margens continentais passivas, pois o suprimento de sedimentos é abundante e a energia das ondas proporciona condições ideais para a sua formação (Figura 5), geralmente são melhor desenvolvidas em áreas com regime de micromaré (amplitude de 0 a 2 m) ou mesomaré (amplitude de 2 a 4 m) (DAVIS JR e FITZGERALD, 2004; DILLENBURG e HESP, 2009). Podem variar em relação ao seu comprimento, desde pequenas barreiras de algumas centenas de metros até aquelas ao longo de costas abertas que se estendem por mais de 100 km. Geralmente são largas onde o suprimento de sedimento foi abundante e relativamente estreito onde as taxas de erosão são altas ou onde a fonte de sedimento foi escassa durante sua formação. O comprimento da barreira é parcialmente uma função do suprimento de sedimentos, mas também é fortemente influenciado pela energia das ondas (DAVIS JR e FITZGERALD, 2004). McCubbin (1982) considera as barreiras como depósitos arenosas alongados paralelamente à costa e separadas do continente por lagoas ou pântanos. As barreiras são de carácter transitório para as planícies costeiras, que são mais largas e geralmente carecem de lagoas e enseadas bem desenvolvidas.

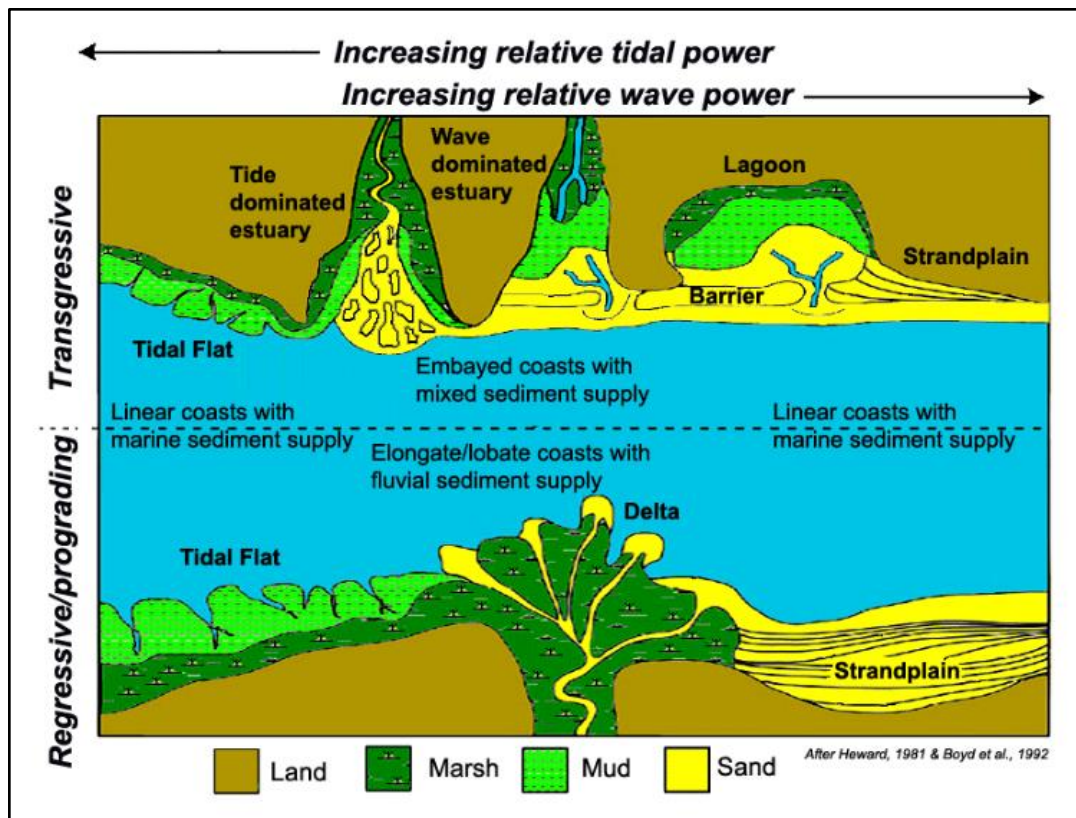


Figura 5 - Barreira arenosa e ambientes costeiros associados. Fonte: Sociedade de Geologia Sedimentar (<http://www.sepmstrata.org/page.aspx?&pageid=70&3>)

Barreiras arenosas são feições de deposição proeminentes observadas em muitas costas modernas e são representadas no registro estratigráfico. Dentre os seus ambientes de deposição sedimentar estão (Figura 6): (1) ambientes de praia; (2) canais de entrada e deltas de maré, separando barreiras lateralmente; (3) dunas; e (4) Leques de transposição ou de arromabamento (*washover fans*) a retaguarda das barreiras (MCCUBBIN, 1982).

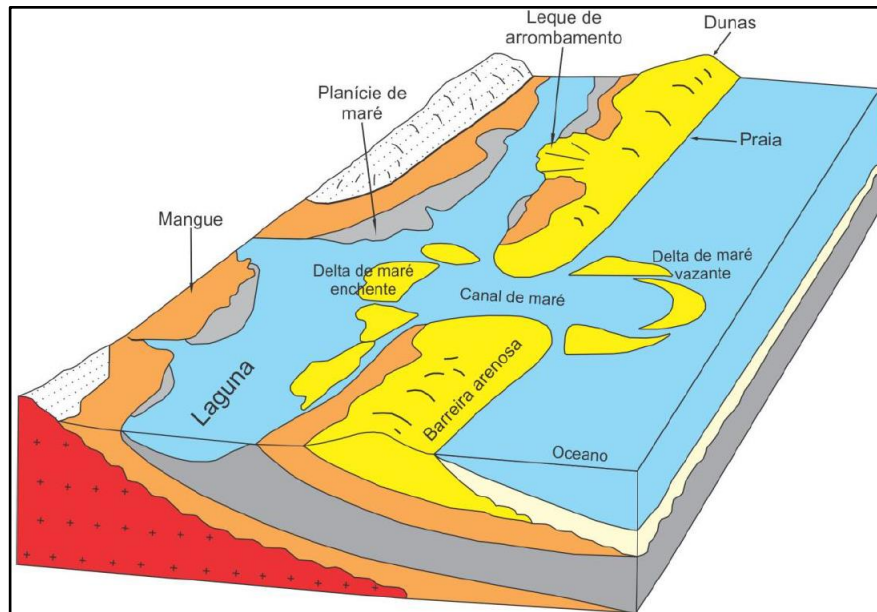


Figura 6 - Barreira arenosa e ambientes deposicionais sedimentares. Fonte: SILVESTRE, 2018 adaptado de REINSON, 1992 apud BOGGS Jr., 2006.

Quanto a morfologia, as barreiras arenosas podem ser classificadas em três tipos distintos: (1) barreiras (*Welded barriers*), quando se apresentam conectadas ao continente em ambas as extremidades (Figura 7A), geralmente encontradas em costas irregulares e ao longo de costas rochosas, principalmente onde o fornecimento de sedimento é adequado para sua formação; (2) pontais arenosos (*barrier spits*), quando a conexão com o continente ocorre apenas em uma das extremidades (Figura 7B), sendo muito comuns ao longo de costas irregulares, com abundância de sedimentos e ondas incidindo obliquamente à costa, gerando o transporte de sedimentos através das correntes de deriva litorânea. Esse tipo é encontrado em algumas áreas escolhidas para este estudo (Praias de Taquari e São Gonçalo); e (3) ilhas barreiras (*barrier islands*), que são caracterizadas pelo acúmulo de sedimentos paralelo a costa e sem nenhum tipo de conexão com o continente (Figura 7C) (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004; BIRD, 2008).

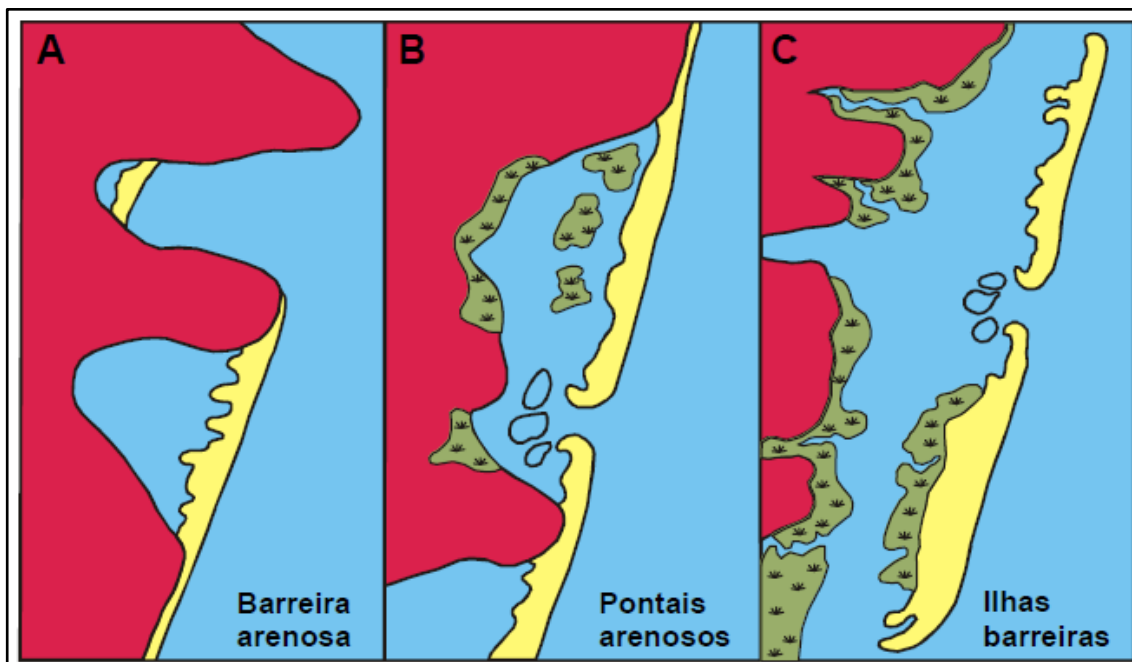


Figura 7 - Tipos de barreiras arenosas. Fonte: SILVA, 2011, adaptado de DAVIS JUNIOR; FITZGERALD, 2004.

Otvos (2012) ressalta que o termo barreira costeira inicialmente foi considerado como depósito arenoso paralelo à linha de costa, parcialmente conectado ao continente (spits) ou totalmente desconectado (ilha- barreira). O autor sistematizou uma terceira categoria que inclui as planícies costeiras associadas a cristas de praia e campos de dunas.

São ambientes vulneráveis a tempestades, aumento do nível do mar e erosão. Sua composição arenosa, geralmente baixa elevação e cobertura de grama e arbustos permitem que ondas de tempestade ultrapassem as barreiras durante a passagem de furacões intensos e grandes tempestades. Uma das principais forças que impactam as barreiras hoje e também no passado, é a elevação do nível do mar (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004).

3.1.1 FORMAÇÃO E EVOLUÇÃO DE BARREIRAS ARENOSAS

A formação e evolução de barreiras arenosas depende de alguns fatores fundamentais, tais como: (1) variação do nível do mar; (2) suprimento de sedimentos; (3) clima e topografia; (4) energia das ondas, marés e ventos; (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004). Devido a esses fatores, uma barreira pode: deslocar-se na direção ao mar, processo denominado progradação; recuar na direção do continente, processo denominado de

retrogradação e; ter um crescimento (acumulação) vertical, processo denominado de agradação (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004).

Barreira arenosa em progradação

A progradação da barreira, ou seja, a migração dela em direção ao mar, ocorre em um regime de suprimento abundante de areia durante um período de nível do mar estável ou subindo lentamente. A areia para construir essas barreiras pode vir da costa ou de fontes offshore. Essas condições foram encontradas ao longo de grande parte da costa leste dos Estados Unidos e em muitas outras regiões do mundo cerca de 4000-5000 anos atrás, quando a taxa de aumento do nível do mar diminuiu e grande quantidade de sedimentos foi depositado na costa (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004). No Brasil a maioria das planícies progradantes investigadas são holocênicas e estão condicionadas ao comportamento de queda do nível relativo do mar no Holoceno, mas também é importante destacar a contribuição fluvial em algumas dessas planícies (DOMINGUEZ et al. 1987; DOMINGUEZ et al. 1996; COHEN et al. 2014, BARBOZA et al., 2014; FERNANDEZ e ROCHA 2015; ROCHA et al., 2017; BRENNY et al., 2022).

Geralmente se formam quando há um aumento na taxa de contribuição de sedimentos para a costa e se deve a: (1) ação das ondas, principalmente durante tempestades, quando falésias e/ou embasamento são erodidos liberando grandes quantidades de sedimentos para o sistema; (2) ao aporte fluvial, principalmente períodos mais úmidos e de cheia, quando os rios transportam grandes cargas de sedimentos para a costa; (3) contribuição da plataforma interna, onde os sedimento são movido para a costa durante as condições de onda de acúmulo de longo prazo. Esses processos fazem com que a linha de costa avance em direção ao mar (progradação), formando as cristas de praia (*beach ridges*) (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004).

As cristas de praia (*beach ridges*) são feições de origem marinha, no entanto podem sofrer a ação dos ventos, podendo gerar um retrabalhamento eólico ou até mesmo formando dunas frontais. Encontradas em planícies progradantes, geralmente apresentam formas alongadas e paralelas à costa e configuram importantes registros sedimentares, pois são indicadores de posições de antigas praias e níveis do mar associados, onde cada crista de praia marca uma posição anterior da linha de costa (OTVOS, 2000, DAVIS Jr. e FITZGERALD, 2004; TAMURA, 2012). São bem desenvolvidas perto de grandes fozes de rios ativos ou ao longo de costas dominadas por ondas (Roy et al., 1994). Na

literatura existe várias definições para o termo cristas de praia, gerando uma confusão. Para evitar isso, Otvos (2000) propôs um amplo uso do termo crista de praia, independentemente de sua origem e processo formativo. Otvos (2000) e Tamura (2012) utilizam o termo crista de praia para feições lineares em forma de monte, paralelas ou subparalelo à costa, isoladas do processo ativo das ondas. Ao contrário de Hesp *et al.* (2005) que faz a distinção entre cristas de praia e cristas de dunas frontais. Para os autores *beach ridges* são depósitos puramente ou principalmente marinhos formados pela ação das ondas. Este artigo adota, a ampla definição de Otvos (2000).

De acordo com Tamura (2012), o mecanismo mais comum de gênese se dá através de ondas de tempo bom com incorporação de berma. E na medida em que a vegetação passa a reter sedimentos, formando acumulação eólica, as depressões e as cristas vão se tornando mais pronunciadas. A autora sintetiza os principais modos de formação de cristas de praia propostos na literatura:

A) Cristas de praia de cascalho construído por tempestade (Storm-built gravel beach ridge) - Ondas de tempestade de alta energia que inundam a costa. De acordo com Tamura, 2012, a formação de cristas de praias relacionadas a ondas de tempestade foi proposta por Psuty, (1965 e 1967) que observou a estratificação mergulhando em direção à terra (Figura 8A) sugerindo processos de *overwash* na planície de Tabasco, no México. É mais recorrente para cristas de praia com sedimentos de cascalho. Os cascalhos são provavelmente transportados para terra por ondas de tempestade, pois sua estrutura porosa leva à percolação de água, o que dificulta o transporte offshore (Tamura, 2012).

B) Cristas de duna frontal em praia refletiva (Aeolian Sandy beach ridge – reflective beach); C) Cristas de duna frontal em praia dissipativa (Aeolian Sandy beach ridge – dissipative beach) – A origem mais comum para cristas de praia seria a incorporação de bermas a partir de ondas construtivas de tempo bom (Figura 8B e C). A típica sequência de crista e cava se tornaria mais evidente à medida que a vegetação se fixasse retendo sedimentos por acumulação eólica (Tamura, 2012);

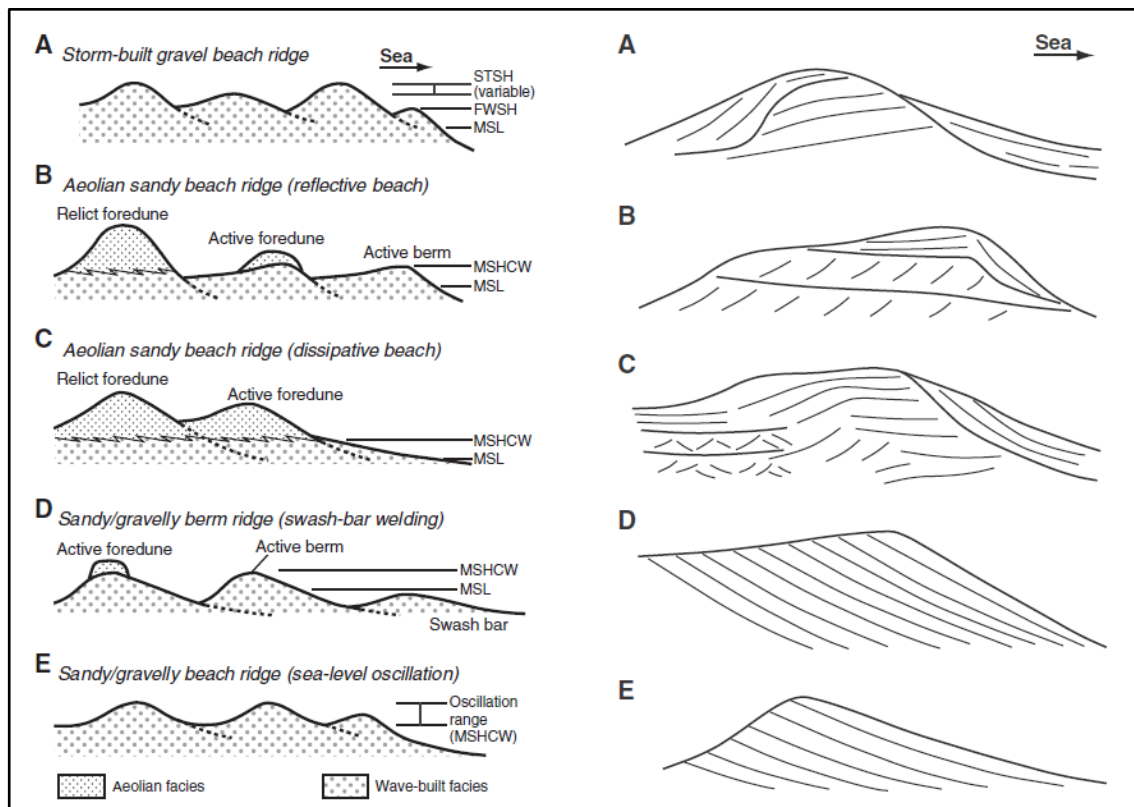


Figura 8 - Diferentes processos de formação de cristas de praia e suas respectivas estruturas internas. (TAMURA, 2012).

D) Cristas de praia arenoso ou cascalhoso construído por junção de barras de desembocadura através do espraiamento (Sandy/gravelly berm ridge – swash-bar welding) - A junção de barras *longshore* é inferida como um mecanismo de formação em vários sistemas de cordilheiras, mas é considerada rara em geral. Anthony (2009) sugeriu que esse modo de formação de cordilheiras é raro e está associado ao suprimento abundante de sedimentos, superfícies litorâneas de baixo gradiente e transporte marítimo de areia (Figura 8D) (TAMURA, 2012). Segundo Curray *et al.* (1969) apud Hesp 2005, a forma primária da crista de praia é formada a partir de barras emergidas que se acumulam durante condições de baixa energia de onda. Uma alta taxa de sedimento provém principalmente da deriva litorânea, através de rios próximos ou pelo retrabalhamento de sedimentos da plataforma. Posteriormente a barra é exposta, torna-se a nova praia (face da praia) e acaba por isolar a antiga praia. A ação do espraiamento acaba por distribuir e acumular sedimento sobre esta “nova praia” (BITENCOURT, 2015).

E) Cristas de praia arenoso ou cascalhoso construído por oscilação no nível do mar (Sandy/gravelly beach ridge – sea level oscillation) - Hipótese de oscilação do

nível do mar associada à mudança do nível de espraiamento (swash), proposta por Tanner (1995) para costas arenosas de baixa energia (Figura 8E). Sugere que oscilações no nível do mar em escala decadal de várias dezenas de centímetros causam altos e baixos do limite superior do espraiamento (swash) das ondas, que, juntamente com a progradação simultânea da costa, levam a alternâncias de cristas e swales (Tamura, 2012).

Quanto a sua estratigrafia, com base nos modelos apresentados por Kraft e Chrzastowski (1985), essas barreiras se encaixam no modelo regressivo ou sequência estratigráfica progradante. Essa sequência é gerada quando a barreira arenosa se desloca em direção ao oceano em decorrência de um rebaixamento do nível do mar ou por um grande aporte sedimentar em condições de nível do mar estável ou em lenta elevação, formando planícies costeiras compostas por sucessivas cristas de praia. O litoral do Golfo do México é uma das áreas costeiras mais estudadas no mundo, ao longo desta costa encontra-se localizada a Ilha de Galveston no Texas, que corresponde a uma barreira arenosa clássica do modelo regressivo, pois sua estratigrafia e sedimentologia foi determinada ainda na década de 1960 por Bernard and LeBlanc (1965), citados por Kraft e Chrzastowski (1985). A sequência é expressa por um depósito de praia e dunas que se projeta na direção do mar e, portanto, por sobre os depósitos marinhos próximos à costa (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004). Como reflexo desse comportamento, apresenta a seguinte sequência sedimentar da base para o topo, segundo Bernard e Le Blanc (1965) apud McCubbin (1982):

- 6 – substrato Pré-Holoceno;
- 5 – sedimentos lamosos de lagunas com micro-organismos característicos;
- 4 – sedimentos arenosos marinhos próximos à costa, interdigitados com siltes, argilas e conchas;
- 3 – sedimentos arenosos de face litorânea (shoreface);
- 2 – sedimentos arenosos de barreira;
- 1 – sedimentos arenosos de barreira, finos a muito finos, laminados e intemperizados

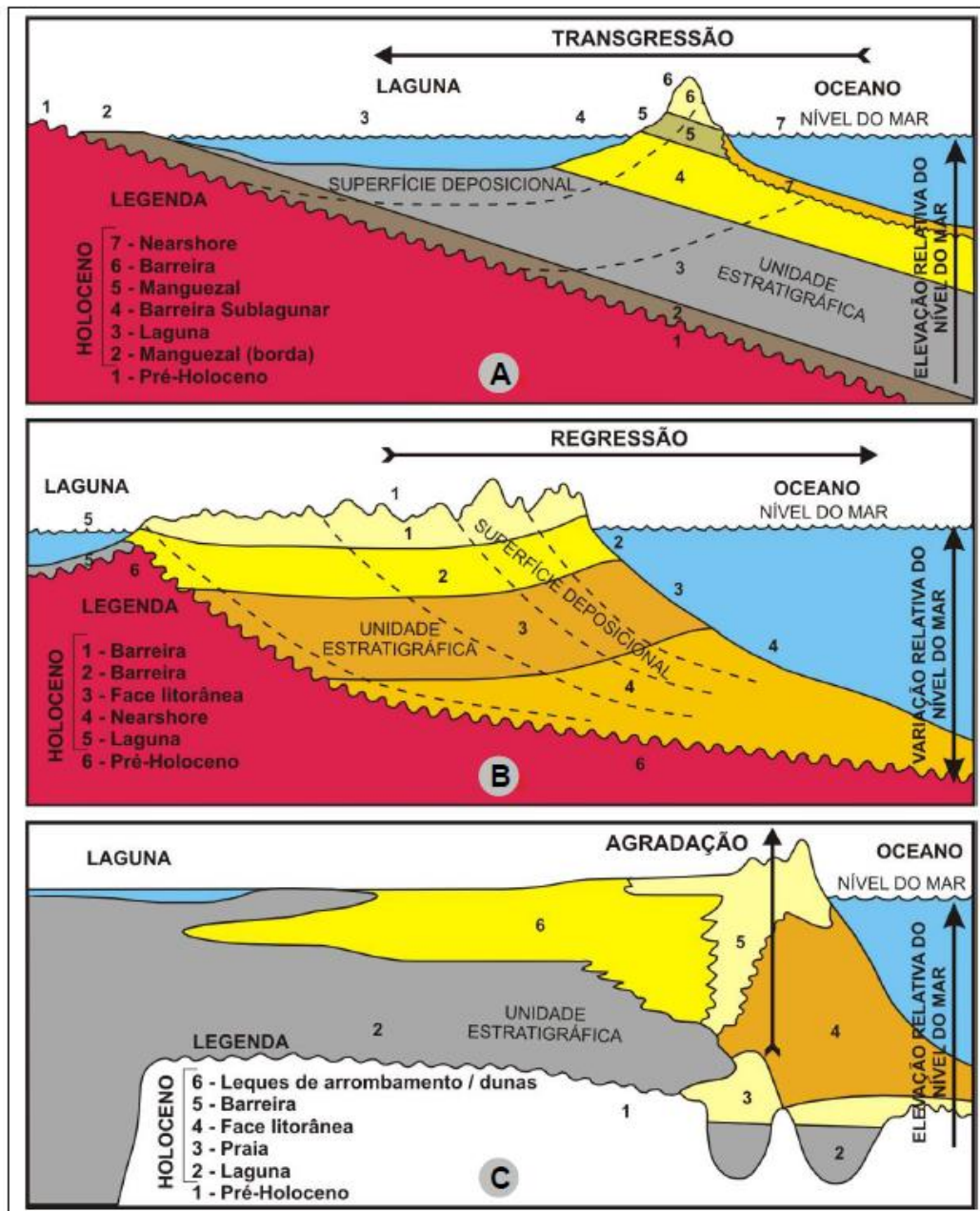


Figura 9 - Modelos de sequências estratigráficas de tipos diferentes de barreiras arenosas. (A) Modelo transgressivo ou retrogradante (Kraft e John, 1979; apud Kraft e Chrzastowski, 1985). (B) Modelo regressivo ou progradante (Bernard e LeBlanc, 1965; apud Kraft e Chrzastowski, 1985). (C) Modelo agradacional (Galloway e Hobday, 1980; apud Davis Jr. e Fitzgerald, 2004).
Fonte: Silva 2011.

Barreira arenosa em retrogradação

As barreiras em retrogradação se caracterizam por migrarem em direção ao continente, isso ocorre devido à elevação do nível do mar e/ou em função de balanço

sedimentar negativo. Os sedimentos podem ser perdidos durante tempestades onde podem ser transportados para a região submarina; movidos ao longo da costa no sistema litorâneo; ou transportada pelo processo de sobrelavagem (*overwash*). O resultado é a erosão para a frente da barreira e gerando um recuo da mesma em direção aos ambientes localizados retaguarda, como baías, lagoas ou pântanos. Esta migração da barreira em direção ao continente é realizada principalmente durante tempestades por sobrelavagem (*overwash*) (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004).

Overwash é um processo pelo qual as ondas de tempestade de grande magnitude transportam água e sedimentos, ultrapassando o limite interno da praia e depositando em camadas, gerando um depósito em forma de leque no topo e retaguarda da barreira (*washover fans*) (Figura 10) (CARTER, 1988; FRIEDMAN et al., 1992; DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004; DEAN e DALRYMPLE, 2004; BIRD, 2008). Isso pode ocasionar mudanças significativas na morfologia de uma barreira. E por isso são considerados bons indicadores de tempestades intensas no tempo geológico (Donnelly et al., 2004; Wang and Horwitz, 2007). Apresentam diferenças significativas controladas pela morfologia da barreira, tipo e densidade da vegetação de restinga e propriedade dos sedimentos (Wang and Horwitz, 2007). Segundo Sallenger (2000), o impacto de uma tempestade em uma barreira depende não apenas da magnitude dos parâmetros da tempestade, mas também da morfologia da barreira. Uma característica dos depósitos de *washover fans* é a presença de conchas, clastos de lama e outros detritos, que se concentram geralmente em sua maioria na parte topograficamente mais baixa da barreira e vai diminuindo em quantidade e tamanho nas áreas mais elevadas. Esses depósitos podem apresentar uma estrutura planar ou plano-paralela sobre a barreira arenosa e estratificação sigmoidal (topsets, foresets e bottomsets - semelhante à de um delta), caso haja uma laguna à retaguarda da barreira (Figura 10) (MCCUBBIN, 1982).

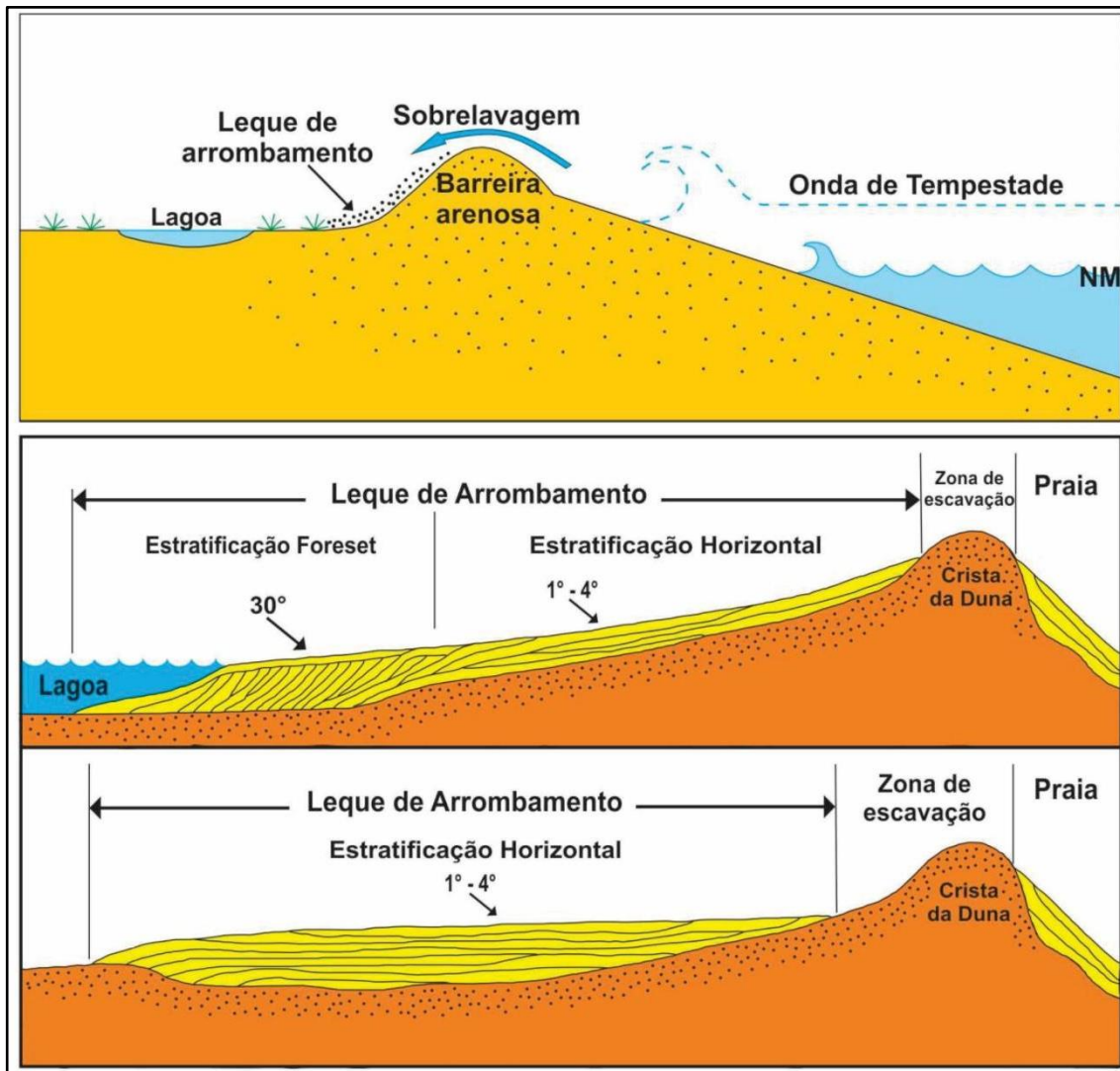


Figura 10 - Processo de formação do leque de arrombamento e estratificações características de leques de arrombamento. Fonte: SILVESTRE, 2013, adaptado de MCCUBBIN, 1982.

Barreira arenosa em agradação

Essas barreiras são raras porque os sedimentos devem ser fornecidos (para a barreira) a uma taxa que compensa exatamente o aumento do nível do mar. Pouca areia e a barreira migram para a costa (retrogradação), enquanto um suprimento muito grande e a barreira se desenvolvem em direção ao mar (progradação) (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004). Barreiras arenosas em agradação são difíceis de serem identificadas, pois morfologicamente elas são muito parecidas com as barreiras progradantes, ou até mesmo com barreiras retrogradantes.

A seqüência estratigráfica agradacional (figura 6C) é formada através do empilhamento de sedimentos verticalmente, em resposta a elevação do nível do mar. As

barreiras formadas por agradação apresentam uma arquitetura sedimentar que reflete um aumento vertical na espessura das camadas. O modelo agradacional apresenta a seguinte seqüência estratigráfica da base para o topo (Galloway e Hobday, 1980; apud Davis Jr. e Fitzgerald, 2004):

- 1 – substrato Pré-Holoceno;
- 2 – sedimentos lamosos de lagunas com micro-organismos característicos;
- 3 – sedimentos arenosos de barreira;
- 4 – sedimentos arenosos de face litorânea (shoreface);
- 5 – sedimentos arenosos de barreira, finos a muito finos, laminados e intemperizados;
- 6 – sedimentos arenosos de barreira sub-lagunar (reverso da barreira).

3.1.3 VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR

A variação do nível do mar é o fator mais importante no controle da evolução das barreiras. Geralmente quando o nível do mar está subindo, as barreiras apresentarão características transgressivas (retrógradas), já quando ele está descendo, as barreiras apresentarão características regressivas (progressivas). No entanto, quando as variações ocorrem lentamente, ou o nível do mar está sob condições de estabilidade, variações temporais e espaciais no balanço de sedimentos costeiros podem dominar o estilo de evolução da barreira e o tipo de barreira (DILLENBURG e HESP, 2009).

Quando o nível do mar muda, por qualquer motivo, a costa responde com uma mudança na linha de costa (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004). As mudanças relativas do nível do mar resultam das variações do nível do mar (eustasia) e das modificações ocorridas nos continentes (tectonismo e isostasia) (Figura 11) (SUGUIO et al. 1985; Bird, 2009). Existem mudanças no nível do mar que ocorrem globalmente, mas também existem aquelas que são locais ou regionais. O nível do mar está mudando globalmente, mas muito lentamente como consequência principalmente das mudanças climáticas e das placas tectônicas. Também está mudando localmente por uma ampla variedade de fatores (Figura 11) (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004).

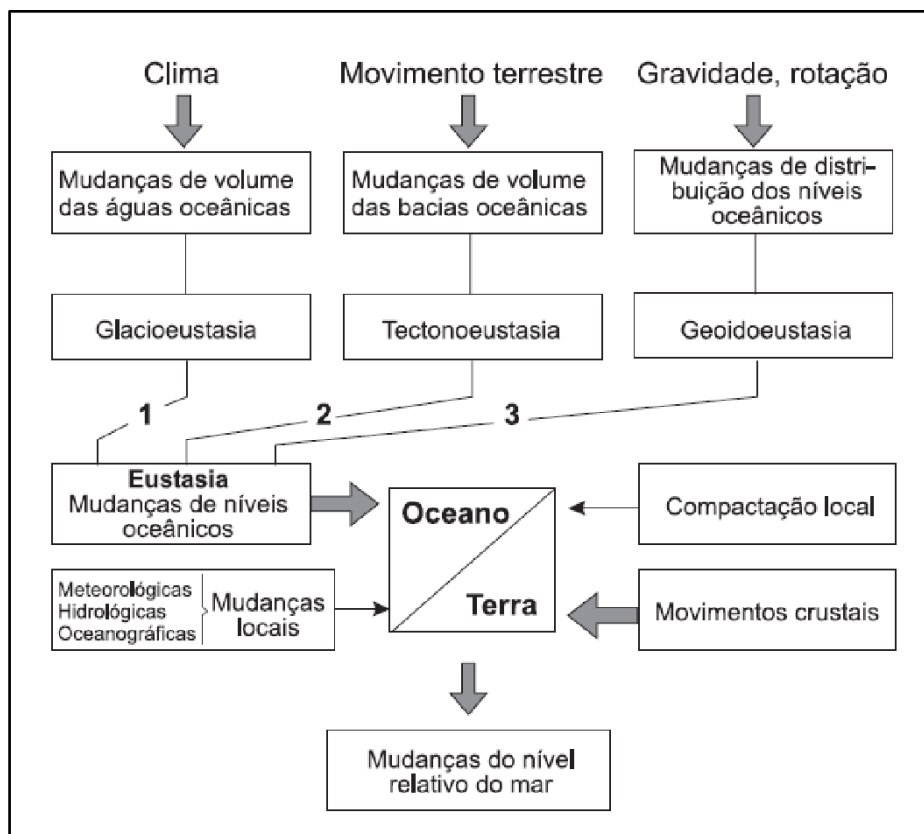


Figura 11 - Fatores que influenciam as variações relativas do nível do mar durante o quaternário. (Mörner, 1980; apud Suguio et al. 1985).

Durante o período Quaternário o nível do mar eustático mudou muito rapidamente em comparação com a maior parte do tempo geológico da Terra. Durante esse período o principal responsável por essas mudanças do nível do mar, tem sido o aumento e diminuição das camadas de gelo sobre os continentes em resposta às alternâncias de clima frio (glacial) e ameno (interglacial) (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004; BIRD, 2009; DAVIDSON-ARNOTT, 2010; WALLACE e WOODROFFE, 2014). Durante as fases glaciais, houve um acúmulo das camadas de gelo em regiões polares e montanhosas, que ocasionou a retenção de grandes quantidades de água congelada nos continentes e com isso houve redução global no nível do mar (regressão marinha). Nas fases interglaciais sob um clima mais ameno, a água liberada da neve derretida e do gelo fluído, volta para as bacias oceânicas que gera um aumento do nível do mar (transgressão marinha). (BIRD, 2009).

Registros sedimentares e estratigráficos que possam gerar curvas de oscilações pleistocênicas são geralmente raros, uma vez que existe a dificuldade de preservação destes indicadores por subsequentes transgressões (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004). O registro da Época Pleistocena que é preservado nos continentes é geralmente considerado como incluindo quatro ciclos, em cada um dos quais houve glaciação

alternada com derretimento interglacial. Essa interpretação foi aceita e ensinada em todo mundo, porém partir da primeira metade do século XX com o desenvolvimento da capacidade de investigação nas bacias oceânicas por meio de núcleos de sedimentos, foi constatado que havia um número superior de ciclos glaciais no Pleistoceno do que o identificado no registro estratigráfico continental. (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004). A descoberta desses novos ciclos glaciais no registro oceânico, deve-se principalmente a análise das taxas de isótopos de oxigênio medidas a partir de foraminíferos fósseis em núcleos sedimentares obtidos no fundo dos oceanos, onde a sedimentação tem sido muito lenta e os depósitos que marcam toda a era quaternária têm apenas alguns metros de espessura. (DAVIS JR. e FITZGERALD, 2004; BIRD, 2009).

No auge do Último Máximo Glacial, entre 22–20.000 A.P., o nível do mar encontrava-se aproximadamente a 130–120 m abaixo do presente, como resultado do clima frio da Terra e o volume de água que foi aprisionado nas calotas de gelo (RABINEAU *et al.*, 2006; WALLACE e WOODROFFE, 2014). O impacto disso foi a exposição de grandes áreas das plataformas continentais (BIRD, 2009; WALLACE e WOODROFFE, 2014). A transição do Holoceno para o Pleistoceno é caracterizada pelo grande e rápido aumento do nível global dos oceanos em resposta a uma intensa fase de degelo. A partir de 18.000 anos A.P., com o derretimento de espessas camadas de gelo sobre os continentes, ocorreu uma rápida elevação do nível eustático do mar até aproximadamente 6000-7000 anos AP (PETRICK, 1984). Corrêa (1990) formulou uma curva de variação relativa do nível do mar de 30.000 anos A.P. até o presente, com dados obtidos na plataforma e na planície costeira do Rio Grande do Sul (Figura 12).

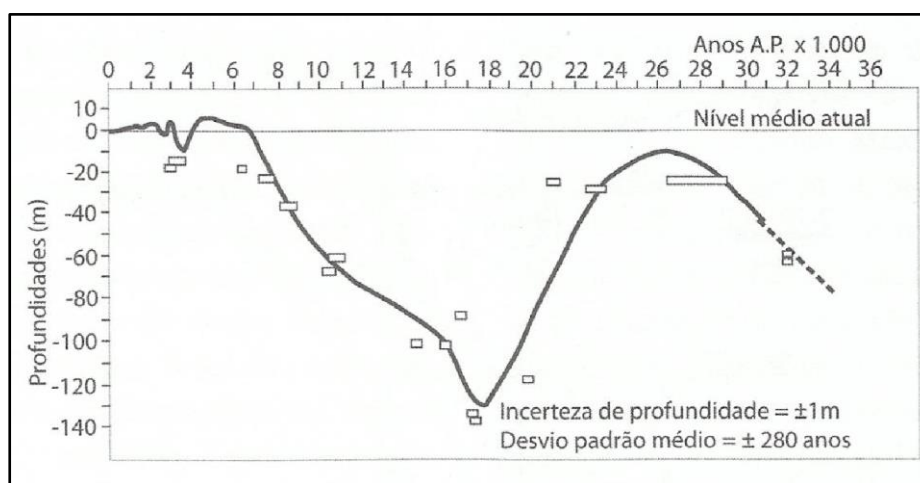


Figura 12 – Curva de variações do nível relativo do mar de cerca de 30.000 anos A.P. até o atual (Corrêa, 1990).

As variações do nível do mar ocorridas no litoral brasileiro durante o Holoceno vêm sendo estudadas por diversos autores com o intuito de compreender a evolução costeira deste litoral. De acordo com Angulo et al. 2006, as primeiras referências aos paleo-níveis do mar do Holoceno no Brasil são de Hartt (1870) e Branner (1902), já na década de 1940, estudos mais detalhados das oscilações do nível do mar no Brasil foram publicados por Lamego (1940), Bigarella (1946), Maack (1947, 1949) e Almeida (1955). No entanto somente a partir da década de 70, foi realizado os primeiros esboços de curvas do nível do mar propostos por Martin e Suguio (1975) e Suguio et al. (1976) para a planície de Cananéia e Baía de Paranaguá, cotando com importantes informações arqueológicas (ANGULO et al., 2006). A partir disso outras foram surgindo para vários trechos do litoral brasileiro (SUGUIO *et al.* 1985, MARTIN, et al, 1987, ANGULO e SUGUIO, 1995, ANGULO e LESSA, 1997; MARTIN et al., 2003; ANGULO et al. 2006). Através desses estudos de reconstruções de posições antigas do nível relativo do mar, foi possível delinear curvas de variação do nível do mar para os últimos 7.000 anos A.P. e são constantemente revistas e debatidas no âmbito acadêmico

Dentre as várias curvas propostas para toda a costa brasileira, duas abordagens distintas são observadas. A primeira defendida por Martin et al. (1979), Suguio et al. (1985), Martin, et al., 1993; Martin et al. 2003 sugeria que o nível do mar teria atingido o máximo transgressivo por volta de 2 - 5 m acima do nível atual em 5.100 anos A.P., e teve um rebaixamento após esse máximo transgressivo, porém este rebaixamento do nível do mar não ocorreu de forma contínua, mas foi interrompido por oscilações de alta frequência (Figura 13).

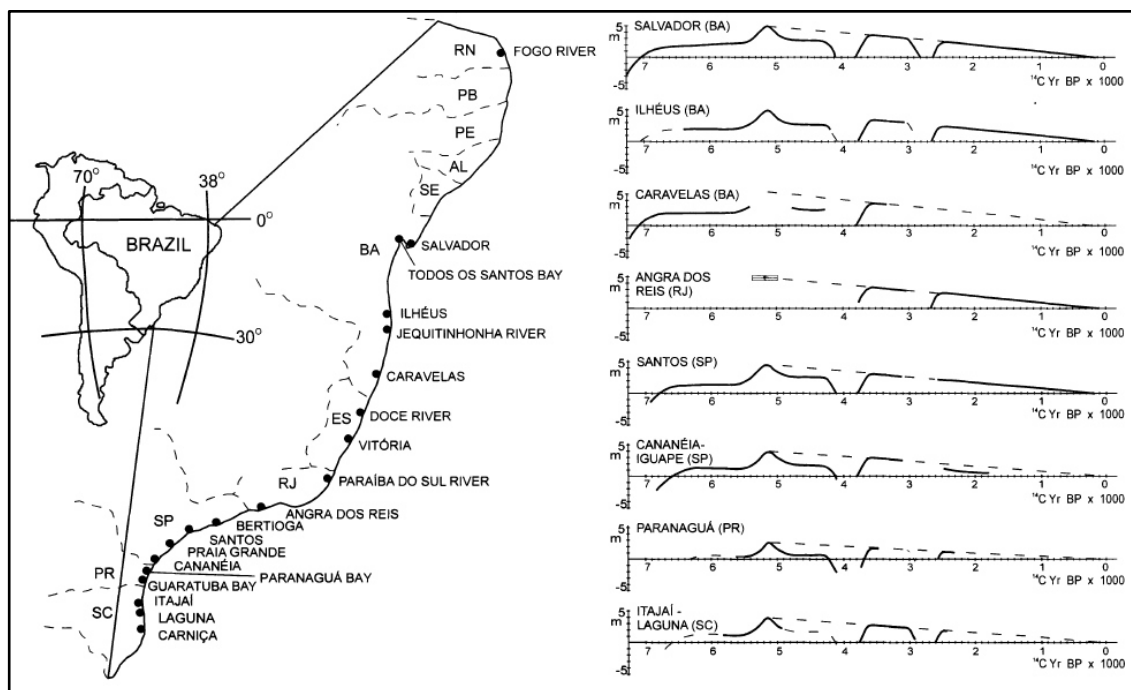


Figura 13 - Curvas relativas do nível do mar do Holoceno construídas para vários setores da costa leste e sudeste do Brasil. Fonte: Martin et al., 1987.

Estas oscilações não são consideradas nas curvas de variação do nível do mar construída por Angulo e Lessa (1997) para os estados do Paraná e de São Paulo. Mas tarde Angulo et al. (2006) apresentaram uma revisão dos indicadores utilizados para a consolidação de um modelo de curva de variação do nível do mar para costa brasileira. Onde o máximo transgressivo teria ocorrido entre 5000 e 5800 anos A.P entre 4-5 m em relação ao nível atual e a partir disso o nível do mar teria caído de forma contínua (Figura 14). Para os autores a grande maioria dos dados analisados não são conclusivos ou foram mal interpretados, pela contaminação das amostras e pelo uso muito diversificado de indicadores datáveis. Isso pode levar a vários resultados paleo-níveis duvidosos ou errôneos.

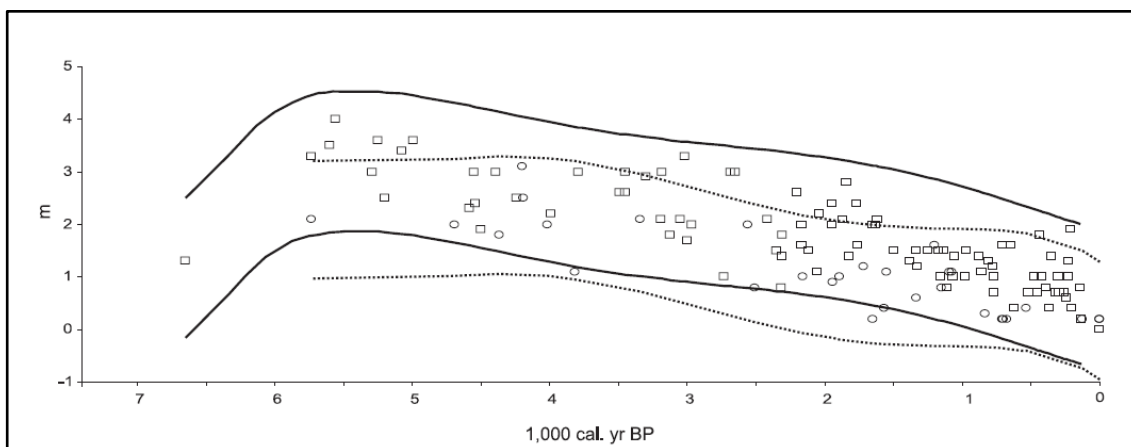


Figura 14 - Curva de variação do nível do mar no Holoceno para o litoral brasileiro (em envelope). As linhas pontilhadas e os círculos presentes no gráfico representam o comportamento encontrado ao sul de 28°S, já as linhas contínuas, juntamente com os quadrados, apresentam a tendência ao norte de 28°S. Fonte: Angulo et al. (2006).

As áreas críticas de debate durante os últimos anos incluem as diferentes elevações do alto e a presença ou ausência de oscilações do nível do mar de alta frequência. Resolver essas questões é importante, uma vez que uma curva bem ajustada é necessária para o entendimento e avaliação dos processos costeiros e oceânicos, tais como taxas de sedimentação, volumes líquidos de transporte de sedimentos e erosão costeira ou progradação. É também essencial para o correto desenvolvimento de modelos evolutivos de paisagens costeiras, bem como a calibração de modelos isostáticos (Ângulo et al., 2006).

Novas curvas têm sido propostas para o litoral do Rio de Janeiro (DIAS et al. 2011; CASTRO et al., 2014; JESUS et al., 2017; CASTRO et al., 2021; ARAUJO et al., 2021). Embora existam mais de 1000 datações de radiocarbono da costa brasileira e muitas centenas de avaliações paleo-níveis do mar tenham sido realizadas, no momento podemos dizer que a história do nível do mar do Holoceno brasileiro ainda está longe de ser completa. (ANGULO et al., 2006)

3.2 PRAIAS

As praias representam um dos ambientes mais diretamente afetados pelas mudanças na costa. Muitos problemas ocorrem a partir de então, principalmente quando se considera o caráter altamente dinâmico desses ambientes. As praias são definidas como depósitos de sedimentos inconsolidados que foram transportados e depositados pela ação das ondas e das correntes. O limite externo (marinho) da praia corresponde a área mais

distante da zona de arrebentação das ondas na maré baixa, e o limite interno (voltado para o continente) pode ser marcado pelo alcance máximo das ondas de tempestades que formam as escarpas mais internas, ou até o limite de uma duna ou mesmo de uma falésia. A ação das ondas, correntes e marés geralmente influenciam nos sedimentos e na morfologia das praias. São ambientes muito dinâmicos e sensíveis, que possuem diversas funções, entre elas, a de proteção do litoral, dos ecossistemas adjacentes e das atividades urbanas. São amplamente utilizadas para recreação, turismo e habitat de diversas espécies de fauna e flora (FRIEDMAN et al., 1992; DAVIS JUNIOR, 1978; DAVIS JUNIOR e FITZGERALD, 2004).

A terminologia e subdivisão do ambiente de praias é bastante variada. Nesta pesquisa será empregada a terminologia de praias desenvolvida por Bird (2008) e Davis Jr e Fitzgerald (2004). Sendo assim, a praia pode ser dividida nos seguintes sub-ambientes: *Backshore*, *Foreshore* e *Nearshore* (Figura 15).

(1) *Backshore*, ou região de supramaré é a parte superior da praia, que comumente se conserva seca, exceto durante as ressacas, quando as ondas de tempestades chegam até a parte superior da praia e carregam também sedimentos. Apresenta de modo geral baixo ângulo de inclinação, essa parte geralmente é plana ou ligeiramente inclinada. É comumente observada a presença de bermas, que compreendem um terraço formado na área do pós-praia, que normalmente marca o alcance mais alto da maré. A praia pode apresentar uma ou várias bermas em um mesmo perfil, limitadas pela crista da berma (representada por uma mudança abrupta no ângulo de inclinação do perfil praiial). As bermas geralmente são formadas pelas ondas durante a fase de reconstrução da praia, logo após um evento de tempestade (BIRD, 2008).

(2) *Foreshore*, ou região de intermaré é a área onde o transporte e retrabalhamento de sedimentos é mais intenso, por ser esta a parte da praia sujeita ao alcance diário das ondas e variação de maré. Essa região é caracterizada por perfis mais íngremes se comparados ao pós-praia. A largura e a inclinação da frente de praia variam em resposta as modificações no regime de ondas. O ângulo de inclinação e a largura da frente de praia estão associados à intensidade da energia das ondas, o que tende a influenciar também na granulometria. Dessa maneira, quanto maior a energia das ondas, mais íngreme e estreito tende a ser essa parte da praia e geralmente maiores serão os sedimentos (quando disponíveis) que a compõem.

(3) *Nearshore* ou zona de submaré é a região submersa, que pode variar desde bastante íngreme a ligeiramente inclinada. É nessa região que encontramos a zona de

surfe e a arrebentação das ondas. Na face de praia ocorre um transporte intenso de sedimentos devido à ação contínua das ondas e correntes; a ação das correntes agindo junto à parte submersa da praia ocasiona um movimento em zigue-zague de sedimentos em um sentido preferencial ao longo da praia, ocasionando áreas de deposição efetiva e áreas de perda de sedimentos.

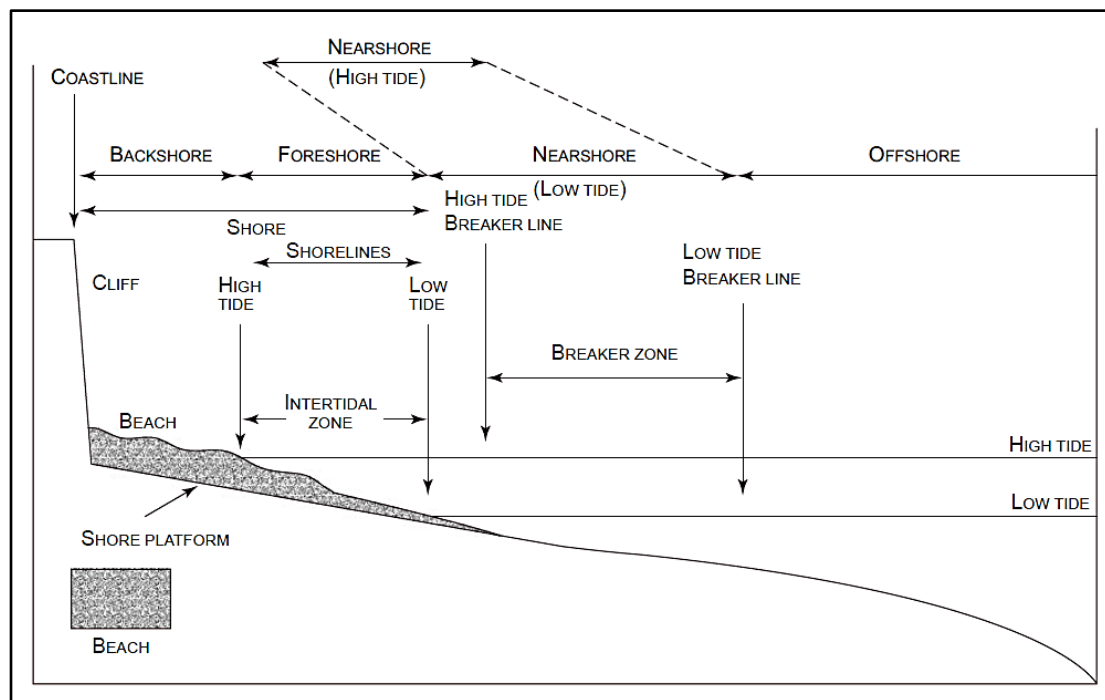


Figura 15 - Subdivisão do ambiente praial. Fonte: Bird, 2008.

Os sedimentos que constituem a praia variam significativamente em tamanho, forma e composição. Em geral, cada subambiente da praia é caracterizado por uma textura e composição própria e que pode variar em um mesmo trecho, entre a parte emersa e submersa; e, ao longo do tempo em resposta às variações nos processos costeiros. Os sedimentos que formam as praias podem ter origem local ou terem sido transportados por grandes distâncias; e podem ser originados de fonte terrígena ou biológica. As praias geralmente são compostas pelo mineral quartzo, em sua maioria, e o feldspato, entre outros. O predomínio desses dois minerais se deve ao fato de serem estes abundantes e mais resistentes ao intemperismo (DAVIS JR, 1978).

Segundo Bird (2008), os sedimentos de praia geralmente consistem em areias e cascalhos de variados tamanhos. A energia das ondas é um fator controlador no movimento dos sedimentos. De acordo com Davis Jr e Fitzgerald (2004), sedimentos lamosos (silte e argila) não são comuns em praias com grande energia, pois a ação das

ondas não permite que esses sedimentos mais finos se depositem e acumulem. No entanto, quando a energia das ondas é menor e estes sedimentos são abundantes pode haver o predomínio destes materiais lamosos acumulando ao longo da praia.

3.2.1 PROCESSOS FÍSICOS COSTEIROS

Para entender as modificações topográficas da praia e como os materiais são distribuídos, modificados e transportados, é necessário considerar os processos atuantes na zona costeira. As ondas, correntes e marés são os fatores primários causadores das modificações no ambiente de praia, levando em conta também a importância dos ventos e a longo prazo as variações no nível do mar. A interação desses processos com os materiais que compõem a praia é responsável pela dinâmica deste ambiente (DAVIS JR, 1978; DAVIS JR e FITZGERALD, 2004).

Segundo Carter (1988), as ondas são formadas quando a superfície da água é perturbada, por exemplo, por ventos, terremotos ou forças gravitacionais (responsáveis pelas marés). Segundo Laing (1998), quando são formadas pelo fluxo turbulento de vento que sopra sobre a água produzindo perturbação e variações de pressão sobre a superfície, essas são chamadas de ondas capilares. As ondas formadas pela ação dos ventos, enquanto permanecem na área onde foram geradas são denominadas vagas (*wind-sea*) e ao se propagarem para além dessa área de formação são chamadas de marulho ou *swell*. A quebra das ondas produz interação com os sedimentos do fundo. Cada quebra de onda coloca em suspensão temporariamente os sedimentos e sua quantidade está relacionada com o tamanho e intensidade da onda.

Uma onda (Figura 16) pode ser caracterizada por diversos parâmetros, tais como: altura (H), que é a diferença vertical entre a cava e a crista; amplitude (a), ou seja, a metade da altura; comprimento (λ), que é a distância entre duas cristas sucessivas; e período (T), que é o tempo medido entre a passagem de duas cristas sucessivas por um mesmo ponto fixo (LAING, 1998).

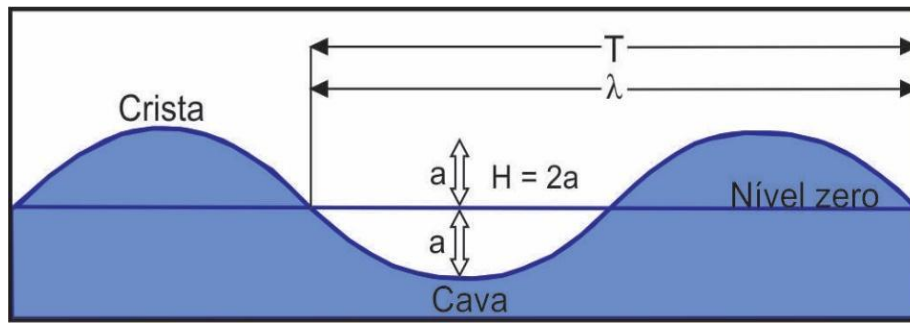


Figura 16 - Propriedades básicas de uma onda. Fonte: Adaptado de LAING, 1998.

As ondas quebram de diferentes formas na medida em que se aproximam da praia. As diferentes formas de arrebentação são importantes por causa do seu efeito na taxa de dissipação de energia, transporte de sedimentos e na dinâmica da zona de *surf*. Entre as três formas de arrebentação mais comuns estão (Figura 17): (A) progressiva ou derramante (*spilling*), típica de fundo marinho de baixa declividade, quando a onda cresce e vai quebrando progressivamente ao longo da zona de surfe; (B) mergulhante (*plunging*), ocorrem em fundos mais inclinados principalmente por causa de tempestades, a onda ganha altura e arrebenta rapidamente, tende a formar tubos, muito atrativa para a prática do surf; (C) ascendente (*surging*), típica de gradiente muito íngreme, normalmente a onda aumenta em altura e em seguida se projeta sobre a praia sem arrebentar (DAVIDSON-ARNOTT, 2010).

Na maior parte do tempo as praias ficam expostas a ondas de baixa energia (condição de tempo bom), que de modo geral estão associadas à construção do perfil praiial. As ondas de alta energia (ondas de tempestade) provocam um intenso processo de remoção e retrabalhamento de sedimentos, podendo inclusive causar erosão na praia. Logo após a ocorrência de tempestades, as ondas de baixa energia tendem a reconstruir novamente o perfil praiial, acumulando sedimentos e alargando a faixa de areia emersa da praia (DAVIS JR, 1978).

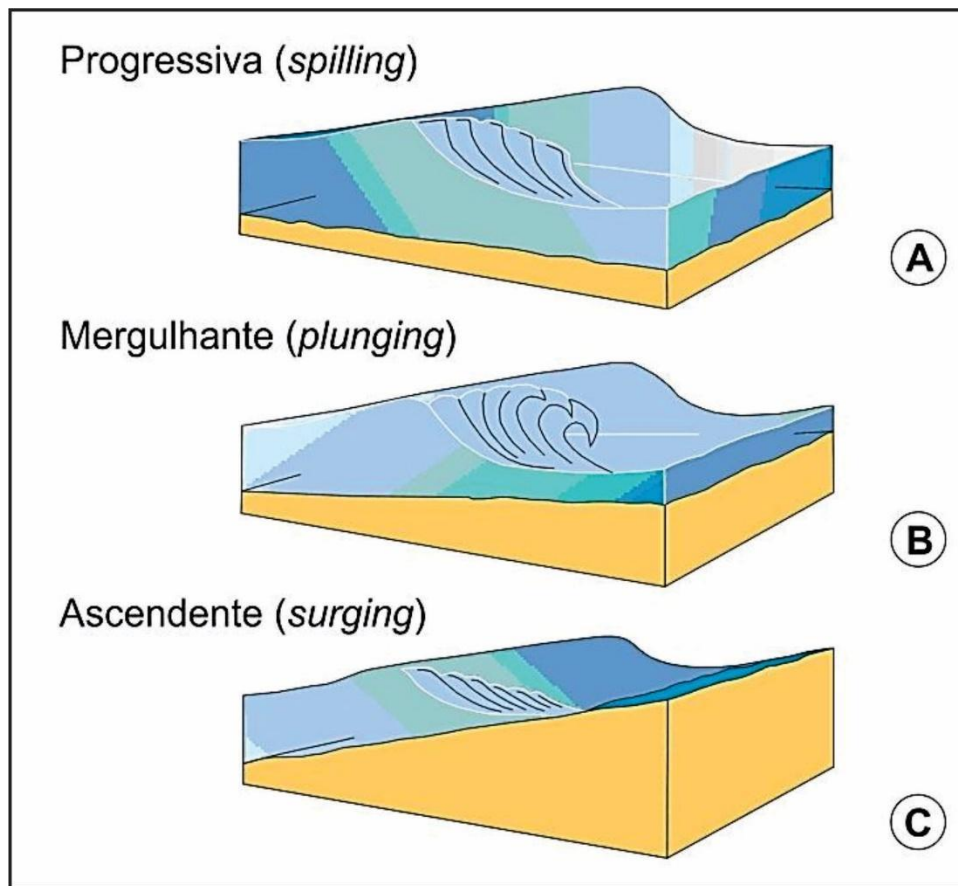


Figura 17 - Formas de arrebentação da onda. Fonte: SILVESTRE, 2018, adaptado de DAVIS JUNIOR; FITZGUERALD, 2004.

Segundo Davis Jr (1978), a frente de praia (*foreshore*) e a face de praia (*beachface*) são constantemente afetadas por várias correntes, que são originadas pela ação das ondas e dos ventos. A direção e o ângulo de incidência com que as ondas chegam à praia vão determinar o tipo de correntes costeiras. São três os tipos de correntes principais: corrente de deriva litorânea (*longshore current*), corrente de retorno (*rip current*), corrente de fluxo e refluxo de ondas (*swash e backwash*). Essas correntes participam ativamente no transporte de sedimentos ao longo do litoral.

As ondas, ao se aproximarem da costa, podem atingir a praia obliquamente formando uma corrente paralela ao litoral entre a praia e a zona de arrebentação, denominada corrente de deriva litorânea (*longshore currents*) (Figura 18). Essas correntes deslocam-se paralelamente ao longo da linha de praia com velocidades variadas e são mais desenvolvidas em extensas costas retilíneas. A corrente de deriva litorânea é o principal agente de movimentação, retrabalhamento e distribuição dos sedimentos ao longo da costa. A interrupção de uma corrente de deriva litorânea por estruturas de engenharia pode acarretar problemas de desequilíbrio, ocasionando o acúmulo de

sedimentos em uma região e erosão em outra. Outro tipo de corrente litorânea é a corrente de retorno (*rip current*), que são correntes que se deslocam perpendicularmente à linha de costa e também carregam uma quantidade significativa de sedimentos em direção ao oceano (Figura 18). Essas correntes se deslocam devido ao empilhamento de água na zona de intermaré em função das ondas e a ação dos ventos sobre a praia. Num primeiro momento, a água tende a se deslocar paralelamente à praia e, em seguida, retorna na direção do oceano.

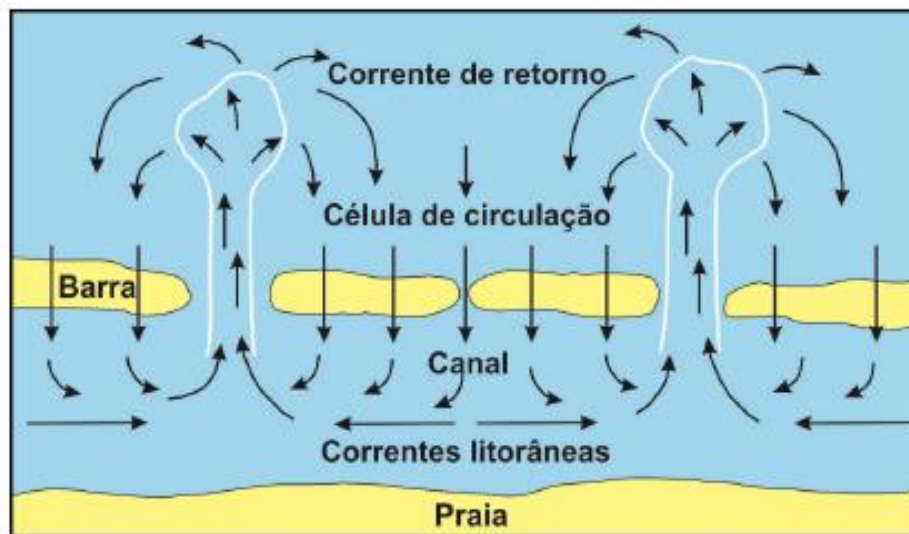


Figura 18 - Células de circulação costeira. Fonte: SILVESTRE, 2018, adaptado de KOMAR, 1976.

Outro processo de transporte de sedimentos ocorre pela ação do fluxo e refluxo das ondas (*swash e backwash*, respectivamente) (Figura 19). Em decorrência da ação contínua das ondas, os sedimentos são transportados paralelamente à costa, seguindo um padrão em zigue-zague. A formação dessa corrente depende das condições de ondas, da declividade da praia e também do tamanho dos sedimentos (DAVIS JR, 1978). O fluxo (*swash*) é impulsionado principalmente pelo impulso da onda em si e é moderado pela declividade da praia e o tamanho dos sedimentos. O refluxo (*backwash*) é conduzido principalmente por forças gravitacionais e depende, portanto, da declividade da frente de praia (DAVIDSON-ARNOTT, 2010).



Figura 19 - Corrente de fluxo e refluxo de ondas (*swash e backwash*). Fonte: BAPTISTA, 2014, adaptado de DAVIDSON-ARNOTT, 2010.

As marés são movimentos dos oceanos criados pelos efeitos gravitacionais da Lua e do Sol em relação à Terra (Figura 20); são ondas muito longas que atravessam os oceanos e que afetam diversos ambientes presentes em todo o litoral, como baías, praias, deltas ou lagoas (DAVIS e FITZGERALD, 2004; BIRD, 2008). O aumento e a queda momentânea do nível do mar resultam de movimentos horizontais da água (correntes de maré). A maré crescente é geralmente conhecida como maré cheia, enquanto a maré descendente é chamada de maré vazante (UNIVERSITY, 1999). Durante o mês as variações entre o alinhamento do Sol e da Lua geram as marés astronômicas: marés de sizígia e marés de quadratura (Figura 20). As maiores amplitudes de maré são causadas pelo alinhamento entre o Sol, a Lua e a Terra, quando ocorrem as marés de sizígia, que são em geral mais altas (maré alta) e também mais baixas (maré baixa) que as de quadratura. As marés de sizígia ocorrem em intervalos de duas semanas e correspondem às luas cheia e nova. Já as marés de quadratura acontecem quando os três astros formam um ângulo de cerca de 90° . Durante as marés de quadratura a amplitude de maré é mais baixa. As marés de quadratura também ocorrem em intervalos de duas semanas, nas fases de Lua crescente e minguante (DAVIS JR e FITZGERALD, 2004; BIRD, 2008; DAVIDSON-ARNOTT, 2010).

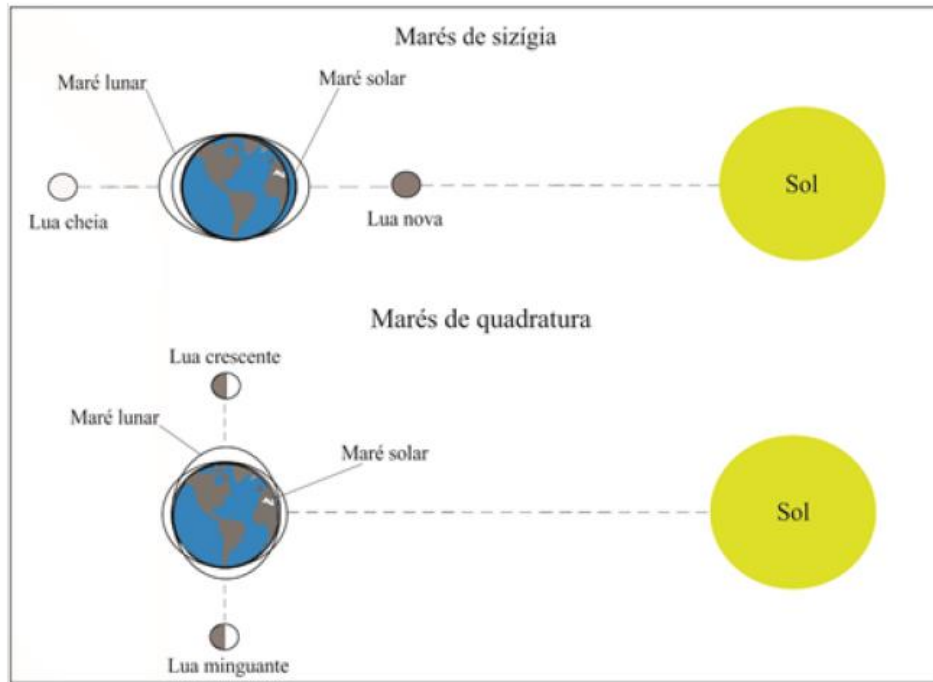


Figura 20 - Marés de sizígia e quadratura. Fonte: BAPTISTA, 2014, adaptado de GARRISON, 2010.

Em função da latitude e da geometria da linha de costa são observados diferentes regimes de marés, classificadas em três tipos: (1) micromarés, quando a amplitude de maré de sizígia é < 2 m; (2) mesomarés, quando as amplitudes variam entre 2 e 4 m e; (3) macromarés, quando as amplitudes são > 4 m (FRIEDMAN et al., 1992; CARTER, 1988). No Brasil tendem a predominar as seguintes variações de marés: micromarés nas costas sul e sudeste; mesomarés ocorrem na costa leste e em partes da costa nordeste; e as macromarés em partes da costa nordeste e em toda a costa norte (SOUZA et al, 2005).

3.2.2 DINÂMICA E EROSÃO DE PRAIAS

Estudos realizados por Wright e Short, (1984) no litoral da Austrália representam uma grande contribuição para o entendimento da morfodinâmica de praias. Estes autores propuseram uma classificação morfodinâmica de praias baseada nos fatores hidrodinâmicos e morfológicos. A classificação proposta por Wright e Short, (1984) é composta por seis estágios morfodinâmicos, dois deles são extremos: refletivo e dissipativo e outros intermediários (Figura 21). Os diferentes estágios estão diretamente associados às diferentes condições hidrodinâmicas e as características sedimentares.

Praias com características morfodinâmicas de um estágio extremo refletivo geralmente apresentam: (1) gradiente acentuado (perfis mais íngremes), (2) areias predominantemente grossas, (3) ondas cuja arrebentação tende a ocorrer junto à frente de praia, (4) cúspides de praia rítmicos e expressivos; e (5) correntes de retorno vigorosas. As praias com comportamento relativo a um estágio dissipativo, por outro lado apresentam: (1) gradientes pouco acentuados (perfis menos íngremes), (2) predominância de areias finas, e (3) zona de *surf* bem desenvolvida e mais de uma linha de arrebentação, ocasionalmente associada à existência de barras arenosas submersas paralelas a linha de costa, que contribuem para a dissipação da energia das ondas incidentes. Os estágios intermediários segundo Wright e Short (1984) são: *longshore bar-trough*, *rhythmic bar and beach*, *transverse bar and rip*, e *ridgerunnel or low tide terrace*. Praias que apresentam um comportamento distinto dos dois extremos (dissipativo e refletivo) se inserem em um desses quatro estágios intermediários, que se caracterizam por: (1) apresentar maior grau de mobilidade em meio a condições de ondas altamente variáveis, (2) praia e zona de *surf* que tendem a se alternar entre os vários estágios intermediários, e (3) barras bem desenvolvidas (WRIGHT e SHORT, 1984 apud FRIEDMAM et al; 1992; DAVIS JR e FITZGERALD, 2004).

As praias são moldadas em grande parte pela ação incidente das ondas, com mudanças de curto prazo causadas pela alternância entre ondas destrutivas (ondas de tempestades) e construtivas (ondas de tempo bom), onde há perda e ganho de sedimentos, respectivamente. As ondas construtivas constroem perfis de praia muitas vezes com a incorporação de uma ou mais bermas (terraços de praia) paralelamente ao litoral (Figura 22A); enquanto as ondas destrutivas cortam o perfil, formando escarpas e perfis mais curtos (Figura 22B) (BIRD, 2008). Desta forma, a praia tende geralmente a um alargamento e/ou acréscimo mais marcante no verão, devido à predominância da baixa energia das ondas, que depositam sedimentos na parte emersa da praia formando um perfil mais longo típico dessa estação (Figura 22A). Já no inverno, tende a ocorrer um estreitamento devido ao aumento na energia das ondas de tempestades, mais comuns nessa estação. Essas ondas retiram sedimentos da parte emersa e depositam na porção submersa da praia (Figura 22B) (FRIEDMAM et al., 1992; DAVIS JR e FITZGERALD, 2004). Essas mudanças sazonais, marcadas por períodos de estreitamento e alargamento de perfis de praia, fazem parte de um equilíbrio dinâmico natural desse tipo de ambiente. De acordo com Bird (2008), o equilíbrio dinâmico apresentado por um ambiente praiial é entendido como típico de um sistema dinâmico, onde mesmo em meio a sucessivas

mudanças e transformações (na morfologia e na largura do perfil, como resultado da alternância cíclica e sazonal das condições de mar), há a manutenção das formas predominantes desse relevo, da capacidade de manter uma organização do sistema e de retorno as condições naturais.

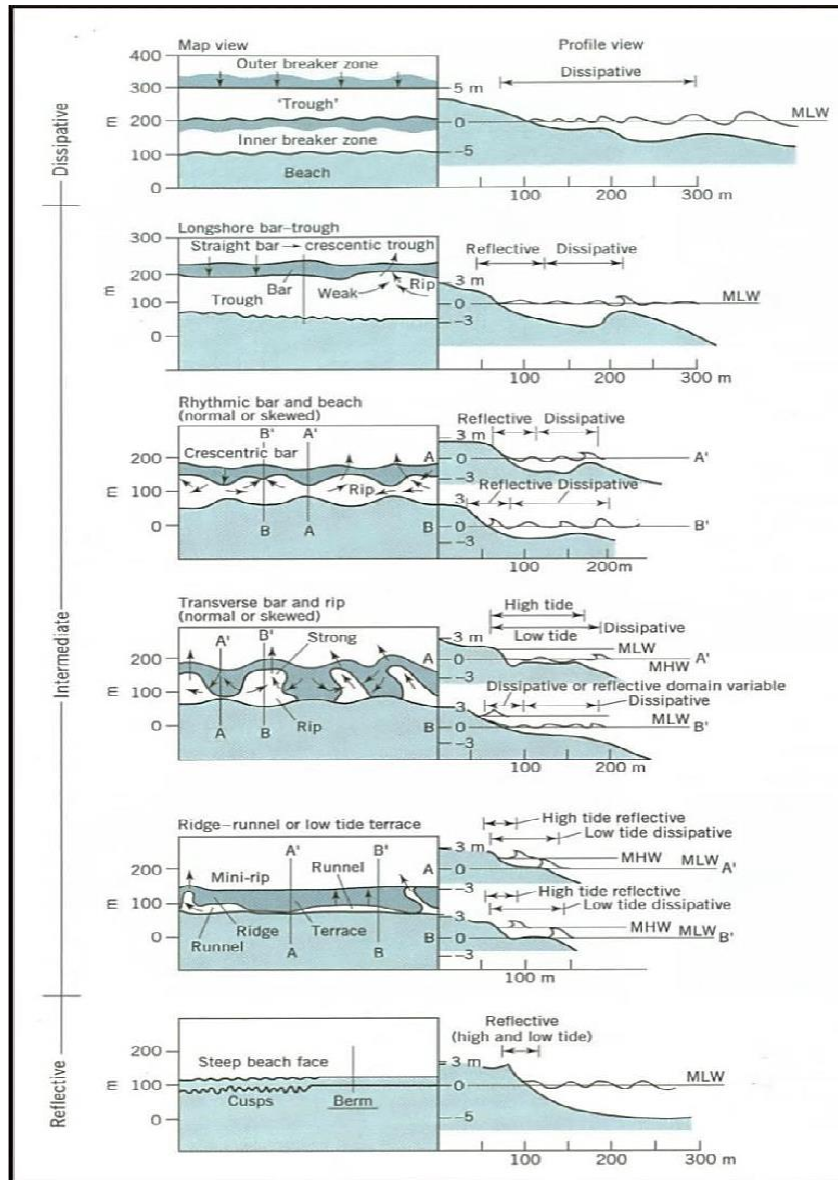


Figura 21 - Classificação morfológica de praias. Fonte: WRIGHT; SHORT, 1984 apud DAVIS JUNIOR; FITZGERALD, 2004.

Segundo Bird (2008), as praias são erodidas quando perdem mais sedimentos do que recebem das suas variadas fontes ao longo da costa. Desta forma, a erosão ocorre quando há a remoção do material (sedimentos) e transporte para outro lugar ou ambiente. Quando há um déficit de sedimentos resultante da remoção de materiais sem a posterior

reposição, o ambiente de praia experimenta uma perda efetiva, caracterizando um processo de erosão (CARTER, 1988; DAVIS JR e FITZGERALD, 2004).

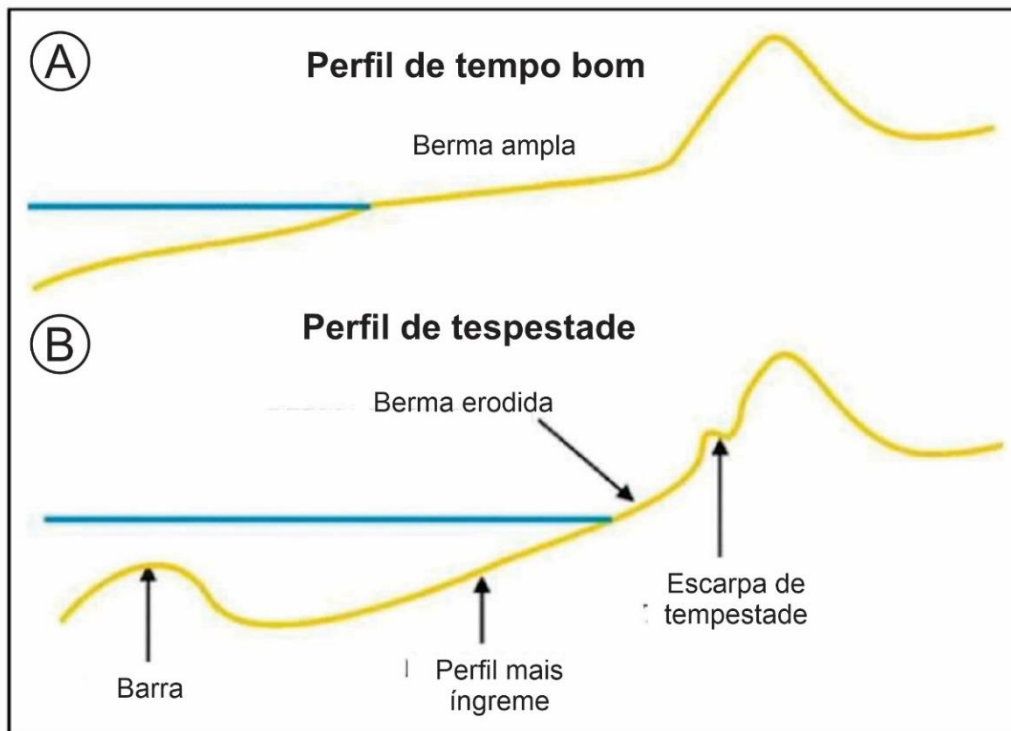


Figura 22 - Perfis topográficos de praia: típico de verão (ondas de tempo bom - construtivas) e típico de inverno (ondas de tempestade - destrutivas). Fonte: GRALATO, 2016.

A erosão de praias pode ocorrer em função de uma variedade de causas, tais como: (1) elevação do nível do mar; (2) instabilidade tectônica, incluindo subsidência; (3) alterações climáticas, sobretudo relacionada com o aumento da frequência e intensidade das tempestades; e (4) influência da humanidade, principalmente associada a mudanças no balanço e na oferta de sedimentos, por exemplo, através de dragagens, extração de areias, construção de barragens, dentre outros (CARTER, 1988). Souza et al. (2005), com base em diversos estudos, apontam para alguns indicativos de erosão costeira em diversos trechos do litoral brasileiro (Tabela 1).

Em muitos litorais, a dinâmica das praias é alterada pela ação antrópica através de obras de engenharia e estão sujeitas a inundações, a danos causados pela erosão ou pelas ondas de tempestades. Segundo Carter (1988), a transferência de massa ao longo da costa é caracterizada por uma relação envolvendo perdas e ganhos. A humanidade tem sido responsável por um número considerável de intervenções e tentativas de controlar e modificar o balanço sedimentar em diversos litorais, gerando perdas, impedindo fluxos e até mesmo redistribuindo materiais. Durante essas modificações, os sedimentos podem

ser removidos do sistema costeiro, criando uma escassez crítica em outros lugares. Mudanças produzidas pela humanidade podem gerar uma instabilidade, criando áreas de deposição e erosão severas, causando um desequilíbrio nos ecossistemas costeiros.

Erosão costeira é um assunto de grande relevância em estudos de ambientes litorâneos, pois atualmente há uma tendência mundial de erosão da linha de costa, que pode resultar em perda de terreno costeiro e uma série de problemas para as populações que vivem nessas áreas. Segundo Bird (2008) e Davis e Fitzgerald (2004), estima-se que mais de 70% das costas mundiais estão erodindo; menos de 10% está avançando (progradando); e pouco menos de 20% tem se mantido estável, não mostrando alterações significativas de ganho ou perda de materiais. Já para Luijendijk et al (2018) a erosão se faz presente em cerca de 24% das praias arenosas do mundo, estão em processo de erosão. Sendo assim, o manejo e a gestão de áreas costeiras torna-se cada vez mais necessário, apesar da complexidade envolvida, pois os ambientes litorâneos são extremamente dinâmicos e sensíveis, e recebem continuamente fluxos de energia e matéria por estarem submetidos a uma variedade de processos naturais; são também influenciados pelas atividades humanas, cada vez mais preocupantes devido ao aumento populacional e ao crescente investimento e pressão para o desenvolvimento dessas áreas (CARTER, 1988).

Tabela 1 - Indicativos de erosões costeiras no Brasil. Fonte: adaptado de SOUZA et al., 2005.

Indicadores de erosão costeira	
I	Pós-praia muito estrito ou inexistente devido à inundação permanente durante as preamares de sizígia (praias urbanizadas ou não).
II	Retrogradação geral da linha de costa nas últimas décadas, com diminuição da largura da praia em toda a sua extensão, ou mais acentuadamente em determinados locais dela (praias urbanizadas ou não).
III	Erosão progressiva de depósitos marinhos e/ou eólicos pleistocênicos a atuais que bordejam as praias, sem o desenvolvimento de falésias ou escarpamentos em dunas e terraços marinhos (praias urbanizadas ou não).
IV	Presença de falésias com alturas de até dezenas de metros em rochas sedimentares mesozóicas, sedimentos terciários (Formação Barreiras) e rochas de praia pleistocênicas e holocênicas, e presença de escarpamentos em depósitos marinhos e/ou eólicos pleistocênicos a atuais que bordejam as praias (praias urbanizadas ou não).
V	Destruição de faixas frontais de vegetação de “restinga” ou de manguezal e/ou presença de raízes e troncos em posição de vida soterrados na praia, devido a erosão e soterramento causados pela retrogradação/migração da linha de costa, ou por processos de sobrelavagem (ilhas barreiras).
VI	Exumação e erosão de depósitos paleolagunares, turfeiras, arenitos de praia ou terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos, sobre o estirâncio e/ou a face litorânea atual, devido à remoção das areias praias por erosão costeira e déficit sedimentar extremamente negativo (praias urbanizadas ou não).
VI	Frequente exposição de “terraços ou falésias artificiais”, apresentando pacotes de espessura até métrica, formados por sucessivas camadas de aterros soterrados por lentes de areias praias/dunares (contato entre a praia e a área urbanizada).
VII	Destruição de estruturas artificiais erguidas sobre os depósitos marinhos ou eólicos holocênicos que bordejam a praia, o pós-praia, o estirâncio, a face litorânea e/ou a zona de <i>surf</i> .

IX	Retomada erosiva de antigas plataformas de abrasão marinha, elevadas de +2 a +6m, formadas sobre rochas do embasamento ígneo-metamórfico pré-cambriano a mesozóico, ou rochas sedimentares mesozóicas, ou sedimentos terciários (Formação Barreiras) ou arenitos praias pleistocênicos, em épocas em que o nível do mar encontrava-se acima do atual, durante o final do Pleistoceno e Holoceno (praias urbanizadas ou não).
X	Presença de concentrações de minerais pesados em determinados trechos da praia, em associação com outras evidências erosivas (praias urbanizadas ou não).
XI	Presença de embaiamentos formados pela atuação de correntes de retorno concentradas associadas a zonas de barlamar ou centros de divergência celular de deriva litorânea localizadas em local mais ou menos fixo da praia, podendo ocorrer também processos de sobrelavagem (ilhas e praias-barreiras).

Atualmente a gestão de áreas costeiras está cada vez mais relacionada à estudos de vulnerabilidade e riscos associados as mudanças climáticas, a subida do nível do mar e a erosão e inundação de áreas litorâneas. A preocupação com as vulnerabilidades e riscos costeiros leva em consideração não somente o entendimento dos processos físicos atuantes na linha de costa, mas também os aspectos socioeconômicos, levando em conta os danos e os prejuízos causados (Lins de Barros, 2010). Além da vulnerabilidade natural da zona costeira, que é muito dinâmica e sensível, muitos estudos apontam que o acelerado processo de urbanização, fortemente marcado por uma grande concentração populacional próximo à costa, e o uso turístico, tem elevado os riscos à população, gerando perdas materiais, econômicas ou até mesmo perdas humanas.

Os ambientes costeiros estão em constante transformação, buscando alcançar um estado de equilíbrio dinâmico (DAVIS, 1985; CARTER, 1988; DAVIS e FITZGERALD, 2004; BIRD, 2008). Possuem diversas funções, entre elas, proteção do litoral, atividades turísticas e habitat de diversas espécies de fauna e flora (FRIEDMAN et al., 1992; DAVIS JR, 1978; DAVIS JR e FITZGERALD, 2004). A praia é um dos ambientes costeiros mais afetados, devido à sua dinâmica natural, que responde rapidamente às alterações nas condições do mar (DAVIS JR e FITZGERALD, 2004; DAVIDSON-ARNOTT, 2010). O acelerado processo de urbanização, fortemente marcado por uma grande concentração populacional próximo à costa, tem intensificado os problemas dessa natureza. A ação humana tem sido responsável por inúmeras modificações e tentativas de controlar e modificar o balanço sedimentar em diversos litorais, gerando perdas, impedindo fluxos e até mesmo redistribuindo materiais, podendo gerar um desequilíbrio nos ecossistemas costeiros (CARTER, 1988).

A evolução das linhas de costa, tanto devido a causas ou fatores naturais quanto induzidos pelo homem, podem ser variáveis em diferentes escalas temporais e espaciais (STIVE et al., 2002). Elas são vulneráveis aos efeitos das mudanças climáticas em escala global, devido ao aumento do nível do mar e, em escala regional, devido às mudanças no

regime das ondas (tempestades). Ambos os impactos dessas mudanças tendem a gerar problemas relacionados a ocorrência de inundações e erosão costeira (MASSELINK et al. 2016). Este cenário é preocupante, principalmente quando se considera o aumento no nível médio do mar (IPCC, 2022) e aumento no número e na intensidade das tempestades mais intensas a nível global nas últimas décadas (WEBSTER et al., 2005; KOSSIN et al., 2013; HOLLAND e BRUYE, 2014; WALSH et al., 2014). Luijendijk et al. (2018), com base na análise do comportamento do litoral a partir de imagens de satélite, aponta que cerca de 24% das praias arenosas do mundo, estão sofrendo erosão a taxas superiores a 0,5 m/ano. À medida que o nível do mar sobe, o recuo da costa irá acontecer e as estruturas de engenharia construídas nas praias arenosas limitam a capacidade de migração dos sedimentos, gerando então o processo erosivo (COOPER et al., 2020). Sendo assim, o manejo e a gestão de áreas costeiras tornam-se cada vez mais necessários. Apesar da complexidade envolvida, os ambientes litorâneos são extremamente dinâmicos e sensíveis, e recebem continuamente fluxos de energia e matéria por estarem submetidos a uma variedade de processos naturais; também influenciados pelas atividades humanas (CARTER, 1988).

3.2.3 PRAIAS ABRIGADAS

Segundo Bird (2008), muitas praias estão geograficamente expostas ao oceano aberto ou a mares mais agitados; já outras são abrigadas e sujeitas à baixa energia hidrodinâmica, geralmente em baías, atrás de ilhas, ou recifes. Algumas possuem uma configuração mais alongada, retilínea ou suavemente curvada; outras são mais curtas, e podem estar dentro de baías ou entre promontórios rochosos, denominadas de praias de bolso (*pocket beaches*), que é o caso da maioria das praias estudadas no litoral de Paraty.

Pocket beaches são praias curtas quanto ao comprimento; confinadas, limitadas entre promontórios rochosos, e são comuns ao longo das costas rochosas de todo mundo. Apesar de serem protegidas por promontórios, ilhas ou baías, não são necessariamente ambientes de baixa energia, pois podem ser expostas a ondas de alta energia, devido à baixa dissipação de um fundo marinho geralmente inclinado e são bastante sensíveis a eventos de tempestade. *Pocket beaches* são normalmente alimentadas por pequenas bacias hidrográficas; os sedimentos são depositados por riachos locais que tendem a apresentar características texturais de sedimentos mais grossos e mal selecionados e que

não são facilmente removidos para áreas adjacentes devido à pouca energia das ondas em determinados contextos litorâneos (PRANZINI et al, 2013; BOWMAN et al, 2014).

As praias de baixa energia são em geral abrigadas e, portanto, protegidas das ondas de tempestades, em comparação com àquelas expostas ao mar aberto. O termo baixa energia tem sido aplicado a locais sujeitos a altura de onda significativa mínima de poucos centímetros sob condição de tempo bom (por exemplo, 0,25 m); e por alturas de onda significativas em torno de 0,5 m durante condições de tempestade. As ondas nesse tipo de ambiente são quase sempre geradas localmente pela ação dos ventos sobre uma pista curta, mas podem ocorrer entradas eventuais de um *swell*. Esse tipo de praia tende a apresentar um perfil mais estreito, com pós-praia pouco desenvolvido, geralmente com frente de praia íngreme e uma zona de surfe estreita ou inexistente (NORDSTROM, 1977; HEGGE et al., 1986; NORDSTROM, 1989; JACKSON et al., 2002; NORDSTROM et al., 2016; JACKSON et al., 2017).

As praias abrigadas apresentam uma baixa troca de sedimentos devido à baixa energia das ondas predominantes; além disso, a orientação irregular da sua linha de costa pode isolar os compartimentos da praia, reduzindo ou eliminando a troca de sedimentos entre eles. Devido a isso a morfologia apresentada pelas praias de baixa energia pode ser uma característica herdada dos eventos severos (ressacas), que irão moldar os perfis, e devido à baixa troca sedimentar que esses ambientes possuem acabam mantendo as mesmas características morfológicas obtidas nos momentos de maior energia (JACKSON et al, 2002; NORDSTROM, 1989).

Hegge et al. (1996) desenvolveu um modelo de classificação morfológica baseado nas observações realizadas em 15 locais de baixa energia na costa sudoeste da Austrália. Quatro morfotipos de perfis de praia (Figura 23) foram elaborados, levando em conta a dimensão, declividade, curvatura e a granulometria das praias: (1) côncavo; (2) moderadamente côncavo; (3) moderadamente íngreme; e (4) escalonado (*stepped*) (NORDSTROM, 1977; NORDSTROM, 1989; JACKSON et al., 2002; NORDSTROM et al., 2016; JACKSON et al., 2017).

As praias côncavas (1) caracterizavam-se por uma faixa de frente de praia e zona de espraiamento (*swash zone*) íngreme. Nessas praias há uma espécie de degrau moderadamente dimensionado (Figura 23). No geral, essas praias exibem uma ampla gama de características de sedimentos, com tamanhos dos grãos e grau de selecionamento variando bastante. As praias moderadamente côncavas (2) são semelhantes às praias côncavas, no entanto a parte emersa do perfil é menos íngreme e côncava (Figura 23). Os

sedimentos em geral são mais homogêneos do que os sedimentos obtidos nas praias côncavas. Praias moderadamente íngremes (3) foram caracterizadas por um perfil linear, íngreme e com uma face de praia mais ampla (Figura 13). As praias são compostas por areia moderadamente bem selecionadas. As praias escalonadas “Stepped” (4) exibem perfis muito estreitos, relativamente íngremes; no entanto, sua característica mais marcante é a presença de um degrau proeminente na face de praia (Figura 13). Os sedimentos geralmente são bem selecionados.

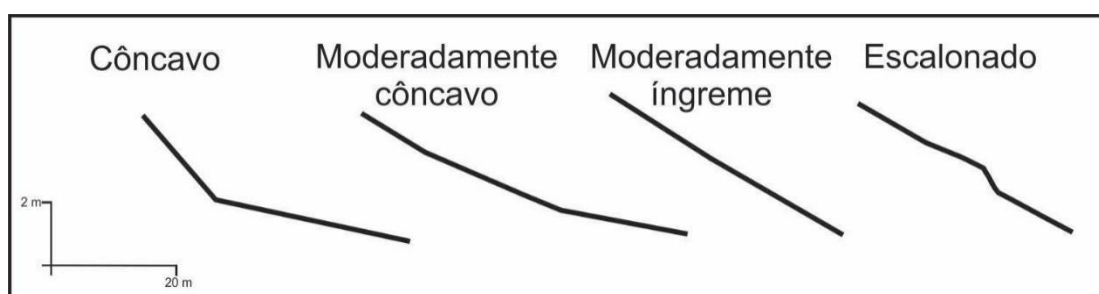


Figura 23 - Morfotipos de praia de baixa energia. Adaptado de HEGGE et al., 1996.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Buscando alcançar os objetivos propostos nesta pesquisa foram realizados: (1) extenso levantamento bibliográfico sobre o tema; (2) trabalhos de campo para a aquisição de perfis topográficos de praia; (3) trabalho de campo para a realização de levantamento com ARP para mapeamento da linha de costa; (4) aquisição de perfis de GPR e perfis topográficos na planície; (5) coleta de amostras por meio da perfuração dos poços de sondagem geológica; (6) análises laboratoriais das amostras selecionadas a partir da sondagem para a caracterização dos materiais; (7) datações por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE); (8) integração e interpretação dos dados e preparação da tese.

O levantamento bibliográfico consistiu em pesquisar sobre: (1) a formação e evolução de barreiras arenosas no Brasil e no mundo; (2) trabalhos realizados na área de estudo; e (3) metodologias que contemplem os objetivos almejados com esta pesquisa. Foram consultadas regularmente teses, dissertações e revistas científicas que tenham assuntos em comum com os abordados nesse trabalho. A seguir serão apresentados os procedimentos de campo e laboratório envolvidos nas diferentes técnicas utilizadas.

4.1. Aquisição de perfis topográficos de praia

Os perfis topográficos foram realizados no final das estações de verão e inverno, em seis pontos de monitoramento distintos, distribuídos de acordo com a extensão e localização de cada praia, de forma a representar a variabilidade morfológica em diferentes contextos ao longo do litoral de Paraty. Para tal, foram estabelecidos locais de monitoramento no meio do arco praial de São Gonçalo, Taquari, Prainha e três pontos ao longo da praia de Jabaquara (Figura 24), devido a maior extensão e importância deste trecho costeiro. No total foram adquiridos 9 perfis topográficos ao longo de 2 levantamentos de campo e integrado a perfis realizados entre os anos de 2016 e 2017 por Pinheiro et al. 2018, totalizando 29 perfis topobatimétricos.

Esses perfis foram devidamente georreferenciados através da obtenção de coordenadas (Tabela 2), com equipamento GPS (Sistema de Posicionamento Global) da marca GARMIN Etrex 30, por meio do sistema de navegação WGS 84. Os levantamentos foram realizados sempre que possível na maré de quadratura, onde a amplitude da maré é menor, o que reduz a interferência das variações relativa do nível do mar local. Utilizando um nível topográfico acoplado a um tripé, uma régua e trena (Figura 25), a medição foi realizada sempre que possível desde a escarpa de tempestade ou vegetação, no limite interno da praia, até a arrebenção das ondas ou até a profundidade em torno de 1,5 m. A realização de perfis topográficos e batimétricos de praia é fundamental para a compreensão da dinâmica costeira e, conseqüentemente, poder identificar as áreas de maior ou menor dinâmica e os diferentes níveis de vulnerabilidade de cada trecho monitorado à eventos de tempestades.

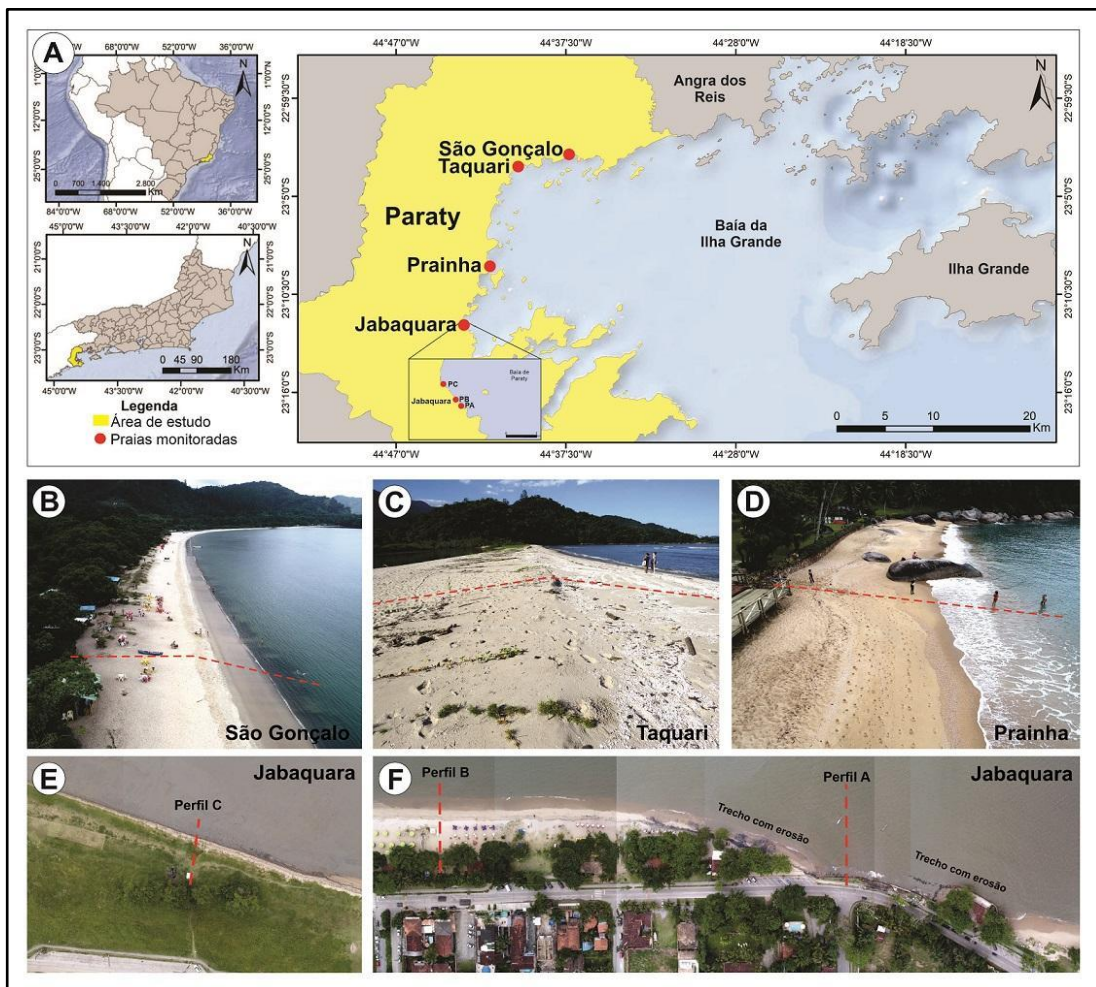


Figura 24 - Localização das praias selecionadas para aquisição dos perfis topográficos de praia.

Tabela 2 - Extensão, orientação e coordenadas geográficas dos pontos de monitoramento

Coordenadas Geográficas			
Praias	Extensão do arco praial (m)	Orientação	Coordenadas do perfil
São Gonçalo	2.760	NE-SO	23° 2'41.27" S 44°37'17.6" O
Taquari	1.900	NE-SO	23°03'20.1" S 44°40'10.1" O
Prainha	130	N-S	23°08'56.1" S 44°41'44.9" O
Jabaquara	1.230	NO-S	PA - 23°12'31.8" S 44°42'58.4" O PB - 23°12'28.3" S 44°43'00.2" O PC - 23°12'13.8" S 44°43'12.4" O

Simultâneo ao levantamento, foram observadas algumas características das condições de mar, tais como: altura, tipo de arrebentação, direção de incidência das ondas, direção das correntes e período médio das ondas, conforme proposto por Laing (1998). Essas informações adquiridas por ocasião dos levantamentos de campo foram empregadas para a caracterização das condições de mar em cada trecho do litoral estudado.



Figura 25 - Aquisição de perfis topobatimétricos de praia. Legenda: A – nível topográfico; B e C – realização do perfil com a trena e a régua. Fotos: A e B – Carolina Silvestre, 2016; C – Thiago Pereira, 2019.

Os dados dos perfis topográficos das praias foram processados nos *softwares* *Microsoft Excel* e *Grapher 7*. Esses dados foram inicialmente organizados em tabelas no programa *Microsoft Excel*; posteriormente, foram gerados os perfis topográficos de praia

no programa Grapher 7. Esses perfis são gerados de forma individual em cada ponto monitorado, onde possibilitaram a visualização da morfologia e da largura da praia referente a cada monitoramento realizado. Em seguida, realizou-se a sobreposição dos dados adquiridos nas estações de verão e inverno, o que permitiu a visualização das mudanças sazonais ocorridas ao longo do tempo de monitoramento.

Para acompanhar o estoque sedimentar emerso de cada praia, foi realizado um cálculo utilizando os perfis topográficos (altimetria e distância), a partir do método descrito em Oliveira Filho et al. (2020), utilizando o mesmo princípio elaborado por Birkemeier (1984). Foi calculada a área do trapézio, a cada duas medições topográficas sequenciais, estabelecida em campo (Figura 26A), onde o volume total da seção transversal corresponde a soma de todas as áreas obtidas de cada trapézio, que representa uma seção transversal à praia, com 1 m de largura (Figura 26B) (OLIVEIRA FILHO et al., 2020). Foi utilizada altimetria de 0 m (baseado no nível médio do mar) como elevação de referência para o cálculo de volume, sendo calculado todo o volume acima desta altimetria, em todas as campanhas (Oliveira Filho et al., 2020).

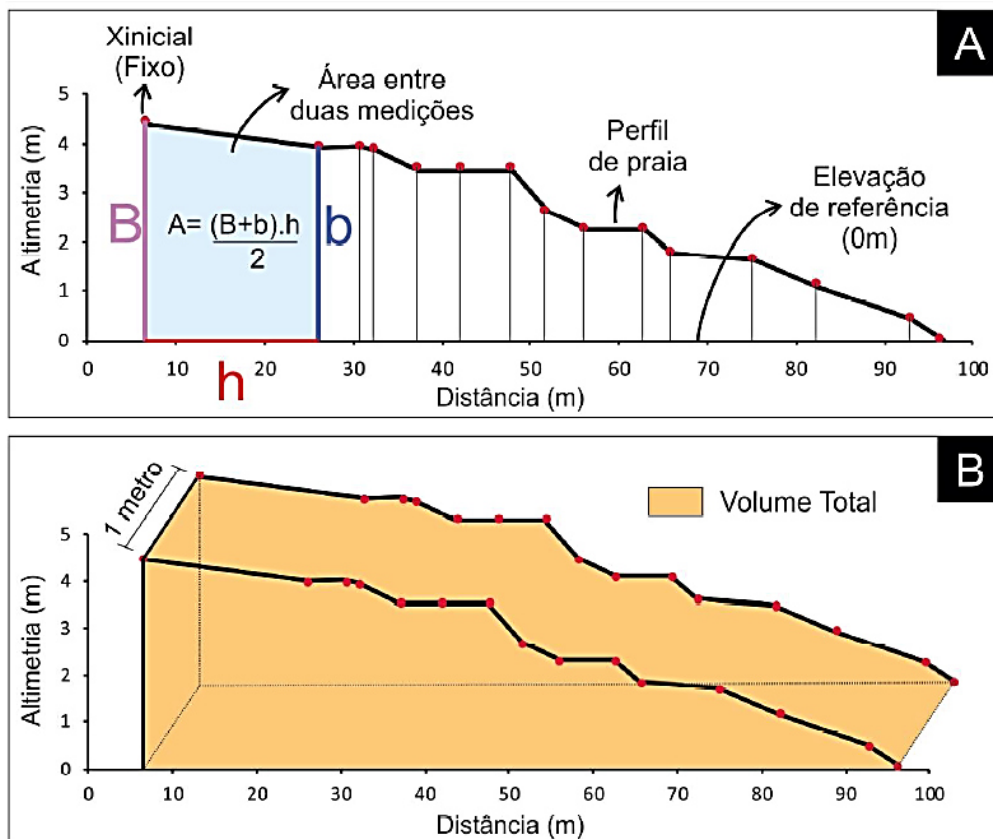


Figura 26 - Esboço do cálculo do volume de sedimentos emerso. Fonte: Oliveira Filho et al., 2020.

4.2. Aquisição de dados com o uso do ARP (Aeronave remotamente pilotada)

Foi realizado um trabalho de campo, em dezembro de 2019, para a aquisição de dados através do uso do ARP (Aeronave remotamente pilotada) com o objetivo de realizar o mapeamento da linha de costa e identificação das áreas suscetíveis à inundação. A metodologia deste estudo consistiu na seleção de 3 áreas para a caracterização do comportamento da linha de costa para a identificação dos locais suscetíveis à erosão e à inundação no litoral de Paraty, sendo que dois destes setores encontram-se na parte abrigada do litoral estudado (Jabaquara e Centro) e outro na parte oceânica (Trindade), foram escolhidas pois são áreas mais densamente ocupadas e com histórico de problemas durante eventos extremos. (Fig. 27).

Para o mapeamento da linha de costa foram utilizados os ortomosaicos da base de dados do IBGE (2005); imagens de satélite (2008, 2011, 2016 e 2017) adquiridas no *Google Earth Pro* e devidamente georreferenciadas a partir do ortomosaico do IBGE; e ortomosaicos adquiridos com o ARP (2019). Foram inicialmente vetorizadas e posteriormente plotadas no ortofotomosaico de 2019 para a comparação da linha de costa. No presente trabalho optou-se pela escolha do contato úmido/seco da praia como indicador da posição da linha de costa (BOAK e TURNER, 2005). A análise do comportamento da linha de costa foi realizada com base na classificação proposta por Luijendijk et al. (2018), que estabelece as seguintes categorias: acreção ($> 0,5$ m/ano), estabilidade (0,5 a -0,5 m/ano), erosão (-0,5 a -1 m/ano), erosão intensa (-1 a -3 m/ano), erosão severa (-3 a -5 m/ano) e erosão extrema (< -5 m/ano).

Também foram utilizados os geoindicadores adaptados por Bush et al. (1999), para a indicação das áreas suscetíveis à erosão costeira nos locais de monitoramento, a partir das observações realizadas em campo. Os geoindicadores são organizados em sete categorias e classificados em três níveis de suscetibilidade (baixo, médio e alto). Para cada categoria, foram atribuídos valores (Tabela 3) que, a partir deles, foram definidas as seguintes classes para o mapeamento de suscetibilidade: baixa (7 a 11), média (12 a 16) e alta (17 a 21).

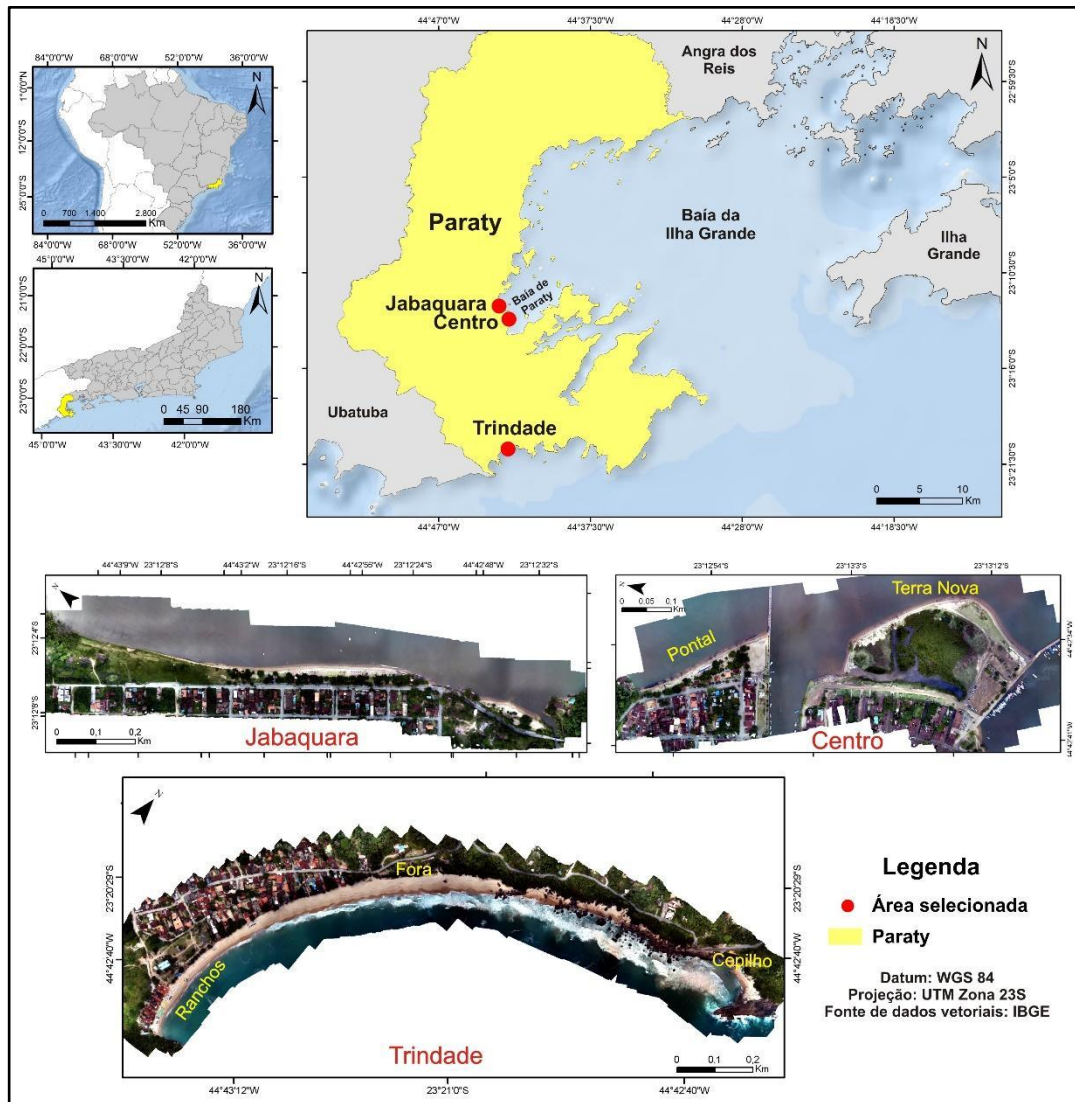


Figura 27 - Localização das áreas selecionadas para realização do mapeamento da linha de costa e identificação das áreas vulneráveis a inundação.

Tabela 3 - Geoindicadores de suscetibilidade à erosão costeira. Adaptado de Bush et al. (1999).

Geoindicadores	Categoria de suscetibilidade		
	Alta (Peso 3)	Média (Peso 2)	Baixa (Peso 1)
1. Grau de exposição	Exposta	Semi-exposta	Protegida
2. Vegetação	Estéril; escasso; árvores tombadas	Arbustos e gramíneas bem estabelecidos; nenhum tombamento	Vegetação bem desenvolvida; nenhuma evidência de erosão na vegetação
3. Elevação do local	< 3 m	3 - 6 m	> 6 m
4. Dunas	Ausente ou removidas artificialmente	Dunas baixas ou descontínuas; dunas destruídas	Dunas altas e vegetadas
5. Transposição de ondas (<i>overwash</i>)	Frequente	Ocasional	Ausente

6. Estruturas de engenharia	Inúmeras estruturas (virilha; paredões, quebramar)	Poucas estruturas próximas a praia	Ausente
7. Característica da praia	Estreita e íngreme; pobre suprimento de areia	Largura moderada a estreita da praia; potencial para interrupção do fornecimento de areia	Larga e plana; com berma bem desenvolvida; bom suprimento de areia

Os ortomosaicos de 2019 e os modelos digitais do terreno (MDT) foram obtidos a partir de um ARP, da marca *DJI* e modelo *Phantom 4 Advanced*, equipado com uma câmara com resolução de 20 megapixels (Fig. 28A). Os voos foram realizados em condições de tempo ideais, com velocidade do vento inferior a 5 m/s, entre 102 e 110 m de altura, nas três áreas seleccionadas para este estudo (Tabela 4). Para tal, foram confeccionados previamente planos de voos executados no *software MAPPILOT*, onde foram analisadas: o tamanho da área de interesse, o grau de cobertura vegetal, a altura de voo, a distância de amostra do solo (GSD) e a distribuição dos pontos de apoio (Tabela 4). Um total de 27 pontos de apoio foram distribuídos nas áreas de sobrevoo e georreferenciados com um DGPS (Differential Global Positioning System) modelo GTR-G2 da TechGeo (Figura 28B; Tabela 4), para garantir a precisão nas coordenadas e a acurácia dos produtos gerados. As fotografias aéreas foram processadas no *software Agisoft Photoscan Professional*, por meio da aplicação de filtros e máscaras, objetivando a geração de ortofotomosaicos e modelos digitais do terreno (MDT) como produtos finais.

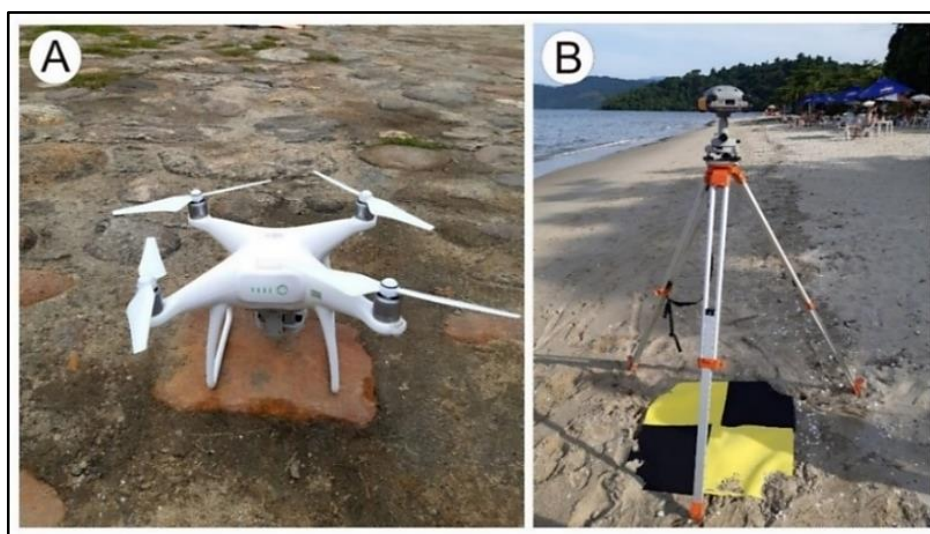


Figura 28 - Equipamentos utilizados para o mapeamento da linha de costa. A: ARP *DJI Phantom 4 Advanced*; B: DGPS GTR-G2. Fotos: André Silva, 2019.

Tabela 4 - Dados do levantamento realizado com o ARP.

Local	Data e hora	Altitude (m)	Área (km ²)	Imagens obtidas	Pontos de apoio	Distância de amostragem do solo - GSD (cm/pix)	Erro médio quadrático -RMS (pix)
Jabaquara	09/12/19 13h	110	0.36	285	9	2.7	0.38
Centro	10/12/19 10h	102	0.17	219	8	2.6	0.37
Trindade	10/12/19 14h	109	0.18	379	10	2.9	0.69

Para a identificação das áreas suscetíveis a inundação, foram utilizados o modelo digital do terreno (MDT) de cada área selecionada e fotografias obtidas nos eventos extremos ocorridos entre agosto e outubro de 2016, quando houve diversos danos na área de estudo. Segundo Oliveira et al. (2019), este evento ocorrido em 2016 foi um dos maiores já registrados nos últimos 40 anos na costa do Rio Grande do Sul e com alguns impactos relatados no litoral de Paraty. As coordenadas dos locais com inundações recorrentes foram representadas no *Google Earth Pro* e no MDT, para correlacionar com a cota altimétrica correspondente. A altitude inundada foi inserida no pacote *Simulate Water Level Rise/Flooding* do software *Global Mapper V.22*, para a reconstituição do evento e identificação das áreas mais suscetíveis, conforme Vianna et al. (2020). Essa ferramenta permite a simulação de áreas inundadas, a partir do conhecimento da elevação momentânea do nível médio do mar, ou do conhecimento da altitude máxima inundada durante um determinado evento (VIANNA et al., 2020). A partir dessa simulação, a área inundada foi vetorizada no *ArcGis 10.7* e colocada sobre o ortomosaico correspondente ao ano de 2019, para melhor identificação dos locais suscetíveis a inundação.

4.3. Aquisição de perfis adquiridos com o *Ground Penetrating Radar* (GPR)

Perfis de GPR foram realizados com o objetivo de caracterização da estratigrafia da área de estudo nos dias 13 e 14 de junho de 2022. Foram adquiridos um total de 3.422 metros de dados com o GPR, distribuídos ao longo de 11 perfis transversais e longitudinais à costa (Tabela 5 e Figura 29). Utilizou-se um GPR da marca GSSI (*Geophysical Survey Systems Incorporated*), com antena blindada de 400 MHz de frequência e janela de amostragem (Range) entre 200 e 250 n/s (nanosegundos) (Tabela

5 e Figura 30), operado no modo *Common-offset*. A aquisição de dados de topografia ocorreu simultaneamente a realização dos perfis de GPR. Para tal, foi utilizada uma Estação Total nos mesmos locais de aquisição dos perfis de GPR. Uma cota altimétrica de referência foi estabelecida no início dos perfis topográficos a partir do uso de um GNSS no modo estático, modelo GTR-G2 da TechGeo. Os dados altimétricos foram corrigidos a partir de dados disponíveis pela Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), para o processamento dos dados foi utilizado o método PPP (Posicionamento por Ponto Preciso) e realizado no *software* IBGE-PPP.

Tabela 5 - Pontos selecionados para aquisição dos perfis de GPR.

<i>ID</i>	<i>Extensão (m)</i>	<i>Antena (MHz)</i>	<i>Local</i>	<i>Direção em relação à praia</i>
<i>P1</i>	96	400	<i>São Gonçalo</i>	<i>Transversal</i>
<i>P2</i>	253	400	<i>Iri</i>	<i>Transversal</i>
<i>P3</i>	213	400	<i>Jabaquara</i>	<i>Transversal</i>
<i>P4</i>	28	400	<i>Jabaquara</i>	<i>Transversal</i>
<i>P5</i>	387	400	<i>Barra Grande</i>	<i>Transversal</i>
<i>P6</i>	450	400	<i>Barra Grande</i>	<i>Longitudinal</i>
<i>P7</i>	805	400	<i>Barra Grande</i>	<i>Transversal</i>
<i>P8</i>	334	400	<i>Taquari</i>	<i>Transversal</i>
<i>P9</i>	283	400	<i>Taquari</i>	<i>Longitudinal</i>
<i>P10</i>	307	400	<i>Taquari</i>	<i>Transversal</i>
<i>P11</i>	266	400	<i>Taquari</i>	<i>Longitudinal</i>

Os locais estabelecidos para a realização dos perfis de GPR foram selecionados a partir dos seguintes critérios: trecho do litoral menos urbanizado e relativamente preservado; área representativa apresentando as diversas feições costeiras; viabilidade de detalhamento da área de estudo para confecção de modelo evolutivo da planície costeira e acessibilidade (Figura 29). Os dados obtidos através dos radargramas foram integrados aos adquiridos com a sondagem geológica.

Os dados de GPR foram processados no Laboratório de Geografia Física da UFF. Foi utilizado o programa RADAN 6.6 (Radar Data Analysis) que oferece uma interface

prática, considerando as propriedades geofísicas dos respectivos dados. Foi realizado o ajuste do “Tempo-Zero” que tem por objetivo corrigir a posição vertical do dado, ajustando a primeira linha de reflexão ao zero n/s, garantindo um correto processamento das demais etapas. Para remoção ou minimização de ruídos foram utilizados filtros que, através da definição de intervalos de frequência, extraíram ruídos de alta e baixa frequência. Além disso, também foi removida a onda aérea que, apesar de ser o primeiro sinal de radar, não representa o dado real de subsuperfície. Depois, aplicou-se o Ganho para aumentar a força do sinal, que tende a ser atenuado durante a aquisição da seção de GPR (ROCHA, 2013). A correção topográfica e o estabelecimento da profundidade das linhas foram realizados, respectivamente, a partir da inserção manual dos dados altimétricos dos perfis topográficos e com as propriedades elétricas, segundo Neal (2004), e a partir das informações adquiridas por meio das sondagens. Princípios básicos da estratigrafia sísmica foram aplicados para interpretação dos radargramas. (NEAL, 2004).

O GPR, ou simplesmente georadar, tem sido um dos principais métodos utilizados em diversos estudos voltados para estratigrafia sedimentar de planícies costeiras, no qual permite caracterizar a arquitetura deposicional e a geometria dos depósitos sedimentares. Na costa brasileira foram muitas as contribuições, principalmente partir das últimas duas décadas (GANDOLFO et al., 2001; PEREIRA et al., 2003; TANAKA et al, 2009; BARBOZA et al., 2009; ROCHA et al, 2013; SILVA et al., 2014; BOGO et al. 2015, FERNANDEZ E ROCHA, 2015; SILVESTRE et al, 2015; ROCHA et al, 2017; BITENCOURT et al., 2020; BARBOZA et al. 2021; FIGUEIREDO et al., 2021, dentre outros).

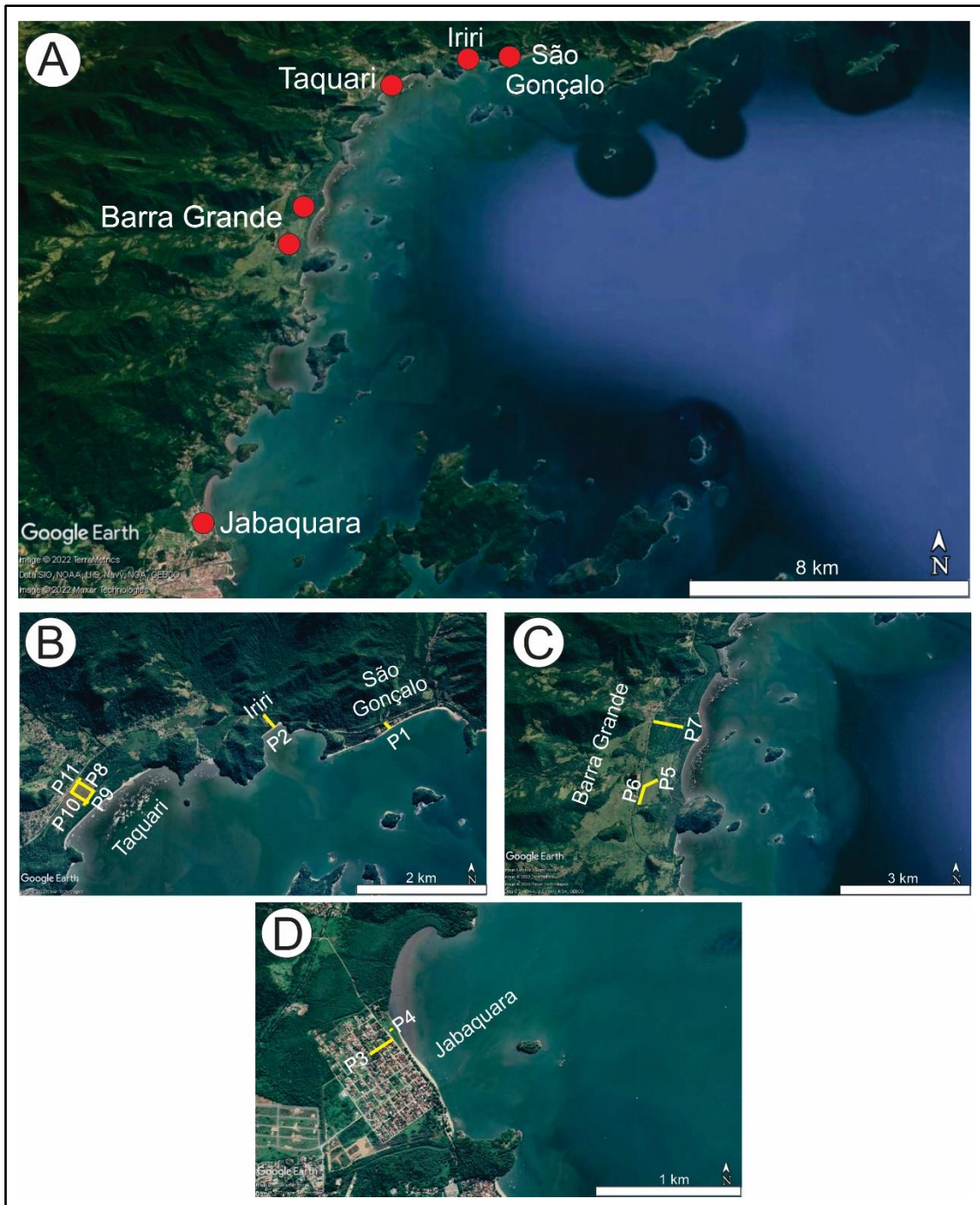


Figura 29 - Figura de localização dos pontos selecionados para aquisição dos perfis de GPR transversais e longitudinais à costa. Fonte: Google Earth, 2022.



Figura 30 - Aquisição dos perfis de GPR. Foto: André Silva, 2022

Trata-se de um método geofísico de alta resolução que permite a geração de imagens detalhadas e contínuas das estruturas em subsuperfície através da propagação e reflexão de ondas eletromagnéticas de alta frequência (1 a 1000 MHz) (NEAL, 2004). O GPR possui uma antena transmissora que radia pulsos eletromagnéticos em direção a subsuperfície e outra receptora que registra os sinais refletidos pelo alvo. Durante o levantamento, as antenas são arrastadas ao longo do solo e as distâncias horizontais registradas em uma base de tempo (NEAL, 2004) (Figura 30). A profundidade e a resolução dos radargramas dependem das características sedimentares, da escolha da frequência (velocidade de penetração da onda eletromagnética) das antenas e de um bom processamento dos dados. A escolha das antenas depende do objetivo almejado, onde, quanto maior a frequência da antena, maior a resolução do imageamento e menor a penetração do sinal (NEAL, 2004).

Em depósitos arenosos, o GPR tem uma ótima atuação, consequência da baixa atenuação sofrida pelo sinal eletromagnético neste meio (JOL e SMITH, 2002; PEREIRA et al. 2003). É um método eficaz para obter uma imagem contínua das estruturas

sedimentar em depósitos arenosos e costeiros sem perturbações (TAMURA et al. 2008). E permite a aquisição de grande quantidade de dados num curto período de tempo; disponibiliza um imageamento bastante detalhado de alta resolução; baixo custo operacional, sendo uma ferramenta leve e de fácil de manuseio em campo (NEAL, 2004; PEREIRA et al. 2003). Na interpretação do dado GPR são utilizados os princípios da estratigrafia sísmica adaptados aos registros de GPR por Neal (2004). Essa interpretação é realizada por meio da descrição das radarfácies e das superfícies de radar, onde é possível caracterizar a arquitetura deposicional, assim como as superfícies características de momentos de erosão e/ou não deposição, respectivamente.

4.4. Sondagem geológica

Foram realizados levantamentos de campo para sondagem geológica dos dias 3 a 5 de outubro de 2022, para a perfuração de 5 poços, correspondendo a um total de 35,5 m perfurados, com profundidades de 5,5 a 9 m (Tabela 6). Devido a viabilidade de acesso, as sondagens foram realizadas nas planícies costeiras do Iriri e de Jabaquara, nos mesmos locais selecionados para a aquisição dos dados de GPR (Figura 31). Foi contratado dois sondadores para realização o trabalho, sendo coletadas amostras deformadas de sedimentos a cada meio metro perfurado ou em intervalos menores (poucos centímetros), quando eram constatadas mudanças nas características do material amostrado. A sondagem foi realizada com um trado mecânico (Figura 32A e D) e com o auxílio de uma sonda para coleta de material, quando o mesmo não retornava no trado. Para a perfuração do poço foram utilizados canos de PVC (Figura 32B) com o objetivo de evitar o fechamento do mesmo e garantir que os sedimentos coletados sejam correspondentes às profundidades previamente selecionadas, sem que os materiais de níveis superiores se misturassem com o subsequente.

Tabela 6 - Locais selecionados para os poços de sondagem geológica

Perfil	ID do Poço	Profund. (m)	Coordenadas	Local
P2	IR S1	9	44°38' 50.70''W 23°02'44.76'' S	Iriri
P2	IR S2	6	44°38'48.06''W 23°02'47.88''S	Iriri
P2	IR S3	6	44°38'46.38''W 23°02'49.74''S	Iriri
Próximo ao P3	JB S1	5.5	44°43'20.22''W 23°12'20.70''S	Jabaquara
Próximo ao P4	JB S2	9	44°43'12.72''W 23°12'13.26''S	Jabaquara



Figura 31- Pontos selecionados para sondagem geológica. Fonte: Google Earth, 2022.

Foram coletadas aproximadamente 44 amostras de sedimentos, devidamente descritas, fotografadas identificadas e embaladas, ainda no campo (Figura 32C). A descrição de campo permitiu caracterizar o material amostrado quanto a litologia, presença de fragmentos de conchas e/ou matéria orgânica, entre outros. Os materiais obtidos nas sondagens passaram por diversas análises voltadas para a caracterização da textura, composição e morfologia dos materiais; teor de matéria orgânica e identificação de conchas de moluscos. Esse método permite a caracterização das principais camadas de sedimentos que compõem as unidades deposicionais que formam a planície costeira e para a interpretação dos radargramas.



Figura 32 - Perfuração dos poços com o trado mecânico e coleta e identificação de amostras deformadas. A e D - coleta realizada com trado mecânico; B - encamizamento do poço com canos de PVC; C - descrição e identificação das amostras em campo. Fotos: André Silva, 2022

4.5. Datações

A fim de compreender a cronologia das mudanças ambientais observadas no litoral de Paraty, por ocasião das sondagens, foram coletadas 3 amostras para datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), sendo duas no poço IR S1 na profundidade de 1 m e 1.5 m, e outra no poço IR S2 na profundidade de 1.5 m (Tabela 7). Devido a viabilidade de acesso para coleta só foi possível realizar as datações por LOE dos sedimentos na planície do Iriri.

Foi realizado a abertura de trincheiras de aproximadamente 1.5 m de profundidade, as amostras foram armazenadas em tubos de PVC marrom, visando impedir o contato do material coletado com a luz do Sol, inseridos horizontalmente e devidamente vedados (Figura 33); os tubos com as amostras só foram abertos em laboratório especializado (SALLUN et al., 2007; ROCHA et al., 2019; OSL Sampling Protocol - Gamma Spectrometry and Luminescence Laboratory). Também foram

coletadas amostras em um raio de 30 cm de onde foram coletados os materiais para datações, utilizadas para obter a curva de calibração. As amostras foram analisadas considerando as etapas do Protocolo Single-Aliquot Regenerative Dose (SAR) (Murray e Wintle, 2000) com 15 alíquotas, realizadas no Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda. em São Paulo.

Tabela 7 - Materiais e locais de datação

Poço	Profundidade e (m)	Material	Método de datação
IR S1	1.0	Sedimentos quartzosos	LOE
IR S1	1.5	Sedimentos quartzosos	LOE
IR S2	1.5	Sedimentos quartzosos	LOE



Figura 33 - Coleta de amostras para datação LOE. A imagem à esquerda representa a abertura da trincheira com aproximadamente 1.5 m de profundidade buscando evitar o trecho de capeamento eólico superficial. Já a imagem à direita, retrata a inserção do tubo de PVC para a coleta de amostra para datação por LOE. Fotos: André Silva, 2022.

A Luminescência Opticamente Estimulada se constitui num método de datação, que vem sendo cada vez mais aplicado em estudos costeiros ao longo do Quaternário (NIELSEN et al. 2006; GUEDES et al. 2011; MAIA et al., 2011; ROCHA et al., 2013; BITENCOURT et al. 2017; NASCIMENTO et al., 2018; ROCHA et al., 2019). Este método se baseia na luminescência de minerais comuns em sedimentos, como o quartzo

e feldspato. Esses materiais foram previamente expostos à radiação ionizante e posteriormente submetidos a um agente excitante, no caso do LOE, a luz. A intensidade da emissão de luz é em geral proporcional à quantidade ou dose absorvida de radiação ionizante a que o material foi previamente exposto. Quando soterrados, os sedimentos ficam protegidos da exposição ao Sol e a energia da radiação ionizante ambiental começa a acumular-se nos minerais, então a idade de sedimentação pode ser determinada dividindo-se a dose acumulada desde o soterramento do sedimento pela dose anual (taxa de dose) de radiação natural (GUEDES et al 2011). É importante considerar o ambiente deposicional das amostras, no caso das cristas de praia, os sedimentos de face praial e de dunas são praticamente, se não completamente, zerados, significando uma emissão de LOE residual menor que 100 anos (ARGYLAN et al., 2005 apud ROCHA et al. 2013). Essa técnica tem sido o método mais apropriado é muito útil para a obtenção da cronologia das cristas de praia, pois permite a datação direta de grãos de sedimentos e a idade obtida pode ser diretamente associada à sua gênese (TAMURA, 2012). A datação por LOE é uma importante ferramenta na datação do Período Quaternário, devido a diversas vantagens, como: baixo custo se comparado aos demais métodos; pela possibilidade de uso de sedimentos, como o quartzo e o feldspato e; principalmente pela sua boa abrangência temporal, que varia desde 100 anos até 1 Ma (SALLUN et al., 2007; MAIA et al., 2011).

4.6. Análises laboratoriais

Foram coletadas aproximadamente 44 amostras de sedimentos obtidos através das sondagens, que passaram por diversas análises voltadas para a caracterização da granulometria, composição e morfologia dos materiais; teor de matéria orgânica e; identificação de conchas. As análises foram realizadas nos laboratórios da UFF e no Laboratório de Dinâmica da Natureza da UERJ/FFP. Contando com diversos parceiros de universidades públicas.

Granulometria

Foram coletadas um total de 44 amostras da planície costeira e 38 amostras de praia para análises granulométricas realizadas no Laboratório de Dinâmica da Natureza da UERJ/FFP e no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da UFF.

Para a análise das amostras coletadas na planície costeira de Paraty foram utilizadas as seguintes etapas:

(1) As amostras foram colocadas num recipiente e lavadas três vezes em água corrente durante três dias consecutivos para eliminar todo o sal presente nos sedimentos.

(2) Depois da lavagem, as amostras foram levadas a estufa com uma temperatura de cerca de 50°C para que seque por completo (Figura 34A).

(3) As amostras foram divididas em duas partes aleatoriamente através de um quarteador (Figura 34B). O procedimento foi repetido até que se alcançasse aproximadamente o peso de 100 gramas.

(4) Foi realizada a pesagem antes do quarteamento para saber o valor total das amostras e depois do quarteamento para se obter aproximadamente 100 gramas (Figura 34C).

(5) Foi realizado o peneiramento através de um conjunto de oito peneiras com abertura em milímetros de: 4.00, 2.83, 2.00, 1.00, 0.500, 0.250, 0.125 e 0.062 (Figura 34D). As 100 gramas são despejadas no conjunto de peneiras e levadas ao agitador de peneiras durante 15 minutos para a separação das frações de acordo com cada abertura das peneiras sobrepostas.

(6) Pesagem das frações – os sedimentos retirados em cada peneira são pesados separadamente em uma balança de precisão. Ao término desse processo obtém-se o peso do sedimento em cada fração. Em seguida as amostras são devidamente ensacadas e catalogadas.

Já as amostras coletadas nas praias selecionadas do litoral de Paraty foram utilizadas as seguintes etapas:

(1) As amostras foram colocadas num recipiente e lavadas três vezes em água corrente durante três dias consecutivos para eliminar todo o sal presente nos sedimentos.

(2) Depois da lavagem, as amostras foram levadas a estufa com uma temperatura de cerca de 50°C para que seque por completo.

(3) As amostras foram divididas em duas partes aleatoriamente através de um quarteador. O procedimento foi repetido até que se alcançasse aproximadamente o peso de 20 gramas.

(4) Foi utilizado o analisador de partículas *Camsizer P4*, para medição das frações granulométricas presentes nas amostras a partir do método digital de análise, que permite o conhecimento das frações presentes em cada amostra.

Com os resultados obtidos através das análises granulométricas, foi realizado o processamento no programa Microsoft Excel, onde foi possível a confecção de gráficos que possibilitou uma melhor visualização das frações e a classificação dos sedimentos, conforme o proposto por Wentworth (1922) (Tabela 8).

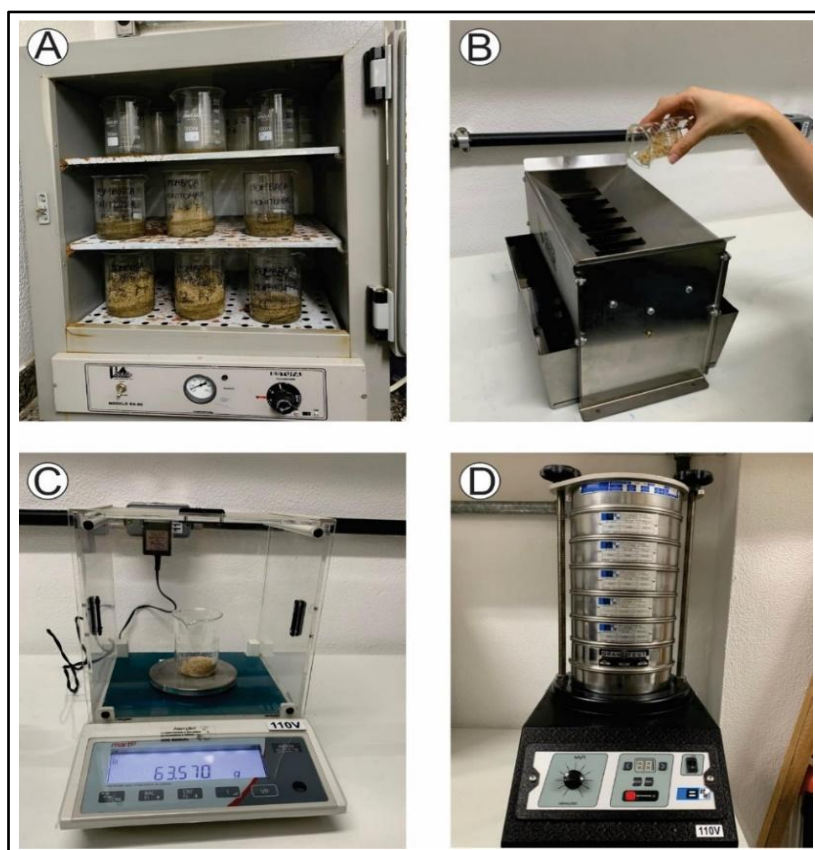


Figura 34 - Análise granulométrica das amostras de areia. A - secagem dos sedimentos; B - quartejamento das amostras; C – pesagem; D – peneiramento.

Tabela 8 - Classificação das frações granulométricas de acordo com os intervalos proposto por Wentworth (1922)

Classificação		Tamanho em milímetros (mm)	
Cascalho	Cascalho	64 a 2	
	Muito grossa	1 a 2	
	Areia	Grossa	0,50 a 1,00
		Média	0,25 a 0,50
		Fina	0,125 a 0,25

	Muito fina	0,062 a 0,125
	Grosso	0,062 a 0,031
Silte	Médio	0,031 a 0,0156
	Fino	0,0156 a 0,0078
	Muito fino	0,0078 a 0,0039
Argila		< 0,004

Morfoscopia e composição dos materiais

Após a granulometria foi realizada a análise morfoscópica dos sedimentos coletados na planície do Iriri. Essa análise foi feita no Laboratório de Dinâmicas da Natureza (LABDIN) da FFP-UERJ. Para tal, foram selecionadas mínimo de 100 grãos de quartzo de cada amostra analisada da fração média de sedimentos (0,250 mm) (FOLK, 1980). Foi utilizada uma lupa binocular (Figura 35) para a classificação do grau de arredondamento e esfericidade. Foram observados um número. O quartzo foi o mineral escolhido para a análise devido ao grau de dureza (por ser um mineral bastante resistente) e por ser o mais abundante na área de estudo. A análise e processamento das imagens dos sedimentos em detalhe foi realizado no *software ImageView*, que permite a visualização e caracterização de cada amostra em detalhe.

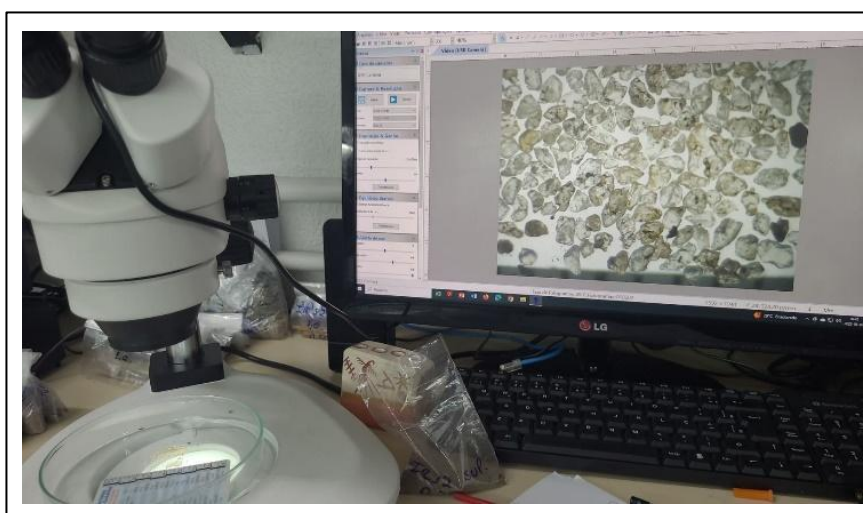


Figura 35 - Análise morfoscópica dos sedimentos, realizada na lupa binocular. Foto: Débora Araújo, 2023.

A classificação morfoscópica dos sedimentos foi realizada com base em Folk (1980) e Tucker (2003). A análise morfoscópica consiste na caracterização de aspectos inerentes ao

grau de arredondamento, esfericidade e textura superficial (brilho e fosqueamento) dos grãos de quartzo presentes nas amostras (Figura 36). Essas características estão relacionadas aos mecanismos de transporte e são controlados pela composição, estrutura interna e forma original dos grãos. A esfericidade corresponde ao grau em que a forma do sedimento se aproxima da forma esférica; em conjunto com outros aspectos, determina o grau de maturidade dos sedimentos, quanto mais esférico forem os grãos, maior tende a ser sua maturidade ou grau de retrabalhamento dos grãos. O grau de arredondamento é definido de acordo com o grau de curvatura dos cantos (pontas e arestas) (Figura 36) dos grãos e aumenta conforme o retrabalhamento e a distância do transporte, justificando a forma de transporte e retrabalhamento do material. A textura superficial pode variar de brilhoso a um aspecto baço, dependendo do tipo de transporte ao qual foram submetidos os grãos que compõem um determinado material. Tais características variam de acordo com a dinâmica do ambiente, transporte e retrabalhamento dos sedimentos. (FOLK, 1980; SUGUIO, 1980; MCLANE, 1995; TUCKER, 2003).

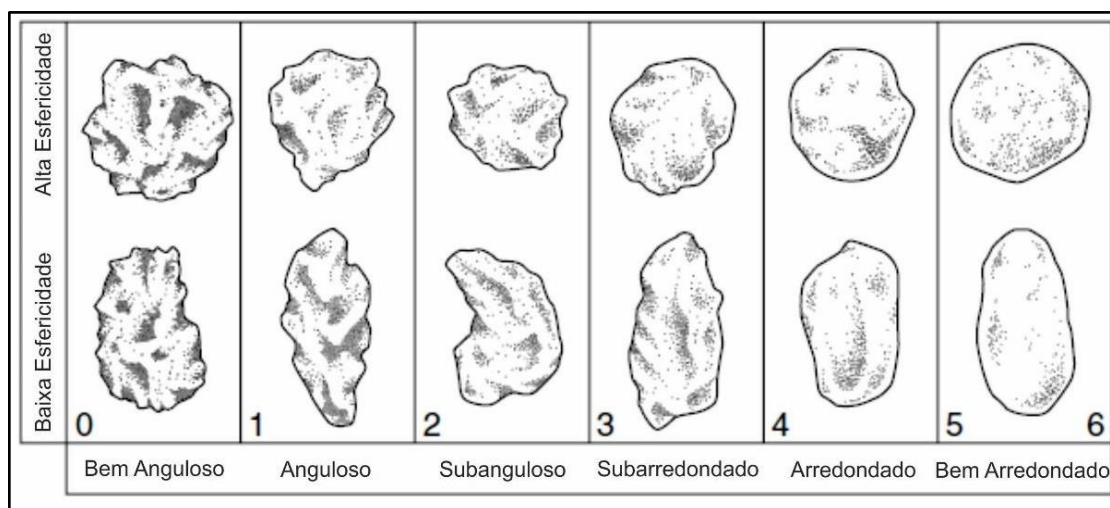


Figura 36 - Grau de arredondamento e esfericidade. Fonte: GRALATO, 2016, traduzido de FOLK, 1980 e TUCKER, 2003.

Teor de matéria orgânica

A eliminação da matéria orgânica (MO) nos sedimentos foi realizada pelo método de perda de peso por ignição (mufla) (Figura 37A). Foram pesados, aproximadamente, 5 gramas de sedimentos (PI), colocados em cadinhos e levados a mufla por cerca de 12 horas a uma temperatura de 400°C (Figura 37B) (SCHUMACHER, 2002). Posteriormente, as amostras foram pesadas (PF) para a quantificação da matéria orgânica pela diferença entre o

PI e o PF. A análise da porcentagem de matéria orgânica (MO) foi realizada com o intuito de adquirir informações adicionais sobre o ambiente de deposição.

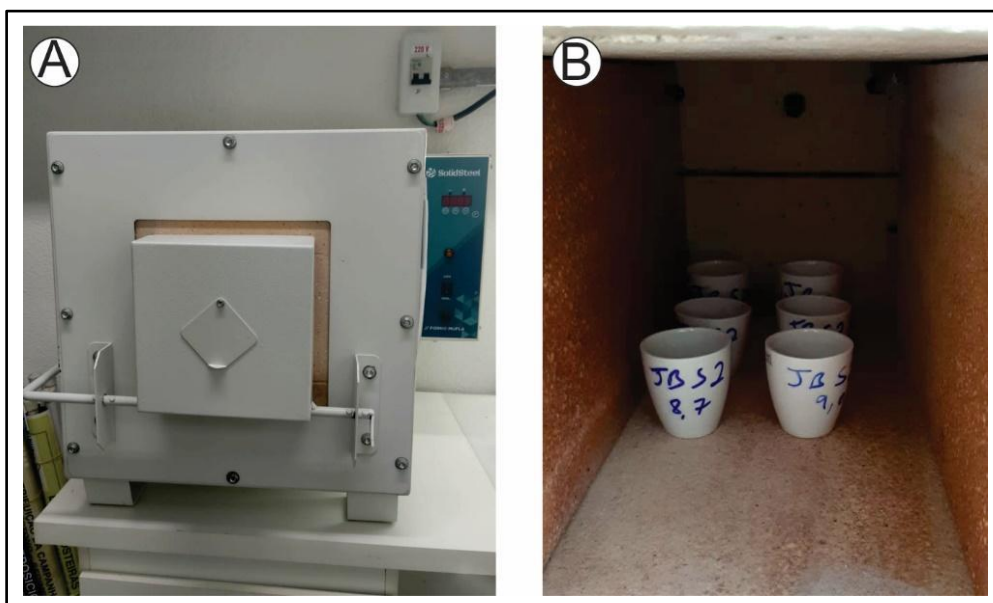


Figura 37 - Eliminação da matéria orgânica. A- Mufla; B- cacinhos levados a mufla.

Cor

As cores das amostras, foram definidas no laboratório a partir da Carta de Munsell, com as amostras secas, na seguinte ordem: número da folha, seguido do número da linha e da coluna. Como por exemplo, 2.5y 7/4 que corresponde a cor Pale Brown.

Identificação de Conchas

Foram selecionadas conchas e fragmentos de conchas, ao longo dos poços de sondagem. Essas conchas foram catalogadas, cuidadosamente lavadas, secas em temperatura ambiente e identificadas pela professora Dra. Rosa Souza do Programa de Pós-graduação em Biologia Marinha e Ambientes Costeiros - UFF.

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

No quinto capítulo estão apresentados os resultados e discussões alcançados nesse estudo. Esse capítulo é dividido em 3 subcapítulos, que são apresentados no formato de artigos científicos. Sendo dois artigos sobre a dinâmica atual, já publicados em revistas científicas e; um artigo sobre a evolução do litoral a ser submetido.

O objetivo dos artigos sobre a dinâmica atual e comportamento da linha de costa é conhecer os processos físicos costeiros que atuam no presente, para entender melhor como podem ter atuado no passado e conhecer os responsáveis pela evolução desse litoral.

5.1. DYNAMICS AND STORM RECORDS ON SHELTERED BEACHES: PARATY, SOUTHEAST COAST OF BRAZIL

Os resultados sobre a dinâmica atual das praias de Paraty, contém dados dos levantamentos topográficos e análises granulométricas e morfoscópicas dos sedimentos, e foram apresentados no artigo publicado na Revista Journal of Sedimentary Environments no ano de 2021.

5.2. COASTAL EROSION AND FLOOD SUSCEPTIBILITY IN PARATY, SOUTHEAST BRAZIL

Os resultados referentes ao comportamento da linha de costa e identificação das áreas de maior suscetibilidade à erosão e à inundação no litoral de Paraty, foram apresentados no artigo publicado em uma edição especial da Revista Geográfica do Chile - Terra Australis no ano de 2021, voltada para estudos sobre a erosão costeira na América Latina.

5.3. EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DE PLANÍCIES DE CRISTAS DE PRAIA NO LITORAL DE PARATY, SUDESTE DO BRASIL

Os resultados sobre a evolução do litoral de Paraty, com a apresentação de dados topográficos, de GPR, análises obtidas por meio das sondagens e datações por LOE, serão apresentados na forma de artigo científico ainda a ser submetido.

Journal of Sedimentary Environments
<https://doi.org/10.1007/s43217-021-00075-2>

ORIGINAL ARTICLE



Dynamics and storm records on sheltered beaches: Paraty, southeast coast of Brazil

Ana Beatriz Pinheiro¹ · André Luiz Carvalho da Silva² · José Antônio Baptista Neto¹

Received: 24 May 2021 / Revised: 23 August 2021 / Accepted: 28 August 2021
© The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature Switzerland AG 2021

Abstract

This study aimed to characterize the dynamics of sheltered beaches in the Paraty area and their susceptibility to storm events. The adopted methodology consisted of 40 beach topographic profiles, collection of 38 samples for granulometric and morphoscopy analysis, and calculation of the emerged volume of sediments. The sheltered beaches in Paraty have low-energy waves, which reach about 0.5 m under stormy conditions. These beaches have different levels of exposure to storm events, which is directly associated with the direction of wave incidence, bay entrance orientation, and the presence of islands. There are records of wave transposition, damage to urban structures, and erosion, which point to the susceptibility of this coast to storm events. Washover deposits were observed at São Gonçalo, Taquari, and Prainha. On Jabaquara, there is erosion, with a reduction in the sediment volume at the southern end of the beach, with concomitant destruction of buildings and fallen trees. The erosion process in Jabaquara is associated with the low sediment exchange; storm waves, responsible for removing sediment from the beaches, without subsequent replacement (post-storm); and the interventions carried out in the area, which may have altered the local hydrodynamics. The sediments of these beaches vary widely in size, from gravel and sands to mud in areas near mangroves, increasing from the backshore to the nearshore zone. The quartz grains of the sands are in general sub-angular, showing the low maturity of these materials, which is common on coasts subject to the offer of sediments from local fluvial influence.

Keywords Dynamics · Beach erosion · Washover fans · Paraty

1 Introduction

Coastlines are vulnerable to the effects of climate change on a global scale due to rising sea levels, and on a regional scale, due to changes in wave climate (storms). The impacts of both of these changes tend to influence the occurrence

of floods and coastal erosion (Masselink et al., 2016). The low-energy beaches selected for the present study are generally sheltered within bays or estuaries and, therefore, protected from the direct impact of storm waves. According to Jackson et al. (2002), the term low energy has been applied to beaches subject to waves of a few centimeters in height under good weather conditions (<0.25 m), and waves with a maximum of 0.5 m in height during the occurrence of storms. These waves are almost always generated by local winds over a short fetch, although swell entries can occur. This type of beach tends to show a narrow profile, with a poorly developed backshore, a generally steep intertidal region, and a discrete or even non-existent surf zone. The beaches associated with such conditions reveal a low cyclicity in the exchange of sediments, so they tend to preserve the morphological characteristics inherited from higher energy events (Hegge et al., 1996; Jackson et al., 2002; Nordstrom and Jackson, 2012; Vila-Concejo et al., 2020). The low topography, the reduced width, and the calm wave climate of beaches within bays are factors that favor

Communicated by M. V. Alves Martins

✉ André Luiz Carvalho da Silva
andreilsvageouerj@gmail.com

Ana Beatriz Pinheiro
ana_pinheiro@id.uff.br

José Antônio Baptista Neto
jabneto@id.uff.br

¹ Departamento de Geologia e Geofísica, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, Brazil

² Faculdade de Formação de Professores, Departamento de Geografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo, Rio de Janeiro, Brazil

human occupation, since they facilitate the construction of engineering works. However, these same characteristics make these areas easily flooded during storms, especially when combined with the spring tides, and they can lose large amounts of sediment (Nordstrom, 1989).

One of the main morphological indicators of the occurrence of storms on beaches is the presence of washover fans (Donnelly et al., 2004; Wang and Horwitz, 2007). Washover fans have been studied on several coastlines around the world (Donnelly et al., 2004; Green et al., 2019; Hudock et al., 2014; Kupfer et al., 2020; Lazarus et al., 2020; Matias et al., 2008, 2019; Morton and Sallenger, 2003; Sallenger, 2000; Silveira et al., 2016; Switzer et al., 2006; Wang and Horwitz, 2007; among others) and in Brazil (Bulhões et al., 2010; Fernandez et al., 2011; Martins et al., 2016; Oliveira Filho, 2016; Prado, 2016; Ribeiro et al., 2016; Silva et al., 2008; Silvestre et al., 2015; Stein, 2018; among others). These sedimentary deposits are common on coasts associated with sandy barriers, subject to high magnitude meteorological events (Carter, 1988; Morton and Sallenger, 2003; Wang and Horwitz, 2007), and they present significant differences controlled by barrier morphology, type and density of Restinga vegetation, and sediment properties (Wang and Horwitz, 2007). According to Sallenger (2000), the impact of a storm on a barrier depends not only on the magnitude of the storm parameters, but also on the barrier morphology. The presence of low elevation barriers and transgressive conditions strongly influences the occurrence of washover deposits (Hudock et al., 2014). For Jackson et al. (2002), on low energy beaches, these deposits are generally smaller than those found on ocean beaches, due to the lower energy of storm waves in the interior of bays. The formation and development of such deposits are conditioned to the overwash process. During greater magnitude storms, waves can cross the inner limit of the beach, transporting sediments and depositing them in a fan shape on the top and back barrier area (McCubbin, 1982). This can cause significant changes in the morphology of a barrier. Shells, mud clasts, and other debris are common in washover deposits, and are mostly concentrated in the topographically lower part of the barrier, decreasing in quantity and size in the higher areas (McCubbin, 1982).

The present study aimed to characterize the dynamics and the recognition of storm records on sheltered beaches in the municipality of Paraty, on the southern coast of the state of Rio de Janeiro (Fig. 1). The beaches represent one of the environments most directly affected by changes along this coast, due to the concentration of people, buildings, and activities related to growing regional tourism. Many problems have since occurred, especially when considering the dynamic nature of these environments and the almost total absence of such studies in the study area. The transformations pointed out and the ongoing environmental changes

make it necessary to adopt measures aimed at effective coastal management capable of meeting the demands of the region, as well as the preservation of these areas and the activities that depend on them.

2 Study area

The municipality of Paraty (Fig. 1) is located at the western limit of Angra dos Reis (RJ), on a stretch of the Rio de Janeiro coast known as Green Coast. The selected beaches of São Gonçalo, Taquari, Prainha, and Jabaquara are part of the sheltered coast of Paraty, as they are located entirely inside Ilha Grande Bay (Fig. 1). The city's history is marked by the Brazilian Colonial Period, it having hosted the most important port for the exportation of gold from Brazil in the eighteenth century. In 2019, the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO) recognized Paraty, together with Ilha Grande (Angra dos Reis) as cultural and natural heritage of humanity. Paraty has become one of the most sought-after destinations in the country due to its many tourist attractions, which include an important historical center, cultural festivals, and the beauty of its littoral.

The Costa Verde region is characterized by a drowned coastline, with numerous islands and the Serra do Mar escarpment, forming an indented coastline, with a succession of small inlets and coastal plains. There are many sheltered beaches, characterized by the reduced length of the beach sand strip, separated by outcrops of the crystalline basement (Medeiros, 2006; Muehe, 2001). The coast has several small rivers and channels that transport sediments from the steep slopes of Serra do Mar and deposit them on the beaches (Carvalho et al., 2011; Pinheiro, 2018; Silva et al., 2020). These rivers and channels are fed by a tropical rain regime, concentrated in the summer months, with annual rainfall greater than 2000 mm (Salgado et al., 2007). Sediment transport from the inner continental shelf towards the beaches inside the bay is influenced by the presence of Ilha Grande, which directly interferes with the propagation of waves due to the configuration of the coastline (Muehe and Lima, 2006).

The waves arriving from the south and southeast have an easier entry into the bay, making the area more sensitive to storms arriving from these directions (Godoi et al., 2011; Muehe and Lima, 2006). According to Godoi et al. (2011), in Ilha Grande Bay, low-energy waves normally enter without causing damage. However, during the occurrence of a storm, waves tend to reach normally protected regions, which may cause impacts on buildings. This damage can be even greater when storm waves occur associated with the spring tide, which does not exceed 1.5 m in the region (DHN, 1980).

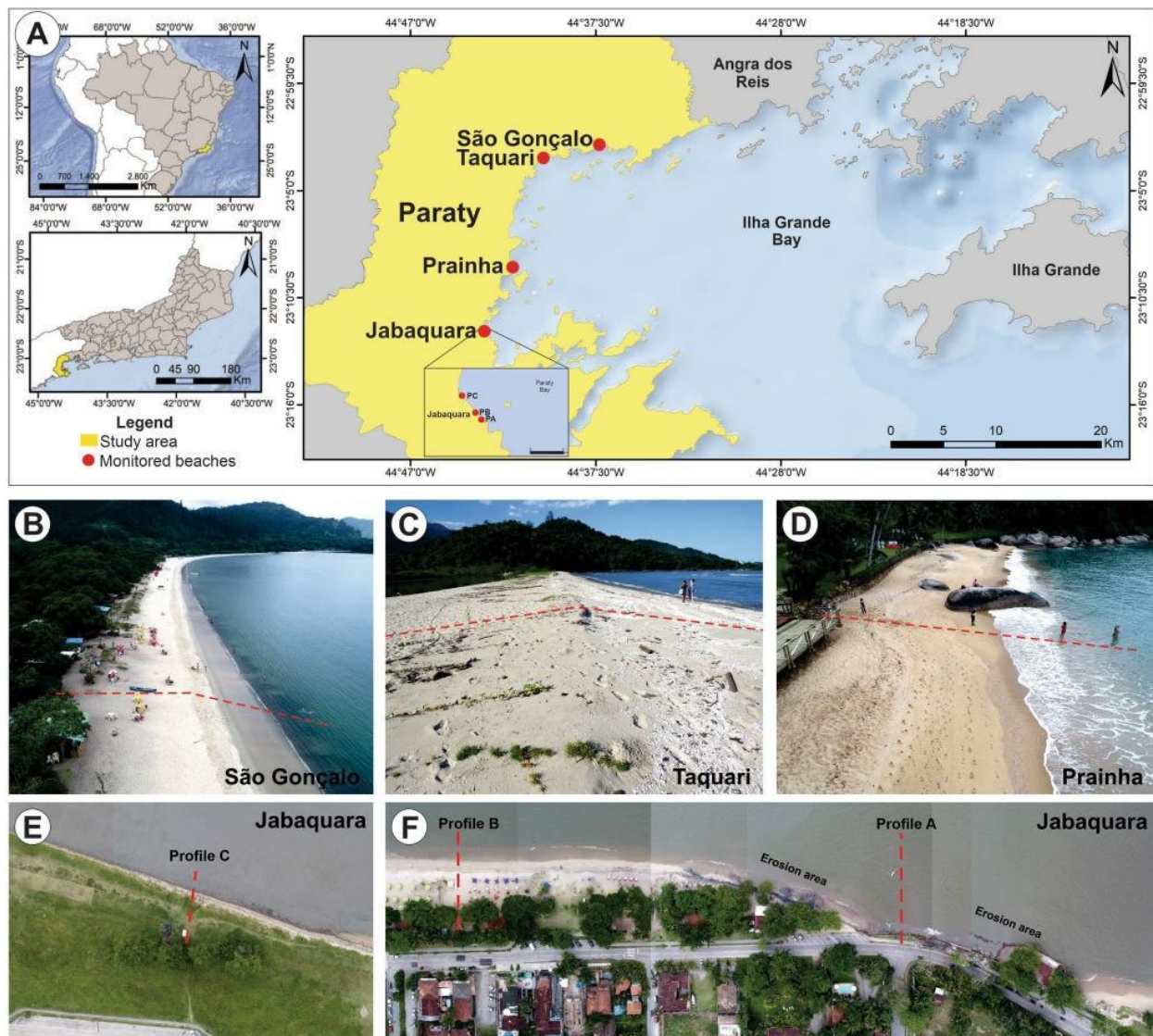


Fig. 1 Location map and images of the studied beaches. Photo: **B, D, E, F** Thiago Pereira (2019); **C** André Silva (2016)

3 Methodology

On the sheltered coast of Paraty, four beaches were selected (São Gonçalo, Taquari, Prainha, and Jabaquara), where eight field studies were carried out between 2016 and 2019. A total of 40 topobathymetric profiles were carried out, from the inner limit of the beach to the undersea portion thereof, and 38 sediment samples were collected (summer and winter 2016) from the backshore, foreshore, nearshore, and washover deposits for grain-size and morphoscopic analysis.

The topobathymetric profiles were acquired using manual topographic equipment (CST/BERGER, model SAL-24). The data were georeferenced with a Garmin eTrex® 20 × GPS equipment and subsequently processed using

Grapher 7 software. The overlapping of beach profiles enables identification of the areas of greater or lesser dynamics and analysis of the different levels of susceptibility of each section to storm events (Komar, 1976).

The calculation of the emerged volume of beach sediments was carried out using topographic data (altimetry and horizontal distance), based on the method described in Oliveira Filho et al. (2020), which uses the same principle developed by Birkemeier (1984). During the monitoring period, certain characteristics of the sea conditions were recorded from the observations by two or more people, such as wave height, type of breakers, incidence direction, and mean wave period, as per Laing (1998).

Sediment particle size analysis was based on Shape Analysis and Particle Size Digital Image Processing (CAM-SIZER P4) for further classification of materials (Wentworth, 1922). For this, the sample was washed to remove the salts, dried in an oven (50 °C), and quartered to about 25 g. The degree of selection was generated using the Gradistat 2007 program, which is based on Folk and Ward (1957). Morphoscopy was performed on the most representative fraction present in each analyzed sample, through the characterization of 100 grains of quartz, with observation of the composition of the sediments. For this, a binocular stereo microscope with reflection illumination was used, with the aid of the TopView program, which allowed the analysis and processing of the images of each sample analyzed in detail.

4 Results

4.1 São Gonçalo Beach

São Gonçalo Beach is the largest among those selected for this study, with an extension of 2760 m and NE–SW orientation (Fig. 1A and B; Table 1). The extensive beach arch is interrupted by the São Gonçalo River, which gave rise to its name. This beach infrastructure is dedicated to tourist activities, with restaurants and kiosks on the strip of sand (Fig. 1B). São Gonçalo Beach shows significant variations in morphology and profile height between the seasons (Fig. 2). The beach has an average width of around 28 m to the waterline, the maximum being 40.5 m (spring 2019) and the minimum 22 m (winter 2016), with a variation of 18.5 m between seasons. This beach presented a slope varying between 15° (winter 2016 and 2017) and 19° (summer 2017) in front of the beach, increasing towards the underwater portion. During the monitoring period, there was a decrease in the height of the beach profile from 3.5 m (summer 2016) to 2.5 m (winter 2016) under storm conditions (Fig. 2; Table 1).

During storms, the higher energy waves that reach the interior of the Ilha Grande Bay eventually cross the sandy barrier in São Gonçalo, depositing sediments on and behind it, forming deposits of washover fans in the northeast portion of the beach arch (Fig. 3A and B). The occurrence of washover fans in São Gonçalo is related to its location, which is more exposed to the incidence of storm waves entering the bay. The low topography of the barrier in relation to average sea level (about 2 m in São Gonçalo) also contributes to the transposition of storm waves, as also highlighted by Sallenger (2000) and Matias et al. (2019).

In 2016, there were three high-energy events in the months from August to October, caused by low atmospheric pressure centers in the form of a strong extratropical cyclone, which caused strong winds and an intense swell that hit the south and southeast coast of the country (CPTEC/

INPE, 2016). These events caused a 52.6 m³/m reduction in emerged sediments, which corresponds to a loss of 55% in relation to the previous record of storms (Figs. 4A and 5A). After the storm events in 2016, the beach profile changed little, retaining practically the same volume, with few variations, and preserving the characteristics inherited from the storms. Recovery occurred only about 3 years later, in the spring of 2019 (Fig. 5A), with a gain of approximately 58.6 m³/m (126.5%), compared to the winter of 2019 (Fig. 4A). Post-storm beach recovery on low-energy beaches is slow and often associated with a limited supply of sediments along the coast and with insufficient energy from good weather waves to rebuild the beach profile, which ends up maintaining the morphological characteristics obtained at moments of greater energy for the long term (Jackson et al., 2002).

The sediments of São Gonçalo Beach (Fig. 6) are made up of medium sand in the backshore (51–53%) and in the foreshore (57–68%); on the nearshore, there was a significant variation in grain size between gravel (36%—summer) and medium sand (33%—winter) (Fig. 6). The degree of selection decreases towards the underwater portion, varying between moderately selected (post-beach and beach front) and poorly selected (beach face). The sands are basically composed of quartz, with few feldspars, heavy minerals, shells, and shell fragments (Fig. 6). Quartz grains are sub-angular (64–82%) (Fig. 6), which points to the São Gonçalo River as an important source of sediment for the beach. A study by Carvalho et al. (2011), on the provenance of sediments on the south coast of the state of Rio de Janeiro, indicates a quartz–feldspar system and points to the marine influence on the sedimentation of São Gonçalo Beach.

4.2 Taquari Beach

Taquari Beach is the second largest among those studied on the coast of Paraty, with a length of 1900 m and NE–SW direction (Fig. 1A and C; Table 1). The beach is accessed from a rural property, which is why it is not frequented by bathers, and has no urban infrastructure. For this same reason, it was not possible to carry out certain aspects of monitoring, considering that access to the beach was not authorized. This beach is associated with a barrier island parallel to the Taquari River, which gives it its name. Behind this barrier, there is a muddy plain covered by mangrove vegetation, both separated by the Taquari River, which is responsible for the fluvial supply in this sector of the Paraty coast.

Taquari Beach has an average width of only 18 m to the waterline; with a maximum width of 22 m (summer 2016) and a minimum of 13 m (winter 2016), with a variation of only 9 m (Fig. 2). The beach has a slope between 11° (winter 2016) and 21° (in all others) on the foreshore. Comparison between the topographic profiles enables observation of the

Table 1 Characteristics of the beaches studied in Paraty

Beach	Location	Orientation	Morphology		Sedimentology					Degree of sorting ⁵		
			Height (m)	Width ¹ (m)	Slope ²	Backshore ³	Foreshore ³	Nearshore ³	Classification (Wentworth, 1922)		Composition ⁴	Morpho-copy
São Gonçalo	23° 2'41.2"S 44°37'17.6"W	NE-SW	3.5-2.5	22-40.5	15°-19°	Medium to coarse sand	Medium sand	Medium to gravel sand	Gravel sand	Q/F/SF/S/HM	Sub-angular	MS e PS
Taquari	23°03'20.1"S 44°40'10.1"W	NE-SW	2.0-1.0	13-22	11°-21°	Medium to coarse sand	Coarse sand	Medium to coarse sand	Gravel sand	Q/HM	Sub-angular	MS
Prainha	23°08'56.1"S 44°41'44.9"W	N-S	2.5	18-27	10°	Coarse to very coarse sand	Coarse to very coarse sand	Very coarse sand and gravel	Gravel sand	Q/F/SF/S	Sub-angular	MWS
Jabaquara (PA)	23°12'31.8"S 44°42'58.4"W	NW-S	1.7-1.3	0-15.5	20°	Fine to medium sand	Medium sand	Gravel to coarse sand	Gravel sand	Q/F/HM	Very angular to sub-angular	MWS e PS
Jabaquara (PB)	23°12'28.3"S 44°43'00.2"W	NW-S	1.6	8.5-21	20°	Medium sand	Medium and very coarse sand	Coarse to very coarse sand	Gravel sand	Q/F/HM	Sub-angular	MWS e PS
Jabaquara (PC)	23°12'13.8"S 44°43'12.4"W	NW-S	1.4	9-13	14°	Medium sand	Coarse to very coarse sand	Sand and mud	Muddy sand	Q/F/HM	Sub-angular	MWS e PS

¹Beach width is measured from the beginning of the beach to the waterline

²Slope referring to the intertidal zone (foreshore)

³Predominant grain size

⁴Composition of beach sediments: Q Quartz, F Feldspar, HM Heavy mineral, S Shell, SF Shell fragment

⁵Degree of sorting: MS Moderately selected, MWS Moderately well selected, PS Poorly selected

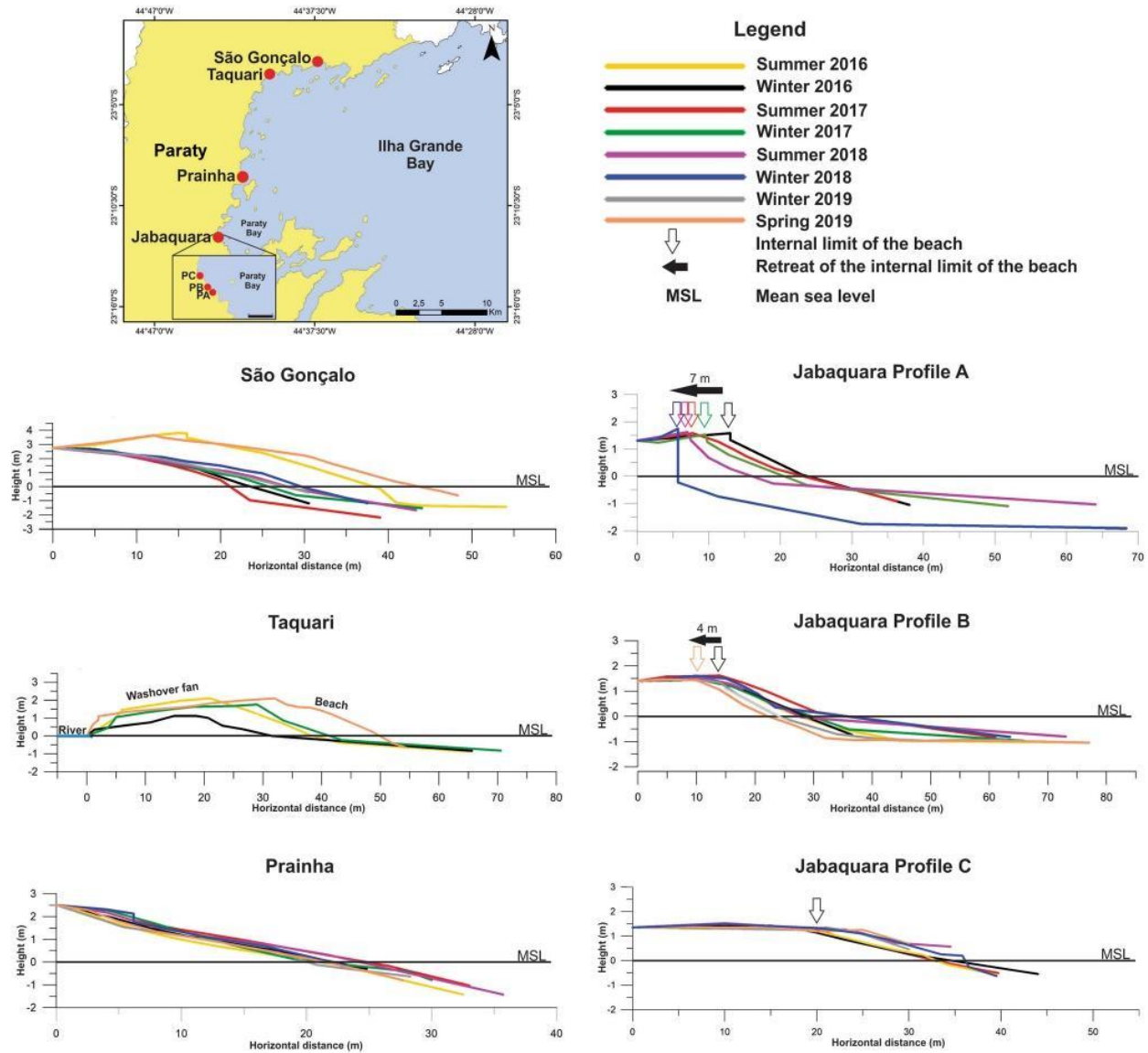


Fig. 2 Topobathymetric profiles of the Paraty beaches

changes in morphology, with a decrease in the height of the barrier (about 1 m) between the summer and winter of 2016 (Fig. 2), in response to the storm events which occurred during the period. There was subsequent recovery in the winter of 2017, when the height of the barrier reached almost 2 m (Fig. 2). The volume of emerged sediments changed from 19.3 m³/m (summer 2016) to 6.4 m³/m (winter 2016), which corresponds to a 66.6% reduction in this period (Fig. 4). Only a year later, in the winter of 2017, partial profile recovery occurred, with a gain of 10.13 m³/m (Fig. 5B). This recovery took place continuously until the final observation, resulting in an 8 m widening of the emerged beach profile (Fig. 2) and an increase of 4.3 m³/m (25.8%) in the volume

of emerged sediments compared to the previous observation (winter 2017) (Fig. 4). The beach has a low slope in the underwater portion, which receives a large amount of fine sediment from the Taquari River.

The barrier presents a significant variation in morphology (Fig. 2), as a result of the interaction of the dynamics at the Taquari River mouth with the wave action, currents, and tides in this sector of the coast. Among the several factors capable of interfering in the stability of the barriers, storms can be considered as the most responsible for the changes observed in the study area. The increase in the number and intensity of the most intense storms in recent decades (Webster et al., 2005), tends to contribute to the increased

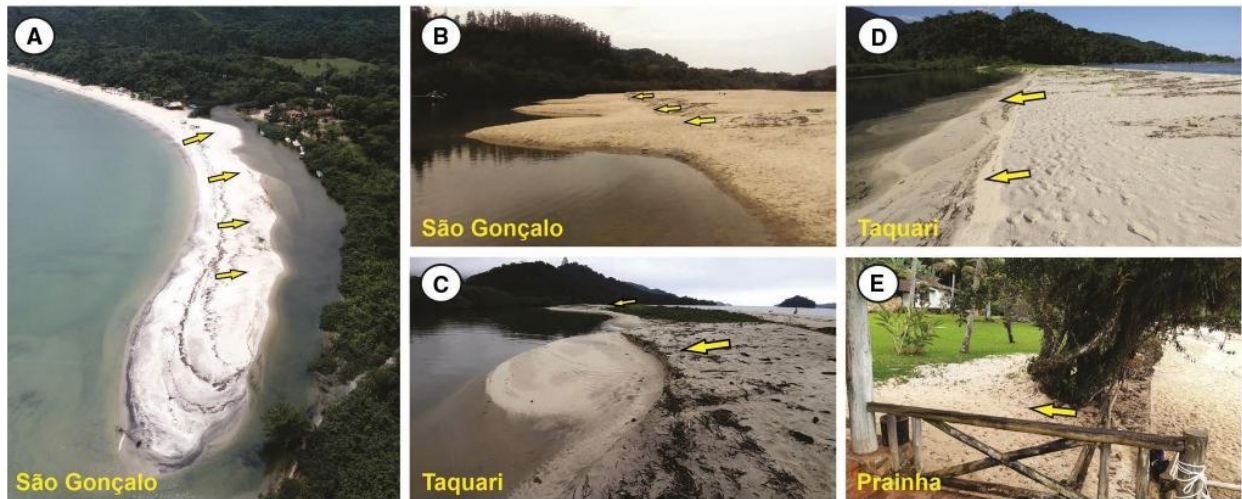


Fig. 3 Washover fans on the studied beaches. Photo: **A** Thiago Pereira (2019); **B** André Silva (2017); **C** André Silva (2019); **D** André Silva (2016); **E** André Silva (2019)

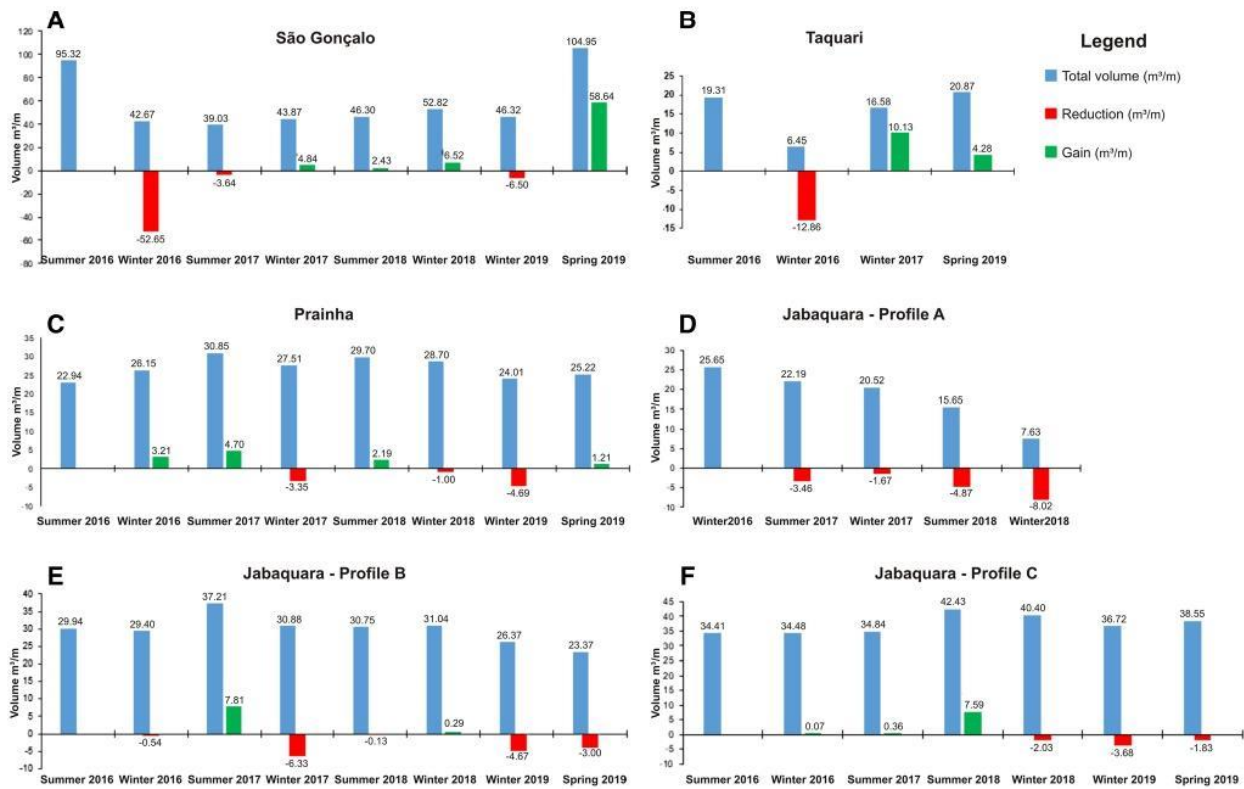


Fig. 4 Volume of emerged sediments on the studied beaches

instability of sandy barriers. As on São Gonçalo Beach (Fig. 3A and B), washover deposits are easily observed on Taquari (Fig. 3C and D) and are related to its exposure to the incidence of storm waves entering the bay.

The sediments on Taquari Beach are moderately selected, with a predominance of medium sand in the back-shore (49–65%) and coarse sand in the foreshore (43–66%) and nearshore (47–48%); in the washover deposits the

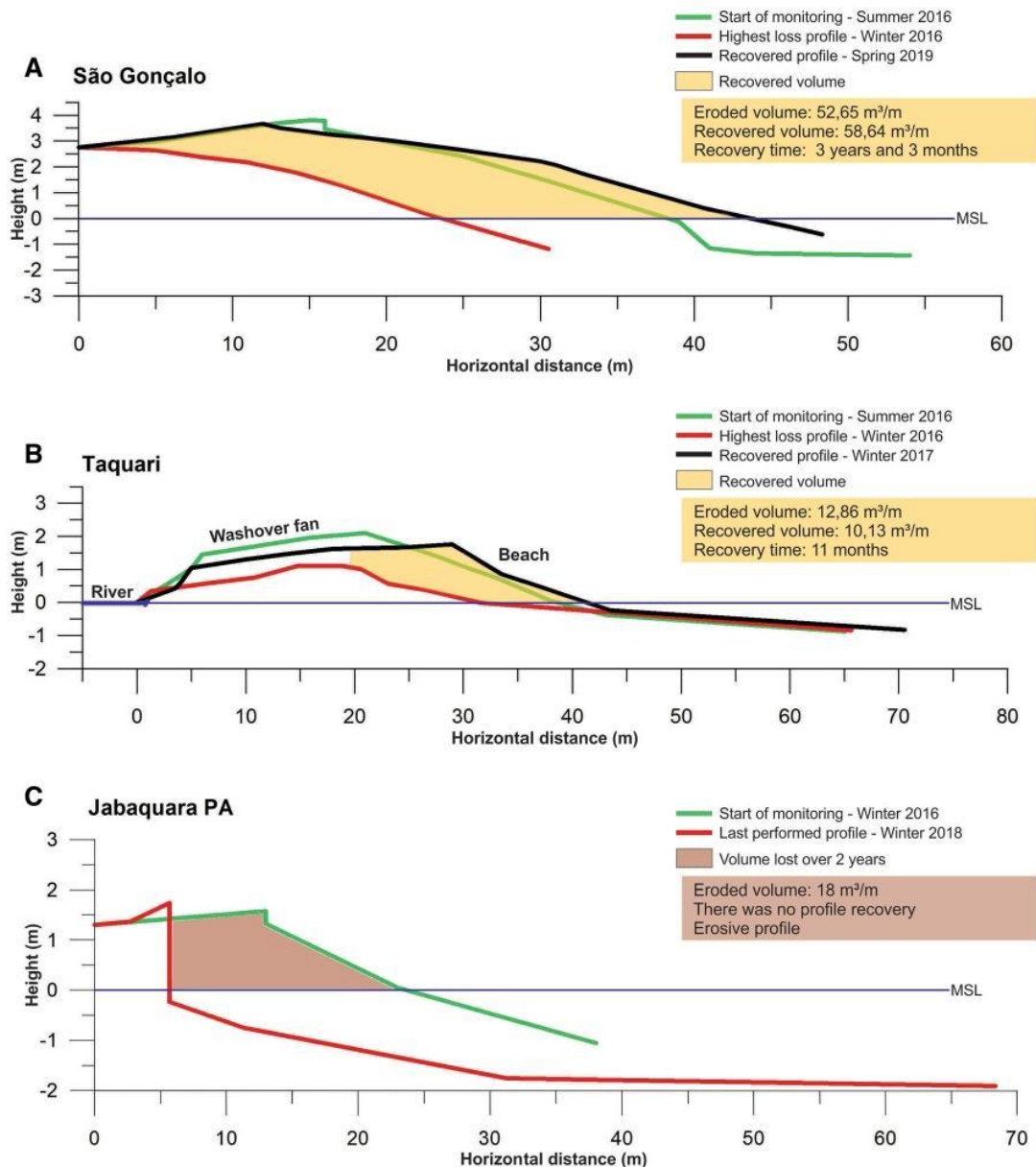


Fig. 5 Erosion and recovery of the profiles affected by the storms that occurred in the winter of 2016

sand is medium (68%—winter) and coarse (47%—summer) (Fig. 6). The degree of roundness exhibits a very homogeneous pattern between the sub-environments, with predominantly sub-angular grains (58–71%) (Fig. 6). The presence of fine sediments on this stretch of the coast is striking, both in the underwater portion (easily observed due to the gray color of the water) and over the sandy barrier in the form of mud balls. These mud balls are concentrated at the river mouth, but are easily found along and at the top of the barrier, they are generally rounded and vary in size. According to Baptista Neto and Silva (2001)

and Tanner (1995), mud balls consist of large rounded clay masses, associated with fine gravel or biotrites; they are uncommon sedimentary deposits, observed mainly in fluvial environments, but they also occur on beaches and in estuaries. In these environments, the mud balls, in most cases, originate from the erosion of muddy deposits close to the areas where they occur, or from the reworking of the underwater bottom by the action of the waves (Baptista Neto and Silva, 2001; Bell, 1940; Martins et al., 2003; Oliveira et al., 2020a).

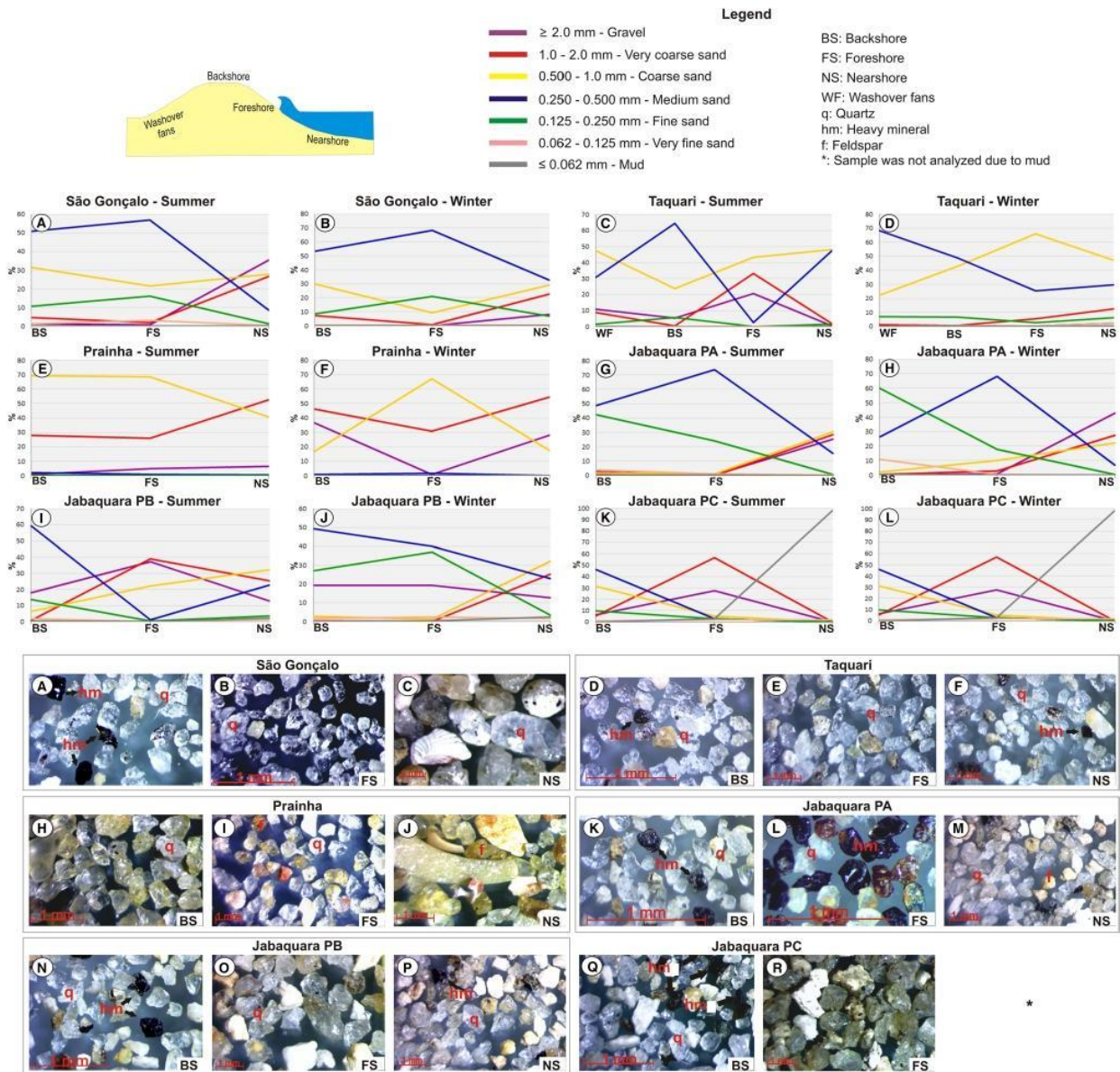


Fig. 6 Granulometric and morphoscopic characterization of the sediments of the studied beaches

4.3 Prainha Beach

Prainha, with only 130 m in length, is the smallest of the studied beaches (Fig. 1A and D; Table 1). Prainha is a pocket beach, limited by rocky promontories, and has numerous blocks of rock of varying sizes in the sand, where there is also a wooden deck of a large restaurant near the beach (Fig. 1D). The topographic profiles in Prainha show moderate dynamics, with variations in morphology and width (Fig. 2; Table 1). The beach had an average width of 24 m to the waterline; with a maximum width of 27 m (summer 2017) and a minimum of 18 m (recorded after storm events

in the winter of 2019), varying 9 m between these seasons (Fig. 2). The foreshore inclination (10°) contrasts with the sharp gradient of the underwater portion, which changes abruptly (from the measured profile) (Fig. 2). In the winter of 2019, a washover deposit was observed at the rear of the beach, as a result of the overwash process that removed sediment from the beach and deposited it at the back beach. This same event damaged the support structure of the restaurant's wooden deck (Fig. 3E). The results obtained from calculating the volume of emerged sediments show slight changes, with sediment gain in the summer, followed by small losses in the winter (Fig. 4). This behavior is part of

the natural dynamics of the beach and points to the same stability observed from the topographic profiles. In the winter of 2019, under stormy conditions, there was a loss of about 16% of the sand, followed by a 5% recovery in the subsequent observation (Fig. 4).

The sediments on Prainha consist of moderately well-sorted sands, in the sizes of coarse sand (69%—summer) and very coarse sand (46%—winter) in the backshore, coarse sand in the foreshore (67–68%), and very coarse sand on the nearshore (53–55%) (Fig. 6). The sands are quartzose, with feldspars, shells and shell fragments of varying sizes and colors appearing in lesser quantities (Fig. 6). The morphology of the quartz grains is predominantly sub-angular (45–75%) (Fig. 6).

4.4 Jabaquara Beach

Jabaquara Beach is the longest in the central area of Paraty city, with 1230 m (Fig. 1A, E and F; Table 1). It has a good tourist and leisure infrastructure, with inns, hotels, residences, bike paths, and kiosks. This beach is limited by mangrove vegetation to the northwest and by a narrow

channel to the southeast, connected to the Perequê-Açu River, which cuts through a large part of the central area of the city. The southern end of the beach arch (Profile A) showed dynamic behavior (Fig. 2). In the winter of 2016, Jabaquara Beach was only 12 m wide (in the area of Profile A), from the waterline to the limit with the vegetation, marked by a 0.5 m high storm escarpment (Fig. 2). The foreshore showed a profile with a 20° inclination to the sea. The comparison between the beach profiles carried out in the extreme south of the beach (Profile A) for 2 years (2016 and 2018), showed a 7 m displacement of the storm escarpment towards the continent (Fig. 2), which caused damage to several urban structures (Fig. 7). In the same period, the total volume of emerged sediments decreased by 18 m³/m, which corresponds to a 70% loss (Figs. 4D and 5C). Profile A has not recovered, and the beach no longer exists in this sector. Currently, the waves reach and destroy the retaining wall built by the city administration in 2018 (Fig. 7C) to minimize the action of storm waves. This erosion process was accentuated by the storm events that occurred in 2016. Since then, the fall of trees (Fig. 7A), exposure of roots (Fig. 7B), destruction of urban structures built at the rear (Fig. 7C),



Fig. 7 Problems caused by erosion on Jabaquara and retreat of the beach. The red arrow points to the goalpost and the place it previously occupied, and the yellow arrow points to the tree. Photo: A and

G—André Silva, 2016; B, C, E, I—André Silva, 2019; D—Nelson Costa, 2016; F—Schweizer, 2015; H—André Silva, 2017

high concentration of heavy minerals in an increasingly narrow backshore (Fig. 7E), and floods during the most intense events (Fig. 7D), are frequently observed in the southern sector of Jabaquara Beach. Such evidence is considered to be indicative of beach erosion (Bird, 2008; Souza, 2009). This erosive behavior is easily observed by comparing photographs from different moments (Fig. 7F–I). In May 2015 (Fig. 7F), there is a prominent storm scarp next to a football goal (2–3 m away). This same location was significantly modified after a strong storm in September 2016 (Fig. 7G). In August 2017, the soccer goalpost no longer exists, having been removed by the residents to avoid accidents (Fig. 7H—red arrow), and the beach escarpment retreat can be easily observed. In 2019, it is possible to observe that the same tree shown in 2015 (in Fig. 7F—yellow arrow) is in the water (Fig. 7I—yellow arrow). The images point to a retreat of the internal limit of the beach of about 10 m between 2015 and 2019.

Only 114 m from Profile A, Profile B showed moderate dynamics with variations in morphology and width (Fig. 2). It had an average width of 16 m to the waterline, with a minimum of 8.5 m (winter 2018) and a maximum of 21 m (winter 2017), with a variation of 12.5 m (Fig. 2). The foreshore exhibited an inclined profile of about 20° to the sea. The comparison between the beach profiles made it possible to verify an indentation of the beach internal limit of about 4 m (Fig. 2). The calculation of the volume of emerged sediments showed a slight reduction in the period between winter 2017 and spring 2019 (Fig. 4E).

The northern sector of Jabaquara Beach (Profile C) showed very stable behavior, with very similar profiles between seasons, which is quite different to the southern sector (Fig. 2). The average width of the emerged beach was only 12 m to the waterline, with a minimum of 9 m (spring 2019) and a maximum of 13 m (winter 2016), as a result of small daily tide oscillations. The morphology is characterized by a ramp profile, with 14° inclination in the emerged portion; the submarine portion shows a smooth profile, resulting from the accumulation of fine sediments (Fig. 2). The results obtained from the calculation of the emerged volume of beach materials show slight changes, with sediment gain in the summer, followed by small losses in the winter (Fig. 4), which points to the same stability observed from the topographic profiles (Fig. 2).

The sediments of Jabaquara Beach vary considerably in size and selection along the beach arch (Fig. 6), with gravel (mainly in the southern sector), sands of various sizes, and sand and mud (in the northern sector, near to the mangrove) being found. Profile A (extreme south) is composed of moderately well-selected sands in the backshore, ranging from well to poorly selected in the other sub-environments, with medium sand (49%—summer) and fine sand (60%—winter) on the backshore, medium sand on the foreshore (68–74%),

and coarse sand (31%—summer) and gravel (43%—winter) on the nearshore (Fig. 6). In Profile B (southern sector), poorly selected sediments predominated, varying in sizes, with medium sand on the backshore (49–59%), very coarse sand (39%—summer) and medium sand (40%—winter) on the foreshore, and coarse sand on the nearshore (32–55%) (Fig. 6). In Profile C (northern sector), there was a predominance of medium sand on the backshore (46–55%), which alternated between very coarse sand (57%—summer) and coarse sand (56%—winter) in the foreshore, and mud on the nearshore (28–98%) (Fig. 6). The results of the morphoscopic analysis (Fig. 6) indicate the predominance of sub-angular (PA—foreshore, PB and PC) and very angular grains (PA—backshore and nearshore). Regarding mineralogy, there was a predominance of quartz sands, with few feldspars and high concentrations of heavy minerals at the southern end of the beach, with a significant decrease in the amount of these minerals towards the north. This concentration of heavy minerals, especially in the extreme south, seems to have increased after the occurrence of storm events in 2016. The high concentration of heavy minerals in a narrow backshore can be considered an indicator of coastal erosion (Bird, 2008; Souza, 2009).

5 Discussion

The sheltered beaches on the Paraty coast vary in terms of morphological and sedimentary dynamics, and have different levels of exposure to storm events. This difference in energy levels is directly associated with the direction of wave incidence, bay entrance orientation, and the presence of islands (Loureiro et al., 2009; Mahiques et al., 1998). Despite being sheltered and almost always subject to low energy, beaches with these characteristics can also be affected by storm waves, as observed in the present study. The three years of monitoring carried out in this study made it possible to record the behavior of the studied beaches in the face of successive storm events between 2016 and 2019, as well as their recovery under good weather conditions. On beaches, these storm events, usually of low intensity, can produce consequences as significant as a single event of greater magnitude (Ferreira, 2005). The year 2016, in particular, was marked by the occurrence of successive storm events, which hit the southeastern and southern coast of Brazil with high intensity. On the coast of Rio Grande do Sul, the events that occurred in 2016 caused floods, destruction of engineering structures, retreat of the coastline, and erosion of frontal dunes (Albuquerque et al., 2018; Oliveira et al., 2019 and 2020b). According to Oliveira et al. (2019), the storm event that occurred in October 2016, in particular,

can be considered an extreme event and probably one of the biggest in the last 40 years.

The northern sector of Jabaquara Beach (Profile C) showed a slight variation (Fig. 8A) with few changes between topographic profiles and sediment volume. Prainha Beach and the southern sector (Profile B) of Jabaquara showed moderate dynamics, when compared to the other beaches, with significant variations in morphology, beach

width, and sediment volume. The São Gonçalo and Taquari Beaches are the most dynamic (Fig. 8A), when compared to the others, with greater changes in morphology and in the sedimentary package, and both are susceptible to the overwash process, with concomitant formation of washover fans. Among the studied beaches, Jabaquara Beach can be considered one of the most sheltered inland of the Ilha Grande Bay (Fig. 1A). This sector of bay, also known as Paraty Bay, has

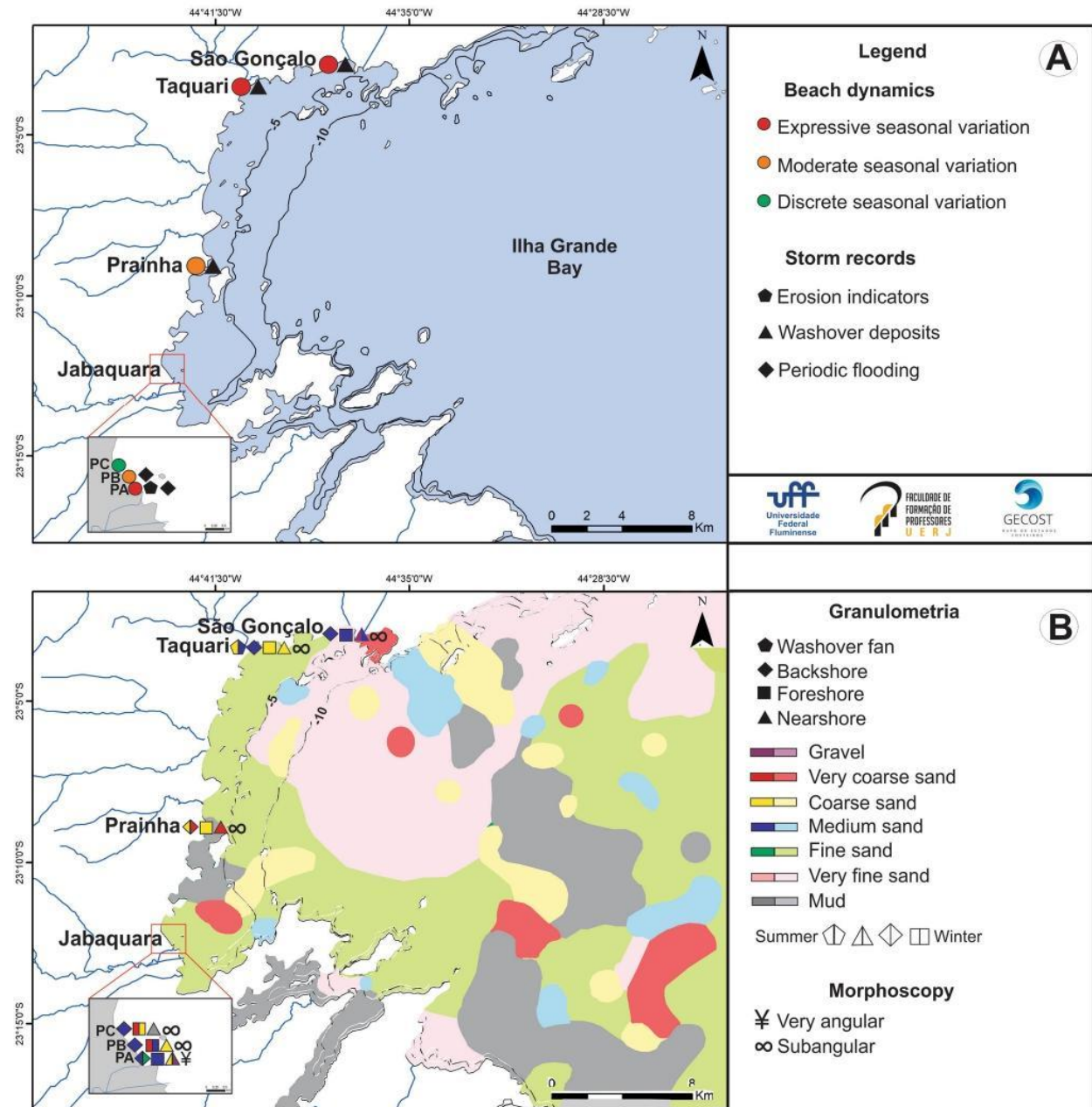


Fig. 8 Characterization of the dynamics and sedimentology of the beaches studied on the coast of Paraty. The sedimentology of the bottom of the Ilha Grande Bay (B) refers to Medeiros (2006)

depths of less than 2 m. On the beach, the waves generally do not exceed 0.4 m under normal weather conditions, and can reach 1 m under stormy conditions. Nevertheless, the southern sector of Jabaquara Beach (Profiles A and B) has presented problems during the occurrence of storms, especially when they occur associated with the spring tide, causing floods and damage to urban structures at the back beach (Fig. 7D). The low sediment exchange observed at Jabaquara Beach occurs due to the low energy of the waves that hit this sheltered sector of the coast. Storm waves remove sediment from the emerged part of the beach, but due to the relatively low wave energy in bays, post-storm recover may is often inhibited (Jackson et al., 2002; Nordstrom, 1989; Nordstrom and Jackson, 2012). Changes in morphology and a decrease in beach width are common, whether due to a single major storm event or successive storms, which reduces the protection offered to subsequent events, increasing the risk of coastal erosion (Albuquerque et al., 2018).

Benchimol (2007) and Villena et al. (2013) draw attention to the various interventions carried out in the city of Paraty, such as the rectification of the original courses of the Perequê-Açu and Matheus Nunes Rivers, reduction of the mangrove area, and urban expansion, which is quite intense in some areas. Benchimol (2007) highlights that, historically, the city of Paraty suffers from the silting up of the rivers and canals that arrive at the coast. The changes in the courses of some rivers and, mainly, the construction of jetties in the mouth of the Perequê-Açu river, have caused the coast to the left of the mouth to present severe erosion problems, leading to greater sedimentary deposition on the opposite side (right margin in front of the Historical Center) (Benchimol, 2007).

The construction of rigid structures like jetties or breakwaters can interrupt the exchange of sediments along the coast by the longshore current, causing an accumulation of sand on one side and, at the same time, a deficit on the opposite side of the structure. Several studies have shown the negative effects of introducing rigid structures on the beach, which generally result in changes in sedimentary dynamics (Bird, 2008; Boer et al., 2019; Davis and Fitzgerald, 2004; Dias and Kjerfve, 2009; Kim et al., 2014; Kudale, 2010; Tsoukala et al., 2015). The various types of human interventions can interfere with coastal sedimentary dynamics, dramatically altering the volume of sediment available on a beach, or even cause silting in the bay, as reported by Villena et al. (2013) in relation to Paraty Bay. These constant changes made during the process of urban occupation in this area may have contributed to the erosion process on Jabaquara. This scenario is worrying, especially when considering the global increase in the number and intensity of the most intense storms in recent decades (Holland and Bruyere, 2014; Kossin et al., 2013; Webster et al., 2005), which could make erosion on Jabaquara Beach even more severe. Thus, it

is believed that the erosion process on Jabaquara is associated with certain factors, such as: (1) the combined effect of the storm waves and the tide in this bay sector; (2) the low rate of sedimentary transport, common on low-energy beaches; and (3) the interventions carried out in the area that may have altered the hydrodynamics and the local offer of sediments.

Washover fans formed by wave transposition (overwash), floods, and coastal erosion, with destruction of the urban infrastructure, were observed on some of the beaches studied on the Paraty coast. Storm waves associated with high spring tide can reach areas that are normally protected, causing damage to coastal structures built near the waterline (Godoi et al., 2011), as also reported by Silva et al. (2016) on beaches located in the Guanabara Bay. Beaches located inside bays tend to be more intensely modified than ocean beaches, as they present characteristics that favor the introduction of engineering works, such as low topography, reduced width and a predominance of low-energy waves (Nordstrom, 1989). The beaches studied in Paraty showed distinct capabilities of post-storm recovery. The São Gonçalo and Taquari Beaches, despite their slow recovery, behaved positively in relation to the storms that occurred, with recovery of the sediment volume in approximately 3 years and 1 year, respectively. The ability of beaches to recover after the action of storm waves varies according to the sediment supply (Morton et al., 1994). However, post-storm recovery on low-energy beaches is often inhibited by the limited supply of sediments along the coast and insufficient energy from good weather waves after a storm (Jackson et al., 2002). According to Loureiro et al. (2009), complete recovery on protected beaches takes place more slowly, and may take more than a year, as seen on the São Gonçalo and Taquari Beaches (Fig. 5A and B). Some beaches may never fully recover the conditions prior to the storm (Loureiro et al., 2009), which usually occurs when there is a sediment deficit or high erosion rates (Morton et al., 1994), as seen on Jabaquara Beach (Fig. 5C).

The beaches studied in Paraty exhibit great differences in grain size and sorting, as also observed on several beaches of Ilha Grande (Silva et al., 2020) and Guanabara Bay (Silva et al., 2016). The expressive presence of coarse sediments (coarse sand, very coarse sand, and gravel) on sheltered beaches within bays is commonly reported in this type of environment (Nordstrom, 1977; Nordstrom and Jackson, 1993). In a bay, the sediment distribution pattern is marked by a decrease in grain size towards the interior of the bay in response to a decrease in hydrodynamic energy. The exceptions are areas directly influenced by fluvial discharge that tend to present distinct sedimentation from the others (Bird, 2008; Davis Fitzgerald, 2004), and areas with the presence of rocky outcrops (Amador, 1997; Silva et al., 2016). The abundance of coarse sediments

on some sheltered beaches in Paraty (Fig. 8B) is due to: (1) the low energy of good weather waves, which are not capable of transporting the finer sediments to the beach; and (2) the coarsest materials, resulting from the deposition of storm waves, are too heavy to be removed by low-energy waves, which facilitates their accumulation and permanence on the beach (Nordstrom, 1977). It can be observed that, in general, the beaches present a slight increase in granulometry towards the submerged part, with the exception of the northern portion of Jabaquara Beach (Profile C), where there is a marked presence of mud on the submerged beach due to proximity with the mangrove. For Nordstrom and Jackson (1993), this gradual increase in the sediment size from the emerged to the submerged portion of the beach occurs because the coarser fractions accumulate more easily in the underwater part of the beach. The finer sands are transported more easily by the low-energy waves than gravel, leaving the coarser fractions, which tend to accumulate in this region (Nordstrom and Jackson, 1993).

A high concentration of heavy minerals was observed in this study on almost all beaches, with emphasis on the southern sector of Jabaquara (Fig. 6). This is due to their availability from the source areas located near the beaches. The region has striking geological characteristics, with a narrow coastal plain originally formed by sediments from crystalline rocks of Precambrian age, considered a primary source of heavy mineral deposits (Carvalho et al., 2011). Under more severe sea conditions, the higher energy waves tend to concentrate heavy minerals on the beach, forming a sediment deposit with intercalated layers of heavy and light minerals (Friedman et al., 1992; Rao, 1957). The sediments on the sheltered beaches of Paraty are predominantly sub-angular and angular (Fig. 6), which, according to McLane (1995), indicates the low maturity of these materials, something common on coasts subject to the offer of sediments from local rivers. Pranzini et al. (2013) and Bowman et al. (2014) highlight that beaches fed by small local rivers tend to have coarser, poorly sorted sediments. On the Paraty coast, the presence of rivers on some beaches forms small deltas, as occurs on São Gonçalo (Pinheiro, 2018). These characteristics show the contribution of the fluvial supply of materials to the sedimentation of the studied beaches. A study conducted by Silva et al. (2020) on some beaches on Ilha Grande draws attention to the important role of rivers in the sedimentation of these environments, especially in the months of more intense rain. Carvalho et al. (2011), present a geographic model for the coastal transport of sediments on the south coast of Rio de Janeiro and point out some areas with great marine influence on sedimentation, including areas with a predominance of fluvial sediment, such as the São Gonçalo

and Prainha Beaches, corroborating the results presented here.

6 Final considerations

The coast of Paraty is largely sheltered on the western edge of the Ilha Grande Bay and has numerous beaches that are normally protected from large storm waves. However, this coast has been shown to be susceptible to storm events, especially when associated with the spring tide. Storm waves can reach normally protected areas, causing great sediment remobilization and even damage to buildings. Washover fans, constant flooding, damage to structures, and erosion in certain places, as a result of wave transposition events, provide records of the susceptibility of this coast to storm waves. Among the studied beaches, São Gonçalo, Taquari, and Jabaquara (southern sector) showed the greatest susceptibility to storm waves. In the southern sector of Jabaquara Beach, there is severe erosion, with a progressive reduction in sediment volume, destruction of buildings, fallen trees, exposure of roots, and a high concentration of heavy minerals on the emerged beach. The erosion process in Jabaquara is associated with susceptibility to the action of storm waves; low sediment exchange due to low wave energy; storm waves, responsible for removing sediment from the beaches, without subsequent replacement (in the post-storm); and the interventions carried out in the area, which may have altered the hydrodynamics and the local sediment supply to the coast.

The sediments of these beaches vary widely in granulometry and sorting. In general, they present a gradual increase in grain size towards the submerged beach, where in general the coarser sediments predominate. The beaches of Paraty are predominantly formed by quartz sediments with a degree of sub-angular roundness, followed, to a lesser extent, by rounded sediments of marine origin. This demonstrates the low maturity of these materials, which is common on coastlines with significant fluvial input.

Despite the importance of the coast of Paraty, this part of the south coast of Rio de Janeiro state is poorly studied, there being little knowledge on the behavior and susceptibility of beaches to storm events. In this sense, knowledge of the physical characteristics of the beaches presented here is fundamental for understanding the coastal dynamics and, consequently, the vulnerability of this environment to storm events and erosion, which are causing damage to buildings.

Acknowledgements We would like to thank the Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior—CAPES) for the doctoral scholarship granted to student Ana Beatriz Pinheiro (n° 88882456606 / 2019-01). Also, the Post-graduate program in Earth and Ocean

Dynamics (Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra) at UFF and the Coastal Studies Group (Grupo de Estudos Costeiros—GECOST) of FFP-UERJ for all the support given in carrying out this work.

References

- Albuquerque, M. G., Alves, D. C. L., Espinoza, J. M. A., Oliveira, U. R., & Simões, R. S. (2018). Determining shoreline response to meteorological events using remote sensing and Unmanned Aerial Vehicle (UAV): Case study in Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 85, 766–770. <https://doi.org/10.2112/SI85-154.1>
- Amador, E. S. (1997). *Baía de Guanabara e ecossistemas periféricos: Homem e Natureza*.
- Baptista Neto, J. A., & Silva, M. A. M. (2001). Ocorrência e origem de bolas de lama nas praias da Enseada de Jurujuba (Baía de Guanabara) Niterói-RJ. *Boletim Paranaense De Geociências*, 49, 53–61.
- Bell, H. S. (1940). Armored mud balls: Their origin, properties, and role in sedimentation. *Journal of Geology*, 48, 1–31.
- Benchimol, M. F., (2007). *Gestão de unidades de conservação marinhas: um estudo de caso da área de proteção ambiental da Baía de Paraty – RJ*. 2007. MSc Dissertation. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil.
- Bird, E. C. F. (2008). *Coastal geomorphology: an introduction* (2nd ed.). Other Wiley Editorial Offices.
- Birkemeier, W. A. (1984). A user's guide to ISRP: The interactive survey reduction program. *Coastal Engineering Research Center*, 1, 1–118.
- Boer, W., Mao, Y., Hagenars, G., Vries, S., Slinger, J., & Vellinga, T. (2019). Mapping the Sandy Beach evolution around seaports at the scale of the African Continent. *Journal of Marine Science and Engineering*, 26, 9960–9976. <https://doi.org/10.3390/jmse7050151>
- Bowman, D., Rosas, V., & Pranzini, E. (2014). Pocket beaches of Elba Island (Italy) e Planview geometry, depth of closure and sediment dispersal. *Journal Estuarine, Coastal and Shelf Science*. <https://doi.org/10.1016/j.jecss.2013.12.005>
- Bulhões, E. M. R., Fernandez, G. B., & Rocha, T. B. (2010). Efeitos morfológicos nas barreiras costeiras do litoral centro-norte do Estado do Rio de Janeiro: Resultados do evento de tempestade de abril de 2010. *Revista De Geografia*, 2, 15–30.
- Carter, R. W. G. (1988). *Coastal environments: An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines* (1st ed.). Academic Press.
- Carvalho, C., Anjos, R. M., Veiga, R., & Macario, K. (2011). Application of radiometric analysis in the study of provenance and transport processes of Brazilian coastal sediments. *Journal of Environmental Radioactivity*, 1, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2010.11.011>
- CPTEC/INPE (2016). Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Retrieved October 10, 2016, from <https://www.cptec.inpe.br>
- Davis, R. A., Jr., & Fitzgerald, D. M. (2004). *Beaches and Coasts* (1st ed.). Blackwell Publishing.
- DHN (1980). Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil. Folha de bordo, FB-1500–001/79.
- Dias, G. T. M., & Kjerfve, B. (2009). Barrier and Beach Ridge Systems of the Rio de Janeiro Coast. In S. R. Dillenburg & P. A. Hesp (Eds.), *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil* (pp. 225–252). Springer-Verlag.
- Donnelly, J. P., Butler, J., Roll, S., Wengren, M., & Webb, I. T. (2004). A backbarrier overwash record of intense storms from Brigantine, New Jersey. *Marine Geology*, 210, 107–121. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.005>
- Fernandez, G. B., Bulhões, E. M. R., & Rocha, T. B. (2011). Impacts of severe storm occurred in April 2010 along Rio de Janeiro Coast, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 64, 1850–1854.
- Ferreira, O. (2005). Storm groups versus extreme single storms: Predicted erosion and management consequences. *Journal of Coastal Research*, 42, 221–227.
- Folk, R. L., & Ward, W. C. (1957). Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.
- Friedman, G. M., Sanders, J. E., & Kopaska-Merkel, D. C. (1992). *Principles of sedimentary deposits: Stratigraphy and sedimentology* (1st ed.). Maxwell Macmillan International.
- Godoi, V. A., Calado, L., Watanabe, B. W., Yaginuma, L., & Pereira, M. B. (2011). Evento extremo de ondas na baía da Ilha Grande: Um estudo de caso. *Boletim Do Observatório Ambiental Alberto Ribeiro Lamego*, 5, 28–44.
- Green, A. N., Pillay, T., Cooper, A. G., & Guisado-Pintado, E. (2019). Overwash-dominated stratigraphy of barriers with intermittent inlets. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44, 2097–2111. <https://doi.org/10.1002/esp.4631>
- Hegge, B. J., Eliot, I., & Hsu, J. (1996). Sheltered sandy beaches of Southwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, 12, 748–760.
- Holland, G., & Bruyère, C. L. (2014). Recent intense hurricane response to global climate change. *Climate Dynamics*, 42, 617–627. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1713-0>
- Hudock, J. W., Flaig, P. P., & Woodw, A. J. A. (2014). Washover fans: A modern geomorphologic analysis and proposed classification scheme to improve reservoir models. *Journal of Sedimentary Research*, 84, 854–865. <https://doi.org/10.2110/jsr.2014.64>
- Jackson, N. L., Nordstrom, K. F., Eliot, I., & Masselink, G. (2002). “Low energy” sandy beaches in marine and estuarine environments: A review. *Geomorphology*, 48, 147–162. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00179-4](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00179-4)
- Kim, I. H., Lee, H. S., Kim, J. H., Yoon, J. S., & Hur, D. S. (2014). Shoreline change due to construction of the artificial headland with submerged breakwaters. *Journal of Coastal Research*, 72, 145–150. <https://doi.org/10.2112/SI72-027.1>
- Komar, P. D. (1976). *Beach processes and sedimentation* (1st ed.). Prentice-Hall.
- Kossin, J. P., Timothy, L. O., & Kenneth, R. K. (2013). Trend analysis with a new global record of tropical cyclone intensity. *Journal of Climate*, 26, 9960–9976. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00262.1>
- Kudale, M. D. (2010). Impact of port development on the coastline and the need for protection. *Indian Journal of Geo-Marine Sciences*, 39(4), 597–604.
- Kupfer, S., Ferreira, O., & Costas, S. (2020). Assessment of Overwash-induced Flooding at Two Beaches along the Southwest Algarve, Portugal. *Journal of Coastal Research*, 95, 484–489. <https://doi.org/10.2112/SI95-094.1>
- Laing, A. K. (1998). An introduction to ocean waves. *World Meteorological Organization. Guide to wave analysis and forecasting* (2nd ed.). WMO.
- Lazarus, E. D., Davenport, K. L., & Matias, A. (2020). Dynamic allometry in coastal overwash morphology. *Earth Surface Dynamics*, 8, 37–50. <https://doi.org/10.5194/esurf-8-37-2020>
- Loureiro, C., Ferreira, O., & Cooper, J. A. G. (2009). Contrasting morphologic behaviour at embayed beaches in Southern Portugal. *Journal of Coastal Research*, 56, 83–87.
- Mahiques, M. M., Tessler, M. G., & Furtado, V. V. (1998). Characterization of energy gradient in Enclosed Bays of Ubatuba Region, South-Eastern Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, 431–446. <https://doi.org/10.1006/ecss.1998.0368>

- Martins, C. A., Figueiredo, M. S., Maluf, V. B., Rocha, T. B., & Fernandez, G. B. (2016). Processos de transposição de ondas sobre dunas frontais observados no leste da barreira costeira holocênica da Massambaba, RJ. XI SINAGEO - *Simpósio Nacional de Geomorfologia*, 1–10.
- Martins, L. R., Martins, I. R., & Tabajara, L. L. (2003). Ocorrências de fragmentos de lama na praia do Cassino, RS, Brasil. *Revista Gravel*, 1, 47–53.
- Masselink, G., Castelle, B., Scott, T., Dodet, G., Suanez, S., Jackson, D., & Floch, F. (2016). Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letter*, 43, 2135–2143. <https://doi.org/10.1002/2015GL067492>
- Matias, A., Ferreira, O., Vila-Concejo, A., Garcia, T., & Dias, J. A. (2008). Classification of washover dynamics in barrier islands. *Geomorphology*, 97, 655–674. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.09.010>
- Matias, A., Carrasco, A. R., Loureiro, C., Masselink, D., Andriolo, U., McCall, R., Ferreira, O., Plomaritis, T. A., Pacheco, A., & Guerreiro, M. (2019). Field measurements and hydrodynamic modelling to evaluate the importance of factors controlling overwash. *Coastal Engineering*. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.103523>
- McCubbin, D. G. (1982). Barrier-Island and Strand Plain Facies. In P. A. Scholle & D. Spearing (Eds.), *Sandstone depositional environments* (pp. 247–279). The American Association of Petroleum Geologists.
- McLane, M. (1995). Textures of sedimentary rocks. *Sedimentology*. Oxford University Press.
- Medeiros, M. F. (2006). *Estudos da sequência sedimentar holocênica das baías da ribeira e parati (Baía Ilha Grande – RJ) através de métodos sísmicos e análise de testemunhos*. MSc Dissertation. Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brasil.
- Morton, R. A., Paine, J. G., & Gibeau, J. C. (1994). Stages and durations of post-storm beach recovery, Southeastern Texas Coast, USA. *Journal of Coastal Research*, 10, 884–908.
- Morton, R. A., & Sallenger, A. H., Jr. (2003). Morphological impacts of extreme storms on Sandy Beaches and barriers. *Journal of Coastal Research*, 19, 560–573.
- Muehe, D. (2001). O litoral brasileiro e sua compartimentação. In S. B. Cunha & A. J. T. Guerra (Eds.), *Geomorfologia do Brasil* (2nd ed., pp. 273–337). Bertrand Brasil.
- Muehe, D., & Lima, C. F. (2006). *Erosão e progradação do litoral brasileiro* (1st ed.). Ministério do Meio Ambiente.
- Nordstrom, K. F. (1977). Bayside beach dynamics: Implications for simulation modeling on eroding sheltered tidal beaches. *Marine Geology*, 25, 333–342.
- Nordstrom, K. F. (1989). Erosion control strategies for bay and estuarine beaches. *Coastal Management*, 17, 25–35. <https://doi.org/10.1080/08920758909362072>
- Nordstrom, K. F., & Jackson, N. L. (1993). Distribution of surface pebbles with changes in wave energy on a sandy estuarine beach. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 1152–1159. <https://doi.org/10.1306/D4267CD0-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Nordstrom, K. F., & Jackson, N. L. (2012). Physical processes and landforms on beaches in short fetch environments in estuaries, small lakes and reservoirs: A review. *Earth-Science Reviews*, 111, 232–247. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.12.004>
- Oliveira Filho, S. R. (2016). *Impactos morfológicos em praias oceânicas associados à ondas de tempestade: Exemplo do litoral centro-norte do Estado do Rio de Janeiro*. Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brasil.
- Oliveira Filho, S. R., Santos, R. A., & Fernandez, G. B. (2020). Erosão e recuperação de praias refletivas de alta energia impactadas por ondas de tempestade geradas por ciclone tropical. *Revista Brasileira De Geomorfologia*, 21(20), 289–312.
- Oliveira, U. R., Simões, R. S., Calliari, L. J., & Cavalcanti, B. G. (2019). Erosão de dunas sob ação de um evento extremo de alta energia de ondas na costa central e sul do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira De Geomorfologia*, 20, 137–158.
- Oliveira, U. R., Simões, R. S., Porto, F. S., Caminha, E. S., Calliari, L. J., & Romeu, M. A. R. (2020a). Análise da dinâmica praias após a deposição de lama em 2014 na praia do cassino (RS, Brasil) utilizando aeronave remotamente pilotada. *Revista Brasileira De Geomorfologia*, 21, 677–695.
- Oliveira, J. F., Scarelli, F. M., Manzolli, R. P., Portz, L. C., & Barboza, E. G. (2020b). Geomorphological Responses Due to Storm Wave Events at Praia da Barra, Garopaba – Santa Catarina State, Southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, 95, 474–478. <https://doi.org/10.2112/SI95-092.1>
- Pranzini, E., Rosas, V., Jackson, N. L., & Nordstrom, K. F. (2013). Beach changes due to sediment delivered by streams to pocket beaches during a major flood. *Geomorphology*, 199, 36–47. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.03.034>
- Pinheiro, A. B. (2018). *Geomorfologia de praias e sensibilidade ambiental no litoral de Paraty (RJ) à potenciais eventos de derramamento de óleo*. 2018. MSc Dissertation. Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Faculdade de Formação de Professores, São Gonçalo, Brasil.
- Prado, M. F. V. (2016). *Previsão dos regimes de impactos gerados por tempestades sobre o sistema praias e a duna frontal*. MSc Dissertation. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.
- Ribeiro, M. G., Gomes, T. B., & Bulhões, E. M. R. (2016). Respostas morfodinâmicas e fisiográficas da zona costeira ao norte da baía de campos frente à eventos de tempestade. *Revista Tamoios*, 12, 91–111.
- Rao, C. B. (1957). Beach erosion and concentration of heavy-mineral sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27(2), 143–147.
- Salgado, C. M., Peixoto, M. N. O., & Moura, J. R. S. (2007). Caracterização espaço temporal da chuva como subsídio à análise de episódios de enchentes no município de Angra dos Reis, RJ. *Revista Geosul*, 22, 7–26.
- Sallenger, A. H. (2000). Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, 16, 890–895.
- Silva, A. L. C., Galato, J. C. A., Brum, T. C. F., Silvestre, C. P., Baptista, E. C. S., & Pinheiro, A. B. (2020). Dinâmica de praia e susceptibilidade às ondas de tempestades no litoral da Ilha Grande (Angra dos Reis -RJ). *Journal of Human and Environment of Tropical Bays*, 1, 9–44.
- Silva, A. L. C., Silva, M. A. M., Santos, C. L., Ribeiro, G. P., Santos, R. A., & Vasconcelos, S. C. (2008). Retrogradação da barreira arenosa e formação de leques de arrombamento na praia de Itaipuaçu (oeste de Maricá, RJ). *Revista Brasileira De Geomorfologia*, 9, 75–82.
- Silva, M. A. M., Silva, A. L. C., Santos, C. L., Silvestre, C. P., Antonio, R. V. M., Cunha, A. B. C., Galato, J. C. A., & Souza, R. D. (2016). Praias da Baía de Guanabara no Estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira De Geomorfologia*, 17, 205–225.
- Silveira, T. M., Taborda, R., Carapuço, M. M., Andrade, C., Freitas, M. C., Duarte, J. F., & Psuty, N. P. (2016). Assessing the extreme overwash regime along an embayed urban beach. *Geomorphology*, 274, 64–77. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.09.007>
- Silvestre, C. P., Silva, A. L. C., Silva, M. A. M., & Rodrigues, A. R. (2015). Investigation of the internal structure and evolution of the holocene barrier of Maricá (Rio de Janeiro). *Revista Brasileira De Geofísica*, 33, 1–15.
- Souza, C. R. G. A. (2009). Erosão Costeira e os Desafios da Gestão Costeira no Brasil. *Revista Da Gestão Costeira Integrada*, 9, 17–37.

- Stein, L. P. (2018). *Morfodinâmica de eventos de sobrelevagem: praias da baía de Santos, SP*. MSc Dissertation. Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- Switzer, A. D., Bristow, C. S., & Jones, B. G. (2006). Investigation of Large-scale washover of a small barrier system on the Southeast Australian coast using ground penetrating radar. *Sedimentary Geology*, *183*, 145–156. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.09.015>
- Tanner, L. H. (1995). Armoured mud balls revisited. *Journal of Atlantic Geology*, *1*, 123–125.
- Tsoukala, V. K., Katsardi, V., Hadjibiros, K., & Moutzouris, C. I. (2015). Beach erosion and consequential impacts due to the presence of harbours in Sandy Beaches in Greece and Cyprus. *Environmental Processes*, *2*, 55–71. <https://doi.org/10.1007/s40710-015-0096-0>
- Vila-Concejoa, A., Gallop, S. L., & Largier, J. L. (2020). Sandy beaches in estuaries and bays. In D. W. T. Jackson & A. D. Short (Eds.), *Sandy beach morphodynamics* (pp. 343–362). Elsevier.
- Villena, H. H., Pereira, S. D., Geraldes, M. C., Chaves, H. A. F., Herms, F. W., Ferreira, M. G., Almeida, E. R., Barros, I. P., & Mafia, J. R. (2013). Morfologia de fundo e cobertura sedimentar da Baía de Paraty. *Revista Interações Homem-Meio Nas Zonas Costeiras Brasil/portugal*, *1*, 263–277.
- Wang, P., & Horwitz, M. H. (2007). Erosional and depositional characteristics of regional overwash deposits caused by multiple hurricanes. *Sedimentology*, *54*, 545–564. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2006.00848.x>
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, *30*, 377–392.
- Webster, P. J., Holland, G. J., Curry, J. A., & Chang, H. R. (2005). Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, *309*, 1844–1846. <https://doi.org/10.1126/science.1116448>

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

COASTAL EROSION AND FLOOD SUSCEPTIBILITY IN PARATY, SOUTHEAST BRAZIL

EROSIÓN COSTERA Y SUSCEPTIBILIDAD A INUNDACIONES EN PARATY, SURESTE DE BRASIL

Sra. Ana Beatriz Pinheiro¹, Sr. André Luiz Carvalho da Silva², Sr. Thiago Gonçalves Pereira³,
Sr. José Antônio Baptista Neto⁴

ABSTRACT

This study aimed to characterize the behavior of the Paraty shoreline, in the south of the state of Rio de Janeiro, and identify the areas which are most susceptible to erosion and flooding. This region is characterized by a presence the Serra do Mar, marked by a succession of small embayments and narrow coastal plains. The methodology consisted of using a UAV (Unmanned Aerial Vehicle) for the production of orthoimage mosaics (2019) and digital surface models (DSM); shoreline mapping between 2005 and 2019; identification of areas susceptible to erosion and flooding; and flood simulation performed on the Simulate Water Level Rise/Flooding package, from Global Mapper software. The results show that the southern sector of Jabaquara Beach, the beaches of Pontal and Terra Nova (in the center of Paraty - Centro) in the sheltered portion of the coast of Paraty, in addition to Cepilho and Fora (in Trindade), showed erosive behavior over the 14 years analyzed. Ranchos Beach (Trindade) and the northern sector of Jabaquara showed stable behavior and the central sector of Jabaquara showed an accretion during the same period. The coast of Jabaquara, the central area of Paraty, and the southwest sector of Trindade were considered the most vulnerable to flooding due to their susceptibility and the high concentration of the urban and tourist infrastructure of the municipality, where the problems caused by erosion and flooding have been frequently reported by residents and visitors.

Keywords: Shoreline. Coastal erosion. Flood susceptibility. Paraty. UAV.

RESUMEN

Este estudio tuvo como objetivo caracterizar el comportamiento del litoral e identificar las áreas de mayor susceptibilidad a la erosión e inundaciones en la costa de Paraty, en el sur del Estado de Río de Janeiro. Esta región se caracteriza por una presencia de la Serra do Mar, marcado por una sucesión de ensenadas y llanuras costeras estrechas. La metodología adoptada consistió en: utilizar el UAV para generar ortofotomosaicos (2019) y Modelos Digitales de Superficie (MDS); cartografía del litoral, entre 2005 y 2019; identificación de áreas susceptibles de erosión e inundaciones; y simulación de inundaciones realizada en el programa Simulate Water Level Rise / Flooding, desde el software Global Mapper. Los resultados muestran que el sector sur de la playa de Jabaquara, las playas de Pontal, Terra Nova en el centro de Paraty, en la porción abrigada de la costa estudiada, así como Cepilho y Fora (en Trindade), presentaron un comportamiento erosivo sobre los últimos 14 años. La playa Rancho (Trindade) y el sector norte de Jabaquara mostraron un comportamiento estable y el extremo norte y centro de Jabaquara mostraron una acreción en los últimos 14 años analizados. La costa de Jabaquara, el área central de Paraty y el sector suroeste de Trindade fueron consideradas las más vulnerables a las inundaciones debido a su susceptibilidad y la alta concentración de la infraestructura urbana y turística de la ciudad, que puede generar daños aún mayores durante las inundaciones.

Palabras clave: Línea costera, Erosión costera, Susceptibilidad a inundaciones, Paraty, UAV.

¹ Doctoral student in the Graduate Program Dinâmica dos Oceanos e da Terra, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brazil.

² Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Formação de Professores, Department of Geography, São Gonçalo, Rio de Janeiro, Brazil.

³ Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Department of Geography, Rio de Janeiro, Brazil.

⁴ Universidade Federal Fluminense, Department of Geology and Geophysics, Niterói, Brazil.

INTRODUCTION

Coastal environments are extremely dynamic and continuously receive flows of energy and matter as they are subjected to a variety of natural processes and are also influenced by human activities. The evolution of coastlines around the world, due to both natural and human-induced factors, can vary on different temporal and spatial scales (Stive et al., 2002). The shoreline is the position of the land-water interface at a given time and, due to its dynamic nature, an analysis of its behavior must consider the temporal and spatial scale of investigation (Boak and Turner, 2005). Coastlines are vulnerable to the effects of global-scale climate change, due to rising sea levels and, on a regional scale, changes in the wave regime (storms) and sediment dynamics. The impacts of these changes tend to generate problems related to the occurrence of flooding and coastal erosion. Erosion occurs when there is a deficit of sediment in the environment, caused by the removal of materials without subsequent replacement (Carter, 1988; Davis JR and Fitzgerald, 2004; Bird, 2008). This scenario is worrying, especially when considering the increase in mean sea level (IPCC, 2014) and the number and intensity of the most intense global storms in recent decades (Webster et al., 2005; Holland and Bruyère, 2014). Through analysis of the behavior of sandy coastlines, based on satellite images, among other methods, Luijendijk et al. (2018) point out that among these sandy environments, about 24% of the world's sandy beaches are suffering erosion at rates above 0.5 m/year. As sea levels rise, the coast tends to retreat, and the biggest threat to the continued existence of beaches is engineering structures built that limit their ability to migrate (Cooper et al., 2020). Therefore, the management and monitoring of coastal areas has become increasingly necessary to the understanding of coastline behavior and for the proposal of solutions to such problems.

The concept of susceptibility reflects the coastal system's potential to be affected by a disturbance, for example sea-level rise (Klein and Nicholls, 1999). The analysis of coastal vulnerability always starts with the knowledge of the natural system's susceptibility and of its natural capacity to cope with these effects (resilience and resistance) (Klein and Nicholls, 1999). Vulnerability in this work is directly linked to the capacity of a given system, population, or individual to respond to a threat, considering physical, economic, and social aspects. This will depend on the relationship between the degree of exposure to a physical impact and the ability of

populations to absorb and recover from the damage caused by that impact (Adger et al., 2004).

The changes in the coast can be analyzed based on several methodologies, such as through images acquired with LIDAR (Sallenger et al., 2001; Revell et al., 2002; Stockdont et al., 2002; Sallenger et al., 2003; Mitasova et al., 2009; Klemas, 2011; Pe'eri and Long, 2011; Vianna and Calliari, 2015; Tak et al., 2020), from aerial photographs, and satellite images (Souza and Luna, 2010; Macedo et al., 2012; Santos and Bonetti, 2018; Silva et al., 2019; Castillo et al., 2020; Moreira et al., 2020; Castro et al., 2021; Novak and Lamour, 2021), among other methods. In recent years, the use of unmanned aerial vehicles (UAVs), popularly known as drones, represents a potential new tool for data acquisition in several areas of geomorphology (Tonkin et al., 2014; Viles, 2016). UAVs provide a solution for high-resolution mapping of small areas and are also a low-cost alternative to classical aerial photogrammetry (Remondino et al., 2011; Gonçalves and Henriques, 2015). This methodology has been useful and accessible for monitoring studies of coastal dynamics, in addition to assisting in the management of these environments (Gonçalves et al., 2010; Gonçalves and Henriques, 2015). In Brazil, studies carried out on the southern coast stand out (Scarelli et al., 2016; Albuquerque et al., 2018; Oliveira and Simões, 2018; Simões et al., 2019; Oliveira et al., 2020; Simões and Oliveira, 2020). There are many advantages to using this tool, especially the high-precision data acquisition at a low operating cost; the high level of automation; photograph visualization during field work, enabling repetition in the case of failure; and fast flight planning (Gonçalves and Henriques, 2015).

Studies aimed at understanding the dynamics and behavior of the coast of Paraty are scarce. The occurrence of impacts arising from storm events, such as frequent flooding, damage to structures, and erosion in certain places are records of the susceptibility of the Paraty coast to storm waves (Pinheiro et al., 2021). Studies on erosion and flooding susceptibility are fundamental for the knowledge of the several variables related to the dynamics and behavior of the coastline, which can help in decision-making and in the adoption of measures related to local coastal management. In this sense, the present study aimed to characterize the behavior of the shoreline and the susceptibility to erosion and flooding on the Paraty coast, in the south of the state of Rio de Janeiro (Figure 1).

STUDY AREA

The municipality of Paraty (Figure 1) was the seat of the most important gold exporting port in Brazil in the 18th century. In 2019, it was recognized as cultural and natural heritage of humanity by the United Nations Educational, Scientific, and Cultural Organization (UNESCO). Tourism is the main economic activity of the city, which attracts many visitors from various parts of Brazil and the world, due to the great cultural festivals and the beautiful beaches, islands, waterfalls, and trails surrounded by Atlantic Forest (Benchimol, 2007; Padilha, 2016). Despite this rich biodiversity and geodiversity, the studies carried out on this part of the Rio de Janeiro coast are still not very representative when compared to other areas in the state of Rio de Janeiro.

The Paraty coast exhibits a diversity of environments, such as coastal plains, beaches, rocky shores, slopes, and mangrove areas, in

addition to a large number of conservation units to protect these environments (Figure 2). Its rocky coast is dominated by mountains (Serra do Mar) (Figure 2), composed of granites and gneisses (Faria, 2018). This region, known as Costa Verde, or Green Coast, is characterized by a coast with numerous islands and a jagged coastline, with a succession of small inlets and narrow coastal plains (Muehe, 2001; Medeiros, 2006; Muehe, 2018). The coastal plain appears discontinuously in the study area. Beach ridges are common on the sandy plain and appear parallel to the shoreline, with a north-south orientation (Figure 2) and represent former positions of the shoreline (Otvos, 2000, Davis JR. and Fitzgerald, 2004; Tamura, 2012). There are also many pocket beaches on this coast, which are characterized by the reduced extension of the sand strip and are separated by crystalline basement headlands (Muehe, 2001). The mangroves are located in the interior of the bay, in areas with lower hydrodynamics (Figure 2).

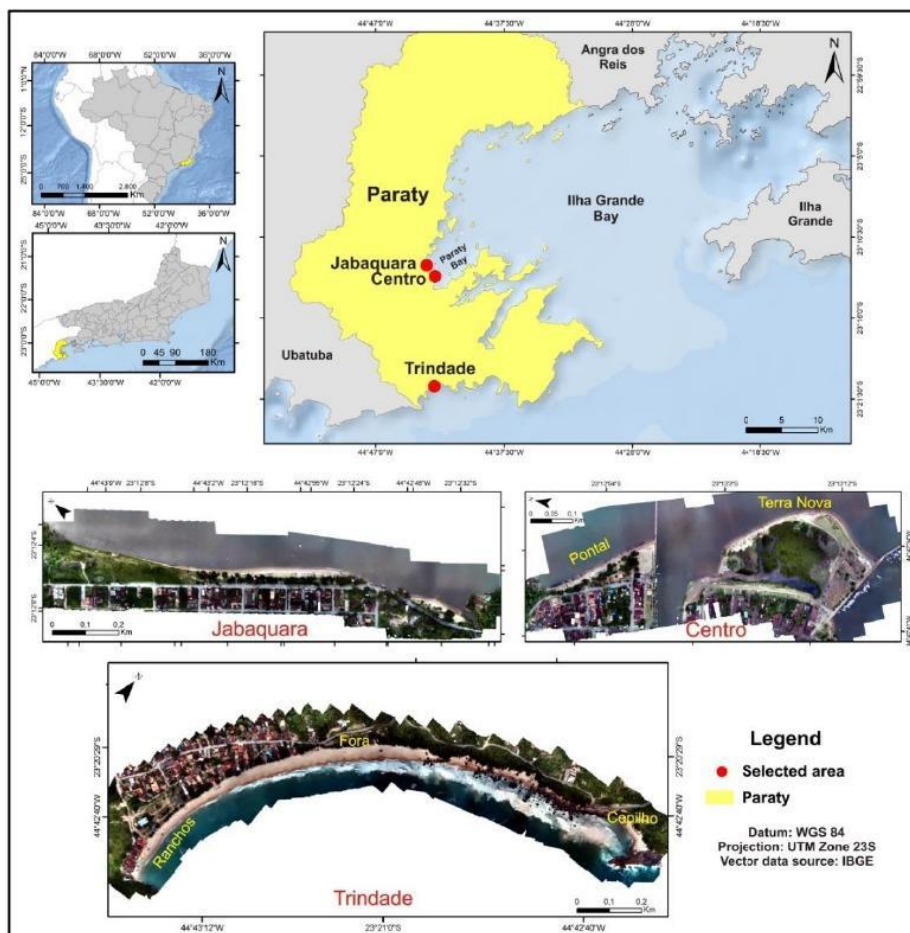


Figure 1. Location map of the studied areas. Self-elaborated.

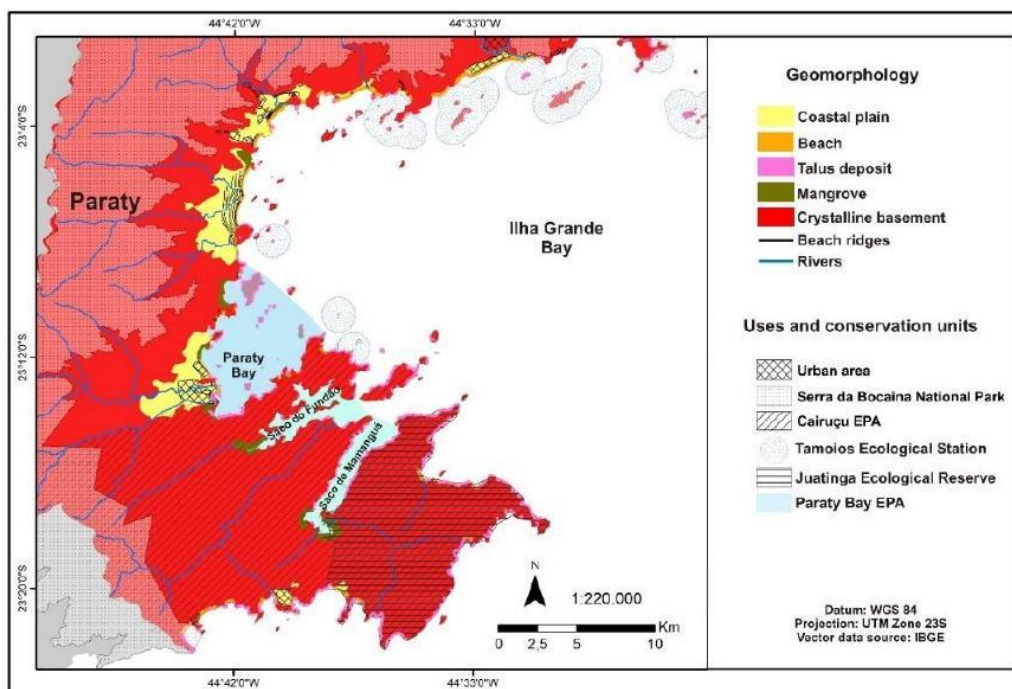


Figure 2. Geomorphological map and conservation units on the coast of Paraty. PARNA - National Park; EPA - Environmental Protection Area; ESEC - Ecological Station; JER - Juatinga Ecological Reserve. Self elaborated.

In the state of Rio de Janeiro, the tide does not exceed 1.5 meters (DHN, 1980) and the waves are, therefore, the main process responsible for the dynamics of this coast. The beaches located in the extreme south of Paraty are directly exposed to the direct incidence of waves, while those located in the western sector of Ilha Grande Bay are partially sheltered in relation to wave dynamics. The waves arriving at Ilha Grande Bay can be intercepted due to the bay's geomorphology, and those from the south and southeast are easier to enter, which makes Ilha Grande Bay sensitive to storms in the southeast and tend to reach normally protected regions, potentially causing impacts on the coastal structures, especially when they occur associated with the spring tide (Godoi et al., 2011).

The southern coast of Rio de Janeiro has small rivers and channels that bring sediment from the slopes and deposit it on the beaches (Carvalho et al., 2011; Silva et al., 2020; Pinheiro et al., 2021). These rivers and channels are fed by a regime of tropical rains, concentrated in the summer months, with annual rainfall exceeding 2,000 mm (Salgado et al., 2007). The sedimentation in Ilha Grande Bay is mainly composed of very fine sand in the western portion and adjacent continental shelf, medium to coarse sand in the eastern portion, and silt in the central channel and

sheltered areas (Mahiques, 1987). The transport of sediments from the inner continental shelf towards the beaches in the interior of the bay is influenced by the presence of the island of Ilha Grande, which acts as a barrier to these sediments reaching the continent and also to wave propagation, with greater energy going to the interior of the bay due to the configuration of this coastline (Muehe et al., 2006; Muehe, 2018).

For this study, three areas with distinct geographic and geomorphological characteristics were chosen (Figure 1). Jabaquara and the center of Paraty (Centro) are located in the interior of Ilha Grande Bay and, therefore, are partially sheltered in relation to the direct incidence of waves. The beaches of Paraty have distinct morphological and sedimentary dynamics in response to different levels of exposure to storm events, which depend on the direction of wave incidence, the location of the beaches in relation to the opening of the bay and the presence of islands (Andrade, 2012; Pinheiro, 2021). Despite being sheltered, these beaches have been affected by storm waves that damage urban structures (Pinheiro et al., 2021) and present problems due to recurrent flooding during the spring tide (Benchimol, 2007). On the other hand, the beaches located in Vila de Trindade comprise the oceanic part of this coast, exposed to the direct incidence of waves. All the

studied areas have some type of urban infrastructure, such as kiosks, restaurants, residences, and bicycle paths, among others, almost always very close to or even within the limits of the beach.

METHODOLOGY

Three areas were selected to characterize the behavior of the shoreline over a period of 14 years and for the identification of sites susceptible to erosion and flooding on the coast of Paraty. Two of the chosen sectors are located in the sheltered part of the studied coast (Jabaquara and the Centro) and the other is located in the area facing the ocean (Trindade).

For shoreline mapping, the methodology used was based on orthophotos from the IBGE (2005) database; satellite images (2008, 2011, 2016, and 2017) made available on Google Earth Pro and properly georeferenced from the IBGE orthophotos; and orthomosaics acquired using UAV (2019). These were initially vectored and later plotted on the 2019 orthophotomosaic for shoreline comparison. A total of 27 support points obtained by geodetic tracking were distributed along the areas mapped with the UAV, to ensure the precision in the coordinates and accuracy of the generated products.

In the present study, the wet/dry contact of the beach sand was chosen as an indicator of the

position of the shoreline (Boak and Turner, 2005). Shoreline behavior analysis was performed based on the classification proposed by Luijendijk et al. (2018) for sandy beaches, which establishes the following categories: accretion (> 0.5 m/year); stable (-0.5 to 0.5 m/year); erosion (-1 to -0.5 m/year); intense erosion (-3 to -1 m/year); severe erosion (-5 to -3 m/year); and extreme erosion (< -5 m/year). For this, the interval between the oldest and the most recent shoreline was calculated and divided by the period of time analyzed, thereby generating an average of the annual movement of the shoreline (m/year). Geoindicators, adapted from Bush et al. (1999), were also used to indicate areas susceptible to coastal erosion. Geoindicators have their applications aimed at coastal management, where risk/hazard assessment and damage mitigation are the main concern (Bush et al., 1999). This methodology is used to assess predisposition factors to coastal erosion, based on evaluation parameters such as: degree of exposure to storm events, vegetation characteristics, site elevation, absence of dunes, wave transposition, engineering structures and the beach characteristics. Geoindicators are organized into seven categories and classified into three levels of susceptibility (low, medium, and high). Values (Table 1) and classes for susceptibility mapping were assigned to each category: low (7 to 11), medium (12 to 16), and high (17 to 21).

Geoindicator	Susceptibility Category		
	High (Weight 3)	Medium (Weight 2)	Low (Weight 1)
1. Degree of exposure	Exposed	Semi-exposed	Protected
2. Vegetation	Sterile, scarce, fallen trees	Well-established shrubs and grasses; no fallen trees	Well-developed vegetation; no evidence of erosion on vegetation
3. Elevation	< 3 m	3 - 6 m	> 6 m
4. Dunes	Absent or artificially removed	Low or discontinuous dunes; destroyed dunes	Tall and vegetated dunes
5. Overwash	Frequent	Occasional	Absent
6. Engineering structures	Numerous structures (walls, breakwater)	Few structures close to the beach	Absent
7. Beach Features	Narrow and steep; poor supply of sand	Moderate to narrow width; potential for disruption of sand supply	Wide and flat; with a well-developed berm; good supply of sand

Table 1. Geoindicators of susceptibility to coastal erosion. Source: Bush et al. (1999).

To identify areas susceptible to flooding, photographs of extreme events that occurred between August and October 2016 were used. The coordinates of locations with recurrent floods

were represented on Google Earth Pro and DSM, to correlate with the corresponding altimetric level. The flooded altitude was inserted in the Simulate Water Level Rise/Flooding package of the Global Mapper V.22 software, to reconstitute

the event and identify the most susceptible areas, as per Vianna et al. (2020). This tool enables the simulation of flooded areas, based on the knowledge of the increase in mean sea level or the maximum altitude flooded during a given event (Vianna et al., 2020). From the simulation, the flooded area was vectored on ArcGis 10.7 and placed on the orthomosaic corresponding to the year 2019, for better identification of places susceptible to flooding.

The 2019 orthomosaics and digital surface models (DSM) were obtained from a UAV, a DJI Phantom 4 Advanced model, equipped with a 20 megapixels camera with a focal length of 24mm. The flights were carried out in ideal weather conditions, with wind speeds below 5 m/s, at an altitude of between 102 and 110 m, in the three

areas selected for this study (Table 2). As such, flight plans were previously made and executed on MAPPILLOT software. The size of the area of interest, the degree of vegetation cover, the flight height, and the representation of the pixel of the image on the ground (Ground Sample Distance) and the distribution of support points (Table 2) were analyzed. The support points were distributed across the flyover area and georeferenced with a DGPS (Differential Global Positioning System) model GTR-G2 by TechGeo to ensure precision in the coordinates and accuracy of the generated products. The aerial photographs were processed on Agisoft Photoscan Professional software, using structure from motion techniques (Cook, 2017) on the images obtained, with the aim of generating the final cartographic products.

Local	Date and time	Altitude (m)	Area (km ²)	Images obtained	Support points	Soil sample distance - GSD (cm/pix)	Root mean square error -RMS (pix)
Jabaquara	12/09/19 1 p.m.	110	0.36	285	9	2.7	0.38
Centro	12/10/19 10 a.m.	102	0.17	219	8	2.6	0.37
Trindade	12/10/19 2 p.m.	109	0.18	379	10	2.9	0.69

Table 2 - Data obtained with the UAV. Self elaborated.

RESULTS AND DISCUSSION

Erosion susceptibility and shoreline behavior over 14 years

Paraty's sheltered shoreline (Jabaquara and Central Area)

The Jabaquara Beach arc (Figure 3) is 1,230 meters long, of NW-SE orientation, and is limited by the mangrove vegetation to the northwest and by the narrow channel of the Perequê-Açu River at the southeastern limit. It is the biggest and most important beach in the central area of the city of Paraty. It has many inns and restaurants along the shore and receives a large number of visitors. The waves arriving at the beach are low energy, with heights of less than 40 cm under good weather conditions and not exceeding 1 meter during storm conditions (Pinheiro et al., 2021). The shoreline of the Jabaquara Beach arc showed significant changes over the observed time series (Figure 3A). In the northern sector of Jabaquara, the shoreline advanced 8 m towards the sea between 2005 and 2016. However, in the period between 2016 and 2019, it can be noted that it retreated about 6 m towards the mainland, to a position very similar to the position mapped

for the year 2005 (Figure 3B). Moments of advance and retreat are part of the natural dynamics of this environment. In the analyzed period (14 years), the shoreline in this sector showed stable behavior, with a rate of change of 0.2 m/year. Between 2005 and 2019, the center of the Jabaquara Beach arc presented an advance of about 17 m towards the sea, (Figure 3C) which indicates accretion behavior of the shoreline over the 14 year period, with a variation rate of 1.2 m/year. The southern sector of Jabaquara (Figure 3D) presented an advance of about 5 m towards the sea between 2005 and 2011. However, between 2011 and 2016 there was a retreat of approximately 13 m, followed by a rapid advance of 8.5 m between 2016 to 2017, when the shoreline presents a position similar to that observed in 2005. A strong retrogradation of the shoreline, of about 12 m, marks the period between 2017 and 2019. When analyzing the behavior of the shoreline for the entire period of 14 years (2005 to 2019), there was a predominance of a retreat in towards the continent of approximately 11 m, despite the observed variability (Figure 3D), indicating erosive behavior, with a variation rate of -0.7 m/year. The extreme south of Jabaquara was the stretch that presented the most accentuated

retreat (Figure 3E). Between 2005 and 2011, this sector showed a retreat of 6 m towards the continent, and between 2011 and 2016, there was a significant reduction of about 14 m, without further recovery (Figure 3E). When comparing the initial (2005) and final (2019) positions of the shoreline, a total retreat of around 32 m towards the continent can be observed (Figure 3E), which is the result of intense erosive behavior, with a rate of change of -2.2m/year.

Based on the observed geoindicators, Jabaquara Beach exhibits a susceptibility to erosion ranging from medium to high (Figure 3A), which corroborates the data presented here in relation to the behavior of the shoreline. The northern

sector does not have frontal dunes, has low elevation and a narrow profile. However, the medium susceptibility of this sector to erosion is due to the absence of constructions on the beach boundary and its greater protection from the incidence of waves (Figure 3A). The southern sector was classified as highly susceptible to erosion (Figure 3A). It is the most worrying sector, as it is a low-elevation area with a narrow profile; shows evidence of erosion on the vegetation, such as root exposure and fallen trees (Figure 4A and B); has numerous buildings located on the sand strip; retreat of the shoreline; and there is evidence of wave transposition during storm events, causing recurrent flooding in the streets near the beach (Figure 4C and F).

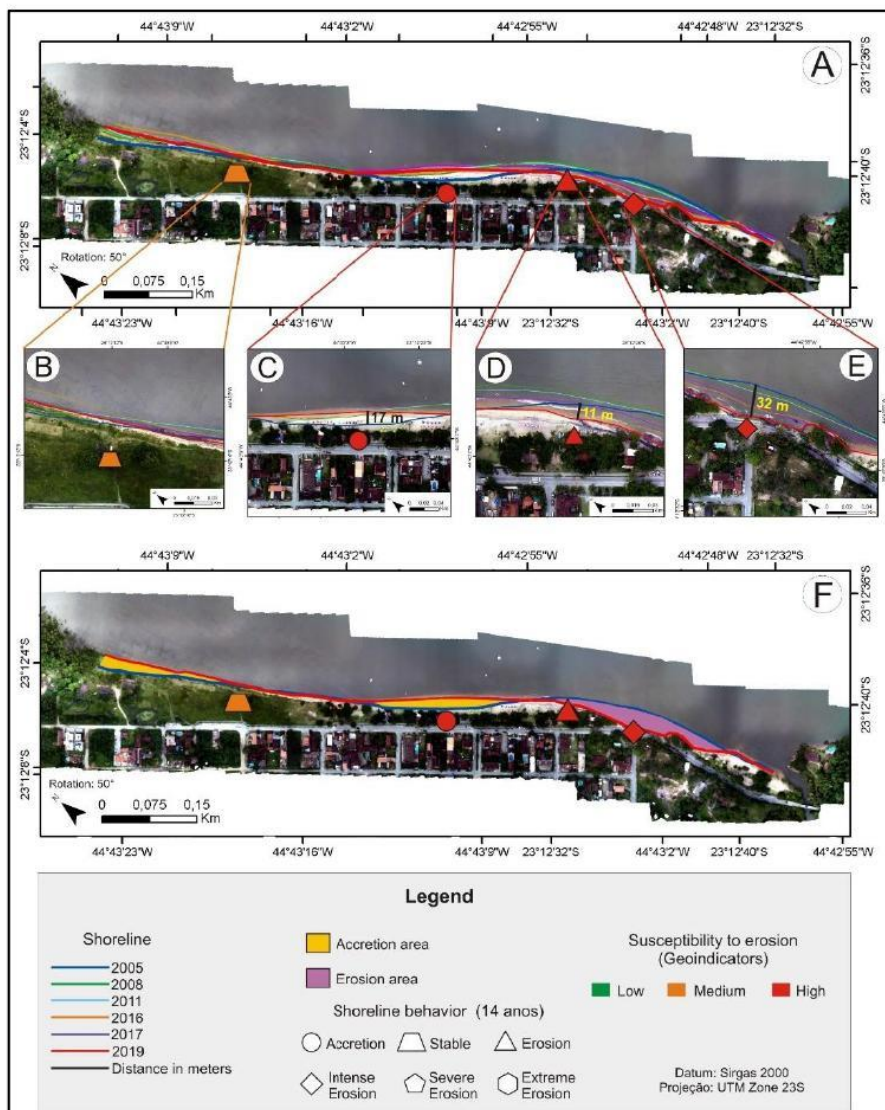


Figure 3. Shoreline variation map and erosion susceptibility on Jabaquara Beach. The purple color indicates the eroded area and the yellow color indicates the added area. Self elaborated.



Figure 4. Floods and damage caused by the extreme events of 2016. Photos: A - André Silva, 2016; B and C - André Silva, 2019; D, E and L - Trindade Residents Association (AMOT), 2016; F, G, H and I - Nelson Costa, 2016; J and K - www.g1.globo.com. The Letter A' - Corresponds to the altitude (in relation to sea level) of the places flooded during the extreme events that occurred in 2016.

Pinheiro et al. (2021), based on topographic profiles and analysis of the beach sediment volume between 2016 and 2018, showed that the northern sector of Jabaquara presented slight changes, with sediment gain in the summer (22%), followed by smaller losses in winter (18%), showing very similar profiles between seasons, which points to the same stability observed in this study. The southern sector of Jabaquara Beach is the most worrying. Urban structures and trees that were once outside the beach boundary, due to the retreat of the shoreline, are being hit and knocked down by wave action (Figure 4A, B and C). In this sector, the beach showed a marked reduction of 70% in the sediment volume over two years (2016 to 2018) and a 7 m retreat from the storm scarp, showing a marked retreat of the shoreline (Pinheiro et al., 2021). To minimize the impact of

storm waves on this stretch, the city built a retaining wall in 2018, which was later destroyed by these waves. The erosive process was accentuated by successive storm events that occurred in 2016, especially that of October 2016, when a strong extratropical cyclone hit the southeast and south coasts of Brazil (CPTEC/INPE, 2016). This event was considered one of the largest recorded in the last 40 years on the coast of Rio Grande do Sul (Oliveira et al., 2019).

Since then, further evidence of erosion has been observed in this sector of Jabaquara Beach, as per the criteria of Bird (2008) and Souza (2009), these being fallen trees (Figure 4A), root exposure (Figure 4B), the destruction of structures built on the back beach (Figure 4C), a

high concentration of heavy minerals in the narrow backshore (Figure 4A and B), and flooding during the most intense events (Figure 4F to H). During the studied period of 14 years, this coastal sector lost approximately 5,927 m² of beach area (Figure 3F). Much of the eroded sediments in the southern sector of this beach arc may have been transported through currents towards the northwest (center and north end of the beach arc) (Figure 3F), where there was a gain of around 6,010 m² of beach area. Tidal currents can be an important process in restricted environments such as estuaries and bays (Nordstrom, 1989; Vila-Concejo et al., 2020). In these areas, tidal currents can contribute to the erosion and deposition process, through the redistribution of sediments along the coast, in addition to exporting sediments to depths where they can no longer be remobilized by low energy waves (Vila-Concejo et al., 2020).

The central area of Paraty, close to the Historic Center, is one of the most urbanized places and, consequently, the most modified in the city. North of the Perequê-Açu river, at Pontal Beach, the

position of the shoreline changed significantly over the 14 years from 2005 to 2019, especially in the vicinity of the rock jetty (Figure 5), where there was a retreat towards the continent of approximately 35 m (Figure 5), despite being a sector subject to low dynamics. This scenario points to intense erosion behavior, with a rate of change of -2.5 m/year. To the south of the Perequê-Açu river, in the area called Terra Nova, there were changes in the position of the shoreline, especially in the northern sector, which presented a retreat of about 49 m between 2005 and 2019 (Figure 5), indicative of severe erosion, with a rate of change of -3.5 m/year. The southern sector, close to the pier, showed a retreat of approximately 18 m over the same period, showing intense erosive behavior, with a rate of change of -1.3 m/year. The center of Paraty was classified as an area of high susceptibility to erosion, based on geoidicators (Figure 5), being an area with numerous constructions near the beach that is flooding during storm events, and has a narrow beach profile and low elevation in relation to sea level.

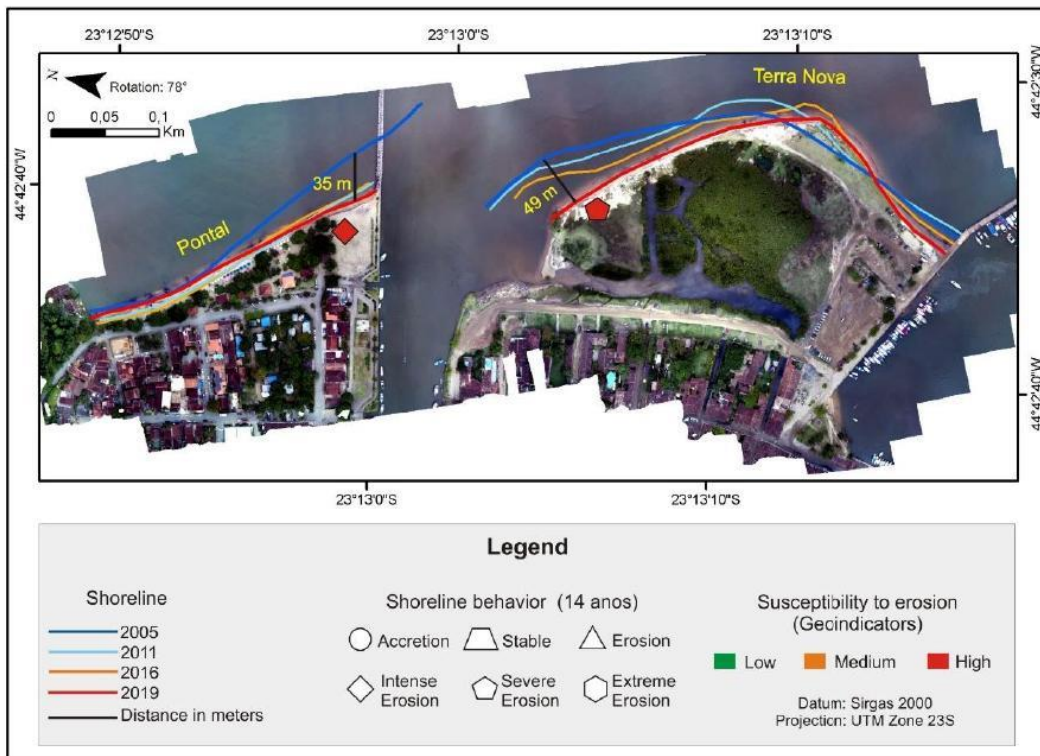


Figure 5. Shoreline variation map in the Center of Paraty area. Self elaborated.

The central areas of Paraty (Jabaquara and Centro) underwent repeated modifications

throughout the process of urban expansion (Benchimol, 2007; Villena et al., 2013), which may

have modified the local hydrodynamics, interrupting the transport of sediments from the river to the coast and contributing to the erosion process. Changes in the courses of the city's rivers and the construction of a jetty between the 1970s and 1980s on the margins of the Perequê-Açu river, meant that Pontal Beach, which previously received an expressive sedimentary contribution (Benchimol, 2007), began to experience severe erosion problems. As a result, an accumulation of sediments began on the opposite margin, in front of the Historic Center, in the area called Terra Nova (Benchimol, 2007). The construction of rigid structures such as jetties or breakwaters can interrupt the exchange of sediments along the coast for the longshore current, causing an accumulation of sand on one side of the structure and, at the same time, a deficit on the opposite side (Davis JR and Fitzgerald, 2004; Bird, 2008). Several studies have shown the negative effects of the introduction of rigid structures on beaches, which generally result in changes in sedimentary dynamics, as observed in Barra do Furado (Rio de Janeiro) by Dias and Kjerfve (2009); on beaches in Greece and Cyprus (Tsoukala et al., 2015); on the coast of Africa (Boer et al., 2019); and on the beach of Cieneguita (Costa Rica) by Castillo et al. (2021). In addition, the sheltered beaches have characteristics that may also have contributed to this process, such as the low exchange of sediments with adjacent beaches, slow post-storm recovery and the low energy of prevailing waves (Nordstrom, 1989; Jackson et al., 2002). The erosive process, especially on Jabaquara Beach, was accentuated by successive storm events that occurred in 2016, as also verified by Pinheiro et al. (2021). This is even more worrying when considering the increase in the number and intensity of the most intense storms around the world in recent decades (Webster et al., 2005; Holland and Bruyère, 2013). Even with new interventions carried out by the city in order to contain the problem of erosion on Pontal Beach (Benchimol, 2007), it was possible to note with this study that the erosion process continues and seems to extend to Terra Nova (Figure 5).

PARATY OCEAN SECTOR (TRINDADE)

The coast of Vila de Trindade has a NE-SW orientation and is limited by rocky shores (Figure 6A). Cepilho Beach, in the northeastern sector, is a pocket beach, approximately 340 m long, separated from the others by outcrops of the crystalline basement. Fora Beach and Ranchos Beach (Figure 6A) are located towards the

southwest (in the central area of the village) in a 1.5 km long beach arc. Between 2005 and 2017, Ranchos Beach presented an advance towards the sea of about 12 m. However, in just two years, from 2017 to 2019, there was a retreat of 9 m, to a position similar to the initial position (year 2005) (Figure 6B). This indicates stable behavior for this beach sector in the period analyzed, with a rate of change of 0.3 m/year. However, this coastal sector is commonly hit by large storm waves, which have caused damage to buildings located close or inside to the beach, in addition to felling trees and flooding, as occurred in August 2016. Between 2005 and 2019, Fora Beach (middle of the beach arc) showed a retreat towards the continent of about 32 m (Figure 6C), which suggests intense erosive behavior of the shoreline, with a rate of change of -2.2 m/year. At Cepilho Beach, from 2005 to 2019, there was a retreat towards the continent of 35 m, being more intense in the period between 2017 and 2019 (22 m – Figure 6D). Such changes point to an intense erosion process, with a rate of change of -2.5 m/year. The geoindicators showed a susceptibility to erosion ranging from high (Ranchos) to medium (other beaches) (Figure 6A). Fora Beach and Cepilho Beach are in locations exposed to direct waves, with no frontal dunes, elevation of less than 3 m, and moderate to narrow width of the beach profile. However, the low presence of constructions at the back beach and the absence of evidence of erosion on the vegetation, points to a medium susceptibility of these beaches to erosion (Figure 6A). Ranchos Beach is the most worrying, as it has numerous constructions close or inside to the beach and because of its history of destruction and flooding (Figure 4D and E) during storms, which makes this stretch of the beach arc more susceptible to erosion.

The comparison between the results obtained in this study with those of Luijendijk et al. (2018), for the Trindade region, enables the observation of certain divergences. In this study, Fora Beach showed erosive behavior with a rate of change of -2.2 m/year, being classified as intense erosive behavior during the analyzed period of 14 years (Figure 6). Luijendijk et al. (2018), on the other hand, suggest a rate of change of 0.1 m/year, classifying Fora Beach as stable during a 32-year period (1984-2016). Based on the data presented here, Ranchos Beach showed stable behavior over the last 14 years, with a rate of change of 0.3 m / year (Figure 6), corroborating the results presented by Luijendijk et al. (2018), which indicate stability over a 32-year period, with a rate of change of 0.1 m / year, for the same location.

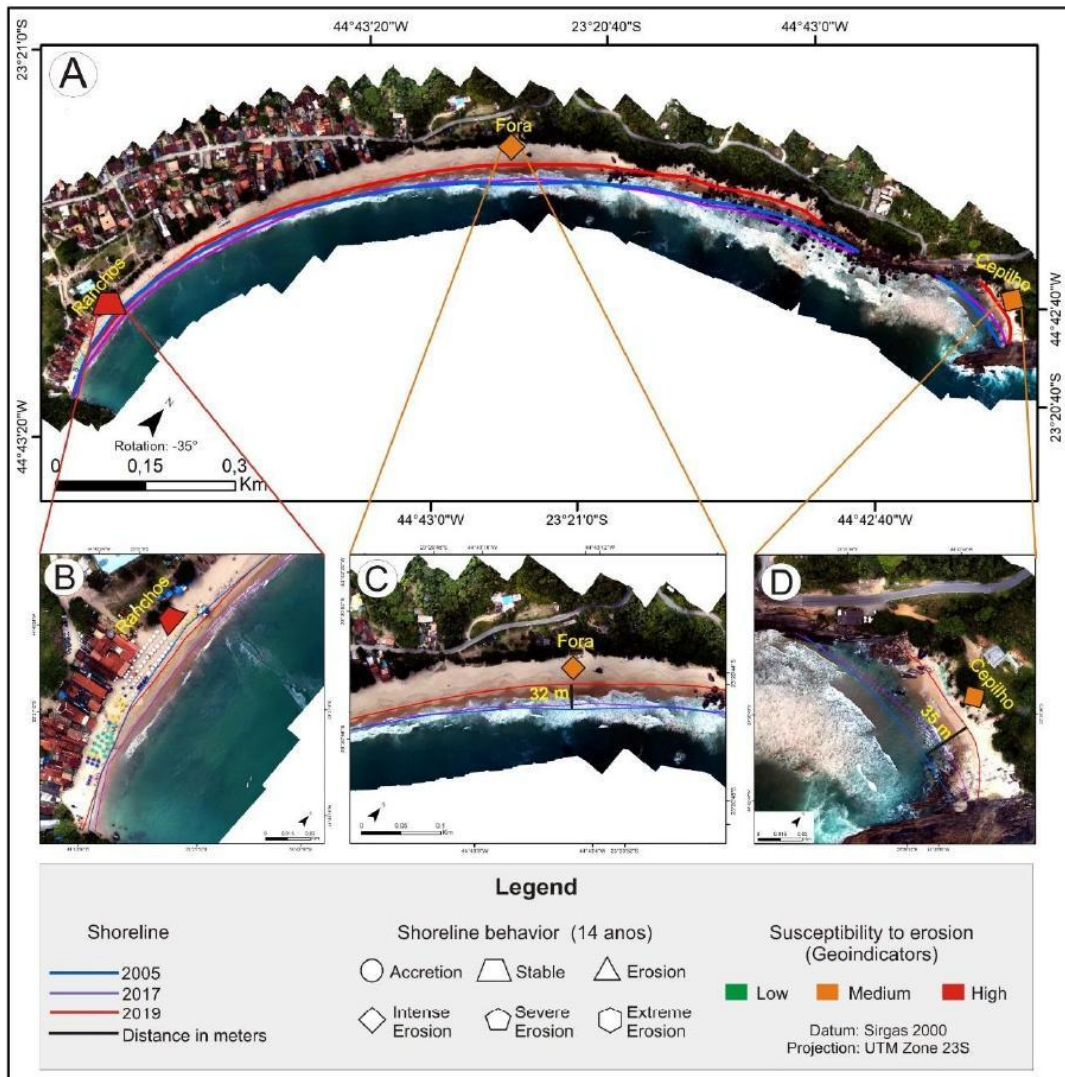


Figure 6. Shoreline variation map and erosion susceptibility in the Trindade area. Self elaborated.

SUSCEPTIBILITY TO FLOODING

From the Digital Surface Model (DSM) and historical images, it was possible to identify areas of greater susceptibility to flooding. Jabaquara Beach and the central area of Paraty (Figure 7A and B) were the places with the lowest altitude in relation to mean sea level. The DSM of Jabaquara Beach shows a shoreline with a low topography, with an average altimetry around 1.2 m in relation to mean sea level, with the exception of the rocky areas to the south, which reach 20 m (Figure 7A). The city center region was the area with the lowest topography, which is predominantly flat, with an altimetry between 0.5 and 1 m in relation to mean sea level, reaching 30 m only at the

crystalline basement (Figure 7B). The DSM in Trindade showed a higher topography compared to the other areas, with an altitude between 2 and to mean sea level, reaching 41 m in the areas over the crystalline basement (Figure 7C). 3 m in relation

The knowledge of the maximum altitude flooded during an extreme event (according to each mapped area), when superimposed on the digital surface model, enables the identification of areas potentially susceptible to flooding, based on simulations (Vianna et al, 2020). The areas identified here as more susceptible to flood events (Jabaquara and Centro, with emphasis on Terra Nova) are frequently flooded during periods of

high syzygy, combined with storm waves. A momentary rise of about 8 cm from mean sea level can cause frequent flooding in these topographically lower areas (Figure 8 A and B). On Jabaquara Beach, during the extreme events that occurred between August and October 2016, the flooded altitude was about 1.3 m in relation to

mean sea level (Figure 4H). At that time, approximately 43,289 m² of area was flooded (Figure 8A), causing damage to the entire edge and to some streets parallel to the beach (Figure 4F to H).

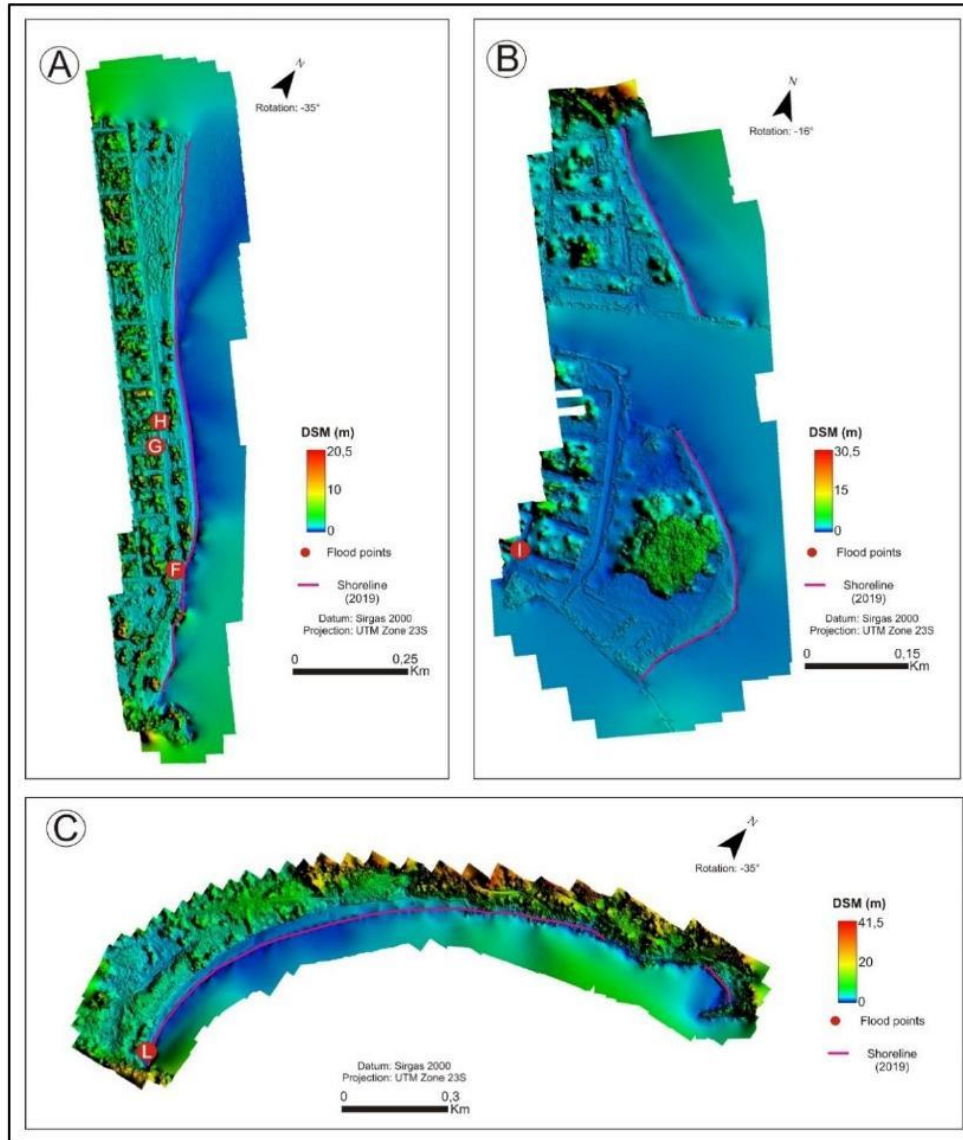


Figure 7. Digital surface model (DSM) and flood points. Caption: the flood points are represented by letters, which correspond to the images in Figure 4. Self elaborated.

In the central area of Paraty, during the same events, the flooded altitude was 0.8 m in relation to mean sea level (Figure 4I), flooding an area of approximately 26,742 m² (Figure 8B). The area south of the Perequê-Açu river is the most susceptible to flooding. Areas close to the mouth,

inside estuaries and at low altitudes areas not protected by frontal dunes, are generally susceptible to flooding (Vianna et al., 2020). Even though they are sheltered areas with low energy waves (not exceeding 1 m in height), during extreme events, the water level covers the entire

beach and invades sidewalks and streets parallel to the beach (Figure 4F to K; Figure 8 A and B). This scenario is even more worrying when considering the increase in the number and intensity of the most intense storms around the world in recent decades (Webster et al., 2005; Holland and Bruyère, 2014) and the increase in mean sea level, which, in the worst-case

scenario, could reach a maximum of 0.82 m by 2100 (IPCC, 2014). In addition to being low and narrow areas, sheltered coast and low hydrodynamic energy generally have a denser urban occupation (Nordstrom, 1989; Vila-Concejo et al., 2020), which can generate even greater damage during flood events.

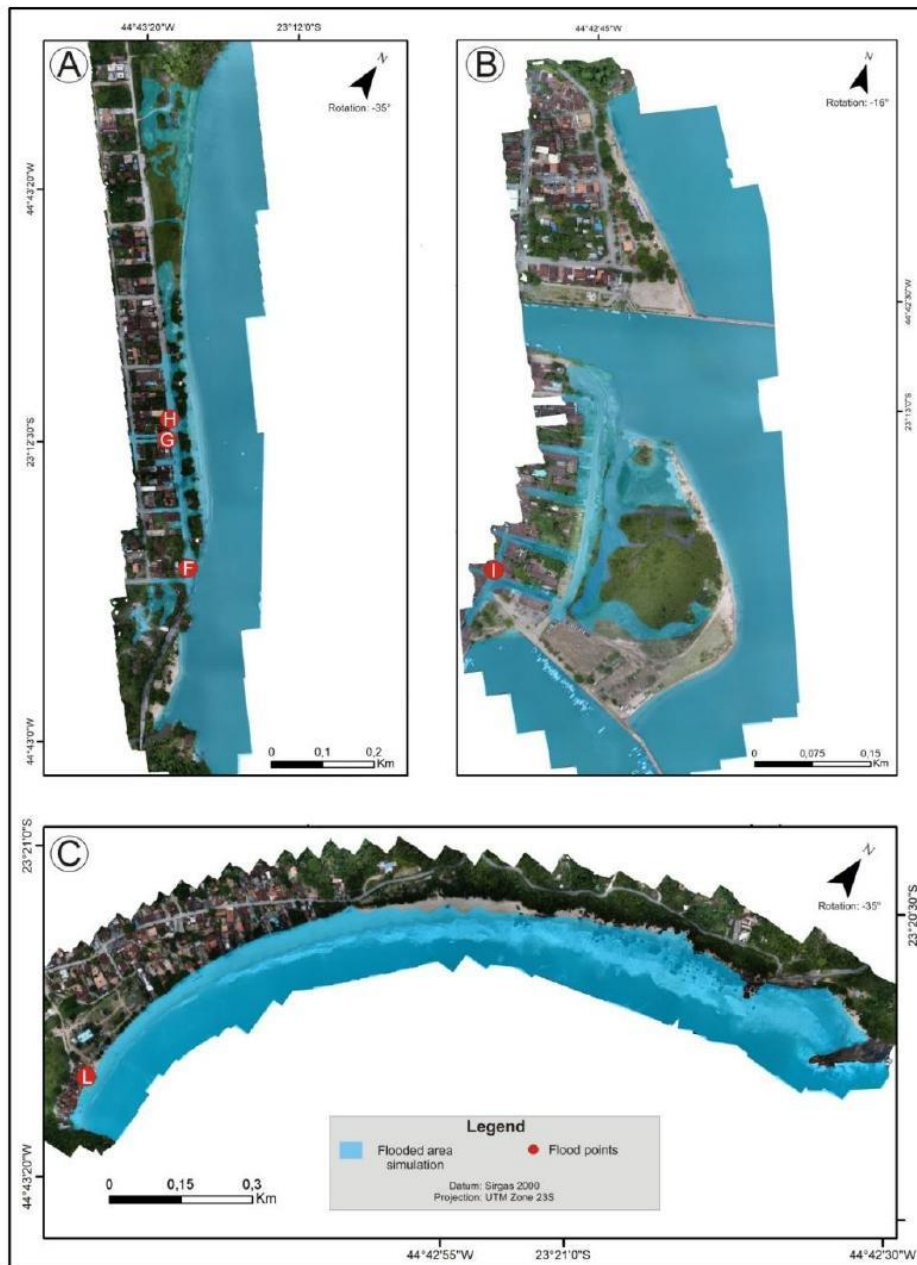


Figure 8. Flooded area simulation during extreme events in 2016. A: Jabaquara Beach, maximum flooded altitude of 1.3 m; B: Centro, maximum flooded altitude of 0.8 m; C: Trinidad, maximum flooded altitude of 2.4 m. Caption: the flood points are represented by letters, which correspond to the images in Figure 4. Self elaborated.

The Trindade coast proved to be less susceptible to flooding, compared to the other areas, due to the higher altitude of the beach and nearby areas (Figure 7C). A momentary rise in mean sea level, occurring during storm events, would have to be greater than 2 m (Figure 8C and Figure 4L) to cover the beach and reach buildings located in the area of the back beach, as occurred in August 2016 (Figure 4D, E, and L). However, Trindade is located on the oceanic part of the coast of Paraty and, consequently, is subject to rapid changes in sea conditions, when storm waves can reach heights of over 3 m in the surf and eventually reach buildings located within the back beach. In 2016, around 49,610 m² of area were flooded (Figure 8C) during the storm, causing damage to the entire beach arc. In Trindade, the area most impacted by storm and flood events was Ranchos Beach (Figure 4D, E, and L), where there is also the highest density of buildings, many of them located inside the beach area, such as kiosks and restaurants. Many of these buildings were destroyed or damaged during the extreme events that took place in 2016 (Figure 4D, E, and L). The greatest damage caused by coastal flooding generally occurs in areas with the highest concentration of buildings, as observed by Vianna et al. (2020) and Maia et al. (2016) on the Rio Grande do Sul coast and by Höffken, et al. (2020) on the German coast. Among the areas studied in Paraty, Jabaquara Beach, the central area of Paraty, and Ranchos Beach (Trindade) were considered the most vulnerable, due to their greater susceptibility to flooding and the high concentration of urban structures at risk of damage.

FINAL CONSIDERATIONS

The beaches of Jabaquara and the Central Area of Paraty, which are sheltered regions along the studied coast, presented erosive behavior with retreat of the shoreline over the 14 years analyzed. The central sector of the Jabaquara Beach arc was the only area that showed accretion behavior with an advance of the shoreline. The erosion process in the central areas of Paraty (Jabaquara and Centro) may be associated with certain factors, such as susceptibility to the action of storm waves; low exchange of sediments with adjacent beaches due to low wave energy; and, mainly, the interventions carried out in this region, which may have altered the hydrodynamics and the contribution of sediments to the beaches. The beaches located in Trindade also showed erosive behavior, with retreat of the shoreline during the analyzed period, except for Ranchos Beach,

which showed stable behavior over the same period, albeit with high susceptibility to erosion. In Trindade, the sea conditions change rapidly, with a predominance of the direct incidence of high energy waves during storm events, which can reach more than 3 m in height in the breaker zone. During such storm events, waves hit buildings located near the sandy beach and cause flooding.

Jabaquara Beach and the central Area of Paraty (Centro) were considered the most susceptible to flooding, mainly due to the low altitude of the coastal plain. A momentary rise of a few centimeters in mean sea level during storm events associated with the spring tide tends to cause frequent flooding in these areas. Among the areas studied in Paraty, Jabaquara Beach, the central area of Paraty, and Ranchos Beach (Trindade) were considered the most vulnerable, due to their greater susceptibility to flooding and the greater density of buildings near and within the limits of the beach, such as kiosks, restaurants, and residences, which could be directly affected, causing widespread damage, with a strong impact on economic activities such as tourism.

Coastal erosion and flooding events may become more frequent, due to the likely scenario of an increase in mean sea level, along with ongoing climate change. Therefore, studies on the management of coastal areas are increasingly necessary. Studies of this nature on the coast of Paraty are scarce, although they are fundamental for the knowledge of the several variables related to the dynamics and behavior of the shoreline, which can help in decision-making and measures related to local coastal management.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Coordination for the Improvement of Higher Education Personnel) (CAPES) for the doctoral scholarship granted to Ana Beatriz Pinheiro and the Postgraduate Program in Ocean and Earth Dynamics at UFF and the Coastal Studies Group (GECOST) at FFP-UERJ for all the support given throughout this work.

REFERENCES

ADGER, W.N.; BROOKS, N.; KELLY, M.; BENTHAM, G.; AGNEW, M.; ERIKSEN, S. New indicators of vulnerability and adaptive capacity.

- Tyndall Centre for Climate Change Research (Technical Report 7: Final Project Report), 2004.
- ALBUQUERQUE, M. G., ALVEZ, D. C. L., ESPINOZA, J. M. A., OLIVEIRA, U. R., SIMÕES, R. S. "Determining Shoreline Response to Meteorological Events Using Remote Sensing and Unmanned Aerial Vehicle (UAV): Case Study in Southern Brazil". *Journal of Coastal Research*. Vol 85, 2018, p. 766-770
- BENCHIMOL, M. F. Gestão de unidades de conservação marinhas: um estudo de caso da área de proteção ambiental da Baía de Paraty – RJ. 2007. MSc Dissertation. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil, 2007.
- BIRD, E. C. F. Coastal Geomorphology: An Introduction. 2. ed. Other Wiley Editorial Offices, Inglaterra, 2008.
- BOAK, E.H. & TURNER, I.L. "Shoreline definition and detection: a review". *Journal of Coastal Research*. Vol 21, n 4, 2005, p. 688–703
- BOER, W.; MAO, Y.; HAGENAAERS, G.; VRIES, S.; SLINGER, J.; VELLINGA, T. "Mapping the Sandy Beach Evolution Around Seaports at the Scale of the African Continent". *Journal of Marine Science and Engineering*. Vol 7, 2019, p. 151.
- BUSH, D.M.; NEAL, W.J.; YOUNG, R.S. & PILKEY, O.H. "Utilization of geoinformatics for rapid assessment of coastal – hazard risk and mitigation". *Ocean and Coastal Management*. Vol 42, 1999, p. 647-670,
- CARTER, R. W. G. Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. 1. ed. Academic Press, London, 1988.
- COOPER, J. A. G.; MASSELINK, G.; COCO, G.; SHOR, A. D.; CASTELLE, B.; ROGERS, K.; ANTHONY, E.; GREEN, A. N.; KELLEY, J. T.; PILKEY, O. H.; JACKSON, D. W. T. "Sandy beaches can survive sea-level rise". *Nature Climate Change*. Vol 10, 2020, p. 993-995.
- COOK, K. L. "An evaluation of the effectiveness of low-cost UAVs and structure from motion for geomorphic change detection". *Geomorphology*. Vol 278, 2017, p. 195-208.
- CARVALHO, C; ANJOS, R.M., VEIGA R., MACARIO K. "Application of radiometric analysis in the study of provenance and transport processes of Brazilian coastal sediments". *Journal of Environmental Radioactivity*. Vol 1, 2011, p. 1-13.
- CASTILLO, G. B.; Llopis, I. A.; Murillo, L. F. S.; Calderón, J. F. V. "Critical beaches due to coastal erosion in the Caribbean south of Costa Rica, during the period 2005-2016". *Revista Geográfica da América Central*, vol 64, 2020, p. 123-149.
- CASTILLO, G. B.; MURILLO, L. F. S. "Cambios en la línea de costa en el Caribe Sur de Costa Rica durante el periodo 2005-2016". *Revista de Ciencias Ambientales (Tropical Journal of Environmental Sciences)*, vol 55, n 2, 2021, p. 111-140.
- CASTRO, L. Q.; ROCHA T. B.; VIEIRA, R. "Mapeamento da linha de costa e avaliação da vulnerabilidade e susceptibilidade à erosão costeira entre a foz do rio São João e a foz do rio Una – Cabo Frio/RJ". *Arquivos de Ciências do Mar*, vol 53, 2021, p. 7-24.
- CPTEC/INPE. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, 2016 [consulta: 10.11.2016]. Disponível em: <https://www.cptec.inpe.br>
- DAVIS JR, R. A., Fitzgerald, D. M. Beaches and Coasts. 1. ed. Blackwell Publishing, 2004.
- DHN, Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil, 1980. Folha de Bordo, FB-1500-001/79.
- DIAS, G. T. M.; Kjerfve, B. Barrier and Beach Ridge Systems of the Rio de Janeiro Coast. In: DILLENBURG, S. R., HESP, P. A. Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil. Berlin: Springer-Verlag, 2009, p. 225-252.
- DO, A. T. K.; VRIES, S.; STIVE, M. J. F. "The Estimation and Evaluation of Shoreline Locations, Shoreline-Change Rates, and Coastal Volume Changes Derived from Landsat Images". *Journal of Coastal Research*. Vol 35, 2019, p. 56–71.
- GODOI, V. A., CALADO, L., WATANABE, B. W., YAGINUMA, L., PEREIRA, M. B. "Evento extremo de ondas na baía da Ilha Grande: um estudo de caso!". *Boletim do Observatório Ambiental Alberto Ribeiro Lamego*. Vol 5, 2011, p. 28-44.
- GONÇALVES, J.A., BASTOS, L., PEREZ, B., MAGALHÃES, A. "Monitoring of beaches and sand dunes using digital aerial photography with direct georeferencing". *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing*, 2010, p. 228–232.
- GONÇALVES, J.A.; HENRIQUES, R. "UAV photogrammetric for topographic monitoring of coastal areas. ISPRS" *Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*., vol 104, 2015, p. 101-111.

- HOLLAND, G., BRUYÈRE, C.L. Recent intense hurricane response to global climate change. *Climate Dynamics*. 2014, 42, pp. 617–627.
- HÖFFKEN, J.; VAFEIDIS, A. T.; MACPHERSON, L. R.; DANGENDORF, S. "Effects of the Temporal Variability of Storm Surges on Coastal Flooding. *Frontiers*". *Marine Science*. Vol 7, 2020,, p. 1-14.
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 2014.
- JACKSON, N.L., NORDSTROM, K.F., ELIOT, I. & MASSELINK, G. "Low energy sandy beaches in marine and estuarine environments: a review". *Geomorphology*. Vol 48, 2002, p. 147-162.
- KIM, I. H., LEE, H. S., KIM, J. H., YOON, J. S., HUR, D. S. "Shoreline change due to construction of the artificial headland with submerged breakwaters". *Journal of Coastal Research*. Vol 72, 2014, p. 145-150.
- KLEMAS, V. "Beach Profiling and LIDAR Bathymetry: An Overview with Case Studies". *Journal of Coastal Research*. Vol 27, n 6, 2011, p. 1019–1028.
- KUDALE, M. D. "Impact of port development on the coastline and the need for protection". *Indian Journal of Geo-Marine Sciences*. Vol 39, 2010, p. 597-604.
- KLEIN, R. J.T., NICHOLLS, R. J. "Assessment of coastal vulnerability to Climate Change". *AMBIO A Journal of the Human Environment*. Vol 28, n 2, 1999, p. 182-187.
- LUIJENDIJK, A.; HAGENAARS, G.; RANASINGHE, R.; BAART, F.; DONCHYTS, G.; AARNINKHOF, S., "The State of the World's Beaches". *Nature Scientific Reports*., vol 8, 2018, p. 6641.
- MACEDO, R. J. A.; MANSO, V. A. V.; PEREIRA, N. S.; FRANÇA, L. G. "Transporte de Sedimentos e Variação da Linha de Costa em Curto Prazo na Praia de Maracaípe (PE), Brasil." *Revista da Gestão Costeira Integrada*, vol 12, n 3, 2012, p. 343-355.
- MAHIQUES, M.M. Considerações sobre os sedimentos de superfície de fundo da Baía da Ilha Grande, Estado do Rio de Janeiro. 1987. 158 f. MSc Dissertation Universidade de São Paulo, São Paulo.
- MAIA, N. Z.; CALLIARI, L. J.; NICOLODI, J. L. "Analytical model of sea level elevation during a storm: Support for coastal flood risk assessment associated with cyclone passage". *Continental Shelf Research*. Vol 124, 2016, p. 23-34.
- MEDEIROS, M. F. Estudos da sequência sedimentar holocênica das baías da ribeira e parati (Baía Ilha Grande – RJ) através de métodos sísmicos e análise de testemunhos. MSc Dissertation. Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brasil, 2006.
- MITASOVA, H.; OVERTON, M. F.; RECALDE, J. J.; BERNSTEIN, D. J.; FREEMAN, C. W. "Raster-Based Analysis of Coastal Terrain Dynamics from Multitemporal Lidar Data". *Journal of Coastal Research*. Vol 25, n 2, 2009, p. 507–514.
- MOREIRA, T. F.; ALBUQUERQUE, M. G.; ESPINOZA, J. M. A. 3, PAULA, D. P.; ALVES D. C. L.; BARROS E. L.; BENDÔ, A. R. R. CONCEIÇÃO, T. F. "Estudo do comportamento da linha de costa na praia do Icaraí (Caucaia, Ceará), a partir dos métodos digital shoreline analysis system e do polígono de mudança". *Revista Brasileira de Geografia Física*. Vol 13 n 07, 2020, p. 3395-3411.
- MUEHE, D. O Litoral brasileiro e sua compartimentação. In: Cunha, S. B. & Guerra, A. J. T. *Geomorfologia do Brasil*. 2 ed., Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 2001, pp. 273 -337.
- Muehe, D., Lima. C. F., Lins De Barros, F. *Erosão e progradação do litoral brasileiro*. 1. ed., Ministério do Meio Ambiente, Brasília, 2006.
- MUEHE, D.; LINS DE BARROS, F.; BULHÕES, E. M. R.; KLUMB-OLIVEIRA, L. PINTO. N.; SPERLE, M. *Panorama da erosão costeira no Brasil*. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, 2018.
- NORDSTROM, K. F. "Erosion control strategies for bay and estuarine beaches". *Coastal Management*. Vol 17, 1989, p. 25-35.
- NOVAK L. P.; LAMOUR, M. R. "Avaliação do risco à erosão costeira em praias urbanizadas do Paraná". *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Vol 22, 2021, p. 163-185.
- OLIVEIRA, U.R.; SIMÕES, R.S. *Geomorfologia da costa central e sul do Rio Grande do Sul a partir de fotografias oblíquas de Drone*. Editora da FURG, 2018.
- OLIVEIRA, U. R.; SIMÕES, R. S.; CALLIARI, L. J.; CAVALCANTI, B. G. "Erosão de dunas sob ação de um evento extremo de alta energia de ondas na costa central e sul do Rio Grande do Sul, Brasil". *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Vol 20, 2019, p.137-158.

- OLIVEIRA, U. R.; SIMÕES, R. S.; PORTO, F. S.; CAMINHA, E. S.; CALLIARI, L. J.; ROMEU, M. A. R. "Análise da dinâmica praial após a deposição de lama em 2014 na praia do Cassino (RS, Brasil) utilizando aeronave remotamente pilotada". *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Vol 21, n 3, 2020, p. 677-695.
- OTVOS, E.G. Beach ridges – definitions and significance. *Geomorphology*, 2000, no.32, p. 83-108.
- PE'ERI, S.; LONG, B. "LIDAR Technology Applied in Coastal Studies and Management". *Journal of Coastal Research*. Vol 62, 2000, p. 1–5.
- PINHEIRO, A. B.; SILVA, A. L. C. "Análise da sensibilidade ambiental do litoral de Paraty (Estado do Rio Janeiro, Brasil) a potenciais derramamentos de óleo". *Revista Geográfica de América Central*. Vol 66, 2021, p. 158-188.
- PINHEIRO, A. B.; SILVA, A. L. C.; BAPTISTA NETO, J. A. "Dynamics and storm records on sheltered beaches: Paraty, southeast coast of Brazil". *Journal of Sedimentary Environments*. Springer Nature Switzerland, 2021, p. 1-17.
- REMONDINO, F., BARAZZETTI, L., NEX, F., SCAIONI, M., SARAZZI, D. UAV photogrammetry for mapping and 3D modeling – current status and future perspectives. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 2011, p. 25–31.
- REVELL, D. L.; KOMAR, P. D.; SALLENGER JR, A. H. An "Application of LIDAR to Analyses of El Nino Erosion in the Netarts Littoral Cell, Oregon". *Journal of Coastal Research*. Vol 18, n 4, 2002, p. 792- 801.
- SALGADO, C. M., PEIXOTO, M. N. O., MOURA, J. R. S. "Caracterização espaço temporal da chuva como subsídio à análise de episódios de enchentes no município de Angra dos Reis, RJ". *Revista Geosul*. Vol 22, 2007, p. 7-26.
- SALLENGER JR, A. H.; KRABILL, W. B.; SWIFT, R. N.; BROCK, J. "Quantifying hurricane-induced coastal changes using topographic Lidar". *Proceedings Coastal Dynamics*. vol 1, 2001, p. 1007-1016.
- SALLENGER JR, A. H.; KRABILL, W. B.; SWIFT, R. N.; BROCK, J.; LIST, J.; HANSEN, M.; HOLMANR, R. A.; MANIZADES, S.; SONNTAG, J.; MEREDITH, A.; MORGAN, K.; YUNKEL, J.K.; FREDERICK E. B.; STOCKDON, H. "Evaluation of Airborne Topographic Lidar for Quantifying Beach Changes". *Journal of coastal Research*. Vol 19, 2003, p. 125-133.
- SANTOS, E. C.; BONETTI, J. "Análise da taxa de variação da linha de costa da Enseada de Tijucas (SC) em diferentes escalas temporais como indicadora de suscetibilidade costeira". *Quaternary and Environmental Geosciences*. vol 09, n 2, 2018, p. 19-25.
- SCARELLI, F.M.; CANTELLI, L.; BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C., AND GABBIANELLI, G. "Natural and Anthropogenic coastal system comparison using DSM from a low-cost UAV survey (Capão Novo, RS/Brazil)". *Journal of Coastal Research*. Vol 75, 2016, p. 1232-1236.
- SILVA, A. L. C., GRALATO, J. C. A., BRUM, T. C. F., SILVESTRE, C. P., BAPTISTA, E. C. S., PINHEIRO, A. B., "Dinâmica de praia e susceptibilidade às ondas de tempestades no litoral da Ilha Grande (Angra dos Reis -RJ)". *Journal of Human and Environment of Tropical Bays* vol 1, 2020, p. 9-44.
- SILVA, M. T; LOPES, D. N.; REBOUÇAS, I. S.; FREIRES, E. V.; NETO, C. A. S.; DUARTE, C. R.; SOUTO M. V. S. "Variação da linha de costa no litoral cearense (1984-2018)". *Revista Brasileira de Geografia Física*. Vol 12 n 7, 2019, p. 2551-2579.
- SIMÕES R.S., OLIVEIRA U.R., ESPINOZA J.M.A., ALBUQUERQUE M.G., ALVES D.C.L. "Uso de Drone de pequeno porte para análise costeira: enfoque metodológico". *Revista Brasileira de Geografia Física*. Vol 12 n 2, 2019, pp. 622-640.
- SIMÕES, R. S.; OLIVEIRA, U. R. "Monitoramento mensal da linha de costa no Balneário Mostardense-RS entre 2016/2017 utilizando dados de VANT". *Quaternary and Environmental Geosciences*. Vol 11 n 1, 2020, pp. 1-18.
- SOUZA, C. R. G. A. "Erosão Costeira e os Desafios da Gestão Costeira no Brasil". *Revista da Gestão Costeira Integrada*. Vol 9, p. 2009, 17-37.
- SOUZA, C. R. G; LUNA, G. C. "Variação da linha de costa e balanço sedimentar de longo período em praias sob risco muito alto de erosão do município de Caraguatatuba (Litoral Norte de São Paulo, Brasil)". *Revista da Gestão Costeira Integrada*. Vol 10 n 2, 2010, p. 179-199.
- STIVE, M.J.F; AARNINKHOF, S.G.J.; HAMM, L.; HANSON, H.; LARSON, M.; WIJNBERG, K.M.; NICHOLLS, R.J.; CAPOBIANCO, M. "Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering*". Vol 47, 2002, p. 211– 235.
- STOCKDONT, H. F.; SALLENGER JR, A. H.; LIST, J. H.; HOHNAN, R. A. "Estimation of

- Shoreline Position and Change using Airborne Topographic Lidar Data". *Journal of Coastal Research*. Vol 18 n 3, 2002, p. 502-513.
- TONKIN T.N, MIDGLEY N.G., GRAHAM D.J., LABADZ J.C. "The potential of small unmanned aircraft systems and structure-from-motion for topographic surveys: A test of emerging integrated approaches at Cwm Idwal, North Wales". *Geomorphology*. Vol 226, 2014, p. 35-43.
- TAK, W. J.; JUN, K.W.; KIM, S.D.; LEE, H. J. "Using Drone and LiDAR to Assess Coastal Erosion and Shoreline Change due to the Construction of Coastal Structures". *Journal of Coastal Research*. Vol 95, 2020, p. 674-678.
- TAMURA, T. "Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records". *Earth-Science Reviews*. Vol 114, 2012, pp. 279-297.
- TSOUKALA, V. K., KATSARDI, V., HADJIBIROS, K., MOUTZOURIS, C. I. "Beach Erosion and Consequential Impacts Due to the Presence of Harbours in Sandy Beaches in Greece and Cyprus". *Environ. Process*. Vol 2, 2015, p. 55-71.
- VIANNA, H. D.; CALLIARI, L. J. "Variabilidade do sistema praia-dunas frontais para o litoral norte do Rio Grande do Sul (Palmares do Sul a Torres, Brasil) com o auxílio do Light Detection and Ranging – Lidar". *Pesquisas em Geociências*. Vol 42, n 2, 2015, p. 141-158.
- VIANNA, H. D.; CALLIARI, L. J.; VIANNA, S. D. "Inundação e erosão na costa norte do Rio Grande do Sul - Brasil. estudo de caso: a maré meteorológica de outubro de 2016". *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Vol 21, n 4, 2020, p. 719-739.
- VILA-CONCEJO, A, GALLOPB, S. L., Largier, J. L. "Sandy beaches in estuaries and bays. In: Jackson, D. W. T., Short, A. D. Sandy Beach Morphodynamics", Elsevier, Estados Unidos, 2020, p. 343-362.
- VILLENA, H. H., PEREIRA, S. D., GERALDES, M. C., CHAVES, H. A. F., HERMS, F. W., FERREIRA, M. G., ALMEIDA E. R., BARROS, I. P., MAFIA, J. R. "Morfologia de fundo e cobertura sedimentar da Baía de Paraty". *Revista Interações Homem-Meio nas Zonas Costeiras Brasil/Portugal*. Vol 1, 2013, p. 263 -277.
- VILES, H. "Technology and geomorphology: Are improvements in data collection techniques transforming geomorphic science". *Geomorphology*. Vol 270, 2016, p. 121-133.
- VOUSDOUKAS, M. I.; MENTASCHI, L.; VOUKOUVALAS, E.; VERLAAN, M.; JEVREJEVA, S.; JACKSON L. P.; FEYEN, L. "Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard". *Nature Communications*. Vol 9, 2018, p. 1-12.
- WEBSTER, P. J., HOLLAND, G. J., CURRY, J. A., CHANG, H. R. "Changes in Tropical Cyclone Number, Duration, and Intensity in a Warming Environment". *Science*. Vol 309, 2005, p. 1844-1846. Doi.10.1126/science.1116448

EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DE PLANÍCIES DE CRISTAS DE PRAIA NO LITORAL DE PARATY, RJ, SUDESTE DO BRASIL

Ana Beatriz Pinheiro¹, André Luiz Carvalho da Silva², Alberto Garcia de Figueiredo Junior³,
Guilherme Borges Fernandez³, Thaís Baptista da Rocha⁴, José Antônio Baptista Neto³, Rosa
Cristina Corrêa Luz de Souza⁵

1. Doutoranda do Programa de Pós-graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra, Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brasil
2. Professor Adjunto do Departamento de Geografia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Formação de Professores, São Gonçalo, Brasil.
3. Professor Adjunto do Departamento de Geologia e Geofísica da Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, Brasil
4. Professora Adjunta do Departamento de Geografia da Universidade Federal Fluminense, Niterói, Rio de Janeiro, Brasil.;
5. Professora Colaboradora do Programa de Pós-graduação em Biologia Marinha e Ambientes Costeiros, Instituto de Biologia, Rio de Janeiro, Brasil

Abstract

Este estudo objetivou compreender a arquitetura sedimentar e a evolução de planícies de cristas de praia do litoral de Paraty (Rio de Janeiro, Brasil) durante o Holoceno. Paraty está localizada no litoral sul do Estado do Rio de Janeiro, em um trecho conhecido como Costa Verde. A região é caracterizada pela escarpa cristalina da Serra do Mar, formando um litoral recortado, com uma sucessão de pequenas enseadas e planícies costeiras pouco desenvolvidas, além de inúmeras ilhas. Apesar da rica biodiversidade e geodiversidade local, estudos sobre a evolução de planícies costeiras são escassos nesta parte do litoral fluminense. A metodologia consistiu na aquisição de dados de superfície e subsuperfície, a partir de perfis de GPR e perfis topográficos; perfuração de poços de sondagem com trado manual; caracterização dos sedimentos (granulometria, cor, morfoscopia e concentração de matéria orgânica) e datações pelo método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Os resultados mostram, a partir da integração dos dados de GPR e sondagem geológica, um pacote costeiro de cerca de 9 metros de espessura, com duas sequências deposicionais. A primeira, localizada entre 5.25 e 5 m até 9 m de profundidade, identificada como Rf1 nos radargramas, apresenta refletores subparalelos moderadamente contínuos, em direção ao mar, com baixa amplitude do sinal. Essa unidade deposicional é composta predominantemente por areia quartzosa (com presença de minerais pesados), média a fina, mal selecionada, de coloração esbranquiçada (unidade I). Essa unidade sedimentar foi aqui interpretada como um possível depósito remanescente do Pleistoceno. Acima dessa unidade há uma superfície erosiva e/ou não deposicional (Refletor A), que separa as sequências Pleistocênica e Holocênica. Em torno de 4.5 e 5 m até a superfície encontra-se a Sequência Holocênica, subdividida em 3 unidades deposicionais interpretadas como sendo depósitos de antepraia, ambiente praiial progradante e retrabalhamento eólico. A antepraia, identificada como Rf2 nos radargramas, com refletores subparalelos, com forma planar, moderadamente contínuo e com suave mergulho em direção ao mar. Essa unidade deposicional é composta por areia quartzosa (com presença de minerais pesados), média a grossa, com presença significativa de cascalho, mal selecionada (unidade II). Apresentou conchas e fragmentos de conchas bivalves da espécie *Macra isabelleana* que têm geralmente como habitat fundos arenosos na região infralitoral (zona submersa abaixo do nível mínimo da maré baixa). O ambiente praiial progradante é identificado como Rf3 nos radargramas, marcado pela presença de refletores inclinados em direção ao mar e com boa continuidade. Essa unidade deposicional é composta por areia quartzosa média, moderadamente selecionada, com morfologia angular e muito angular e presença de minerais pesados (unidade III). O retrabalhamento eólico está localizado na superfície, caracterizado por um depósito pouco espesso, com refletores plano paralelos, predominantemente horizontais, de moderada continuidade (Rf4) e domínio de areia quartzosa média, moderadamente selecionada e grau de arredondamento variando de subangular a subarredondado (unidade IV). As características dos grãos (angulares e muito angulares) apontam para a baixa maturidade, evidenciando a contribuição fluvial na sedimentação dessas planícies fluvio-marinhas, além de presença de uma radarfácies (Rf5) interpretada como paleocanal, cortando depósitos progradacionais. As datações por LOE das areias na planície do Iriri apresentaram idades em

torno de 1.450 ± 120 e 550 ± 50 anos A.P., em áreas distantes 210 m e 95 m do atual NMM, respectivamente; com uma taxa de progradação média de $\sim 0,13$ m/ano, que confirmaram a origem holocênica desse litoral. A geomorfologia atual é marcada pela presença de cristas de praia com orientação norte-sul, com diminuição na altura da crista de cerca de 3 m para 1 m em direção ao mar, e que representam antigas posições da linha de costa, formadas durante a progradação desse litoral. Portanto, as pequenas e estreitas planícies costeiras de Paraty formaram-se a partir da incorporação de cristas de praia, como resultado da queda do nível do mar no Holoceno, associado ao significativo aporte de sedimentos fluviais.

Palavras chaves: Progradação. Cristas de praia. Paraty. Holoceno

Introdução

Planícies costeiras progradantes são estudadas em diversas parte do mundo (Bristow e Pucillo et al., 2006; Fitzgerald et al., 2007; Tamura et al., 2008; Barboza et al. 2009; Choi et al., 2014; Barboza et al, 2014; Dougherty et al. 2016; Bitencourt et al, 2016; Vasconcelos, 2016, Rocha et al, 2017; Oliver et al., 2017; Figueiredo et al, 2021; Prasad et al., 2023; Oliver et al., 2023). As barreiras progradantes tem como característica principal a migração em direção ao mar, que pode estar associada a condições de nível de mar em rebaixamento, configurando regressão forçada, e/ou a uma taxa de aporte sedimentar superior a taxa de elevação do nível do mar (regressão normal) (Davis Jr. e Fitzgerald, 2004). Essa progradação geralmente é marcada pela sucessão de cordões arenosos, denominado de cristas de praias (*beach ridges*), formando extensas planícies costeiras quaternárias. Cristas de praia são feições de origem marinha, no entanto, podem sofrer a ação dos ventos, em caso de retrabalhamento eólico, dunas frontais podem se formar na sua porção superior. Encontradas em planícies progradantes, as cristas de praia geralmente apresentam formas alongadas e paralelas à costa, se apresentando na forma de feixes, se configurando como importantes registros sedimentares, pois são indicadores de posições de antigas praias e níveis do mar associados, onde cada crista de praia marca uma posição pretérita da linha de costa (Otvos, 2000, Davis Jr. e Fitzgerald, 2004; Tamura, 2012). São formadas ao longo de costas dominadas por ondas e bem desenvolvidas quando associadas à foz de grandes rios (Roy et al., 1994). Na literatura existem várias definições para o termo cristas de praia. Hesp et al. (2005) chama a atenção para essa variedade do termo e faz a distinção entre cristas de praia e cristas de dunas frontais. Para os autores *beach ridges* são depósitos puramente ou principalmente marinhos formados pela ação das ondas. Ao contrário de Otvos (2000) e Tamura (2012) que não fazem distinção e independente de seu processo formativo, tendem a utilizar o termo crista de praia para feições lineares em forma de monte, paralelas ou subparalelas à costa, isoladas do processo ativo das ondas. De acordo com Tamura (2012) e Hein e Ashton (2020), os modelos para a formação das cristas de praia podem ser explicados

pelos mecanismos de construção de bermas; incorporação de barras longitudinais e pelos efeitos de ondas de tempestade (cristas de cascalhos). No Brasil a maioria das planícies progradantes arenosas investigadas são holocênicas e estão condicionadas ao comportamento de queda do nível relativo do mar no Holoceno, mas também é importante destacar a contribuição fluvial em algumas dessas planícies (Dominguez et al., 1987; Dominguez et al., 1996; Cohen et al., 2014; Barboza et al., 2014; Fernandez e Rocha 2015; Vasconcelos, 2016; Rocha et al., 2017; Brenny et al., 2022).

A incorporação de novas ferramentas e técnicas envolvendo, por exemplo, a utilização integrada do radar de penetração no solo (GPR) e datações por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE), permitiram muitos avanços em estudos voltados para a evolução de ambientes costeiros (Tamura, 2012). O GPR, ou simplesmente georadar, tem sido um dos principais métodos utilizados em diversos estudos voltados para a estratigrafia de planícies costeiras, no qual permite caracterizar a arquitetura deposicional e a geometria dos depósitos sedimentares. Tem sido muito utilizado em estudos desenvolvidos ao longo do litoral do Brasil, principalmente nas duas últimas décadas (Gandolfo et al., 2001; Tanaka et al., 2009; Barboza et al., 2009; Rocha et al., 2013; Silva et al., 2014; Bogo et al., 2015; Fernandez e Rocha, 2015; Silvestre et al., 2015; Rocha et al., 2017; Bitencourt et al., 2020; Barboza et al., 2021; Figueiredo et al., 2021, dentre outros). É um método geofísico de alta resolução e que permite a geração de imagens detalhadas e contínuas das estruturas em subsuperfície, através da propagação e reflexão de ondas eletromagnéticas de alta frequência (1 a 1000 MHz) (Neal, 2004). O GPR permite a obtenção de imagens contínuas da estrutura sedimentar interna de depósitos arenosos, aquisição de grande quantidade de dados num curto período, imageamento detalhado e de alta resolução; baixo custo operacional e fácil manuseio em campo (Neal, 2004; Pereira et al., 2003; Tamura et al., 2008). A datação por LOE vem sendo cada vez mais aplicada em estudos costeiros no Quaternário (Bristow e Pucillo et al., 2006; Nielsen et al., 2006; Guedes et al., 2011; Maia et al., 2011; Dörschner et al., 2012; Rocha et al., 2013; Choi et al., 2014; Dougherty et al., 2016; Bitencourt et al., 2017; Nascimento et al., 2018; Rocha et al., 2019, Qiu et al., 2023; Prasad et al., 2023, Oliver et al., 2023). Esse método tem sido o mais apropriado para a identificação da cronologia das cristas de praia; permite a datação direta das areias, e a idade obtida pode ser diretamente associada à sua gênese (Tamura, 2012). A datação por LOE é uma importante ferramenta devido ao baixo custo se comparado aos demais métodos; pela possibilidade de uso de sedimentos, como o quartzo e o feldspato e; pela sua boa abrangência temporal – até 1 milhão de anos

(Sallun et al., 2007; Maia et al., 2011). A integração dessas metodologias recentes a sondagem geológica é fundamental para o entendimento da arquitetura sedimentar das planícies costeiras. A sondagem geológica, realizada por meio da perfuração de poços, permite a caracterização de diversos aspectos relacionados aos materiais em subsuperfície, como o tamanho e morfologia dos grãos, composição, cor e presença de fósseis.

Este artigo tem como objetivo caracterizar a arquitetura sedimentar das planícies costeiras de Paraty (Rio de Janeiro, Brasil), com a finalidade de contribuir para a compreensão da evolução geológica/geomorfológica no Holoceno (Figura 1), ainda pouco conhecida da região devido a carência de trabalhos dessa natureza. Baseia-se em uma investigação multimetodológica, integrando dados topográficos, de GPR, parâmetros sedimentares e idades fornecidas pela datação por LOE.

Área de estudo

O município de Paraty está localizado no litoral sul fluminense, numa área conhecida como Costa Verde; limitada a leste pelo município de Angra dos Reis (RJ) e a oeste por Ubatuba (SP) (Figura 1). No século XVIII, durante o período colonial brasileiro, Paraty foi sede do mais importante porto exportador de ouro do Brasil. Em 2019, o município de Paraty foi reconhecido como Patrimônio Cultural e Natural da Humanidade pela Organização das Nações Unidas para a Educação, a Ciência e a Cultura (UNESCO). O turismo é a principal atividade econômica da cidade, que atrai muitos visitantes de diversas partes do Brasil e do mundo, devido às grandes festas culturais e às belas praias, ilhas, cachoeiras e trilhas cercadas pela Mata Atlântica (Benchimol, 2007; Padilha, 2016). Apesar desta rica biodiversidade e geodiversidade, os estudos realizados nesta parte do litoral fluminense ainda são pouco representativos quando comparados com outras áreas do estado do Rio de Janeiro, principalmente no que diz respeito à dinâmica atual e a evolução costeira quaternária.

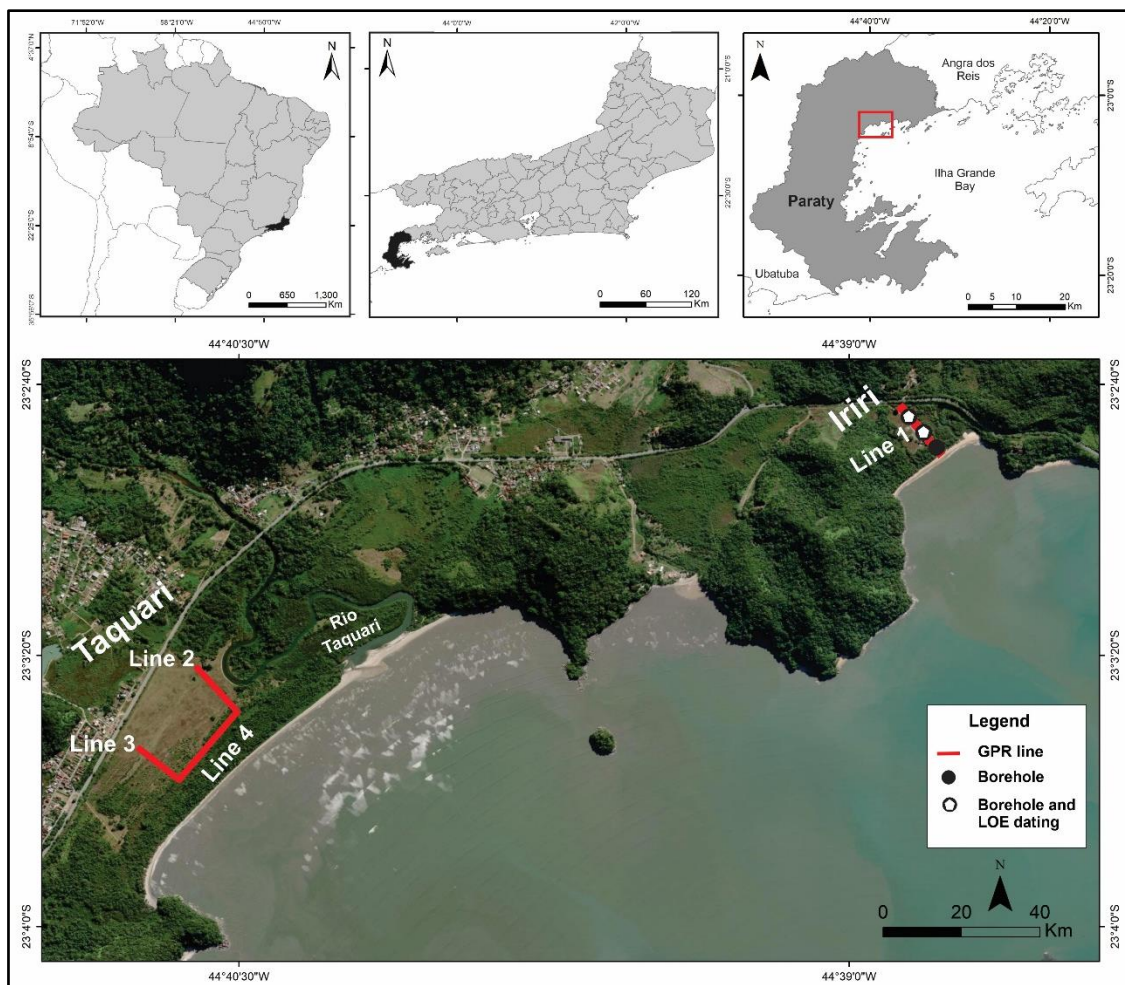


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo e áreas selecionadas para aquisição de dados topográficos, linhas de GPR e coleta de amostras para datações por LOE.

O litoral de Paraty (Figura 1) apresenta uma geologia marcada pela presença de áreas rochosas com diferentes declividades, estreitas planícies costeiras, com dezenas de praias de morfologias e sedimentos distintos (areias e cascalhos) e manguezais (Pinheiro e Silva, 2021); além de possuir muitas unidades de conservação para a proteção desses ambientes. A sua costa rochosa é composta por granitos e gnaisses geralmente marcados por dobras e falha (Guerra et al., 2013; Faria, 2018). Essa característica se estende por toda a região da Costa Verde que é caracterizada por um litoral submerso, com inúmeras ilhas e a escarpa da Serra do Mar, formando um litoral recortado, com uma sucessão de pequenas enseadas e estreitas planícies costeiras (Muehe, 2001; Medeiros, 2006; Muehe, 2018; Pinheiro e Silva, 2021; Pinheiro et al., 2021a). Na área de estudo, a planície costeira aparece de forma descontínua, seccionada pelo embasamento aflorante. Cristas de praia aparecem como a feição mais proeminente nessas planícies, como uma evidência de

antigas posições ocupadas pela praia ao longo da evolução geológica deste litoral (Pinheiro et al., 2021b).

As praias são em grande parte do tipo *pocket beaches* e se caracterizam pela reduzida extensão da faixa de areia (Muehe, 2001; Pinheiro et al., 2021a). As praias no interior da Baía da Ilha Grande exibem dinâmicas distintas em resposta a diferentes níveis de exposição a eventos de tempestade, que dependem da localização das mesmas, da direção de incidência das ondas e da presença de ilhas (Pinheiro, 2021a). Algumas praias em Paraty têm sido afetadas por ondas de tempestade que danificam as estruturas urbanas (Pinheiro et al., 2021a) e por inundações recorrentes durante as maiores elevações de maré (Benchimol, 2007), que na área de estudo não ultrapassam 1,5 metros, sendo o litoral classificado como de micromaré (DHN, 1980). As ondas que chegam à baía afetam principalmente as áreas posicionadas de frente para o oceano; contudo, sob condição de tempestade, tendem a atingir também as praias normalmente protegidas dentro da baía (Godoi et al., 2011; Silva et al., 2020; Pinheiro et al., 2021a).

A sedimentação na Baía da Ilha Grande é composta principalmente por areia muito fina na porção oeste e plataforma continental adjacente, areia média a grossa predomina na porção leste e silte no canal central e áreas mais abrigadas (Mahiques, 1998). O transporte de sedimentos da plataforma continental interna em direção às praias do interior da baía é influenciado pela presença das ilhas, com destaque para a Ilha Grande, que funciona como uma barreira para a sedimentação e incidência de ondas vindas do oceano (Muehe, 2018). O aporte de sedimentos dos pequenos rios e canais é expressivo neste litoral, com materiais trazidos das encostas e depositados nas praias (Carvalho et al., 2011; Silva et al., 2020; Pinheiro et al., 2021a). Estes rios e canais são alimentados por um regime de chuvas tropicais, concentradas nos meses de verão, com precipitações anuais superiores a 2.000 mm (Salgado et al., 2007).

Diversos estudos foram desenvolvidos nas últimas décadas na região da Baía da Ilha Grande e representam contribuições importantes para o conhecimento dessa região. Entretanto, a evolução geológica desse litoral é até hoje pouco estudada, se comparado as demais áreas do litoral fluminense. Suguio et al. (1978) foi um dos pioneiros a estudar o litoral de Paraty, destacando a existência de planícies quaternárias, pouco desenvolvidas e formadas por depósitos marinhos e continentais (fluviomarinho). Estudo realizado por Silva e Dias (2017) na planície costeira das praias do Sul e do Leste na Ilha Grande (Angra dos Reis) apontam para a presença de duas barreiras costeiras e duas lagoas identificadas nessa planície, localizada a apenas 80 quilômetros de Paraty. Os autores sugerem que a

barreira interna tenha se formado no Pleistoceno e a barreira externa durante o Holoceno, entre 6.000 e 5.000 anos cal A.P.

Materiais e Métodos

Com a finalidade de caracterizar a arquitetura sedimentar a fim de compreender a evolução geológica do litoral de Paraty, foram obtidos dados de subsuperfície a partir do levantamento de perfis de GPR, da realização de sondagens geológicas e datações, além de levantamento topográfico da porção superficial. A análise integrada dos resultados obtidos permitiu a descrição do pacote sedimentar costeiro de Paraty e a identificação da cronologia dos eventos deposicionais.

Os perfis de GPR foram adquiridos para a obtenção de dados sobre a estratigrafia da área de estudo e posterior integração com as sondagens. Ao todo, foram adquiridos um total de 3.422 metros lineares de dados com o GPR, distribuídos ao longo de 11 perfis, realizados em diferentes setores da área de estudo. Destes, foram selecionados 4 perfis de GPR que melhor representam a arquitetura sedimentar do litoral de Paraty para compor o presente trabalho (Figura 1). Para a aquisição dos dados, utilizou-se um GPR da marca GSSI (*Geophysical Survey Systems Incorporated*), com antena blindada de 400 MHz de frequência e janela de amostragem (*Range*) entre 200 e 250 n/s (nanosegundos), operado no modo *Common-offset*. A aquisição de dados de topografia ocorreu simultaneamente e na mesma linha de levantamento dos perfis de GPR, para tal, foi utilizada uma Estação Total. Uma cota altimétrica de referência foi estabelecida no início dos perfis topográficos, a partir do uso de um GNSS no modo estático, modelo GTR-G2 da TechGeo. Os dados altimétricos foram corrigidos a partir de dados disponíveis pela Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), para o processamento dos dados foi utilizado o método PPP (Posicionamento por Ponto Preciso), realizado no *software* IBGE-PPP. Já o processamento dos dados de GPR foi realizado no *software* RADAN 6.6 (*Radar Data Analysis*) e incluiu aplicação de ganhos e filtros, correção topográfica e migração. A correção topográfica foi realizada a partir da inserção manual dos dados altimétricos adquiridos dos perfis topográficos. O estabelecimento da profundidade nos radargramas foi desenvolvida utilizando as propriedades elétricas estabelecidas em Neal (2004) e a partir das informações adquiridas por meio das sondagens geológicas. Princípios básicos da estratigrafia sísmica foram aplicados para interpretação dos radargramas (Neal, 2004).

Três poços de sondagem geológica foram abertos com o uso de trado manual, atingindo profundidades entre 6 e 9 m na planície do Iriri. Foram utilizados tubos de PVC de diferentes diâmetros para evitar o fechamento dos poços e a mistura de material. Os sedimentos foram coletados a cada 0.5 m, ou em intervalos menores para caracterizar as alterações observadas nos materiais. No total foram coletadas 44 amostras de sedimentos, selecionadas para análise granulométrica, morfoscopia, identificação da cor, concentração de matéria orgânica (MO) e identificação de moluscos. A análise granulométrica foi realizada pelo método de peneiramento a seco das frações, sendo os sedimentos classificados de acordo com Wentworth (1922). O teor de matéria orgânica foi obtido através da eliminação da MO pelo método de perda de massa por ignição em forno mufla a 400°C, como proposto por Schumacher (2002). A análise morfoscópica (grau de arredondamento e brilho) foi realizada em 25 amostras da fração areia média (0,250 mm), por meio da contagem e caracterização de 100 grãos de quartzo em cada amostra (Folk, 1980). Também foram selecionadas conchas e fragmentos de conchas para a identificação malacológica e correlação com os ambientes.

As idades foram obtidas pelo método da datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), em 3 amostras coletadas em trincheiras abertas ao lado dos locais onde foram realizadas as sondagens (S1 e S2), em profundidades de 1 e 1.5 metro, buscando-se evitar o capeamento eólico superficial. As amostras foram armazenadas em tubos de PVC marrom, inseridos horizontalmente e vedados imediatamente à retirada deles, evitando-se a exposição à luz solar. Para obter a curva de calibração a partir da taxa de dose de radiação ambiental, foram coletadas cerca de 300 g de amostras em um raio de 30 cm. As amostras foram analisadas com 15 alíquotas, considerando-se as etapas do Protocolo *Single-Aliquot Regenerative Dose (SAR)* (Murray e Wintle, 2000), realizadas no Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda. em São Paulo.

Resultados

Geomorfologia das planícies costeiras

As planícies costeiras no litoral de Paraty aparecem na paisagem de forma não contínua, seccionadas pelo embasamento cristalino da Serra do Mar, responsável pelo aspecto recortado desse litoral. Essas planícies predominantemente arenosas são representadas superficialmente por uma sucessão de cristas de praia, que aparecem

paralelas à linha de costa, com orientação norte-sul (Figura 2A). Neste litoral existem muitas praias do tipo *pocket beaches*, que se caracterizam pela reduzida extensão da faixa de areia e são separadas por promontórios em embasamento cristalino. A ocorrência de manguezais é marcante no interior da baía, localizados nos locais de menor hidrodinâmica e oferta de sedimentos finos (Figura 2A).

Perfis topográficos perpendiculares à planície costeira permitiram caracterizar as morfologias mais representativas na área, com destaque para as cristas de praia (Figura 2B a E). Também permitiram observar um decréscimo no gradiente altimétrico, do interior das planícies em direção à linha de costa atual, que pode estar associado ao rebaixamento do nível médio do mar nos últimos milhares de anos. Para uma melhor visualização, foram adicionados dados topográficos coletados também em outras planícies costeiras do município como a de São Gonçalo (B), Barra Grande (D) e Jabaquara (E), além de Iriri (B) e Taquari (C), focos deste trabalho.

No setor a nordeste desse litoral, os perfis topográficos adquiridos em São Gonçalo e Iriri (Figura 2B) apresentaram altura em torno de 3.4 e 3.9 metros em relação ao nível médio do mar (NMM) e uma extensão até a praia variando entre 114 metros (Figura 2B - P1) e 275 metros (Figura 2B – P2), respectivamente. O setor mais central desse litoral (Taquari e Barra Grande) apresenta segmentos de planícies litorâneas mais extensas em comparação com as demais áreas. Nessa parte do litoral, destaca-se a presença dos rios Taquari e da Barra Grande, que fornecem sedimentos para a praia atual. A altura da planície variou entre cerca de 5.3 metros (Figura 2C – P4) e 3 metros (Figura 2D – P3) na porção mais interior do perfil até o zero do NMM atual, considerando o trecho de planície que se estende desde a linha d'água até cerca de 350 metros na direção do continente.

O setor mais ao sul do litoral (Jabaquara) apresentou uma topografia mais aplainada e ausência de cristas de praia bem definidas, com altimetria média em torno de 0.7 m em relação ao NMM, desde a praia até cerca de 300 m em direção ao interior da planície (Figura 2E). É a área mais proximal ao Centro Histórico do município de Paraty e, conseqüentemente, a mais alterada em termos de construções e usos, o que pode ter modificado as características originais desse ambiente costeiro. Trata-se de uma das áreas mais suscetíveis a inundações (Pinheiro et al. 2021b). São frequentemente inundadas durante períodos de maré alta de sizígia, combinados com ondas de tempestade.

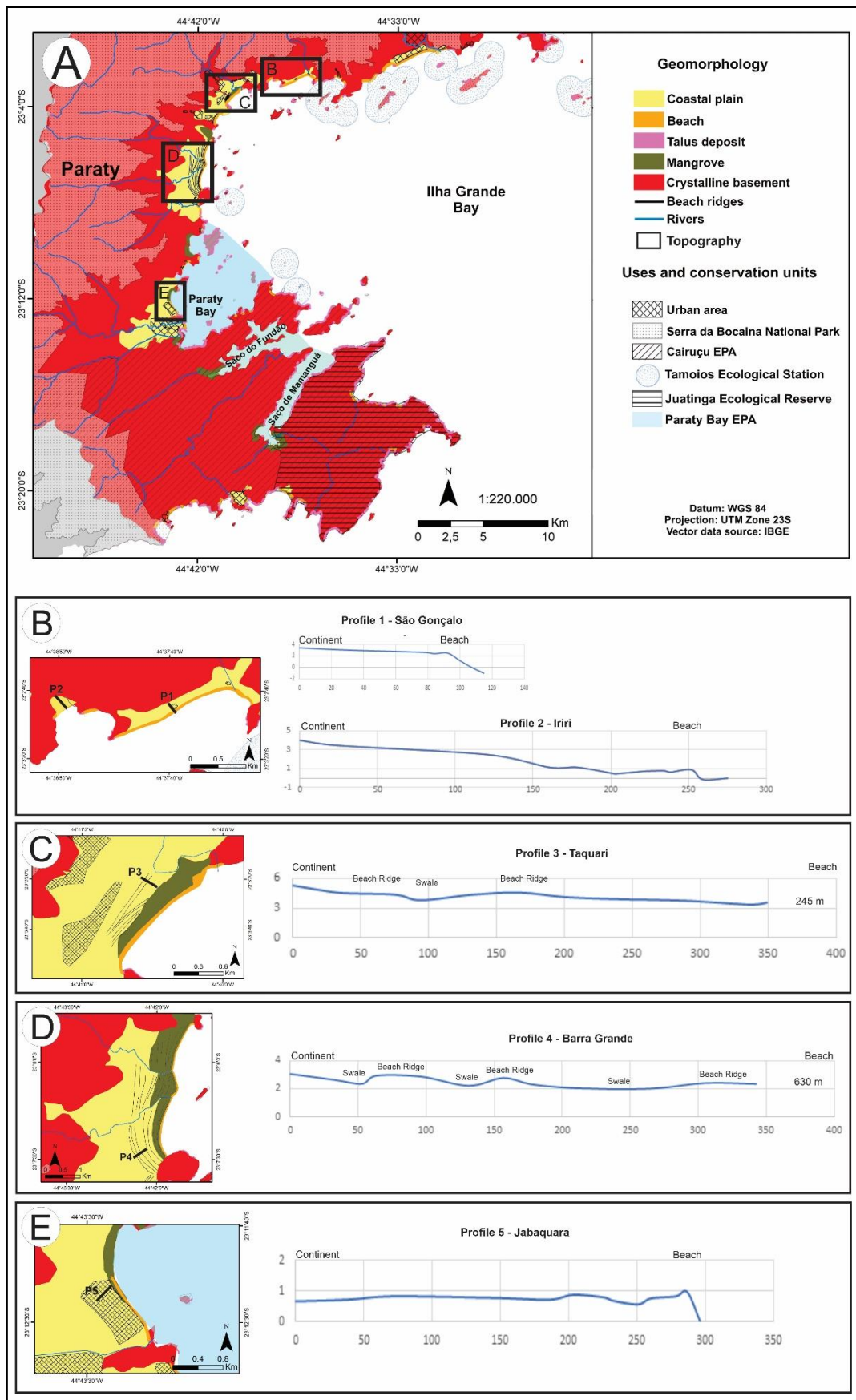


Figura 2: Mapeamento geomorfológico e perfis topográficos das planícies costeiras de Paraty.

Radarfácies

Foram analisadas 4 linhas de GPR realizadas nas planícies costeiras de Iriri e Taquari (Figura 1), sendo 3 perpendiculares (linhas 1, 2 e 3) e 1 paralela à linha de costa (linha 4), o que permitiu a identificação e interpretação de 5 radarfácies (Rf1, Rf2, Rf3, Rf4 e Rf5). Os padrões de reflexão identificados internamente aos radargramas apontam para a existência de duas sequências deposicionais, uma Pleistocênica e outra Holocênica, relacionadas à evolução geológica das planícies litorâneas ao longo do Quaternário (Figuras 3, 4 e 5).

Da base para o topo, a primeira radarfície (Rf1) apresenta refletores subparalelo moderadamente contínuo, com uma baixa amplitude e atenuação do sinal (Figuras 3 e 4). A Rf1 foi identificada na linha 1, na planície do Iriri, entre 5.25 e 9 metros de profundidade, estendendo-se desde o início da linha (na porção mais interior do perfil) até o mar, ao longo de cerca de 263 m (Figura 3). É observada também nas linhas da planície de Taquari (Figura 4), por volta de 5 m de profundidade (Figura 4). No limite superior da Rf1 ocorre o Refletor A (Figuras 3 e 4), que possivelmente representa uma antiga superfície de erosão e/ou de não deposição.

A segunda radarfície (Rf2) foi identificada na linha 1, perpendicular ao litoral na planície do Iriri, a partir de 3.5 m de profundidade e com cerca de 2 m de espessura, até o contato com o Refletor A (Figura 3). Esta radarfície foi observada também nas linhas GPR obtidas na planície de Taquari, entre 3.5 e 4 m de profundidade, com cerca de 1.5 m de espessura até seu contato com o Refletor A (Figura 4). A Rf2 apresenta refletores subparalelos, de forma planar, moderadamente contínuo, com suave mergulho em direção ao mar (Figuras 3 e 4).

A radarfície 3 (Rf3) aparece como representativa de um pacote de sedimentos entre 4.5 e 5.5 metros de profundidade; localizada entre a Rf2 e aproximadamente 0.5 m de profundidade (representando um pacote com cerca de 3 a 4 metros de espessura), estende-se desde o início da linha (a cerca de 255 m da praia atual), seguindo em direção ao mar (Figuras 3 e 4). A Rf3 apresenta uma sucessão de refletores inclinados com mergulho em direção ao mar e boa continuidade (Figuras 3 e 4).

Já a radarfície 4 (Rf4), está presente na parte mais superficial dos perfis de GPR e representa uma camada de sedimentos pouco espessa desde cerca de 0.5 a 1 metro de profundidade até a superfície, recobrando as demais unidades de radar identificadas

(Figuras 3 e 4). A Rf4 é marcada por refletores subparalelos, de forma planar, contínuo a moderadamente contínuo (Figuras 3 e 4).

A quinta radarfície (Rf5) foi identificada somente na linha 4, paralela ao litoral (planície de Taquari - Figura 5), localizada a cerca de 2.5 metros de profundidade e com 2 metros de espessura. A Rf5 apresenta refletores com forma côncava, com boa continuidade e mergulhando em direção a sudoeste, mostrando um padrão de deposição nessa direção.

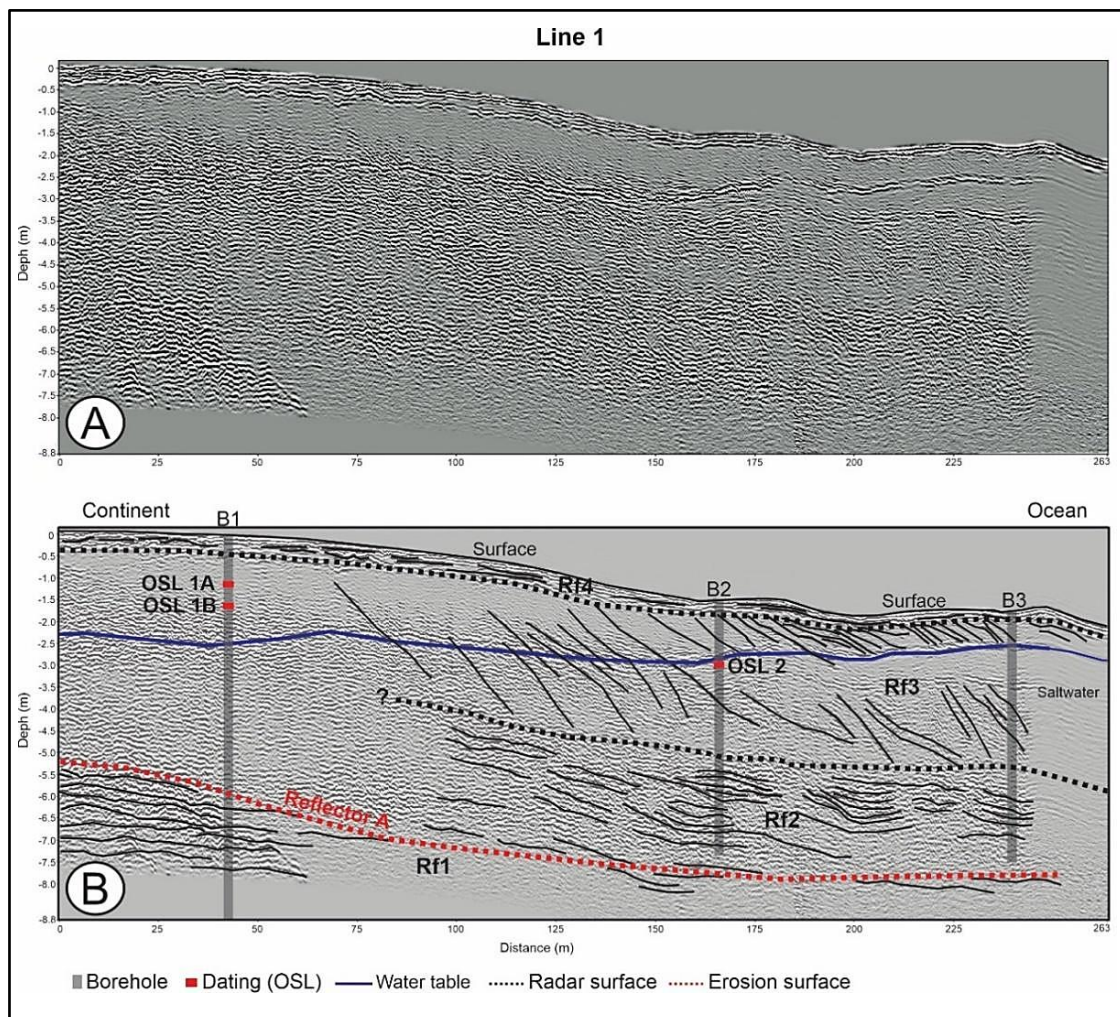


Figura 3: Linha 1 de GPR realizada perpendicularmente a planície do Iriri.

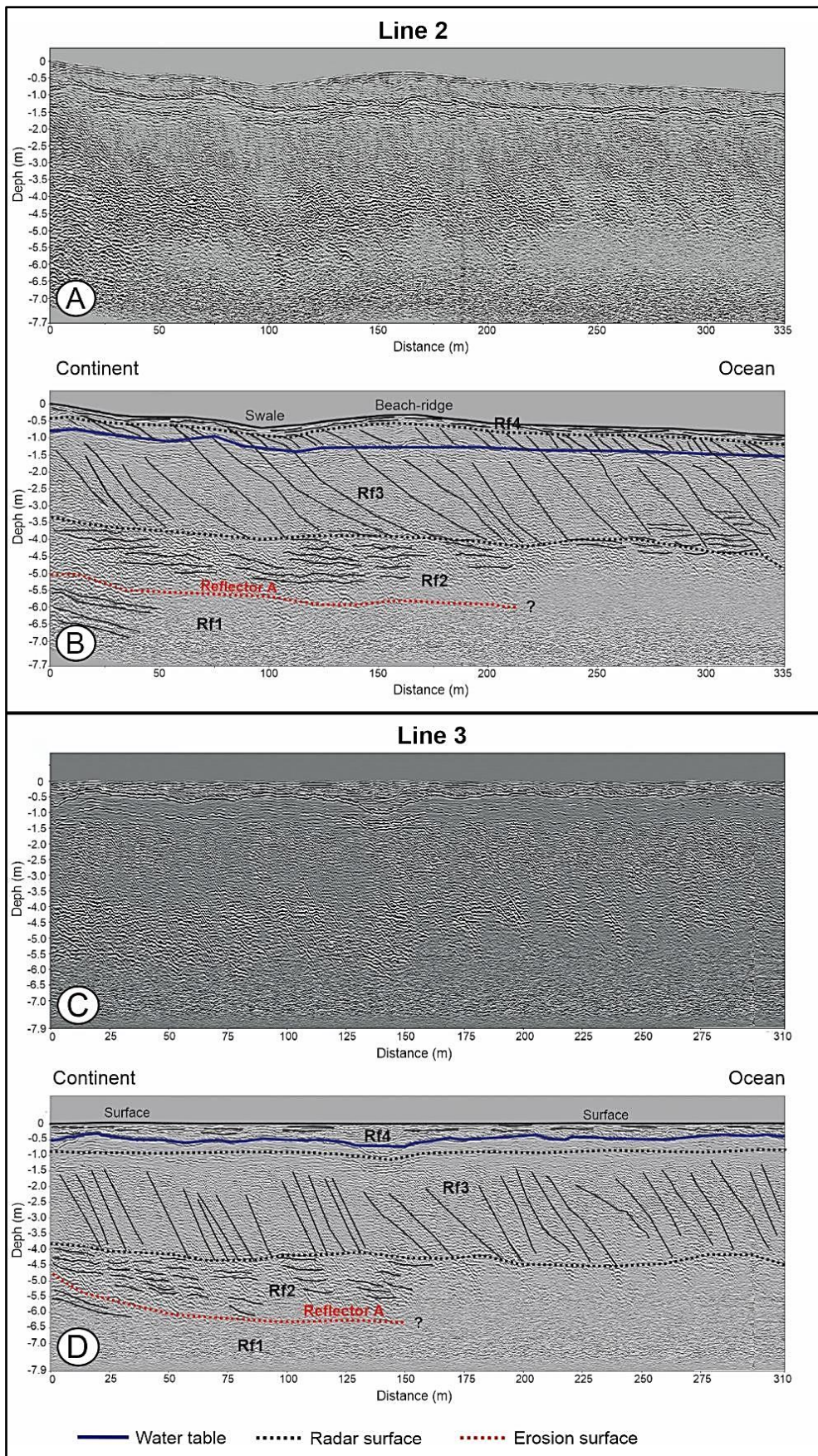


Figura 4: Linhas 2 e 3 de GPR realizadas perpendicularmente a planície de Taquari.

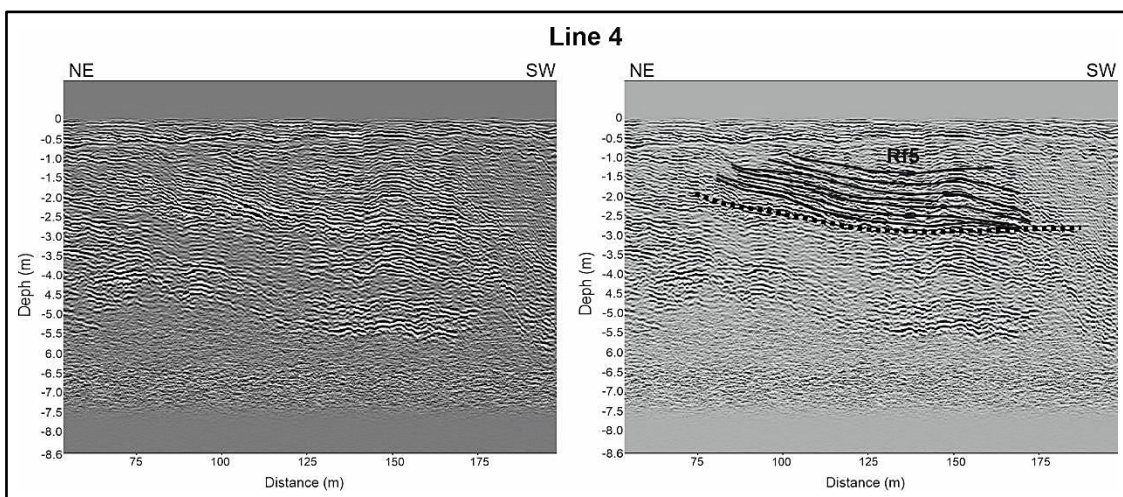


Figura 5: Linha 4 de GPR realizada paralelamente a planície de Taquari.

Descrição dos poços de sondagem

O poço 1 está localizado na parte mais interna da planície do Iriri, a cerca de 210 m da praia atual e atingiu 9 m de profundidade (Figura 6). É constituído por um depósito arenoso (~98%), com o predomínio de areia média, seguido de areia grossa e fina (Figura 6C). Entre 9 e 5.25 metros de profundidade há a presença significativa de areia média (entre 33 e 50%), seguida de areia fina (entre 23 e 54%), pobremente selecionada, representando as frações predominantes (Figura 6C e E). Apresentou ainda baixa concentração de matéria orgânica, entre 0.5 e 0.7% (Figura 6D); e coloração esbranquiçada (2.5Y 8/2 - Pale Brown) (Figura 6A). Entre 5 metros e a superfície há o predomínio de areia quartzosa moderadamente bem selecionada variando entre média (entre 28 e 48%) a grossa (20 e 61%) (Figura 6E). A concentração de matéria orgânica (MO) é discreta, variando entre 1.4 e 0.3% (Figura 6D), com cor em tons de marrom polido (2.5Y 7/4) e amarelo oliva (2.5Y 6/4); a cor dos sedimentos muda na superfície (cinza 2.5Y 6/1) devido ao aumento do teor de MO, onde é possível observar sedimentos arenosos agregados por matéria orgânica (ou húmus) (Figura 6A e B). As areias do poço 1 são predominantemente quartzosas, muito angulares e angulares, com brilho vítreo, com exceção do material coletado a 0.5 metro de profundidade, onde predomina areias subangulares e subarredondadas; verificou-se a presença de significativa de minerais pesados e feldspato na composição mineralógica dos materiais do poço 1 (Figura 6F). Conchas e/ou fragmentos de conchas não foram encontrados na sondagem 1.

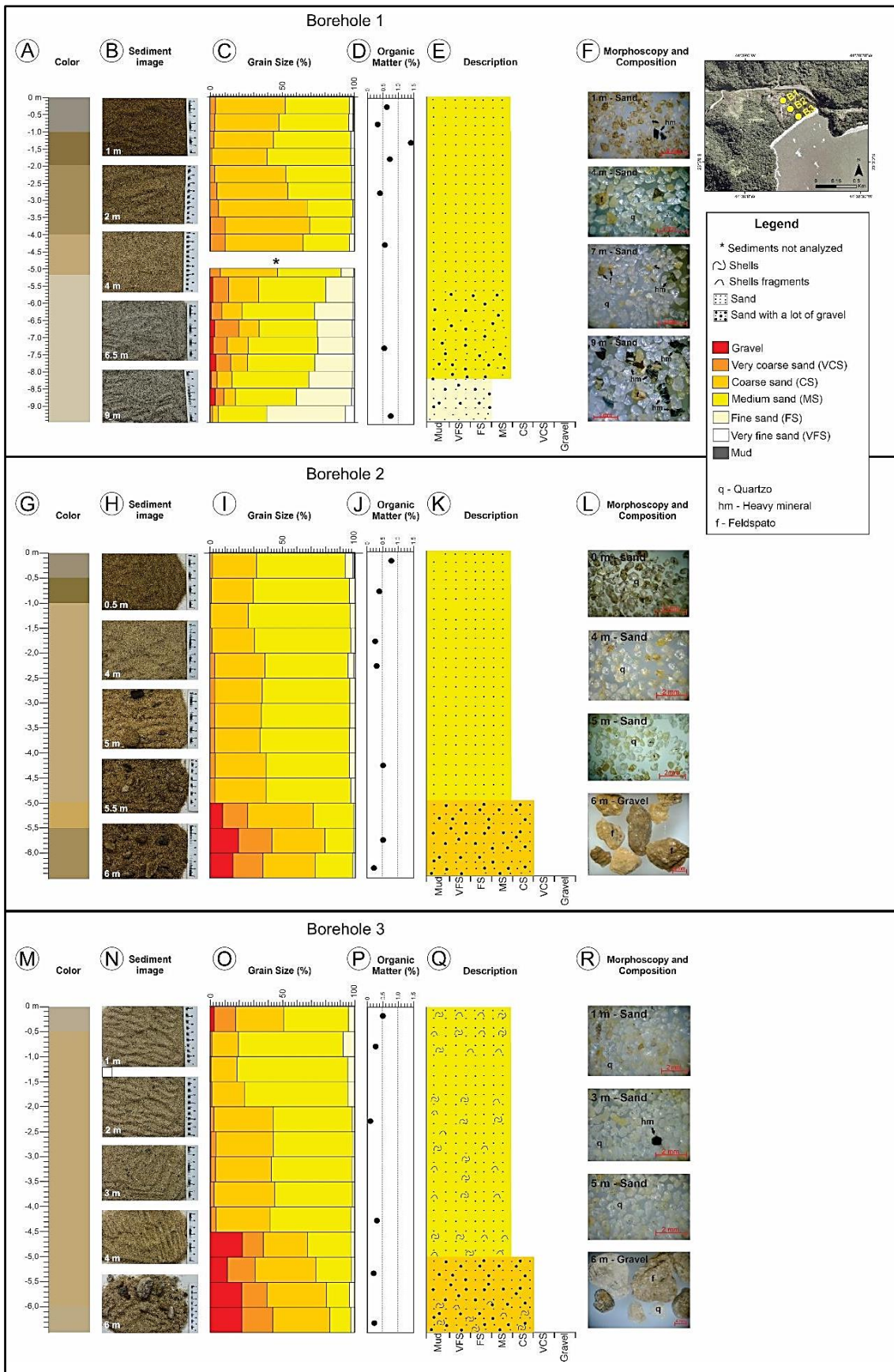


Figura 6: Características texturais dos poços de sondagem realizados na planície do Iriri.

O poço 2 está localizado a cerca de 82 m da praia atual, atingindo 6 m de profundidade. É constituído por um depósito arenoso (~98%), com o predomínio de areia média, seguida de areia grossa (Figura 6I). Entre 6 e 5 m de profundidade há a presença significativa de areia pobremente selecionada, predominando as frações areia média (entre 19 e 27%) e grossa (entre 36 e 45%); areia muito grossa (entre 17 e 22%) e cascalho (entre 8 e 19%) aparecem em proporções menores, mais significativas (Figura 6I e K). A baixa concentração de matéria orgânica, entre 0.2 e 0.5% (Figura 6D), influenciou na cor das areias, com tons de amarelo (2.5y 6/4; 2.5Y 7/6) (Figura 6G e H). Entre 4.5 m e a superfície há o predomínio de areia média (entre 57 e 69%) e grossa (entre 25 e 35%), moderadamente bem selecionada (Figura 6K). A concentração de matéria orgânica nessas profundidades é baixa, entre 0.2 e 0.7% (Figura 6J), influenciando na coloração que variou de tons de marrom polidos (2.5Y 7/4), com exceção do topo, que variou de amarelo oliva (2.5Y 5/4) a castanho claro acinzentado (2.5Y 6/2) (Figura 6G e H). A composição mineralógica dos materiais do poço 2 é representada principalmente por quartzo, com a presença significativa de minerais pesados e feldspato; conchas e fragmentos de conchas não foram encontrados no poço 2. A morfologia das areias varia entre angular e muito angular, com brilho vítreo, exceto no intervalo entre 0.5 metro de profundidade e a superfície, onde predominam areias subarredondadas e subangulares (Figura 6L).

O poço 3 está distante 7 metros da praia atual e foi perfurado até 6 m de profundidade. É constituído por um depósito arenoso (~96%), com o predomínio de areia média, seguida de areia grossa (Figura 6O). Da base (6 metros) até 4,5 metros de profundidade há a presença significativa de areia pobremente selecionada, com a predominância de areia grossa (entre 30 e 42%) a média (entre 14 e 30%), seguida de areia muito grossa (entre 14 e 21%) e cascalho (entre 12 e 22%) (Figura 6O). A concentração de matéria orgânica é discreta, com apenas 0.2%, e a cor dos sedimentos se apresenta em tons de marrom polidos (2.5Y 7/4; 2.5Y 7/3). Entre 4.0 metros e a superfície há o predomínio de areia média, seguida de areia grossa, moderadamente bem selecionada a bem selecionada (Figura 6O). A concentração de MO é discreta, com 0.5 e 0.1%. (Figura 6P). A cor dos sedimentos é basicamente marrom polido (2.5Y 7/4), com exceção da superfície, que exhibe cor cinza claro (2.5Y 7/2) (Figura 6M e N). As areias quartzosas são predominantemente angulares e muito angulares com brilho vítreo (Figura 6R). Os sedimentos do poço 3 são compostos em grande maioria por quartzo, com a presença significativa de minerais pesados, feldspatos, conchas e fragmentos de conchas (Figura 6Q). A espécie de gastrópode *Bostrycapulus aculeatus* foi identificada na superfície e a

4.5 m. Os demais moluscos pertencem à classe dos bivalves. A espécie *Tivela fulminata* (3 amostras, encontradas na superfície, 3 e 4.5 m de profundidade); *Tivela mactroides* (2 amostras, encontradas na superfície e a 2 m de profundidade) e *Mactra isabelleana* (2 amostras, encontradas em 3 e 4.5 m de profundidade) foram as espécies que mais foram observadas.

A partir da caracterização dos sedimentos coletados através dos poços de sondagem (Figura 6), foram individualizadas 4 unidades sedimentares, da base para o topo:

I – Localizada no poço 1 entre 5.25 até 9 m de profundidade. Predomínio de areia quartzosas média a fina, mal selecionada, com minerais pesados presentes na composição, com a morfologia dos grãos predominando entre angular e muito angular e coloração esbranquiçada (2.5y 8/2) que difere esta unidade sedimentar dos demais depósitos.

II – Localizada nos poços 2 e 3 entre 4.5 e 6 m de profundidade. Predomínio de areias quartzosas variando entre média a grossa, mal selecionada, com presença significativa de cascalho, grau de arredondamento angular a muito angular e presença de minerais pesados e coloração variando entre tons de amarelo e castanho (2.5y 6/4; 2.5y 7/4; 2.5y 7/6). Foram observadas conchas e fragmentos de conchas bivalves da espécie *Tivela fulminata* e *Mactra isabelleana*.

III – Localizada em todos os poços, entre 4 e 1m de profundidade. Predomínio de areia quartzosa média, moderadamente selecionada, com grãos angulares e muito angulares, presença de minerais pesados e coloração variando entre tons de castanho (2.5y 5/4; 2.5y 6/4; 2.5y 7/4).

IV - Localizada em todos os poços, restrita a superfície. Predomínio de areia quartzosa média, moderadamente selecionada, com grau de arredondamento variando de subangular a subarredondado e coloração mais acinzentada (2.5y 5/4; 2.5Y 6/1; 2.5Y 6/2; 2.5Y 7/2; 2.5Y 7/4).

Geocronologia

Os resultados das idades das areias obtidos por LOE estão sintetizados na tabela 1. Os resultados das datações mostram idades entre 1.450 ± 120 e 550 ± 50 anos A. P., localizadas entre 1 e 1.5 m de profundidade, o que aponta para a formação das planícies de cristas de praia no Holoceno (Tabela 1). Apresentaram um baixo desvio padrão entre as doses equivalentes (Tabela 2), o que segundo Clarke et al. (1999) pode ser considerado satisfatório, sem sinal residual, fato de a amostra estar efetivamente zerada.

A taxa de progradação média foi calculada entre as idades OSL 01B e OSL 02 (Figura 3) que correspondem a mesma profundidade, onde há uma diferença média de 900 anos e distância de 121 m entre elas. Obteve-se uma taxa média de ~0,13 m/ano de progradação, onde o valor médio se situa entre a taxa mínima de 0,12 m/ano e a taxa máxima de 0,14 m/ano. Com base nos dados adquiridos e considerando uma taxa de sedimentação linear para essa planície, foi realizada uma correlação para obter uma estimativa da idade do ponto mais interno (início) da planície, que fica aproximadamente a 69 m de distância do ponto OSL 01, com isso foi possível obter uma idade em torno de 1.955 anos A.P.

Tabela 1: Idades absolutas obtidas por Luminescência Opticamente Estimada (LOE).

Amostras	Coordenadas	Prof. (m)	Elevação em relação ao NMM atual	Distância do NMM atual	Idade (anos)
OSL 01B	23°02.747'S 44°38.842'W	1.5	3	210	1.450 ± 120
OSL 01A	23°02.747'S 44°38.842'W	1.0	3	210	1.120 ± 80
OSL 02	23°02.798'S 44°38.801'W	1.5	1	95	550 ± 50

Tabela 2: Valores das Doses Equivalentes entre as alíquotas, desvio padrão e dose anual.

De (Gy)	OSL 001B	OSL 001A	OSL 002
Alíquota 1	2.3	1.6	0.8
Alíquota 2	2.5	1.8	0.9
Alíquota 3	2.4	1.8	0.6
Alíquota 4	2.1	2.0	0.7
Alíquota 5	2.6	2.1	0.8
Alíquota 6	2.2	2.2	0.8
Alíquota 7	2.0	2.0	0.6
Alíquota 8	3.0	1.7	0.7
Alíquota 9	3.3	1.5	0.6
Alíquota 10	2.3	1.8	0.4
Alíquota 11	2.9	1.3	0.5
Alíquota 12	3.3	1.9	0.8
Alíquota 13	2.5	1.7	0.6
Alíquota 14	1.8	2.1	0.6
Alíquota 15	1.9	2.0	0.9
Desvio padrão	0.47	0.24	0.14
Dose anual (µGy/ano)	1.710 ± 80	1.620 ± 80	1.240 ± 80
Idade	1.450 ± 120	1.120 ± 80	550 ± 50

Discussão

A integração dos dados de GPR e dos poços de sondagem possibilitou a caracterização sedimentar de um pacote costeiro até cerca de 9 metros de profundidade, subdividido em duas sequências deposicionais, sendo a mais profunda a mais antiga, formada possivelmente no Pleistoceno, e a mais superficial mais recente, formada no Holoceno.

A unidade I é a mais inferior, localiza-se a partir de 5 a 5.25 metros de profundidade. Apresentou refletores subparalelos moderadamente contínuos, com atenuação do sinal e baixa amplitude na base e em direção ao mar (Rf1). Essa sequência deposicional é representada por sedimentos predominantemente arenosos, variando de areia quartzosa média a fina, mal selecionada e com presença de minerais pesados na sua composição. A cor esbranquiçada das areias chama a atenção e destoa da areia amarelada encontrada nas camadas sobrejacentes. Foi identificada como um possível depósito remanescente de uma sequência pleistocênica (Figura 7). Esses sedimentos esbranquiçados se assemelham aos descritos por Silva et al. (2014), que encontrou areias brancas em torno de 10 metros de profundidade e interpretadas como correspondente a uma barreira formada no Pleistoceno da planície costeira de Maricá, com idades em torno de 42.406 -49.374 cal. A.P., entre 18 e 14 m de profundidade. Lamego (1940) e Silva et al. (2014) atribuem a coloração mais esbranquiçada das areias como tendo sido ainda depositadas durante o Pleistoceno e retrabalhadas ao longo do tempo, removendo a fina camada de óxido de ferro das partículas de quartzo desses depósitos (Lamego, 1940). Dominguez (1996) também classificou como sendo características de depósitos pleistocênicos areias compactadas e esbranquiçadas ao estudar os depósitos sedimentares do delta do São Francisco. Outros estudos apresentam evidências da existência de depósitos pleistocênicos entre 5 e 23 m de profundidade, com idades que variam entre 36.200 e 47.700 A.P. (Angulo et al., 2008; Mahiques et al., 2011; Cohen et al., 2014; Dillenburg et al., 2020). A atenuação e a baixa amplitude do sinal relacionada a Rf1 são atribuídas por Watanabe et al. (2023) aos depósitos pleistocênicos encontrados na planície costeira do Rio Grande do Sul. Essa atenuação de sinal em direção a base dos radargramas, pode ser atribuída a limitação do equipamento quanto a profundidade alcançada. Próximo à área de estudo, Silva e Dias (2017) também sinalizam para a possível presença de duas barreiras na planície costeira das praias do Sul e do Leste na

Ilha Grande, sendo a mais interna possivelmente formada no Pleistoceno e a externa formada durante o Holocênica.

O Refletor A, acima da unidade I foi interpretado como uma possível superfície de erosão e/ou não deposição, que marca a passagem entre a sequência Pleistocênica e Holocênica (Figura 7). Essa passagem é relatada por Silva et al. (2014) no litoral de Maricá, onde salienta um intervalo não deposicional/erosivo entre cerca de 35.000 e 8.560 anos cal AP, quando então começou a sedimentação Holocênica.

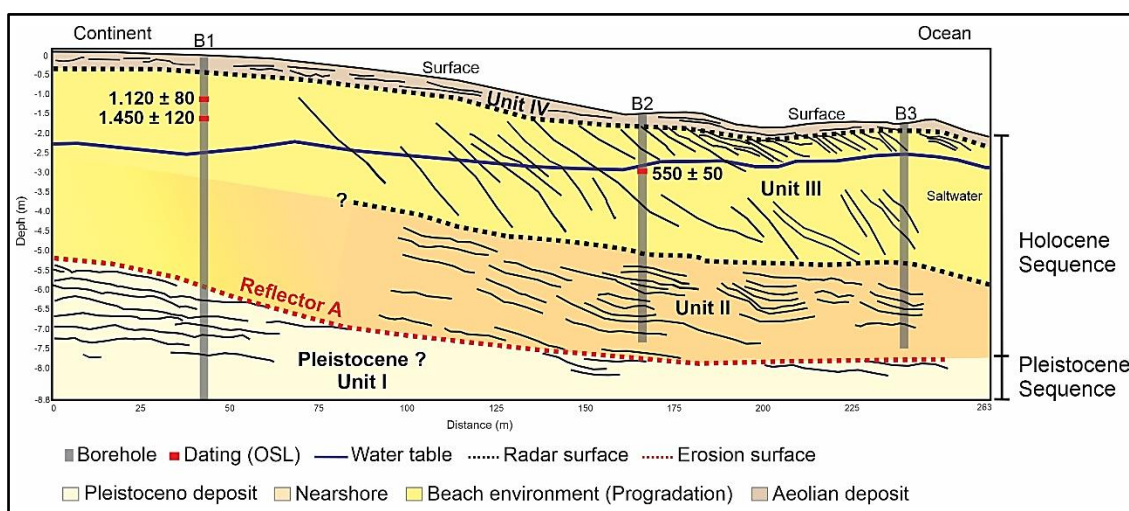


Figura 7: Unidades sedimentares e sequências deposicionais que formam o depósito costeiro de Paraty.

Entre o refletor A e a superfície, encontra-se a Sequência Costeira Holocênica, subdividida em 3 unidades deposicionais (II, III e IV - Figura 7). A primeira (Unidade II), com refletores subparalelos, com forma planar, moderadamente contínuo, com suave mergulho em direção ao mar (Rf2). As areias quartzosas média a grossa, com presença significativa de cascalho exibem um mal selecionamento. A morfologia dos grãos de areia, angular a muito angular, juntamente com a presença de minerais pesados, aponta para a importância do aporte sedimentar fluvial na área e a proximidade com a área fonte. A unidade II foi interpretada como um depósito de antepraia (Figura 7). As praias abrigadas em Paraty apresentam, em geral, sedimentos mais grossos (incluindo cascalho) na porção submarina, em comparação com a porção praial emersa (Pinheiro et al., 2021a). A presença expressiva de sedimentos grossos (areia grossa, areia muito grossa e cascalho) é comum em praias abrigadas dentro de baías (Nordstrom, 1977; Nordstrom e Jackson, 1993). A abundância de frações mais grossas em algumas praias abrigadas é resultante

da deposição pela ação das ondas de tempestade e está ligado a baixa competência das ondas de tempo bom de transportarem e depositarem sedimentos pós- tempestades, o que facilita o acúmulo e permanência desses sedimentos grossos nesses ambientes (Nordstrom, 1977). Conchas e fragmentos de conchas, pertencentes a classe dos bivalves da espécie *Mactra isabelleana*, localizados entre 3 e 4.5 metros de profundidade (no poço 3), corroboram com a interpretação aqui apresentada. Essa espécie tem geralmente como habitat fundos arenosos na região infralitoral (zona submersa situada abaixo do nível mínimo da maré baixa) até 25 metros de profundidade (Ferrasso et al. 2016; Santos e Batalla, 2017).

A unidade III da Sequência Costeira Holocênica, interpretada como ambiente praial progradante (Figura 7), representa a progradação das planícies litorâneas a partir da queda do nível relativo do mar. Nos radargramas (Figura 7), essa unidade é marcada pela presença de refletores inclinados em direção ao mar e com boa continuidade (Rf3). Nela predomina areia quartzosa média, moderadamente selecionada, com morfologia angular e muito angular, e presença de minerais pesados. O lençol freático é um refletor marcante que corta essa unidade, aparecendo entre 0.5 e 2.5 m de acordo. Este padrão de reflexão, com refletores inclinados mergulhando em direção ao mar, é considerada predominante em termos de ocorrência de planícies progradantes através de mecanismo de formação das cristas de praia (Tamura, 2012). Tal característica tem sido amplamente identificada em diversos litorais do Brasil e do mundo a partir da utilização do GPR em sistema de cristas de praia, como pode ser observado nos trabalhos de Rodriguez e Meyer (2006), Tamura et al., (2008), Barboza et al., (2009); Fernandez e Rocha, (2015); Rocha et al., (2017), Figueiredo et al. (2021) e Prasad et al. (2023).

A unidade IV, na superfície da Sequência Costeira Holocênica, foi interpretada como sendo representativa de um depósito arenoso pouco espesso (0.5 m), retrabalhado por processos eólicos (Figura 7). Essa unidade corresponde a Rf4, caracterizada por refletores plano paralelos, predominantemente horizontais e de moderada continuidade. Na unidade IV predomina areia quartzosa média, moderadamente selecionada, com grau de arredondamento variando de subangular a subarredondado. Registros similares ao encontradas nesse estudo, onde são apresentadas radarfácies eólicas com refletores plano paralelos predominantemente horizontais, foram identificadas por autores em diversos litorais do Brasil e do mundo, como por Rodriguez e Meyer (2006) na planície costeira da Península de Morgan no Golfo do México; Caldas et al. (2006), no litoral norte do Rio Grande do Norte; Costas e FitzGerald (2011), na praia de Salisbury em Massachusetts,

EUA; Rocha et al. (2017) e Figueiredo et al. (2021), na planície do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul; e Prasad et al. (2023), na praia de Malvan, centro-oeste da Índia. De acordo com Otvos (2000), os sedimentos do ambiente praias podem sofrer pouco transporte pela ação do vento e conseqüentemente, resultando em pouca diferenciação quanto aos parâmetros sedimentares entre depósitos praias distintos.

Os refletores com mergulho em direção ao mar, assim como a ausência de estruturas com mergulho em direção ao continente, refletem o mecanismo de formação de cristas de praia a partir do modelo de junção de barras *longshore*, a partir da emersão de barras que se acumulam durante condições de baixa energia das ondas e incorporação de sedimentos pela ação do espraiamento ondas (*swash-bar welding*) (Hesp et al., 2005; Tamura, 2012). Esse mecanismo de formação de sistemas de cristas de praia é geralmente associado a litorais com abundante suprimento de sedimentos (Tamura 2012).

A morfoscopia dos grãos apontou para um grau de arredondamento predominante do tipo angular e muito angular (Figura 6F, L e R). Segundo McLane (1995), os materiais provenientes de rios são geralmente mais angulares, o que os difere daqueles provenientes de fonte marinha, geralmente arredondados e com a superfície mais lisa. O padrão identificado nas sondagens aponta para a baixa maturidade desses materiais, comum em litorais sujeitos à oferta de sedimentos a partir de rios locais. Tais características evidenciam a contribuição do aporte fluvial de materiais na sedimentação das planícies litorâneas de Paraty, sem descartar a contribuição marinha, que desempenha papel importante em algumas áreas (Carvalho et al., 2011). Pinheiro et al. (2021a) destaca que as praias nesse litoral apresentam, em geral, sedimentos quartzosos subangulares a angulares, o que corrobora os dados adquiridos na planície do Iriri. Além disso, os autores apontam para a importante contribuição fluvial, que chega a formar pequenos deltas em algumas praias. Estudo realizado por Silva et al. (2020) nas praias da Ilha Grande e um modelo de transporte de sedimentos na costa sul do Rio de Janeiro proposto por Carvalho et al. (2011), também chamam a atenção para o importante papel dos rios na sedimentação litorânea dessa região. Durante o Holoceno, rios ativos entregaram grandes quantidades de sedimentos às costas formando barreiras progradantes e ricas em sedimentos imaturos de origem fluvial (Roy et al., 1994).

Meandros abandonados são observados ao longo de algumas áreas dessas planícies, o que indica que estes já estiveram ativos e mudaram sua trajetória em algum momento durante a evolução das planícies litorâneas. Em Taquari, na linha 4 de GPR perpendicular à costa (Figura 5), foi possível observar radarfácies com forma côncava e

refletores com deposição em direção a sudoeste (Rf5), cortando depósitos progradacionais (Rf3). Essa radarfície foi interpretada como indicativa de um paleocanal. Registros similares são identificados também por Brenny et al. (2022) na planície costeira entre o Rio das Ostras e o Cabo Búzios, por Watanabe et al. (2023) no litoral norte do Rio Grande do Sul e por Barboza et al. 2014 na planície de Santa Catarina. Esse processo é análogo ao moderno identificado por Pinheiro (2018) no mesmo local. A partir de imagens de satélites, foi possível constatar que a barreira arenosa (ou pontal arenoso) apresenta uma tendência de deposição sedimentar em direção a sudoeste como resultado da interação entre a dinâmica na foz do rio Taquari e a ação dos processos costeiros recentes (direção da corrente de deriva litorânea e incidência de ondas) neste trecho do litoral. De acordo com Barboza et al. (2014), esse processo pode gerar uma interdigitação entre sedimentos costeiros/marinhos e fluviais, deixando uma assinatura deposicional como registro bem característico da ação fluvial.

A geomorfologia atual é marcada por um litoral recortado, com uma sucessão de pequenas enseadas e estreitas planícies costeiras que aparecem de forma descontínua na área de estudo. Na área mais central desse litoral, como em Taquari e Barra Grande, há planícies um pouco mais extensas com formação de sucessivas cristas de praia, paralelas à linha de costa e com orientação norte-sul, que representam uma progradação desse litoral a partir do abandono de antigas posições de linha de costa (Otvos, 2000, Davis JR. e Fitzgerald, 2004; Hesp et al., 2005; Tamura, 2012). Apesar de serem áreas abrigadas, essa parte central do litoral estudado apresenta uma maior exposição a incidência de ondas que entram na Baía da Ilha Grande, além da presença de rios significativos (Rio da Barra Grande e Taquari), contribuindo com aporte sedimentar.

Planícies costeiras compostas por cristas de praia são um dos indicadores mais utilizados em trabalhos anteriores de reconstrução de paleonível do mar (PNM). No entanto, Otvos (2000) e Tamura (2012) alertam para a cobertura eólica, que tende a mascarar esse dado e ao utilizar esse tipo de indicador, deve-se desconsiderar a cobertura eólica. Nesse estudo foi possível identificar o capeamento eólico a partir dos radargramas (GPR), com espessura média de 0.5 m. As idades obtidas através das datações (1.450 ± 120 anos A.P.) com base nas areias coletadas em profundidade (1.5 metro) abaixo do pacote sedimentar correspondente ao capeamento eólico, sugerem que o nível relativo do mar estava cerca de 2.5 metros acima do nível atual. Se compararmos a posição do paleonível do mar em aproximadamente 1.450 ± 120 anos A.P. com a altimetria da praia atual (identificada no perfil topográfico 2 – Figura 2B) de aproximadamente 1 m, é

possível observar uma queda de 1.5 m do nível do mar por volta dos últimos 1.500 anos A.P., com diminuição na altura da crista de cercada de 3 m para 1 m em direção ao mar, e que representam antigas posições da linha de costa, formadas durante a progradação desse litoral.

O decréscimo no gradiente altimétrico da planície (Iriri) de cerca de 3 m para 1 m em direção ao mar, pode estar associado ao início da deposição sedimentar na área, a partir da queda do nível relativo do mar a partir de 5.000 anos A.P., considerando-se a curva proposta por Angulo et al. (2006). Trabalhos sobre mudanças no nível do mar são escassos na região. Datações realizadas por Delibras e Laborel (1969) e Martin e Suguio (1978) *apud* Milne et al. (2005) e Silva e Dias (2017), em alguns locais na região da Baía da Ilha Grande pelo método 14C em vermitídeos, atestam idades holocênicas para a área estudada, entre 4.811 A.P. e 1.490 A.P. Curvas de variação do nível do mar no Holoceno estabelecidas para a região de Angra dos Reis (Suguio et al., 1985; Araujo et al., 2021) mostram possíveis oscilações significativas do nível do mar. Essa última apresenta um máximo transgressivo relativamente maior (entre 5.000 e 3.500 anos A.P.) que outras curvas já publicadas. Entretanto, a curva de variação do nível do mar no Holoceno proposta por Angulo et al. (2006), mostra uma subida do nível do mar atingindo 2 a 5 m acima do nível atual durante o Máximo Transgressivo do Holoceno, entre 5800 e 5.000 anos cal A.P., seguido de uma contínua descida no nível relativo do mar até o atual.

Estudos realizados por Ybert et al. (2003) na planície de Cananeia e Iguape (SP); Silva e Dias (2017) e Coe et al. (2018) na Ilha Grande (RJ), a partir de análises multiproxies (diatomáceas, pólen, razão carbono nitrogênio, conchas, fitólitos, isótopos do carbono e datações), indicam estabilidade ambiental na região durante o Holoceno, não havendo grandes mudanças climáticas e nas formações vegetais, demonstrando um padrão bioclimático semelhante ao atual. No entanto houveram períodos mais úmidos a partir dos últimos 3.500 A.P., que podem ter contribuído para uma maior oferta de sedimentos vinda dos rios locais, para o processo evolutivo das planícies, a partir da construção de cristas de praia. No caso em que um rio é a principal fonte de suprimento de sedimentos costeiros, a quantidade de materiais acumulados na costa pode ser proporcional à descarga de sedimentos dos rios (Tamura, 2012).

Portanto, as planícies litorâneas em Paraty foram marcadas por um processo progradante, a partir da queda do nível do mar (regressão), associada ao significativo aporte sedimentar (fluvial), que permite a contínua formação e incorporação de cristas de praia pela ação das ondas. Apesar do comportamento evolutivo marcado pela

progradação, o litoral de Paraty pode estar passado por uma fase erosiva e/ou retrogradante recente. De acordo Pinheiro et al. (2021a, b), nos últimos anos alguns locais, inclusive abrigados no interior da baía, tem se mostrado suscetível as mudanças climáticas em curso e as alterações antrópicas realizadas em diferentes trechos costeiros, com registos de transposição de ondas, danos em estruturas urbanas, erosão e frequentes episódios de inundações. Esses problemas, na maioria das vezes, são o resultado das intervenções antrópicas locais, da suscetibilidade das praias abrigadas às ondas de tempestades e devido à baixa troca de sedimentos, comum nessas praias. Rocha et al. (2017) também relatou uma atual fase erosiva no complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul. Esse processo pode se agravar ainda mais se considerarmos o aumento do nível do mar (IPCC, 2022) e aumento no número e na intensidade das tempestades mais intensas a nível global nas últimas décadas (Webster et al., 2005; Kossin et al., 2013; Holland e Bruye, 2014).

Considerações finais

O litoral de Paraty apresenta uma sucessão de pequenas enseadas e planícies costeiras seccionadas pelo embasamento cristalino da Serra do Mar. A geomorfologia atual das planícies litorâneas é marcada pela presença de sucessivas cristas de praia com orientação norte-sul, que representam antigas posições da linha de costa, formadas durante a progradação desse litoral. As diferenças na largura dessas planícies podem estar associadas a maior exposição de algumas áreas a incidência de ondas que entram na baía, da presença de rios mais expressivos, que contribuem com o aporte sedimentar, e pela maior ou menor influência das escarpas da Serra do Mar.

A partir da integração dos dados de GPR e sondagem geológica foi identificado um pacote costeiro marcado por duas sequencias deposicionais. A primeira pode ter se formado durante o Pleistoceno, localizada a partir de 5 m de profundidade, marcada por padrão de reflexão subparalelo moderadamente contínuos, com atenuação do sinal e baixa amplitude em direção ao mar (Rf1), composto predominantemente por depósito arenoso, de coloração esbranquiçada que difere dos demais depósitos, variando de areia quartzosa média a fina, mal selecionada. Acima dessa unidade há uma superfície de erosão e/ou não deposição (Refletor A), que marca a passagem entre as sequências Pleistocênica e Holocênica. Em torno de 4.5 m até a superfície encontra-se a sequência Holocênica,

formada por 3 unidades deposicionais interpretadas como antepraia, ambiente praiial progradante e retrabalhamento eólico.

A formação das cristas de praia se dá pelo mecanismo de junção de barras *longshore* a partir da emersão de barras e incorporação de sedimentos pela ação do espraiamento ondas (*swash-bar welding*), que podem estar associados ao abundante suprimento de sedimentos trazidos pelos rios locais. A contribuição fluvial na sedimentação dessas planícies é marcante e fica evidente tanto nas características dos grãos (angulares e muito angulares de baixa esfericidade), quanto pela presença de paleocanal (Rf5) cortando depósitos progradacionais. Momentos mais úmidos, a partir dos últimos 3.500 A.P., podem ter contribuído através de episódios de maior frequência de chuvas extremas e conseqüentemente maior oferta de sedimentos vinda dos rios locais, contribuindo para o processo evolutivo dessas planícies.

As datações por LOE das areias na planície do Iriri confirmam a origem Holocênica desse litoral, com idades em torno de 1.450 ± 120 e 550 ± 50 anos A.P., em áreas distantes 210 m e 95 m do atual NMM, respectivamente e; com uma taxa de progradação média de $\sim 0,13$ m/ano. O decréscimo no gradiente altimétrico, do interior em direção à costa atual, indica que o processo de deposição sedimentar se deu a partir da queda do nível relativo do mar, por volta de 5.000 anos A.P.

Portanto, as pequenas e estreitas planícies flúvio-marinhas do litoral de Paraty foram formadas ao longo do Holoceno, marcadas por um processo progradante a partir da queda do nível do mar (regressão) associada ao significativo aporte sedimentar (fluvial), que permite a contínua incorporação de cristas de praia pela ação das ondas.

Referências

ANDRADE, F. C. 2012. Uma abordagem morfodinâmica e caracterização da comunidade de macrofauna das praias abrigadas da região de Paraty, RJ. 2012. 115 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) - Universidade Federal Fluminense. Niterói.

ANGULO, R.J., LESSA, G.C., SOUZA, M.C., 2006. A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25, 486-506.

ANGULO, R. J.; SOUZA M. C.; ASSINE M. L.; Pessenda, L. C. R.; Disaró, S. T. 2008. Chronostratigraphy and radiocarbon age inversion in the Holocene regressive barrier of Paraná, southern Brazil. *Marine Geology*, 252, p. 111-119.

ARAÚJO, J., MACARIO, K., MOREIRA, V., DOS SANTOS, A.; PASSOS, JESUS, P., SEOANE, J., DIAS, F., 2021. Bioindicators of sea-level fluctuations in

southeastern Brazil: new data and methodological review. *Radiocarbon*, v.63 (4), p.1149–1163.

BARBOZA E.G., DILLENBURG S.R., ROSA M.L.C.C., TOMAZELLI L.J., HESP P.A. 2009. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 56: 579-583.

BARBOZA E.G., DILLENBURG SR, RITTER MN. Holocene sea-level changes in southern Brazil based on high-resolution radar stratigraphy. *Geosciences* 11(8):326. 2021a. <https://doi.org/10.3390/geosciences11080326>

BARBOZA E.G., ROSA M.L.C.C., DILLENBURG S.R., SILVA A.B., TOMAZELLI L.J. 2014. Stratigraphic analysis applied on the recognition on the interface between marine and fluvial depositional systems. *Journal of Coastal Research*, SI 70: 687-692.

BENCHIMOL, M. F. 2007. Gestão de unidades de conservação marinhas: um estudo de caso da área de proteção ambiental da Baía de Paraty – RJ. 2007. MSc Dissertation. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil.

BITENCOURT, V. J. B.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; MANZOLLI, R. P.; CARON, F.; SAWAKUCHI, A. O. 2017. Datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) de uma planície de cordões litorâneos do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 08 (2),1-8.

BITENCOURT, V. J.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; MANZOLLI, R. P.; CARON, F. 2016. Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos na margem NE da Lagoa dos Quadros, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, v.43, n. 3, p. 249-269. DOI: 10.22456/1807-9806.79582

BITENCOURT, V. J. B. D.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. D. C.; MANZOLLI, R. P. 2020. Padrões de empilhamento estratigráfico e seus reflexos na morfologia da barreira costeira holocênica no litoral médio do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 21, n. 3, p. 529-548. DOI: 10.20502/rbg.v21i3.1789

BOGO, M; SOUZA, M. C.; ÂNGULO; R. J.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C. 2015. Arquitetura deposicional da barreira holocênica na porção meridional da Ilha de São Francisco do Sul, SC, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 42 (3), p. 281-295.

BRENNY, M. E. R.; ROCHA, T. B.; SANTOS I. R. M.; FERNANDEZ, G. 2022. Arquitetura Sedimentar Interna e Geocronologia de uma Planície Costeira Holocênica Regressiva Sob Influência Fluvial: Um Exemplo do Litoral do Rio de Janeiro, SE-Brasil. In: *Geomorfologia do Brasil: Complexidade, Interescala e Paisagem*.

BRISTOW C.S. & PUCILLO K. 2006. Quantifying rates of coastal progradation from sediment volume using GPR and OSL: the Holocene fill off Guichen Bay, South-east South Australia. *Sedimentology*, 53:769-788.

CALDAS L.H.O., OLIVEIRA J.G., MEDEIRO W.E., KARL STATTEGGER K., VITAL H. 2006. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. *Geo-Marine Letter*, 26: 249-263.

CARTER, R. W. G., 1988. *Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*. 1st ed., Academic Press. London.

CARVALHO, C; ANJOS, R.M., VEIGA R., MACARIO K. “Application of radiometric analysis in the study of provenance and transport processes of Brazilian coastal sediments”. *Journal of Environmental Radioactivity*. Vol 1, 2011, p. 1-13.

CLARKE M.L., RENDELL H.M., WINTLE A.G. 1999. Quality assurance in luminescence dating. *Geomorphology*, 29, p. 173-185.

COE, H. H. G.; RAMOS, Y. B. M.; SILVA, A. L. C.; GOMES, E.; SOUSA, L. O. F.; MACARIO, K. D.; DIAS, R. R. 2018. Paleovegetação da Ilha Grande (Rio de Janeiro) no Holoceno através do estudo de fitólitos e isótopos do carbono. *Revista Brasileira de Geografia Física*, 11, n.2, 456-476.

COHEN M.C.L., FRANÇA M.C., ROSSETTI D.F., PESSEDA L.C.R., GIANNINI P.C.F., LORENTE F.L., BUSO JR A.A. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415: 48–58.

CHOI, K. H.; CHOI, J. H.; KIM J. W. 2014. Reconstruction of Holocene coastal progradation on the east coast of Korea based on OSL dating and GPR surveys of beach-foredune ridges. *The Holocene*, 24, p. 24-34.

DAVIS Jr, R. A.; FITZGERALD, D. M. 2004. *Beaches and Coasts*. 1. ed. Blackwell Publishing.

DHN. 1980. Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil. Folha de bordo, FB-1500–001/79.

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-Mar Lett* 40, 1099–1108 (2020).

DOMINGUEZ J.M.L., MARTIN L., BITTENCOURT A.C.S.P. 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: Nummedal, D.; Pilkey, O.H., Howard, J.D (eds.) *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 115-127.

DOMINGUEZ, J. M. L. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave dominated deltas? *Geology Society London Special Publications*, 117, p. 217–231. 1996.

DÖRSCHNER, N.; REIMANN, T.; WENSKE, D.; LÜTHGENS, C.; TSUKAMOTO, S.; FRECHEN, M.; BÖSE, M. 2012. Reconstruction of the Holocene coastal development at Fulong Beach in north-eastern Taiwan using optically stimulated luminescence (OSL) dating. *Quaternary International*, 263, p. 3 -13.

DOUGHERTY, A. J.; CHOI, J. H.; DOSSETO, A. 2016. Prograded Barriers + GPR + OSL = Insight on Coastal Change over Intermediate Spatial and Temporal Scales. *Journal of Coastal Research*, 75, p. 368-372.

FARIA, A. P. Dinâmica Geomorfológica da Costa Rochosa do Estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, vol 19, nº1, p. 1 - 20, 2018

FERNANDEZ, G.B., ROCHA, T.B. DA, 2015. Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do estado do Rio de Janeiro. *Revista Bras. Geomorfologia*, 16, 1-12.

FERRASSO, S.; FIORENTIN, G. L.; SCHMITZ, P. I. 2016. Identificação de remanescentes conchiliológicos de um assentamento Holocênico na planície costeira do Rio Grande do Sul: contribuições sob o enfoque zooarqueológico. *PESQUISAS, ANTROPOLOGIA Nº 72: 225-266* São Leopoldo: Instituto Anchieta de Pesquisas, p. 225-266.

FIGUEIREDO MS, BRILL D, ROCHA T.B. (2021) Late Holocene evolution of São Tomé cape (Rio de Janeiro, Brazil): insights from geomorphological, geophysical and geochronological data. *Quaternary International* 602:15–29. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.04.001>

FITZGERALD, D. M.; CLEARY, W. J.; BUYNEVICH, I. V.; HEIN, C. J.; KLEIN, A.; ASP, N.; ANGULO, R. 2007. Strandplain evolution along the southern coast of Santa Catarina, Brazil. *Journal of Coastal Research*, p. 152-156.

FOLK, R. L. 1980. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company. Austin, Texas, EUA.

- GANDOLFO, O. C. B.; SOUZA, L. A. P.; TESSLER, M. G.; RODRIGUES, M. 2001. Estratigrafia rasa da Ilha Comprida (SP): um exemplo de aplicação do GPR. *Brazilian Journal of Geophysics*, Vol. 19, 3, p.1-11.
- GODOI, V. A., CALADO, L., WATANABE, B. W., YAGINUMA, L., & PEREIRA, M. B. 2011. Evento extremo de ondas na baía da Ilha Grande: Um estudo de caso. *Boletim Do Observatório Ambiental Alberto Ribeiro Lamego*, 5, 28–44.
- GUEDES, C. C. F.; GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; DEWITT, R.; NASCIMENTO JR, D.R.; AGUIAR, V. A. P.; ROSSI, M. G. 2011. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*, 285, 1–16.
- GUERRA, A. J. T.; Bezerra J. F. R.; Jorge, M. C. O.; Fullen, M. A. 2013. The geomorphology of Angra dos Reis and Paraty municipalities, Southern Rio de Janeiro State. *Revista Geonorte*, v.9, n.1, p.1-21.
- HEIN, C. J.; ASHTON, A. D. 2020. Long-term shoreline morphodynamics: processes and preservation of environmental signals. In: JACKSON, D. W.T.; SHORT, A. D. *Sandy beach morphodynamics*. 487-531.
- HESP P.A., DILLENBURG S.R., BARBOZA E.G., TOMAZELLI L.J., AYUP-ZOUAIN R.N., ESTEVES L.S., GRUBER N.S., TOLDO-JR E.E., TABAJARA L.L.C., CLEROT L.C.P. 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77 (3): 493-508.
- HOLLAND, G.; BRUYÈRE, C. L. 2014. Recent intense Hurricane response to global climate change. *Climate Dynamics*, 42, 617– 627. [https:// doi. org/ 10. 1007/s00382-013-1713-0](https://doi.org/10.1007/s00382-013-1713-0)
- IPCC, 2022: Mudanças Climáticas 2022: Impactos, Adaptação e Vulnerabilidade. Contribuição do Grupo de Trabalho II para o Sexto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas. Cambridge University Press. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova York, NY, EUA, 3056 pp., doi:10.1017/9781009325844.
- KOSSIN, J. P., TIMOTHY, L. O., & KENNETH, R. K. 2013. Trend analysis with a new global record of tropical cyclone intensity. *Journal of Climate*, 26, 9960–9976. [https:// doi. org/ 10. 1175/JCLI-D- 13- 00262.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00262.1)
- LAMEGO, A. R. 1940. Restingas na Costa do Brasil. *Divisão de Geologia e Mineralogia. Boletim nº 96, DNPM*, pp. 63.
- MAHIQUES, M. M.; SOUSA, S. H. M.; BURONE, L.; NAGAI, R. H.; SILVEIRA, I. C. A.; FIGUEIRA R. C. L.; SOUTELINO, R. G.; PONSONI, L.; KLEIN, D. A. 2011. Radiocarbon geochronology of the sediments of the São Paulo bight (southern brazilian upper margin). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83, p. 817–834.
- MAHIQUES, M. M., TESSLER, M. G., FURTADO, V. V. 1998. Characterization of energy gradient in Enclosed Bays of Ubatuba Region, South-Eastern Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, 431–446. [https:// doi. org/ 10. 1006/ ecss. 1998. 0368](https://doi.org/10.1006/ecss.1998.0368).
- MAIA, L. P.; GASTÃO, F. G. C.; TATUMI, S. H.; LACERDA, L. D. 2011. A utilização do método de luminescência opticamente estimulada para a datação de sedimentos de dunas costeiras do nordeste setentrional do Brasil. *Revista Virtual de Química*, 3 (2), 103-115.
- MCLANE, M. 1995. *Sedimentology*. New York: Oxford University Press.
- MEDEIROS, M. F. 2006. Estudos da sequência sedimentar holocênica das baías da ribeira e parati (Baía Ilha Grande – RJ) através de métodos sísmicos e análise de testemunhos. MSc Dissertation. Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brasil.

MILNE, G. A.; LONG, A. J.; BASSET, S. E. 2005. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews* 24) 1183–1202.

MUEHE, D. 2018. O litoral brasileiro e sua compartimentação. In S. B. Cunha & A. J. T. Guerra (Eds.), *Geomorfologia do Brasil* (2nd ed., pp. 273–337). Bertrand Brasil. 2001.

MUEHE, D.; LIMA, C. F. *Erosão e progradação do litoral brasileiro* (2st ed.). Ministério do Meio Ambiente.

MURRAY A.S.; WINTLE A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32:57-73.

NASCIMENTO, F. J. S.; BARBOZA, E. G.; FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B.; MINELI, T. D.; ESTEVES, T. 2018. Análise cronoestratigráfica dos cordões litorâneos na planície costeira da foz do rio Itabapoana (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 19 (3), 503-523.

NEAL, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, n.66, p.261-330.

NIELSEN, A.; MURRAY, A. S.; PEJRUP, M.; ELBERLING, B. 2006. Optically stimulated luminescence dating of a Holocene beach ridge plain in Northern Jutland, Denmark. *Quaternary Geochronology*, 1, 305–312.

NORDSTROM, K. F. 1977. Bayside beach dynamics: Implications for simulation modeling on eroding sheltered tidal beaches. *Marine Geology*, 25, 333–342.

NORDSTROM, K. F., JACKSON, N. L. 1993. Distribution of surface pebbles with changes in wave energy on a sandy estuarine beach. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 1152–1159. <https://doi.org/10.1306/D4267CD0-2B26-11D7-8648000102C1865D>

OLIVER, T. S. N.; DONALDSON, P.; SHARPLES, C.; ROACH, M.; WOODROFFE, C. D. 2017. Punctuated progradation of the Seven Mile Beach Holocene barrier system, southeastern Tasmania. *Marine Geology*, 386, p. 76–87.

OLIVER, T. S. N.; OWERS, C. J.; TAMURA, T.; BRACHT, D. 2023. Holocene estuary infill leads to coastal barrier initiation from fluvial sand supply in southeastern Australia. *The Holocene*, p. 1-15.

OTVOS, E.G., 2000. Beach ridges — definitions and significance. *Geomorphology* 32, 83–108.

PADILHA, M. N. 2016. Turismo, Patrimônio Histórico e Transformações Socioespaciais em Cidades Tombadas. O caso de Paraty. *Revista Rosa dos Ventos - Turismo e Hospitalidade*, 8, 1-16.

PEREIRA, A. J.; GAMBOA, L. A. P.; SILVA, M. A. M.; RODRIGUES, A. R.; COSTA, A. A. 2003. Utilização do Ground Penetrating Radar (GPR) em Estudos de Estratigrafia na Praia de Itaipuaçu – Maricá (RJ). *Revista Brasileira de Geofísica*. EDUFF, Niterói, Vol. 21 (2), p. 163-171.

PINHEIRO, A. B.; SILVA, A. L. C.; BAPTISTA NETO, J. A. 2021a. Dynamics and storm records on sheltered beaches: Paraty, southeast coast of Brazil. *Journal of Sedimentary Environments*. Springer Nature Switzerland, p. 1-17.

PINHEIRO, A. B., SILVA, A. L. C., PEREIRA, T. G., BAPTISTA NETO, J. A., 2021b. Coastal Erosion and Flood Susceptibility in Paraty, Southeast Brazil. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis Número Especial 1*, v. 57. p. 1-18

PINHEIRO, A. B. 2018. *Geomorfologia de praias e sensibilidade Ambiental no litoral de Paraty (RJ) à potenciais eventos de derramamento de óleo*. 2018. MSc Dissertation. Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Faculdade de Formação de Professores, São Gonçalo, Brasil.

PRASAD, P.; LOVESON, V. J.; KUMAR, V.; SHUKLA, A. D.; CHANDRA, P.; VERMA, S.; YADAV, R.; MAGOTRA, R.; TIRODKAR, G. M. 2023. Reconstruction of Holocene relative sea-level from beach ridges of the central west coast of India using GPR and OSL dating. *Geomorphology*, 442, p. 1 -19.

QIU, J.; JIN, J.; WANG, X.; WEI, C.; ZUO, X.; WEI, J. 2023. OSL chronological evidence reveals one of the earliest island-type Neolithic sites in the coastal area of South China. *The Holocene*, 33, 27-37.

ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; PEIXOTO, M. N. O. 2013. Applications of ground-penetrating radar to investigate the Quaternary evolution of the south part of the Paraíba do Sul river delta (Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Coastal Research*, SI 65, p. 570-575.

ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; RODRIGUES, A. 2017. Registros de erosão e progradação revelados por radar de penetração do solo (GPR) na barreira regressiva pleistocênica do complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ). *Quaternary and Envi. Geosciences*, v. 8, n. 1.

ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; RODRIGUES, A. 2017. Registros de erosão e progradação revelados por radar de penetração do solo (GPR) na barreira regressiva pleistocênica do complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ). *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 8, n. 1, p. 24-37.

RODRIGUEZ A.B., MEYER C.T. 2006. Sea-level variation during the Holocene deduced from the morphologic and stratigraphic evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 257-269.

ROY, P.S., COWELL P.J., FERLAND M.A., THOM B.G. 1994. Wave-dominated coasts. In: Carter R.W.G. & Woodroffe C.D. (eds.) *Coastal evolution: late quaternary morphodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 121-186.

SALGADO, C. M., PEIXOTO, M. N. O., & MOURA, J. R. S. (2007). Caracterização espaço temporal da chuva como subsídio à análise de episódios de enchentes no município de Angra dos Reis, RJ. *Revista Geosul*, 22, 7–26.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. 2007. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(2), 402-413.

SANTOS, A. M.; BATALLA, J. F. 2017. Levantamento conquiológico e análise de predação por gastrópodes em bivalves na Praia de Guacá, São Sebastião-SP. *UNISANTA Bioscience*, v.6 nº 4, p. 295 – 315.

SCHUMACHER, B. A. *Methods for the Determination of Total Organic Carbon (TOC) in Soils and Sediments*. Las Vegas: United States Environmental Protection Agency, Ecological Risk Assessment Support Center Office of Research and Development, 2002. 1-25 p.

SILVA, A. L. C.; SILVA, M. A. M.; GAMBOA, L. A. P.; RODRIGUES, A. R. 2014. Sedimentary architecture and depositional evolution of the Quaternary coastal plain of Maricá, Rio de Janeiro, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*. 44(2): 191- 206.

SILVA, A. L. C., GRALATO, J. C. A., BRUM, T. C. F., SILVESTRE, C. P., BAPTISTA, E. C. S., & PINHEIRO, A. B. (2020). Dinâmica de praia e susceptibilidade às ondas de tempestades no litoral da Ilha Grande (Angra dos Reis -RJ). *Journal of Human and Environment of Tropical Bays*, 1, 9–44.

SILVA, F. G., SCHERER, C. M. S. 2000. Morphological characterization of ancient aeolian dunes using the ground-penetrating radar, botucatu formation, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 531-534,

SILVA, R. C. O.; DIAS, G. T. M. 2017. 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. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 8(02):62-74.

SILVESTRE, C. P.; SILVA, A. L. C.; SILVA, M. A. M.; RODRIGUES, A. R. 2015. Investigation of the internal structure and evolution of the Holocene barrier of Maricá (Rio de Janeiro, Brazil). *Revista Brasileira de Geofísica* 33(3): 461-475.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, n.15, p.273–286.

TAMURA T. 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114: 279- 297.

TAMURA, T.; MURAKAMI, F.; NANAYAMA, F.; WATANABE, W.; SAITO, Y. 2008. Groundpenetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of Eastern Japan. *Marine Geology*, n.248, p.11-27.

TANAKA, A. P. B.; GIANNINI, P. C. F.; FORNARI, M.; NASCIMENTO JUNIOR M., D. R. DO, SAWAKUCHI, A. O.; RODRIGUES, S. I.; MENEZES, P. M. L.; DEBLASIS, P.; PORSANI, J. L. 2009. A planície costeira holocênica de Campos Verdes (Laguna, SC): evolução sedimentar inferida a partir de georradar (GPR), granulometria e minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências. Sociedade Brasileira de Geologia Vol. 39(4)*, p. 751-767.

WATANABE, D. S. Z.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R.; CARON, F.; RITTER, M. N.; BITENCOURT, V. J. B.; E MANZOLLI, R. P. 2023. Geomorfologia e padrões de empilhamento da barreira holocênica no Litoral Norte do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 24, 1, p.1-25.

WEBSTER, P. J., HOLLAND, G. J., CURRY, J. A., & CHANG, H. R. (2005). Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309, 1844–1846. <https://doi.org/10.1126/science.1116448>

WENTWORTH, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30, 377–392.

YBERT J.P., BISSA W.M., CATHARINO E.L., KUTNER M. 2003. Environmental and sea-level variations on the southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 189:11-24.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esse trabalho está voltado para o entendimento da dinâmica atual e evolução geológica da planície costeira de Paraty (RJ) ao longo do Holoceno. O litoral de Paraty apresenta uma geomorfologia marcada pela proximidade com a escarpa da Serra do Mar, formando um litoral recortado, com uma sucessão de pequenas enseadas e planícies costeiras. Nesse contexto, grande parte das praias desse litoral são do tipo *pocket beaches*, que se caracterizam pela reduzida extensão da faixa de areia e são separadas por promontórios em embasamento cristalino. Grande parte das praias estão localizados no interior da Baía da Ilha Grande e, portanto, parcialmente abrigados em relação à incidência direta das ondas. Por outro lado, as praias localizadas na Vila de Trindade compreendem a parte oceânica desta costa, exposta à incidência direta das ondas.

Os resultados sobre a dinâmica atual, mostraram que as praias abrigadas de Paraty são de baixa energia e apresentam diferentes níveis de exposição a eventos de tempestade. Essa diferença nos níveis de energia está diretamente associada a direção de incidência das ondas, à orientação da abertura das baías e à presença de ilhas. Apesar de abrigadas, podem ser afetadas por ondas de tempestade, com registros de transposição de ondas, danos em estruturas urbanas e erosão, que apontam para a suscetibilidade desta costa a eventos extremos. Após eventos de alta energia que ocorreram durante os meses de agosto a outubro de 2016, as praias não apresentaram uma rápida recuperação, no entanto responderam de forma positiva com reposição do volume de sedimentos. A lenta recuperação em praias protegidas está ligada a insuficiente energia das ondas de tempo bom após uma tempestade que acabam por não recompor o sedimento perdido nos eventos de maior energia. No entanto, algumas praias podem não se recuperar totalmente das condições anteriores à tempestade, geralmente quando há um déficit de sedimentos ou taxas elevadas de erosão, como observado na praia de Jabaquara. O extremo sul de Jabaquara e área central da cidade apresentaram comportamento erosivo da linha de costa durante os 14 anos analisados (2005- 2019), com exceção da parte central de Jabaquara. Esse processo erosivo está associado à baixa troca de sedimentos; ação das ondas de tempestade, que retiram sedimentos, sem competência pós-tempestade para reposição; além de intervenções realizadas, que podem ter alterado a hidrodinâmica local, interrompendo o transporte de sedimentos ao longo da costa e o aporte de materiais dos rios. Também foram as áreas que se mostraram mais suscetíveis a inundações, com uma baixa topografia (entre 1.2 e 0.5 m) em relação ao nível médio do mar. São

frequentemente inundadas em períodos de alta sizígia, combinados com ondas de tempestade, onde uma subida momentânea de cerca de 80 centímetros tem causado problemas recorrentes.

As praias localizadas em Trindade, expostas a incidência direta das ondas, apresentaram um comportamento erosivo durante os 14 anos analisados (2005- 2019). Com exceção da praia dos Ranchos que mostrou estabilidade na análise da linha de costa, entretanto, esse trecho é preocupante, por possuir inúmeras construções próximas e dentro da praia que são atingidas durante eventos de tempestades (ressacas), o que o torna suscetível. Trindade mostrou ser menos suscetível a inundações, devido sua maior altimetria. Uma elevação momentânea NMM, teria que ser superior a 2 m para cobrir a faixa de areia da praia e atingir as construções localizadas dentro do limite de praia, como o que ocorreu em agosto de 2016.

As planícies costeiras aparecem de forma não contínua na área de estudo, seccionadas pelo embasamento cristalino. Cristas de praia são identificadas em algumas áreas (planícies) desse litoral e aparecem paralelas à linha de costa, com orientação norte-sul, que representam uma progradação desse litoral e antigas posições de linha de costa. A partir da integração dos dados de GPR e sondagem geológica, um pacote costeiro de cerca de 9 m de espessura, com duas sequências deposicionais foi caracterizado. A primeira sequência foi interpretada como um possível depósito remanescente do Pleistoceno, localizada a partir de 5.25 m de profundidade, apresenta refletores subparalelos moderadamente contínuos, em direção ao mar, com baixa amplitude do sinal (Rf1). É composta predominantemente por areia quartzosa (com presença de minerais pesados) média a fina, mal selecionada, de coloração esbranquiçada (unidade I).

Acima dessa unidade há uma superfície erosiva e/ou não deposicional (Refletor A), que separa as sequências Pleistocênica e Holocênica. Em torno de 4.5 e 5 m até a superfície encontra-se a Sequência Costeira Holocênica, subdividida em 3 unidades deposicionais (unidades II, III e IV). A primeira, identificada como antepraia, com refletores subparalelos, com forma planar, moderadamente contínuo, com suave mergulho em direção ao mar (Rf2) e composta por areia quartzosa (com presença de minerais pesados) média a grossa, com presença significativa de cascalho, mal selecionamento (unidade II). Com conchas e fragmentos de conchas bivalves da espécie *Macra isabelleana* que têm como habitat fundos arenosos na região infralitoral (zona submersa abaixo do nível mínimo da maré baixa). O segundo, interpretado como ambiente praiado progradante é marcado pela presença de refletores inclinados em direção

ao mar e com boa continuidade (Rf3) e predomínio de areia quartzosa média, moderadamente selecionada, com morfologia angular e muito angular e presença de minerais pesados (unidade III). Sobre os demais depósitos está o retrabalhamento eólico, localizado na superfície e caracterizado por um depósito arenoso pouco espesso, com refletores plano paralelos, predominantemente horizontais, de moderada continuidade (Rf4). Esta unidade é composta de areia quartzosa média, moderadamente selecionada e grau de arredondamento variando de subangular a subarredondado (unidade IV).

A formação das cristas de praia se dá pelo mecanismo de junção de barras *longshore* a partir da emersão de barras e incorporação de sedimentos pela ação do espraiamento ondas (*swash-bar welding*), que podem estar associados ao abundante suprimento de sedimentos. A contribuição fluvial na sedimentação dessas planícies é marcante e fica evidente tanto nas características dos grãos (angulares e muito angulares de baixa esfericidade), quanto pela presença de um paleocanal (Rf5) cortando depósitos progradacionais. Momentos mais úmidos, a partir dos últimos 3.500 A.P., podem ter contribuído através de episódios de maior frequência de chuvas extremas e consequentemente maior oferta de sedimentos vinda dos rios locais, contribuindo para o processo evolutivo dessas planícies.

As idades obtidas na planície do Iri em torno de 1.450 ± 120 e 550 ± 50 anos A.P., em áreas distantes 210 m e 95 m do atual NMM, respectivamente, confirmam a origem Holocênica desse litoral. E mostram uma taxa de progradação média de $\sim 0,13$ m/ano. O decréscimo no gradiente altimétrico, do interior em direção à costa atual, indica que o processo de deposição sedimentar se deu a partir da queda do nível relativo do mar, por volta de 5.000 anos A.P., considerando-se a curva proposta por Angulo et al. (2006).

Portanto, as pequenas e estreitas planícies flúvio-marinhas do litoral de Paraty foram formadas ao longo do Holoceno, marcadas por um processo progradante a partir da queda do nível do mar (regressão) associada ao significativo aporte sedimentar (fluvial), que permite a contínua incorporação de cristas de praia pela ação das ondas. Apesar do comportamento evolutivo marcado pela progradação, o litoral de Paraty pode estar passado por uma fase erosiva e/ou retrogradante recente. Como relatado anteriormente, esse litoral tem se mostrado suscetível as mudanças climáticas em curso e as alterações antrópicas realizadas em diferentes trechos costeiros, com registros de transposição de ondas, danos em estruturas urbanas, erosão e frequentes episódios de inundações. Esse processo pode se agravar ainda mais se considerarmos o aumento do nível do mar (IPCC, 2022) e aumento no número e na intensidade das tempestades mais

intensas a nível global nas últimas décadas (Webster et al., 2005; Kossin et al., 2013; Holland e Bruye, 2014). Sendo assim, estudos dessa natureza são necessários para um gerenciamento costeiro adequado, principalmente se considerarmos que esse litoral é pouco estudado, se comparado as demais áreas do litoral fluminense.

REFERÊNCIAS

ANDRADE, F. C. Uma abordagem morfodinâmica e caracterização da comunidade de macrofauna das praias abrigadas da região de Paraty, RJ. 2012. 115 f. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geofísica Marinha) - Universidade Federal Fluminense. Niterói. 2012.

ANGULO, R.J., LESSA, G.C., SOUZA, M.C., 2006. A critical review of mid-to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25, 486-506.

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*, 140, 141-166, 1997.

ANGULO, R. J. PAULO C.F. GIANNINI, P. C. F., SUGUIO, K.; PESSENDA, L. C. R. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, 159, p. 323 – 339, 1999.

ANGULO, R. J.; PESSENDA, L. C. R.; SOUZA, M. C. de. O significado das datações ao ¹⁴C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paranaense. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 32 (1): 95 - 106, 2002.

ANGULO, R.J. & SUGUIO, K. Re-evaluation of the maxima of the Holocene sealevel curve for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n.112, p.385–393. 1995.

ARAÚJO, J., MACARIO, K., MOREIRA, V., DOS SANTOS, A.; PASSOS, JESUS, P., SEOANE, J., DIAS, F., 2021. Bioindicators of seasea-level fluctuations in southeastern Brazil: new data and methodological review. *Radiocarbon*, v.63 (4), p.1149–1163

BARBOZA E.G., DILLENBURG S.R., ROSA M.L.C.C., TOMAZELLI L.J., HESP P.A. 2009. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. *Journal of Coastal Research*, SI 56: 579-583.

BARBOZA E.G., DILLENBURG SR, RITTER MN (2021) Holocene sea-level changes in southern Brazil based on high-resolution radar stratigraphy. *Geosciences* 11(8):326. <https://doi.org/10.3390/geosciences11080326>

BARBOZA E.G., ROSA M.L.C.C., DILLENBURG S.R., SILVA A.B., TOMAZELLI L.J. 2014. Stratigraphic analysis applied on the recognition on the interface between marine and fluvial depositional systems. *Journal of Coastal Research*, SI 70: 687-692.

BENCHIMOL, M. F. 2007. Gestão de unidades de conservação marinhas: um estudo de caso da área de proteção ambiental da Baía de Paraty – RJ. 2007. MSc Dissertation. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brasil.

BEZERRA, F. H. R., BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, 196, p. 73 – 89, 2003.

BIRKEMEIER, W. A. A user's guide to ISRP: The interactive survey reduction program. Coastal Engineering Research Center, 1, 1-118, 1984.

BIRD, E. C. F. 2008. Coastal Geomorphology: An Introduction. 2. ed. Inglaterra: Other Wiley Editorial Offices.

BITENCOURT, V. J. B.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; MANZOLLI, R. P.; CARON, F.; SAWAKUCHI, A. O. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) de uma planície de cordões litorâneos do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Quaternary and Environmental Geosciences*, 08 (2),1-8, 2017.

BITENCOURT, V. J. B. 2015. Geomorfologia e arquitetura deposicional de uma planície de cordões litorâneos lacustre, litoral norte do RS – Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 74.

BOAK, E.H.; TURNER, I.L. Shoreline definition and detection: a review. *Journal of Coastal Research*, 21 (4), 688–703, 2005.

BITENCOURT, V. J. B. D.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. D. C.; MANZOLLI, R. P. 2020. Padrões de empilhamento estratigráfico e seus reflexos na morfologia da barreira costeira holocênica no litoral médio do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 21, n. 3, p. 529-548. DOI: 10.20502/rbg.v21i3.1789

BOGO, M; SOUZA, M. C.; ÂNGULO; R. J.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C. Arquitetura deposicional da barreira holocênica na porção meridional da Ilha de São Francisco do Sul, SC, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 42 (3): 281-295, 2015.

BOGGS JUNIOR, S. A. M. Principles of sedimentology and stratigraphy. 4th ed. – Pearson Prentice Hall. p. 655, 2006.

BOWMAN, D.; ROSAS, V.; PRANZINI, E. Pocket beaches of Elba Island (Italy) e Planview geometry, depth of closure and sediment dispersal. *Journal Estuarine, Coastal and Shelf Science*. p.37-46, 2014.

BRENNY, M. E. R.; ROCHA, T. B.; SANTOS I. R. M.; FERNANDEZ, G. Arquitetura Sedimentar Interna e Geocronologia de uma Planície Costeira Holocênica Regressiva Sob Influência Fluvial: Um Exemplo do Litoral do Rio de Janeiro, SE-Brasil. In: *Geomorfologia do Brasil: Complexidade, Interescala e Paisagem*. 2022

BUSH, D.M.; NEAL, W.J.; YOUNG, R.S. & PILKEY, O.H. Utilization of geoindicators for rapid assessment of coastal – hazard risk and mitigation. *Ocean and Coastal Management*, 42, 647-670, 1999.

CARTER, R. W. G., 1988. Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. 1st ed., Academic Press. London.

CARVALHO, C; ANJOS, R.M., VEIGA R., MACARIO K. “Application of radiometric analysis in the study of provenance and transport processes of Brazilian coastal sediments”. *Journal of Environmental Radioactivity*. Vol 1, 2011, p. 1-13.

CASTRO, J.W.A., SUGUIO, K., SEOANE, J.C.S., CUNHA, A.M., DIAS, F.F., 2014. Sea-level fluctuations and coastal evolution in the state of Rio de Janeiro, southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v.86, p.671–683.

CASTRO, J.W.A.; SEOANE, J.C.; FERNANDES, D.; CABRAL, C.L.; CUNHA, A.M.; MALTA; J.V.; MIGUEL, L.L.J.A.; AREIAS, C., SPOTORNO, P.O.; TAMEGA, F.T.S., 2021. Relative sea-level curve during the Holocene in Rio de Janeiro, Southeastern Brazil: a review of the indicators -RSL, altimetric and geochronological data A review of relative sea-level (RSL) oscillations during the Holocene in Rio de Janeiro. *Journal of South American Earth Sciences*, v.112, 103619

CLARKE M.L., RENDELL H.M., WINTLE A.G. 1999. Quality assurance in luminescence dating. *Geomorphology*, 29:173-185.

COE, H.H.G., GOMES, J.G., CHUENG, K.F. 2013. Exemplos de reconstituições da vegetação e inferências de paleoclimas no Estado do Rio de Janeiro através da utilização de biomineralizações de sílica (fitólitos) e isótopos de carbono. *Revista Tamoios*, 9, 86-106.

CORRÊA, I.C.S. 1990. *Analyse morphostructurale et évolution paleogeographique de la plateforme continentale Atlantique Sud Brésilienne (Rio Grande do Sul, Brésil)*. 314 f. These de doutoract – Université de Bordeaux.

COHEN M.C.L., FRANÇA M.C., ROSSETTI D.F., PESSEDA L.C.R., GIANNINI P.C.F., LORENTE F.L., BUSO JR A.A. 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 415: 48–58.

COOPER, J. A. G.; MASSELINK, G.; COCO, G.; SHOR, A. D.; CASTELLE, B.; ROGERS, K.; ANTHONY, E.; GREEN, A. N.; KELLEY, J. T.; PILKEY, O. H.; JACKSON, D. W. T. 2020. Sandy beaches can survive sea-level rise”. *Nature Climate Change*. Vol 10, p. 993-995.

CUNHA, A. M; DIAS, F. F.; FONSECA, V. M. M.; CASTRO J. W. A. Assembleia de Moluscos da Região do Pântano do Ramalho, Cabo Frio, RJ: Indicadores Biológicos de Variação do Nível Relativo do Mar Durante o Holoceno. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ*, 34 (2), p.46-52, 201.

DAVIDSON-ARNOTT, R. *Introduction to Coastal Process and Geomorphology*. 1. ed. Londres: Cambridge University Press, 2010.

DAVIS, Jr. A. R. 1985. *Coastal Sedimentary Environments*. 3. ed. New Yorque: Springer-Verlag.

DAVIS Jr, R. A.; FITZGERALD, D. M. 2004. *Beaches and Coasts*. 1. ed. Blackwell Publishing.

DHN (1980). *Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha do Brasil*. Folha de bordo, FB-1500–001/79.

DIAS, G. T. M.; PEREIRA, M.A. & DIAS, I.M. Mapa geológico/geomorfológico da Baía da Ilha Grande e zona costeira adjacente, escala 1:80.000. Texto explicativo. Laboratório de Geologia Marinha. Publicação interna (LAGEMAR/ UFF), p. 1-13, 1990.

DILLENBURG, S. & HESP, P. 2009. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers*. Heidelberg: Springer Verlag, v. 107, p. 225-248.

DIAS, F.F., BREVES-RAMOS, A., PIMENTA, A.D., JUNQUEIRA, A.O.R., SEOANE, J.C.S., CASTRO, J. W.A., RAMOS, R.R.C., 2011. Ocorrência de agregados de vermetídeos vivos e fósseis em costões rochosos no Atlântico Sul. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO – ABEQUA, Anais, v.1, p. 202-207.

DOMINGUEZ J.M.L., MARTIN L., BITTENCOURT A.C.S.P. 1987. Sea-level history and Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast Brazilian coast: a summary. In: Nummedal, D.; Pilkey, O.H., Howard, J.D (eds.) *Sea-level fluctuation and coastal evolution*. Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 115-127p.

DOMINGUEZ, J. M. L. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave dominated deltas? *Geology Society London Special Publications*, 117, p. 217–231. 1996.

DONNELLY, J. P., BUTLER, J., ROLL, S., WENGREN, M., WEBB III, T. 2004. A Backbarrier Overwash Record of Intense Storms from Brigantine, New Jersey. *Marine Geology*, 210, pp. 107-121.

FARIA, A. P. 2018. Dinâmica Geomorfológica da Costa Rochosa do Estado do Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, vol 19, nº1, p. 1 – 20.

FERNANDEZ, G.B., ROCHA, T.B. DA, 2015. Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do estado do Rio de Janeiro. *Revista Bras. Geomorfologia*, 16, 1-12.

FIGUEIREDO MS, BRILL D, ROCHA T.B. 2021. Late Holocene evolution of São Tomé cape (Rio de Janeiro, Brazil): insights from geomorphological, geophysical and geochronological data. *Quaternary International* 602:15–29. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.04.001>

FOLK, R. L. 1980. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company. Austin, Texas, EUA.

FRENCH, J.R. & BURNINGHAM, H. 2009. Coastal Geomorphology: trends and challenges. *Progress in Physical Geography*, 33(1), p.117-129.

FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. E. 1978. *Principles of Sedimentology*. Nova Iorque: John Wiley & Sons.

FRIEDMAN, G. M.; SANDERS, J. E. e KOPASKA-MERKEL, D. C. 1992. *Principles of Sedimentary Deposits: Stratigraphy and Sedimentology*. 1. ed. Sydney: Maxwell Macmillan International,.

GANDOLFO, O. C. B.; SOUZA, L. A. P.; TESSLER, M. G.; RODRIGUES, M. 2001. Estratigrafia rasa da Ilha Comprida (SP): um exemplo de aplicação do GPR. *Brazilian Journal of Geophysics*, Vol. 19(3).

GODOI, V. A., CALADO, L., WATANABE, B. W., YAGINUMA, L., & PEREIRA, M. B. 2011. Evento extremo de ondas na baía da Ilha Grande: Um estudo de caso. *Boletim Do Observatório Ambiental Alberto Ribeiro Lamego*, 5, 28–44.

GUEDES, C. C. F.; GIANNINI, P. C. F.; SAWAKUCHI, A. O.; DEWITT, R.; NASCIMENTO JR, D.R.; AGUIAR, V. A. P.; ROSSI, M. G. 2011. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*, 285, 1–16.

GRALATO, J. C. A. 2016. Dinâmica de praia e vulnerabilidade às ondas de tempestades do litoral oriental da Ilha Grande (Angra dos Reis - RJ). 2016. 130 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Faculdade de Formação de Professores, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, São Gonçalo.

HESP P.A., DILLENBURG S.R., BARBOZA E.G., TOMAZELLI L.J., AYUP-ZOUAIN R.N., ESTEVES L.S., GRUBER N.S., TOLDO-JR E.E., TABAJARA L.L.C., CLEROT L.C.P. 2005. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77 (3): 493-508.

HEGGE, B.J.; ELIOT, I. & HSU, J. 1996. Sheltered sandy beaches of Southwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, vol.12, p. 748 – 760,

HOLLAND, G.; BRUYÈRE, C. L. 2014. Recent intense Hurricane response to global climate change. *Climate Dynamics*, 42, 617– 627. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1713-0>.

IPCC, 2022: *Mudanças Climáticas 2022: Impactos, Adaptação e Vulnerabilidade*. Contribuição do Grupo de Trabalho II para o Sexto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas. Cambridge University Press. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova York, NY, EUA, 3056 pp., doi:10.1017/9781009325844.

JACKSON, N.L., NORDSTROM, K.F., ELIOT, I. & MASSELINK, G. 2002. Low energy” sandy beaches in marine and estuarine environments: a review. *Geomorphology*, vol. 48, p. 147 – 162.

JACKSON, N. L; NORDSTROM, K. F., FARRELL, E. J. 2017. Longshore sediment transport and foreshore change in the swash zone of an estuarine beach. *Marine Geology*, vol. 1, p. 1-43.

JESUS, P.B., DIAS, F.F., MUNIZ, R.A., MACÁRIO, K.C.D., SEOANE, J.C.S., QUATTROCIOCCI, D.G.S., CASSAB, R.C.T., AGUILERA, O., SOUZA, R.C.C.L., ALVEZ, E.Q., CHANCA, I.S., CARVALHO, C.R.A., ARAÚJO, J.C. 2017. Holocene paleo-sea level in southeastern Brazil: an approach based on vermetids shells. *Journal of Sedimentary Environments*, v. 2, edição 1, 35-48.

JOL, H. M., LAWTON, D. C. & SMITH, D. G. 2002. Ground-penetrating radar: 2-D and 3-D subsurface imaging of a coastal barrier spit, Long Beach, WA, USA. *Geomorphology*, 52, pp. 165-181.

KOSSIN, J. P., TIMOTHY, L. O., & KENNETH, R. K. 2013. Trend analysis with a new global record of tropical cyclone intensity. *Journal of Climate*, 26, 9960–9976. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00262.1>

KRAFT, J. C.; CHRZASTOWSKI, M. J. 1985. Coastal Stratigraphic Sequences. In: DAVIS Jr., A. R. *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag. pp. 625-663.

LAING, A. K. 1998. An Introduction to Ocean Waves. In: World Meteorological Organization. *Guide to Wave Analysis and Forecasting*. 2. ed. Geneva: Switzerland.

LUIJENDIJK, A.; HAGENAARS, G.; RANASINGHER, R.; BAART, F.; DONCHYTS, G.; AARNINKHOF, S. The State of the World's Beaches. *Nature, Scientific Reports*, 8, 1-11, 2018. doi.10.1038/s41598-018-24630-6

MAHIQUES, M. M., TESSLER, M. G., & FURTADO, V. V. 1998. Characterization of energy gradient in Enclosed Bays of Ubatuba Region, South-Eastern Brazil. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 47, 431–446. <https://doi.org/10.1006/ecss.1998.0368>

MAIA, L. P.; GASTÃO, F. G. C.; TATUMI, S. H.; LACERDA, L. D. 2011. A utilização do método de luminescência opticamente estimulada para a datação de sedimentos de dunas costeiras do nordeste setentrional do Brasil. *Revista Virtual de Química*, 3 (2), 103-115.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. 2003. Fluctuating Holocene Sea Levels in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from Multiple Fossil and Geometric Indicators. *Journal of Coastal Research*. West Palm Beach, Florida. 19, 1, p. 101 – 124.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. 1987. Flutuações do nível relativo do mar no Quaternário e seu papel na sedimentação costeira: Exemplos brasileiros. In: *Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul Sudeste Brasileira*, v.1, Publicação CIESP, p. 40-61.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. 1993. As Flutuações de Nível do Mar Durante o Quaternário Superior e a Evolução Geológica dos “Deltas” Brasileiros. *Boletim. Instituto de Geologia, SP*, 15:1-186. São Paulo.

MARTIN L., SUGUIO K., FLEXOR J. M. 1979. Le quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananeia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ)” in SUGUIO K. (Ed.), FAIRCHILD T.R. (Ed.), MARTIN LOUIS (Ed.), FLEXOR J.M. (ed.) *International symposium on coastal evolution in the quaternary*. Sao Paulo: IGCP, 1979, P. 296-331 *Coastal Evolution in the Quaternary: International Symposium, Sao Paulo (BRA)*, pp. 11-18.

MASSELINK, G., CASTELLE, B., SCOTT, T., DODET, G., SUANEZ, S., JACKSON, D.; FLOCH, F. 2016. Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letter*, 43, 2135–2143. <https://doi.org/10.1002/2015GL067492>

MCCUBBIN, D. G. 1982. Barrier-Island and Strand Plain Facies. In: SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. *Sandstone Depositional Environments*. Published by The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A, p. 247 - 279

MCLANE, M. 1995. *Sedimentology*. New York: Oxford University Press.

MEDEIROS, M. F. 2006. Estudos da sequência sedimentar holocênica das baías da ribeira e parati (Baía Ilha Grande – RJ) através de métodos sísmicos e análise de testemunhos. MSc Dissertation. Universidade Federal Fluminense, Niterói, Brasil.

MEDEIROS, M. F.; DIAS, G. T. M. 2005. Cartas sedimentológicas da Baía de Ilha Grande. Anais do X Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, vol. 1, p.1-6.

MELLETT, J. S. 1995. Profiling of ponds and bogs using ground-penetrating radar. 1995. *Journal of Paleolimnology* 14, p. 233-240.

MUEHE, D. 2001. O litoral brasileiro e sua compartimentação. In S. B. Cunha & A. J. T. Guerra (Eds.), *Geomorfologia do Brasil* (2nd ed., pp. 273–337). Bertrand Brasil.

MUEHE, D., & LIMA, C. F. 2018. Erosão e progradação do litoral brasileiro (2st ed.). Ministério do Meio Ambiente.

MURRAY A.S. & WINTLE A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32:57-73.

NASCIMENTO, F. J. S.; BARBOZA, E. G.; FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B.; MINELI, T. D.; ESTEVES, T. 2018. Análise cronoestratigráfica dos cordões litorâneos na planície costeira da foz do rio Itabapoana (Espírito Santo, Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 19 (3), 503-523.

NEAL, A. 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, n.66, p.261-330.

NIELSEN, A.; MURRAY, A. S.; PEJRUP, M.; ELBERLING, B. 2006. Optically stimulated luminescence dating of a Holocene beach ridge plain in Northern Jutland, Denmark. *Quaternary Geochronology*, 1, 305–312.

NORDSTROM, K.F. 1989. Erosion control strategies for bay and estuarine beaches. *Coastal Management*, vol. 17, p. 25-35.

NORDSTROM, K.F. 1977. The use of grain size statistics to distinguish between high- and moderate-energy beach environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 47, p. 1287-1294.

NORDSTROM, K.F.; JACKSON, N. L.; FARRELL, E. J.; RAFFERTY, P.; TENGWALL C. 2016. Restoring sediment to compensate for human-induced erosion of an estuarine shore. *Geomorphology*, vol. 262, p. 37–46.

OTVOS, E.G., 2000. Beach ridges — definitions and significance. *Geomorphology* 32, 83–108.

OTVOS, E. G. 2012. Coastal barriers – Nomenclature, processes and classification issues. *Geomorphology*, n.139-140, p.39-52.

OLIVEIRA FILHO, S. R., SANTOS, R. A., & FERNANDEZ, G. B. 2020. Erosão e recuperação de praias refletivas de alta energia impactadas por ondas de tempestade geradas por ciclone tropical. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 21(20), 289-312. <https://doi.org/10.20502/rbg.v21i2.1455>.

OLIVEIRA, U. R., SIMÕES, R. S., CALLIARI, L. J., CAVALCANTI, B. G., 2019. Erosão de dunas sob ação de um evento extremo de alta energia de ondas na costa central e sul do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 20, 137-158. [doi.10.20502/rbg.v20i1.1352](https://doi.org/10.20502/rbg.v20i1.1352).

PADILHA, M. N. 2016. Turismo, Patrimônio Histórico e Transformações Socioespaciais em Cidades Tombadas. O caso de Paraty. *Revista Rosa dos Ventos - Turismo e Hospitalidade*, 8, 1-16.

PEREIRA, A. J.; GAMBOA, L. A. P.; SILVA, M. A. M.; RODRIGUES, A. R.; COSTA, A. A. 2003. Utilização do Ground Penetrating Radar (GPR) em Estudos de Estratigrafia na Praia de Itaipuaçu – Maricá (RJ). *Revista Brasileira de Geofísica*. EDUFF, Niterói, Vol. 21 (2), p. 163-171.

PETHICK, J. Introduction to Coastal Geomorphology. Ed. Edward Arnold, London. 257p, 1984.

PINHEIRO, A. B.; SILVA, A. L. C.; BAPTISTA NETO, J. A. 2021a. Dynamics and storm records on sheltered beaches: Paraty, southeast coast of Brazil. *Journal of Sedimentary Environments*. Springer Nature Switzerland, p. 1-17.

PINHEIRO, A. B., SILVA, A. L. C., PEREIRA, T. G., BAPTISTA NETO, J. A., 2021b. Coastal Erosion and Flood Susceptibility in Paraty, Southeast Brazil. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis Número Especial 1*, v. 57. p. 1-18.

PRANZINI, E.; ROSAS, V.; JACKSON, N.L.; NORDSTROM, K.F. Beach changes due to sediment delivered by streams to pocket beaches during a major flood. *Geomorphology*. p. 36-47, 2013.

ROCHA, T. B. 2013. A planície costeira meridional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (RJ): arquitetura deposicional e evolução da paisagem durante o Quaternário Tardio. Tese de doutorado apresentada ao curso de pós-graduação em Geografia da UFRJ, 185 p.

ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; PEIXOTO, M. N. O. Applications of ground-penetrating radar to investigate the Quaternary evolution of the south part of the Paraíba do Sul river delta (Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Coastal Research*, SI 65, p. 570-575, 2013.

ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; RODRIGUES, A. 2017. Registros de erosão e progradação revelados por radar de penetração do solo (GPR) na barreira regressiva pleistocênica do complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ). *Quaternary and Envi. Geosciences*, v. 8, n. 1.

ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B.; RODRIGUES, A. Registros de erosão e progradação revelados por radar de penetração do solo (GPR) na barreira regressiva pleistocênica do complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ). *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 8, n. 1, 2017.

ROCHA, T. B.; VASCONCELOS, S. C.; PEREIRA, T. G.; FERNANDEZ, G. B. Datação por luminescência opticamente estimulada (LOE) nas cristas de praia do delta do rio Paraíba do Sul (RJ): considerações sobre a evolução geomorfológica entre o pleistoceno superior e o Holoceno. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 20 (3), 563-580, 2019. doi.10.20502/www.ugb.org.br rbg.v20i3.1620

RODRIGUEZ A.B., MEYER C.T. 2006. Sea-level variation during the Holocene deduced from the morphologic and stratigraphic evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 76: 257-269.

ROY P.S., COWELL P.J., FERLAND M.A., THOM B.G. 1994. Wave-dominated coasts. In: Carter R.W.G. & Woodroffe C.D. (eds.) *Coastal evolution: late quaternary morphodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 121-186.

SALGADO, C. M., PEIXOTO, M. N. O., & MOURA, J. R. S. (2007). Caracterização espaço temporal da chuva como subsídio à análise de episódios de enchentes no município de Angra dos Reis, RJ. *Revista Geosul*, 22, 7-26.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A. M. F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(2), 402-413, 2007.

SCHUMACHER, B. A. Methods for the Determination of Total Organic Carbon (TOC) in Soils and Sediments. Las Vegas: United States Environmental Protection Agency, Ecological Risk Assessment Support Center Office of Research and Development, 2002. 1-25 p.

SILVA, A. L. C., GRALATO, J. C. A., BRUM, T. C. F., SILVESTRE, C. P., BAPTISTA, E. C. S., & PINHEIRO, A. B. 2020. Dinâmica de praia e susceptibilidade às

ondas de tempestades no litoral da Ilha Grande (Angra dos Reis -RJ). *Journal of Human and Environment of Tropical Bays*, 1, 9–44.

SILVA, M. A. M., RESENDE, M. C. C. M. & SANTOS, C. L. Um Estudo sobre a Dinâmica das Praias de Niterói (Baía de Guanabara, RJ). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, nº 71 (4), p. 962 – 967, 1999.

SILVA, F. G., SCHERER, C. M. S. 2000. Morphological characterization of ancient aeolian dunes using the ground-penetrating radar, botucatu formation, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 531-534,

SILVA, A. L. C.; SILVA, M. A. M.; GAMBOA, 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*. 44(2): 191- 206, 2014.

SILVESTRE, C. P.; SILVA, A. L. C.; SILVA, M. A. M.; RODRIGUES, A. R. Investigation of the internal structure and evolution of the Holocene barrier of Maricá (Rio de Janeiro, Brazil). *Revista Brasileira de Geofísica* 33(3): 461-475. 2015.

SOUZA JUNIOR, M. D.; MONTEIRO, L. C.; PEREIRA, V. C. R. RELATÓRIO TÉCNICO: Determinação dos Aspectos Meteorológicos e Hidrodinâmicos Governantes na Baía da Ilha Grande, Rio de Janeiro. 2012.

SOUZA, C. R. G., FILHO, P. W. M. S., ESTEVES, L. S., VITAL, H., DILLENBURG, S. R., PATCHINEELAM, S. M., ADDAD, J. E. Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA, C. R. G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A. M. S. & OLIVEIRA, P. E. Quaternário do Brasil. Ed. Holos, Brasil, 2005, p. 130 - 152.

SOUZA, R.; LIMA, T. A.; DUARTE M. R.; SILVA, E. P. Changes in patterns of biodiversity of marine mollusks along the Brazilian coast during the late Holocene inferred from shell-mound (sambaquis) data. *The Holocene*, p. 1– 8, 2016

STIVE, M.J.F; AARNINKHOF, S.G.J.; HAMM, L.; HANSON, H.; LARSON, M.; WIJNBERG, K.M.; NICHOLLS, R.J.; CAPOBIANCO, M. “Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering*”. Vol 47, 2002, p. 211– 235.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M.; AZEVEDO, A.E.G. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, n.15, p.273–286, 1985.

SUGUIO, K. 1980. Rochas Sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica. 1. ed. São Paulo: Edgard Blücher.

SUGUIO, K.; SALLUN, A. E. M.; SOARES, E. A. A. Período Quaternário: “QUO VADIS”? *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3): 427-432, 2005.

TAMURA T. 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114: 279- 297.

TAMURA, T.; MURAKAMI, F.; NANAYAMA, F.; WATANABE, W.; SAITO, Y. 2008. Groundpenetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of Eastern Japan. *Marine Geology*, n.248, p.11-27.

TANAKA, A. P. B.; GIANNINI, P. C. F.; FORNARI, M.; NASCIMENTO JUNIOR M., D. R. DO, SAWAKUCHI, A. O.; RODRIGUES, S. I.; MENEZES, P. M. L.; DEBLASIS, P.; PORSANI, J. L. A planície costeira holocênica de Campos Verdes (Laguna, SC): evolução sedimentar inferida a partir de georradar (GPR), granulometria e minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências. Sociedade Brasileira de Geologia* Vol. 39(4), p. 751-767, 2009.

TUCKER, M. E. *Sedimentary rocks in the field*. 3. ed. Inglaterra: Ed. Wiley, 2003.

UNIVERSITY, J. H., PORTER, D. L. 1999. *Waves, Tides and Shallow-Water Processes*. 2. ed. Nova Iorque: The Open University.

VIANNA, H. D.; CALLIARI, L. J.; VIANNA, S. D. 2020. Inundação e erosão na costa norte do Rio Grande do Sul - Brasil. estudo de caso: a maré meteorológica de outubro de 2016. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 21 (4), 719-739.

WANG, P. & HORWITZ, M. H. 2007. Erosional and Depositional Characteristics of Regional Overwash Deposits Caused by Multiple Hurricanes. *Sedimentology*, 54, pp. 545-564.

WEBSTER, P. J., HOLLAND, G. J., CURRY, J. A., & CHANG, H. R. (2005). Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, 309, 1844–1846. [https:// doi. org/10. 1126/ scien ce. 111, 64.](https://doi.org/10.1126/science.111.64)

WENTWORTH, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30, 377–392.

WRIGHT, L. D. & SHORT, A. D. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, vol. 56, p. 93-118.