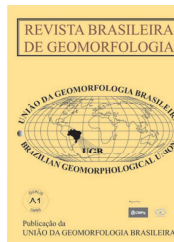


www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 19, n° 3 (2018)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v19i3.1346>



ANÁLISE CRONOESTRATIGRÁFICA DOS CORDÕES LITORÂNEOS NA PLANÍCIE COSTEIRA DA FOZ DO RIO ITABAPOANA (ESPIRITO SANTO, BRASIL)

CHRONOSTRATIGRAPHIC ANALYSIS OF THE SAND RIDGES IN THE COASTAL PLAIN OF ITABAPOANA RIVER MOUTH (ESPIRITO SANTO, BRAZIL)

Francisco José Santos Nascimento

*Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Av. Bento Gonçalves, n° 9.500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. CEP: 91501-970. Brasil
E-mail: francisco.nascimento@ufrgs.br*

Eduardo Guimarães Barboza

*Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Av. Bento Gonçalves, n° 9.500, Porto Alegre, Rio Grande do Sul. CEP: 91501-970. Brasil
Email: eduardo.barboza@ufrgs.br*

Guilherme Borges Fernandez

*Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense
Av. General Milton Tavares de Souza, s/n°, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil
Email: guilhermefernandez@id.uff.br*

Thaís Baptista da Rocha

*Departamento de Geografia, Universidade Federal Fluminense
Av. General Milton Tavares de Souza, s/n°, Niterói, Rio de Janeiro. CEP: 24210-346. Brasil
Email: thaiste5@yahoo.com.br*

Thays Desiree Mineli

*Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência, Universidade de São Paulo
Rua do Lago, n° 562, São Paulo, São Paulo. CEP: 05508-080. Brasil
Email: thaysdesiree@usp.br*

Tayná Esteves

*Universidade Federal do Pampa
Av. Pedro Anunciação, n° 111, Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. CEP: 96570-000. Brasil
Email: tay_esteves@hotmail.com*

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:

21/11/2017

Data de Aprovação:

29/01/2018

Palavras-chave:

GPR; LOE; Padrão de empilhamento; Holoceno.

Keywords:

Ground Penetrating Radar;
Optically Stimulated
Luminescence; Stacking
Pattern; Holocene.

Resumo:

O presente artigo tem foco na reconstrução cronoestratigráfica da planície costeira de cordões litorâneos estabelecidos sobre o vale fluvial do Rio Itabapoana/ES. Planícies costeiras com padrões semelhantes são encontradas ao longo de regiões com comportamento regressivo da linha de costa. Assim, o estudo objetiva correlacionar a evolução cronoestratigráfica com outra região costeira regressiva na Bacia de Pelotas. Na construção da base de dados foram integrados métodos de Sensoriamento Remoto, de Topografia, de Geofísica e de Geocronologia, analisados em um Sistema de Informações Geográficas (SIG). Como resultado na análise da imagem de satélite *RapidEye*, na composição colorida R5-G3-B1, foram discriminados três padrões de variações na cobertura vegetal em relação ao solo exposto. Essa relação entre a vegetação e o solo exposto proporcionou a identificação desses três padrões distintos. A obtenção de dados contínuos de altimetria com o apoio de um sistema global de navegação por satélite (GNSS), concentrado no caminhamento perpendicular à linha de costa, permitiu a

elaboração de um perfil altimétrico. Foram identificadas três principais características: 1) nos primeiros 600 m tem-se um acréscimo na elevação; 2) uma longa faixa “estável”, de pouca mudança na elevação; 3) por fim, o decréscimo da elevação nos últimos 500 m. A caracterização da arquitetura deposicional em subsuperfície, baseada em um Radar de Penetração no Solo (GPR), possibilitou a identificação de dois padrões de empilhamento. Esses padrões são apresentados em três setores representativos, o primeiro setor é composto pelos dois padrões, onde identificam-se um padrão retrogradacional na base e um padrão progradacional no topo da seção, representando, respectivamente, a fase transgressiva do sistema costeiro, seguido pela inversão com a progradação iniciada como uma regressão normal. O segundo setor possui um padrão de empilhamento progradacional composto por três unidades deposicionais bem definidas: eólica, pós-praia e zona de estirâncio, e antepraia superior. O terceiro setor possui um padrão de empilhamento progradacional, devido à proximidade com o oceano, e conseqüente atenuação do sinal pela salinidade, observam-se somente duas unidades deposicionais: eólica, pós-praia e zona de estirâncio. Para a relação cronoestratigráfica, seis amostras de sedimentos da fração arenosa do primeiro metro da deposição eólica foram coletadas para a obtenção de idades a partir de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Os cordões litorâneos datados apresentaram idades holocênicas. As taxas de progradação a partir de 5.261 ± 396 A.P. apresentaram uma variação entre 0,73 e 0,55 m/ano até 1.940 ± 158 anos A.P. A integração dos resultados obtidos permitiu o reconhecimento de três padrões que levaram à interpretação de três fases decorrentes das variações do nível relativo do mar e do aporte sedimentar na evolução da planície, correlacionáveis com setores regressivos na Bacia de Pelotas. Essas fases representam os períodos de transgressão, regressão normal e regressão forçada. Os dados obtidos indicam que esse setor costeiro apresenta um comportamento não erosivo de longo período.

Abstract:

This article focuses on the chronostratigraphic reconstruction of the coastal plain established on the river valley of the Itabapoana River/ES. Coastal plains with similar patterns are found along regions with coastline regressive behavior. Thus, the study aims to correlate chronostratigraphic evolution with another regressive coastal region in the Pelotas Basin. In the construction of the database were integrated methods of Remote Sensing, Topography, Geophysics, and Geochronology, analyzed in a Geographic Information System (GIS). As a result of the *RapidEye* satellite image analysis, in the color composition R5-G3-B1, three patterns of variations in the vegetation were distinguished. This relationship between the vegetation and the exposed soil provided the identification of these three distinct patterns in the coastal plain. Continuous altimetry data with the support of a global satellite navigation system (GNSS) was acquired, concentrated in the perpendicular walk to the coastline, allowed the elaboration of an altimetric profile. Three main characteristics were identified: 1) in the first 600 m there is an increase in elevation; 2) a long “stable” track with little change in elevation; 3) finally, the decrease of the elevation in the last 500 m.

The characterization of the depositional architecture in the subsurface was based on a Ground Penetrating Radar (GPR), allowed the identification of two stacking patterns. These patterns are presented in three representative sectors; the first sector consists of the two patterns, where a retrogradational pattern is identified at the base and a progradational pattern at the top of the section, respectively representing the transgressive phase, followed by inversion with the progression initiated as a normal regression of the coastal system. The second sector has a progradational stacking pattern composed of three well-defined depositional units: aeolian, backshore and foreshore, and upper shoreface. The third sector also has a progradational stacking pattern, however, due to the proximity to the ocean, and consequent attenuation of the signal by salinity, two depositional units are observed: aeolian, backshore and foreshore. To chronostratigraphic relationship, six samples of the sandy fraction sediments of the first meter of the aeolian deposition were collected from Optically Stimulated Luminescence (OSL). The dated coastal strand plain presented Holocene ages. The progradational rates from 5,261 ± 396 B.P. showed a variation between 0.73 and 0.55 m/year up to 1,940 ± 158 B.P. The integration of the results obtained allowed the recognition of three patterns that led to the interpretation of three phases due to variations in the relative sea level and sedimentary contribution in the evolution, correlated with regressive sectors in the Pelotas Basin. These phases represent periods of transgression, normal regression and forced regression. The data obtained indicate that this coastal sector presents a non-erosive behavior over a long period.

Introdução

As barreiras costeiras são ambientes de deposição arenosa ou mesmo com granulometria de cascalhos ou seixos, definidas como corpos alongados formados por ação de ondas e encontram-se orientadas paralelamente à tendência geral da linha de costa (e.g. ROY *et al.*, 1994; OTVOS, 2012; VAN HETEREN, 2014). Estes depósitos podem apresentar morfologias distintas, mas normalmente é possível se identificar cristas formadas acima do nível de maré alta e observadas de forma mais ampla dentro do contexto da planície costeiras incluem subambientes como praias, dunas frontais, canais de maré, canal de ligação, leques de transposição, leques de sobrelavagem, lagunas e mangue como subambientes (BOYD *et al.*, 1992; OTVOS, 2012; VAN HETEREN, 2015).

Segundo Davis e Hayes (1984), a tipologia de costa dominada por ondas representa regiões onde prevalecem à alta energia das ondas perante a forçantes de maré, preferencialmente em costas com predomínio de regime de micromaré. Essas condições favorecem o desenvolvimento de extensas planícies arenosas e outros ambientes deposicionais como barreiras costeiras arenosas que se desenvolvem não raramente em condições progradacionais quando em condições de níveis de mar com tendência ao abaixamento ou mesmo com altas taxas de sedimentos modernos de origem continental (GOY *et al.*, 2003; ROY *et al.*, 1994).

Barreiras costeiras são verificadas em vários trechos costeiros distribuídos globalmente, representando 15% das linhas de costa no total (OTVOS, 2012).

Preferencialmente, ocorrem em costas de margem continental passiva, com baixa declividade no relevo e alta disponibilidade de sedimentos arenosos. Segundo Dillenburg e Hesp (2009), as barreiras costeiras possuem diversas formas, em função, da morfologia desses corpos, suas dimensões e a relação física com o continente (conectados ou individualizados). Em termos das estruturas em subsuperfície, os padrões de empilhamento (retrogradacional, agradacional, progradacional), associados ao comportamento em relação à linha de costa, traduz-se no movimento com sentido ao continente, estável, ou com sentido ao mar dessas barreiras.

Em particular, as barreiras costeiras progradantes, tais como os cordões litorâneos têm atraído significativa atenção científica, no que tange a sua gênese e morfologia (OTVOS, 2000; HESP *et al.*, 2005; TAYLOR e STONE, 1996; HESP, 1984). Essas feições são mais bem desenvolvidas, principalmente, próximas as desembocaduras de grandes rios ativos (planície deltaica) e/ou ao longo de costas dominadas por ondas. Essas cristas são consideradas, muitas vezes, marcadores de paleolinhas de costa associadas aos paleoníveis do mar, devido a sua resposta à dinâmica das oscilações do nível relativo do mar em reação as mudanças climáticas (OTVOS, 2000; TAYLOR e STONE, 1996; STAPOR *et al.*, 1991).

No Brasil as barreiras costeiras são amplamente utilizadas como indicadores de paleoníveis marinhos relacionados às oscilações eustáticas durante o período

Quaternário. Diversos estudos foram realizados ao longo da costa leste brasileira buscando compreender as variações do nível relativo do mar e sua resposta nas planícies costeiras, reconstruindo antigos níveis marinhos no Holoceno, e assim, propondo curvas do nível relativo do mar para os diferentes setores da costa (SUGUIO *et al.*, 1985; DOMINGUEZ *et al.*, 1987; MARTIN *et al.*, 2003; ANGULO *et al.*, 2006). Estudos sobre barreiras holocênicas brasileiras são também encontrados no compêndio organizado por Dillenburg e Hesp (2009). Também na costa da região sul brasileira, onde são encontrados extensos setores e praias de baías com progradações, vários estudos foram realizados discutindo o comportamento da linha de costa, suas relações com sistemas fluviais e o padrão de

empilhamento estratigráfico das barreiras (BARBOZA *et al.*, 2009, 2011, 2013, 2014, 2016; BOGO *et al.*, 2015; DILLENBURG e BARBOZA, 2009, 2014; DILLENBURG *et al.*, 2000, 2006, 2009, 2013, 2017; HESP *et al.*, 2005, 2007; LEAL *et al.*, 2016; ROSA *et al.*, 2009, 2011, 2016, 2017; SILVA *et al.*, 2010, 2014).

O presente estudo caracteriza os cordões litorâneos na região costeira do sul do Estado do Espírito Santo, aproximadamente entre as latitudes 7644250 e 7656000 N e as longitudes 290000 e 300000 E (UTM – 24S), junto à Praia das Neves localizada no município de Presidente Kennedy (Figura 1). Essa região está próxima à desembocadura do Rio Itabapoana, seguimento limítrofe entre os estados do Espírito Santo e do Rio de Janeiro.

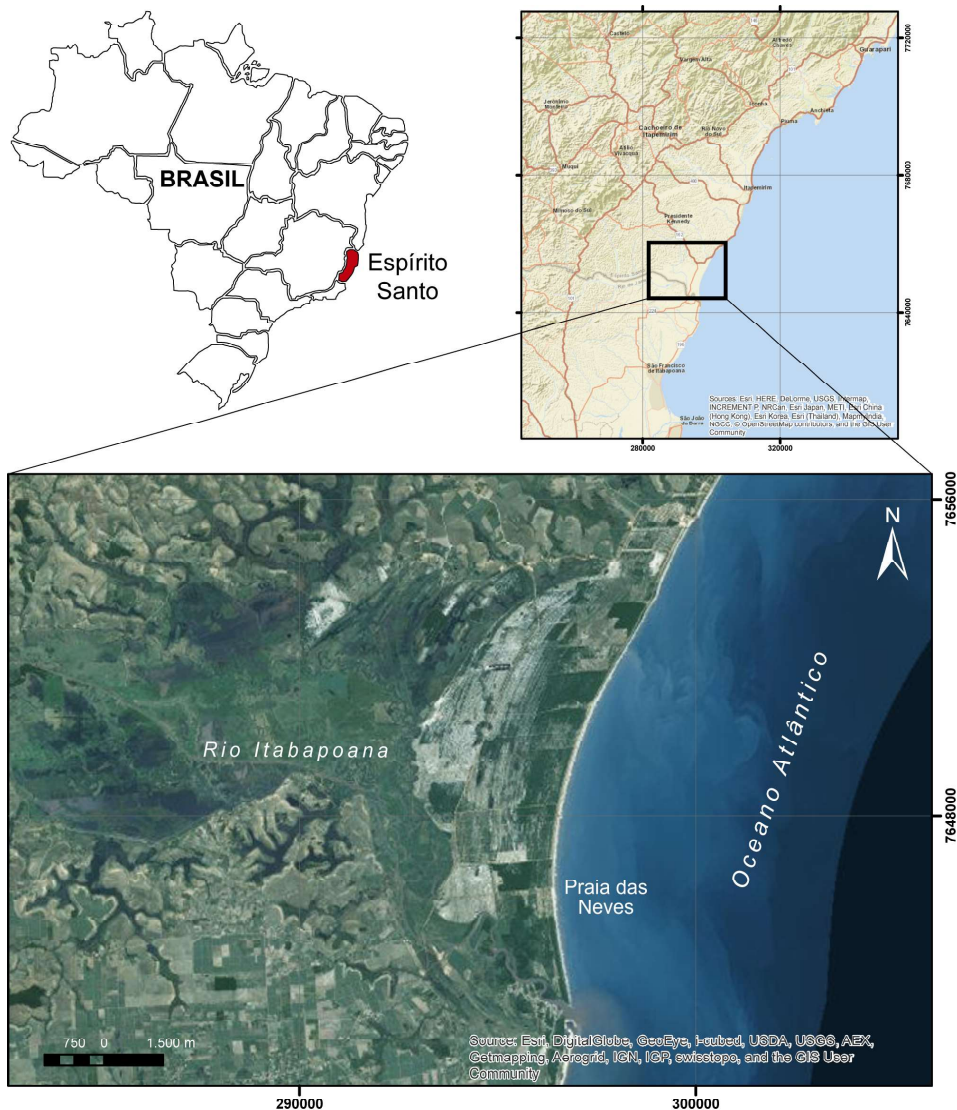


Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo (base cartográfica do IBGE. Datum horizontal WGS84. Coordenadas UTM zona 24S). Da capital Vitória até a parte central da planície de cordões litorâneo possui aproximadamente 150 km, utilizando a Rodovia do Sol (ES 060) bordejando quase todo litoral sul capixaba.

Embora muitos estudos tenham sido realizados ao longo da costa leste brasileira, onde observam-se sistemas do tipo barreiras/laguna e, em especial os trabalhos realizados por Martin *et al.* (1996) e Albino *et al.* (2011), os quais descrevem e esquematizam a evolução da planície costeira próximo a desembocadura do Rio Itabapoana. A área de estudo é carente de informações geocronológicas e de subsuperfície, as quais contribuem para um melhor entendimento da evolução costeira durante o Holoceno. Ademais, é possível que a planície costeira do Rio Itabapoana possa ser sensivelmente alterada, em função de um projeto de construção do Porto Central – complexo industrial portuário de multipropósito, o qual já recebeu autorização federal para iniciar suas obras. Após serem iniciadas as obras do Porto Central sobre a planície, estudos posteriores dificilmente conseguirão caracterizar a evolução da área devido às modificações antrópicas. Neste sentido o principal objetivo deste trabalho reside na contribuição para a definição cronoestratigráfica da planície costeira do Rio Itabapoana.

Contexto Geológico

Segundo Albino *et al.* (2006) existem três unidades distintas que compõe o litoral do Espírito Santo, são elas: rochas cristalinas pré-cambrianas aflorantes e promontórios; as falésias e/ou tabuleiros da Formação Barreiras; e as planícies fluvio-marinhas quaternárias.

A área de estudo se concentra especificamente sobre os cordões litorâneos na planície costeira do Rio Itabapoana, que turisticamente é conhecida como Praia das Neves. Martin *et al.* (1996) propuseram uma subdivisão fisiográfica da costa do Espírito Santo em seis setores (de norte para o sul), onde a planície costeira do Rio Itabapoana está inserida na faixa correspondente ao setor seis. Esse setor é descrito como contendo uma extensa planície de cordões litorâneos, identificado como importante depósito sedimentar no Quaternário sobre o vale fluvial do Rio Itabapoana. A evolução geológica desta planície estaria associada às flutuações do nível relativo do mar e à disponibilidade de sedimentos fluviais (ALBINO *et al.*, 2006).

Conforme MARTIN *et al.* (1996) a área de estudo teria se originado subsequente ao último máximo transgressivo por volta de 5.100 anos A.P. Após a queda do nível relativo do mar resultou o desenvolvimento de

terraços marinhos arenosos, compostos por areias de composição siliciclástica, concomitante com a regressão da linha de costa, e com o preenchimento do estuário por sedimentação arenosa e lamosa e áreas de mangue.

A planície de cordões litorâneos é pouco desenvolvida, principalmente comparando-a à planície sedimentar quaternária adjacente à desembocadura do Rio Doce, que se faz presente no mesmo Estado. Segundo Albino *et al.* (2006), o pouco desenvolvimento é causado pelo reduzido aporte sedimentar fluvial e pela vulnerabilidade à erosão costeira nessa região.

Albino *et al.* (2011) propuseram o modelo evolutivo desta planície costeira que se diferencia do modelo proposto por Dominguez *et al.* (1981) para os rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul. Para a autora e colaboradores a principal diferença são: a orientação da planície costeira e dos cordões litorâneos, que se localizam apenas no flanco norte (superior) do Rio Itabapoana, ocasionada pela predominância das correntes longitudinais advindas do Sul. Ademais, a planície de cordões litorâneos teria se formado mais tardiamente, pois o sistema lagunar durou um período maior que o do modelo proposto por Dominguez *et al.* (1981), tendo por hipótese a pouca força do molhe hidráulico do Rio Itabapoana que só conseguiu desembocar no mar após 5.230 ± 230 anos A.P., idade atribuída por Martin *et al.* (1996) com o método ^{14}C no sistema lagunar na retaguarda da planície de cordões litorâneos.

Os processos costeiros atuantes no sul do Estado do Espírito Santo, estão associados a típica morfologia irregular da plataforma interna e a largura média de 77 km da mesma. Esse litoral caracteriza-se por um regime de micromaré, com taxas variando de 0,8 a 1,9 m, e suas praias possuem estágios morfodinâmicos de intermediário a dissipativos. O regime de ventos para o estado é caracterizado como sazonal e bimodal e, durante o verão, os ventos são de leste e de nordeste, gerados pelo Anticiclone do Atlântico Sul. Durante o inverno e o outono, as frentes polares determinam o regime dos ventos sul e sudeste (ALBINO *et al.*, 2016). A temperatura média anual varia entre 22° e 24°C de acordo com a classificação de Köppen, o clima atual da região é tropical com inverno seco (Aw), e a precipitação total anual entre 1.000 e 1.300 mm (Alvares *et al.*, 2014).

Materiais e Métodos

No sentido de se atingir o principal objetivo deste trabalho foram utilizados métodos de Sensoriamento Remoto, de levantamento altimétrico, de perfis de GPR e de Geocronologia por LOE (Figura 2).

Para identificação das feições geomorfológicas referentes aos cordões litorâneos e à sua cobertura vegetal foi analisada uma imagem de satélite *RapidEye* do ano 2014. Essa imagem foi obtida no Geocatálogo disponibilizado pelo Ministério do Meio Ambiente (MMA). O *RapidEye* compreende uma constelação de cinco satélites multiespectrais, os quais possuem sensores idênticos quanto ao plano orbital e calibração dos sensores, resultando na semelhança das características de imageamento obtido pelos cinco sensores (SILVA e SANO, 2016). O sensor *RapidEye* adquire os dados de imagem com resolução espacial de 6,5 m e 5 bandas

espectrais. Segundo Silva e Sano (2016), as faixas espectrais referentes às bandas 3 (vermelho) e 4 (*red-edge*), das imagens do satélite *RapidEye*, são as com maior potencial para discriminar classes vegetais, e as três bandas que melhor compõe uma composição colorida (RGB) são: 1 (faixa espectral do azul); 3 (verde); e 5 (infravermelho próximo), de acordo com o tratamento estatístico *optimum index factor* (OIF) gerado através da combinação de bandas do satélite. Deste modo, a imagem de satélite *RapidEye* da área de estudo, referente ao ano de 2014, foi carregada em um Sistema de Informações Geográficas (SIG), utilizando o *software* ArcGIS™, versão 10.5.1. Nesta análise foi utilizada a composição colorida R5-G3-B1 (ano 2014), proposta por Silva e Sano (2016), onde identificou-se com melhor definição padrões de reflectância distintos da vegetação na planície de cordões litorâneos em relação ao solo exposto (Figura 3).



Figura 2 - Mapa com a localização dos métodos aplicados em campo na área de estudo. A linha vermelha tracejada representa o levantamento topográfico e o levantamento total feito com o GPR (4,2 km). As linhas em preto representam as seções de GPR que caracterizam os padrões de empilhamentos definidos. Os círculos em verde indicam o posicionamento das amostragens de LOE.

Foram realizadas três etapas que envolveram transectos em campo, cortando perpendicularmente a planície de cordões litorâneos. Devido às dificuldades de acessos e logística de campo, realizou-se um perfil

principal, de caráter regional e representativo, onde se obtiveram um conjunto de dados integrados e correlacionáveis.

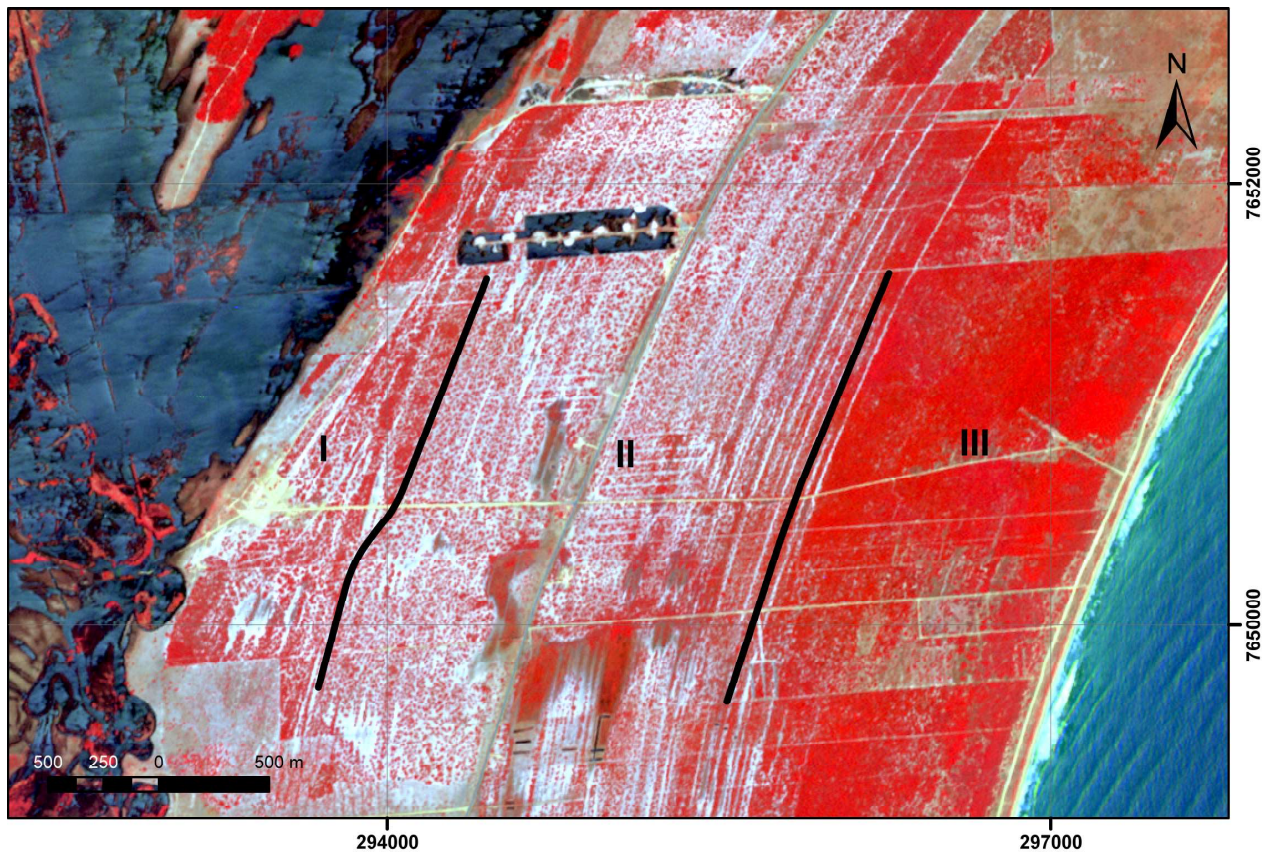


Figura 3 - Imagem de satélite RapidEye (R5-G3-B1 - ano 2014) onde identificam-se três padrões distintos relacionados às variações na cobertura vegetal e do solo exposto na planície de cordões litorâneos.

O GPR foi utilizado na primeira etapa, com o mapa da região se fez o reconhecimento da área que permitiu constatar o caminhamento que melhor representaria um perfil regional. Foi utilizado um sistema de aquisição de dados com um coletor Cobra Plug-In GPR (*Radarteam Sweden AB*) associado a uma antena aérea SUBECHO SE-70 monoestática de frequência central de 80 MHz, essa configuração permitiu uma janela de aquisição com tempo de ida e volta da onda (TWTT) de 1.000 ns, equivalendo a uma profundidade 40 m. A constante dielétrica utilizada foi a de valor 10 para areia úmida que representa a velocidade de 0,09 m/ns (*DANIELS et al., 1995*) a qual foi utilizada para a conversão de tempo em profundidade. Essa constante já foi validada em outro sistema de cordões litorâneos regressivos (*DILLENBURG et al., 2011*). Esse levantamento executado com o GPR foi realizado em um caminhamento atingindo cerca de 4,2 km utilizando o método proposto por *Barboza et al. (2014)*.

O processamento realizado em laboratório teve o intuito de eliminar os ruídos no perfil obtido e a melhoria na qualidade dos dados. Foram utilizados os filtros de

background removal e de frequência *bandpass FIR* (*software RADAN™ 6.6*), o filtro *Ormsby bandpass*, a equalização do ganho e o ajuste do zero (*software Prism® 2.5*). A correção topográfica foi feita a partir dos dados obtidos no levantamento altimétrico (*software Prism® 2.5*). A interpretação dos dados seguiu o método sismoestratigráfico (*MITCHUM Jr. et al., 1977; VAIL, 1987*) adaptado para o GPR por *Neal (2004)*. Esse método é baseado na terminação de refletores, na geometria e no padrão de empilhamento dos refletores (*ABREU et al., 2010; BARBOZA et al., 2011, 2013*).

A segunda etapa consistiu na obtenção dos dados contínuos de altimetria utilizando-se um sistema GNSS (*Global Navigation Satellite System*), receptor GTR-G² da TechGeo, concentrado no caminhamento perpendicular à linha de costa, abrangendo os 4,2 km em modo cinemático. Os dados altimétricos obtidos com o sistema GNSS foram pós-processados no *software GTR-Processor 2.87.*, que permitiu a correção dos dados elipsoidais para altitudes ortorretificadas, a partir da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS (RBM/IBGE), utilizando a base

de Campos dos Goytacazes (RJCG). Posteriormente, as altitudes foram de fato estabelecidas na forma ortométrica, a partir da estimativa da ondulação geoidal obtida no programa MAPGEO. Para certeza em relação as altitudes obtidas, estes resultados foram comparados com um perfil de praia utilizando uma Estação Total, ajustado com dados do marégrafo do Terminal da Ponta do UBU (ES), utilizando o nível médio do mar (0,82 m) referente ao mês do levantamento dos dados (MUEHE *et al.*, 2003). Os valores obtidos com os dados do GNSS pós-processado comparados com os dados do perfil de praia foram semelhantes em ordem de grandeza de representação cartográfica para o trabalho, ou seja, a variação foi inferior a 0,2 m.

A amostragem para a datação LOE foi realizada na terceira etapa. Foram coletadas seis amostras de sedimentos ao longo da planície. Para a coleta das amostras foram abertas trincheiras, e a amostragem feita a 1 m de profundidade, considerando a coleta na camada de deposição eólica relacionada aos cordões litorâneos. A coleta de amostras foi realizada com tubos opacos de PVC para impedir exposição à luz. Os procedimentos de datação LOE foram realizados no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência (LEGaL) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP). As doses equivalentes foram determinadas pelo protocolo *Single-Aliquot Regenerative-Dose* (SAR) em alíquotas multigrãos de quartzo, de acordo com Murray e Wintle (2003) e Wintle e Murray (2006). Testes de recuperação de dose conhecida (*dose recovery test*) foram realizados em alíquotas de quartzo fotoesvaziadas por 3 a 4 h em simulador de luz solar. Somente alíquotas com recuperação (*recuperation test*) menor que 5%, reciclagem entre 0,90 e 1,10 (*recycling ratio test*) e ausência de contaminação por feldspato (aferida por estímulo com infravermelho) foram utilizadas para cálculo de doses equivalentes. As médias das razões entre as doses calculadas e as doses administradas foram de $0,99 \pm 0,02$ para a dose de 1,95 Gy (4 alíquotas, amostra PN-LOE 5), de $0,97 \pm 0,02$ para a dose de 6,95 Gy (6 alíquotas, amostra PN-LOE 5) e de $0,99 \pm 0,03$ para a dose de 65 Gy (6 alíquotas, amostra PN-LOE 1), usando temperatura de pré-aquecimento de 200°C. Assim, razões entre doses calculadas e doses administradas próximas a unidade (0,97-0,99) indicam que o quartzo das amostras estudadas tem características adequadas para dosimetria de radiação. As doses equivalentes das amostras foram calculadas pelo modelo de idade central (*Central Age*

Model- CAM) (GALBRAITH *et al.*, 1999). As taxas de dose foram calculadas através de concentrações de urânio (^{238}U), tório (^{232}Th) e potássio (^{40}K) e os fatores de conversão descritos por Guérin *et al.* (2011). As concentrações de radionucleotídeos foram obtidas por espectrometria gama com detector de germânio de alta pureza (HPGe) em blindagem *ultralow background*. As taxas de dose cósmica foram calculadas conforme Prescott e Hutton (1994).

Resultados e Interpretações

A partir das observações nas imagens de satélites (Figuras 1, 2 e 3) a planície costeira de cordões litorâneos, na sua porção superficial, é composta por depósitos arenosos associados à construção através da ação eólica. Em campo é possível visualizar em superfície as feições geomorfológicas de cristas e cavas que representam a paleotopografia de cordões de dunas frontais. Esses cordões são considerados marcadores de paleolinhas de costa, o qual a sequência destas feições em direção costa-afora caracteriza o processo de progradação, o que pode indicar períodos em que o aporte sedimentar supera a criação de espaço de acomodação ou o nível relativo do mar entra em queda.

Interpretação Visual das Imagens de Satélite Rapideye

Na análise da imagem de satélite *Rapideye* conforme proposto por Silva e Sano (2016), foi utilizada para identificar a variação da cobertura vegetal através da composição colorida R5-G3-B1 (ano 2014), na qual é possível visualizar com melhor definição padrões de reflectância da vegetação (em vermelho) ao longo da planície de cordões litorâneos (Figura 3). Dessa forma, a relação entre a vegetação e o solo exposto, proporcionou a identificação de três padrões distintos (I / II / III). O padrão I está localizado nos primeiros 500 m da porção interna da planície, e se diferencia dos demais cordões devido a sua orientação, que trunca com os cordões do padrão II. Os cordões do padrão I encontram-se mais vegetados que os cordões referentes ao padrão II. Os cordões do padrão II, os quais representam a maior porção na planície (isso se observado em caminhamento traçado ao longo da planície), apresentam uma única tendência de orientação e possuem menor concentração de vegetação ao longo das cristas. O padrão III é o mais próximo à

linha de costa e os cordões apresentam-se encobertos por densa vegetação, a orientação destes cordões pode ser observada por algumas linhas mais escuras (característica de áreas baixas e umedecidas entre as cristas) com a mesma tendência de orientação dos cordões observados no padrão II. No entanto, a coloração dos sedimentos do padrão III, observados em campo, evidencia uma diferenciação dos demais. Foi observado que a coloração dos padrões I e II resulta em sedimentos arenosos mais claros (amarelados) enquanto que os sedimentos do padrão III possuem cor mais escura (acinzentados).

Perfil Altimétrico

A Figura 4 representa o perfil altimétrico elaborado a partir do transecto perpendicular aos

cordões litorâneos (ver a localização na Figura 2) e possui 4,2 km de comprimento. Ao longo deste perfil a variação da elevação é de aproximadamente 2,5 m, a maior parte da planície de cordões litorâneos atinge cotas máximas entre 4 a 4,5 m em relação ao nível médio do mar, e cota mínima entorno de 1,9 m. O perfil está orientado de oeste (W) para leste (E), ou seja, do início da planície costeira de cordões litorâneos para o sentido da linha de costa. Em geral, este perfil altimétrico possui três principais caracterizas: (1) o início (~600 m) apresenta trecho com aumento da elevação, em seguida; (2) ocorre longo trecho relativamente mais plano, com pouca mudança na elevação e; (3) o decréscimo da elevação nos últimos metros (~900 m).

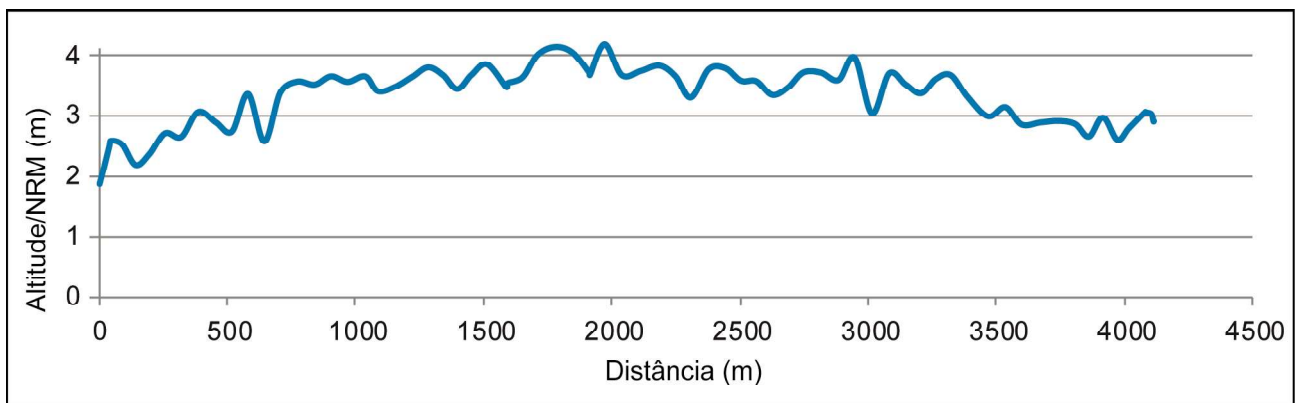


Figura 4 - Perfil altimétrico gerado a partir do transecto perpendicular à linha de costa (ver localização na Figura 2).

Perfis de GPR

A interpretação dos dados adquiridos pelo GPR permitiu a identificação de três padrões distintos, os quais foram selecionados intervalos do perfil total que melhor representam cada padrão. Logo, foram geradas três seções principais (A/A', B/B', C/C'), localizadas no mapa da Figura 2, e demonstradas, respectivamente, nas figuras 5, 6 e 7.

A seção A/A' (Figura 5) evidencia dois padrões de empilhamento distintos. O padrão inferior possui refletores contínuos com padrão sigmoidal oblíquo, geometria inclinada mergulhando em direção ao continente, caracterizando uma porção retrogradante do sistema. O padrão superior possui refletores contínuos e descontínuos, marcando um padrão sigmoidal, geometria inclinada mergulhando em direção ao mar, caracterizando uma progradação. Foram identificadas

nesse padrão superior duas unidades: na inferior os refletores são contínuos, geometria oblíqua, caracterizado por inclinações de médio a baixo ângulo em direção ao mar. Essa unidade é interpretada como ambiente de pós-praia e zona de estirâncio. A unidade no topo dessa seção possui refletores contínuos, horizontais, paralelos a subparalelos, ora em contato concordante com os refletores da unidade inferior. Essa unidade é interpretada como a cobertura eólica. Esta seção está localizada no início da planície costeira (ver Figura 2), essa inversão no padrão de empilhamento representa o episódio associado ao máximo da transgressão e, posteriormente, o início da regressão.

A seção B/B' destaca a continuidade no padrão de empilhamento dos cordões litorâneos. São observadas três principais unidades nessa seção. A unidade inferior possui refletores descontínuos a contínuos,

de geometria ondulada média, com padrões côncavo-convexos, interpretada como ambiente de antepraia superior. Abaixo dessa última unidade mencionada os refletores constituem configuração caótica. A unidade intermediária apresenta refletores contínuos com médio a baixo ângulo e mergulho em direção ao mar. Os refletores de médio ângulo são curtos e apresentam o padrão oblíquo enquanto os de baixo ângulo são mais

contínuos e se dispõem paralelos a subparalelos com suave mergulho em direção ao mar. Em termos de ambiente essa unidade é interpretada como o pós-praia e a zona de estirâncio. A unidade no topo da seção é composta por refletores horizontais, contínuos, paralelos a subparalelos e, em algumas partes a terminação dos refletores é concordante com a unidade abaixo. Essa unidade representa o capeamento eólico.

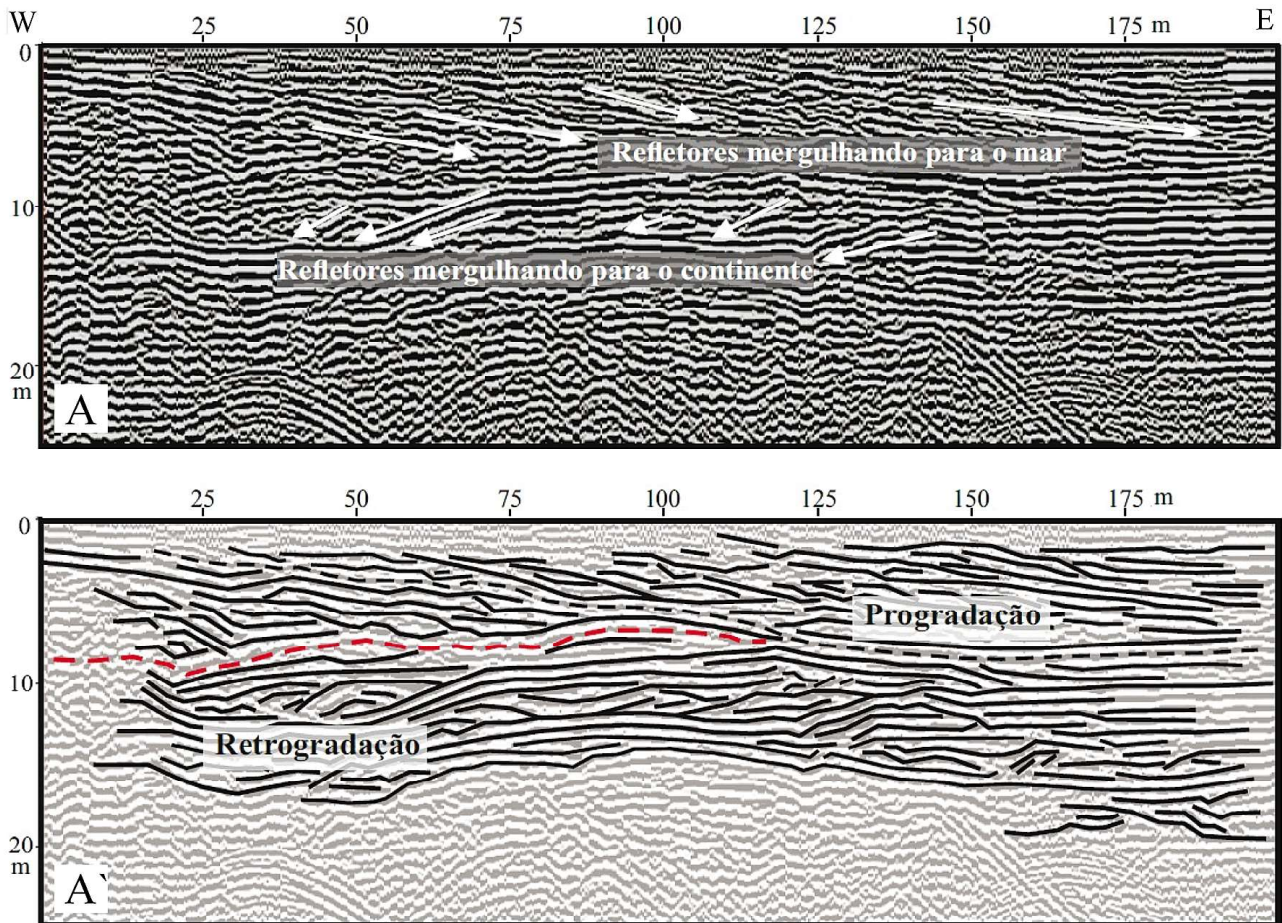


Figura 5 - Perfil de GPR seção A/A', apresentando os padrões: retrogradante na porção inferior; e progradante na porção superior. A) Linha pós-processada, com destaque na orientação dos refletores (setas brancas). A') Linha pós-processada interpretada, com destaque na configuração dos refletores e caracterização dos processos decorridos, linha pontilhada vermelha limita os dois padrões.

A seção C/C' caracteriza também o padrão de empilhamento progradacional dos cordões litorâneos, foram identificadas duas unidades. A unidade inferior é a mais proeminente dessa seção, onde os refletores são contínuos, geometria oblíqua, caracterizado por refletores de médio a baixo ângulo em direção ao mar. É interpretado que esta seção se diferencia da seção B/B' devido ao comportamento mais alongado do padrão geométrico oblíquo gerado pelos refletores, caracterizando cordões litorâneos um pouco mais contínuos e alongados. Foi

interpretado para essa unidade o ambiente de pós-praia e zona de estirâncio, sendo que, sob esta unidade os refletores configuram um padrão caótico. A unidade no topo dessa seção possui refletores contínuos, horizontais, paralelos a subparalelos, contornando e, ora em contato concordante com os refletores da unidade inferior. Essa unidade é interpretada como o capeamento eólico e apresenta-se mais espessa, em relação ao que foi observado ao longo de todo registro, sendo possível visualizar a morfologia de cristas (↑) e cavas (↓).

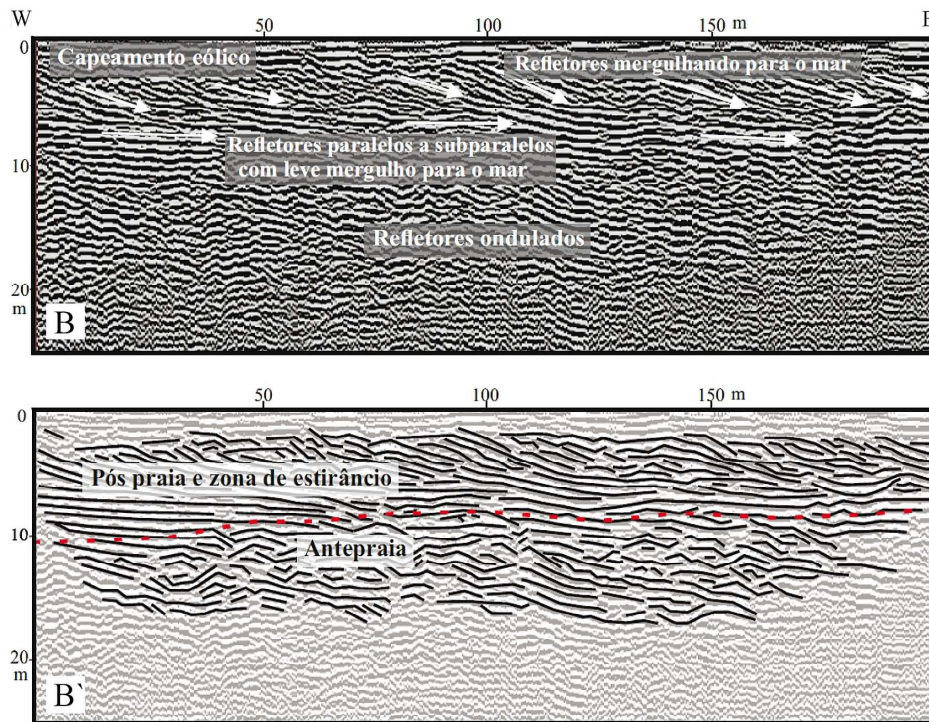


Figura 6 - Perfil de GPR seção B/B', apresentando três unidades e realçando a migração da praia sobre a antepraia. B) Linha pós-processada, com destaque na orientação dos refletores (setas brancas), é também marcado no topo da seção a localização do capeamento eólico. B') Linha pós-processada interpretada, com destaque na configuração dos refletores e caracterização dos ambientes, a linha pontilhada vermelha limita os ambientes praias da antepraia e no topo da seção a porção interpretado como capeamento eólico os refletores não foram desenhados, porem a lente na linha pós-processada permite a sua visualização e diferenciação das unidades inferiores.

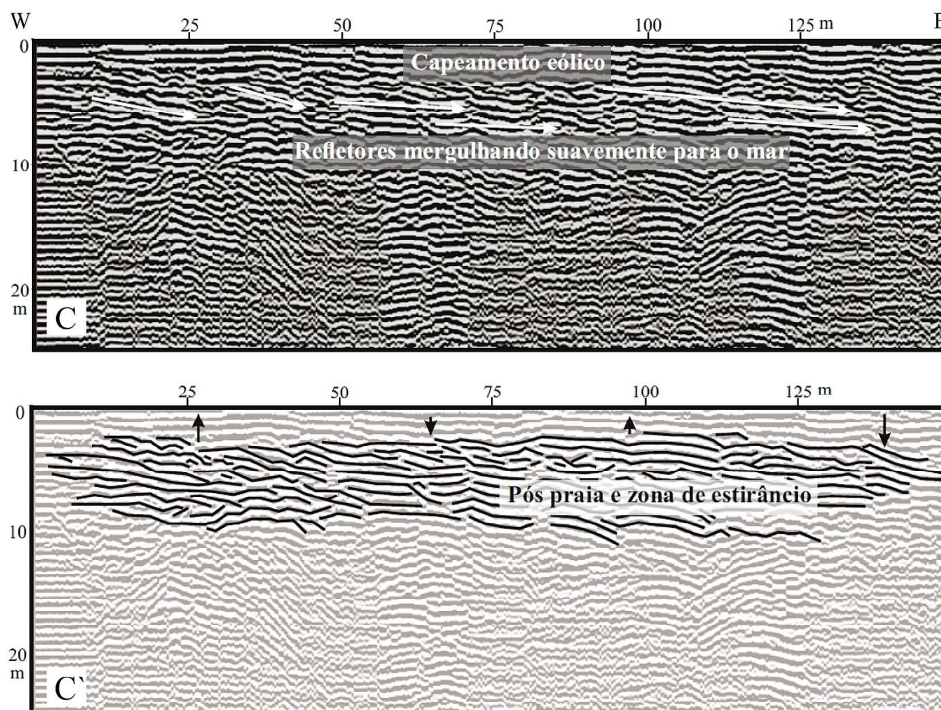


Figura 7 - Perfil de GPR seção C/C', apresentando a unidade praial mais ressaltada. C) Linha pós-processada, com destaque na orientação dos refletores (setas brancas), é também marcado no topo da seção a localização do capeamento eólico. C') Linha pós-processada interpretada, com destaque na configuração dos refletores e caracterização do ambiente, no topo da seção as setas para cima (↑) e para baixo (↓) indicam a possível relação de crista e cava pelo contorno do capeamento eólico.

Idades Loe

As seis idades LOE obtidas para os cordões litorâneos presentes ao longo da planície costeira sobre o vale fluvial do Rio Itabapoana confirmam a idade holocênica. A localização das amostras coletadas é apresentada na Figura 2. As doses equivalentes, as taxas de dose e as idades LOE são apresentadas na Tabela 1. As curvas dose-resposta apresentam tendência linear para doses baixas (<5 Gy, Figura 8 A) ou tendência exponencial para doses mais elevadas (>10 Gy). As distribuições de equivalentes de todas as amostras datadas tiveram dispersão (*overdispersion*, OD %) menores que 35%, indicativa de grãos de quartzo com fotoesvaziamento completo e sem mistura pós-deposicional (Figura 8 B). As idades LOE obtidas, e consideradas coerentes com o padrão de empilhamento progradacional observado na seção de GPR, variaram de 5.261 ± 396 a 1.940 ± 158

anos (Tabela 1). As idades das amostras PN-LOE-3, PN-LOE-4, PN-LOE-5 e PN-LOE-6 decrescem no sentido da linha de costa e, portanto, são coerentes com a progradação da planície costeira. Por outro lado, as amostras PN-LOE-1 (2.417 ± 242 anos) e PN-LOE-2 (3.160 ± 251 anos), coletadas na porção interna da planície de cordões, possuem idades mais jovens que a amostra PN-LOE-3 (5.261 ± 396 anos), a qual se localiza na porção central da planície. Essas duas primeiras idades discordam do padrão de empilhamento progradacional da planície costeira. Essa não concordância pode ser o resultado do retrabalhamento eólico de sedimentos superficiais nesta porção mais interna, ou a contaminação por sedimentos mais jovens ocasionado pela penetração de raízes da vegetação mais exuberante (Padrão I – Figura 3), já que essas amostras representam sedimentos coletados no primeiro metro de profundidade.

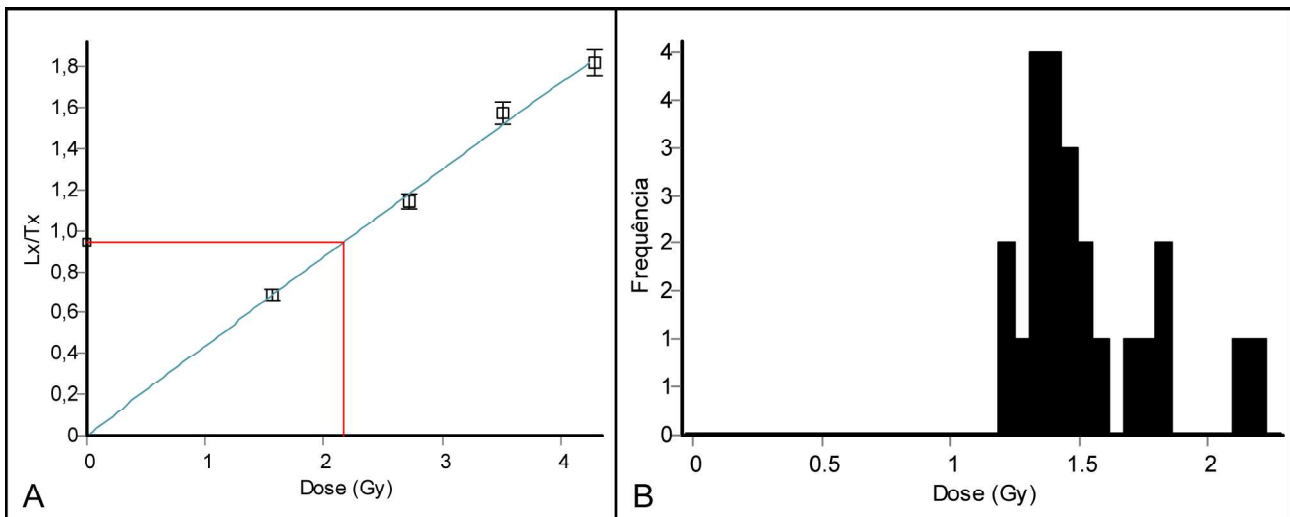


Figura 8 - A) Curva dose-resposta de alíquota de quartzo da amostra PN-LOE-4. Lx/Tx representa o sinal de luminescência (0,8 s) corrigido por dose teste. B) Histograma das doses equivalentes das alíquotas da amostra PN-LOE-4.

Discussão

Arquitetura Interna da Planície Costeira

A planície costeira de cordões litorâneos apresentou dois padrões de empilhamento, um retrogradacional e outro progradacional. O padrão retrogradacional é observado na seção A/A', que se localiza no início da planície de cordões litorâneos (figuras 2 e 5). Essa porção do início da planície costeira é caracterizada no mapa geomorfológico confeccionado por Albino *et al.* (2011) como ilha barreira, que está entre a os cordões litorâneos holocênicos (ao leste – em direção ao mar) e

o sistema lagunar (ao oeste – em direção ao continente). Segundo o modelo proposto por Dominguez *et al.* (1981) para a evolução das planícies costeiras associadas aos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul, o mais recente sistema ilha barreira/laguna teria se formado durante o último máximo transgressivo.

Os dados interpretados demonstram que a migração do sistema costeiro em direção ao continente, acompanhando a elevação do nível relativo do mar, traduziria na arquitetura deposicional retrogradante como observado na seção A/A'. Outros modelos que apresentam o mesmo tipo de retrogradação da unidade

demonstrada na seção A/A` são propostos para as barreiras transgressivas estudadas no sul do Brasil, em que os processos que geram a progradação para dentro do sistema lagunar são diretamente associados a erosão e ao transporte eólico, resultando no deslocamento das dunas e/ou a construção de deltas na margem lagunar através de sangradouros formados pelo acúmulo de água no interdunas (DILLENBURG *et al.*, 2004; BARBOZA *et al.*, 2011; LIMA *et al.*, 2013; ROSA *et al.*, 2016). Outra explicação para a unidade retrogradante seria o processo de transposição de ondas sobre a barreira costeira frontal (*washover*) associado a eventos de tempestades, depositando sedimentos atrás da barreira na forma de leques de transposição (*washover*), comum em costas de micromaré (MOULTON *et al.*, 2013; ROCHA *et al.*, 2013).

A unidade sobrejacente à unidade retrogradante vista na seção A/A` possui padrão de empilhamento dos refletores com inclinação em direção ao mar e, portanto, indicam o início dos processos progradação atuais ao longo de todo o perfil adquirido com o GPR. Esse padrão de empilhamento progradação ocorrido no início do perfil, na parte mais interna da planície de cordões litorâneos, caracteriza uma regressão normal, onde a taxa de aporte supera a taxa de subida relativa do nível do mar. A característica progradação ao longo do perfil se assemelha a arquitetura interna observada por perfis de GPR em trabalhos recentes realizados em cordões litorâneos de outras localidades (ENGEL e ROBERTS, 2005; RODRIGUEZ E MEYER, 2006; TAMURA *et al.*, 2008; BARBOZA *et al.*, 2009, 2011, 2013; ROCHA *et al.*, 2017). O mecanismo de gênese destes cordões litorâneos pode estar associado à construção de bermas, onde o transporte de sedimentos pela ação de ondas de tempo bom (KOMAR, 1998) ocasiona a incorporação e formação do corpo da berma.

A seção B/B` evidencia a continuidade do processo progradação, porém a unidade classificada como ambiente de pós-praia e zona de estirâncio possui dois padrões de refletores, o superior que constitui de refletores de médio ângulo inclinados para o mar caracterizando a geometria oblíqua e, o inferior, que apresenta refletores mais contínuos, paralelos a subparalelos com mergulho de baixo ângulo em direção ao mar. A porção superior condiz com a arquitetura interna de cordões litorâneos progradação, como já descritos para a seção A/A`. Já a porção inferior exhibe registro progradação pouco visível, que devido ao

padrão dos refletores, já descritos acima, podem indicar um empilhamento de fases agradacionais. Portanto, essa unidade caracterizada como pós-praia e zona de estirâncio pode ser representada pela combinação de componentes progradação e agradacionais. Esta combinação também foi descrita em trabalhos realizados sobre barreiras regressivas no sul do Brasil (BARBOZA *et al.*, 2009, 2011, 2013; DILLENBURG *et al.*, 2017).

Sob esta unidade do pós-praia e zona de estirâncio, foi interpretado a unidade caracterizada como de ambiente de antepraia superior que possui refletores contínuos e descontínuos e de geometria ondulada, com padrão côncavo-convexo. Esta unidade é semelhante à descrita por Tamura *et al.* (2008) que classifica como um padrão mais complexo que as interpretadas como o pós-praia e a zona de estirâncio e, associa este padrão à migração de barras na zona submarina. A morfologia destes refletores e a interpretação como antepraia superior também foram reconhecidas em estudos realizados nas barreiras regressivas do Estado do Rio de Janeiro (FERNANDEZ *et al.*, 2015; ROCHA *et al.*, 2013, 2017). Assim, a configuração da arquitetura deposicional descrita e interpretada para essa seção indica a migração da praia sobre a antepraia, representando a sequência de uma barreira regressiva.

Apesar da seção C/C` continuar a demonstrar a progradação dos cordões litorâneos, o padrão dos refletores se diferencia das outras seções. Nesta seção, a geometria oblíqua apresenta refletores mais alongados e contínuos. Isto pode estar associado à mudança de orientação do perfil e, abaixo desta unidade, o sinal atenuado do GPR na seção não permitiu a interpretação de unidades na porção inferior. O aumento de oeste para leste do sinal atenuado, ao longo de todo perfil de GPR, pode ser caracterizado pela proximidade da cunha salina.

Outra unidade observada e interpretada nas seções é o capeamento eólico representado por refletores contínuos, horizontais, paralelos a subparalelos, contornando e, ora em contato concordante com os refletores da unidade do pós-praia e zona de estirâncio. Essa unidade eólica ocorre no topo dessas seções e apresenta de 1,0 a 2,5 m de espessura. As características dessa unidade eólica descrita a partir da morfologia dos refletores são semelhantes às identificadas por Rocha *et al.* (2017), Costa e FitzGerald (2011), Rodriguez e Meyer (2006) e Caldas *et al.* (2006), e diferem do padrão ondulado/contorcido das unidades eólicas estudadas nas

planícies costeiras na região Sul do Brasil (BARBOZA *et al.*, 2009, 2011, 2013, 2018; DILLENBURG *et al.*, 2017; LEAL *et al.*, 2016; ROSA *et al.*, 2017; SILVA *et al.*, 2010, 2014), as quais caracterizam a sequência dos cordões litorâneos como cordões de dunas frontais ou lençóis de areias transgressivos. Entretanto, a morfologia da unidade eólica do presente trabalho pode não apresentar o padrão ondulado/contorcido devido ao perfil de GPR ter sido realizado sobre a estrada aterrada construída perpendicularmente à planície.

A morfologia obtida no perfil topográfico da praia atual e a observação do registro de fotografias adquiridas em campo permitiu identificar três diferentes

ambientes (Figura 9). As superfícies observadas são correlacionáveis com refletores das unidades interpretadas no perfil de GPR, principalmente, com relação à seção B/B', no qual observam-se: a unidade de antepraia, com geometria ondulada, padrão côncavo-convexo dos refletores, representando barras submarinas; a unidade do pós-praia e zona de estirâncio representada por refletores contínuos com médio a baixo ângulo mergulhando em direção ao mar, correlacionados a praia; e a unidade eólica com refletores contínuos, horizontais, paralelos a subparalelos, contornando e, ora em contato concordante com a unidade inferior, representando o sistema eólico.

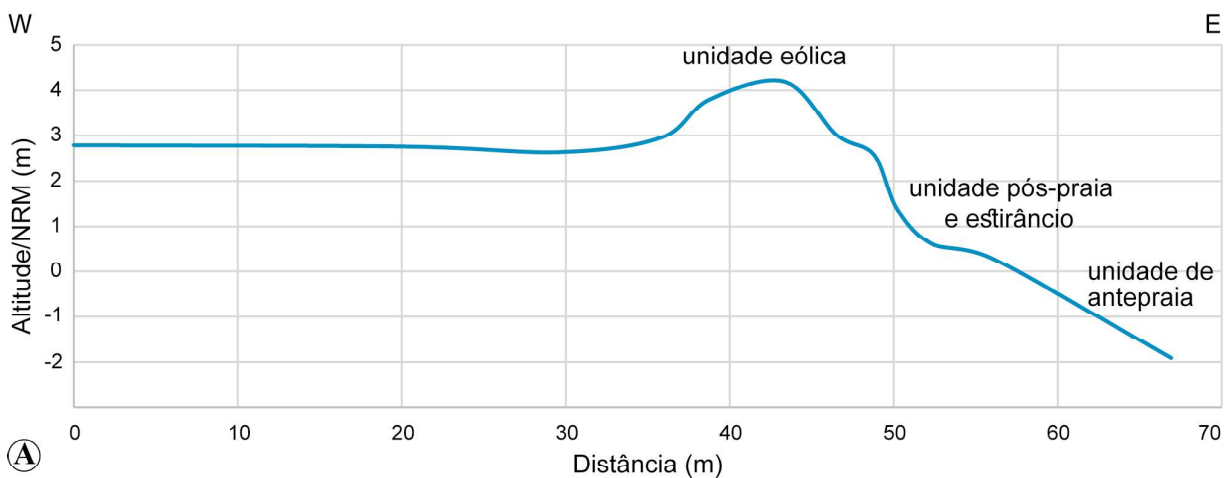


Figura 9 - A) Perfil praiial atual obtido através de nivelamento altimétrico com estação total. B) Registro fotográfico do perfil praiial atual junto à praia da Neves. Observam-se as morfologias correlatas aos refletores observados nas seções de GPR e as unidades deposicionais definidas.

Idades LOE das Cristas de Praia

As idades LOE obtidas em alíquotas multigrãos de quartzo demonstraram resultados coerentes com o padrão progradacional da planície, ainda que foram obtidas idades mais jovens que o esperado para uma planície de cordões litorâneos regressivos nas amostras PN-LOE-1 e PN-LOE-2, coletadas em cordões mais internos. As idades obtidas para as amostras PN-LOE-3, PN-LOE-4, PN-LOE-5 e PN-LOE-6 apresentaram coerência com os dados morfológicos e estratigráficos, resultando em um padrão cronológico decrescente em direção à linha de costa. Os resultados da datação corroboram a origem holocênica dos cordões litorâneos, possuindo idades inferiores a 5.261 ± 396 anos A.P. As idades obtidas são compatíveis com as oscilações do nível relativo do mar nos últimos 7.000 anos A.P., como proposto por Angulo *et al.* (2006), com o nível relativo do mar atingido o máximo de elevação entre 5.000 e 5.800 anos A.P., para costa leste brasileira ao norte da latitude 28°.

Esperavam-se idades mais antigas para as amostras PN-LOE-1 e PN-LOE-2, em comparação com a idade da amostra PN-LOE-3, pois de acordo com os dados interpretados do perfil de GPR, demonstrados nas seções A/A', B/B' e C/C' (figuras 5, 6 e 7) é caracterizado um comportamento regressivo da linha de costa ao longo de todo levantamento realizado. Assim, essa característica regressiva (padrão de empilhamento progradacional) observada em subsuperfície, aponta que as idades das amostras PN-LOE-1 e PN-LOE-2 não representam idades relacionadas à gênese dos cordões litorâneos, e indicam depósitos de retrabalhamento eólico, ou contaminação, posteriores à fase de deposição. Ademais, a idade da amostra aqui representada pela PN-LOE-3 (5.261 ± 396 anos) e a posição altimétrica que a mesma se encontra no perfil (representando o paleo nível relativo do mar) são correlacionáveis com outras barreiras regressivas ao longo de outras regiões no Brasil (DILLENBURG *et al.*, 2009, 2017; SILVA *et al.*, 2014).

O intervalo entre as idades das amostras PN-LOE-4 (4.233 ± 290 anos) a PN-LOE-5 (3.737 ± 285 anos) corroboram com o início da mudança no padrão altimétrico, marcando uma variação altimétrica em

queda no perfil topográfico, bem como a mudança de padrão interpretado a partir da imagem de satélite, e a mudança na estrutura interna dos refletores no perfil de GPR. Segundo Cancelli (2012), na costa sul-catarinense, o intervalo após 3.800 anos A.P. é marcado por período de regressão forçada e desenvolvimento pronunciado de vegetação, similar ao observado no Padrão III (Figura 3).

Evolução de uma Barreira Regressiva

No levantamento realizado onde foram obtidas as linhas de GPR, cortando perpendicularmente a planície costeira, foram identificadas as unidades interpretadas como capeamento eólico, pós-praia e zona de estirâncio e antepraia. Essas unidades compõem sequência regressiva de uma barreira costeira (KRAFT e JOHN, 1979; ROY *et al.*, 1994; OTVOS, 2012), a qual é representada geomorfologicamente pela extensa planície de cordões litorâneos associados ao aporte sedimentar fluvial do Rio Itabapoana. A disposição dos sedimentos praias sobre o ambiente de antepraia caracteriza um sistema progradacional com regressão da linha de costa, onde cada cordão litorâneo representa uma paleolinha de costa.

Os cordões litorâneos estão associados ao recobrimento das unidades praias e marinhas pela unidade eólica, isto é, a disponibilidade dos sedimentos da praia e da zona marinha são transportados pelo vento e depositados sobre o pós-praia onde são aprisionados pela vegetação, desenvolvendo as dunas frontais. A sequência regressiva da barreira costeira consiste na progradação dos cordões de dunas frontais, segundo as unidades descritas (ROCHA *et al.*, 2013).

O registro de GPR na porção mais continental da planície demonstra a transição entre as fases de transgressão e regressão da barreira, padrão esse já identificado por Barboza *et al.* (2011) e Dillenburg e Barboza (2014), caracterizando o diacronismo entre o máximo transgressivo e o máximo relativo do nível do mar (BARBOZA *et al.*, 2018; ROSA *et al.*, 2017). Aplicando os conceitos de hierarquia da estratigrafia de sequências e o método de sucessão de acomodação (NEAL e ABREU, 2009), a evolução da planície de cordões litorâneos durante o Holoceno médio e tardio

pode ser dividida em três fases principais estando associadas à transgressão, à regressão normal de nível alto e à regressão forçada com nível de base em queda. Corroborando com o registro de GPR que foi demonstrado pelas seções A/A', B/B' e C/C' (figuras 5, 6 e 7) que melhor representam o registro ao longo de todo o caminhamento, adicionando a interpretação dos três padrões observados na imagem de satélite (Figura 3) e pelos três padrões observados ao longo do perfil altimétrico (Figura 4). Assim, foram definidas três porções da planície de cordões litorâneos onde ocorreram progradação-agradacão (PA), agradacão-progradação (AP) e progradação-degradação (PD).

O início do perfil altimétrico configura um padrão crescente na elevação. Esse dado auxiliado com o registro de GPR (Figura 5) pode identificar o período de subida do nível relativo do mar e a progradação da barreira. Essa porção configura o período em que o nível relativo do mar está subindo gerando espaço de acomodação, porém o aporte sedimentar foi muito maior que a taxa de geração de espaço de acomodação, ocasionando progradação do sistema deposicional. Esse período marca a transição da fase transgressiva para a regressiva normal de nível alto, caracterizando a porção da planície que ocorre a progradação-agradacão.

No segundo momento se tem a regressão normal de nível alto, interpretado segundo o perfil altimétrico, que representa um longo período de “estabilidade” do nível relativo do mar, com pouca mudança na variação da elevação e, segundo o registro de GPR demonstrado pela seção B/B' (Figura 6), onde se encontra as unidades praias sobre as de ambiente de antepraia que compõe a sequência predominantemente regressiva da barreira. A unidade interpretada como pós-praia e zona de estirâncio nessa seção evidencia o padrão agradacional e progadacional dos sedimentos praias.

A regressão forçada é identificada na porção final da planície, onde foi definido o Padrão III (Figura 3) na interpretação da imagem de satélite, caracterizado pela porção mais vegetada da planície de cordões litorâneos. Essa porção da planície também condiz com a queda no perfil altimétrico e, com a seção C/C' (Figura 7) referente ao registro de GPR que demonstrou a continuação da progradação da barreira onde se observou apenas pelas unidades

eólica, do pós-praia e zona do estirâncio. A unidade referente ao ambiente de pós-praia e zona de estirâncio, apresentaram um padrão diferente daqueles encontrados anteriormente ao longo do registro de GPR, mostrando geometria e padrão dos refletores mais alongados. Assim, pode se entender que a progradação dessa porção da barreira foi concomitante pela queda do nível do mar gerando a progradação-degradação da barreira regressiva.

Calculando as taxas de progradação, observou-se que a partir de 5.261 ± 396 A.P. (PN-LOE-3) ocorreu uma variação nas mesmas. Nos 746 m entre as amostragens PN-LOE-3 e PN-LOE-4 a taxa foi de 0,73 m/ano, entre as amostragens PN-LOE-4 e PN-LOE-5 (102 m) foi de 0,21 m/ano, e no segmento entre as amostragens PN-LOE-5 e PN-LOE-5 (979 m) foi de 0,55 m/ano. Essa variação está associada exatamente onde ocorre uma variação na morfologia da barreira, demonstrando que a taxa de maior velocidade na progradação ocorreu durante a regressão normal. Provavelmente, associada a um maior aporte sedimentar, as condições climáticas e ao nível relativo do mar estável.

O modelo apresentado revela que grande parte da planície se desenvolveu durante fases em que o nível relativo do mar se encontrava subindo e “estável”, sendo que, o fator que ocasionou a progradação está associada ao aporte sedimentar advinda do Rio Itabapoana e adjacências, possivelmente tendo contribuição do Grupo Barreiras que cercam a planície costeira (ALBINO *et al.*, 2011). Esse período de subida e estabilidade do nível relativo do mar, com base nas datações obtidas por LOE, condiz com as idades apresentadas por Angulo *et al.* (2006), em que o nível relativo do mar atingiria seu máximo entre 5.800 a 5.000 anos A.P. e, posteriormente, entraria em queda. Entretanto, a queda do nível relativo do mar, caracterizado na porção final da planície costeira, começaria entre 4.233 ± 290 e 3.737 ± 285 anos, referentes às amostras PN-LOE-4 e PN-LOE-5, as quais corroboram com o registro geofísico, com o perfil altimétrico e com a interpretação da imagem de satélite. Esse início da queda também é observado em outros estudos (DILLENBURG *et al.*, 2009; 2017; CANCELLI, 2012). A visualização da integração dos dados e das interpretações feitas ao longo deste trabalho é demonstrada na Figura 10.

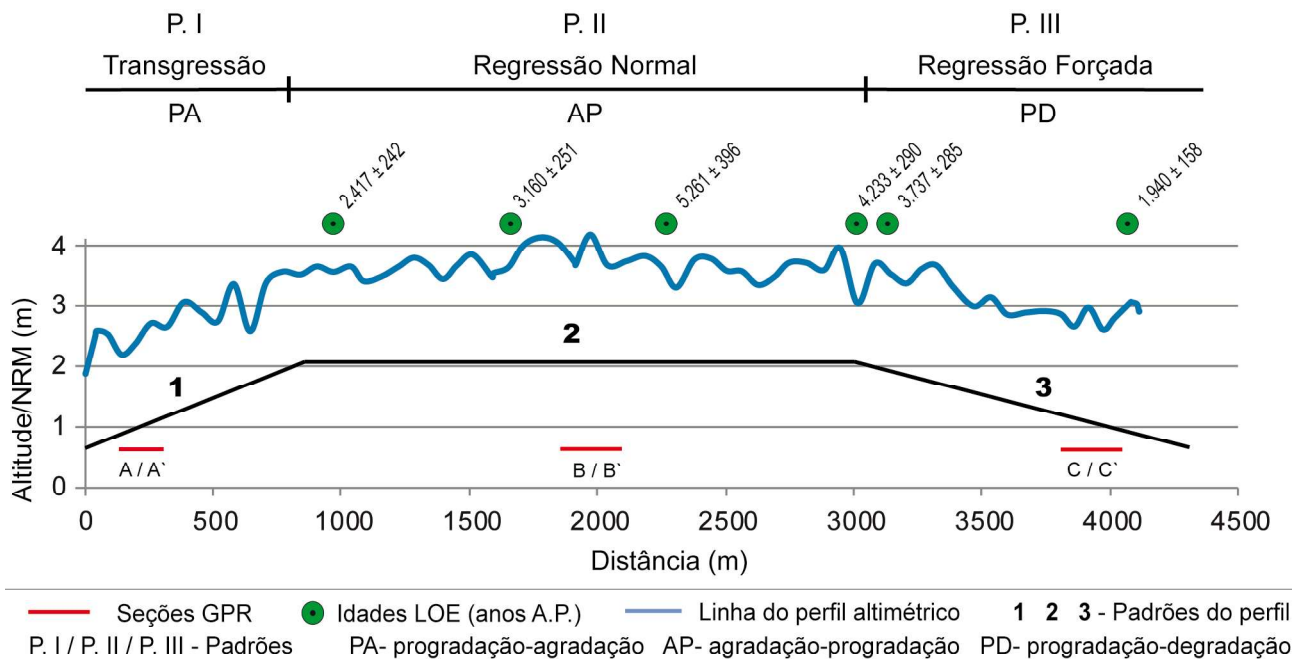


Figura 10 - Integração dos dados obtidos e interpretações. Observam-se os padrões de empilhamento relacionados com a morfologia do perfil topográfico, os padrões identificados na variação da vegetação e as idades obtidas.

Considerações Finais

A progradação da barreira costeira situada sobre o vale fluvial do Rio Itabapoana durante o Holoceno foi caracterizada através do padrão de empilhamento dos cordões litorâneos observados através dos dados obtidos com o GPR. O padrão de terminações e estrutura dos refletores permitiu a identificação das unidades referentes ao sistema eólico, ao pós-praia e zona de estirâncio determinando que a gênese dos cordões litorâneos está associada a progradação de dunas frontais, cujo a zona submarina e a praia desempenham papel de fonte de sedimentos, os quais são transportados pela ação dos ventos sendo depositados e estabilizados pela vegetação costeira no pós-praia.

Através da interpretação dos dados em subsuperfície também foi possível identificar que, como em outras planícies na Bacia de Pelotas com a mesma característica de cordões litorâneos, a regressão inicia antes do máximo relativo do nível do mar, o que caracteriza o diacronismo entre máximo transgressivo e máximo relativo do nível do mar.

As idades obtidas pelo método LOE dos cordões litorâneos na planície costeira apresentaram idades holocênicas. A integração dos métodos utilizados no presente trabalho permitiu a identificação de diferentes padrões ao longo da planície, os quais corroboraram

para identificar às fases decorrentes da interação entre o nível relativo do mar e o aporte sedimentar na evolução da planície.

Identificaram-se taxas variáveis na progradação a partir de 5.261 ± 396 A.P. Essas variações, provavelmente, estão associadas as mudanças nas condições do nível relativo do mar e, conseqüentemente, mudanças ocasionadas nas condições climáticas e oceanográficas.

O comportamento dessa barreira, em termos de evolução costeira, permite estabelecer um comportamento não erosivo em longo período. Essa informação contribuiu para futuros projetos de uso e ocupação nesta região.

Referências Bibliográficas

- ABREU, V. S.; NEAL, J.; VAIL, P. R. (2010). Integration of sequence stratigraphy concepts. In: ABREU, V. S.; NEAL, J.; BOHACS, K. M.; KALBAS, J. L. (org.) **Sequence Stratigraphy of siliciclastic systems – The ExxonMobil Methodology: atlas of exercises**. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Oklahoma (U.S.A.): p. 209-224.
- ALBINO, J.; GIRARDI, G.; NASCIMENTO, K. A. D. Espírito Santo. **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: MMA, p. 227-264, 2006.
- ALBINO, J.; NETO, N. C. Quaternary Evolution of Rio

- Itabapoana Coastal Plain and its Relationship with Vulnerability. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA), 1., Rio de Janeiro. **Anais...** Armação dos Búzios (RJ): Congresso ABEQUA. 2011. p. 462-466. ISSN: 2318-0986, 2011.
- ALBINO, J.; NETO, N. C.; OLIVEIRA, T. C. A. (2016). The Beaches of Espírito Santo. In: SHORT, A. D.; KLEIN, A. H. F. (org.) **Brazilian Beach Systems**. Springer International Publishing, USA: p. 333-361. DOI: 10.1007/978-3-319-30394-9_13
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. **Meteorologische Zeitschrift**, n. 22, p. 711-728, 2014. DOI: 10.1127/0941-2948/2013/0507
- ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, n. 25, p. 486-506, 2006. DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.03.008
- BARBOZA E. G.; DILLENBURG, S. R.; ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P. A. Ground-penetrating radar profiles of two Holocene regressive barriers in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 56, v. 1, p. 579-583, 2009.
- BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N. Evolution of the Holocene Coastal Barrier of Pelotas Basin (Southern Brazil) – new approach with GPR data. **Journal of Coastal Research**, SI 64, p. 646-650, 2011.
- BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J. Preservation potential of foredunes in the stratigraphic record. **Journal of Coastal Research**, SI 65, n. sp2, p. 1265-1270, 2013. DOI: 10.2112/SI65-214.1
- BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J. Stratigraphic analysis applied on the recognition of the interface between marine and fluvial depositional systems. **Journal of Coastal Research**, SI 70, n. sp1, p. 687-692, 2014. DOI: 10.2112/SI70-116.1
- BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R.; WATANABE, D. S. Z.; ESTEVES, T.; MARTINS, E. M.; GRUBER, N. L. S. Diachronic Condition Between Maximum Transgressive and Maximum Eustatic Sea-Level in Holocene: Subsides for Coastal Management. **Journal of Coastal Research**, SI 85(1), p. 446-450, 2018. DOI: 10.2112/SI85-090.1
- BOGO, M.; SOUZA, M. C.; ANGULO, 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**, v. 42, n. 3, p. 281-295, 2015.
- BOYD, R.; DALRYMPLE, R.; ZAITLIN B. A. Classification of clastic coastal depositional environments. **Sedimentary Geology**, v. 80, n. 3-4, p. 139-150, 1992. DOI: 10.1016/0037-0738(92)90037-R
- CALDAS, L. H. O.; OLIVEIRA, J. G.; MEDEIRO, W. E.; KARL STATTEGGER, K.; VITAL, H. Geometry and evolution of Holocene transgressive and regressive barriers on the semi-arid coast of NE Brazil. **Geo-Marine Letter**, v. 26, n. 5, p. 249-263, 2006. DOI: 10.1007/s00367-006-0034-2
- CANCELLI, R. R. **Evolução paleoambiental da planície costeira sul-catarinense (Lagoa do Sombrio) durante o Holoceno, com base em dados palinológicos**. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012. 159p. <<http://hdl.handle.net/10183/70405>>
- COSTA, S.; FITZGERALD, D. Sedimentary architecture of a spit-end (Salisbury Beach, Massachusetts): The imprints of sea-level rise and inlet dynamics. **Marine Geology**, v. 284, n. 1, p. 203-216, 2011. DOI: 10.1016/j.margeo.2011.04.002
- DANIELS, J.; ROBERTS, R.; VENDL, M. Ground penetrating radar for the detection of liquid contaminants. **Journal of Applied Geophysics**, v. 33, n. 1-3, p. 195-207, 1995. DOI: 10.1016/0926-9851(95)90041-1
- DILLENBURG, S. R.; HESP, P. A. **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers**. Heidelberg: Springer Verlag, 2009. v. 107, 380p.
- DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G. Long- and short-term progradation of a regressive barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 56, p. 599-601, 2009.
- DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G. (2014). The Strike-Fed Sandy Coast of Southern Brazil. In: MARTINI, I. P.; WANLESS H. R. (org.) **Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences**. Geological Society, London, Special Publications 388, p. 333-352. DOI: 10.1144/SP388.16
- DILLENBURG, S. R.; ROY, P. S.; COWELL, P. J.; TOMAZELLI, L. J. Influence of antecedent topography on coastal evolution as tested by the Shoreface Translation-Barrier Model (STM). **Journal of Coastal Research**, v. 16, p. 71-81. 2000.
- DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; BARBOZA, E. G. Barrier evolution and placer formation at Bujuru southern Brazil. **Marine Geology**, v. 203, n. 1, p. 43-56, 2004. DOI: 10.1016/

S0025-3227(03)00330-X

DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; BARBOZA, E. G.; CLEROT, L. C. P.; SILVA, D. B.; HESP, P. A. Stratigraphy and evolution of a prograded transgressive dunefield barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 39, v. 1, p. 131-134, 2006.

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; HESP, P. A.; CLEROT, L. C. P.; AYUP-ZOUAIN, R. N. (2009). The Holocene Coastal Barriers of Rio Grande do Sul. In: DILLENBURG, S. R.; HESP P. A. (org.) *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer, **Lecture Notes in Earth Sciences** 107, p. 53-91. DOI: 10.1007/978-3-540-44771-9_3

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C. Ground Penetrating Radar (GPR) and Standard Penetration Test (SPT) records of a regressive barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 64, p. 651-655, 2011.

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; ROSA, M. L. C. C.; MACIEL, G. S. Aeolian Deposition and Barrier Stratigraphy of the Transition Region between a Regressive and a Transgressive Barrier: an example from Southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 65, n. sp1, p. 464-469, 2013. DOI: 10.2112/SI65-079.1

DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; CARON, F.; SAWAKUCHI, A. O. The complex prograded Cassino barrier in southern Brasil: Geological and morphological evolution and records of climatic, oceanographic and sea-level changes in the last 7-6 ka. **Marine Geology**, v. 390, p. 106-119, 2017. DOI: 10.1016/j.margeo.2017.06.007

DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Esquema evolutivo da sedimentação Quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 11, n. 4, p. 227-237, 1981.

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. (org.) *Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution*. SEPM Special Publication, 41, p. 115-128. DOI: 10.2110/pec.87.41.0115

ENGEL, S.; ROBERTS, M. C. The architecture of prograding sandy-gravel beach ridges formed during the last Holocene highstand: Southwestern British Columbia, Canada. **Journal of Sedimentary Research**, v. 75, n. 6, p. 1052-1064, 2005. DOI:

10.2110/jsr.2005.081

FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B. Barreiras Costeiras Holocênicas: Geomorfologia e Arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, 2015. DOI: 10.20502/rbg.v16i2.619

GALBRAITH, R. F.; ROBERTS, R. G.; LASLETT, G. M.; YOSHIDA, H.; OLLEY, J. M. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinnium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. **Archaeometry**, v. 41, n. 2, p. 339-364, 1999. DOI: 10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x

GOY, J. L.; ZAZO, C.; DABRIO, C. J. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almeria, Western Mediterranean). **Geomorphology**, v. 50, n. 1, p. 251-268, 2003. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00217-9

GUÉRIN, G.; MERCIER, N.; ADAMIEC, G. Dose-rate conversion factors: update. **Ancient TL**, v. 29, n. 1, p. 5-8, 2011.

HESP, P. A. Foredune formation in Southeast Australia. **Coastal Geomorphology in Australia**. Sydney: Academic Press, p. 69-97, 1984.

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. 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**, v. 77, n. 3, p. 493-508, 2005. DOI: 10.1590/S0001-37652005000300010

HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; CLEROT, L. C. P.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N. Morphology of the Itapeva to Tramandaí transgressive dunefield barrier system and mid- to late Holocene sea level change. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 407-414, 2007. DOI: 10.1002/esp.1408

KOMAR, P. D. **Beach Processes and Sedimentation**, 2nd edition. New Jersey: Prentice Hall, 1998. 544p.

KRAFT, J. C.; JOHN, C. J. Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier. **American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Bulletin**, v. 63, n. 12, p. 2145-2163, 1979.

LEAL, R. A.; BARBOZA, E. G.; BITTENCOURT, V. J. B.; BIANCINI da SILVA, A. Geological and Stratigraphic Characteristics of a Holocene Regressive Barrier in Southern Brazil: GIS and GPR Applied for Evolution Analysis. **Journal**

- of Coastal Research, SI 75, p. 750-754, 2016. DOI: 10.2112/SI75-151.1
- LIMA, L. G.; DILLENBURG, S. R.; MEDEANIC, S.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; DEHNHARDT, B. A.; CARON, F. Sea-level rise and sediment budget controlling the evolution of a transgressive barrier in southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 42, p. 27-38, 2013. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.07.002
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. F.; ARCHANJO, J. D. Coastal Quaternary formations of the southern part of the State of Espírito Santo (Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 3, p. 389-404, 1996.
- MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. **Journal of Coastal Research**, v. 19, n. 1, p. 101-124, 2003.
- MITCHUM JR., R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J.B. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphy interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Payton, C.E. (org.) **Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration**. Tulsa, Memoir AAPG 26, p. 117-133.
- MOULTON, M.; OLIVEIRA FILHO, S.; ROCHA, T. B.; FERNANDEZ, G. B. Foredunes of Rio de Janeiro coast: genesis, structure and morphology. **Journal of Coastal Research**, SI 65, n. sp2, p. 1319-1324, 2013. DOI: 10.2112/SI65-223.1
- MUEHE, D.; ROSO, R. H.; SAVI, D. C. Avaliação de Método Expediente de Determinação do Nível do Mar como Datum Vertical para Amarração de Perfis de Praia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 1, p. 53-57, 2003. DOI: 10.20502/rbg.v4i1.19
- MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. **Radiation measurements**, v. 37, n. 4, p. 377-381, 2003. DOI: 10.1016/S1350-4487(03)00053-2
- NEAL, A. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. **Earth-Science Reviews**, v. 66, n.3, p. 261-330, 2004. DOI: 10.1016/j.earscirev.2004.01.004
- NEAL, J.; ABREU, V. S. Sequence stratigraphy hierarchy and the accommodation succession method. **Geology**, v. 37, n.9, p. 779-782, 2009. DOI: 10.1130/G25722A.1
- OTVOS, E. G. Beach ridges – definitions and significance. **Geomorphology**, v. 32, n. 1, p. 83-108, 2000. DOI: 10.1016/S0169-555X(99)00075-6
- OTVOS, E. G. Coastal barriers – Nomenclature, processes and classification issues. **Geomorphology**, v. 139-140, p. 39-52, 2012. DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.10.037
- PRESCOTT, J. R.; HUTTON, J. T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. **Radiation measurements**, v. 23, n. 2-3, p. 497-500, 1994. DOI: 10.1016/1350-4487(94)90086-8
- 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, n. sp1, p. 570-575, 2013. DOI: 10.2112/SI65-097.1
- 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. DOI: 10.5380/abequa.v8i1.44929
- RODRIGUEZ, A. B.; MEYER, C. T. Sea-level variation during the Holocene deduced from the morphologic and stratigraphic evolution of Morgan Peninsula, Alabama, U.S.A. **Journal of Sedimentary Research**, v. 76, n. 2, p. 257-269, 2006. DOI: 10.2110/jsr.2006.018
- ROSA, M. L. C. C.; TOMAZELLI, L. J.; COSTA, A. F. U.; BARBOZA, E. G. Integração de Métodos Potenciais (Gravimetria e Magnetometria) na Caracterização do Embasamento da Região Sudoeste da Bacia de Pelotas, Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 27, p. 641-657, 2009.
- ROSA, M. L. C. C.; BARBOZA, E. G.; DILLENBURG, S. R.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N. The Rio Grande do Sul (southern Brazil) shoreline behavior during the Quaternary: A cyclostratigraphic analysis. **Journal of Coastal Research**, SI 64, p. 686-690, 2011.
- ROSA, M. L. C. C.; HOYAL, D. C.; BARBOZA, E. G.; FEDELE, J.; ABREU, V. S. (2016). River-dominated deltas: upscaling autogenic and allogenic processes observed in laboratory experiments to field examples of small deltas in southern Brazil. In: BUDD, D.A.; HAJEK, E.A.; PURKIS, S.J. (org.) **Autogenic Dynamics and Self-Organization in Sedimentary Systems**. SEPM Special Publication, 106, p. 176-197. DOI: 10.2110/sepmsp.106.13
- ROSA, M. L. C. C.; BARBOZA, E. G.; ABREU, V. S.; TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG, S.R. High-frequency sequences in the Quaternary of Pelotas Basin (coastal plain): a record of degradational stacking as a function of longer-term

- base-level fall. **Brazilian Journal of Geology**, v. 47, n. 2, p. 183-207, 2017. DOI: 10.1590/2317-4889201720160138
- ROY, P. S.; COWELL, P. J.; FERLAND, M. A.; THOM, B. G. (1994). Wave-dominated coasts. In: CARTER, R. W. G.; WOODROFFE, C. D. (org.) **Coastal evolution: late quaternary shoreline morphodynamics**. Cambridge: Cambridge University Press, p.121-186.
- SILVA, A. B.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; FRACALOSI, F. G. Caracterização dos Depósitos Sedimentares em Subsuperfície no Setor Meridional da Planície Costeira Sul de Santa Catarina. **Gravel**, v. 8, n. 1, p. 1-7, 2010.
- SILVA, A. B.; BARBOZA, E. G.; ROSA, M. L. C. C.; DILLENBURG, S. R. Meandering fluvial system influencing the evolution of a Holocene regressive barrier in southern Brazil. **Journal of Coastal Research**, SI 70, n. sp1, p. 205-210, 2014. DOI: 10.2112/SI70-035.1
- SILVA, L. R.; SANO, E. E. Análise das Imagens do Satélite RapidEye para Discriminação da Cobertura Vegetal do Bioma Cerrado. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 68, n. 7, p. 1269-1283, 2016.
- STAPOR, F. W.; MATHEWS, T. D.; LINDFORS-KEARNS, F. E. Barrier-island progradation and Holocene sea-level history in southwest Florida. **Journal of Coastal Research**, v. 7, n. 3, p. 815-838, 1991.
- 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**, v. 15, n. 4, p. 273-286, 1985.
- TAMURA, T.; MURAKAMI, F.; NANAYAMA, F.; WATANABE, W.; SAITO, Y. Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. **Marine Geology**, v. 248, n. 1, p. 11-27, 2008. DOI: 10.1016/j.margeo.2007.10.002
- TAYLOR, M.; STONE, G.W. Beach-ridges: A review. **Journal of Coastal Research**, v. 12, n. 3, p. 612-621, 1996.
- VAIL, P. R. (1987). Seismic Stratigraphy Interpretation Using Sequence Stratigraphy. Part 1: Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure. In: BALLY, A. W. (org.) **Atlas of Seismic Stratigraphy**. Tulsa, AAPG Studies in Geology # 27), v. 1, p. 1-9.
- VAN HETEREN, S. (2015). Barrier System. In: MASSELINK G.; GEHRELS, R. (org.) **Coastal Environments and Global Change**. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK, p. 194-226. DOI: 10.1002/9781119117261.ch9
- WINTLE, A. G.; MURRAY, A. S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Radiation measurements**, v. 41, n. 4, p. 369-391, 2006. DOI: 10.1016/j.radmeas.2005.11.001